



UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

RODRIGO RANULPHO DA SILVA

**ORIGEM E IDADE DOS SEDIMENTOS DE UM TANQUE DE
INTEMPERISMO NO PLÚTON FAZENDA NOVA, PERNAMBUCO,
NORDESTE DO BRASIL: COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA, GEOQUÍMICA
ELEMENTAR E GEOCRONOLOGIA**

Recife

Agosto / 2024

RODRIGO RANULPHO DA SILVA

Geógrafo, Centro Universitário de Brasília-Uniceub, 2012.

Mestre em Geografia, Universidade Federal de Pernambuco, 2016.

**ORIGEM E IDADE DOS SEDIMENTOS DE UM TANQUE DE
INTEMPERISMO NO PLÚTON FAZENDA NOVA, PERNAMBUCO,
NORDESTE DO BRASIL: COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA, GEOQUÍMICA
ELEMENTAR E GEOCRONOLOGIA**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências do Centro de Tecnologia e Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para obtenção da Tese de Doutorado em Geociências.

Área de concentração: Geologia Sedimentar e Ambiental.

Orientador: Prof. Dr. Virgínio H. de Miranda Lopes Neumann DGEO /UFPE

Coorientador: Prof. Dr. Edison Vicente Oliveira DGEO /UFPE

Coorientador: Prof. Dr. Gelson Luís Fambrini DGEO /UFPE

.Catalogação de Publicação na Fonte. UFPE - Biblioteca Central

Silva, Rodrigo Ranulpho da.

Origem e idade dos sedimentos de um tanque de intemperismo no plúton Fazenda Nova, Pernambuco, Nordeste do Brasil: composição mineralógica, geoquímica elementar e geocronologia / Rodrigo Ranulpho da Silva. - Recife, 2024.

81, x f.: il.

Tese (Doutorado) - Universidade Federal de Pernambuco, Centro de Tecnologia e Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências, 2024.

Orientação: Virgínio Henrique de Miranda Lopes Neumann.

Coorientação: Edison Vicente Oliveira.

Coorientação: Gelson Luís Fambrini.

Inclui referências.

1. Sedimentos pleistocênicos; 2. Tanque de intemperismo; 3. Geoquímica elementar; 4. Luminescência opticamente estimulada. I. Neumann, Virgínio Henrique de Miranda Lopes. II. Oliveira, Edison Vicente. III. Fambrini, Gelson Luís. IV. Título.

UFPE-Biblioteca Central

RODRIGO RANULPHO DA SILVA

**ORIGEM E IDADE DOS SEDIMENTOS DE UM TANQUE DE
INTEMPERISMO NO PLÚTON FAZENDA NOVA, PERNAMBUCO,
NORDESTE DO BRASIL: COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA, GEOQUÍMICA
ELEMENTAR E GEOCRONOLOGIA**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências do Centro de Tecnologia e Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito para obtenção do título de Doutor em Geociências. Área de concentração: Geologia Sedimentar e Ambiental.

Aprovada em: 09/08/2024.

BANCA EXAMINADORA:

Prof. Dr. Virgínio Henrique de Miranda Lopes Neumann (Presidente - Orientador)
Universidade Federal de Pernambuco

Prof. Dr. Valdir do Amaral Vaz Manso (Examinador Interno)
Universidade Federal de Pernambuco

Prof. Dr. Antônio Carlos de Barros Corrêa (Examinador Externo)
Universidade Federal de Pernambuco

Prof. Dr. Henry Socrates Lavalle Sullasi (Examinador Externo)
Universidade Federal de Pernambuco

Prof. Dr. Demétrio da Silva Mutzenberg (Examinador Externo)
Universidade Federal Rural de Pernambuco

Prof. Dr. Celso Lira Ximenes (Examinador Externo)
Petróleo Brasileiro S/A - PETROBRAS

AGRADECIMENTOS

Ao Prof. Dr. Virgínio Henrique de Miranda Lopes Neumann por ter aceitado me orientar mesmo decorridos mais de um ano da tese. Agradeço o direcionamento para as análises necessárias, ao apoio nas etapas de campo, nas discussões e interpretações dos resultados e todas as etapas para a construção desta tese.

Aos Professores Edison Vicente Oliveira e Gelson Luís Fambrini pela coorientação e desenvolvimento do trabalho.

À Professora Dra. Thais Andressa Carrino pelas análises laboratoriais de Espectroscopia de Reflectância Difusa - ERD, pela interpretação dos espectros, execução dos gráficos, todo o ensino e apoio na construção das análises de ERD. À Dra. Rosa Pabón pelas análises laboratoriais de Espectroscopia de Reflectância elaboradas no Instituto de Tecnologia da Vale – ITV.

À Professora Dra. Viviane Khouri Asfora pela condução das análises por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE), auxiliando nas datações das amostras do perfil do tanque estudado.

Ao Prof. Dr. Marcelo Metri Corrêa pela ajuda com os estudos petrográficos, micromorfológicos e dos argilominerais, desenvolvidos no Laboratório de Microscopia do Centro Laboratorial de Apoio à Pesquisa (CENLAG) da Universidade Federal do Agreste de Pernambuco (UFAPE).

Aos professores João Aduino de Souza Neto, Alex Souza Moraes, Jorge Luiz Lopes e Ygor Jacques Agra Bezerra da Silva pela grande contribuição e participação no exame de qualificação.

Aos professores Valdir do Amaral Vaz Manso, Antônio Carlos de Barros Corrêa, Henry Socrates Lavalle Sullasi, Demétrio da Silva Mutzenberg e Celso Lira Ximenes pela participação na banca de defesa de tese.

Ao colega Charles Neves do LABISE pelas análises de FRX. Ao colega e técnico da UFPE Maurílio Amâncio de Moraes e David Lukas de Arruda pelas análises de DRX.

A CAPES (Conselho de Apoio e Pesquisa) e ao PPGEOC (Programa de Pós-Graduação em Geociências) pela concessão da bolsa de doutorado.

RESUMO

Os sedimentos ocorrentes no tanque escavado no município de Fazenda Nova, PE foram estudados com o intuito de definir sobre o intemperismo e a origem desses materiais. Este estudo teve como objetivo fazer a descrição litoestratigráfica dos níveis identificados e caracterizar a composição geoquímica (elementos maiores, menores e traços), mineralogia e geocronologia dos sedimentos coletados numa trincheira de 1,5 m de lados e 1,65 m de profundidade, trabalhando com a questão entre a relação dos sedimentos depositados nos tanques e sua provável origem do granito da Suíte Intrusiva Itaporanga. Foram coletadas amostras dos sedimentos que foram submetidas a quatro tipos de análises: Micromorfologia de sedimentos, Espectroscopia de Reflectância Difusa (ERD), Difractometria de Raios-X (DRX), Fluorescência de Raios-X (FRX) e Datação por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE). As análises mineralógicas e dos elementos químicos apresentaram agrupamentos entre minerais terrígenos e do intemperismo do granito. As amostras datadas pelo método de LOE na base do perfil são as mais antigas e foram relacionadas aos intervalos de tempo entre 45.058 ± 3.093 anos (R1.2) e que corresponde ao nível de calcrete conglomerático (com fragmentos de ossos da megafauna de mamíferos). Constatou-se que os sedimentos da metade para o topo do perfil são mais recentes ($R1.4 = 7.078 \pm 401$; $R1.6 = 4.194 \pm 223$; $R1.7 = 3.823 \pm 339$), com a diferença de idade da mais antiga para as mais novas em torno de 38.000 a 42.000 anos. Há um outro nível de calcrete granular em profundidade média (1,00m - R1.6). Ambos os níveis de calcretes são de origem pedogenética. Os resultados da FRX indicaram as concentrações de conteúdo carbonático (CaO) nestes níveis, com maior expressão no calcrete sobreposto ao saprólito em 0,30m (nível R1.2) na base, assim como no nível superior em 1,0m (nível R1.6). Nos demais níveis foi observado maiores concentrações de elementos químicos relacionados aos materiais siderófilos e terrígenos, sugerindo uma influência maior pedogenética. A petrografia, ERD e os índices geoquímicos corroboram para uma maior influência de intemperismo químico do granito em profundidade, já nos níveis mais próximos à superfície, existe uma maior influência pedogenética. As análises geoquímicas nos níveis amostrados indicam uma grande deposição de sedimentos no tanque, uma forte influência do granito na composição mineralógica e os processos de alteração e transformação dos minerais e respectivos elementos químicos, tanto litológico quanto pedológico.

Palavras chave: Sedimentos Pleistocênicos. Tanque de Intemperismo. Geoquímica Elementar. Luminescência Opticamente Estimulada.

ABSTRACT

The sediments occurring in the excavated tank in the municipality of Fazenda Nova, PE were studied with the aim of defining the weathering and origin of these materials. This study aimed to make the lithostratigraphic description of the identified levels and characterize the geochemical composition (major, minor and trace elements), mineralogy and geochronology of the sediments collected in a trench of 1.5 m on sides and 1.65 m deep, working with the question between the relationship between the sediments deposited in the tanks and their probable origin from the granite of the Itaporanga Intrusive Suite. Sediment samples were collected and subjected to four types of analyses: Sediment micromorphology, Reflectance Spectroscopy (RE), X-ray Diffractometry (XRD), X-ray Fluorescence (XRF) and Optically Stimulated Luminescence (OSL). The mineralogical and chemical element analyses showed groupings between terrigenous minerals and granite weathering. The samples analyzed by the LOE method at the base of the profile are the oldest and were related to time intervals between $45,058.00 \pm 3,093.00$ years (R1.2) and which corresponds to the level of conglomeratic calcrete (with bone fragments of mammalian megafauna). It was found that the sediments from the middle to the top of the profile are more recent (R1.4 = $7,078.00 \pm 401.00$; R1.6 = $4,194.00 \pm 223.00$; R1.7 = $3,823.00 \pm 339.00$), with the age difference from the oldest to the youngest being around 38,000 to 42,000 years. There is another level of granular calcrete from the middle to the top of the profile (R1.6). Both levels of calcrete are of pedogenetic origin. The XRF results indicated concentrations of carbonate content in the calcrete levels, with greater expression in the calcrete at 0.30 m (level R1.2) as well as in the upper level at 1.0 m (level R1.6). In the other levels, higher concentrations of chemical elements related to siderophilic and terrigenous material were observed, suggesting a greater pedogenic influence. The petrography, ERD and geochemical indices corroborate a greater influence of chemical weathering of the granite at depth, while at the levels closer to the surface, there is a greater pedogenic influence. The geochemical analyses at the sampled levels indicate a large deposition of sediments in the tank, a strong influence of the granite on the mineralogical composition and the processes of alteration and transformation of the minerals and their respective chemical elements, both lithological and pedological.

Keywords: Pleistocene sediments. Weathering tank. Elemental geochemistry. Optically stimulated luminescence.

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 01- Modelo de diferenciação entre calcretes e carbonatos paludiais. Os calcretes estão associados a depósitos clásticos em contexto pedogenético e sua origem pode ser pedogênica ou por água subterrânea. Os carbonatos paludiais são definidos pelo desenvolvimento de lama carbonática em contexto paludial. Adaptado de Alonso-Zarza (2023).	8
Figura 02-- Localização da área de estudo no distrito de Fazenda Nova, município de Brejo da madre de Deus, Pernambuco.....	13
Figura 03- A) Contornos estruturais das Zonas de Cisalhamentos do PréCambriano na Província Borborema e bacias sedimentares. B) Mapa geológico esquemático da área estudada.	14
Figura 04- Descrição litoestratigráfica do perfil sedimentológico escavado no tanque. OSL representa os pontos amostrais para datação.	17
Figura 05- Gráfico obtido por Análise de Componentes Principais; A) elementos químicos (pesos); B) amostras (objetos). Os retângulos azuis representam o grupo de elementos químicos com afinidade carbonática; os retângulos vermelhos representam os elementos químicos siderófilos.	25
Figura 06- Agrupamento da sequência obtida por ACP (A), assinatura geoquímica através da razão CaO/Fe_2O_3 (B).	26
Figura 7 - Curvas espectrais das amostras dos níveis R1.1 e R1.2.....	35
Figura 8 - Curvas espectrais dos níveis R1.3, R1.4 e R1.4N.....	36
Figura 9 - Curvas espectrais s dos níveis R1.5, R1.5M e R1.6.....	37
Figura 10 -. Curvas espectrais dos níveis R1.7 e R1.8.....	38
Figura 11 -. Curvas espectrais dos níveis R1.9.....	39
Figura 12 -. Relação entre a absorção dos argilominerais e níveis do solo intemperizados.....	39

ÍNDICES DE TABELAS

Tabela 1 - Concentração dos elementos maiores, menores e traços obtidos a partir da técnica de análises em Espectrometria de Fluorescência de Raios-X por Dispersão de Energia, obtidos nas amostras de R1.1 a R1.9 do tanque de intemperismo. Elementos maiores em % e traços em ppm.....	22
Tabela 2 - Resultados dos índices de intemperismo CIA, CIW e PIA, nas amostras do perfil sedimentológico no tanque de intemperismo.....	28
Tabela 3 – Resultados dos minerais identificados pela DRX nos níveis estratigráficos	28
Tabela 4 - Resultados dos argilominerais identificados nos níveis estratigráficos	34

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	1
1.1 Hipótese.....	2
2. OBJETIVOS	2
2.1 Geral.....	2
2.2 Específicos	2
3. REFERENCIAL TEÓRICO	3
3.1 Intemperismo.....	3
3.2 Tanque de Intemperismo.....	5
3.3 Calcrete	6
3.4 Petrografia e Micromorfologia.....	9
3.5 Espectroscopia de Reflectância Difusa - ERD	9
3.6 Difractometria de Raios - X.....	10
3.7 Luminescência Opticamente Estimulada - LOE	11
3.8 Fluorescência de Raios-X.....	11
4. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	12
4.1 Localização da área	12
4.2 Contexto Geológico.....	13
5. MATERIAL E MÉTODOS	16
5.1 Trabalhos de Campo e Descrição dos Níveis Estratigráficos.....	16
5.2 Análises Laboratoriais.....	17
5.2.1 Petrografia Sedimentar e Micromorfologia.....	17
5.2.2 Análises Geoquímicas por Fluorescência de Raios-X.....	17
5.2.3 Espectroscopia de Reflectância	18
5.2.4 Difractometria de Raios-X	19
5.2.5 Luminescência Opticamente Estimulada (LOE).....	19
6. RESULTADOS	22
6.1 Análises Geoquímicas	22
6.2. ARTIGO I - DESCRIÇÃO MICROMORFOLÓGICA E MINERALOGIA DE SEDIMENTOS EM TANQUE DE INTEMPERISMO, GRANITO PORFIRÍTICO DO PLÚTON FAZENDA NOVA, PERNAMBUCO, BRASIL	40
6.3 ARTIGO II - A PALEOSOL IDENTIFIED BY OPTICALLY STIMULATED LUMINESCENCE DATING IN THE EXCAVATION OF A TANK IN AGRESTE OF PERNAMBUCO STATE, NE BRAZIL.....	58
7. CONCLUSÕES.....	74
8. REFERÊNCIAS.....	76

1. INTRODUÇÃO

Poços de intemperismo são cavidades naturais, depressões fechadas geradas em afloramentos rochosos cristalinos (Fahey, 1986; Twidale and Romani, 2005; Twidale and Bourne, 2008). Estes por vezes podem ser preenchidos com sedimentos autóctones resultantes de intemperismo do protólito granítico (Hoskin e Sundeen, 1985; Domínguez-Villar et al., 2008), ou transportados por fluxos gravitacionais de áreas adjacentes mais elevadas (Galindo et al., 1994; Bergqvist et al., 1997; Silva, 2008; Araújo-Júnior et al., 2013).

Estas estruturas são chamadas na literatura internacional de depósitos de tanques, poços de intemperismo ou gnammas (Samuelsson and Werner, 1978; Fahey, 1986; Hall and Phillips, 2006). Os poços de intemperismo são objetos de pesquisa no mundo inteiro, abordando diversos aspectos, como a morfometria das gnammas (weathering pits) no vale do rio Minnesota, (Dominguez-Villar and Jennings, 2008), padrões estruturais em gnammas na Austrália (Timms, 2013), com invertebrados e morfologia das gnammas na África (Knight and Graba, 2020) e com pseudokarst, no Chile (Dominguez-Villar, 2006, 2013).

Estas pesquisas e estudos envolvendo poços de intemperismo, são focadas na morfogênese e morfometria dos poços, a rocha estruturante, processos tafonômicos, fauna de invertebrados, paleokarst e dinâmica paleoambiental. Porém, poucos estudos abordam a questão da gênese dos solos/sedimentos depositados nos tanques (Meyer et al., 2021, Wang et al. 2022) principalmente quando da descrição geoquímica e micromorfológica dos constituintes minerais e processos de intemperismo, formadores das camadas sedimentares estruturadas horizontalmente.

Em depósitos de tanque na região nordeste do Brasil, foram pesquisados aspectos tafonômicos (Bergqvist et al., 1997; Alves et al., 2007; Araújo-Júnior, 2016; Waldherr et al., 2019; Andrade et al. 2023; França et al. 2023), morfoestruturais (Silva et al., 2017) e geocronológicos (Listo et al. 2023). Estas pesquisas concluem que o preenchimento sedimentar destes tanques foi oriundos de processos deposicionais do tipo fluxos de detritos. Porém, não foram analisados dados petrográficos, micromorfológicos de sedimentos e geoquímicos (mineralogia e elementos principais) para os níveis sedimentares. A área de pesquisa foi escolhida pela grande ocorrência de poços de intemperismo nos afloramentos da região do Plúton de Fazenda Nova.

Partindo das hipóteses de que o material sedimentar é proveniente do intemperismo do granito estruturante, ou o material sedimentar do depósito é proveniente de fluxos gravitacionais do entorno imediato, a presente pesquisa pretende responder às seguintes questões: a origem dos sedimentos que preenchem os tanques de intemperismo, direção preferencial de fluxos e/ou estruturas sedimentares; retrabalhamento entre os níveis deposicionais; estrutura/composição dos níveis por processos deposicionais alóctones ou neoformação autóctone; formação de novos níveis sedimentares (resultantes de processos geoquímicos de intemperismo) diferentes dos níveis estruturados quando da deposição; estruturação do depósito sedimentar e classificação como regolito, representado por saprolito, sedimento e solo.

1.1 Hipótese

Os sedimentos que preenchem o depósito de tanque na área de Fazenda Nova apresentam uma correlação sedimentar e pedogenética com o granito da Suíte Intrusiva Itaporanga que constitui o embasamento cristalino adjacente.

2. OBJETIVOS

2.1 Geral

Analisar e descrever quanto a sua geoquímica, mineralogia e geocronologia, os sedimentos coletados numa trincheira escavada no tanque formado em um afloramento granítico, assim como compreender sua origem, trabalhando com a questão da influência autóctone da geoquímica do granito e a deposição alóctone de materiais terrígenos.

2.2 Específicos

- i - Escavação de um depósito de tanque, descrição da seção estratigráfica, observando-se a litologia e a sedimentologia;
- ii - Coletar amostras dos diferentes níveis de sedimentos da escavação para as análises laboratoriais;
- iii - Analisar os sedimentos coletados desde o embasamento até à superfície por: petrografia e micromorfologia sedimentar, espectroscopia de reflectância difusa, difratometria de Raios-X e fluorescência de Raios-X; e,

iv - Datar os sedimentos pelo método da luminescência opticamente estimulada.

2.3 Estrutura da tese

Esta tese discute e interpreta os resultados do estudo sedimentológico, geoquímico e geocronológico de uma escavação em um tanque nas proximidades de Brejo da Madre de Deus, Pernambuco. Ela está dividida em 7 tópicos. No tópico 1 - Introdução, aborda sobre o contexto das pesquisas em tanques de intemperismo, apresentando a hipótese levantada. No tópico 2 apresenta os objetivos gerais e específicos. O item 3 apresenta o referencial teórico sobre intemperismo, tanque de intemperismo, calcrete, petrografia e micromorfologia, espectroscopia de reflectância difusa, difratometria de raios-x, datação por luminescência opticamente estimulada e fluorescência de raios-x. No item 4 – Localização da área de estudo, apresenta a localização da área e o contexto geológico da área de estudo, no item 5 - Material e métodos mostra como foram feitos os trabalhos de campo e laboratoriais; no item 6 - Resultados, divididos em três subitens: 6.1 resultados das análises geoquímicas, 6.2 Artigo I - com os resultados da descrição micromorfológica e mineralógica; e 6.3 Artigo II, com os resultados das datações e o contexto dos paleossolos. O item 7 apresenta as conclusões, com o fechamento da tese e o item 8 lista as referências utilizadas na confecção desta tese.

3. REFERENCIAL TEÓRICO

3.1 Intemperismo

Na natureza há uma interação entre as cinco esferas geoquímicas principais: atmosfera, hidrosfera, pedosfera, litosfera e biosfera. A alteração das rochas, denominada meteorização (designada por *intemperismo* pelos autores brasileiros), corresponde às modificações físicas e/ou químicas causadas, nas rochas, pelos agentes de meteorização - a água, o vento, as mudanças de temperatura e a ação dos seres vivos. De acordo com o seu modo de atuação e com os produtos que originam, os agentes de meteorização podem ser classificados em físicos (provocam fragmentação) e químicos (provocam alteração química), existindo dois tipos de meteorização: a meteorização física e a meteorização química.

O intemperismo pode ser definido como o processo de alteração das rochas e minerais, originando produtos mais estáveis no ambiente supérgeno e resulta da

necessidade de equilíbrio. Há três tipos de intemperismo: físico (desagregação mecânica), químico (decomposição química) e biológico (alteração das rochas pela ação dos organismos vivos). O intemperismo físico ocorre quando as rochas são desintegradas por processos mecânicos sem mudanças na sua composição química e tem as seguintes causas: alívio de pressão, mudanças de temperatura, atividade glacial, raízes de plantas, etc.

As rochas que se encontram na superfície da crosta terrestre ficam expostas às condições ambientais muito diferentes daquelas condições em que se formaram (alteração pressão/temperatura). O intemperismo químico resulta da necessidade de equilíbrio. Corresponde a um reajuste termodinâmico das rochas às condições ambientais superficiais. Em consequência, ocorrem mudanças na composição química e/ou mineralógica das rochas, dando origem a novas fases minerais (argilominerais e óxidos-hidróxidos) em equilíbrio com as condições supérgenas.

Há dois produtos minerais do intemperismo químico: fases secundárias e fases residuais. As principais fases secundárias são constituídas de: argilominerais (>85%), por exemplo caulinita, esmectita, illita, vermiculita, interstratificados e os “não-cristalinos”, etc.; óxidos, hidróxidos e oxihidróxidos (0 a 10%), por exemplo hematita, goethita, magnetita, lepidocrocita, gibbsita, óxidos de manganês, óxido de titânio e fases amorfas, etc.; carbonatos (<10%), por exemplo calcita, aragonita, dolomita, etc. Já, as fases residuais são as mais resistentes e representam os minerais primários resistentes no perfil de alteração em condição de clima quente e húmido, por exemplo: Tectosilicatos (quartzo); Nesossilicatos (granada, zircão – Zr [SiO₄]) e Óxidos (Rutilo – TiO₂).

No intemperismo químico os principais reagentes são: A) a água (H₂O), oxigênio (O₂ – no vapor de água) e o dióxido de carbono atmosférico (CO₂). B) ácidos orgânicos complexantes e ácidos minerais e C) soluções alcalinas.

Os principais reativos apresentam as seguintes origens: A) atmosfera: CO₂ (0,03%), H₂O e O₂. Em áreas industriais pode haver chuvas ácidas e próximo ao mar o vapor pode conter Na, K, Cl, etc., B) biosfera: ácidos orgânicos complexantes, CO₂, SO₂ – meio aeróbico, H₂S – meio anaeróbico, C) litosfera: soluções ácidas (meios com sulfetos, por exemplo pirita – FeS₂ e D) soluções alcalinas (meios com cátions alcalinos, por exemplo Ca, Mg, Na, K).

Há vários tipos de reações no intemperismo químico:

- i. Hidratação (anidrita + água \rightarrow gipsita \rightarrow $\text{CaSO}_4 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{CaSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$;
- ii. Dissolução (Calcita + água + dióxido de carbono \rightarrow íon + ácido carbônico, \rightarrow $\text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 \rightarrow \text{Ca}^{2+} + \text{H}_2\text{CO}_3$);
- iii. Oxidação (faialita + oxigênio + água \Rightarrow hematita + ácido silícico, $\text{Fe}_2\text{SiO}_4 + \frac{1}{2}\text{O}_2 + 2\text{H}_2\text{O} \Rightarrow \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{H}_4\text{SiO}_4$. (ferro ferroso em férrico, $\text{Fe}^{2+} \Rightarrow \text{Fe}^{3+}$);
- iv. Hidrólise é essencialmente uma reação de troca de H^+ por cátions compensadores de carga da estrutura dos minerais primários (Na, K, Ca, etc). Ocorre em meios diluídos e permite a extração e individualização do alumínio (Al) em formas não solúveis. Os demais elementos permanecem em solução. No processo ocorre a decomposição da água e a alteração dos minerais (pH 5 a 9,6). Exemplo: $\text{Mg}_2\text{SiO}_4 + 4\text{H}_2\text{O} \Rightarrow 2\text{Mg}^{2+} + 4\text{OH}^- + \text{H}_4\text{SiO}_4$;
- v. Acidólise é a extração de cátion (Al, Fe) da estrutura dos minerais devido à presença de ácidos orgânicos complexantes (pH < 5, a solução de ataque é ácida);
- vi. Alcalinólise é o processo de intemperismo químico em condições alcalinas (meios concentrados, pH > 9,6, e a solução de ataque é alcalina);
- vii. Salinólise é o processo semelhante à hidrólise em meios salinos concentrados onde os cátions e ânions são de bases e ácidos fortes (pH entre 5 e 9,6).

3.2 Tanque de Intemperismo

O termo tanque é bastante utilizado na região nordeste do Brasil para denominar as cavidades naturais encontradas no embasamento cristalino e, às vezes, em rochas sedimentares (Mabesoone *et al.*, 1990; Santos *et al.*, 2002; Ximenes, 2009; Araújo-Júnior & Porpino, 2011, 2013).

Os tanques naturais do Nordeste do Brasil têm sido amplamente analisados em termos paleontológicos. Entretanto, estudos relacionados à origem e morfologia dessas depressões naturais encontram-se estagnados desde a década de 1990 (Waldherr *et al.*, 2017). Até os anos 80 a origem dos tanques estava relacionada a um tipo de abrasão

provocada pelo movimento turbilhonar sobre o leito rochoso de rios, isto é, com o contínuo processo de escavação no leito de um rio de alta energia formaria as depressões, tanques, marmitas ou caldeirões (Paula-Couto, 1953; Rolim, 1974, 1982; Santos, 1982). Hoje em dia essas formas estariam expostas a condições climáticas diferentes das responsáveis pela sua formação (Waldherr et al., 2017). Branner (1915) comenta em seu trabalho que além da erosão causada pelas águas de alta energia de um rio há também um componente químico que intemperiza as rochas do embasamento também formando os tanques ou caldeirões. Já Oliveira e Oliveira & Hackspacher (1989), faz um questionamento sobre as origens dos tanques e sugerem que a ocorrência dos tanques não poderia representar trechos abandonados de leito fluvial, mas depressões originadas pelo trabalho erosivo, de caráter químico e físico, ao longo do sistema de fraturas e diaclases existentes no embasamento cristalino.

Mabesoone *et al.* (1990) sugerem que independente de um esquema estrutural pré estabelecido, seja por influência de fraturas e diaclases, ou pela distribuição de xenólitos decompostos, os tanques aumentaram seu tamanho pelo processo de evorsão de águas pluviais torrenciais, típicas de clima semiárido que carregaram fragmentos de rochas, incluindo seixos, resultando em atrito sobre o embasamento cristalino. Esses tanques são importantes para a preservação de fósseis da megafauna pleistocênica, pois concentram em seu interior grande quantidade de fósseis inumados nas camadas sedimentares depositadas no interior do tanque (Ximenes, 2009; Araújo-Júnior & Porpino, 2011).

Diques de diorito sin-plutonicos são domínios litológicos resultantes da mistura entre o magma de composição granítica potássica predominante, e aquele de composição diorítica. Devido às fácies diorítica serem mais facilmente intemperisáveis e erodidas, a decomposição destes enclaves controlados por intemperismos físicos e químicos, deixam um vazão na estrutura os quais podem se formar cavidades côncavas de várias profundidades e morfologia. (Mariano et al.2013).

3.3 Calcrete

Nos perfis sedimentológicos e de solos são encontradas crostas endurecidas, “duricrusts”, duripã. “Duricrusts” são crostas geoquímicas próximas à superfície formadas como resultado de processos físico-químicos de baixa temperatura operando dentro da zona de intemperismo que levam ao acúmulo absoluto ou relativo de minerais

através da substituição e/ou cimentação de solo pré-existente, sedimentos, rocha, ou material desgastado. Eles podem variar em dureza, de pulverulentos a altamente endurecidos, e podem atingir espessuras >50 m, embora 1–10 m seja mais comum (Goudie, 1973).

Calcrete ou caliche (cimentado por carbonato de cálcio) é a forma mais difundida e estima-se que esteja subjacente a mais de 13% da superfície terrestre da Terra (WRIGHT E TUCKER, 1991). Ferricretes e alicretes ricos em ferro e alumínio são os próximos mais comuns e ocorrem em grandes áreas da África ocidental, central e oriental, Austrália e Índia. O silcreto rico em sílica é menos difundido, mas é localmente importante no sul da África, na Austrália e na Europa (WATSON E NASH, 1997).

Não há uma homogeneidade de opinião entre os pesquisadores sobre o termo calcrete, principalmente em termos sedimentológicos e pedológicos. Diferenças maiores sobre o termo calcrete quando se refere mais especificamente ao estudo dos calcretes pedogenéticos (Dal' Bó *et al.*, 2009). São muitas as definições de calcretes, principalmente às relacionadas às variações pedogenéticas (GILE ET AL., 1966; NETTERBERG, 1969; GOUDIE, 1973, 1983; WATTS, 1980; MACHETTE, 1985).

Segundo Wright & Tucker (1991) os ambientes semiáridos a áridos podem ocorrer extensas acumulações de carbonatos de origem freática devido ao deslocamento subterrâneo de águas saturadas em carbonato de cálcio. Neste sentido, a existência ou não de um perfil edáfico não é condição básica ao processo de calcretização. Há uma sugestão feita por Alonso-Zarza (2003) que os calcretes podem ser originados também em ambiente palustres.

