



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

Instituto de Geociências

KATRINE KATIUSSE DE ANDRADE

**PEDOGÊNESE PERMIANA NA FORMAÇÃO PEDRA DE FOGO:
CARACTERIZAÇÃO DE PALEOSSOLOS E IMPLICAÇÕES
PALEOAMBIENTAIS NO LESTE DA BACIA DO PARNAÍBA.**

CAMPINAS

2019

KATRINE KATIUSSE DE ANDRADE

**PEDOGÊNESE PERMIANA NA FORMAÇÃO PEDRA DE FOGO:
CARACTERIZAÇÃO DE PALEOSSOLOS E IMPLICAÇÕES
PALEOAMBIENTAIS NO LESTE DA BACIA DO PARNAÍBA.**

DISSERTAÇÃO APRESENTADA AO INSTITUTO DE
GEOCIÊNCIAS DA UNIVERSIDADE ESTADUAL DE
CAMPINAS PARA OBTENÇÃO DO TÍTULO DE MESTRA
EM GEOGRAFIA NA ÁREA DE ANÁLISE AMBIENTAL E
DINÂMICA TERRITORIAL

ORIENTADOR: PROF. DR. FRANCISCO SERGIO BERNARDES LADEIRA

ESTE EXEMPLAR CORRESPONDE À VERSÃO FINAL
DA DISSERTAÇÃO DEFENDIDA PELA ALUNA
KATRINE KATIUSSE DE ANDRADE E ORIENTADA
PELO PROF. DR. FRANCISCO SERGIO BERNARDES
LADEIRA.

CAMPINAS

2019

Ficha catalográfica
Universidade Estadual de Campinas
Biblioteca do Instituto de Geociências
Marta dos Santos - CRB 8/5892

An24p Andrade, Katrine Katiusse de, 1989-
Pedogênese permiana na formação pedra de fogo : caracterização de paleossolos e implicações paleoambientais no leste da bacia do parnaíba / Katrine Katiusse de Andrade. – Campinas, SP : [s.n.], 2019.

Orientador: Francisco Sérgio Bernardes Ladeira.
Dissertação (mestrado) – Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências.

1. Solos - Formação. 2. Geologia estratigráfica – Permiano. 3. Metamorfismo (Geologia) - Parnaíba, Rio, Bacia (PI e MA). 4. Paleopedologia. I. Ladeira, Francisco Sérgio Bernardes, 1965-. II. Universidade Estadual de Campinas. Instituto de Geociências. III. Título.

Informações para Biblioteca Digital

Título em outro idioma: Permian pedogenesis in fire stone formation : characterization of paleosols and paleoenvironmental implications in the east of the sedimentary basin of parnaiba

Palavras-chave em inglês:

Soil formation

Stratigraphic Geology - Permian

Metamorphism (Geology) - Parnaiba River (Brazil)

Paleopedology

Área de concentração: Análise Ambiental e Dinâmica Territorial

Titulação: Mestra em Geografia

Banca examinadora:

Francisco Sérgio Bernardes Ladeira [Orientador]

Antônio Carlos Vitte

Juan Carlos Cisneros Martinez

Data de defesa: 30-08-2019

Programa de Pós-Graduação: Geografia

Identificação e informações acadêmicas do(a) aluno(a)

- ORCID do autor: <https://orcid.org/0000-0003-0123-4901>

- Currículo Lattes do autor: <http://lattes.cnpq.br/0573675999114406>



**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

AUTORA: Katrine Katiusse De Andrade

**PEDOGÊNESE PERMIANA NA FORMAÇÃO PEDRA DE FOGO:
CARACTERIZAÇÃO DE PALEOSSOLOS E IMPLICAÇÕES PALEOAMBIENTAIS
NO LESTE DA BACIA DO PARNAÍBA.**

ORIENTADOR: Prof. Dr. Francisco Sergio Bernardes Ladeira

Aprovado em: 30 / 08 / 2019

EXAMINADORES:

Profa. Dra. Francisco Sergio Bernardes Ladeira - Presidente

Prof. Dr. Antonio Carlos Vitte

Prof. Dr. Juan Carlos Cisneros Martínez

**A Ata de defesa com as respectivas assinaturas dos membros, encontra-se disponível no
SIGA - Sistema de Fluxo de Dissertação e na Secretaria de Pós-graduação do IG.**

Campinas, 30 de agosto de 2019.

DEDICATÓRIA

Dedico este trabalho a minha Fátima Probo,
minha rainha e maior inspiração neste plano terrestre.

AGRADECIMENTOS

À DEUS, “Inteligência suprema do universo e causa primária de todas as coisas” (Questão nº1, Livro dos Espíritos).

Ao professor Dr. Francisco Sérgio Bernardes Ladeira, pela orientação, confiança e paciência ao longo do mestrado.

Aos professores Dr. Juan Carlos Cisneros (UFPI), Dr. Antônio Carlos Vitte (UNICAMP) e Dr. Alessandro Batezelli (UNICAMP), pelas importantes contribuições no momento da minha qualificação, que auxiliaram no avanço do meu trabalho.

Aos técnicos e estagiários dos laboratórios de Geoquímica Analítica (IG/UNICAMP) Maria Aparecida e Oswaldo; e de Difração de Raios-X (IFGW/UNICAMP) Rogério, Lisandro e Valéria, pelo valioso suporte na preparação das amostras e na confecção dos gráficos.

Aos queridos da Secretaria de Pós-Graduação do IG, Goretinha, Cris, Max e Valdir, pela atenção, simpatia e rapidez nas resoluções das dúvidas e dos “pepinos” ao longo do curso.

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

À Secretaria Estadual de Educação do Piauí (SEDUC/PI), em nome do meu querido colega e diretor Onofre Gomes, pela autorização de afastamento das minhas funções para a conclusão da minha pesquisa.

À minha família, representada pelos meus pais Fátima Probo e Edivaldo Andrade, pela minha segunda mãe Ludimar Oliveira Gomes, e pelos meus irmãos Júlio César e Marcelo, por todo amor, fé e compreensão que tiveram por mim durante esse tempo.

Aos meus amigos, em especial ao Professor Renê Aquino (UESPI), pelo carinho, alegria, atenção e confiança que sempre depositou em mim; Aos amigos do cotidiano da pós, representados pelos meus queridos Pedro e Janilci, pelo companheirismo, amizade, cuidado e risadas, deixando os dias mais leves e serenos; Aos amigos do Piauí (são muitos!), representados pela minha amiga/irmã Débora Matos e pelo meu amigo Cairo Prado que mesmo à distância, me mantinham confortada em uma relação mútua de conselhos, conversas, confidências e brincadeiras; e toda gratidão ao amigo Igor Rafael, principalmente pela ajuda burocrática junto ao meu trabalho em que sempre fielmente pude contar.

À todos que direta ou indiretamente me auxiliaram em algum momento/fase do meu trabalho, meus sinceros agradecimentos também.

EPÍGRAFE

“Se avexe não, amanhã pode acontecer tudo, inclusive nada”.