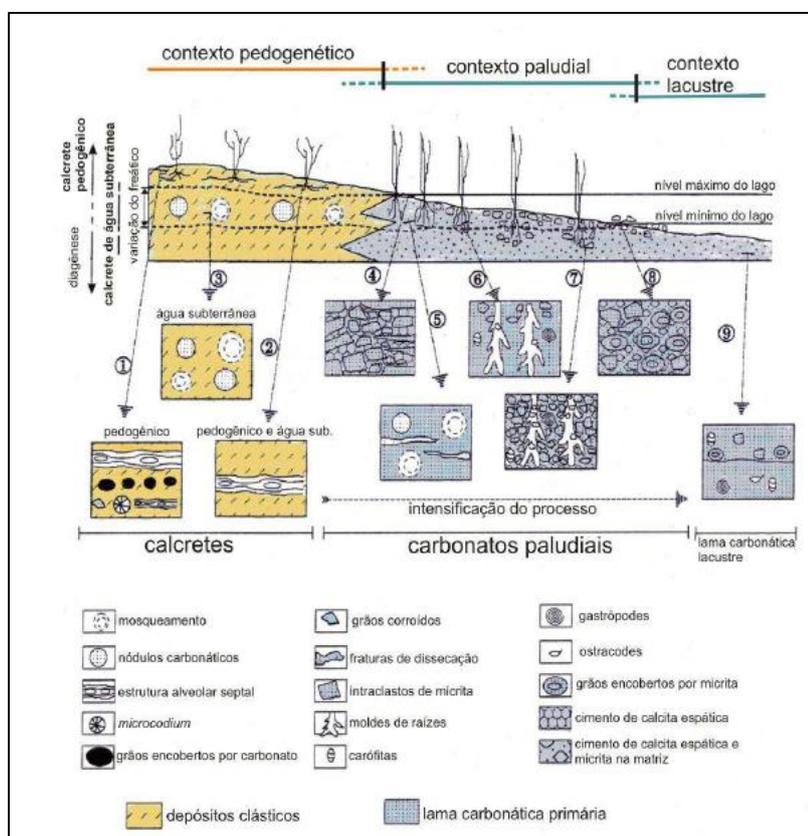
Alonso-Zarza (2003) sugere que os carbonatos palustres são diferentes, pois desenvolvem uma lama carbonática primária constituída principalmente por micrita com granulação entre 0,3 a 1,3 μ m. Assim sendo, o carbonato de cálcio precipita diretamente no interior do lago/pântano ou no seu entorno por perda de solubilidade causada pela evaporação, aumento de temperatura durante o dia e/ou queda na pressão de CO₂, principalmente nas estações mais secas. Mas, acontece que este ambiente também pode ser afetado por modificações pedogenéticas associadas a pedoturbações, atividades de raízes e organismos escavadores, além da remobilização/iluviação de argila, ferro e carbonato. Segundo Alonso-Zarza (2003), somente as acumulações de carbonatos terrestres em depósitos clásticos com influência pedogenética e/ou de águas subterrâneas são calcretes *stricto sensu*. Os carbonatos paludiais são formados em

lagoas rasas ou pântanos e apresentam estruturas pedogenéticas que se desenvolvem quando do rebaixamento do nível da água do lago/pântano e subsequente exposição aérea (Figura 01).

Carbonatos paludiais são reconhecidos por sua importância na interpretação das condições de subsidência da bacia, clima, nível de base e suprimento de material siliciclástico (PLATT, 1989; ALONSO-ZARZA *et al.*, 1992; entre outros).

Será utilizada, neste trabalho, a definição segundo Wright & Tucker (1991), calcrete (seja de origem pedogenética ou freática): *são cumulações de carbonato de cálcio (principalmente calcita), formadas próximas à superfície em ambientes terrestres, que ocorrem sob uma variedade de formas, incluindo tipos pulverulento a nodular, maciço e laminado. Esses são resultantes de cimentação, deslocamento e substituição de perfis de solo, sedimentos e diferentes substratos rochosos por calcita, em áreas onde as águas subterrâneas da zona vadosa e/ou freática estão saturadas em carbonato de cálcio.*

Figura 01- Modelo de diferenciação entre calcretes e carbonatos paludiais. Os calcretes estão associados a depósitos clásticos em contexto pedogenético e sua origem pode ser pedogênica ou por água subterrânea. Os carbonatos paludiais são definidos pelo desenvolvimento de lama carbonática em contexto paludial. Adaptado de Alonso-Zarza (2023).



3.4 Petrografia e Micromorfologia

A petrografia sedimentar se concentra na origem, composição e classificação das rochas sedimentares, e usa várias técnicas para examinar o tamanho, a forma, a classificação e a orientação dos grãos, os tipos e proporções dos minerais e a natureza e distribuição dos espaços de cimento e poros (FOLK, 1968; PETTIJHON, 1975; TUCKER, 2001; SCHOLLE & ULMER-SCHOLLE, 2003).

A análise petrográfica é essencial para o entendimento das rochas sedimentares, pois pode auxiliar na resposta a questões sobre suas fontes, transporte e deposição e alteração após deposição. O estudo petrográfico ajuda a reconstruir ambientes deposicionais e sequências de rochas sedimentares, identificar sua proveniência e paleogeografia, classificar fósseis e microfósseis, inferir paleoecologia e paleoclima.

A análises micromorfológicas de uma forma geral se baseiam em dados escalares (não direcionados) e dados vetoriais (direcionados). Os dados escalares representam a morfometria da amostra, como tamanho e forma do grão; características cristalográficas como o hábito do cristal e propriedades estruturais como a homogeneidade e padrões de distribuição dos componentes do solo. Os dados vetoriais estão relacionados à orientação dos componentes em relação a outra estrutura, como a proporção grosseira para fina (c/f), tecido birrefringente orientado (b-tecido), pedofeições, poros e canais, bioturbação e processos iluviais (BULLOCK, 1985; STOOPS, 2021).

3.5 Espectroscopia de Reflectância Difusa - ERD

A espectroscopia de reflectância difusa – ERD, é um método alternativo para caracterização mineralógica e consolidou-se como um procedimento rápido, não destrutivo e de simples operação (CLARK, 1999). Ela apresenta uma medida quantitativa da reflectância espectral do material, resultado da razão entre a quantidade de energia refletida (radiância) e a quantidade de energia incidente (irradiância) em uma amostra. É especialmente eficaz para caracterização de argilominerais e óxidos de ferro (CLARK, 1999).

Trata-se de uma técnica analítica que mede diferentes comprimentos de onda da Radiação Eletromagnética refletida da superfície dos objetos e representá-la na forma de um gráfico, que se chama curva de reflectância espectral (reflectância x comprimento de onda).

Segundo Clark (1999) as curvas espectrais têm um papel muito importante, pois seu formato está ligado à estrutura de átomos e moléculas, sendo que a absorção de certos comprimentos de onda é diferente a cada composição química e estrutura cristalina mineral. A análise feita através da espectroscopia de reflectância permite a identificação de fases minerais de solos e sedimentos, permitindo sua caracterização de minerais ativos na faixa do visível ao infravermelho de ondas curtas ($\lambda = 350- 2500 \text{ nm}$), com destaque àqueles portadores de metais de transição (e.g. Fe, Cu, Mn) e moléculas diversas (metal - OH, OH, água, sulfatos, carbonatos, fosfatos). Os átomos de qualquer elemento químico geram um espectro que não é semelhante a espectros de outros elementos: eles têm a capacidade de irradiar em uma determinada faixa de comprimentos de onda. Portanto, é nisto que se baseia a análise espectral, é o método de definir a composição química da substância através do seu espectro.

A análise com a espectroscopia de reflectância facilita a comparação entre as informações obtidas nos levantamentos realizados em laboratório com o objetivo de estipular parâmetros de comportamento espectral do solo ou de sedimentos que reflete a composição mineralógica desses materiais.

3.6 Difractometria de Raios - X

As análises de difratometria de Raios-X (DRX) permitem a identificação de minerais com base em sua estrutura cristalina.

A difratometria de Raios-X é uma das ferramentas de caracterização mais importantes utilizadas na ciência dos materiais do estado sólido. A decomposição mineralógica do sedimento depositado é descrita por Difração de Raios-X (DRX). A DRX é útil para identificar minerais de granulação fina que não podem ser analisados por outras técnicas.

A difratometria de Raios-X foi utilizada, inicialmente, somente para a determinação de estruturas cristalinas. Mais tarde, outras aplicações foram desenvolvidas, e atualmente este método é utilizado na medição de tensões, estudo do equilíbrio de fases, medição de partículas e determinação de orientações em cristais (Cullity, 2001).

Durante a análise utilizando a DRX, os feixes de raios-X são refletidos pelos planos cristalinos paralelos dentro de um mineral em uma variedade de ângulos de difração. Como o feixe de raios-X tem um comprimento de onda específico, existem

apenas ângulos específicos nos quais os raios que saem serão detectados e contados pelos detectores. A relação angular reflete a dimensão da célula unitária em angstroms, e assim permite que se identifique o mineral (KLUG e ALEXANDER, 1974).

3.7 Luminescência Opticamente Estimulada - LOE

A Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) é utilizada para a datação de solos e sedimentos. Baseia-se no fato de que se um mineral for exposto à luz suficiente (por exemplo, luz solar), parte ou toda essa energia armazenada será perdida. A datação por LOE surgiu após a da datação por Termoluminescência - TL em meados da década de 1980, caracterizado pelo estímulo óptico do material (Huntley et al., 1985, 1997, 2001).

A datação por LOE geralmente resulta em melhor precisão. Estes dois métodos contribuíram significativamente para a ciência quaternária, na medida em que permitem aos investigadores obter datações a partir de grãos minerais (por exemplo, grãos de quartzo e feldspato), em vez de datação de compostos orgânicos utilizando-se o método de datação pelo Carbono 14 (C-14). A datação por LOE normalmente fornece datas úteis que variam de alguns séculos a cerca de 150.000 anos, muito além do limite da datação por C-14, estimado em 60.000 anos.

3.8 Fluorescência de Raios-X

A Fluorescência de Raios-X (FRX) é utilizada para identificar e quantificar a concentração de elementos químicos em uma amostra, como determinar a composição elementar dos óxidos principais e elementos maiores, menores e traços. Esse agrupamento dos elementos químicos é por conta que os mesmos são classificados de acordo com a sua abundância na crosta terrestre em (Jackson, 1997; Hancock & Skinner, 2000). Um espectrômetro de FRX é um instrumento de raios X usado para análises químicas de rotina de rochas, minerais, sedimentos e fluidos.

A medição por FRX pode ser realizada em rochas sedimentares, solos e materiais antropogênicos, ossos, dentes, conchas e artefatos compostos de minerais, pedras, ossos ou metais. Os dados dessas medições podem ser usados para caracterizar e fornecer a proveniência: rochas e minerais com base nos seus elementos constituintes. O espectrômetro de FRX funciona com princípios espectroscópicos de dispersão de comprimento de onda que são semelhantes a uma microsonda eletrônica (EPMA). No

entanto, um FRX geralmente não pode fazer análises em pequenos tamanhos de pontos típicos do trabalho EPMA (2-5 microns), por isso é normalmente utilizado para análises em massa de frações maiores de materiais geológicos. O espectrômetro de FRX funciona com princípios de dispersão de comprimento de onda, normalmente utilizando para análises da fração total, como rocha ou sedimento total. Para análises mais pontuais é utilizado a Microsonda Eletrônica (EPMA), que permite analisar pontos específicos na amostra, da ordem de 2-5microns.

A relativa facilidade e baixo custo de preparação de amostras, e a estabilidade e facilidade de uso dos espectrômetros de raios-X tornam este um dos métodos mais utilizados para análise de elementos principais e traços em rochas, minerais e sedimentos.

4. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

4.1 Localização da área

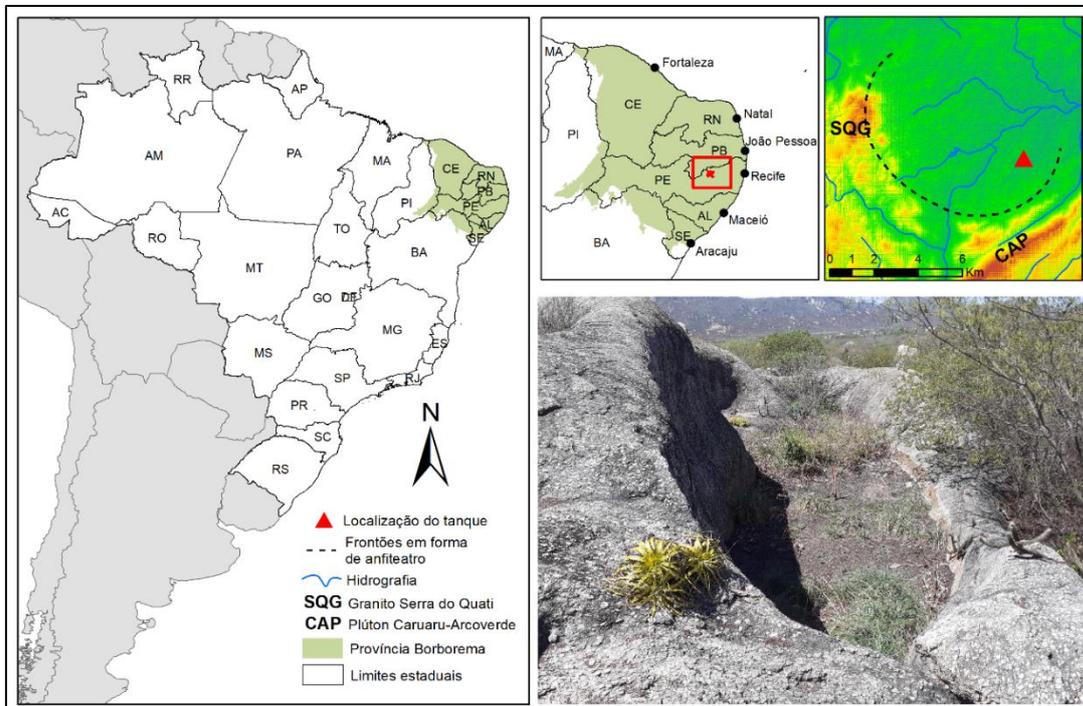
O estudo foi realizado no distrito de Fazenda Nova, localizado no município de Brejo da Madre de Deus, que faz parte da Região Geográfica Intermediária do Agreste e da Região Geográfica Imediata do Vale do Ipojuca, na região centro-leste de Pernambuco. O distrito está inserido no domínio geomorfológico do Planalto da Borborema, inserido na Depressão Interplanáltica Pernambucana (Corrêa et al., 2010) (Figura 02).

O local da escavação localiza-se em afloramentos graníticos residuais dos tipos inselbergs e tors. É instalado em um vasto anfiteatro, ladeado por maciços curvos que variam de 600 a 900 m de altitude, incluindo o Granito Serra do Quati e o Plúton Caruaru-Arcoverde, que se abrem para nordeste. A área é caracterizada por frontões de aproximadamente 400 m de altura, cortados por drenagens dendríticas intermitentes e temporárias que compõem a Bacia Hidrográfica do Rio Capibaribe. Os solos são formados predominantemente por Planossolos (Santos et al., 2018).

O local abriga a vegetação predominante do bioma Caatinga. As regiões mais baixas, mais quentes e mais secas apresentam vegetação hiperxerofílica, enquanto as áreas mais frias e úmidas de alta altitude apresentam vegetação hipoxerofílica. O clima, classificado como semiárido quente e baixa latitude (Bsh) segundo a classificação de

Köppen, apresenta menos de 760 mm de precipitação anual, predominantemente entre março e maio, com temperatura média anual superior a 22°C.

Figura 02– Localização da área de estudo no distrito de Fazenda Nova, município de Brejo da madre de Deus, Pernambuco.



4.2 Contexto Geológico

A área de estudo está localizada no Domínio Central (Zona Transversal ou Domínio da Zona Transversal) da Província Borborema (Almeida e Hasui, 1984; Figura 03 - A). O local da escavação localiza-se num depósito sedimentar em um tanque inserido no afloramento do granito porfirítico no Plúton Fazenda Nova, que pertence à Suíte Intrusiva Itaporanga.

Segundo Mariano et al. (2008), as principais feições estruturais da área são: a zona de cisalhamento transcorrente dextral Pernambuco Leste (ZCPE), de direção essencialmente E-W, que corta a porção central da folha, e zonas de cisalhamento do tipo sinistrais de direção NE-SW, ramificadas a partir da ZCPE, na porção central e norte da folha, destacando-se uma dessas últimas, que é a zona de cisalhamento Fazenda Nova (Figura 03 - A e 03 - B).

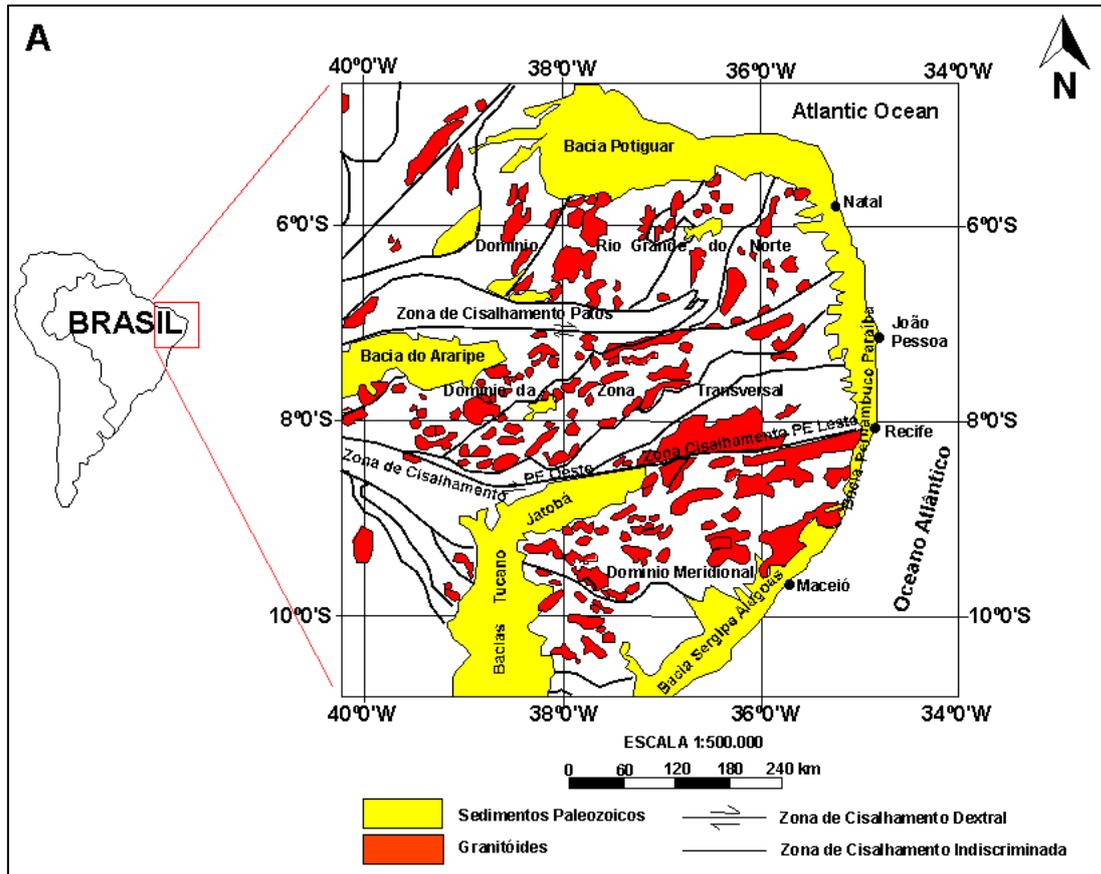
Alguns autores sugerem que a Província Borborema foi construída por um complexo processo colisional associado ao movimento convergente de placas, possivelmente envolvendo amálgama e acreção de microplacas (Santos, 1995; Santos e

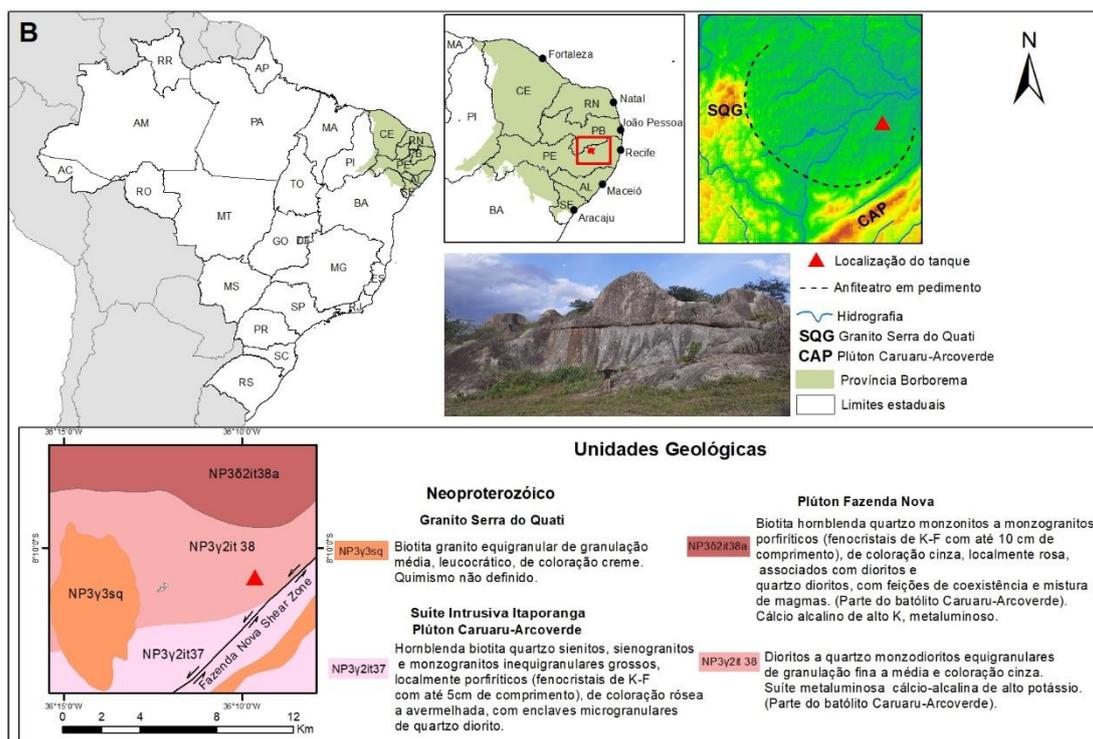
Medeiros, 1999). Este processo teria sido consolidado ao final do evento Brasileiro (580 – 540 Ma). Porém, há outros autores que consideram a Província Borborema como parte de um orógeno maior formado em ambiente predominantemente intracontinental (Neves, 2003; Neves et al., 2004, 2006).

Na área de estudo ocorrem quatro unidades geológicas do Neoproterozoico (Ediacarano). Três unidades pertencem à Suíte Intrusiva Itaporanga e a do Granito Serra do Quati (Figura 3 - B).

A Suíte Intrusiva Itaporanga inclui os plútons Caruaru-Arcoverde (um dos maiores corpos intrusivos da Província Borborema), e as fácies porfírica e diorítica do plúton Fazenda Nova (Neves e Mariano, 1999; Neves et al., 2000).

Figura 03- A) Contornos estruturais das Zonas de Cisalhamentos do Pré-cambriano na Província Borborema e bacias sedimentares. B) Mapa geológico esquemático da área estudada.





O Plúton Fazenda Nova é constituído de duas unidades geológicas: a) Fácies diorítica: Dioritos a quartzo monzodioritos equigranulares de granulação fina à média e coloração cinza. Suíte metaluminosa cálcio-alcalina de alto potássio. e b) Biotita hornblenda quartzo, monzonitos a monzogranitos porfiríticos (fenocristais de feldspato potássico com até 10 cm de comprimento), de coloração cinza, localmente rosa, associados com dioritos e quartzo dioritos, com feições de coexistência e mistura de magmas. Cálcio alcalino de alto K, metaluminoso. Datado por U-Pb, em zircão: 588 Ma (Mariano et al., 2008).

O Plúton Caruaru-Arcoverde é composto por Hornblenda biotita quartzo sienitos, sienogranitos e monzogranitos inequigranulares grossos, localmente porfiríticos (fenocristais de feldspato potássico com até 5cm de comprimento), de coloração rósea a avermelhada, com enclaves microgranulares de quartzo diorito. Cálcio alcalino de alto K, metaluminoso. Datado por: Pb-Pb: 591 + 5 Ma (Mariano et al., 2008). O Granito Serra do Quati é constituído de Biotita granito equigranular de granulação média, leucocrático, de coloração creme. Quimismo não definido (Mariano et al., 2008).

5. MATERIAL E MÉTODOS

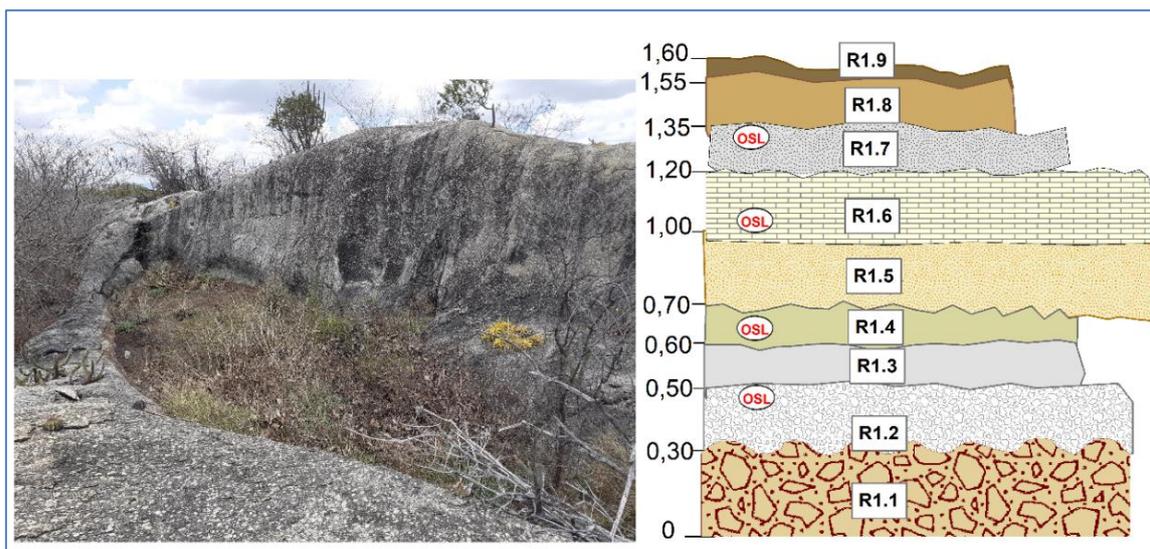
5.1 Trabalhos de Campo e Descrição dos Níveis Estratigráficos

Foram realizadas três etapas de campo para a área de estudo, com o objetivo de estudar detalhadamente um perfil sedimentológico escavado em uma trincheira com aproximadamente 3 metros de largura por 4m de comprimento, dentro de um tanque com sedimentos sobre rochas do embasamento cristalino. O perfil estratigráfico foi descrito de acordo com as macroestruturas, transições entre horizontes e zonas de contato identificadas em campo. Com base nestas características, foram definidos 09 níveis estratigráficos, da base ao topo, identificados como R1.1 (saprólito) até o nível pedológico (R1.9).

Na base, há um nível de rocha alterada (saprólito) com aproximadamente 30 cm de espessura (R1.1); sotoposta à uma camada carbonática (calcrete conglomerático), com fragmentos ósseos (megafauna) (R1.2); seguido por uma camada de areia argilosa com brita (R1.3); sobreposta por uma camada de areia siltosa com grânulos e nódulos siltsos(R1.4); seguida de uma camada de areia grossa com brita (R1.5); sotoposto à um nível de carbonato (calcrete granular) (R1.6); seguida por um nível de areia argilosa (R1.7), sobreposto por argila arenosa com bioturbação (R1.8); e no topo da seção o nível superior arenoso orgânico (R1.9).

Para cada nível estratigráfico foram coletadas amostras indeformadas para confecção das lâminas delgadas e amostras deformadas para as análises geoquímicas. Para as análises geocronológicas foram coletadas amostras nos níveis de calcrete (R1.2 e R1.6) e nos níveis superiores às concreções (R1.4 e R1.7).

Figura 04- Descrição litoestratigráfica do perfil sedimentológico escavado no tanque. OSL representa os pontos amostrais para datação.



5.2 Análises Laboratoriais

5.2.1 Petrografia Sedimentar e Micromorfologia

A preparação das lâminas delgadas foi realizada pela empresa Geolab Soluções em Geologia, de Recife/PE, onde foram confeccionadas lâminas delgadas para cada nível estratigráfico descrito. A descrição das lâminas delgadas foi realizada no Laboratório de Microscopia do Centro Laboratorial de Apoio à Pesquisa (CENLAG) da Universidade Federal do Agreste de Pernambuco (UFAPE) e no Laboratório de Microscopia do DGEO/CTG/UFPE.

A composição mineralógica, a microestrutura e as características petrográficas foram analisadas sob luz natural e polarizada em um microscópio petrográfico OLYMPUS, modelo BX51, acoplado a um equipamento de captura de imagem digital OLYMPUS modelo SC20. As interpretações micromorfológicas são descritas de acordo com Bullock et al. (1985) e Stoops (2021).

5.2.2 Análises Geoquímicas por Fluorescência de Raios-X

A análise elementar semiquantitativa foi realizada no Laboratório do Núcleo de Estudos em Granitos e Isótopos Estáveis (NEG-LABISE), da Universidade Federal de Pernambuco. Utilizou-se espectrômetro de Fluorescência de Raios-X por dispersão de comprimento de ondas (WD-FRX), modelo ZSX Primus II, do fabricante Rigaku, cujo sistema apresenta sete cristais desenvolvidos e tubo de Raios-X com ânodo de Ródio

(Rh). O equipamento utilizou Parâmetros Fundamentais (PF) para realizar a análise semiquantitativa, em substituição ao método de curva de exclusão, devido à ausência de padrões específicos para sedimentos. Esse método busca determinar as concentrações dos elementos presentes como função das intensidades características, que são calculadas teoricamente.

Os elementos maiores são apresentados nos resultados de análises geoquímicas sob a forma de óxidos como SiO₂, Al₂O₃, TiO₂, Fe₂O₃, MgO, MnO CaO, K₂O, Na₂O, P₂O₅ com valores em % e, os menores e características, Ba, Sr e Rb, Zr, Nb e Y valores em ppm Tabela 01. Os elementos maiores são aqueles que alcançam valores maiores que 1% e os menores, 0,1 a 1%. Os elementos-traço, como V, Cr, Ni, Cu, Zn, Sc, Y, Sr, Rb, Ba, Nb, Pb, Th, Co, Li e Zr, são expressos em concentrações de partes por milhão (ppm). Suas concentrações são inferiores a 1.000 ppm, o que equivale a dizer que são inferiores a 0,1%.

5.2.3 Espectroscopia de Reflectância

Medições de reflectância em 11 amostras selecionadas foram realizadas no Instituto Tecnológico Vale, localizado em Ouro Preto (MG), Brasil. As amostras foram comprovadas usando um espectrorradiômetro de resolução padrão FieldSpec®4 (Analytical Spectral Devices), marcado por 2151 canais do ultravioleta ao infravermelho de ondas curtas (350-2500 nm). A amostragem espectral (largura de banda) é de 1,4 nm para a faixa de 350-1000 nm e 1,1 nm para a faixa de 1001-2500 nm (Malvern Panalytical, 2022). Uma sonda de contato (tamanho do ponto de 20 mm) com uma fonte de luz interna foi usada para realizar a medição e o instrumento foi calibrado usando uma placa de referência branca Spectralon®.

Um total de 165 espectros medidos foram posteriormente interpretados por exame visual, determinando a forma e a posição do comprimento de onda, usando o software Hyperspectral Python (HypPy; Hecker et al. 2019).

Os processos eletrônicos transicionais e vibracionais relacionados à composição química mineral foram interpretados por comparação com referências especializadas (por exemplo, Clark 1999, Pontual et al. 2008, Dematte et al. 2004).

5.2.4 Difractometria de Raios-X

As análises de Difração de Raios X (DRX), foram realizadas pelo método do pó no equipamento modelo Bruker D2 PHASER^R, operando com tensão de 30 kV e corrente de 10mA (P=300 W), radiação Cu-K α = 1,54060 Å e utilizando o detector Bruker-AXS-Lynxeye. A faixa de varredura (2 θ) foi de 4 a 80°, com passo do goniômetro de 0,02019°, tempo de contagem por passo de 1,0 s e fenda primária com abertura de 0,2 mm. Foi utilizado um anteparo de 1 mm e rotação constante da amostra de 10 rpm. Os difratogramas foram indexados usando o software DIFFRAC.EVA e banco de dados COD (REV 89244 20131011).

5.2.5 Luminescência Opticamente Estimulada (LOE)

A Luminescência Opticamente Estimulada – LOE, foi realizada em quatro amostras selecionadas do perfil sedimentológico no tanque estudado que se encontra no distrito de Fazenda Nova, Pernambuco. As amostras foram coletadas em tubos de alumínio de 30 cm de comprimento e 2” de diâmetro foram utilizados para coleta de amostras para datação por LOE e foram fixados horizontalmente nos níveis amostrados com uma marreta, evitando a exposição do material à radiação solar. Um total de 4 amostras representativas foram coletadas em diferentes níveis (R1.2, R1.4, R1.6 e R1.7), representando a parte inferior, intermediária e superior da seção estratigráfica.

IRSL amostras por feldspato

As amostras foram datadas no Departamento de Energia Nuclear (DEN) do Laboratório de Radiação Ionizante e Metrologia (LMRI) da Universidade Federal de Pernambuco (UFPE), Brasil. A idade foi obtida pelo protocolo de curva de crescimento padronizada (SGC) (Roberts e Duller, 2004) e o protocolo de dose regenerativa de alíquota única (SAR) (Murray e Wintle, 2000) foi aplicado para validar a dose equivalente.

As amostras foram cuidadosamente extraídas dos tubos de alumínio, garantindo o isolamento da exposição à luz externa, desde o momento da coleta até o laboratório, e todos os procedimentos foram realizados em sala limpa sob condições de luz vermelha. Inicialmente, os grãos foram submetidos a peneiramento úmido para extração da fração de 20 a 38 μ m e tratamento envolvendo HCl (10%) e H₂O₂ (30%) para eliminação de eventuais teores de carbonato e matéria orgânica, respectivamente. Isto foi seguido pela

utilização de H_2SiF_6 para selecionar seletivamente as bordas dos grãos de feldspatos afetadas pelas partículas α e para eliminar ainda mais quaisquer feldspatos residuais.

Posteriormente, foi realizado um sucessivo tratamento ácido envolvendo HCl para garantir a eliminação de qualquer potencial fluoreto gerado na etapa anterior. Entre cada iteração do tratamento ácido, as amostras foram submetidas a uma lavagem com água destilada para garantir uma limpeza completa.

Para determinação da idade, foi realizado um processo em duas etapas. Primeiramente, foi quantificada a Dose Equivalente (De) da amostra, representando a radiação ionizante cumulativa recebida desde a última exposição à luz. Isso foi conduzido usando um sistema Lexyg Smart LOE equipado com uma fonte calibrada de $^{90}\text{Sr}/^{90}\text{Y}$ que forneceu uma taxa de $0,073 \pm 0,003$ Gy/s durante as medições.

As medidas foram feitas utilizando uma estimulação óptica na faixa de comprimento de onda azul ($\lambda = 470 \pm 40$ nm), acoplada a um tubo fotomultiplicador bi-alcalino (PMT) Hamamatsu H7360-02. Foi utilizado um filtro óptico de 330nm para detecção do sinal OSL. Antes da medição, cada amostra foi submetida a pré-aquecimento a 200°C por 5 minutos utilizando um forno Linn High Therm GMBH Werk II e em seguida foi resfriada até a temperatura ambiente.

O protocolo básico SAR (dose regenerativa de alíquota única) foi empregado para determinar a dose equivalente. Inicialmente foi registrado o sinal LOE natural do grão (Ln). Doses regenerativas subsequentes foram administradas em laboratório, e os sinais LOE (Li) foram utilizados para caracterizar a resposta LOE dos grãos. Para corrigir alterações de sensibilidade causadas pelo pré-aquecimento antes das medições LOE, uma dose de teste (Dt) foi administrada após cada medição de Li, e a resposta LOE a esta dose (Ti) foi registrada.

Os sinais LOE regenerativos corrigidos pela sensibilidade são dados pela razão ($R_i = Li/Ti$) e empregados para construir uma curva dose-resposta corrigida pela sensibilidade. A dose equivalente (De) foi determinada projetando a razão ($R_n = Ln/T_n$) nesta curva e identificando a dose correspondente a este valor.

Além disso, de acordo com Murray e Wintle (2000), dois testes essenciais foram incorporados ao protocolo SAR. O primeiro teste, o teste da taxa de reciclagem, envolveu a nova medição de pelo menos um ponto da curva dose-resposta. Ele determina a razão entre as respostas LOE com correção de sensibilidade regeneradas a

partir da mesma dose regenerativa. Murray e Wintle (2000) propuseram um critério, sugerindo que esta taxa de reciclagem deveria estar dentro de 10% da unidade. O segundo teste, o teste de recuperação, mediu a resposta LOE quando nenhuma dose regenerativa foi administrada. Expresso como percentagem da resposta natural do LOE, este valor idealmente deveria ser zero. No entanto, a transferência de carga das armadilhas mais profundas para as armadilhas mais rasas durante o aquecimento anterior pode resultar neste sinal ser maior que zero. Murray e Wintle (2000) sugeriram um critério de que a resposta recuperada deveria ser inferior a 5% da resposta natural (Ballarini et al., 2007).

Na segunda etapa, a taxa de dose (Dr) foi determinada através de elementos radioativos e raios cósmicos para denotar a radiação ionizante anual. Para isso, a concentração dos radionuclídeos naturais K, U e Th foi medida através de um espectrômetro de raios gama de germânio de alta pureza (HPGe) Canberra Eagle 5004e. As amostras foram armazenadas em recipientes plásticos circulares por 30 dias para atingir o equilíbrio secular de ^{226}Rn e ^{222}Ra para obtenção da concentração de urânio. O Dr foi calculado seguindo a equação 1:

$$\text{Eq. 1: } D_r \text{ (Gy/ano)} = k\beta[(C_{U-238} \times 0,14273) + (C_{Th-232} \times 0,02762) + (C_{K-40} \times 0,67805)] + (C_{U-238} \times 0,10207) + (C_{Th-232} \times 0,05092) + (C_{K-40} \times 0,20287) + D_c$$

Onde: D_c representa a radiação cósmica; CU-238, CTh-232, CK-40 são U, Th e K medidos no espectrômetro; $k\beta$ é um fator de atenuação da radiação beta, adotando aqui um valor de 0,90 (Mejdahl, 1979).

A radiação cósmica assumida foi de 0,25 mGy/ano, representando a média da radiação cósmica teórica e experimental medida no Brasil (Sallun et al., 2007). A idade OSL (K_a) foi determinada dividindo a Dose Equivalente (D_{be}) pela taxa de dose (Dr) conforme segue na equação 2:

$$\text{Eq. 2: } \text{Idade (ano)} = (D_{be} \pm S_d) \text{Gy} / ((D_r \pm S_d) \text{Gy/ano})$$

6. RESULTADOS

6.1 Análises Geoquímicas

6.1.1 Fluorescência de Raios - X

Os elementos maiores são apresentados nos resultados de análises geoquímicas sob a forma de óxidos como SiO₂, Al₂O₃, TiO₂, Fe₂O₃, MgO, MnO, CaO, K₂O, Na₂O, P₂O₅, com valores em %, e os menores e traços Ba, Sr e Rb, Zr, Nb e Y valores em ppm (Tabela 01).

Tabela 1 - Concentração dos elementos maiores, menores e traços obtidos a partir da técnica de análises em Espectrometria de Fluorescência de Raios-X por Dispersão de Energia, obtidos nas amostras de R1.1 a R1.9 do tanque de intemperismo. Elementos maiores em % e traços em ppm.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	MgO	MnO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	Ba	Rb	Sr	Zr	Y	Nb
R.1.9	60,20	13,10	0,76	3,40	1,50	0,05	2,60	3,42	2,77	0,29	2284	135	1038	492	33	17
R.1.8	66,68	14,82	0,65	3,27	1,53	0,03	2,33	4,56	3,70	0,22	3041	143	1101	463	34	17
R.1.7	63,84	14,00	0,48	2,45	1,67	0,05	4,15	5,33	3,95	0,38	3645	119	1464	349	29	12
R.1.6	61,43	13,19	0,36	2,85	1,67	0,04	6,70	5,18	2,27	0,26	3198	108	1379	369	24	11
R.1.5.M	63,84	15,07	0,65	3,89	2,26	0,04	3,55	4,35	2,75	0,27	3112	118	1187	447	28	15
R.1.5	66,75	14,11	0,40	2,83	1,46	0,03	3,22	5,38	2,45	0,15	3599	114	1210	373	25	10
R.1.4.N	57,31	16,12	1,14	6,74	2,99	0,08	4,41	2,86	4,07	0,79	1952	100	1175	361	31	17
R.1.4	59,61	16,14	0,65	3,61	2,29	0,04	4,98	4,55	3,02	0,72	3464	94	1630	463	27	13
R.1.3	61,02	15,66	0,53	2,77	1,81	0,05	5,39	4,73	3,17	1,30	3407	101	1497	424	26	15
R.1.2	40,62	10,63	0,23	1,18	1,47	0,17	20,83	4,48	2,32	3,53	2871	89	1412	202	19	6
R.1.1	64,18	14,73	0,82	4,85	2,95	0,07	3,87	2,50	3,85	0,37	1450	99	1202	402	30	18
MÉDIA	60,50	14,32	0,61	3,44	1,96	0,06	5,64	4,30	3,12	0,75	2911	111	1300	395	28	14
GRANITO	62,83	16,43	0,56	3,88	1,71	-	3,82	6,00	3,26	0,41	0,42	0,01	0,15	0,02	-	tr

A amostra do granito porfirítico, quando comparado com a média dos valores obtidos entre todos os níveis da seção, para o SiO₂ apresentou valor de 62,83%, um pouco acima da média (60,50%), o Al₂O₃ apresentou 16,43% (média 14,32%), o TiO₂ 0,56% (média 0,61%), o Fe₂O₃ com 3,88% (média 3,44%), MgO com 1,71% (média 1,96%), o MnO não apresentou valores, o CaO com 3,82%, um pouco abaixo da média de 5,64%, O K₂O com 6%, média de 4,30; o Na₂O apresentou 3,26% e média de 3,12% e o P₂O₅ apresentou 0,41% com média de 0,75%.

O nível saprolítico na base da seção em contato com a rocha (R1.1 - 0,0cm) apresentou os maiores valores para MgO (2,95) assim como o nível R1.4N (2,99%), e os menores valores para K₂O (2,50%) e (2,86%) R1.4N. Para o elemento traço Ba, este nível apresentou uma anomalia negativa, com o menor valor de 1450ppm, para uma média de 2911ppm. O nível calcrete (R1.2) (0,30cm) apresentou os menores valores para SiO₂, Al₂O₃, TiO₂ e Fe₂O₃ (40,62%), e os maiores valores de CaO (20,83%), P₂O₅ (3,53%). e MnO (0,17). Os valores do nível R1.3 se mantiveram próximo à média, apresentando apenas o P₂O₅ com valor elevado (1,30%), o segundo maior valor entre os níveis. O nível R1.4 não apresentou valores distantes da média das concentrações dos elementos químicos. O nível R1.4N apresentou anomalias positivas para TiO₂, Fe₂O₃ e MgO, sendo este último com valor elevado também em R1.1. O nível apresentou valores com anomalias negativas para o K₂O (2,86%) e Ba (1952ppm). O nível R1.5 se manteve com valores dentro da média, apresentando apenas para o P₂O₅ uma anomalia negativa, com valores de 0,15% (média de -,41%). O nível R1.5M apresentou valores próximos à média, sem alterações significativas. O nível R1.6 apresentou uma anomalia positiva para o elemento químico CaO (6,70%) para uma média de 5,54%, e uma anomalia negativa para o elemento químico Na₂O (2,27) para uma média de 0,41%). Os níveis R1.7, R1.8 e R1.9 apresentaram valores dentro da média para todos os elementos químicos analisados, não sendo identificada nenhuma anomalia entre os elementos.

Os níveis que apresentaram maiores concentrações e anomalias positivas e negativas foram os níveis R1.2 e R1.4N. Os elementos com anomalias positivas (maiores valores) entre os níveis foram o TiO₂, Fe₂O₃, MgO, Mn O, CaO e P₂O₅. Os elementos com anomalias negativas (menores valores) foram a SiO₂, Al₂O₃, TiO₂, Fe₂O₃, K₂O, Na₂SO, P₂O₅ e o elemento traço Ba.

A sílica SiO₂ apresentou uma média de 60,5%, sendo as menores concentrações (40,62%) no nível R1.2 Calcrete, seguido pelo nível R1.4N (57,31%). As maiores concentrações foram identificadas no nível R1.5 (66,75%) e R1.8 (66,68%). O Al₂O₃ teve média de 14%, a menor concentração no nível calcrete (10%) e maior no nível R1.4 (16%). O TiO₂ apresentou a média de 0,61%, mínima de 0,23% (calcrete) e a máxima de 1,14 % (R1.4N). O Fe₂O₃ apresentou média das concentrações de 3,44%, com mínima de 1,18 no calcrete e máxima de 6,74 no nível R1.4N. O MgO apresentou uma média de 1,96%, com anomalias positivas para os níveis R1.4N (2,99%) e no nível saprolítico R1.1 (2,95%). O CaO apresentou uma alta anomalia positiva no nível de

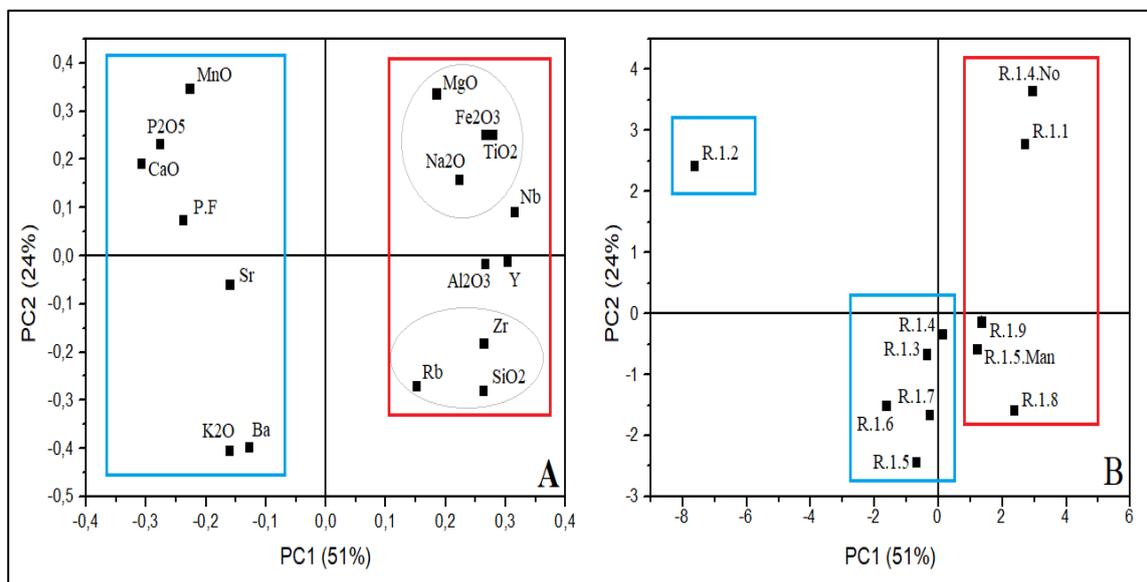
calcrete R1.2 (20,83%) e outro valor elevado em R1.6 (6,70%), sendo a média para este elemento entre os níveis de 5,64%. O K_2O apresentou anomalias negativas nos níveis saprolítico (2,50%) e R1.4N(2,86%), sendo a média para este elemento de 4,40%. O Na_2O apresentou uma média de 3,12% e um menor valor em R1.6 (2,27%). Para o P_2O_5 , que apresentou uma média nas concentrações de 0,41%, as anomalias positivas foram identificadas nos níveis R1.2 (3,53%) e R1.3 (1,30%), e uma anomalia negativa no nível R1.5 (0,15%). Entre os elementos traço, o Ba apresentou concentrações com uma média de 2911 e anomalia negativa no nível R1.1 (1450ppm) e no nível R1.4N(1952ppm).

Foi realizado um estudo dos dados geoquímicos pela análise multivariada a partir dos resultados obtidos na tabela 1.

Análise Multivariada

A análise estatística multivariada foi elaborada através da Análise de Componentes Principais (ACP) utilizando os resultados analíticos para 17 parâmetros (SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO , MnO , CaO , K_2O , Na_2O , P_2O_5 , P.F., Ba, Rb, Sr, Zr, Y e Nb) em 11 amostras da coluna estratigráfica (R.1.1, R.1.2, R.1.3, R.1.4.No, R.1.4, R.1.5, R.1.5.Man, R.1.6, R.1.7, R.1.8 e R.1.9). Assim, o gráfico dos pesos obtidos por ACP (Figura 03 - A), evidencia a formação de dois grupos principais no eixo PC1, que contém 51% da informação do sistema em estudo. O primeiro grupo formado pelos parâmetros MnO , P_2O_5 , CaO , Sr, K_2O e Ba estão localizados na porção negativa deste eixo PC1 juntamente com a perda ao fogo, sugerindo que o conteúdo carbonático seja a composição predominante neste grupo, originados de precipitação química, e os demais elementos do grupo ocorrem associados a esse conteúdo. Um segundo grupo é observado na porção positiva do eixo PC1 composto pelos elementos MgO , Fe_2O_3 , TiO_2 , Na_2O , Nb, Al_2O_3 , Y, Zr, Rb e SiO_2 , sugerindo uma origem totalmente desconhecida com carbonatos, e ao mesmo tempo com influências de material da fração terrígena dos sedimentos investigados, a maioria deles sendo siderófilos, pela relação do ferro e titânio, e também do silício com o zircônio, respectivamente.

Figura 05- Gráfico obtido por Análise de Componentes Principais; A) elementos químicos (pesos); B) amostras (objetos). Os retângulos azuis representam o grupo de elementos químicos com afinidade carbonática; os retângulos vermelhos representam os elementos químicos siderófilos.

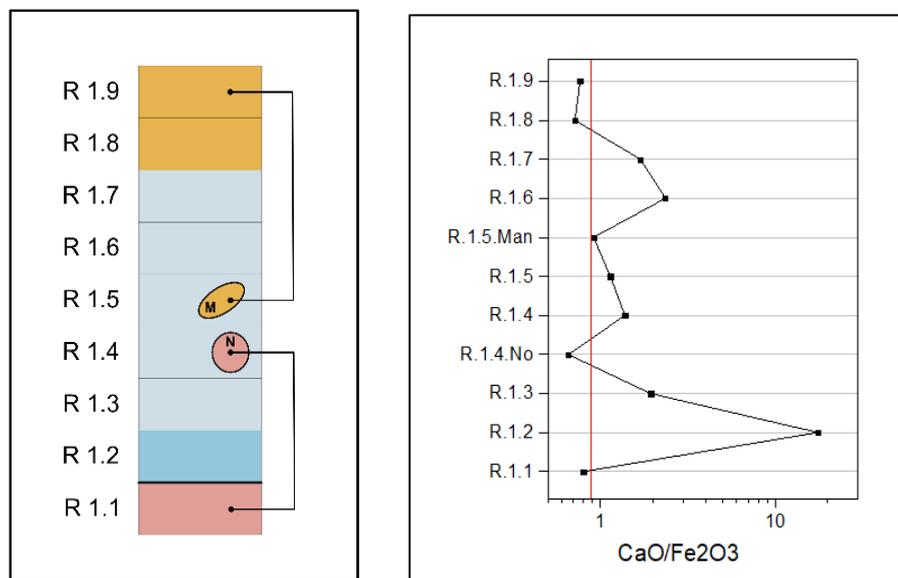


Da mesma forma, observando o gráfico da figura 05 - B para as amostras (objetos), verifica-se que a porção negativa do eixo PC1 contém a amostra do nível R.1.2 predominantemente à esquerda, e logo em seguida as demais amostras R.1.3, R.1.4, R.1.5, R.1.6 e R.1.7. Tal comportamento sugere que são amostras com influências químicas dos elementos carbonáticos em um gradiente de intensidade crescente da amostra R.1.2 para as demais. No segundo grupo, no lado positivo do eixo PC1 as amostras apresentam-se separadas em dois subgrupos, sendo o primeiro na porção superior do eixo PC2 com 24% da informação do sistema em estudo, contendo as amostras R.1.1 e a amostras R.1.4.No.

Isso sugere que este nível contém forte influência de materiais siderófilos de origem terrígena, junto com sódio e magnésio, refletido pela presença de hornblenda detrítica. Ainda se observa que o nódulo encontrado no nível R.1.4 contém a mesma composição química, e isso sugere que pode ser originário do material do nível R.1.1. Ainda no grupo da direita do eixo de PC1, porém observando agora o subgrupo na porção negativa do eixo PC2, estão as amostras R.1.8, R.1.9 e R.1.5. Man, sugerindo que esses níveis contém forte influência terrígena por estarem relacionados aos elementos resístatos do solo SiO₂(oriunda do quartzo) e Zr, além de Rb, Al₂O₃ e Y. Isso também sugere que a mancha encontrada no nível R.1.5 (R.1.5.M) por conter a

composição idêntica a este grupo, pode estar relacionada a sua origem dos níveis mais superiores R.1.8 ou R.1.9.

Figura 06 - Agrupamento da sequência obtida por ACP (A), assinatura geoquímica através da razão $\text{CaO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ (B).



A evidência na coluna estratigráfica dos níveis de semelhança química é mostrada na figura 04 - A, onde estão mostrados em azul a composição carbonática, e em vermelho e laranja a influência de material terrígeno, contendo alguns elementos siderófilos e terrígeno respectivamente. Para o gráfico da figura 04 - B, a assinatura geoquímica evidenciada pela razão entre os elementos CaO e Fe_2O_3 por serem os parâmetros com maior representação nos opostos do gráfico de ACP no eixo PC1, ou seja, encontram-se em posições equidistantes no gráfico e conseqüentemente sugere-se que representem o gradiente de influência dos carbonatos em seus valores mais elevados.

6.1.2. Índices de Intemperismo (CIA, CIW e PIA)

A partir dos resultados das concentrações multi-elementares obtidas por da fluorescência de Raio-x foram calculados três índices: Índice de Alteração Química (Chemical Index of Alteration - CIA), Índice de Intemperização Química (Chemical Index of Weathering - CIW) e o Índice de Alteração dos Plagioclásio – PIA, utilizados para avaliar e quantificar a intensidade de intemperismo químico assim como mudanças geoquímicas em profundidade em perfis, baseados na acumulação relativa e na lixiviação de determinados elementos.

O Índice de alteração química (Chemical Index of Alteration - CIA) proposto por Nesbitt & Young, (1989) é utilizado para mensurar a evolução intempérica dos perfis e alteração do manto de intemperismo. Este pode ser calculado a partir da seguinte fórmula:

$$CIA = (Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O)) \times 100$$

onde CaO é a quantidade de CaO incorporada na fração silicatada da rocha. O valor resultante é uma medida da proporção de Al_2O_3 versus os óxidos lábeis na amostra analisada.

O Índice de intemperização química (Chemical Index of Weathering - CIW) foi proposto por Harnois (1988) para inferir sobre a evolução do grau de intemperização vertical dos perfis e pode ser aplicado a solos modernos e paleossolos quaternário a partir da seguinte expressão:

$$CIW = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O)] \times 100 \text{ (molecular proportions)}$$

O valor deste índice aumenta à medida que o grau de intemperismo aumenta, e a diferença entre os valores do índice CIW da rocha mãe de silicato e do solo ou sedimento reflete a quantidade de intemperismo experimentado pelo material intemperizado.

O Índice de Intemperização Química (CIW) e o Índice de Alteração dos Plagioclásio – PIA (Fedo et al., 1995) são modificações do CIA que elimina o potássio (K), que pode exibir comportamento inconsistente durante o intemperismo.

$$PIA = 100 \cdot (Al_2O_3 - K_2O) / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O - K_2O)$$

Os índices CIA, CIW e PIA medem o grau de perdas de componentes móveis em comparação com os imóveis durante o processo de intemperismo e variam de zero a 100 por cento. O horizonte do solo ou camada rochosa é mais intemperizado quando os valores dos índices se aproximam de 100%.

Os resultados dos cálculos dos índices de intemperismo CIA, CIW e PIA são apresentados na tabela 02.

Tabela 2 - Resultados dos índices de intemperismo CIA, CIW e PIA, nas amostras do perfil sedimentológico no tanque de intemperismo.

	CIA	CIW	PIA
R.1.1	59,04	65,60	49,04
R.1.2	27,78	31,47	16,06
R.1.3	54,09	64,67	37,74
R.1.4.No	58,70	65,52	48,30
R.1.4	56,25	66,86	40,39
R.1.5	56,09	71,36	34,70
R.1.5.Man	58,61	70,55	41,69
R.1.6	48,24	59,51	29,30
R.1.7	51,03	63,34	31,59
R.1.8	58,31	71,06	40,36
R.1.9	59,83	70,93	44,19

6.1.3 Difractometria de Raios - X

6.1.3.1 Mineralogia da fração areia

A análise dos resultados para a composição mineral dos níveis estratigráficos é apresentada a seguir.

Tabela 3 – Resultados dos minerais identificados pela DRX nos níveis estratigráficos

	Qtz	Anf	Flog	Caul	Musc	Calc	Biot	Mica	Micr	Anrt	Orto	Olig	Parg	Nac	Mg-Hrn	Alb	Dolo	Glau	Meth	Hal	Verm	Diq	Cord	Tal	
R.1.1	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■															
R1.2	■			■		■			■		■	■	■												
R1.3	■			■					■		■	■	■	■	■										
R1.4	■			■					■		■	■	■	■	■	■	■	■	■						
R1.5	■			■					■		■									■					
R1.6	■			■					■		■										■				
R1.7																								■	
R1.8	■											■		■									■	■	■
R1.9				■															■		■		■	■	■

O Nível R1.1 saprolítico apresentou os minerais de quartzo, anfibólio, flogopita, caulinita, muscovita, mica/biotita, microclínio e anortoclásico. O nível concrecionado apresentou os minerais de quartzo, caulinita, calcita, microclínio, ortoclásio, oligoclásico e pargasita. O nível R1.3 apresentou os minerais de quartzo, caulinita, microclínio, ortoclásio, oligoclásico, nacrta e magnésio hornblenda. Alguns minerais só aparecem no nível saprolítico: Anfibólio, Flogopita, Muscovita, Biotita e Mica. Os minerais de Albita, Dolomita, Glauconita e Methimorilonita só aparecem no nível R1.4 Diquita, Cordeirita somente no nível R1.8.

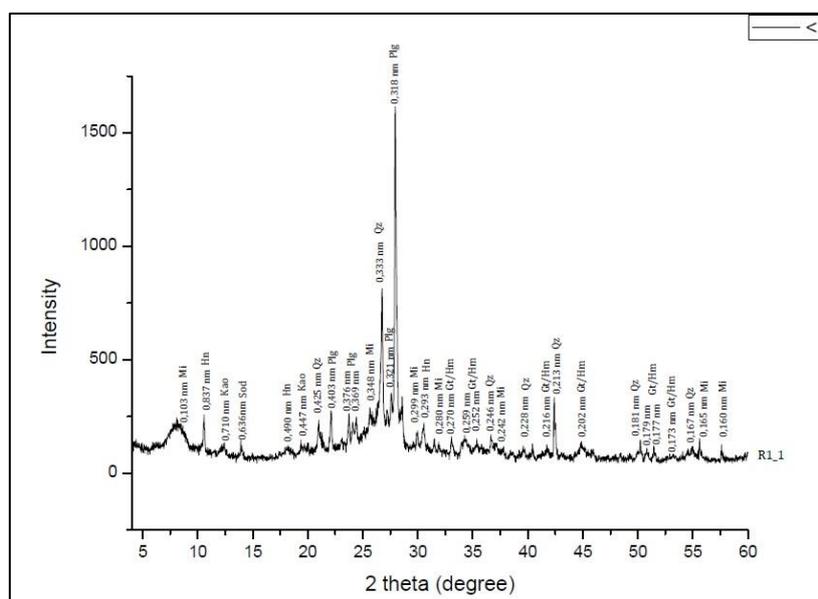
6.1.3.2. Mineralogia da Fração Argila

A mineralogia da fração argila está representada por Quartzo (Qz), Plagioclásio (Plg), Hornblenda (Hn), Sodalita (Sod), Caulinita (Kao), Goethita e/ou hematita (Gt/Hm), Gibbsita (Gb), Calcita (Cal) e argilominerais com estrutura 2:1 (Vermiculitas e/ou esmectitas).

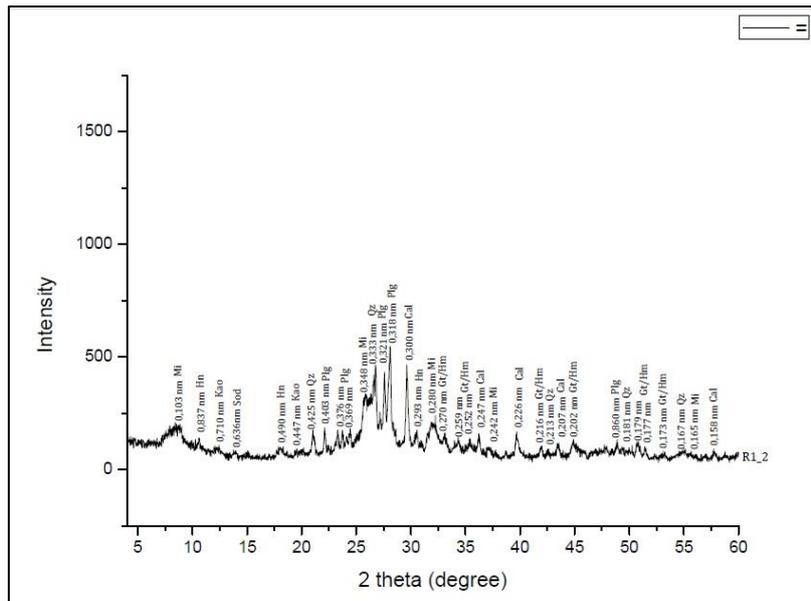
Dentre os minerais identificados, a Mica, a Caulinita e o Quartzo estão presentes em todos os níveis descritos (a caulinita pode ser proveniente da dissolução dos feldspatos potássicos em contato com água, provavelmente durante os períodos do tanque cheio de água). Os minerais de Plagioclásio só não estão presentes no nível R1.3. A Goethita e/ou Hematita só não está presente no nível R1.4N.