(Accioly Neto)

RESUMO

A Formação Pedra de Fogo de idade Permiana, está inserida na Bacia do Parnaíba, ocorrendo nos estados do Piauí, Maranhão e Tocantins. Aflora principalmente na área central da bacia, percorrendo uma faixa de cerca de 600 km na direção E-W, com largura média de 80 km. Seu processo de sedimentação ocorreu ciclicamente, podendo ser descrito, do topo para a base por, folhelho carbonoso, siltito esverdeado, arenito com restos de madeira, siltito verde amarelado, calcário rosa acinzentado e chert com concreções, folhelho verde com restos de plantas, calcário oolítico com mesclagem de folhelho, folhelho verde com restos de madeira e folhelho roxo. Ao longo das últimas décadas esta unidade litoestratigráfica vem sendo objeto de significativos estudos paleontológicos, o que resultou em uma importante abertura para a paleopedologia e conseqüentemente para a realização do presente trabalho. Embora algumas publicações façam menções da existência de paleossolos na Formação Pedra de Fogo, até o atual momento não tiveram estudos direcionados especificamente para eles, o que traz de certa forma o pioneirismo desta pesquisa. Dessa forma, o presente trabalho tem como principal objetivo interpretar a pedogênese permiana em depósitos da Formação Pedra de Fogo na Bacia do Parnaíba, caracterizando os paleossolos e apresentando implicações paleoambientais em áreas pertencentes aos municípios de Nazária (PI) e Timon (MA). Para o desenvolvimento da pesquisa, foram necessárias a realização das seguintes etapas: Investigação bibliográfica; Trabalhos de campo; Análise macro e micromorfológica dos paleossolos; Análise química por FRX; e DRX. Através das características macromorfológicas e micromorfológicas detalhadas nos pontos Timon I, Timon II e Nazária, os paleossolos estudados configuram-se paleogleis, exibindo horizontes Ag, Cg, e Cgr, bioturbações, rizoconcreções, mosqueados, indicando oxi-redução do ferro, halos de redução e matriz com cores de características redutoras (acinzentadas). Em todos os perfis de paleossolos (PPs) foram evidenciados horizontes Cg, associados a cores gleizadas. Não foram encontrados em nenhum dos pontos estudados, PPs contendo horizontes B. Os pontos Timon 1 e 2 evidenciam PPs com frações maiores, com melhor diferenciação de horizontes e perfis com maiores profundidades em relação ao ponto de Nazária. Os PPs do ponto de Nazária são compostos por material mais fino e aparentam ser menos desenvolvidos. Foi encontrado em Nazária a presença do argilomineral vermiculita, que está associada a ambiente com impedimento de drenagem. Apresentam significativas concentrações de álcalis, possivelmente pela constituição mineralógica do material de origem e pela topografia que favorecia o impedimento de drenagem da água e conseqüentemente a baixa alteração dos minerais. A presença de halos de difusão de Fe nos poros das raízes atesta a hidromorfia desses paleossolos. A paleofauna e a paleoflora identificadas na Formação Pedra de Fogo na parte NE da Bacia do Parnaíba, sugerem um ambiente pantanoso, de água doce e com chuvas sazonais, corroborando as informações levantadas nos PPs do presente trabalho.

Palavras-chaves: Paleossolos. Gleissolos. Permiano. Formação Pedra de Fogo. Bacia do Parnaíba.

ABSTRACT

The Stone Formation of Fire of Permian age, is located in the Parnaíba Basin, occurring in the states of Piauí, Maranhão and Tocantins. It mainly emerges in the central area of the basin, through a range of about 600 km in the direction E-W, with an average width of 80 km. Its sedimentation process occurred cyclically, which can be described, from top to bottom by, carbonaceous shale, greenish silty, sandstone with wood remains, silt yellowish green, chalky pink limestone and chert with concretions, green shale with plant remains, oolitic limestone with shale blending, green shale with wood remains and purple shale. Over the last decades this lithostratigraphic unit has been object of significant paleontological studies, which resulted in an important opening for paleopedology and consequently for the accomplishment of the present work. Although some publications make mention of the existence of paleosols in the Pedra de Fogo Formation, until the present moment they did not have studies directed specifically for them, what brings to some extent the pioneering of this research. In this way, the main objective of this work is to interpret the permian pedogenesis in deposits of the Pedra de Fogo Formation in the Parnaíba Basin, characterizing the paleosols and presenting paleoenvironmental implications in areas belonging to the municipalities of Nazária (PI) and Timon (MA). For the development of the research, it was necessary to perform the following steps: Bibliographical research; Fieldwork; Macro and micromorphological analysis of paleosols; Chemical analysis by RXF; and XRD. Through the macromorphological and micromorfoloic characteristics detailed in the Timon I points, Timon II and Nazaria, the paleosols studied are paleogleis, showing horizons Ag, Cg, and Cgr, bioturbations, rhizoconcretions, mottles, white horizontal volumes indicating iron reduction, reduction halos and matrix with reducing (grayish) color characteristics. In all profiles of paleosols (PPs) Cg horizons were evidenced, associated to gleated colors. No PPs containing B horizons were found in any of the points studied. The Timon 1 and 2 points show PPs with larger fractions, with better differentiation of horizons and profiles with greater depths in relation to the Nazaria point. The presence of muscovite at Timon points may represent that the environment had a slightly better drainage condition than that of the Nazaria profile. The PPs of the Nazaria point are composed of finer material and appear to be less developed. It was found in Nazaria the presence of clay vermiculite, which is associated with environment with drainage impediment. They present significant concentrations of alkalis, possibly due to the mineralogical constitution of the material of origin and the topography that favored the impediment of drainage of the water and consequently the low alteration of the minerals. The presence of Fe diffusion cutaways in the root pores attest to the hydromorphy of these paleosols. The paleofauna and paleoflora identified in the Pedra de Fogo Formation in the NE part of the Parnaíba Basin suggest a freshwater marshy environment with seasonal rainfall, corroborating the information collected in the PPs of the present work.