A gibbsita só está presente no meio da seção estratigráfica (R1.4 - R1.6). A sodalita e hornblenda foram identificadas apenas nos níveis inferiores (R1.1 - R1.5). Os argilominerais 2:1 só não estão presente no saprólito e calcrete (R1.1 e R1.2).

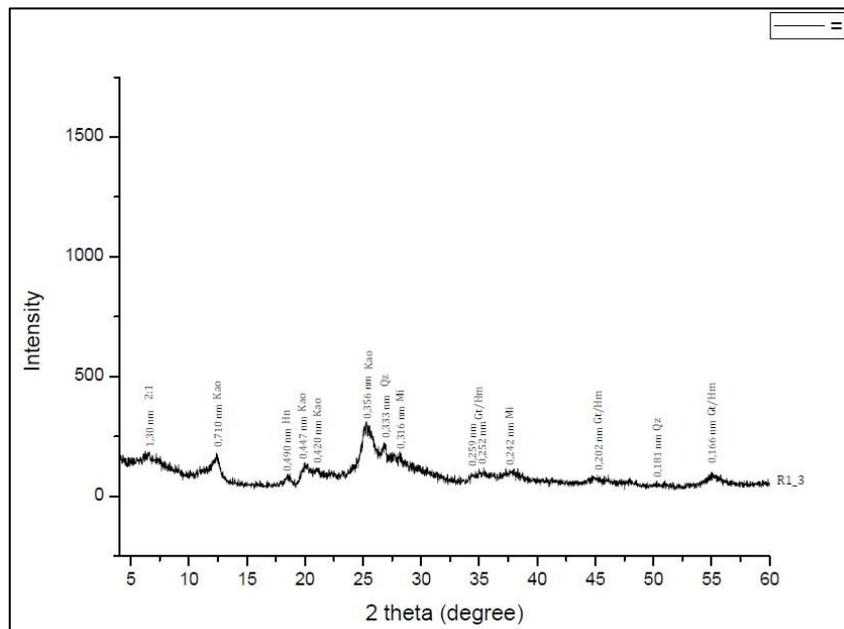
No nível saprolítico, sobreposto à rocha, na amostra R1.1 foram identificados os minerais de Mica (biotita e/ou/muscovita), Hornblenda, Caulinita, Sodalita, Quartzo, Plagioclásio, Goethita e Hematita. Nota-se que nos níveis saprolítico e concrecionado, não há presença de esmecticas, o que pode demonstrar feldspatos não alterados, visto que a esmectita é criada em uma fina camada amorfa do desgaste do feldspato.



No nível concrecionado e fossilífero, na amostra R1.2 foram identificados os minerais de Mica (biotita e/ou/muscovita), Hornblenda, Caulinita, Sodalita, Quartzo, Plagioclásio, Goethita/Hematita e Caulinita.



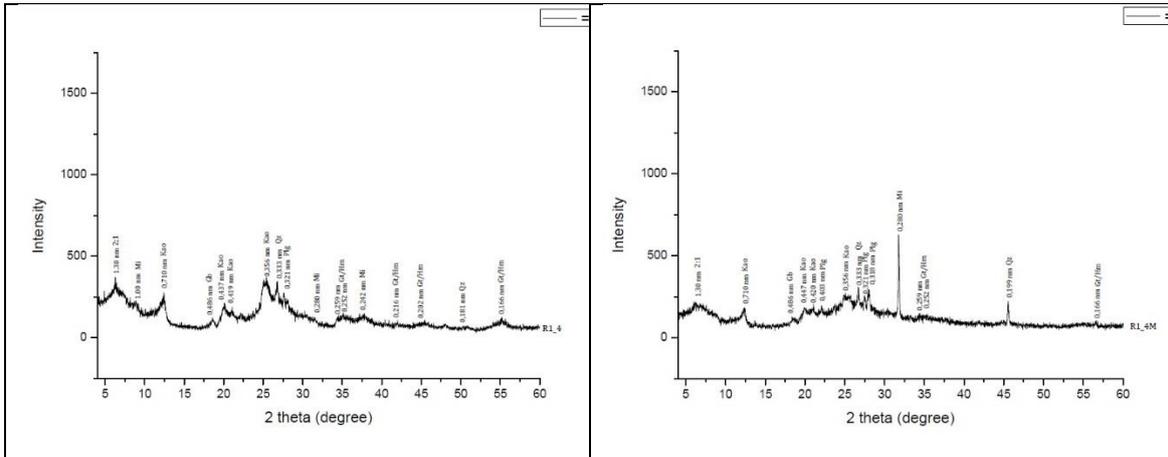
No nível acima do calcrete, na amostra R1.3 foram identificados os minerais de Mica (biotita e/ou/muscovita), Hornblenda, Caulinita, Quartzo, Goethita e Hematita e argilominerais 2:1. Não foram identificados os minerais de Sodalita, Plagioclásio, Gibbista e Calcita.



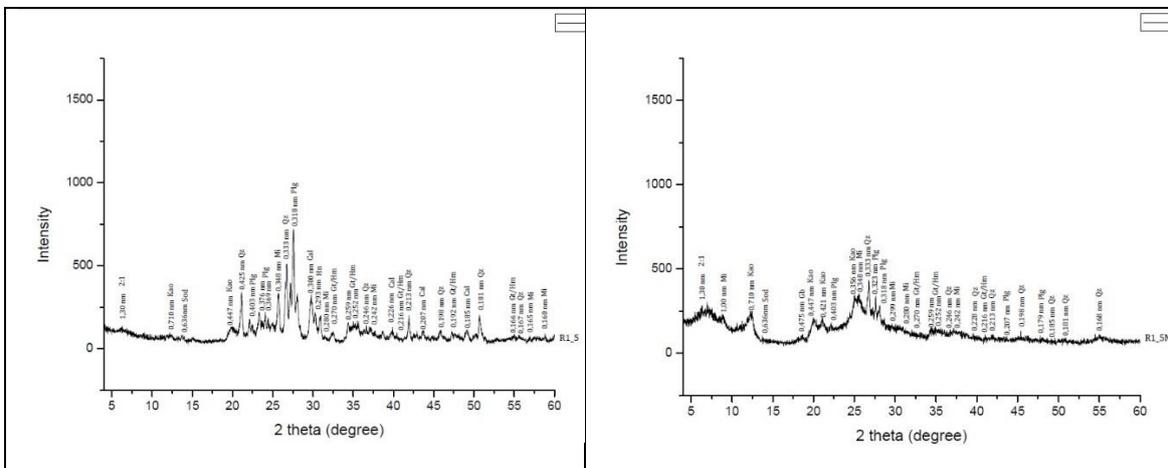
No nível R1.4 foram identificados os minerais de Mica (biotita e/ou/muscovita), Caulinita, Quartzo, Plagioclásio, Goethita/Hematita, Gibbsita e argilominerais 2:1. Não foram identificados os minerais de Hornblenda, Sodalita e Caulinita.

Ainda na camada estratigráfica R1.4, a amostra do nódulo siltoso (R1.4N) apresentou os minerais de Mica, Caulinita, Quartzo, Plagioclásio, Gibbsita e

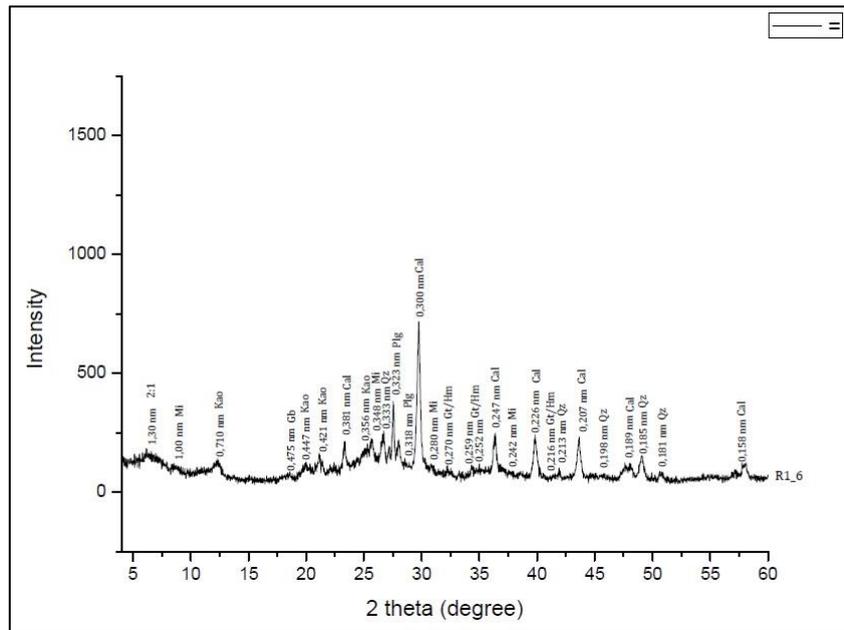
argilominerais 2:1. Os minerais de Hornblenda, Sodalita, Goethita/Hematita e Calcita não foram identificados.



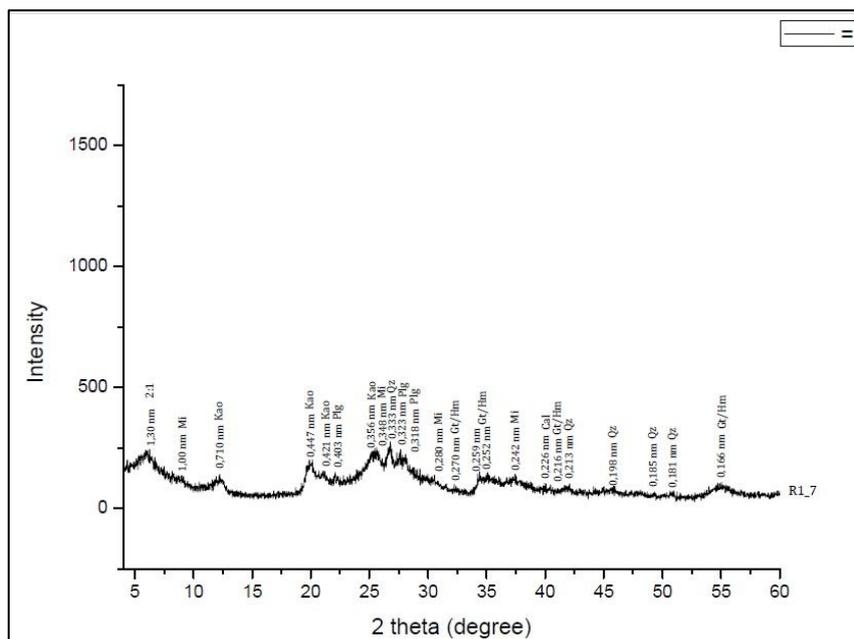
No nível estratigráfico R1.5, foram identificados todos os minerais (Mica - biotita e/ou muscovita, Hornblenda, Sodalita, Caulinita, Quartzo, Plagioclásio, Goethita e Hematita e argilominerais 2:1.) com exceção da Gibbsita. Ainda no nível R1.5, na intrusão de areia grossa, foram identificados os minerais de Mica - biotita e/ou muscovita, Sodalita, Caulinita, Quartzo, Plagioclásio, Goethita e Hematita e argilominerais 2:1. Não foram identificados os minerais de Hornblenda e Calcita.



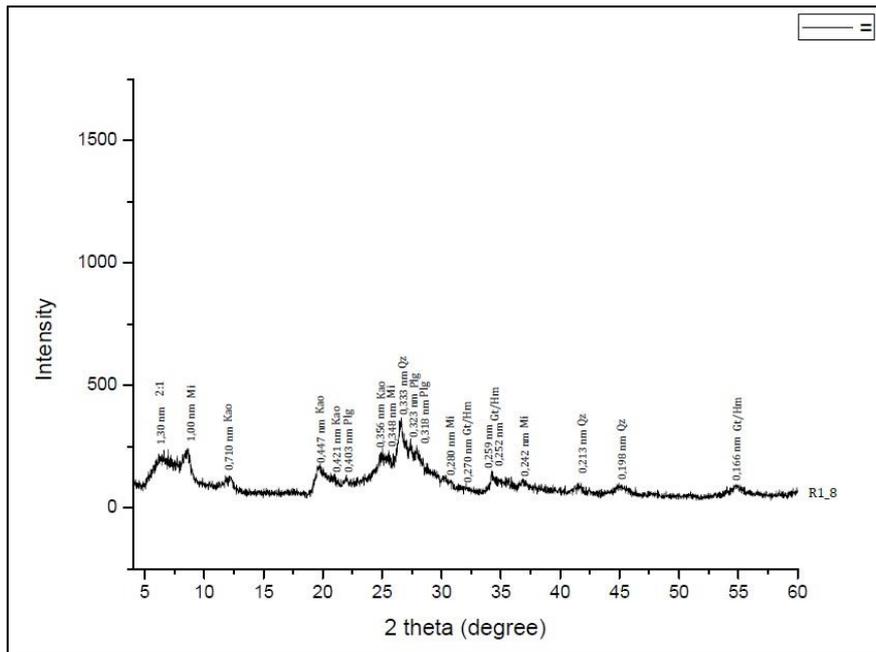
Na camada concrecionada superior, na amostra R1.6 foram identificados os minerais de Mica (biotita e/ou/muscovita) Quartzo, Plagioclásio, Caulinita, Goethita e/ou hematita, Gibbsita, Calcita e argilominerais com estrutura 2:1. Não foram identificados os minerais de Hornblenda (Hn) e Sodalita (Sod).



No nível R1.7 foram identificados os minerais de Mica (biotita e/ou/muscovita), Caulinita, Quartzo, Plagioclásio, Goethita e/ou hematita, Calcita e argilominerais com estrutura 2:1. Não foram identificados os minerais de Hornblenda (Hn), Sodalita e Gibbsita.



No nível R1.8 foram identificados os minerais de Mica (biotita e/ou/muscovita), Caulinita, Quartzo, Plagioclásio, Goethita e/ou hematita e argilominerais com estrutura 2:1. Não foram identificados os minerais de Hornblenda (Hn), Sodalita, Gibbsita e Calcita.



No nível superior R1.9 foram identificados os minerais de Mica (biotita e/ou/muscovita), Caulinita, Quartzo, Plagioclásio e Goethita e/ou hematita. Não foram identificados os minerais de Hornblenda (Hn), Sodalita, Gibbsita, Calcita e argilominerais com estrutura 2:1.

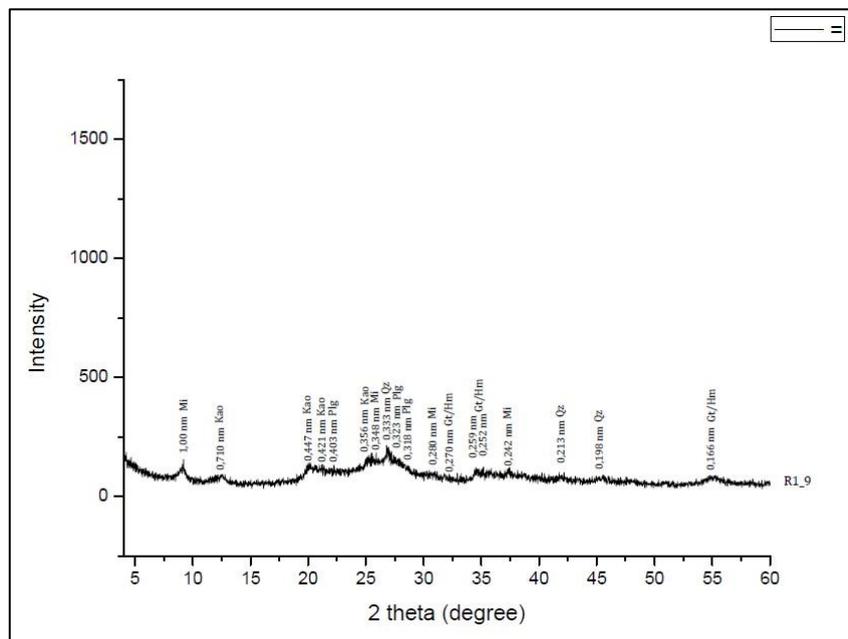


Tabela 4 - Resultados dos argilominerais identificados nos níveis estratigráficos

	Mi	Hn	Kao	Sod	Qz	Plg	Gt/Hm	Gb	Cal	2:1
Amostra										
R.1.1										
R1.2										
R1.3										
R1.4										
R1.4N										
R1.5										
R1.5M										
R1.6										
R1.7										
R1.8										
R1.9										

Legenda = Mi: Mica (Biotita e/ou muscovita); Hn: Hornblenda; Kao: Caulinita; Sod: Sodalita; Qz: Quartzo; Plg: Plagioclásio; Gt/Hm: Goethita e/ou hematita; Gb: Gibbsita; Cal: Calcita; 2:1: Argilominerais com estrutura 2:1 (Vermiculitas e/ou esmectitas)

6.1.4 Espectroscopia de Reflectância Difusa – ERD

- **Nível saprolítico (amostra R1.1)**

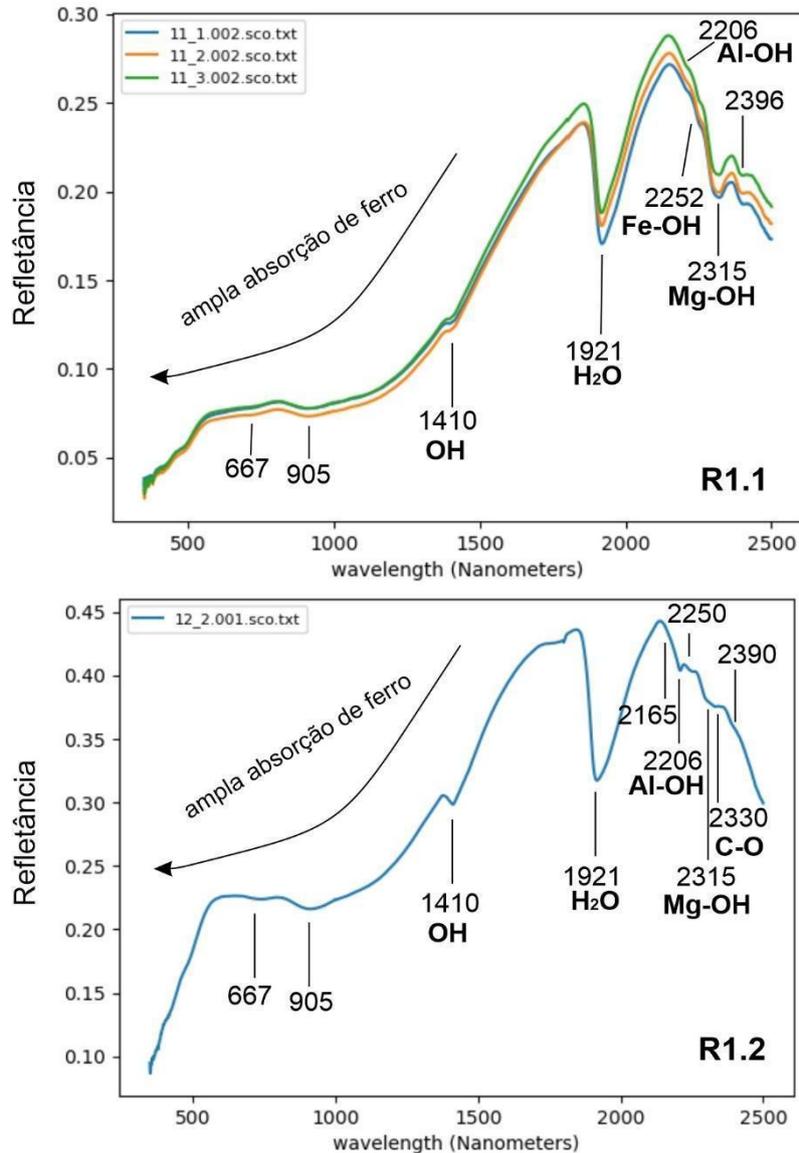
Foram observadas as curvas de refletância espectral do nível saprolítico (R1.1), marcado por feição de mineral(is) máfico(s) remanescente, que é mais intensa e desenvolvida em 2250 nm (Fe-OH) e 2315-2330 nm (Mg-OH) (Hunt, 1977). Feições de argilominerais como caulinita e/ou esmectita (esta última, pode justificar a absorção de água em ~1900 nm) são vistas de forma sutil, além de óxido de ferro, possivelmente goethita, por meio de amplas feições na faixa do visível ao infravermelho próximo (~667 e 905 nm) (Clark et al., 1990).

Há uma sutil feição em cerca de 2330 nm que pode retratar a ligação C-O de calcita nesse nível de calcete.

- **Nível calcete com presença de fósseis (amostra R1.2)**

Esse nível está sobreposto ao saprólito. Na Figura 21, o nível R1.2 é marcado por feições amplas de ferro férrico de possível goethita, além de um aumento de profundidade da feição em 2206 nm e uma mais sutil em 2165 nm (típicas de caulinita). A tendência, com o maior nível intempérico, é que as feições de água (1900 nm) e Al-OH (~2206 nm) sejam mais profundas, e as de minerais máficos (~2250 e ~2310-2330 nm) se tornem cada vez mais sutis (Clark et al., 1990).

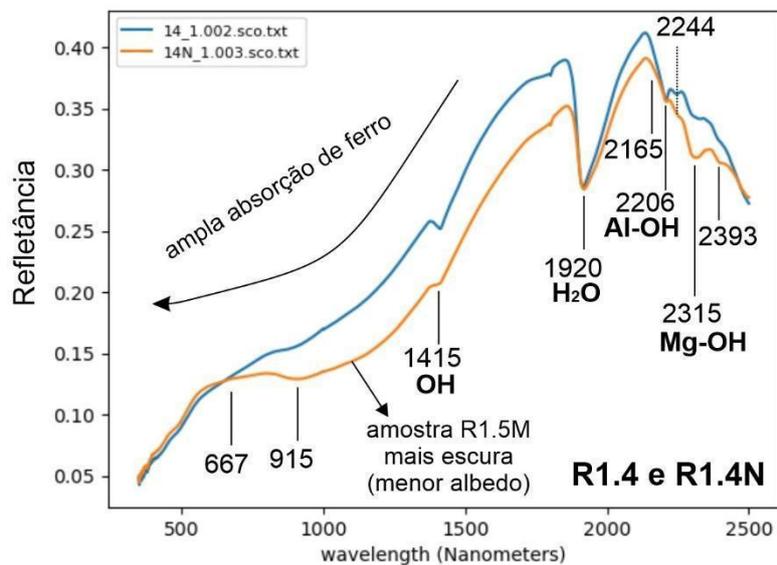
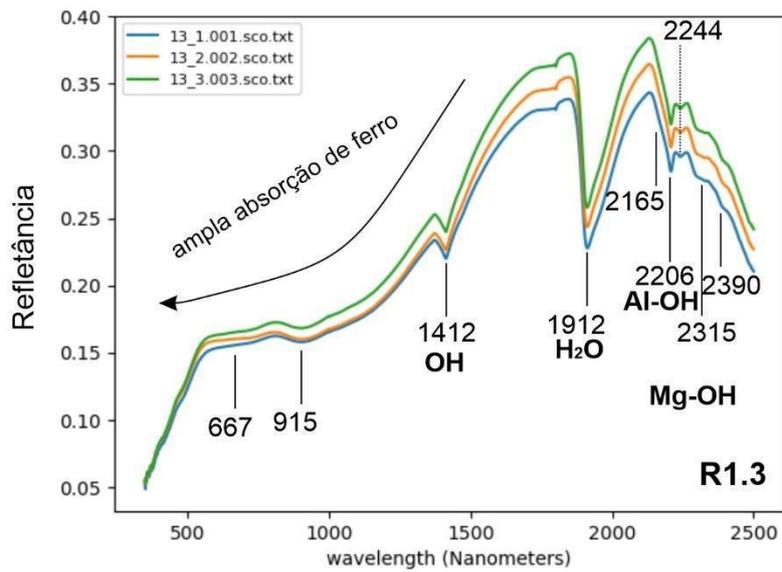
Figura 7- . Curvas espectrais das amostras dos níveis R1.1 e R1.2



- **Nível areia argilosa com cascalho (amostra R1.3)**

Ampla absorção de ferro, uma maior absorção em profundidade de Al-OH (2206), aumento na absorção de H₂O em relação ao nível R1.2.

Figura 8 - . Curvas espectrais dos níveis R1.3, R1.4 e R1.4N

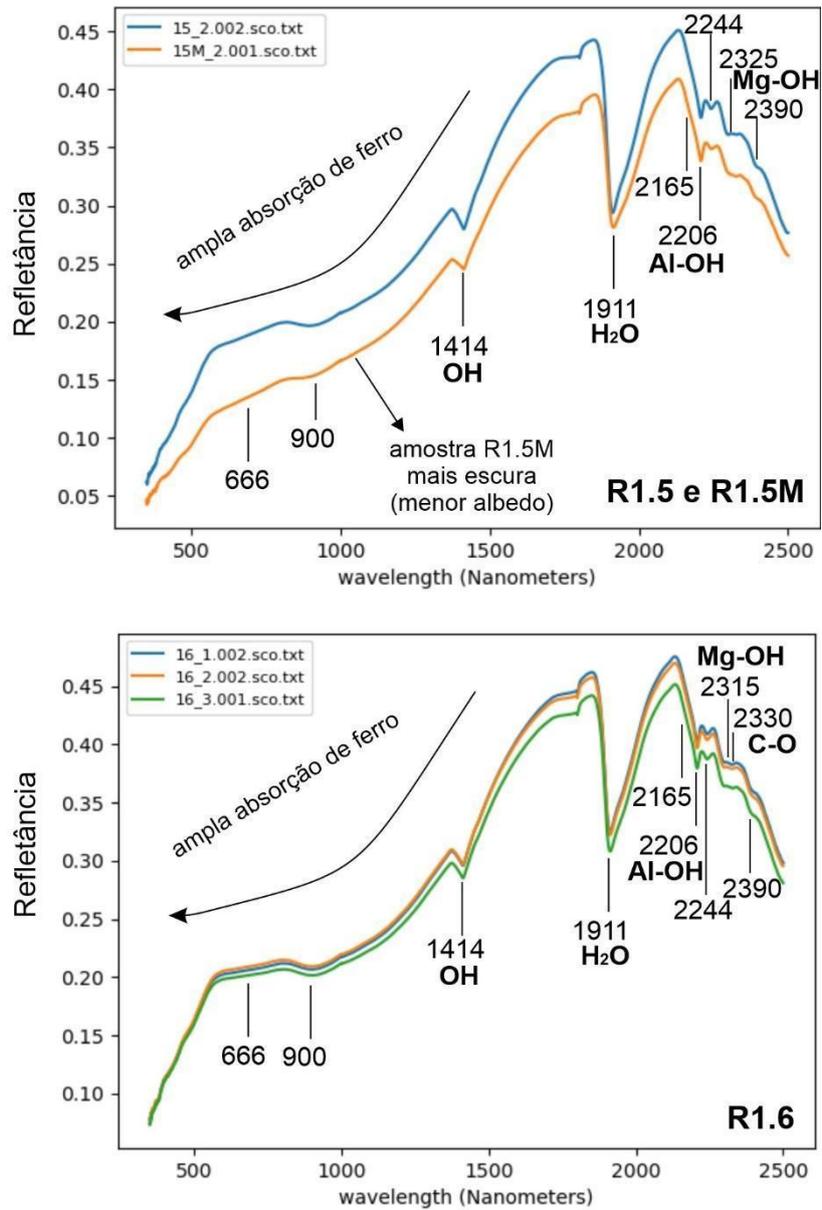


- **Nível areia siltosa com cascalho (amostra R1.4)**
- **Nível nódulos siltoso (amostra R1.4N)**

Na figura acima, mesmo padrão de absorção é visto em relação à amostra R1.4, mas a amostra de nódulo possui menor albedo. Além disso, essa amostra de nódulos tem maior preservação de minerais máficos, visto, principalmente, na absorção de Mg-OH da região de 2325 e 2390 nm.

- **Nível areia grossa com cascalho (amostra R1.5)**

Figura 9 - Curvas espectrais s dos níveis R1.5, R1.5M e R1.6.



- **Nível areia grossa com cascalho – mancha (amostra R1.5M)**

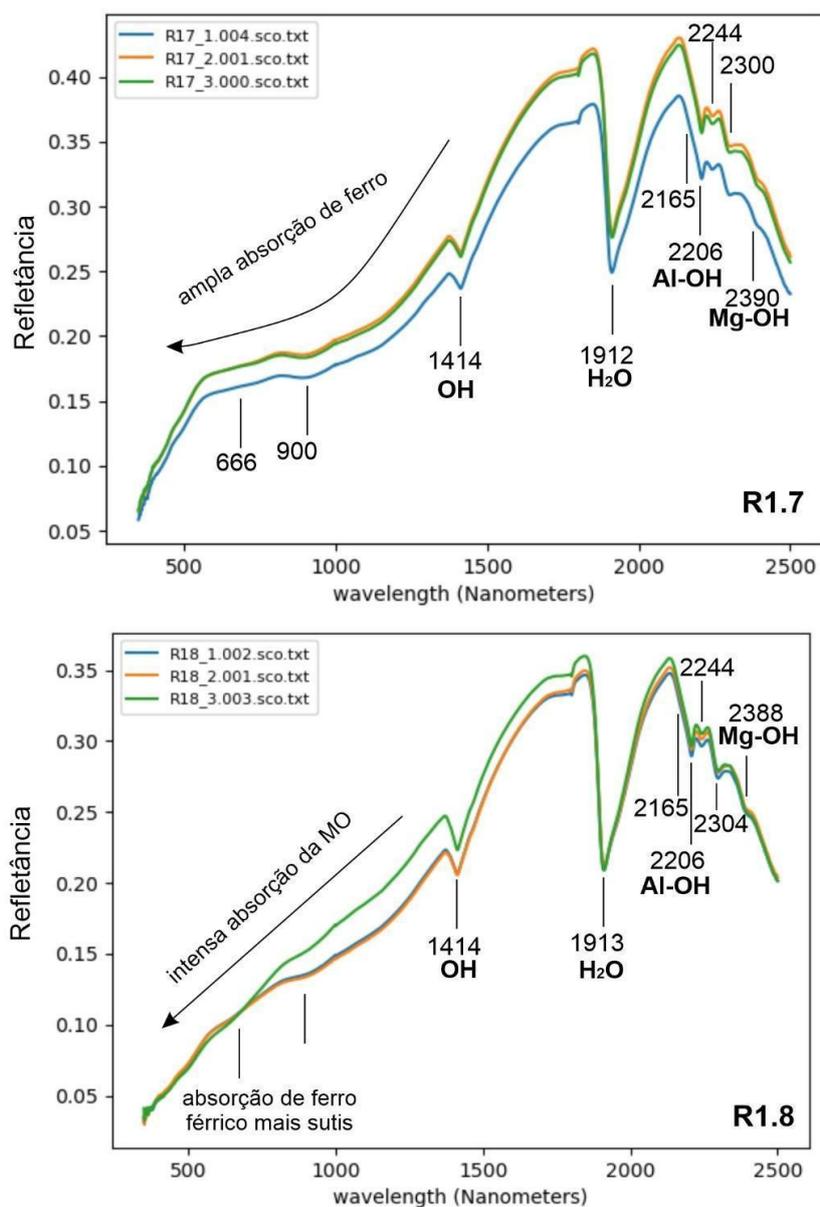
Nível R1.5M é mais “escura”, pois possui menor albedo em relação à amostra R1.5.

- **Nível calcrete granular (amostra R1.6)**

Há uma sutil feição em cerca de 2330 nm que pode retratar a ligação C-O de calcita nesse nível de calcrete.

- **Nível areia argilosa com cascalho (amostra R1.7)**

Figura 10-. Curvas espectrais dos níveis R1.7 e R1.8.

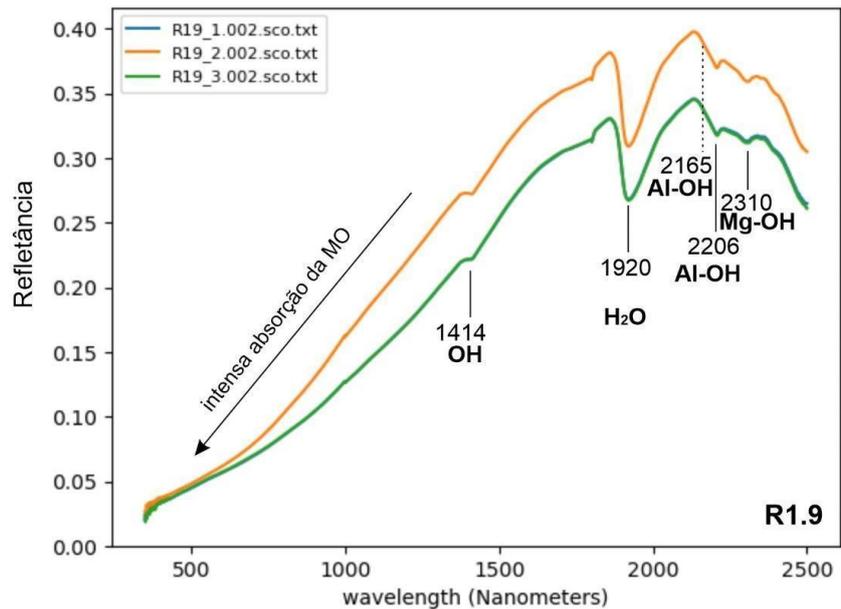


- **Nível areia argilosa com bioturbação (amostra R1.8)**

Assim como visto nos níveis 1.4, 1.5, 1.6 e 1.7, o nível R1.8 é marcado pelo aumento da profundidade da feição em ~2165 e 2206 nm, típicos de caulinita, além de haver feição de OH (~1414 nm) e água (1900 nm) ferro férrico. Porém, no nível R1.8, as feições de absorção do visível ao infravermelho próximo são mais sutis, sem haver concavidades proeminentes de ferro férrico em ~667 e ~900 nm, devido ao aumento de teor de MO.

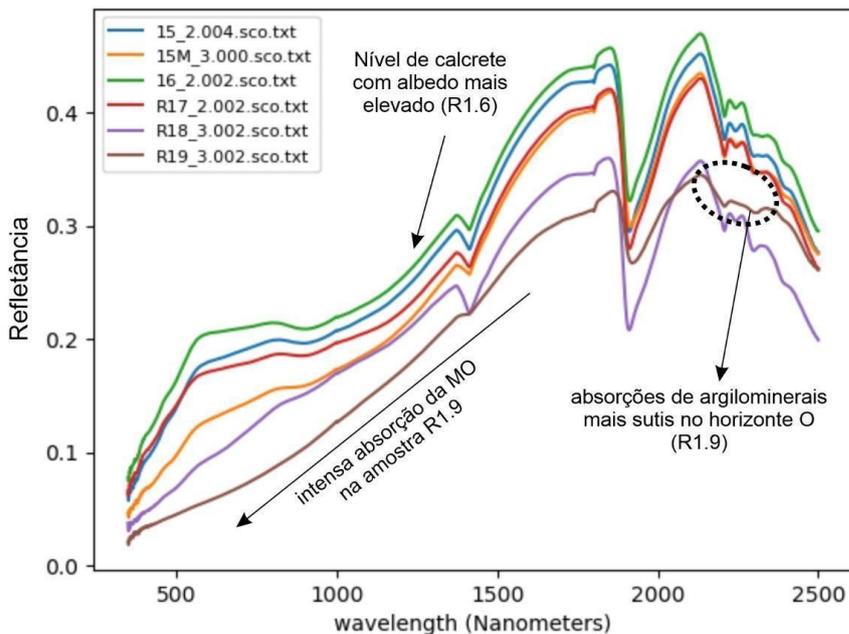
- - **Nível horizonte orgânico (amostra R1.9)**

Figura 11 -. Curvas espectrais dos níveis R1.9.



Nível do horizonte O é marcado por maior quantidade de matéria orgânica que se manifesta nas medições de refletividade por meio de baixo albedo, além da intensa absorção na faixa do visível ao infravermelho próximo. Observa-se que absorções típicas de argilominerais (~1400, 1900 e 2200 nm) são mais sutis em relação aos níveis de solo intemperizados. A Figura 26 mostra essa relação:

Figura 12 -. Relação entre a absorção dos argilominerais e níveis do solo intemperizados.



6.2. ARTIGO I - DESCRIÇÃO MICROMORFOLÓGICA E MINERALOGIA DE SEDIMENTOS EM TANQUE DE INTEMPERISMO, GRANITO PORFIRÍTICO DO PLÚTON FAZENDA NOVA, PERNAMBUCO, BRASIL

DESCRIÇÃO MICROMORFOLÓGICA E MINERALOGIA DE SEDIMENTOS EM TANQUE DE INTEMPERISMO, GRANITO PORFIRÍTICO DO PLÚTON FAZENDA NOVA, PERNAMBUCO, BRASIL

MICROMORPHOLOGICAL DESCRIPTION AND MINERALOGY OF SEDIMENTS IN A WEATHERING TANK, PORPHYRITIC GRANITE OF PLUTON FAZENDA NOVA, PERNAMBUCO, BRAZIL

Rodrigo Ranulpho¹, Marcelo Metri Corrêa², David Lukas de Arruda³ Virgínio Henrique de Miranda Lopes Neumann^{1,4}.

¹ Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Av. da Arquitetura s/n, Cidade Universitária, 50740-550, Recife, PE, Brazil (e-mail: rodrigo.ranulpho@ufpe.br; <https://orcid.org/0000-0002-6266-9485>)

² Universidade Federal do Agreste de Pernambuco, Avenida Bom Pastor, s/n, Boa Vista, Garanhuns, PE, 55292-270, Brazil (e-mail: marcelo.metri@ufape.edu.br)

³ Departamento de Agronomia, Universidade Federal do Espírito Santo, Alegre, Espírito Santo 29500-000, Brazil

⁴ Departamento de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco, Av. da Arquitetura, s/n, Cidade Universitária, Recife, PE, Brazil e-mail: virginio.neumann@ufpe.br)

RESUMO

O objetivo deste trabalho foi realizar a análise mineralógica dos argilominerais e micromorfológica de um sedimento desenvolvido em um tanque de intemperismo formado em granito porfirítico no semiárido de Pernambuco, visando proporcionar uma melhor compreensão de suas propriedades e dos processos envolvidos em sua gênese. No tanque foi escavada uma trincheira, descrito uma seção litoestratigráfica e identificados nove fácies sedimentológicas. Amostras deformadas e indeformadas foram coletadas e submetidas ao estudo da difração de raios-x e lâminas petrográficas. Dois níveis sedimentológicos apresentaram-se mais endurecidos e com cimentação carbonática, tendo sido identificados como calcretes. Ambos apresentavam fragmentos ósseos fósseis. Porém, o mais próximo da base apresentou maior número de fragmentos e tamanhos maiores (calcrete conglomerático) enquanto no nível mais superior foram observados menos fragmentos e tamanhos menores (calcrete granular). A micromorfologia e mineralogia foram realizadas em lâminas delgadas de amostras de todos os níveis sedimentológicos. As amostras apresentaram variação em sua composição geral entre grãos grossos, grãos finos e porosidade, com predomínio de grãos finos (20 a 90%), grãos grossos (5 a 70%) e porosidade (5 a 10%). Os

componentes minerais grossos são compostos por grãos minerais mal selecionados, de tamanho areia fina a média, anédricos, constituídos por k-feldspatos, plagioclásio, hornblendas e quartzo. Os estudos micromorfológicos amostrados indicam que houve uma possível deposição de sedimentos no tanque, uma forte influência do granito na composição mineralógica e nos processos de alteração e transformação dos minerais e respectivos elementos químicos, tanto litológicos como pedológicos.

Palavras-chave: tanques de intemperismo, micromorfologia de sedimentos, litoestratigrafia, semiárido.

ABSTRACT

The objective of this work was to carry out a mineralogical analysis of clay minerals and micromorphological analysis of a sediment developed in a weathering tank formed in porphyritic granite in the semi-arid region of Pernambuco, aiming to provide a better understanding of its properties and the processes involved in its genesis. A trench was excavated in the tank, a lithostratigraphic section was described and nine sedimentological facies were identified. Deformed and undeformed samples were collected and subjected to x-ray diffraction and petrographic slides studies. Two sedimentological levels were more hardened and had carbonate cementation, having been identified as calcretes. Both had fossil bone fragments. However, the one closest to the base showed a greater number of fragments and larger sizes (conglomeratic calcrete) while at the highest level fewer fragments and smaller sizes were observed (granular calcrete). Micromorphology and mineralogy were carried out on thin sections of samples from all sedimentological levels. The samples showed variation in their general composition between coarse grains, fine grains and porosity, with a predominance of fine grains (20 to 90%), coarse grains (5 to 70%) and porosity (5 to 10%). The coarse mineral components are composed of poorly selected, fine to medium sand-sized, anhedral mineral grains, consisting of k-feldspars, plagioclase, hornblendes and quartz. The micromorphological studies sampled indicate that there was a possible deposition of sediments in the tank, a strong influence of granite on the mineralogical composition and on the processes of alteration and transformation of minerals and respective chemical elements, both lithological and pedological.

Keywords: weathering tank, micromorphology of sediments, litostratigraphy, semiarid

1. Introdução

A micromorfologia é a técnica da ciência do solo que nos permite observar como os constituintes do solo estão organizados em escala microscópica, ou seja, entre observações de campo e submicroscópicas. As aplicações da micromorfologia do solo estendem-se à maioria dos campos das ciências da terra e arqueológicas, mas é na gênese do solo, na paleopedologia e na geoarqueologia que tem sido mais útil

para determinar cronologias relativas de processos (Stoops, 2018)

De acordo com Cooper et al. (2017) a micromorfologia do solo não deve ser considerada uma disciplina isolada, mas uma técnica complementar que, utilizada em conjunto com outras fontes de informação, pode fornecer dados sobre a formação, evolução e funcionamento dos solos. As análises micromorfológicas de uma forma geral se baseiam em dados escalares (não direcionados) e dados vetoriais (direcionados). Os dados escalares representam a morfometria da amostra,

como tamanho e forma do grão; características cristalográficas como o hábito do cristal e propriedades estruturais como a homogeneidade e padrões de distribuição dos componentes do solo. Os dados vetoriais estão relacionados à orientação dos componentes em relação a outra estrutura, como a proporção grosseira para fina (c/f), tecido birrefringente orientado (b-tecido), pedofeições, poros e canais, bioturbação e processos iluviais (Bullock, 1985; Stoops, 2021).

Tabor et al., 2017, revisaram métodos para identificar, descrever e classificar paleossolos. Eles sugeriram que as características modernas do solo devem ser descritas e relacionadas às suas contrapartes de paleossolos, e recomendaram a simplificação das descrições de campo dos paleossolos sem sacrificar dados valiosos usados em sistemas de classificação de paleossolos. Zauyah et al., 2010 forneceu informações sobre aspectos micromorfológicos da formação de saprolito, ilustrando especialmente mudanças na estrutura e na sequência de intemperismo dos minerais.

Todo depósito sedimentar pode sofrer processos pós-deposicionais de natureza pedogênica, levando à formação de solo. Elas podem ser agrupadas sob o título de alterações diagenéticas e fornecem uma indicação importante de como e quais minerais são preservados e quais são alterados. Esse fenômeno de intemperismo pode ser observado através da micromorfologia dos sedimentos do tanque escavado no granito porfirítico

Poços de intemperismo são cavidades naturais, depressões fechadas geradas em afloramentos rochosos cristalinos (Fahey, 1986; Twidale and Romani, 2005; Twidale and Bourne, 2018). Estes por vezes podem ser preenchidos com sedimentos autóctones resultantes de intemperismo do protólito granítico (Hoskin e Sundeen, 1985;

Domínguez-Villar et al., 2006), ou transportados por fluxos gravitacionais de áreas adjacentes mais elevadas (Galindo et al., 1994; Bergqvist et al., 1997; Silva, 2008; Araújo-Júnior et al., 2013).

Estas estruturas são chamadas na literatura internacional de depósitos de tanques, poços de intemperismo ou *gnammas* (Samuelsson and Werner, 1978; Fahey, 1986; Hall and Phillips, 2006). Os poços de intemperismo são objetos de pesquisa no mundo inteiro, abordando diversos aspectos, como a morfometria das *gnammas* (*weathering pits*) no vale do rio Minnesota, (Dominguez-Villar and Jennings, 2008), padrões estruturais em *gnammas* na Austrália (Timms, 2013), com invertebrados e morfologia das *gnammas* na África (Knight and Graba, 2022) e com pseudokarst, no Chile (Dominguez-Villar, 2006, 2013).

Estas pesquisas e estudos envolvendo tanques de intemperismo são focadas na morfogênese e morfometria dos poços, a rocha estruturante, processos tafonômicos, fauna de invertebrados, paleokarst e dinâmica paleoambiental. Entretanto, poucos estudos abordam a questão da gênese dos solos/sedimentos depositados nos tanques (Meyer et al., 2021, Wang et al. 2022) principalmente quando da descrição geoquímica e micromorfológica dos constituintes e processos de intemperismo, formadores das camadas sedimentares ali depositadas. Em depósitos de tanque na região nordeste do Brasil, foram pesquisados aspectos tafonômicos (Bergqvist et al., 1997; Alves et al., 2007; Araújo-Júnior, 2016; Waldherr et al., 2017; Andrade et al.2023; França et al. 2023), morfoestruturais (Silva et al., 2017) e geocronológicos (Listo et al.2023) onde a hipótese do preenchimento sedimentar destes tanques foram através de fluxos de detritos. Porém, não foram pesquisados

dados petrográficos, micromorfológicos de sedimentos e geoquímicos (mineralogia e elementos principais) para os níveis sedimentares.

Neste trabalho são apresentadas interpretações de estudos de seções delgadas coletadas de nove níveis de uma seção estratigráfica. No geral, as análises micromorfológicas dos sedimentos forneceram pistas importantes para a compreensão da natureza destes depósitos e também ajudaram a refinar interpretações e

2. Material e Métodos

2.1 Área de estudo

A área de estudo está localizada no município de Brejo da Madre de Deus, distrito de Fazenda Nova, no Vale do Ipojuca na região centro-leste do estado de Pernambuco. O distrito está inserido no domínio geomorfológico do Planalto da Borborema, situado na Depressão Interplanáltica Pernambucana (Corrêa et al., 2010). O local da escavação localiza-se em afloramentos graníticos residuais caracterizados como inselbergs e tors. É instalado em um vasto anfiteatro, ladeado por maciços curvos que variam de 600 a 900 m de altitude, incluindo o Granito Serra do Quati e o Plúton Caruaru-Arcoverde, que se abrem para nordeste (Fig. 1).

A geologia local apresenta quatro unidades geológicas do Neoproterozóico (Ediacarano). Três deles pertencem à Suíte Intrusiva Itaporanga, enquanto um faz parte do Granito Serra do Quati. A Suíte Intrusiva Itaporanga inclui o Plúton Caruaru-Arcoverde, corpo intrusivo proeminente na Província Borborema, juntamente com as fácies porfirítica e diorítica do Plúton Fazenda Nova (Neves e Mariano, 1999; Neves et al., 2000).

designações funcionais que podem ser aplicadas a depósitos semelhantes em outros lugares. O objetivo deste trabalho foi realizar a análise mineralógica dos argilominerais e descrição micromorfológica de um sedimento desenvolvido em um tanque de intemperismo formado em granito porfirítico no semiárido de Pernambuco, visando proporcionar uma melhor compreensão de suas propriedades e dos processos envolvidos em sua gênese.

O Plúton Fazenda Nova inclui duas unidades geológicas. A primeira é uma fácies diorítica, que engloba dioritos de granulação fina a média, de cor cinza, e monzodioritos equigranulares com composição cálcio-alcalina com alto teor de potássio. A segunda unidade consiste em monzonitos de quartzo hornblenda biotita e monzogranitos porfiríticos, caracterizados por fenocristais de feldspato-K cinza que podem ter até 10 cm de comprimento e ocasionalmente rosa. Eles são combinados com dioritos e dioritos de quartzo, exibindo atributos de coexistência e mistura de magma. Esta unidade é definida como rica em potássio, cálcio alcalino e metaluminosa.

A área é caracterizada por frontões de aproximadamente 400 m de altura, cortados por drenagens dendríticas intermitentes e temporárias que compõem a Bacia Hidrográfica do Rio Capibaribe. Os solos são formados predominantemente por Planossolos (Santos et al., 2018).

O local abriga a vegetação predominante do bioma Caatinga. As regiões mais baixas, mais quentes e mais secas apresentam vegetação hiperxerofítica, enquanto as áreas mais frias e úmidas de alta altitude

apresentam vegetação hipoxerofílica. O clima, classificado como semiárido quente e baixa latitude (Bsh) segundo a classificação de Köppen, apresenta

menos de 760 mm de precipitação anual, predominantemente entre março e maio, com temperatura média anual superior a 22°C.

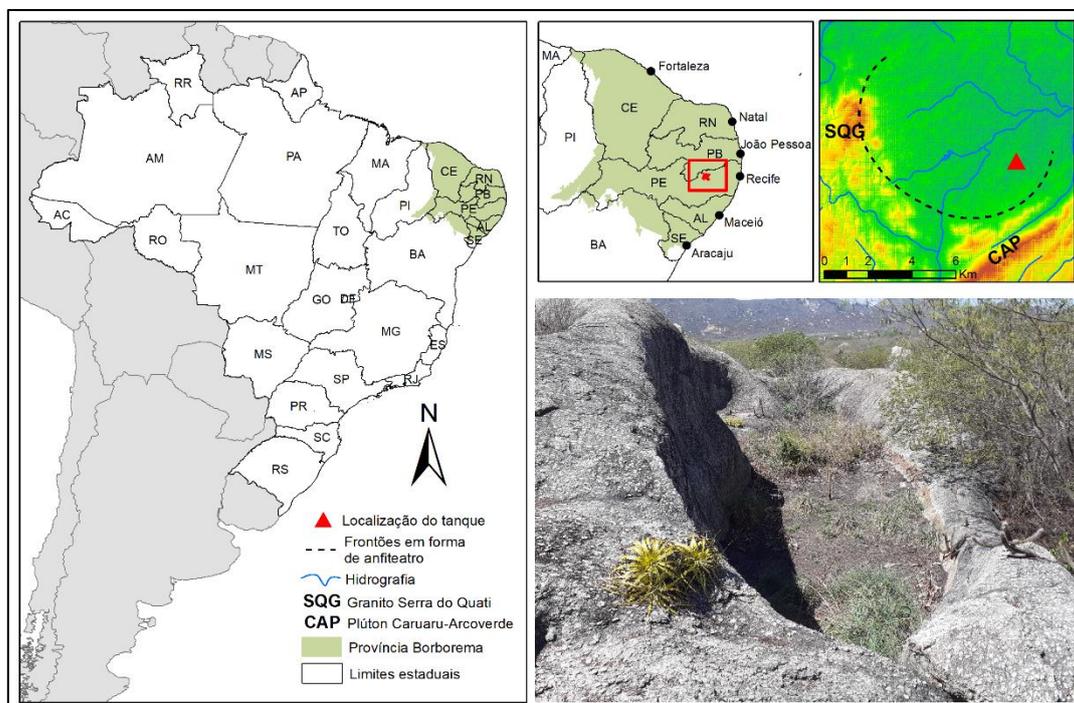


Figura 1 – Localização da área de estudo.

2.2 Descrição da seção estratigráfica

Em campo, a descrição do depósito sedimentar foi feita com base nas macroestruturas, transições entre horizontes e zonas de contato identificadas. A seção foi descrita do saprólito no front de intemperismo até a camada pedológica no topo. O depósito sedimentar foi caracterizado com base na descrição morfoestratigrafia (Hughes 2010), e definidos os níveis estratigráficos utilizando a litoestratigrafia. A fácies foram descritas com base nos Lithofacies Codes (Nelson, 1992), de acordo com a arquitetura dos elementos detríticos.

A análise do depósito sedimentar partiu da base e progrediu para o topo, iniciando no contato do embasamento rochoso e rocha alterada (saprólito) (Fig. 2). Na base do perfil existe um nível de rocha alterada (saprólito) com aproximadamente 30

cm de espessura 1 (0,0 – 0,30) - Gpt(w) (cascalho, pedregoso, clasto-suportado, altamente intemperizado); 2 (0,30 – 0,50) – Gkm (cascalho, pedregoso, maciço), camada carbonática (calcrete conglomerático), com fragmentos ósseos (paleofauna); 3 (0,50 – 0,60) – Scx (Areia, argila, matriz suportada), areia argilosa com cascalhos; 4 (0,60 – 0,70) – Ssx (Areia, silte, matriz suportada), areia siltosa com grânulos e nódulos siltosos; 5 (0,70 – 1,00) – Sdx (Areia de matriz grossa suportada), areia grossa com cascalho; 6 (1,00 – 1,20) - Gdxm(i) (cascalho, grosso, matriz suportado e maciço, finos infiltrados), nível de carbonato (calcrete granular); 7 (1,20 – 1,35) – Scx (Areia argilosa, matriz suportada), areia argilosa com carbonatos; 8 (1,35 – 1,55) – Fax (Finos, matriz arenosa suportada), argiloso arenoso com bioturbação; e 9 (1,55 – 1,65) - Gdx (cascalho grosso,

matriz suportada), nível arenoso orgânico.

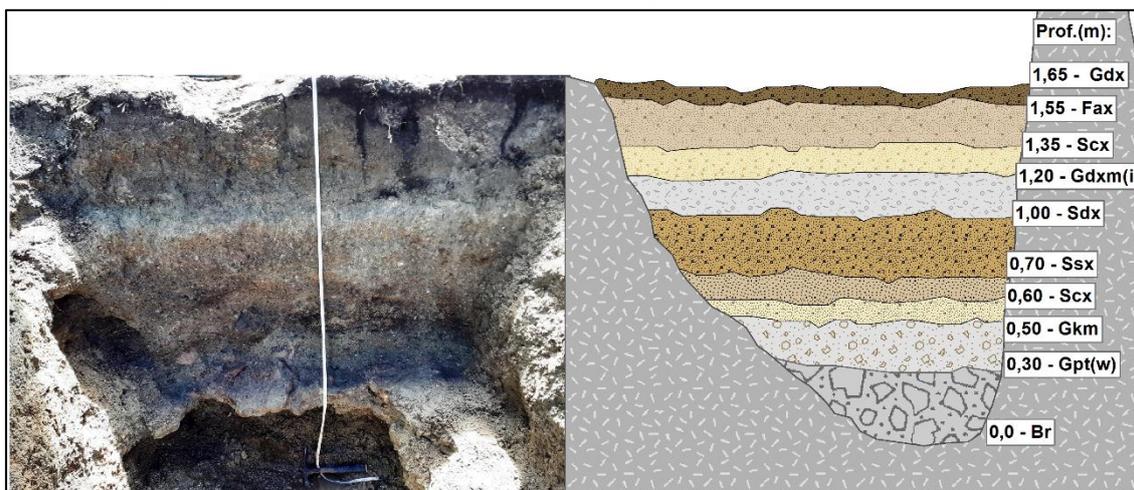


Figura 2 – Descrição litoestratigráfica das fácies no tanque de intemperismo: Gpt(w) cascalho, pedregoso, clasto-suportado, altamente intemperizado – Gkm: cascalho, pedregoso, maciço), camada carbonática (calcrete conglomerático) – Ssx: Areia siltosa com matriz suportada - Sdx: Areia grossa matriz suportada - Gdxm(i): Cascalho, grosso, matriz suportado e maciço, finos infiltrados – Scx: Areia argilosa, matriz suportada – Fax: Finos, matriz arenosa suportada – Gdx: Cascalho, grosso, matriz suportada.

2.3 Análises Mineralógicas e Descrição micromorfológica

As análises de Difração de Raios X (DRX), foram realizadas pelo método do pó no equipamento modelo Bruker D2 PHASER^R, operando com tensão de 30 kV e corrente de 10mA (P=300 W), radiação Cu-K α = 1,54060 Å e utilizando o detector Bruker-AXS-Lynxeye. A faixa de varredura (2 θ) foi de 4 a 80°, com passo do goniômetro de 0,02019°, tempo de contagem por passo de 1,0 s e fenda primária com abertura de 0,2 mm. Foi utilizado um anteparo de 1 mm e rotação constante da amostra de 10 rpm. Os difratogramas foram indexados usando o software DIFFRAC.EVA e banco de dados COD (REV 89244 20131011).

Amostras indeformadas para análises micromorfológicas foram coletadas de acordo com Cooper et al.2013, em pequenos monólitos de 10x5cm, coletados na base e topo de cada fácies descrita na seção estratigráfica. A preparação das lâminas delgadas foi realizada pela empresa

Geolab Soluções em Geologia, de Recife/PE. A descrição das lâminas foi realizada no Laboratório de Microscopia do Centro Laboratorial de Apoio à Pesquisa (CENLAG) da Universidade Federal do Agreste de Pernambuco (UFAPE) e no Laboratório de Estudos Metalogenéticos Aplicados - LEMA - DGEO/CTG/UFPE.

A composição mineralógica, microestrutura e características petrográficas foram analisadas sob luz natural e polarizada utilizando um microscópio petrográfico OLYMPUS, modelo BX51, acoplado a um equipamento de captura digital de imagens OLYMPUS modelo SC20. As interpretações micromorfológicas foram descritas de acordo com Stoops et al. (2021).

3. Resultados

3.1 Análises mineralógicas

A mineralogia da fração argila está representada por Quartzo (Qz),

Plagioclásio (Plg), Hornblenda (Hn), Sodalita (Sod), Caulinita (Kao), Goethita e/ou hematita (Gt/Hm), Gibbsita (Gb), Calcita (Cal) e argilominerais com estrutura 2:1 (Vermiculitas e/ou esmectitas) (Fig. 3). Dentre os minerais identificados, a Mica, a Caulinita e o Quartzo estão presentes em todos os níveis descritos. Os minerais de Plagioclásio só não estão presentes no nível 3 - Scx (0,5-0,6m). A gibbsita só está presente no meio da seção estratigráfica (4 - Ssx(0,6-0,7m) e 6 - Gdxm (1-1,2m)). A sodalita e hornblenda foram identificadas apenas nos níveis inferiores (1-Gpt(w) (0- 0,3m) e 5-Sdx (0,7 - 1m)). Os argilominerais 2:1 só não estão presente no saprólito e calcrete (1-Gpt(w) (0 - 0,3m) e 2-Gkm (0,3 - 0,5m)).

No nível saprolítico, sobreposto à rocha, na amostra 1-Gpt(w) (0- 0,3M) foram identificados os minerais de Mica (biotita e/ou/muscovita), Hornblenda, Caulinita, Sodalita, Quartzo, Plagioclásio, Goethita e Hematita. No nível concrecionado e fossilífero, na amostra 2-Gkm (0,3 - 0,5m) foram identificados os minerais de Mica (biotita e/ou/muscovita), Hornblenda, Caulinita, Sodalita, Quartzo, Plagioclásio, Goethita/Hematita e Caulinita. No nível acima do calcrete, na amostra 3-Scx (0,5-0,6m) foram identificados os minerais de Mica (biotita e/ou/muscovita), Hornblenda, Caulinita, Quartzo, Goethita e Hematita e argilominerais 2:1. Não foram identificados os minerais de Sodalita, Plagioclásio, Gibbista e Calcita. No nível 4 - Ssx(0,6-0,7m) foram identificados os minerais de Mica (biotita e/ou/muscovita), Caulinita, Quartzo, Plagioclásio,

Goethita/Hematita, Gibbsita e argilominerais 2:1. Não foram identificados os minerais de Hornblenda, Sodalita e Caulinita.

No nível estratigráfico 5-Sdx (0,7 - 1m), foram identificados todos os minerais (Mica - biotita e/ou muscovita, Hornblenda, Sodalita, Caulinita, Quartzo, Plagioclásio, Goethita e Hematita e argilominerais 2:1.) com exceção da Gibbsita. Na camada concrecionada superior, na amostra 6 - Gdxm (1-1,2m) foram identificados os minerais de Mica (biotita e/ou/muscovita) Quartzo, Plagioclásio, Caulinita, Goethita e/ou hematita, Gibbsita, Calcita e argilominerais com estrutura 2:1. Não foram identificados os minerais de Hornblenda (Hn) e Sodalita (Sod). No nível 7-Scx (1,20 - 1,35m) foram identificados os minerais de Mica (biotita e/ou/muscovita), Caulinita, Quartzo, Plagioclásio, Goethita e/ou hematita, Calcita e argilominerais com estrutura 2:1. Não foram identificados os minerais de Hornblenda (Hn), Sodalita e Gibbsita. No nível 8-Fax (1,35 - 1,55m) foram identificados os minerais de Mica (biotita e/ou/muscovita), Caulinita, Quartzo, Plagioclásio, Goethita e/ou hematita e argilominerais com estrutura 2:1. Não foram identificados os minerais de Hornblenda (Hn), Sodalita, Gibbsita e Calcita. No nível superior 9-Gdx (1,55 - 1,65m) foram identificados os minerais de Mica (biotita e/ou/muscovita), Caulinita, Quartzo, Plagioclásio e Goethita e/ou hematita. Não foram identificados os minerais de Hornblenda (Hn), Sodalita, Gibbsita, Calcita e argilominerais com estrutura 2:1.