Keywords: Paleosols. Gleisols. Permian. Stone Formation of Fire. The Parnaíba Basin.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Mapa de localização dos pontos da área de estudo	22
Figura 2. Coluna estratigráfica generalizada da Bacia do Parnaíba	39
Figura 3. Configuração paleogeográfica durante o período Permiano e sua relação com a temperatura e o nível médio do mar	40
Figura 4. Reconstituição paleobiológica do Permiano na bacia do Parnaíba	43
Figura 5. Reconstituição dos anfíbios <i>Timonya annea</i> (a esquerda) e o <i>Procuhy nazariensis</i> (a direita) com 278 milhões de anos	50
Figura 6. Mapa da Bacia do Parnaíba	51
Figura 7. Ponto Timon 1, Perfis de Paleossolos da formação Pedra de Fogo	54
Figura 8. Halos de redução (H)-vista em planta; e Volumes horizontais brancos (V)	55
Figura 9. Rizólito preenchido por material parcialmente oxidado, com rizohalos (H)	55
Figura 10. Volumes horizontais brancos (V)	56
Figura 11. Rizólito com rizoconcreção (R) e Halos de redução (H)	56
Figura 12. Transição abrupta (T); Rizólito (R)	56
Figura 13. Ponto Timon 2, Perfis de Paleossolos da Formação Pedra de Fogo	60
Figura 13. Presença de mosqueamentos (M), de marcas de raízes (R)	61
Figura 14. Halos de redução (H)	62
Figura 15. Moldes de raízes bem finos (M)	62
Figura 16. Mosqueados (M) e marcas de raízes (R) exibindo matriz acinzentada	63
Figura 17. Ponto Nazária, Perfis de Paleossolos da Formação Pedra de Fogo	64
Figura 18. Gretas de contração (G)	65
Figura 19. Clasto (C)	66
Figura 20. Detalhes de mosqueados	66
Figura 21. Horizontes com cores gleizadas, apresentando linhas horizontais oxidadas.....	67
Figura 22. Fotomicrografia: Grão de piroxênio em alteração. (10x, nicóis cruzados)	71
Figura 223. Fotomicrografia: Glóbula de calcita (G) com coroa de óxidos (seta vermelha) (2,5x, nicóis cruzados)	71
Figura 234. Fotomicrografia. Pedotúbulo no horizonte 3Cg1 preenchido por material do esqueleto, orientado. (2,5x, nicóis descruzados)	72
Figura 25. Fotomicrografia A1/A2. Presença de nódulos carbonáticos (setas azuis) próximos a um pedotúbulo (setas vermelhas) (10x, nicóis descruzados - A1/nicóis cruzados - A2). Fotomicrografia B1/B2. Pedotúbulo (seta vermelha) preenchido em parte pelo material do esqueleto (10x, nicóis descruzados - B1/nicóis cruzados - B2)	72
Figura 26. Fotomicrografia: Alternância de cores por processos de oxi-redução, com marcas de raízes. (10x, nicóis cruzados)	73
Figura 27. Fotomicrografia: Mineralogia com quartzo (seta amarela) feldspato (setas vermelhas), micas (seta azul) e carbonatos. (10x, nicóis cruzados)	74
Figura 28. Fotomicrografia: Glóbula (G) de carbonato (2,5x, nicóis cruzados)	75
Figura 29. Fotomicrografia: Glóbula de carbonato preenchida por óxido. (10x, nicóis cruzados)	75
Figura 30. Fotomicrografia: Glóbula de ferro (10x, nicóis descruzados)	76
Figura 31. Fotomicrografia: Glóbulas carbonáticas (2,5x,nicóis cruzados)	76
Figura 32. Fotomicrografia: Poro fissural (10x, nicóis cruzados)	78
Figura 243. Fotomicrografia: Poros fissurais (10x, nicóis cruzados)	78
Figura 34. Fotomicrografia: Glóbula de óxido de ferro (10x, nicóis cruzados)	79
Figura 35. Relações molares dos perfis de paleossolos, no ponto Timon 1	81

Figura 36. Relações molares dos perfis de paleossolos, no ponto Timon 2	84
Figura 37. Relações molares dos perfis de paleossolos, no ponto Nazária	85
Figura 38. Difratoograma com a interpretação dos argilominerais do horizonte 3Ag, no ponto Timon 1	86
Figura 25. Difratoograma com a interpretação dos argilominerais do horizonte 3Cg2, no ponto Timon 1	87
Figura 40. Difratoograma com a interpretação dos argilominerais do horizonte 3Cgr1, no ponto Nazária	87
Figura 41. Difratoograma com a interpretação dos argilominerais do horizonte 3Cg1, no ponto Nazária	88
Figura 42. Blocos diagramas ilustrando o possível paleoambiente de formação dos paleossolos dos pontos de Timon e Nazária.....	96

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Fácies e processos sedimentares da parte superior da formação Pedra de Fogo. ...	46
Tabela 2. Afloramentos fitofossilíferos na formação Pedra de Fogo da margem NE da bacia sedimentar do Parnaíba.	49
Tabela 3. Vertebrados da Formação Pedra de Fogo.	52
Tabela 4. Descrição macromorfológica dos Pontos Timon I, Timon II e Nazária.	64
Tabela 5 - Relações Molares dos perfis Timon 1, Timon 2 e Nazária.	76

SUMÁRIO

1-INTRODUÇÃO	15
2. OBJETIVOS	17
2.1. Geral.....	17
2.2. Específicos	17
3. JUSTIFICATIVA.....	18
4 - CARACTERÍSTICAS GEOGRÁFICAS DOS MUNICÍPIOS DE TIMON (MA) E NAZÁRIA (PI)	20
5. MATERIAIS E MÉTODOS	22
5.1 Investigação bibliográfica.	22
5.2 Etapa Pré-Campo	22
5.3 Trabalhos de campo	23
5.4- Análises de laboratório	24
5.4.1 Fluorescência de Raios X (FRX).....	24
5.4.2 Micromorfologia dos paleossolos	25
5.4.3 Difração de Raios-X (DRX).....	26
6. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	27
6.1.1 Paleossolos: Aspectos Conceituais e de Classificação.....	27
6.1.2. Solos de Áreas úmidas: hidromórficos.....	31
6.1.3. Solos Subaquosos.....	34
6.2. Considerações Geológicas da Área de Estudo	38
6.2.1. Província do Parnaíba.....	38
6.2.2 Bacia do Parnaíba.....	38
6.2.3. Período Permiano	41
6.2.4. Formação Pedra de Fogo.....	44
6.2.5 Caracterizações da litologia.	44
6.2.5.1 Litologia membro inferior (sílex basal).....	45

6.2.5.2 Litologia membro médio.....	45
6.2.5.3 Litologia Membro Superior (trisdela).....	46
6.2.6. Acervo Fossilífero.....	49
6.2.7. Ambiente deposicional.....	53
7. RESULTADOS.....	55
7.1 Macromorfologia dos paleossolos.....	55
7.1.1. Ponto Timon 1.....	55
7.1.2. Ponto Timon 2.....	59
7.1.3. Ponto Nazária.....	63
7.2 Micromorfologia dos paleossolos.....	70
7.2.1 Ponto Timon 1.....	70
7.2.2 Ponto Timon 2.....	73
7.2.3 Ponto Nazária.....	77
7.3 Geoquímica dos paleossolos.....	79
7.3.1. O intemperismo no perfil do ponto Timon 1.....	80
7.3.2. O Intemperismo no perfil do ponto Timon 2.....	83
7.3.3. O intemperismo no perfil do Nazária.....	84
7.4. Reconhecimento dos argilominerais.....	86
8. DISCUSSÕES.....	89
9. CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	93
10 - REERÊNCIAS.....	94
APÊNDICE A – DESCRIÇÃO MACROMORFOLÓGICA DOS PONTOS TIMON 1, TIMON 2 E NAZÁRIA.....	102

1-INTRODUÇÃO

Durante o período Permiano ocorreram significativas mudanças climáticas de ordem global, onde se pode observar o registro da maior extinção em massa na Terra (Meyer et al., 2008). A associação das frequentes erupções vulcânicas, com a vasta extensão do continente Pangeia e o decréscimo do albedo do planeta foram suficientes para provocar mudanças climáticas com consequências extremas para a biodiversidade em geral. Desse modo, a Terra que no início do Permiano (Eopermiano) estava sob a influência de condições glaciais, passou para um ambiente essencialmente quente e árido no final do mesmo período (Neopermiano) (Chumakov e Zharkov, 2003). No Brasil, a Formação Pedra de Fogo evidencia um dos mais significativos registros dos ambientes deposicionais dessa ocorrência (Caldas et al., 1989).