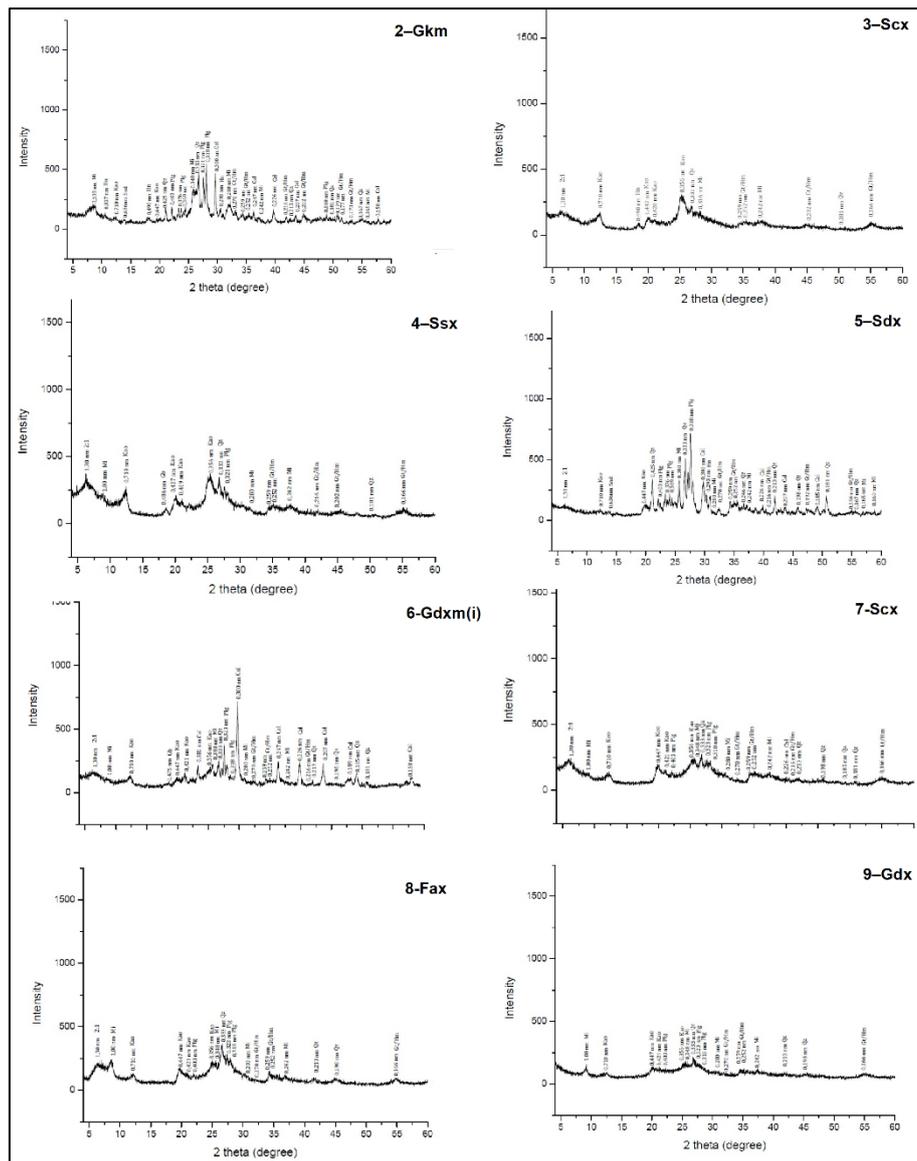


Figura 3 - Difratomogramas dos resultados das análises mineralógicas por DRX

3.2 Descrição Micromorfológica de Sedimentos

A fácies 2- Gkm (0.,0-0,50m) é constituída por uma estrutura maciça-básica, entre a fração fina composta de grãos de quartzo e feldspato em sua maioria, em meio à uma micromassa da fração fina composta por carbonato secundário (70%). Os padrões básicos de distribuição são aleatórios ou não referenciados. Os padrões de distribuição relacionado c/f são do tipo

porfírico aberta, com espaçamento duplo, apresentando pouca porosidade (10%) compostos por vesículas, canais e poros. Apresenta b-fábrica calcítica cristalina, principalmente como revestimento de poros, com pedofeições de revestimento cristalino, preenchimento de matéria orgânica nos poros canais (Fig. 4).

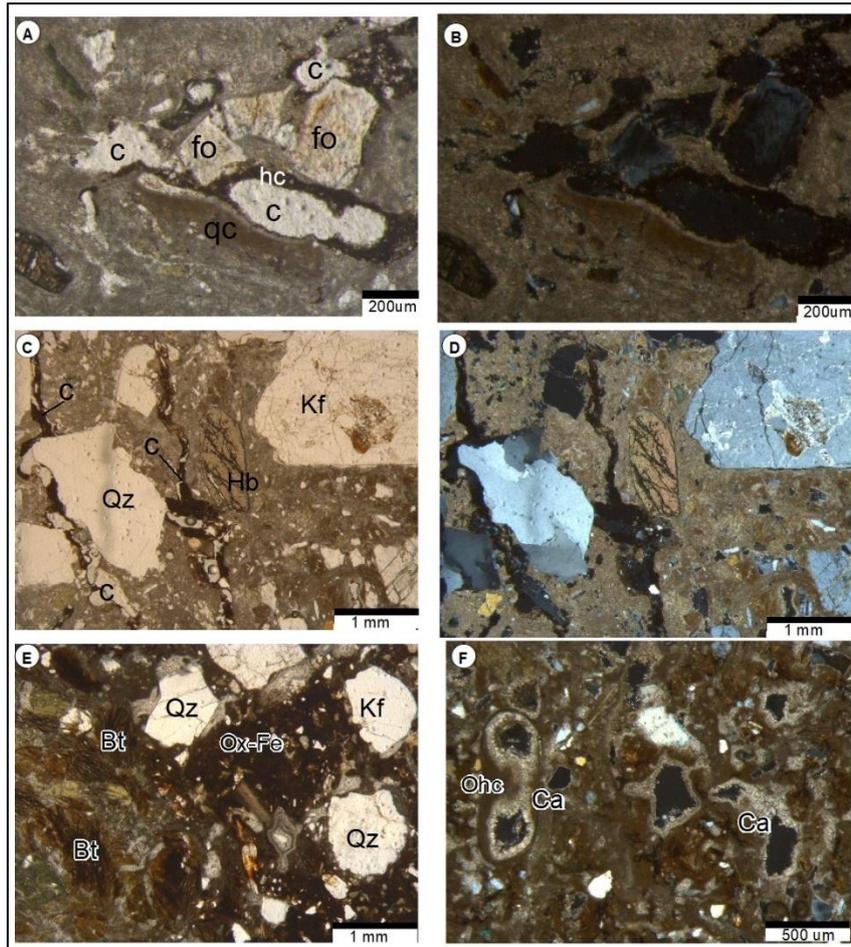


Figura 4 - A-F: (2-Gkm) A) Canais(c) com revestimento orgânico (ro), hiporevestimento calcítico(hc) e quaserevestimento argiloso (qc). Fragmentos de ossos (fo) entre porocanais (c) (PPL). B) Igual anterior (XPL). C) Porocanais (c) com preenchimento de matéria orgânica, grãos de quartzo (Qz), hornblenda (Hb) e feldspatos (Kf). (PPL_ D) Igual anterior (XPL). E) Biotita alterada (Bt) com revestimento de argilominerais e óxidos de ferro. Concentração de Óxido de Ferro em meio à micromassa argilosa. B-fábrica salpicada de argilominerais. F) “Link capping” (Ohc). Revestimento de carbonato micritico (Ca) em poros, alguns com revestimento de argila e óxidos de ferro.

A fácies 3(Scx) tem padrões de distribuição relacionados entre grãos grossos e finos (c/f distribution) são do tipo porfírico fechada, caracterizada por uma microestrutura maciça, com poros do tipo canais parcialmente acomodados, com finos revestimentos de matéria orgânica. A fração grossa apresenta grãos de quartzo, feldspato, biotita e hornblenda. Fragmento de osso de origem não definida, bem arredondado foi identificado com um preenchimento do revestimento por matéria orgânica. A fração fina é composta por carbonato secundário, argilominerais carbonatados e meio à uma micromassa marrom mais abundante de argilominerais. A b-

fábrica é do tipo calcítica cristalina, salpicada como revestimento do grão de feldspato. As pedofeições se apresentam com revestimento orgânico, hiporevestimento carbonático e preenchimento cristalino (Fig. 5, A-D).

A fácies 4(Ssx) apresenta padrões básicos de distribuição são do tipo linear quando observados os grãos minerais maiores, com alguns grãos menores com distribuição agrupada. Apresenta uma microestrutura maciça, com poros canais e vesículas sem preenchimentos. Padrões de distribuição relacionados entre grãos grossos e finos (c/f distribution) são do tipo porfírico fechada, com constituintes minerais na

fração grossa por quartzo, feldspato e biotita. A fração fina é constituída por argilominerais marrons-amarelados, formando a micromassa da fábrica estruturante. Não apresenta uma birrefringência característica, sendo do

tipo indiferenciada. As pedofeições mostram revestimentos típicos de argila, com alguns preenchimentos entre a micromassa de material orgânico (Fig. 5, E-F).

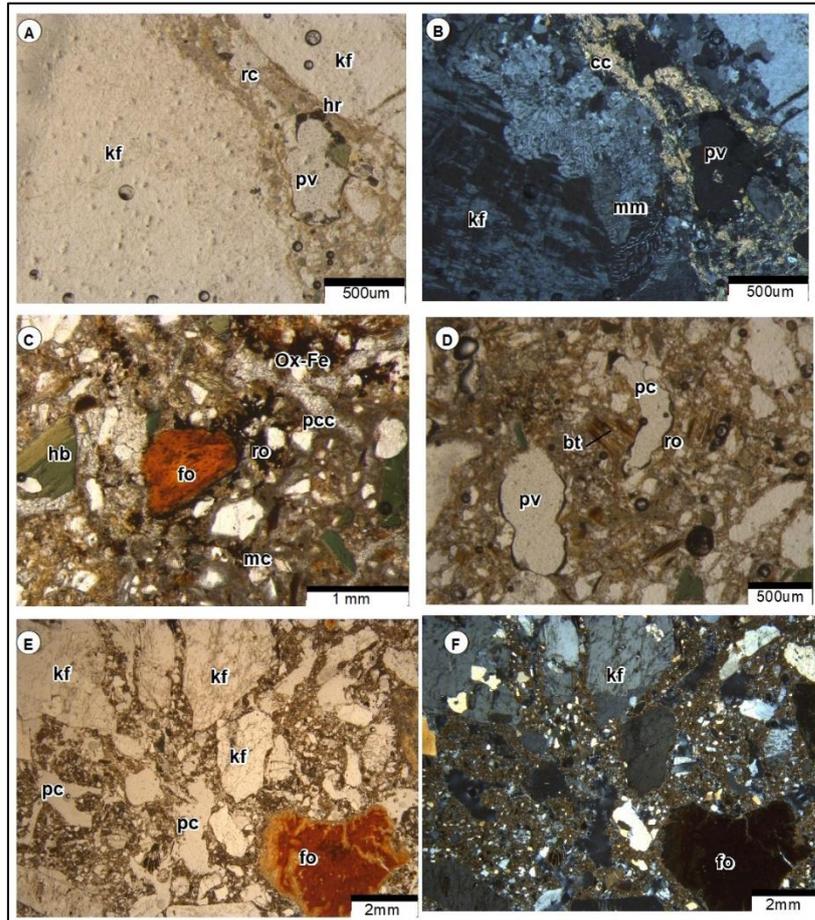


Figura 5 - A-D: (3-Scx) A) Poro com revestimentos orgânicos (ro) e hiporevestimento(hr) carbonático (cc), e revestimento de argilominerais carbonatada quanto ao feldspato(cc). (PPL). B) Feldspato potássico bordado por mimerquita (Mm). b-fabric calcítica cristalina, salpicada (cc). C) fragmento de osso (fo), revestimento de matéria orgânica (ro), micromassa carbonática (mc) revestidas por argilominerais e pedofeição de preenchimento calcítico cristalina (pcc) (PPL). D) Poro (pv) e porocanais (pc) com revestimento orgânico (ro). Grãos de biotita bastante alterados (bt). E-F: (4-Ssx) E) porocanal (pc) em meio à micromassa argilosa e poro vazio(vp). F) Igual anterior (XPL).

Entre 0,70-1,00m, a fácies 5-Sdx apresenta um certo padrão básico de distribuição do tipo linear, inclinado diagonalmente entre os grãos e poros identificados. A microestrutura é do tipo maciça, formada por argilominerais, óxidos de ferro e poros. Foram identificados poros dos tipos canais e vesícula. Padrão de distribuição relacionados (c/f) foi classificado como porfírico com espaçamento simples. A

fração grossa é constituída pelos minerais de quartzo, ortoclásio, biotita e hornblenda. A fração fina, caracterizada por uma micromassa com argila marrom predominante, apresentam pedofeições de preenchimento de carbonato secundário. Pedofeições de revestimento de argila e b-fábrica salpicada foram descritas em feições distribuídas em direção perpendicular

ao grande grão de feldspato intemperizado (Fig. 6, A-B).

A fácies 6-Gdxm(i) apresenta padrões básicos de distribuição do tipo agrupado quando observados os grãos minerais de quartzo e feldspato menores (Fig. 6, F). O padrão de distribuição relacionado c/f é porfírico fechado, com microestrutura do tipo maciça, fração fina de argila calcícita e argilominerais

marrom-amarelado, cimentando a fração grossa composta por quartzo, feldspato, hornblenda e biotita. A b-fábrica é do tipo indiferenciado e as pedofeições identificadas foram nódulos de ferro, revestimentos orgânicos e hiporevestimentos carbonáticos. Poros vesicular e canais de preenchimentos foram identificados, por vezes com revestimento de matéria orgânica (Fig. 6, E e F).

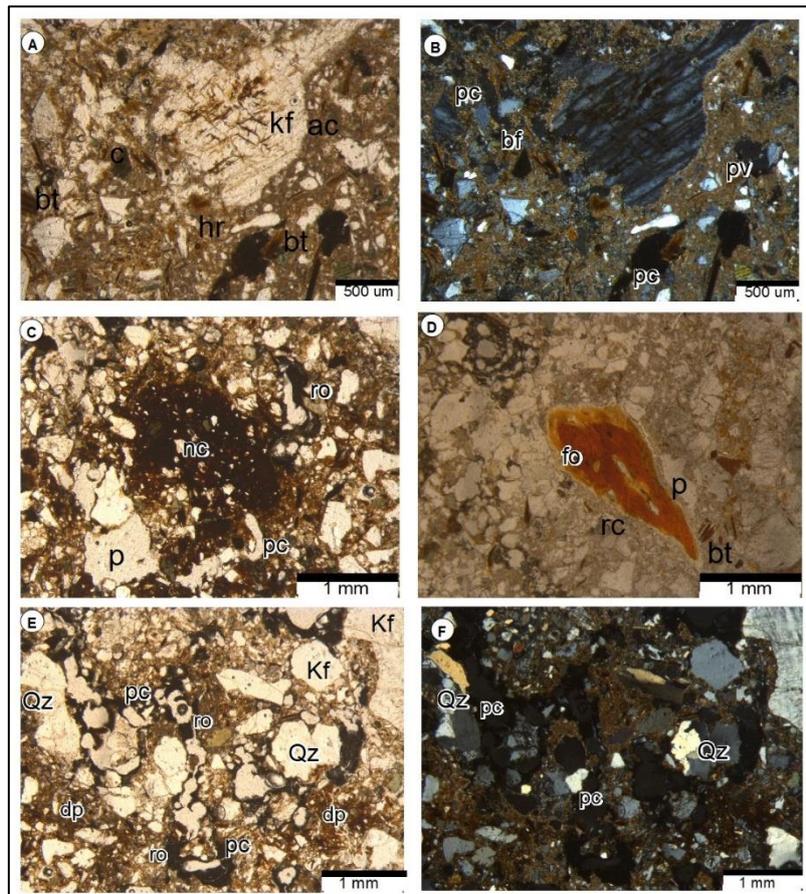


Figura 6 - A-B: (5 - Sdx) A) apresenta grãos de feldspatos (kf) bastante alterados, revestimento de argila carbonatada (ac), biotitas alto grau de alteração (bt), fissuras no feldspato preenchidas de óxido de ferro. (PPL) B) Poros vesiculares(pv), porocanais(pc) com revestimentos de b-fabrica salpicada (bf). (XPL) Igual anterior. C-F: (6 - Gdxm(i)) C) Nódulos concêntricos de óxido de ferro (nc). Revestimento orgânico em porocanal (ro) D) Preenchimento de matéria orgânica e formação de um nódulo entre a micromassa, fragmento de osso (fo), biotita algerada (bt), revestimento carbonático (rc) no fragmento de osso. E) Grãos de quartzo (Qz), Feldspato (kf), porocanais(pc) preenchidos com revestimento orgânico (ro). Feições de depleção de óxidos de ferro (dp). (PPL) F) Igual anterior (XPL).

Entre 1,20 e 1,35m, a fácies 7-Scx apresenta padrões básicos de distribuição aleatórios ou não referenciados. Os padrões de distribuição relacionado c/f são do tipo

porfírico fechada, com microestrutura maciça, composta por argilominerais marrom-amarelado, preenchendo a micromassa entre a fração grossa composta por quartzo, feldspatos e hornblendas. Os poros são

caracterizados por canais e vesículas, com revestimentos de argilominerais. (Fig. 7, A e B). A b-fábrica se mostra granoestriada, e as pedofeições se caracterizam por revestimentos orgânicos e argilominerais.

A fácies 8 – Fax apresenta padrões aleatórios de distribuição, padrões de distribuição relacionados c/f do tipo porfírico fechada. A microestrutura é do tipo maciça, composta por argilominerais marrom amarelado e carbonatos secundários. A fração grossa (40%) é composta principalmente por grãos de quartzo e feldspato. Os poros são caracterizados por vazios com revestimentos de argilominerais e vesículas. A b-fábrica é do tipo indiferenciado, e as pedofeições se apresentam como revestimento por argilominerais (Fig. 7, C-D).

A fácies 9 – Gdx Os padrões básicos de distribuição são aleatórios ou não referenciados e por vezes apresentam os padrões de orientação unidos e agrupados. Os grãos de quartzo

apresentam padrões de distribuição referidos com distribuição paralela e orientação paralela. Os padrões de distribuição relacionados entre grãos grossos e finos (c/f distribution) são do tipo porfírico fechada, caracterizado por unidades da fábrica maiores que ocorrem em uma massa densa de unidades menores. A microestrutura é do tipo maciça, composta por uma fração fina de argilominerais, representando 70% dos constituintes da microestrutura. A porosidade se apresenta em formas de canais e poros sem preenchimento, estes por vezes com matéria orgânica como revestimento. A fração grossa é constituída por grãos de quartzo, feldspato, biotita e hornblenda, de arredondados à angulosos. A birrefringência da fábrica se apresenta indiferenciada. As pedofeições são caracterizadas por revestimentos de argila, revestimentos se matéria orgânica, revestimento carbonático e hiporevestimento de óxido de ferro (Fig. 7, E-F).

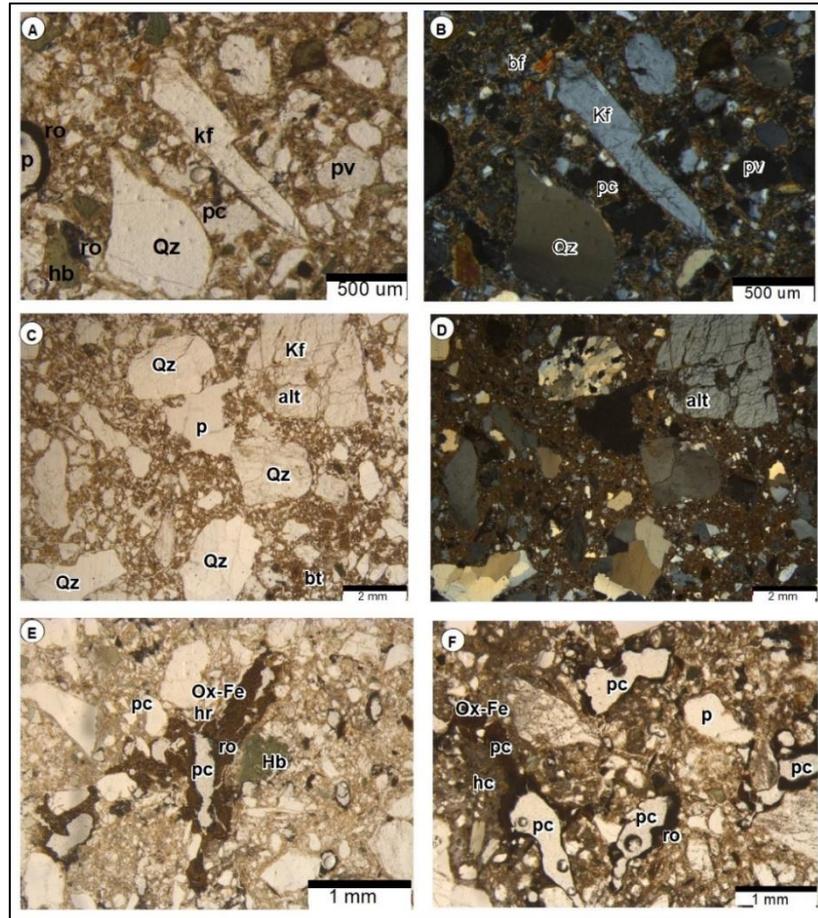


Figura 7 - A-B: 7 (Scx) A) poro com revestimento orgânico (ro), com poro vazio (pv), porocanal (pc), grãos de hornblenda (hb), quartzo (Qz) e feldspato potássico (kf). (PPL) B) Igual anterior (XPL), (bf) b-fabric granoestriada (bf) (fracamente expressa). C-D: 8 (Fax): C) Grãos de quartzo (Qz), feldspatos (Kf) e biotita alterada (bt). Alteração do mineral feldspato (alt) e preenchimento por argilominerais. D) Igual anterior (XPL). E-F: (9-Gdx): E) Porocanal (pc) com preenchimento de óxidos de ferro e revestimento de matéria orgânica (ro), hiporevestimento (hr) de óxido de ferro, grão de hornblenda(Hb) F) hiporevestimento carbonático (hc), porocanal (pc), revestimento de matéria orgânica (ro), hiporevestimento carbonático (hc), óxidos de ferro(Ox-Fe) preenchendo o porocanal.

Tabela 1 – Propriedades micromorfológicas das fácies descritas.

	Microestrutura	Poros	c/f	Groundmass		B-fábrica	Pedofeições
				Fração grossa	Fração fina		
9 – Gdx (1,55 – 1,65)	Microestrutura maciça	Canais e Vesículas	Porfírico fechada	Quartzo, Feldspato, Biotita, Hornblenda	Argila/carbonato secundário	Indiferenciado	Revestimento de argila, orgânico, carbonático, hyporevestimento óxido de ferro
8 – Fax (1,35 – 1,55)	Microestrutura maciça – granular	Vesícula	Porfírico fechada	Quartzo, Feldspato,	Argila marrom-amarelado / carbonato secundário	Indiferenciado	Revestimento de argilominerais
7 – Scx (1,20 – 1,35)	Microestrutura maciça	Vesícula, Canais	Porfírico fechada	Quartzo, Feldspato, Hornblenda	Argila marrom-amarela	Granoestriada	Revestimento orgânico/argila
6 – Gdxm(i) (1,00 – 1,20)	Microestrutura maciça	Vesícula, Canais	Porfírico fechada	Quartzo, Feldspato, Hornblenda Biotita	Argila calcítica/Argila marrom-amarelado	Indiferenciado	Nódulos de ferro/ revestimentos orgânicos/hyporevestimentos carbonático
5 – Sdx (0,70 – 1,00)	Microestrutura maciça	Canais e vesículas	Porfírico – espaçamento simples	Quartzo, Ortoclásio, Biotita, Hornblenda	Argila marrom / carbonato secundário	Fábrica-b salpicada	Revestimento de argila/revestimento carbonático Pedofeição de depleção Intercalação simples
4 – Ssx (0,60 – 0,70)	Microestrutura maciça	Canais e vesículas	Porfírico fechada	Quartzo, Feldspato, Biotita	Argila marrom-amarelado	Indiferenciado	Revestimentos típicos de argila
3 – Scx (0,50 – 0,60)	Microestrutura maciça	Canais	Porfírico fechada	Quartzo, Feldspato, Biotita, Hornblenda	Carbonato secundário /Argila carbonatada Argila marrom	Calcítica cristalino / Fábrica-b salpicada	Revestimento orgânico / hiporevestimento carbonático/ preenchimento cristalino
2– Gkm (0,30 – 0,50)	Maciça-Básica	Vesícula, Canais	Porfírico aberta – espaçamento duplo	Quartzo, Feldspato,	Carbonato secundário	Calcítica cristalino	Revestimento cristalino / Preenchimentos orgânicos/ Hiporevestimento de argila /

4. Discussão

Avaliando o arranjo microestrutural das fácies estudadas, a primeira observação a ser feita após as descrições das lâminas delgadas, é que todas apresentam os minerais principais ocorrentes na rocha do embasamento cristalino: feldspatos potássicos, plagioclásios, hornblendas e quartzo. Os minerais apresentaram feições de dissoluções, exsoluções, sericitização e saussuritização, processos de intemperismo químico e físicos que caracterizam os processos de iluviação, deposição e translocação de grãos minerais, argilas e matéria orgânica. Os grãos minerais são geralmente mal selecionados, subarredondados, subangulares e angulados, indicando pouco retrabalho e proximidade com a área fonte.

Os grãos de quartzo ocorrem na forma mono e policristalinos, alguns fraturados, com fraturas preenchidas por calcita, óxido de ferro e matéria orgânica. Os xenocristais de feldspato são frequentemente alterados para mimerquita, textura caracterizada pelo intercrescimento de plagioclásio sódico e quartzo vermicular próximo às bordas dos cristais de plagioclásio e/ou k-feldspato e entre o contato desses dois minerais (Cox et al., 1979; Collins et al., 1982). Observam-se biotitas bem preservadas, indicando soterramento rápido para preservá-las. Porém, também existem biotitas alteradas, indicando um período de exposição e intemperismo. Observam-se cimentos de calcita, matéria orgânica e óxido de ferro preenchendo as porosidades como cavidades e fraturas e também revestindo os grãos. Foram observadas

alterações em diversos minerais: feldspatos (mimerquitas), hornblenda (alterações nos tipos pelicular regular, linear irregular e cavitário), biotita. As lâminas delgadas das amostras estudadas dos níveis do perfil sedimentológico apresentaram variação em sua composição geral entre grãos grossos, grãos finos e porosidade, com predomínio de grãos finos (20 a 90%), grãos grossos (5 a 70%) e porosidade (5 a 10%).

A microestrutura predominante em todas as fácies descritas é do tipo maciça, o que pode caracterizar um alto grau de intemperismo entre os níveis e formação desta estrutura maciça, ou indicar um possível fluxo de lama/detritos quando de sua formação. A porosidade se mostrou presente em todos os níveis, com vazios sem preenchimentos, e um indicativo de atividade biológica pode ser observado em quase todos os níveis, com poros canais com revestimento e por vezes preenchidos com matéria orgânica. Os poros do tipo vesículas podem indicar uma exposição próxima à superfície. A fácies concrecionada não apresentou mineralogia de argilominerais, sendo sua fração fina composta em grande parte por carbonato secundário. A distribuição dos grãos minerais não apresenta padrões específicos, o que poderiam indicar processos e/ou fluxos deposicionais, como fluxos de detritos, de lamas ou turbidíticos.

5. Conclusões

A partir da descrição micromorfológica de sedimentos e a caracterização mineralógica das fácies que compõem a seção estratigráfica do tanque de intemperismo no granito porfirítico, pode-se indicar que não foram observadas grandes evidências de fluxo deposicional sedimentar, o que poderia caracterizar a composição autóctone do material de preenchimento. A composição mineralógica dos

constituintes dos sedimentos são as mesmas do granito estruturante do tanque, o que corrobora com a hipótese de material autóctone. Em todos os níveis há indicativos de processos pedogenéticos caracterizados por poros canais, presença matéria orgânica, o que levanta a hipótese de várias fácies se caracterizarem com paleossolos.

Agradecimentos

O autor principal agradece à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - CAPES e ao Programa de Pós-Graduação em Geociências – PPGEOC/UFPE pela concessão de bolsa de doutorado. Os agradecimentos são estendidos aos laboratórios: Laboratório de Microscopia do Centro Laboratorial de Apoio à Pesquisa (CENLAG) da Universidade Federal do Agreste de Pernambuco (UFAPE) e ao Laboratório de Estudos Metalogenéticos Aplicados -LEMA - DGEO/CTG/UFPE.

Declaração de autoria

7. Referências

A.C.B. CORREA, B.A.C. TAVARES, K.A. MONTEIRO, L.C.S. CAVALCANTI, D.R. LIRA. 2010. Megageomorfologia e Morfoestrutura do Planalto da Borborema. *Revista do Instituto Geológico*. **31**: 35–52.

ARAÚJO-JÚNIOR, H.I., PORPINO, K.O., XIMENES, C.L., BERGQVIST, L.P., 2013. Unveiling the taphonomy of elusive natural tank deposits: a study case in the Pleistocene of northeastern Brazil. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 378: 52–74.

BERGQVIST, L.P., GOMIDE, M., CARTELLE, C., CAPILLA, R., 1997. Faunas locais de mamíferos pleistocênicos de Itapipoca/Ceará, Taperoá/Paraíba e Campina Grande/Paraíba. Estudo comparativo, bioestratinômico e paleoambiental. *Geociências*. 2: 23–32.

BULLOCK, P., N. FEDOROFF, A. JONGERIUS, G. STOOPS, T. TURSINA, AND U. BABEL. 1985. Handbook for soil thin section description. Waine Research Publications, Wolverhampton, U.K.

COLLINS, W.J., BEAMS, S.D., WHITE, A.J.R. AND CHAPPELL, B.W. 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 80: 189-200.

COOPER, M.; CASTRO, S. S.; COELHO, M. R. 2017. Micromorfologia do Solo. In: Manual de Métodos de Análise do Solo, 3ª Edition, Technical Editors: Paulo César Teixeira, Guilherme Kangussu Donagemma, Ademir Fontana, Wenceslau Gerales Teixeira. Embrapa, Brasília, 527-564p.

CORREA, A.C.B.; TAVARES, B.A.C.; MONTEIRO K.A., CAVALCANTI, L.C.S., LIRA, D.R. 2010. Megageomorfologia e Morfoestrutura do Planalto da Borborema. *Revista. Instituto Geológico*. **31**: 35–52.

COX, K.G., BELL, J.D. AND PANKHURST, R.J., 1979. The Interpretation of Igneous Rocks. George Allen & Unwin, London, 450 pp.

DOMÍNGUEZ-VILLAR, D.; ARTEAGA, C.; GARCIA-GIMÉNEZ, R.; SMITH E.A.; PEDRAZA, J. 2006. Diurnal and seasonal water variations of temperature, pH, redox potential and conductivity in gnammas (weathering pits): Implications for chemical weathering). *Catena*. 76: 137-147.