A Formação Pedra de Fogo é uma unidade litoestratigráfica pertencente a sequência neocarbonífera-eotriássica, pertencente ao Grupo Balsas. Tem sua porção aflorante principalmente na região central da Bacia do Parnaíba, percorrendo uma faixa de cerca de 600 km na direção E-W, possuindo largura média de 80 km (Faria Jr. e Truckenbrodt, 1980). Amplamente distribuída nos Estados do Piauí, Maranhão e Tocantins (Santos et. al., 2009), a litologia da Formação Pedra de Fogo é composta por sílex, calcário oolítico e pisolítico, siltito, arenito fino e médio, folhelho e anidrita, depositados durante o eopermiano ao neopermiano (Góes e Feijó, 1994; Spisila, 2011).

A Formação Pedra de Fogo foi depositada predominantemente em ambiente transicional fluvio-deltaico a marinho raso, com alguma influência de tempestades (Góes e Feijó, 1994). Houveram também situações em que a deposição ocorreu em ambiente marinho restrito, em clima semiárido a árido (SPISILA, 2011).

Além de ser muito conhecida por abrigar um extenso conteúdo fóssilífero da fauna e da flora permiana (ANDRADE, 2014), a Formação Pedra de Fogo possui um forte potencial para estudos de paleossolos, por apresentar significativas características e feições diagnósticas (Retallack, 1990) em seus afloramentos.

Os paleossolos, objeto deste estudo, são solos que se desenvolveram em superfícies pretéritas de relevo, cujas condições existentes em sua gênese não vigoram mais atualmente (Andreis, 1981; Meyer, 1987). Sua origem está associada a alterações de ordens químicas, físicas e biológicas que atuam nas rochas ou sedimentos na superfície terrestre (KRAUS, 1999).

Embora funcionem como importantes registros, contendo informações das condições ambientais pretéritas do planeta, sendo instrumentos nos estudos estratigráficos, paleogeográficos e paleoclimáticos (Andreis, 1981), no Brasil, pesquisas envolvendo paleossolos são ainda pouco evidenciadas (Ladeira, 2010). Isso mostra a necessidade em avançar nos estudos e pesquisas sobre os paleossolos brasileiros a fim de buscar preencher as lacunas deixadas pelos processos dinâmicos do Planeta Terra nas mais variadas idades geológicas.

Nos arredores centrais do Município de Timon (MA) e na zona rural do Município de Nazária (PI) possuem seções verticais com vários perfis de paleossolos preservados da Formação Pedra de Fogo que serviram de objetos de estudos para a elaboração do presente trabalho. Neste sentido, buscou-se realizar um estudo destes paleossolos com a finalidade de conhecer os seus diferentes eventos pedogenéticos e sua importância para a caracterização de um determinado recorte do paleoambiente da Formação Pedra de Fogo.

2. OBJETIVOS

2.1. Geral

Interpretar a pedogênese permiana em depósitos da Formação Pedra de Fogo na Bacia do Parnaíba, caracterizando os paleossolos e apresentando implicações paleoambientais nos municípios de Nazária (PI) e Timon (MA).

2.2. Específicos

- a) Destacar os aspectos conceituais e teóricos sobre paleossolos, solos submersos, bem como as considerações geológicas da área de estudo.
- b) Apontar os processos pedogenéticos que deram origem aos paleossolos na Formação Pedra de Fogo, das três seções trabalhadas.
- c) Obter interpretações paleoambientais de onde estão inseridos os pontos Timon 1, 2 e Nazária a fim de compreender as diferenças pedogênicas inerentes entre os paleossolos estudados.

3. JUSTIFICATIVA

A iniciativa em trabalhar com paleossolos na Formação Pedra de Fogo está ancorada a diversos de fatores. Esta unidade traz uma importante particularidade por abrigar exemplares fósseis, de troncos preservados em posição de vida (Calda et al., 1989; IPHAN, 2013), sendo este um dos melhores atributos diagnósticos para o reconhecimento de paleossolos em campo (BRILHA, 2007; Retallack, 1990).

Os paleossolos ainda são poucos estudados no Brasil (Pierini & Mizusaki, 2007; Ladeira, 2010; Silva, 2011), apesar de serem registros importantes em Bacias sedimentares continentais. Os volumes das pesquisas desenvolvidas com paleossolos estão basicamente reunidos nas regiões sul e sudeste (especialmente), onde é comum observar um acervo de publicações bastante consideráveis.

Contudo, destes estudos, a maioria estão concentrados em paleossolos do Quaternário, remontando até o Cretáceo (Nogueira et al, 1999; Silva, 2014; Silva et. al, 2015; Camargo Filho et. al, 2016; Nascimento et. al, 2017; Nascimento et. al. (2019). Isso foi constatado pela busca sem sucesso em artigos, periódicos e em bancos de teses durante a construção desta dissertação, evidenciando um vazio expressivo de pesquisas brasileiras em paleossolos de idades geológicas mais antigas ao Cretáceo. Desse modo, ressalta-se a importância da presente pesquisa sobre paleossolos na Formação Pedra de Fogo, pois trata-se de uma unidade que é datada do período Permiano, da Era Paleozoica, com idade aproximada de 270 milhões de anos atrás (Caldas et. al,1989).

Outro fator importante é sobre a Formação Pedra de Fogo não possuir muitos trabalhos geológicos em níveis mais detalhados, o que está em parte associada a posição geográfica da Bacia do Parnaíba, ou seja, está situada em uma das regiões menos desenvolvidas do país (Nordeste), onde em anos anteriores não haviam tanto interesse na prospecção petrolífera e nem em pesquisas de âmbito acadêmico (Iannuzzi et. al, 2018).

Contudo, na última década essa situação foi significativamente modificada devido a instalação de vários paleontólogos pelas instituições públicas de ensino superior que voltaram os estudos na área, com o auxílio de pesquisadores de instituições estrangeiras, através de parcerias. Também iniciou-se um relativo aumento de interesse em empresas petrolíferas que voltaram a fazer estudos geológicos na Bacia para a exploração de gás natural e petróleo (Iannuzzi et. al, 2018).

O estudo dos paleossolos é uma importante ferramenta para a interpretação e compreensão da antiga dinâmica ambiental terrestre, pois possibilita a reconstituição de condições paleoambientais (Andreis, 1981; Retallack, 1990). Isso tudo traz à tona a importância em contribuir para o aumento das pesquisas nesta unidade litoestratigráfica, e para os estudos dos paleossolos no Brasil.

4 - CARACTERÍSTICAS GEOGRÁFICAS DOS MUNICÍPIOS DE TIMON (MA) E NAZÁRIA (PI)

Os municípios de Timon (MA) e Nazária (PI) distam aproximadamente 40km entre si e estão compreendidos na porção central da Bacia Sedimentar do Parnaíba. São Municípios que possuem dinâmicas socioeconômicas diferentes, mas exibem características naturais bastantes semelhantes (por estarem próximos em termos espaciais). Segundo Lima (2011), a caracterização natural do Município de Nazária segue ainda integrada aos estudos físicos-naturais de Teresina (PI), pois pertencia a até pouco tempo atrás ao território da capital do Piauí e até o presente momento, não houveram estudos detalhando especificadamente a área do seu território.

Nazária, com população de aproximadamente 8.068 habitantes (IBGE, 2010), foi emancipada em 1995, através de uma lei estadual. Porém, somente no ano de 2008 que houve o total desmembramento e independência da capital Teresina, quando ocorreram pela primeira vez as eleições para prefeito e vereadores (PEREIRA, 2008). O município de Nazária dista 30 km de Teresina e possui uma área de 363,8 Km², limitando-se a Norte e Leste com Teresina; a Sul com os municípios de Palmeirais e Teresina; e a Oeste com o Município de Timon (MA) (CEPRO, 2001).

O Município de Nazária está inserido na parte central da Bacia Sedimentar Paleozoica do Parnaíba, sob o domínio da unidade litoestratigráfica Formação Pedra de Fogo, com idade referente ao Período Permiano (Reis Filho, 2012)

De acordo com Lima (2011), as unidades de relevo que se encontram nesse município são: Planícies e Terraços Fluviais, Superfície Intensamente Retrabalhada pela Drenagem com Morros Residuais, Superfície Residual Recortada por Vales Encaixados: Morros com Tendência ao Arredondamento Limitados por Relevo Escalonado e Mesas com Topos Achatados Limitados por Escarpas. Nazária possui relevo plano, suavemente ondulado e está em uma área onde apresenta uma das mais baixas altitudes do estado Piauí, não ultrapassando a 150m (Lima, 2011).

As classes de solos predominantes em Nazária são os Latossolos Vermelho-Amarelo, evidenciados nas áreas de topografia plana, e os Argissolos Vermelho-Amarelo, que aparecem em áreas com inclinações suaves (Reis Filho, 2012).

O município de Timon (MA) está a 452km de distância da capital, São Luís. Faz fronteira a Norte com o município de Caxias (MA), a Sul com o município de Matões (MA),

a Leste com os municípios de Teresina (PI) e Nazária (PI) e a Oeste com os municípios de Caxias (MA) e Matões (MA). Possui uma população de aproximadamente 155.460 habitantes, distribuídos em uma área de 1.743,228 km² (IBGE, 2010).

Timon (MA) está inserido na província sedimentar do Parnaíba, no sítio deposicional que leva também o mesmo nome. As formações geológicas são compostas pelas formações Pedra de Fogo e Formação Corda. São datadas do Permiano (Paleozoico) e jurássico (Mesozoico), respectivamente (CPRM, 2011).

O município exibe relevo plano a suave ondulado e elevado grau de homogeneidade, com cotas altimétricas não ultrapassando 240m (Cardoso e Aquino, 2014). Os principais solos encontrados são os Latossolos Amarelo, os Argissolos Vermelho-Amarelos e os Plintossolos (Embrapa, 2006).

No tocante aos aspectos associados aos regimes climáticos, hidrográficos e fitofisionômicos, os municípios de Nazária (PI) e Timon (MA), exibem características muito semelhantes. Ambos estão inseridos em uma área de transição ou ecótono, entre o Semiárido e a Amazônia úmida, apresentando espécies do cerrado, da caatinga, e da mata dos cocais (CPRM, 2011).

De acordo com a classificação climática de Köppen, os municípios de Nazária (PI) e Timon (MA) apresentam clima Aw^{''}, ou seja, tropical chuvoso sub-úmido a úmido, com médias pluviométricas de 1.200mm/ano. As elevadas temperaturas evidenciadas no ano inteiro e a grande amplitude diária marcam o regime térmico da região, com médias de 26,7°C (CODEVASF, 2006).

Os dois municípios estão inseridos em sua totalidade na Bacia Hidrográfica do rio Parnaíba. De acordo com a ANA (2018) é uma Bacia limítrofe que ocupa uma área de 333.056 km², o equivalente a 3,9% do território nacional, abrangendo 77% do território piauiense e 19% do território maranhense.

5. MATERIAIS E MÉTODOS

5.1 Investigação bibliográfica.

Para o desenvolvimento do trabalho foram necessários a realização de levantamentos bibliográficos com leituras científicas sobre a Bacia do Parnaíba, os aspectos geológicos da Formação Pedra de Fogo (litologia, ambiente deposicional), paleossolos, solos hidromórficos e solos subaquosos. Além das leituras que serviram de aporte teórico para o desenvolvimento do trabalho, foram necessárias leituras para interpretar os resultados de laboratórios envolvendo estudos da micromorfologia, geoquímica e argilominerais.

A investigação bibliográfica foi importante para a compreensão do percurso metodológico relacionado a paleopedologia, para a identificação dos processos pedogenéticos, e também para caracterização e interpretação dos paleossolos na Formação Pedra de Fogo da Bacia do Parnaíba.

5.2 Etapa Pré-Campo

A etapa pré-campo foi importante para a escolha dos pontos a serem trabalhados na pesquisa. Os pontos foram escolhidos em afloramentos da Formação Pedra de Fogo que estavam sendo trabalhados no Projeto de Pesquisa intitulado: “Prospecção Paleontológica na Bacia do Parnaíba: revelando um novo ecossistema permiano nos trópicos do Gondwana”, desenvolvido pelo paleontólogo da Universidade Federal do Piauí (UFPI), Juan Carlos Cisneros, juntamente com mais cinco cientistas de universidades estrangeiras. A equipe de pesquisa incluiu cientistas da Universidade Federal do Piauí, Universidad de Buenos Aires (Argentina), Iziko South African Museum e University of Witwatersrand (África do Sul), Natural History Museum (Reino Unido), Museum für Naturkunde and Humboldt-Universität (Alemanha), e Field Museum e Saint Xavier University (EUA).

O projeto “Prospecção Paleontológica na Bacia do Parnaíba: revelando um novo ecossistema permiano nos trópicos do Godwana” visou explorar as formações geológicas Pedra de Fogo e Motuca, buscando novos fósseis, nos estados do Piauí, Maranhão e Tocantins, com o objetivo de caracterizar melhor as comunidades de vertebrados continentais de baixa latitude no final do Paleozoico.