- FAHEY, B. D. 1986. Weathering Pit Development in the Central Otago Mountains of Southern New Zealand. *Arctic and Alpine Research*, 18(3), 337p.
- GALINDO, M., VIANA, M.S.S., AGOSTINHO, S., 1994. Projeto arqueológico/paleontológico Lagoa das Caraíbas, Salgueiro, Pernambuco. *Revista de Arqueologia*. 8: 117–131.
- HALL, A.M.; PHILLIPS, W.M. 2006. Weathering pits as indicators of the relative age of granite surfaces in the Cairngorm Mountains, *Geografiska Annaler Series A Physical Geography* 88: 135-150.
- H.G.S. SANTOS, P.K. JACOMINE, L.H.C. ANJOS, V.A. OLIVEIRA, J.F. LUMBRERAS, M. R. COELHO, J.A. ALMEIDA, J.C. ARAUJO FILHO, J.B. OLIVEIRA, T.J.F. CUNHA. 2018. Sistema brasileiro de classificação de solos. Embrapa, Brasília, 356p.
- HOSKIN, C.M.; SUNDEEN, D.A. 1985. Grain size of granite and derived grus, Enchanted Rock pluton, Texas. *Sedimentary Geology*. 42: 25-40p.
- HUGHES, P.D. 2010. Geomorphology and Quaternary stratigraphy: The roles of morpho-, litho-, and allostratigraphy. *Geomorphology*. 123: 189-199.
- KNIGHT, J., & GRAB, S. W. 2022. Basalt pseudokarst development in the Lesotho Highlands, southern Africa. *Quaternary International*. 611-612:29-40.
- MARIANO, G; SILVA, J.M.R.; CORREIA, P.B.; NEVES, S.P.; CABRAL, A.F.; SILVA, F.M.V.; CHAGAS, I.T.; MIRANDA, T.S.; OLIVEIRA, S.F.; FREIRE, B.S. 2008. PROGRAMA GEOLOGIA DO BRASIL. NOTA EXPLICATIVA DA FOLHA BELO JARDIM (SC.24-X-B-III) 1:100.000. 2008. CPRM, Recife: 80p. S.P.
- MEYER, N.; KUHWARD; PETERSEN, J.J; DUTTMANN, R. 2021. Soil Development in weathering pits of a granitic dome (Enchanted Rock) in central Texas. *Catena*, 199: 105084.
- NELSON, A.R. 1992. Lithofacies Analysis of Colluvial Sediments--An Aid in Interpreting the Recent History of Quaternary Normal Faults in the Basin and Range Province, Western United States. *Journal of Sedimentary Research*. 62: 607-621.
- NEVES, S. P.; MARIANO, G. 1999. Assessing the tectonic significance of a large-scale transcurrent shear zone system: the Pernambuco lineament, northeastern Brazil. *Journal of Structural Geology*. 21: 1369-1383.
- NEVES, S. P.; VAUCHEZ, A; FERAUD, G. 2000. Tectono-thermal evolution, magma emplacement, and shear zones development in the Caruaru area - Borborema Province, NE Brazil. *Precambrian Research*. 99: 1-32.
- STOOPS, G. 2018. Micromorphology as a Tool in Soil and Regolith Studies, Chap 1, pp. 1-39. In: Interpretation on Micromorphological Features of Soil and Regoliths, 2nd Ed, Elsevier.
- SAMUELSSON, L.; WERNER, M. Weathering pits in the lake Mjorn area northeast of Göteborg. 1978. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, 60: 9-21.
- SILVA, J.L.L., 2008. Reconstrução paleoambiental baseada no estudo de mamíferos pleistocênicos de Maravilha e Poço das Trincheiras, Alagoas, Nordeste do Brasil. Tese de

Doutorado. Pós-Graduação em Geociências. Universidade Federal de Pernambuco, 213 p.

STOOPS, G., 2021. Guidelines for Analysis and Description of Soil and Regolith Thin Sections, 2nd ed. Wiley-Blackwell, Hoboken. 240p.

TABOR, N. J.; MYERS, T. S.; MICHEL, L. A. 2017. Sedimentologist's Guide for Recognition, Description, and Classification of Paleosols. Terrestrial Depositional Systems, Elsevier, pp. 165-208.

TWIDALE, C. R; VIDAL ROMANÍ, J. R. 2005. Landforms and Geology of Granite Terrains. 1. ed. Editora: CRC Press. 362 p.

TWIDALE C.R. AND BOURNE, J. A. 2018. Rock Basins (Gnammas) Revisited. Géomorphologie: Relief, Processes, Environment, 2492, 139-147.

WALDHERR, F.R., ARAÚJO-JÚNIOR, H.I., RODRIGUES, S.W.O. 2017. Origem e morfologia dos tanques naturais do Nordeste do Brasil. Pesquisa. em Geociências. 44: 467-488.

WANG W.; FENG, J. QUI, M. 2002. Mineral Weathering and Element Migration in Granite Weathering Pits (Gnammas): A Case Study in Eastern China. Minerals, 13:70.

ZAUYAH, S.; SCHAEFER, C. E. G. R.; SIMAS, F. N. B. 2010. Saprolites, Chap. 4, pp. 49-68. In: Interpretation on Micromorphological Features of Soil and Regoliths, 2nd Ed, Elsevier.

6.3 ARTIGO II - A PALEOSOL IDENTIFIED BY OPTICALLY STIMULATED LUMINESCENCE DATING IN THE EXCAVATION OF A TANK IN AGRESTE OF PERNAMBUCO STATE, NE BRAZIL

A PALEOSOL IDENTIFIED BY OPTICALLY STIMULATED LUMINESCENCE DATING IN THE EXCAVATION OF A TANK IN AGRESTE OF PERNAMBUCO STATE, NE BRAZIL

Rodrigo Ranulpho ¹, Viviane Khoury Asfora², Gelson Luís Fambrini^{1,3}, Edison Vicente Oliveira^{1,3}, Jorge Luiz Lopes da Silva⁴, Marcelo Metri Corrêa⁵, Alex de Souza Moraes⁶, Ygor Jacques Agra Bezerra da Silva⁷, João Adauto de Souza Neto^{1,3}, Virgínio Henrique de Miranda Lopes Neumann^{1,3}.

¹ *Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Av. da Arquitetura s/n, Cidade Universitária, 50740-550, Recife, PE, Brazil (e-mail: rodrigo.ranulpho@ufpe.br; <https://orcid.org/0000-0002-6266-9485>)*

² *Departamento de Energia Nuclear, Universidade Federal de Pernambuco, Av. Professor Luis Freire, s/n, Cidade Universitária, 50730-120, Recife, PE, Brazil Brazil (e-mail: viviane.asfora@ufpe.br, <https://orcid.org/0000-0002-7549-4522>)*

³ *Departamento de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco, Av. da Arquitetura, s/n, Cidade Universitária, Recife, PE, Brazil e-mails: thais.carrino@ufpe.br, gelson.fambrini@ufpe.br, edison.vicente@ufpe.br, joao.souzant@ufpe.br, virginio.neumann@ufpe.br)*

⁴ *Laboratórios Integrados de Paleontologia e Espeleologia (LIPE), Museu de História Natural, Universidade Federal de Alagoas. Avenida Amazonas, s/n, Prado Maceió, Al, 57010—060, Brazil (e-mail: jluizlopess@gmail.com)*

⁵ *Universidade Federal do Agreste de Pernambuco, Avenida Bom Pastor, s/n, Boa Vista, Garanhuns, PE, 55292-270, Brazil (e-mail: marcelo.metri@ufape.edu.br)*

⁶ *Departamento de Química, Universidade Federal Rural de Pernambuco, Avenida Dom Manoel de Medeiros, Dois Irmãos, Recife, PE, 52171-900, Brazil (e-mail: alex.moraes@ufrpe.br)*

⁷ *Departamento de Agronomia, Universidade Federal Rural de Pernambuco, Avenida Dom Manoel de Medeiros, Dois Irmãos, Recife, PE, 52171-900, Brazil (e-mail: ygor.silva@ufrpe.br)*

ABSTRACT

Sediments from a tank excavation in the municipality of Fazenda Nova, Pernambuco, were analyzed to determine the origin and dating of two calcrete levels found at the base and the top of the profile. The goal of the study was to generate a lithostratigraphic description and establish a timeline of these calcrete levels. The excavation consisted of

a trench with dimensions of 1.5 m on each side and 1.65 m in depth, in which nine units (R1.1 to R1.9) were described from base to top. Fossil fragments were discovered at levels R1.2 and R1.6, which also showed higher calcium oxide (CaO) content, confirming their classification as calcrete levels. Four samples were collected for optically stimulated luminescence (OSL) testing. OSL analysis revealed that the oldest samples at the base of the profile were associated with time intervals between $45,058.00 \pm 3,093.00$ years (R1.2), corresponding to the conglomeratic calcrete level containing bone fragments from the mammalian megafauna. The sediments from the middle to the top of the profile (R1.4 = $7,078 \pm 401$; R1.6 = $4,194 \pm 223$; R1.7 = $3,823 \pm 339$) were found to be more recent, with age differences between the oldest and youngest samples ranging from 38,000 to 42,000 years. There was an additional calcrete level of granular specification from the middle to the top (R1.6). Both calcrete levels were confirmed to be of pedogenetic origin. The most basal level, being older than 11,000 years, predates the Holocene age and is hence classified as a paleosol.

Keywords: Paleosol, Optically Stimulated Luminescence (OSL), Sediment dating, Calcrete

1 INTRODUCTION

Luminescence dating, especially when used for quaternary events, is a simple concept. [1, 2, 3] Optically Stimulated Luminescence (OSL) dating, a well-established technique, can determine deposition ages of sediments ranging from several decades to hundreds of thousands of years. Standard minerals like quartz and most feldspars possess the ability to absorb energy into their crystal structures; the stored energy level correlates with radiation exposure. This essentially forms a “clock”, a fundamental aspect of all luminescence dating methods.

Luminescence dating plays a vital role in documenting the Quaternary period’s dramatic environmental changes, marked by significant climate fluctuations, such as alternating warm, cold, dry, and humid conditions [4, 5,6, 7]. These shifts directly impact rock weathering and the ensuing erosion processes, resulting in the formation of eluvial, colluvial, and alluvial deposits [8]. These geomorphological structures, enclosing and overlaying batholiths and inselbergs, generate extensive sedimentary deposits comprising primary minerals from granitic rock and new secondary minerals.

In some parts of the landscape, these sediments settle in stratigraphic layers, marking the alternation between periods of tranquility and new deposition flows. Landscape stability promotes soil development and pedological interactions. In contrast, new climate inputs ignite gravitational flows like mudflows and debris flows, covering surfaces that have been exposed for an extended period [9, 10]. This process preserves the buried records of a former environment, referred to as paleosols [11].

The geomorphological changes, such as erosion and sediment transport, significantly affect the resetting of luminescence in minerals. Luminescence is achieved in mineral grains as a result of ionizing radiation and electron trapping during the formation of a rock's crystal structure. Exposure to light on soil surfaces, through erosion, and during sediment transport resets the luminosity of minerals. Following this, a new layer of sediment is deposited, concealing the previously exposed surface and preventing further exposure to solar radiation. With geological burial and continued exposure to ionizing radiation, free electrons are captured in charge defects within the grain's crystal lattice. Consequently, as the grains undergo further burial, they acquire luminescence through exposure to ionizing radiation [12, 13, 14, 15].

The resetting and reacquisition of luminescence, prompted by environmental shifts, emphasize the versatility of OSL dating in numerous geoscientific disciplines. The use of OSL dating has seen a rise across various geological sciences. Feathers [16] highlighted the use of luminescence dating in archaeology, noting enhanced methodology and improved instrumentation that fortify its role as a chronological tool within the field. Carvalho et al. [17] employed the OSL method to identify the depositional age of Pleistocene and Holocene sediments. This enabled the distinction of the Barreiras Formation sediments, aged between 17 and 24 million years old. It was also determined that these sediments were deposited under the impact of the Cenozoic uplift in Northeast Brazil.

Building on earlier innovations, Sawakuchi et al. [18] highlighted progress in Quaternary geochronology through OSL used for sediment dating. They identified Brazil's Quaternary sediments, primarily composed of highly luminescence-sensitive quartz grains, as being conducive to determining precise and trustworthy burial ages. Their research showcases OSL dating applications on both multigrain aliquots and individual quartz grains from varied Brazilian regions. Moreover, Listo et al. [19] used morphostratigraphy and OSL dating to suggest that the fill deposits inside weathering

pits originated from gravitational sedimentation of the debris flow type occurring during heavy rainfall conditions. They provided evidence that their formation was linked to pedogenesis/morphogenesis cycles in semi-arid conditions.

The purpose of this study is to use the OSL method to distinguish two calcrete levels in a dug pit in the Fazenda Nova region, Pernambuco, aiding in the discovery of a paleosol. The Borborema Province, known for its intricate geological past involving Neoproterozoic units and substantial tectonic activities, encompasses this region. The province's current landscape is a testament to these times. Given its backdrop, the region is an optimal location for examining Quaternary sediments using OSL dating. This technique is key in piecing together the environmental and geological timelines of Northeast Brazil. Furthermore, the accurate dating and identification of paleosols provide an invaluable perspective on aged soil formation processes, contributing significantly to the restoration of past landscapes. It also provides implications for future environmental and geological research in the vicinity.

2 AREA LOCATION

The study was conducted in the Fazenda Nova district, located within the municipality of Brejo da Madre de Deus, which is part of the Agreste mesoregion and the Vale do Ipojuca microregion in Pernambuco's central-eastern region, Brasil. The district lies within the Borborema Plateau's geomorphological domain, nestled in the Pernambucan Interplateau Depression [20] (Figure 1).

The excavation site is located in residual granite outcrops resembling inselbergs and tors. It is staged within a vast amphitheater, flanked by curved massifs that range from 600 to 900 m in altitude, including the Granito Serra do Quati and the Caruaru-Arcoverde Pluton, which open northeastward. Predominantly formed by Planosols [21], the area is characterized by pediments approximately 400 m high, intersected by intermittent and temporary dendritic drainages composing the Capibaribe River Watershed.

The locale is home to the Caatinga biome's dominant vegetation. The lower, hotter, and drier regions exhibit hyperxerophilic vegetation, while cooler and moister high-altitude areas display hypoxerophilic vegetation. The climate, classified as semi-arid with hot altitude and low latitude (Bsh) according to the Köppen classification,

experiences less than 760 mm of annual rainfall, predominantly between March and May, with an average annual temperature exceeding 22°C.

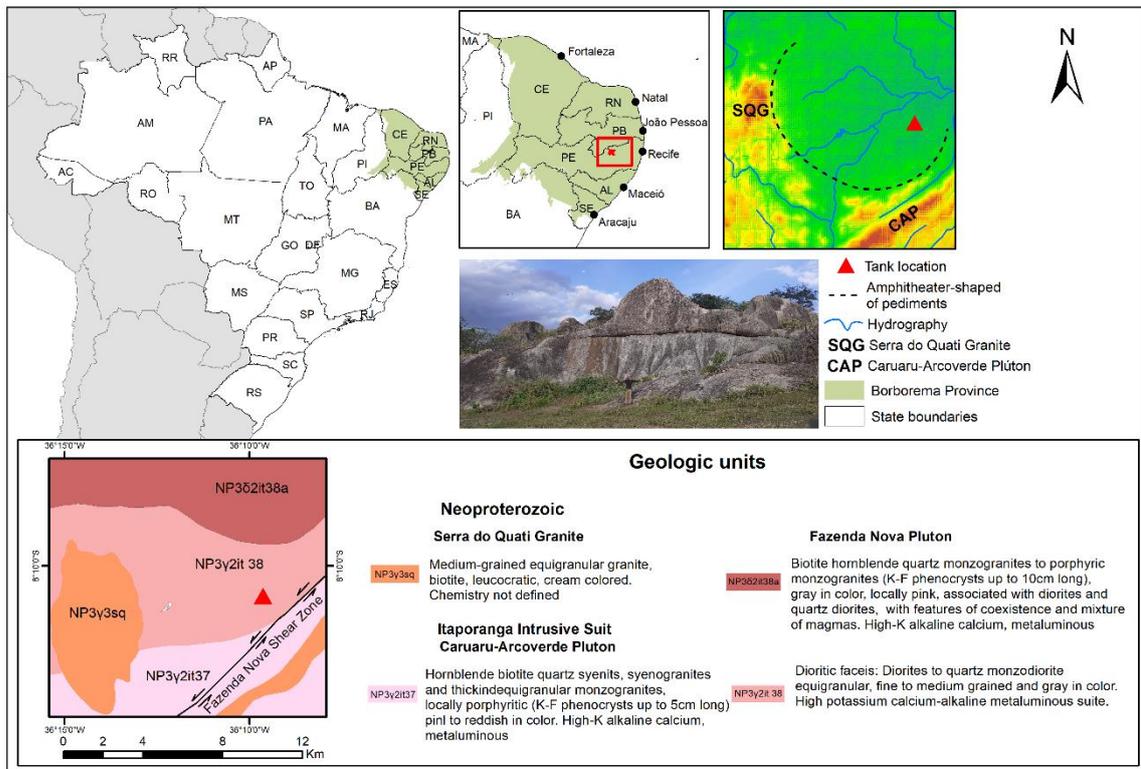


Fig.1 Localization of study area and context of the local geology in municipality of Brejo da Madre de Deus, Pernambuco.

3 GEOLOGICAL SETTING

The subject of our study is a rugged area of Pernambuco State. This location is situated in the Northeast region of Brazil, within the Central Domain (also known as the Transversal Zone) of the Borborema Province [22]. It is known for its hot and dry climate, which is characteristic of the tropics, with somewhat milder temperatures experienced during the rainy season. The excavation site is specifically located within a sediment deposit inside a tank, which is embedded in an outcrop of porphyritic granite within the Nova Pluton farm.

Mariano et al. [23] describe the primary structural characteristics of the area. There is the Pernambuco Leste dextral strike-slip shear zone (ZCPE), which primarily runs east-west through the center of the sheet. Also, sinistral strike-slip zones branch

from the ZCPE in a northeastern direction. These zones are notably found in the center and northern part of the sheet, specifically, the Fazenda Nova shear zone.

Several authors have proposed that the formation of the Borborema Province resulted from a multifaceted collisional process tied to the convergent movement of tectonic plates. This possibly incorporated the merging and accrual of microplates [24, 25].

This process likely culminated at the end of the Brasiliano event (580–540 Ma). Nevertheless, some authors view the Borborema Province as part of a larger orogen primarily formed in an intracontinental setting [26–28]. The study area features four Neoproterozoic (Ediacaran) geological units. Three of these belong to the Itaporanga Intrusive Suite, while one is a part of the Serra do Quati Granite (Figure 1). The Itaporanga Intrusive Suite includes the Caruaru-Arcoverde Pluton, a prominent intrusive body in the Borborema Province, along with the porphyritic and dioritic facies of the Fazenda Nova Pluton [29, 30].

The Fazenda Nova Pluton includes two geologic units. The first is a dioritic facies, which encompasses fine-to-medium-grained, gray-colored diorites and equigranular monzodiorites with a high-potassium calcium-alkaline makeup. The second unit consists of biotite hornblende quartz monzonites and porphyritic monzogranites, featured by gray K-feldspar phenocrysts that might be up to 10 cm long and occasionally pink. They are combined with diorites and quartz diorites, displaying attributes of magma coexistence and mixing. This unit is defined as high-potassium, alkaline calcium, and metaluminous. The pluton's age, established through U-Pb dating, is 588 Ma [23].

The Caruaru-Arcoverde Pluton consists of hornblende biotite quartz syenites, syenogranites, and locally porphyritic, coarse inequigranular monzogranites. These are pink to reddish in color and feature microgranular enclaves of quartz diorite. They are high-K alkaline calcium and are metaluminous. According to Pb-Pb dating, they are approximately 591 ± 5 Ma and 587 ± 5 Ma old [23]. The Serra do Quati Granite is a medium-grained, leucocratic, cream-colored, equigranular biotite granite. However, its chemical composition remains undefined [23].

4 MATERIALS AND METHODS

4.1 Description of the Sedimentological Profile

An excavation of the sedimentological profile was carried out in a tank situated in the Fazenda Nova district, PE. The tank, approximately elliptical in shape, measures around 15 ms long, 6 ms wide, and 2 m deep. The analysis of the sedimentological profile started from the bottom and progressed upwards, initiating with the saprolite, also known as the altered rock layer (R1.1): (R1.1) At the base of the profile, there is a level of altered rock (saprolite) that is approximately 30 cm thick (Figure 2); (R1.2) Carbonate layer (conglomeratic calcrete), with bone fragments (megafauna); (R1.3) Clayey sand with gravel; (R1.4) Silty sand with granules and silty nodules; (R1.5) Coarse sand with gravel; (R1.6) Carbonate level (granular calcrete); (R1.7) Clayey sand with limestone; (R1.8) Sandy clay with bioturbation; and (R1.9) Organic sandy level.

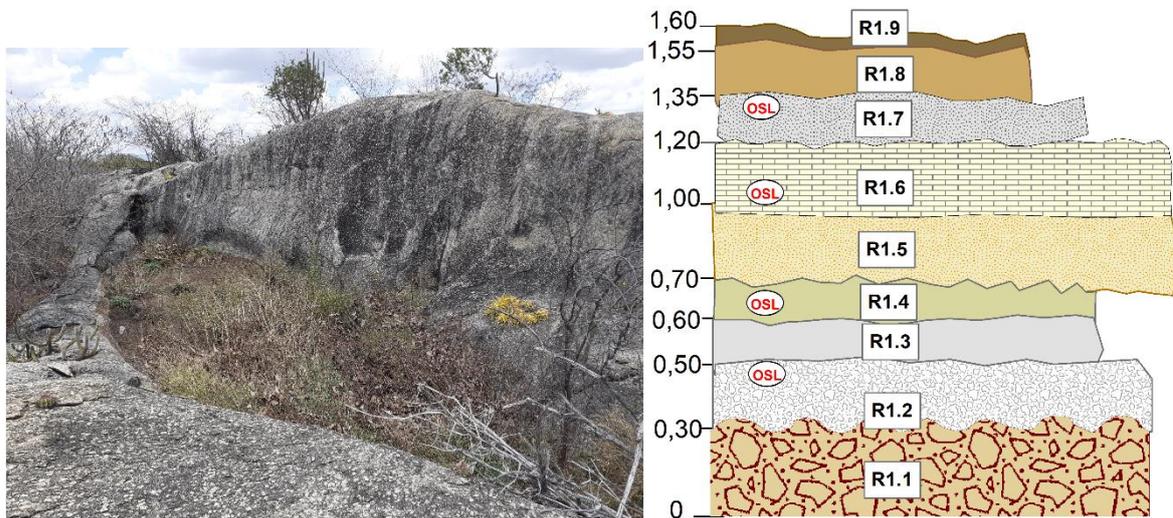


Fig. 2 Lithostratigraphic description of sedimentological profile excavated in the tank. OSL represents the sampling points for dating.

4.2 Optically Stimulated Luminescence (OSL)

The samples were opened under a red light in the handling room. They were slightly disaggregated to obtain particles smaller than 150 μm . The samples were initially chemically treated for quartz, but they failed the OSL response test for quartz/feldspar [31]. This failure revealed a significant amount of feldspar, which would have skewed the results if blue light stimulation were used. In response, the samples were treated to isolate the feldspar grains.

Afterward, the resulting fractions were chemically treated by immersion in a 10% HCl and 30% H₂O₂ solution, effectively removing carbonates and organic

material. Each sediment sample was cleaned with acetone and dried at a controlled temperature of 50°C in an oven for one hour. Then particle size classification (20–38 µm) was performed, and around 100 pellets were prepared.

The equivalent dose (D_e) for each pellet was established using the post-IR IR signal [34-37]. This procedure uses the Single Aliquot Regeneration - SAR protocol that measures sensitivity changes between consecutive measurement cycles, as indicated by the OSL response to a minor test dose [32]. The corrected OSL ratio (regenerated OSL response divided by the OSL response to the fixed test dose - L_n/T_n) is projected to remain independent of previous dose or thermal treatments.

To confirm this, a specific regenerative dose is reiterated following exposure to varying higher doses. The ratio of the two regenerated sensitivity-corrected OSL responses, known as the recycling ratio, is then evaluated. Ideally, this ratio should be close to one [32]. Recycling ratios for all analyzed samples should ideally range between 0.90 and 1.10.

Furthermore, preheating the sample can result in the recovery of the OSL signal. To evaluate this effect, a 0 Gy regenerative dose step is added to the SAR protocol [32]. In this context, the luminescence signal should register as zero; this is referred to as the ‘recuperated’ luminescence signal. Any aliquots with grains showing a sensitivity-corrected recuperated signal exceeding 5% should be noted. The post-IR IR signal follows steps based on the SAR protocol [36 - 37]: (1) Give regenerative dose (D_i), (2) preheat at 250°C for 60s, (3) IRSL measurements at 50°C for 100 s, (4) IRSL measurements at 225°C for 100 s (L_i), (5) Give test dose (D_t), (6) Preheat (250°C for 60 s), (7) IRSL measurements at 50°C for 100 s, (8) IRSL measurements at 225 °C for 100 s (T_i), (9) IRSL measurements at 290°C for 40 s, (10) Return step 1.

The Lexyg smart OSL reader, equipped with infrared optical stimulation (200 mW/cm² and 410 nm filter), was used for these measurements. The pellets were irradiated within the reader using its internal ⁹⁰Sr/⁹⁰Y beta source, with a dose rate of approximately 0.1 Gy/s. Only the pellets that successfully passed all SAR protocol quality tests were used to calculate the equivalent dose. The dose recovery test ratio was consistent within 5%, recuperation ratios were consistently less than 5% and aliquots inconsistent with unity at 2 standard errors were excluded from the recovery test. These

results were employed in determining De values and age calculations according to the Central Age Model [38].

In the second step, the concentrations of radioisotopes, indicating the sediment's external radiation dose rate, were measured using a Canberra Eagle 5004 HPGe detector and a Canberra Eagle Plus multichannel analyzer. The sediments were dried at 50°C for 24 hours, disaggregated, and stored in plastic vials for a minimum of 30 days before measurement to ensure secular equilibrium, as cited in references 38 and 39. The water content of the sediments, both as-received and when water-saturated, was measured using Aitken's standard weight loss procedure [38]. Since the site's current water content varies from the past, the ratio of the saturated to as-received water content was used to calculate the age of the sediments [40].

The internal dose calculation considers the effects of α and β particles and gamma radiation that arise from radioactive materials in the sample. Gamma rays, with a penetration power of 300 mm, typically surpass the sample's thickness, except for bricks. Therefore, their contribution to the internal dose rate calculation is ignored, leaving α and β particles as the primary contributors [40, 41].

For the gamma spectrometry calculation of uranium (U), thorium (Th), and potassium (K) content, a relatively large sample size is required. In cases where a large sample size is not available, as in feldspar grains from potassic sediment samples, the internal dose can be estimated with an assumed potassium content of $K = 12.5 \pm 0.5\%$ [41-45]. For this study, the contribution from internal beta activity is based on an effective potassium content of $12.5 \pm 0.5\%$ [42].

Lastly, each sample's age was calculated from the equivalent dose to the annual dose rate ratio at the site where the sample was procured.

The equivalent dose refers to the estimated absorbed radiation dose by grains, measured in Gy. The dose rate quantifies the total contribution from both internal and external radiation exposure, measured in Gy/kyr (grays per kilo year).

5 RESULTS AND DISCUSSIONS

5.1 Optically Stimulated Luminescence - OSL

Table 1 presents the dating results for levels R1.2, R1.4, R1.6, and R1.7. This table includes the equivalent dose and annual dose rate for each sample. We collected all samples from a geographical coordinate of 8°10'51.3" S 36°09'36.6" W. The radial plot and the IRSL growth curves of the sample R1.4 can be seen in Figure 4.

Table 1. List of dated sediment samples with dose rates, equivalent dose, and age values.

Sample	Depth (m)	Equivalent dose (Gy)	Annual dose rate (uGy/years)	Age years
R 1.7	1,35	34.01 ± 2.57	8895.40 ± 508.20	3832 ± 339
R 1.6	1,05	64.87 ± 2.61	15452.80 ± 632.40	4194 ± 223
R 1.4	0,65	52.42 ± 1.08	7405.60 ± 396.10	7078 ± 401
R 1.2	0.5	393.88 ± 17.00	8741.50 ± 486.50	45058 ± 3093

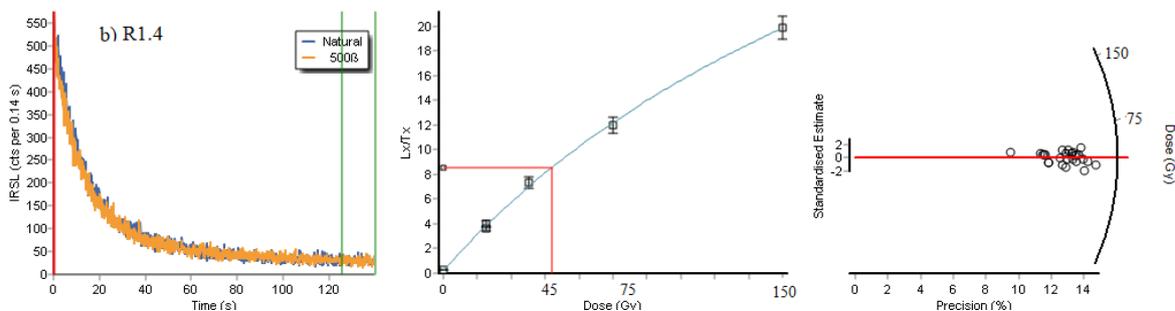


Fig 4. Radial plot and the IRSL growth curves of R1.4.

The OSL dating results reveal three distinct deposition events in the tank’s filling within the studied area. The first event occurred approximately 45,000 years ago at the base of the profile. The second event occurred around 7,000 years ago, and the third event occurred between 4,000 and 3,000 years ago at the top of the profile.

Calcrete formation, primarily from calcite cementation, was observed at both the base (45,000 years ago) and the top (4,000 years ago) depositions. These calcretes originate from pedogenesis [46,47,48].

According to Suguio [49], a paleosol is a soil that was formed in ancient geological times. It can be found either on the surface of the earth or buried underneath. As an example of a paleosol, the author cites the lateritic crust.

According to Retallack [50], paleosol refers to any soil created before the Holocene (before 11,000 BP) that is preserved in geological records, illustrating past environments. The pedogenetic calcretes at the base of the investigated profile in the tank situated in the Fazenda Nova district may represent one such paleosol.

Guerra and Guerra [51] posit that one method to detect a paleosol is by noting a darker subsurface horizon, potentially the A horizon, in locations such as a road cut. This darker layer may indicate soil buried by past sedimentation.

Calcretes are part of the pedocal group, usually linked with arid climates where limited water and scarce vegetation impede weathering processes. In these conditions, the sedimentary fill often holds a wealth of unmodified minerals from the bedrock, including calcium and other soluble minerals. Most of the soil, located close to the surface, experiences evaporation between periods of rainfall. This leads to the formation of nodules and concretions of calcium carbonate precipitates [51].