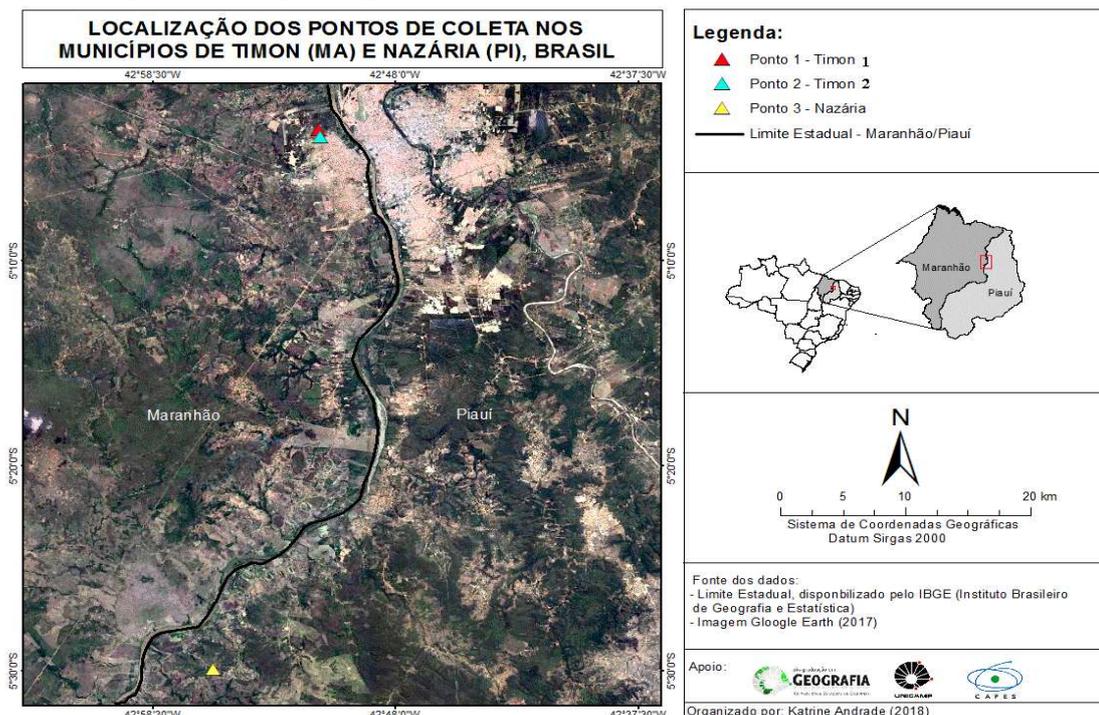
5.3 Trabalhos de campo

No decorrer da pesquisa foram realizados dois trabalhos de campo. O primeiro campo serviu para fazer o reconhecimento da área e observar os afloramentos que estariam com as melhores condições geológicas e de preservação dos perfis de paleossolos. Na oportunidade foram visitados pontos de afloramentos nos municípios de Teresina (PI), Nazária (PI), Monsenhor Gil (PI) e Timon (MA). No primeiro momento ficou pré-estabelecido que seriam trabalhados um ponto em Teresina, outro em Timon e dois pontos em Nazária.

O Segundo campo serviu para a escolha final dos pontos que seriam trabalhados na pesquisa, bem como a coleta dos horizontes dos perfis e também a realização da descrição macromorfológica.

Foram trabalhadas 3 seções verticais, uma em cada ponto. O primeiro ponto está localizado em uma pedreira abandonada na rodovia BR-364, Km 611, no município de Timon (MA), com coordenadas $5^{\circ}04'31.4''$ S/ $42^{\circ}51'11.1''$ W; O segundo localiza-se em uma pedreira ativa, no bairro São Francisco, também no município de Timon (MA), com coordenadas: $5^{\circ}04'48.7''$ S/ $42^{\circ}51'3.5''$ W; e o terceiro está situado em uma pedreira ativa no município de Nazária (PI), com coordenadas $5^{\circ}28'37.6''$ S/ $42^{\circ}55'21.2''$ W (Figura 1).

Figura1. Mapa de localização dos pontos da área de estudo.



Fonte: Andrade (2018)

Para a marcação das coordenadas e da elevação dos pontos do trabalho, foi utilizado o aparelho *Global Position System* (GPS) Garmin, modelo ETREX-20. Com o auxílio de martelo e talhadeira, foram coletadas 25 amostras orientadas dos horizontes para as descrições macro e micromorfológicas dos paleossolos, como também para a realização das análises por fluorescência e difração de raios X.

Levando-se em conta os atributos propostos por Santos *et al.* (2005), em cada perfil foi realizado o reconhecimento e diferenciação dos horizontes, seguidos das descrições macromorfológicas dos paleossolos (cor, textura, estrutura, bioturbações, marcas de raízes e transição de horizontes). Utilizou-se a carta de Munsell para identificar as cores dos horizontes e dos mosqueados, além da realização de registros fotográficos dos perfis.

5.4- Análises de laboratório

5.4.1 Fluorescência de Raios X (FRX)

Para a realização da análise química por espectrometria de fluorescência de raios X (FRX), as amostras dos horizontes coletadas em campo passaram inicialmente por uma preparação baseadas nas seguintes etapas: britagem, quarteamento, moagem e preparação dos discos de vidro.

Anterior ao processo de britagem, as amostras foram quebradas com o auxílio de martelo e talhadeira em tamanhos com cerca de quatro centímetros, para assim serem britadas. O aparelho utilizado foi o Britador de Mandíbula, modelo II (Fritsch, Alemanha), e nele as amostras foram trituradas em frações de aproximadamente meio centímetro quadrado. Após a obtenção do tamanho apropriado, passou-se para a etapa de quarteamento.

O quarteamento consiste em proporcionar maior uniformidade do material a ser trabalhado. Cada amostra britada foi colocada em uma folha de papel manteiga e em seguida dividida em quatro porções (quarteadas), das quais duas foram escolhidas e pesadas, totalizando aproximadamente 100g de amostras para serem moídas.

A moagem foi realizada no Moinho de Bolas Planetário, Pulverisette 5 (Fritsch, Alemanha). Este procedimento consistiu em quatro potes de ágata, contendo oito bolinhas do mesmo material no seu interior, adicionada uma quantidade de aproximadamente sessenta gramas de amostra. Os potes foram vedados e encaixados a uma plataforma que os fizeram girar a uma rotação de duzentas e vinte RPM, durante quinze minutos. Ao final deste processo, obteve-se um pó muito semelhante a “talco”.

Mesmo passando pelo moinho de bolas, algumas amostras mais duras apresentavam tamanhos inapropriados para a realização dos discos de vidro. Dessa forma, estas foram trabalhadas no moinho manual, que consiste em um recipiente de ágata com um bastão em formato de cone, muito semelhante a um pilão. As amostras foram colocadas nesse recipiente (uma de cada vez) e moídas manualmente com o auxílio do bastão.

Após serem moídas, todas as amostras foram direcionadas à preparação dos discos de vidro. Os discos de vidro são utilizados para identificar os elementos maiores e menores nas amostras, por meio da técnica de fluorescência de raios X. Antes da realização deste processo, é indispensável realizar nas amostras o método complementar denominado perda ao fogo - % PF (calcinação). Esse método indica de forma prévia e superficial a presença dos elementos maiores, mais precisamente os voláteis, sobretudo, água e CO₂, por meio da calcinação em mufla. O procedimento consiste em deixar a amostra na mufla por uma hora e meia, à 1000°C e transcorrido o tempo, a amostra é novamente pesada, para que seja avaliada a proporção da perda em porcentagem de água e CO₂.

Após a calcinação das amostras, iniciou-se a preparação dos discos de vidro. Estes foram preparados por fusão de 1g de amostra para 6g de fundente (50% metaborato e 50% tetraborato de lítio), com adição de quatro gotas de iodeto de lítio, todos misturados e colocados em cadinhos. Logo após os cadinhos foram levados ao aparelho de fusão *Fluxy 300 (Claisse)* e iniciado o processo de elaboração dos discos de vidro.

A máquina responsável pela análise química por espectrometria de fluorescência de Raios X é uma Philips PW 2404, Holanda. Todos estes processos foram feitos no laboratório de geoquímica e Fluorescência de Raios-X do Instituto de Geociências da UNICAMP.

5.4.2 Micromorfologia dos paleossolos

A análise micromorfológica nos paleossolos tem como principal finalidade o reconhecimento suas feições microscópicas e as das rochas. Os três pontos estudados apresentaram uma certa homogeneidade de características pedológicas nos horizontes dos perfis. Dessa forma, optou-se por trabalhar na micromorfologia somente com doze amostras representativas das vinte e cinco. As amostras foram encaminhadas para confecção das lâminas delgadas.

As lâminas foram preparadas no Laboratório de Laminação da UNESP. Para a realização deste procedimento utilizaram-se: reagentes, estufas de esterilização e secagem, lixadeira, policorte e unidade de bancada. As amostras passaram pelas etapas de secagem, impregnação, lixamento, lavagem, colagem, corte e acabamento final até a obtenção das lâminas.

A descrição micromorfológica será realizada através da observação das lâminas delgadas, com base nas propostas apresentadas no trabalho de Castro (2008) que diz respeito às análises microscópicas em amostras de solos. As descrições das lâminas foram realizadas no Laboratório de Microscopia do Instituto de Geociências, da Unicamp, com o auxílio de microscópio binocular de luz polarizada. Serão observadas nas lâminas características do fundo matricial e feições pedogênicas.

5.4.3 Difração de Raios-X (DRX)

Foram encaminhadas quatro amostras de horizontes dos pontos Timon 2 e Nazária (duas em cada um destes pontos) para o laboratório de difração de raios-X (DRX) do Instituto de Física da Unicamp (IFGW).

As argilas das amostras foram separadas e submetidas a DRX para descobrir os argilominerais presentes e, através do resultado dos dados, auxiliar na determinação dos ambientes em que os perfis de paleossolos foram desenvolvidos.

No método por difratometria de raios-X, distribui-se uma pequena quantidade de argila sobre uma placa de vidro, que é disposta em um aparelho contendo um emissor e leitor de raios-X. Os raios incidem no material, refletem nos cristais da argila e incidem no leitor do aparelho. Dessa forma, obtém-se os diferentes ângulos de reflexão dos cristais da argila para que haja sua correta identificação e quantificação, baseando-se na assertiva de que cada mineral possui características únicas e refletem os raios em ângulos diferentes (Albers et. al, 2002).

O equipamento utilizado foi o D2 Phaser, da Bruker AXS, e os procedimento foram realizados através da difração de pó e lâmina de vidro. Para a interpretação dos dados foi utilizado o programa X'Pert Highscore Plus 2.0 da PANALYTICAL.

6. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

6.1.1 Paleossolos: Aspectos Conceituais e de Classificação.

A paleopedologia é a ciência que estuda os paleossolos, ou seja, solos que se desenvolveram em ambientes antigos (Retallack, 1990) e que por sua vez, conseguiram manter-se preservados através de situações específicas. Andreis (1981) definiu paleossolos como solos que tiveram sua origem em superfícies pretéritas de relevo. Meyer (1987), utilizou a definição de paleossolos como solos cujas condições existentes em sua origem não vigoram mais atualmente. Outra definição foi dada pelo IBGE (2007) define que os paleossolos foram formados em uma paisagem numa época passada, e recobertos por sedimentos posteriormente.

Todos os conceitos evidenciam que os paleossolos foram desenvolvidos em ambientes distintos dos locais em que se encontram preservados atualmente. Isso fica evidenciado através da identificação dos fatores e processos de formação observados no seu momento de origem, sendo estas condições mínimas para que possam se diferenciar dos solos modernos.

Por estarem distribuídos no ambiente de formas diferentes, os paleossolos receberam classificações quanto ao seu tipo. De maneira ampla, Andreis (1981) classifica-os em três grandes tipos:

Solos reliquiais: paleossolos que permaneceram expostos desde seu processo pedogenético, em ambientes antigos, até os dias atuais.

Solos soterrados: são originados em uma superfície de relevo pretérita, recobertos por depósitos sedimentares, tendo sua formação independente das condições ambientais da superfície atual, pois suas características pedológicas ficaram resguardadas pelo soterramento.

Solos exumados: são solos que estiveram soterrados, preservaram suas características pedológicas durante certo tempo, sendo posteriormente expostos a uma nova pedogênese, através da erosão dos materiais sobrepostos.

Curi (1993) distingue-os em paleossolos desenterrados e paleossolos enterrados. O primeiro refere-se a um solo enterrado anteriormente que foi exposto na paisagem por processos erosivos. Já o segundo refere-se a um solo formado em uma paisagem numa determinada época e que foi posteriormente recoberto por camadas sedimentares.

O IBGE (2007) explica que podem se manter expostos na atual superfície desde o seu momento de formação; podem encontrar-se enterrados e preservados por depósitos sedimentares sobrepostos; ou podem estar aflorados na superfície caso tenham sido expostos pela ação erosiva dos sedimentos que foram depositados sobrejacentes.

Observando a complexidade que envolve a análise e interpretação dos paleossolos, Andreis (1981) sugeriu algumas características, que denominou de feições diagnósticas. Segundo o autor, estas feições devem ser acompanhadas de algumas orientações: i) as propriedades macroscópicas e sua descrição são estritamente necessárias para identificar um paleossolo em campo; ii) para ser considerado um paleossolo, deve conter mais de uma característica pedogênica ou horizontes diferentes; iii) é imprescindível tanto as informações de campo como as de laboratório, especialmente a micromorfologia, com a finalidade de se obter a caracterização completa dos paleossolos; iv) salvo as modificações produzidas pelos processos diagenéticos, os paleossolos possuem características macroscópicas e microscópicas semelhantes às encontradas em solos atuais, devendo ser estudados através dos mesmos métodos adotados pela Pedologia.

Retallack (1990) elencou três tipos de feições diagnósticas para o reconhecimento de paleossolos: marcas de raízes, horizontes de solo e estruturas pedogenéticas, devendo-se encontrar ao menos duas dessas feições para caracterizar um paleossolo.

Wright (1992) explica que as feições diagnósticas estão associadas à processos de iluviação, eluviação, gleização, às marcas de raízes e também à estrutura, sendo estas feições correlativas ao desenvolvimento pedológico anterior ao soterramento do solo.

Reforçando, Brilha (2007) lembra que os horizontes de qualquer paleossolos são distintos dos que se desenvolveriam no mesmo local sob o clima atual. Dessa forma, no diagnóstico de um paleossolo, deverá assim existir os horizontes (O, A, E e/ou B), raízes ou marca de raízes, vestígios de atividade biológica, argilas transportadas, concreções, etc.