In his Master's thesis, "The Pleistocene mammals of Fazenda Nova, Brejo da Madre de Deus, Pernambuco: Taphonomic, Taxonomic, and Paleoenvironmental Aspects", Alves [53] examined the tank at Fazenda Icó, roughly 1 km from the tank assessed in this study. He discovered that:

"the tank deposit had four phases of sedimentary filling by detrital flows, with the fossils being, mainly, in the second layer, a conglomerate with disarticulated bones and teeth whole and fragmented, arranged chaotic, densely packed in rock (bone bed) with calciferous cement (calcrete)" [51]

He also carried out the dating process for the teeth and calcrete cement. The teeth of *Stegomastodon waringi* discovered in the calcrete were dated using electron paramagnetic resonance (EPR), which revealed ages of $63,000 \pm 8,000$ and $60,000 \pm 9,000$. Meanwhile, the calciferous cement from the same layer was dated approximately 19,000 years BP using ^{14}C dating. These results indicate that the cementation process occurred after the burial of the bones.

Listo et al. [54] conducted a study on sedimentary deposition in a pit, which was also investigated by Alves [53]. The team concluded that the deposits filling the weathering pits originated from gravitational sedimentation, particularly from debris flow, under torrential conditions. They found that the history of these records correlated with pedogenesis/morphogenesis cycles under different combinations of semi-aridity prevalent in the region.

The researchers used several methods to obtain these results. They analyzed depositional events and climate variability, conducted a morphostratigraphic study, used OSL for dating, performed O18 isotope analysis on carbonate crust (calcrete), and undertook phytolith studies.

6 CONCLUSIONS

Two types of calcrete were discovered within the examined sedimentological profile: conglomeratic calcrete, which includes fragments of megafauna (R1.2), and granular calcrete (R1.6). The conglomeratic calcrete was formed by exposing the top of the saprolite, depositing megafauna bone fragments, and then undergoing carbonate cementation. This cementation process stemmed from the weathering of alluvial deposits from the porphyritic granite of the Fazenda Nova Pluton, taking place in times of tectonic stability typically seen in semi-arid to arid continental conditions. The weathering processes recorded at the sampled levels showed substantial cementation at the calcrete levels, evidenced by porochannels and bone fragments, suggesting the cementation of sediments took place post-deposition. Illuviation and eluviation processes were detected via porochannels, seen by mineral changes at their edges, indicating an upward/downward fluid movement within the profiles.

7 REFERENCES

1. O.B. Lian, R.G. Roberts, Dating the Quaternary: progress in luminescence dating of sediments. *Quat. Sci. Rev.* **25**, 2449-2468 (2006). <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2005.11.013>
2. G. A. T. Duller, Luminescence dating of Quaternary sediments: recent advances. *J. Quat. Sci.* 19(2), 183 – 192 (2004). <https://doi.org/10.1002/jqs.809>
3. P. Mosca, Luminescence dating of quaternary sediments – some practical aspects. *Stud Quat.* (36), 161–169 (2019). <https://doi.org/10.24425/sq.2019.126387>

4. F.W.J. Cruz., S.J. Burns, I. Karmann, W.D. Sharp , M. Vuille , J.A Ferrari., A stalagmite record of changes in atmospheric circulation and soil processes in the Brazilian subTropics during the Late Pleistocene. *Quat. Sci. Rev.*, 25:2749-2761 (2006).
5. L.C.R. Pessenda, S.E.M. Gouveira, A.S.Ribeiro, P.E.de Oliveira, R. Areavena, Late Pleistocene and Holocene vegetation changes in northeastern Brazil determined from carbon isotopes and charcoal records in soils. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 297 (3e4), 597-608 (2010). [https:// doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.09.008](https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.09.008).
6. V.F. Novello, F.W. Cruz, M. Vuille, N. M. Stríkis, R. L. Edwards, H.Cheng, S.Emerick, M. S. de Paula, X. Li, E. S. Barreto, I. Karmann, R. V. Santos, A high-resolution history of the south American monsoon from last glacial maximum to the Holocene. *Sci. Rep.* 7, 44267 (2017). [https://doi.org/ 10.1038/srep44267](https://doi.org/10.1038/srep44267).
7. G. Utida, F.W. Cruz, R.V. Santos, A.O. Sawakuchi, H. Wang, L.C.R. Pessenda, R.L. Edwards, R. L, Climate changes in Northeastern Brazil from deglacial to Meghalayan periods and related environmental impacts. *Quat. Sci. Rev.*, 250, 106655, (2020) <https://doi:10.1016/j.quascirev.2020.1066>
8. M. F. Thomas, Landscape sensitivity in time and space — an introduction. *CATENA*, 42(2-4), 83–98, (2001). [https://doi:10.1016/s0341-8162\(00\)00133-8](https://doi:10.1016/s0341-8162(00)00133-8)
9. M.F. Thomas, Landscape sensitivity to rapid environmental change—a Quaternary perspective with examples from tropical areas. *CATENA*, 55(2), 107–124, (2004) [https://doi:10.1016/s0341-8162\(03\)00111-5](https://doi:10.1016/s0341-8162(03)00111-5)
10. D.N. Fonsêca, A.C.B. Corrêa, B. A. C. Tavares, D. B. R. de Lira, A.C.M. de Barros, A. C. Silva, D. Mützenber, Coupling of tectonic factors and precipitation variability as a driver of Late Quaternary aggradation in Northeast Brazil. *Earth Surf. Proc.Land.*, 45(14), 3525–3539, (2020). doi:10.1002/esp.4982
11. G.J. Retallack, Core concepts of paleopedology. *Quater. Inter.*, 51/52:203-212, 1998.
12. A. Murray, L. Arnold, J.P Buylaert, G. Guerin, J. Qin, A. Singhvi, R. Smedley, K. Thomsen, Optically stimulates luminescence dating using quartz. *Nat. Rev. Methods Primers*, 1(1), 72, 2021. <https://doi.org/10.1038/s43586-021-00068-5>.
13. S. A. Mahan; T.M. Rittenour; M.S. Nelson; N. Atae; N. Brown; R. DeWitt; J. Durcan; M. Evans; J. Feathers; M. Frouin; G. Guérin; M. Heydari; S.Huot; M. Jain; A. Keen-Zebert; B.Li; G. I. López; C.Neudorf; N. Porat; K. Rodrigues; A. O. Sawakuchi; J.Q.G. Spencer; K.Thomsen, Guide For Interpreting and reporting luminescence dating results. *GSA Bulletin*, 135(5-6), 1480-1502, (2023).
14. J. Wallinga, J. Sevink, J.M. van Mourik, T. Reimann, Luminescence dating of soil archives. In van Mourik JM, van der Meer JJM, editors, *Reading the Soil Archives*. Elsevier. p. 115-162. (Developments in Quaternary Sciences), 2019. [doi: 10.1016/B978-0-444-64108-3.00004-5](https://doi:10.1016/B978-0-444-64108-3.00004-5)
15. Durcan, J. A, Luminescence Dating, *Encyclopedia of Geology*, 164-174, (2021) doi:10.1016/b978-0-12-409548-9.12105-0
16. J.K. Feathers, Use of luminescence dating in archaeology. *Meas. Sci. Technol.* (14), 1493-1509 (2003). <https://doi.org/10.1088/0957-0233/14/9/302>
17. R. R. Carvalho, V. K. Asfora, W.A. Lima de Moura, J.A. Barbosa, G.M. Silva Ramos, V.H.M.L. Neumann, Quaternary sedimentation over the Precambrian basement

of Borborema Province (NE, Brazil): Tectonic and climatic controls. *J South Am Earth Sci.* (135), 104798 (2024) <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2024.104798>

18. A.O. Sawakuchi, V.R. Mendes, F.N. Pupin, T.D. Mineli, L.M.A.L. Ribeiro, A. Zular, C.C.F. Guedes, P.C.F. Giannini, L. Nogueira, W. Sallum Filho, M.L. Assine, Optically stimulated luminescence and isothermal thermoluminescence dating of high sensitivity and well bleached quartz from Brazilian sediments: from Late Holocene to beyond the Quaternary? *Braz. J. Geol.* (46), 209-226. (2016) <https://doi.org/10.1590/2317-488920160030295>

19. D.G.S. Listo, R.F.T.M. Balder, A.C.B. Corrêa, D.A.M.C. Ramos, M.R. Calegari, Weathering pits as a geochronometer of environmental changes in the State of Pernambuco, Northeastern Brazil. *Quat. Int.* (649), 209-226 (2023) <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2022.10.004>

20. A.C.B. Corrêa, B.A.C. Tavares, K A. Monteiro, L.C.S Cavalcanti, D.R. Lira, Megageomorfologia e Morfoestrutura do Planalto da Borborema. *Rev. Inst. Geo.* (31), 35-52 (2010).

21. Santos, H.G.S., Jacomine, P.K., Anjos, L.H.C., Oliveira, V.A., Lumberras, J.F., Coelho, M. R., Almeida, J.A., Araújo Filho, J.C., Oliveira, J.B., Cunha, T.J.F., Sistema brasileiro de classificação de solos, 5th ed. Embrapa, Brasília, 2018.

22. F.F.M. Almeida, Y. Hasui, O Pré-Cambriano do Brasil (Edgard Blucher, São Paulo,) p.378, (1984)

23. G. Mariano, J. M. R Silva, P.B. Correia, S.P. Neves, A.F. Cabral, F.M.V. Silva, I.T. Chagas, T.S. Miranda, S.F. Oliveira, B.S. Freire, Programa Geologia do Brasil – Contrato CPRM/UFPE nº064/PR/05 Nota Explicativa da Folha Belo Jardim (SC.24-X-B-III) 1:100.000. CPRM (1) 80 (2008).

24. E.J. Santos, O complexo granítico de Lagoa das Pedras: acreção e colisão na região de Floresta (PE), Província Borborema. [tese]. São Paulo: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo – USP, 1995. 220p. doi:10.11606/T.44.1995.tde-28102015-094036

25. E.J. Santos, V.C. Medeiros, Constraints from granitic plútonism on proterozoic crustal growth of the transverse zone, Borborema Province, NE Brazil. *Rev. Bras. Geoc.* (29), 73-84. (1999).

26. S.P. Neves, A.M.B. Araújo, P.B. Correia, G. Mariano, Magnetic fabrics in the cabanas granite NE Brazil: interplay between emplacement and regional fabrics in a dextral transpressive regime. *J. Struct. Geol.* (25) 441-453 (2003) [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(02\)00003-2](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(02)00003-2)

27. S. P. Neves, S. C. Melo, C. A. V. Moura, G, Mariano, J. M. Rangel Da Silva, Zircon Pb-Pb geochronology of the Caruaru area, northeastern Brazil: temporal constraints on the proterozoic evolution of Borborema Province. *Int. Geol. Rev.* (46), 52-63 (2004) <https://doi.org/10.2747/0020-6814.46.1.52>

28. S.P. Neves, O. Bruguier, A. Vauchez, D. Bosch, J.M.R. Silva, G. Mariano, Timing of crust formation, deposition of supracrustal sequences, and Transamazonian and Brasiliano metamorphism in the East Pernambuco belt (Borborema Province, NE Brazil): Implications for western Gondwana assembly. *Precambrian Res.* (149), 197-216 (2006) <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2006.06.005>

29. S.P. Neves, G. Mariano, Assessing the tectonic significance of a large-scale transcurrent shear zone system: the Pernambuco lineament, northeastern Brazil. *J. Struct. Geol.* (21), 1369-1383 (1999) [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(99\)00097-8](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(99)00097-8)
30. S.P. Neves; A.Vauchez; G. Feraud, Tectono-thermal evolution, magma emplacement, and shear zones development in the Caruaru area - Borborema Province, NE Brazil. *Precambrian Res.* (99), 1-32, (2000). [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(99\)00026-1](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(99)00026-1)
31. G.A.T. Duller, Distinguishing quartz and feldspar in single grain luminescence measurements. *Radiat. Meas.* (37), 161–165 (2003) [https://doi.org/10.1016/S1350-4487\(02\)00170-1](https://doi.org/10.1016/S1350-4487(02)00170-1)
32. A. S. Murray, A.G. Wintle, Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiat. Meas.* (32), 57-73, (2000) [https://doi.org/10.1016/S1350-4487\(99\)00253-X](https://doi.org/10.1016/S1350-4487(99)00253-X)
33. A. S. Murray, A.G. Wintle, A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. *Radiat. Meas.* (41), 369-361, (2006) <https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2005.11.001>
34. K.J. Thomsen, A.S. Murray, M. Jain, L. Bøtter-Jensen, Laboratory fading rates of various luminescence signals from feldspar-rich sediment extracts. *Radiat. Meas.* (43), 1474-1486, (2008) <https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2008.06.002>
35. P. Morthekai, M. Jain, A.S. Murray, A.S. Thomsen, L. Bøtter-Jensen, Fading characteristics of martian analogue materials and the applicability of a correction procedure. *Radiat Meas* (43), 672-678, (2008) <https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2008.02.019>
36. J.P. Buylaert, A.S. Murray, K.J. Thomsen, M. Jain, Testing the potential of a elevated temperature IRSL signal from K-feldspar. *Radiat. Meas* (44), 560-565, (2009) <https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2009.02.007>
37. M. Jain, C. Ankjaergaard, Towards a non-fading signal in feldspar: insight into charge transport and tunnelling from time-resolved optically stimulated luminescence. *Radiat. Meas.* (46), 292-309, (2011) <https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2010.12.004>
38. R.F. Galbraith, R.G. Roberts, G.M. Laslett, H. Yoshida, J.M. Olley, Optical dating of single and multiple grains of quartz from Jinmium rock shelter, northern Australia. Part I, experimental design and statistical models. *Archaeometry* 41: 339–364 (1999)
38. M.J. Aitken, B.W. Smith. Optical dating: recuperation after bleaching. *Quat. Sci. Rev.* (7), 387-393, (1988) [https://doi.org/10.1016/0277-3791\(88\)90034-0](https://doi.org/10.1016/0277-3791(88)90034-0)
39. G.A.T. Duller, Luminescence dating of quaternary sediments: recent advances. *J. Quat. Sci.* (19), 183-192, (2004) <https://doi.org/10.1002/jqs.809>
40. M.J. Aitken. Thermoluminescence dating (Academic Press, London, 1985) p. 351
41. W. Weida, Evaluation for the paleodose in thermoluminescence dating of porcelain. *Science in China Series E: Sci. China Technol. Sci.* (51), 260 – 267 (2008) doi: 10.1007/s11431-008-0022-z
42. D.J. Huntley, M.R. Baril, The K content of the K- feldspars being measured in optical dating or in thermoluminescence dating. *Ancient TL* (19), 43-46, (1997).
43. D.J. Huntley, R.G.V. Hancock, The Rb contents of the K- feldspars being measured in optical dating. *Ancient TL.* (19) 43-46. (2001).

44. H. Zhao, S.H. Li, Internal dose rate to K-feldspar grains from radioactive elements other than potassium. *Radiat. Meas.* (40), 84 – 93, (2005) <https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2004.11.004>
45. B. Li, S.H. Li, Investigations of the dose-dependent anomalous fading rate of feldspar from sediments. *J. Phys. D: Appl. Phys.* (41), 225502, (2008). <https://doi.org/10.1088/0022-3727/41/22/225502>
- 46 A.M. Alonso-Zarza, Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record. *Earth Sci Rev.* (60), 261-298, (2003) [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(02\)00106-X](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(02)00106-X)
47. E. Maoski, Gênese dos calcretes da Formação Marília no Centro-Oeste Paulista e Triângulo Mineiro, Bacia Bauru. [Dissertação] Curitiba: Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná - UFPR, 2012. 94p.
48. P.B. Adler, L.F. De Ros, K.L Mansur, A.L. Ferrari, Calcretes pedogenéticos da Bacia de Itaboraí. *Pesq.Geoc*, 44 (2), (2017) 255 – 274. <https://doi.org/10.22456/1807-9806.78274>
49. K. Suguio, Geologia do Quaternário e mudanças ambientais. Passado + Presente = Futuro. (Paulo's Editora, São Paulo, 1999) p.366.
50. G.J. Retallack, Soils of the past: an introduction to paleopedology. (Oxford, Blackwell Science, 2001) p. 404.
51. A.T. Guerra, A.J. T. Guerra, Novo Dicionário Geológico-Geomorfológico (Bertrand. Brasil, Rio de Janeiro, 2003) 3ed. p.652.
52. F. Press, J. Grotzinger, T.H. Jordan. Para Entender a Terra (Bookman, Porto Alegre, 2006) p.656.
53. R.S. Alves, Os mamíferos de fazenda Nova, Brejo da Madre de Deus, Pernambuco: aspectos tafonômicos, taxonômicos e paleoambientais. [Dissertação] Recife: Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco – UFPE, 2007, 127 p.
54. D. G. S. Listo, R.F.T.M. Balder, A.C.B Corrêa, D.A.M.C. Ramos, M. R. Calegari. Weathering pits as a geochronometer of environmental changes in the State of Pernambuco, Northeastern Brazil. *Quat. Int.* 649, 58-71, (2023) <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2022>

7. CONCLUSÕES

Foram encontrados dois níveis de calcres no perfil sedimentológico estudado: calcres conglomeráticos, com fragmentos da megafauna (R1.2) e calcres granulares (R1.6).

O calcres conglomerático foi gerado a partir da exposição do topo do saprólito e da deposição dos fragmentos de ossos da megafauna, seguido de uma cimentação carbonática, proveniente de depósitos aluviais intemperizados do granito porfirítico do Plúton Fazenda Nova, em períodos de estabilidade tectônica, característicos de ambientes continentais semiáridos a áridos.

No geral, os níveis descritos petrograficamente apresentaram em sua composição minerais constituintes do embasamento cristalino: feldspatos (K e alcalinos), anfíbios (hornblendas), titanita e quartzo.

A geoquímica dos níveis estratigráficos analisados indicou as concentrações de conteúdo carbonático nos níveis de calcres, com maior expressão no calcres do nível R1.2 assim como no nível superior R1.6, e nos demais níveis foi observado maiores concentrações de elementos químicos relacionados ao material siderófilo e terrígeos, sugerindo uma influência maior pedogenética.

Os processos de intemperismo nos níveis amostrados, indicaram a forte cimentação nos níveis de calcres, com porocanais e a presença de fragmentos de osso, o que sugere a cimentação pós-deposição dos sedimentos. Processos de iluviação e eluviação foram identificados através de porocanais, alteração dos minerais em suas bordas, indicando algum fluxo ascendente/descendente de fluidos entre os perfis. As concentrações indicadas na ERD corroboram esta interpretação, indicando maiores absorções da radiação nos níveis com maior alteração dos minerais.

A datação por LOE de $45.058,00 \pm 3093,00$ anos coloca esse nível de calcres numa condição bem mais antiga do que o outro nível de calcres granular, cuja datação por LOE foi de $4.194,00 \pm 223,00$ anos, o que resulta numa diferença de aproximadamente 40.000 anos entre as duas camadas.

As análises geoquímicas nos níveis amostrados indicam uma grande deposição de sedimentos no tanque, uma forte influência do granito na composição mineralógica, e

os processos de alteração e transformação dos minerais e respectivos elementos químicos, tanto litológico quanto pedológico.

8. REFERÊNCIAS

A.C.B. CORREA, B.A.C. TAVARES, K.A. MONTEIRO, L.C.S. CAVALCANTI, D.R. LIRA. 2010. Megageomorfologia e Morfoestrutura do Planalto da Borborema. *Revista do Instituto Geológico*. 31: 35–52.

ARAÚJO-JÚNIOR, H.I., PORPINO, K.O., XIMENES, C.L., BERGQVIST, L.P., 2013. Unveiling the taphonomy of elusive natural tank deposits: a study case in the Pleistocene of northeastern Brazil. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 378: 52–74.

ALMEIDA, F.F.M. de & HASUI, Y. O. Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo: Edgard Blucher, 1984. 378 p.

ALONSO-ZARZA, A.M. 2003. Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record. *Earth-Science Reviews*, 60: 261-298.

ARAÚJO-JÚNIOR, H.I. & PORPINO, K.O. 2011. Assembléias fossilíferas de mamíferos do Quaternário do Estado do Rio Grande do Norte, Nordeste do Brasil: diversidade e aspectos tafonômicos e paleoecológicos. *Pesquisas em Geociências*, 38: 67-83.

ARAÚJO-JÚNIOR, H.I., PORPINO, K.O. & BERGQVIST, L.P. 2013. Taphonomic analysis of a late Pleistocene vertebrate accumulation from Lage Grande Paleontological Site, Pernambuco State, northeastern Brazil: New remarks on preservational aspects of tank deposits. *Quaternary International*, 317: 88-101.

BERGQVIST, L.P., GOMIDE, M., CARTELLE, C., CAPILLA, R., 1997. Faunas locais de mamíferos pleistocênicos de Itapipoca/Ceará, Taperoá/Paraíba e Campina Grande/Paraíba. Estudo comparativo, bioestratinômico e paleoambiental. *Geociências*. 2: 23–32.

BULLOCK, P., N. FEDOROFF, A. JONGERIUS, G. STOOPS, T. TURSINA, AND U. BABEL. 1985. Handbook for soil thin section description. Waine Research Publications, Wolverhampton, U.K.

BUOL SW. Saprolite-regolith taxonomy - an approximation. In: Cremeens DL, Brown RB, Huddleston JH, editors. Whole regolith pedology. Madison: Soil Science Society of America; 1994. (Special publication, 34). p. 119-32.

CLARK, R.N. Espectroscopia de Rochas e Minerais e Princípios de Espectroscopia, no Manual de Sensoriamento Remoto. Cap. 1, v.3, Sensoriamento Remoto para as Ciências da Terra. John Wiley and Sons, (A. N. Rencz, ed) New York, p. 3-58. 1999.

COLLINS, W.J., BEAMS, S.D., WHITE, A.J.R. AND CHAPPELL, B.W. 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 80: 189-200.

COOPER, M.; CASTRO, S. S.; COELHO, M. R. 2017. Micromorfologia do Solo. In: Manual de Métodos de Análise do Solo, 3ª Edition, Technical Editors: Paulo César Teixeira, Guilherme Kangussu Donagemma, Ademir Fontana, Wenceslau Gerales Teixeira. Embrapa, Brasília, 527-564p.

CORREA, A.C.B.; TAVARES, B.A.C.; MONTEIRO K.A., CAVALCANTI, L.C.S., LIRA, D.R. 2010. Megageomorfologia e Morfoestrutura do Planalto da Borborema. *Revista. Instituto Geológico*. **31**: 35–52.

COX, K.G., BELL, J.D. AND PANKHURST, R.J., 1979. *The Interpretation of Igneous Rocks*. George Allen & Unwin, London, 450 pp.

CULLITY, B.D.; STOCK, S. R. *Elements of X- ray diffraction*. Prentice- Hall: NJ, 3.ed. 2001.

DAL' BÓ, P.F.F., BASILICI, G., ANGELICA, R.S. & LADEIRA, F.S.B. 2009. Paleoclimatic interpretations from pedogenic calcretes in a Maastrichtian semi-arid eolian sand-sheet palaeoenvironment: Marília Formation (Bauru Basin, southeastern Brazil). *Cretaceous Research*, 30(3): 659-675.

DOMÍNGUEZ-VILLAR, D.; ARTEAGA, C.; GARCIA-GIMÉNEZ, R.; SMITH E.A.; PEDRAZA, J. 2006. Diurnal and seasonal water variations of temperature, pH, redox potential and conductivity in gnammas (weathering pits): Implications for chemical weathering). *Catena*. 76: 137-147.

HALL, A.M.; PHILLIPS, W.M. 2006. Weathering pits as indicators of the relative age of granite surfaces in the Cairngorm Mountains, *Geografiska Annaler Series A Physical Geography* 88: 135-150.

- FAHEY, B. D. 1986. Weathering Pit Development in the Central Otago Mountains of Southern New Zealand. *Arctic and Alpine Research*, 18(3), 337p.
- FOLK, R.L. *Petrology of Sedimentary Rocks*. The Univ. of Texas, Austin, Hemphil's. 172 p. 1968.
- GALINDO, M., VIANA, M.S.S., AGOSTINHO, S., 1994. Projeto arqueológico/paleontológico Lagoa das Carafbas, Salgueiro, Pernambuco. *Revista de Arqueologia*. 8: 117–131.
- GILE, L.H., PETTERSON, F.F. & GROSSMAN, R.B. 1966. Morphological and genetic sequences of carbonate accumulation in desert soils. *Soil Science*, 101: 347-360.
- GOUDIE, A.S. 1973. *Duricrusts in Tropical and Subtropical Landscapes*. Oxford, UK, Clarendon, 174 p.
- GOUDIE, A.S. 1983. Calcrete. In: Goudie, A.S. & Pye, K. (Eds.). *Chemical Sediments and Geomorphology*. London, Academic Press, p. 93 - 131.
- HANCOCK, P. L. & SKINNER, B. J. (eds) 2000. *The Oxford Companion to The Earth*. 1174 pp. Oxford, New York: Oxford University Press. ISBN 0 19 854039 6.
- HUNTLEY, D.J.; BARIL, M.R. The K content of the K- feldspars being measured in optical dating or in thermoluminescence dating. *Ancient TL.*, v.15, p. 11-13. 1997.
- HUNTLEY, D.J.; HANCOCK, R.G.V. The Rb contents of the K- feldspars being measured in optical dating. *Ancient TL*, v.19, p. 43-46. 2001.
- JUILLERET, J., DONDEYNE, S., VANCAMPENHOUT, K., DECKERS, J., HISSLER, C., 2016. Mind the gap: a classification system for integrating the subsolum into soil surveys. *Geoderma* 264, 332–339.
- LISTO, D.G.S.; BALDER, R.F.T.M.; CORRÊA, A.C.B.; RAMOS, D.A.M.C.; CALEGARI, R. 2023. Weathering pits as a geochronometer of environmental changes in the State of Pernambuco, Northeastern Brazil. *Quaternary International* 649 (2023), p58–71.
- MABESOONE, J. M.; OLIVEIRA, L. D. D.; DAMASCENO, J. M. Desenvolvimento de tanques fossilíferos no semi-árido norte-riograndense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., 1990, Natal. Anais... Natal: UFRN, 1990. p. 733-741.

MACHETTE, M.N. 1985. Calcic soils of the southwestern United States. *Geological Society of America Special Papers*, 203: 1-22.

MARIANO, G; SILVA, J.M.R.; CORREIA, P.B.; NEVES, S.P.; CABRAL, A.F.; SILVA, F.M.V.; CHAGAS, I.T.; MIRANDA, T.S.; OLIVEIRA, S.F.; FREIRE, B.S.. 2008. PROGRAMA GEOLOGIA DO BRASIL Contrato CPRM-UFPE Nº. 064/PR/05 NOTA EXPLICATIVA DA FOLHA BELO JARDIM (SC.24-X-B-III) 1:100.000. 1. ed. Recife: CPRM, 2008. v. 1. 80p.

NETTERBERG, F. 1969. The interpretation of some basic calcrete types. *The South African Archaeological Bulletin*, 24(95/96): 117-122.

NEVES, L.V.M.; SOUSA, J.E.S.; SANTOS, J.C.B; ARAÚJO FILHO, J.C.; CORRÊA, M.M.; SOUSA, M.G.; FRACETTO, F.J.C.; FRACETTO, G.G.M.; ARAÚJO, J.K.S.; FREIRE, G.A.P.; FERREIRA, T.O.; SOUZA JÚNIOR, V.S. 2023. Weathering of gneiss saprolites and formation of Planosols under semiarid climate (NE Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, v. 123, p. 1-15, 2023. Doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104206.

NEVES, S. P.; MARIANO, G. Assessing the tectonic significance of a large-scale transcurrent shear zone system: the Pernambuco lineament, northeastern Brazil. *Journal of Structural Geology*, [S.l.], n. 21, p. 1369-1383, 1999.

NEVES, S. P.; VAUCHEZ, A. ; FERAUD, G. Tectono-thermal evolution, magma emplacement, and shear zones development in the Caruaru area - Borborema Province, NE Brazil. *Precambrian Research*, [S.l.], n. 99, p. 1-32, 2000.

NEVES, S. P. et al. Magnetic fabrics in the cabanas granite NE Brazil: interplay between emplacement and regional fabrics in a dextral transpressive regime. *Journal of Structural Geology*, [S.l.], n. 25, p. 441-453, 2003.

NEVES, S. P. et al. 2004. Zircon Pb-Pb geochronology of the Caruaru area, northeastern Brazil: temporal constraints on the proterozoic evolution of Borborema Province. *International Geology Review*, [S.l.], n. 46, p. 52-63.

NEVES, S. P. et al. 2006. Timing of crust formation, deposition of supracrustal sequences, and transamazonian and brasiliano metamorphism in eastern Borborema

Province - NE Brazil: implications for western gondwana assembly. *Precambrian Research*, [S.l.], n. 149, p. 197-216.

OLLIER, C. 1984. *Weathering*. Nova York, Longman. 270p.

PETTIJOHN, F.J. *Sedimentary Rocks*. New York : Harper & Row Publishers, New York, 3ed. 628p. 1975.

SANTOS, E. J. O complexo granítico de Lagoa das Pedras: acreção e colisão na região de Floresta (PE), Província Borborema. 1995. Tese (Doutorado) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995.

SANTOS, E. J.; MEDEIROS, V. C. Constraints from granitic plútonism on proterozoic crustal growth of the transverse zone, Borborema Province, NE Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, [S.l.], n. 29, p. 73-84, 1999.

SANTOS, M.F.C.F.; BERGQVIST, L.P.; LIMA-FILHO, F.P.; PEREIRA, M.M.V. 2002. Feições tafonômicas observadas em fósseis pleistocênicos do Rio Grande do Norte. *Revista de Geologia*, 15: 31-41.

SCHOLLE, P.A.; ULMER-SCHOLLE, D.S. 2003. *A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, Textures, Porosity, Diagenesis*. AAPG Memoir 77, 474p.

SOUSA, J.E.S.; ANDRADE, G.R.P.; ARAÚJO FILHO, J.C.; SANTOS, J.C.B.; CORRÊA, M.M.; FERREIRA, T.O.; CAMARGO, P.B.; ARAÚJO, J.K.S.; SILVA, A.H.N.; SOUSA, M.G.; SOUZA JÚNIOR, V.S. 2023. Weathering and mineral alteration of metamorphic rocks and genesis of Planosols along a rainfall gradient in Borborema Province, Northeast Brazil. *GEODERMA REGIONAL*, v. 33, p. e00642.

TUCKER, M.E. 2001. *Sedimentary Petrology: An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks*. 3rd edição. Editora Wiley-Blackwel. 272p.

WATSON, A.; NASH, D.J., 1997. Desert crusts and varnishes. In Thomas, D.S.G. (ed.), *Arid Zone Geomorphology*. Chichester, UK: Wiley, pp. 69–107.

WATTS, N.L. 1980. Quaternary pedogenic calcretes from the Kalahari (southern Africa): mineralogy, genesis and diagenesis. *Sedimentology*, 27: 661-686.

WRIGHT, V.P.; TUCKER, M.E. 1991. Calcretes: an introduction. *In*: Wright, V. P., Tucker, M. E. (Eds), *Calcretes*. Oxford, Blackwell Scientific Publications, IAS Reprint Series, v. 2, p. 1-22.

XIMENES, C.L. 2009. Tanques Fossilíferos de Itapipoca, CE: Bebedouros e cemitérios de megafauna pré-histórica. *In*: Winge, M., Schobbenhaus, C., Souza, C.R.G., Fernandes, A.C.S., Berbert-Born, M., Queiroz, E.T., Campos, D.A. (Ed.). *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil: SIGEP - Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos*. Brasília, p. 465-478.