Estas feições são consideradas diagnósticas, pois são produzidas apenas por processos pedogenéticos. Portanto, podem ser utilizadas nos estudos paleopedológicos como indicadores diagnósticos dos processos atuantes no período de sua formação.

Contudo, existem alguns casos que se tornam difíceis o reconhecimento de feições diagnósticas para caracterizar um paleossolo, por exibirem discretos episódios de pedogênese. Segundo Bown e Kraus (1981) estes casos estão relacionados aos paleossolos que se desenvolvem sobre depósitos aluviais, por duas razões. A primeira porque na planície de inundação o processo de sedimentação é episódico, e um novo aporte de sedimento pode

enterrar um solo aluvial e interromper a pedogênese ou, alternadamente, ser incorporado em um solo existente, resultando no acréscimo vertical do perfil e continuação da pedogênese. A segunda razão é que, os depósitos aluvionares possuem geralmente texturas heterogêneas, e isso dificulta a distinção entre características pedogênicas e deposicionais e, assim, o reconhecimento dos perfis do solo (BOWN E KRAUS, 1981).

Partindo dessas especificidades, Bown e Kraus (1981) diferenciam os paleossolos aluviais em dois grupos: os simples e os cumulativos. Eles se distinguem por relações geoquímicas, texturais, e pelo grau de desenvolvimento dos horizontes.

Os Perfis simples são empilhados e difíceis de separar um do outro, pois é fraca a diferenciação entre os perfis. As sequências de paleossolos simples podem ser reconhecidas pelas mudanças decrescentes de textura, carbono orgânico total (TOC), Fe_2O_3 e MnO. Possui fraco desenvolvimento de seus horizontes, com sequências consistindo em B ou B / C. Geralmente são empilhados um em cima do outro em pacotes com espessuras variáveis e com extensão lateral que chegam a ser quilométricas (BOWN e KRAUS, 1981).

Os perfis cumulativos são reconhecidos através de análise no campo e dados geoquímicos. São classificados no campo com base nas mudanças de tamanhos dos grãos e padrões de cores. Tipicamente mostram uma boa concentração de argila, e há um aumento abrupto no tamanho dos grãos em direção ao topo ou uma zona de tamanho de grãos variáveis, indicando uma mudança na deposição (KRAUS, 1993). São encontrados na topografia sozinhos ou na forma de dois perfis empilhados. Eles são mais espessos e melhores diferenciados do que os paleossolos simples, e possuem abundantes marcas de raízes e bioturbação. São desenvolvidos em rochas de grãos mais finos do que paleossolos simples (KRAUS, 1993). Estas recomendações visam facilitar no processo de identificação dos paleossolos aluviais.

Sobre a classificação taxonômica, não existe uma padronizada pelos cientistas para enquadrar os paleossolos. Diversos autores utilizam os sistemas de classificação de Taxonomia de Solos dos Estados Unidos (Soil Survey Staff, 1975, 1988), da FAO (1974), Duchaufour (1982) ou de acordo com sistema de classificação do país em que foi desenvolvida a pesquisa (Imbellone, 2011; Pierini e Misuzaki, 2007). Contudo, as classificações modernas não concentram em suas análises algumas situações que ocorrem especificamente nos paleossolos.

Segundo Yaalon (1971), algumas propriedades utilizadas para classificar os solos atuais não persistem, pois são ligeiramente modificadas depois de soterrados. Perdem

rapidamente saturação de base, CTC, pH, densidade, teor de umidade, MO, inclusive características consideradas persistentes em paleossolos como espessura de horizontes (Yaalon, 1971).

Alguns sistemas de classificação de solos utilizam dados climáticos rigorosos para definir uma ordem. Essa informação é praticamente impossível para se obter de um modelo paleoclimático. Na maioria dos casos o paleoclima é um fator que deve ser deduzido a partir dos estudos de propriedades do solo, portanto não pode ser uma parte da classificação dos paleossolos (Yaalon, 1971).

Contudo, existe a classificação de Mack et al. (1993) que é considerada específica para paleossolos, porém seu uso ainda é muito limitado. De acordo com Pierini e Mizusaki (2007), essa classificação é baseada na presença de minerais estáveis, que variam de acordo com o tipo de paleossolos, e em propriedades morfológicas que geralmente são preservadas quando um solo se transforma em paleossolos.

Os critérios de classificação propostos por Mack et al. (1993) fundamenta-se na presença relativa de seis processos ou características pedogenéticas: teor de matéria orgânica, iluviação de minerais e compostos insolúveis, horizontes, condições redox, acumulação de minerais solúveis e alteração mineral *in situ*. As ordens se diferenciam por mudanças que indicam uma característica importante do paleossolo. O que for considerado o mais relevante dentre estas seis características/processos, irá definir a ordem do paleossolo.

Para a criação do sistema de classificação dos paleossolos, Mack et al. (1993), utilizaram parcialmente a Taxonomia de Solos dos EUA e as nomenclaturas propostas pelo WRB. Os paleossolos são classificados em nove ordens, sendo que quatro são extraídas com modificações feitas por Mack et al. (1993), do soil Taxonomy (Histosol, Spodosol, Latosol, Vertisol); três dos Soil Maps of the World (FAO, 1974) (Calcisol, Gypsisol, Gleysol); e duas foram relativamente criadas (Argillisol, Protosol).

Consiste em um sistema descritivo aplicável para todos os tipos de paleossolos, independentemente da idade, de modo que todos os parâmetros que podem ser afetados pela diagênese são excluídos, exceto a matéria orgânica (Mack et al., 1993).

Pierini e Mizusaki (2007) enfatizam que a classificação de Mack et al. (1993) por ser direcionada para a identificação de paleossolos em campo, se torna mais objetiva e simples, sendo assim, acessível a um número maior de pesquisadores.

Embora tenha um enfoque importante para a classificação dos paleossolos, ainda geram controvérsias e tem sido discutido por autores como Kraus (1999) e Retallack (2001).

Um dos pontos de discussão é a dificuldade para realizar a interpretação de ambientes de formação dos paleossolos, já que é necessário estudar solos atuais para se chegar a modelos de ambientes antigos.

Desta forma, para Kraus (1999) e Retallack (2001), o modelo de Mack et al. (1993) torna-se muito simples e restrito, não podendo ser utilizado por exemplo, na classificação dos paleossolos da presente pesquisa, pois se formaram em depósitos aluviais. Os paleossolos estudados no presente trabalho são classificados como Gleissolos, e são conceituados segundo o SiBCS (2006) como:

[...] solos minerais, hidromórficos, que apresentam horizonte glei dentro de 50 cm a partir da superfície ou a profundidade maior que 50 cm e menor ou igual a 150 cm desde que imediatamente abaixo de horizontes A ou E (com ou sem gleização) 27 ou de horizonte hístico com espessura insuficiente para definir a classe dos Organossolos. Não apresentam textura exclusivamente arenosa em todos os horizontes dentro dos primeiros 150 cm a partir da superfície do solo ou até um contato lítico ou lítico fragmentário, tampouco horizonte vértico em posição diagnóstica para Vertissolos. Horizonte plânico, horizonte plíntico, horizonte concrecionário ou horizonte litoplíntico, se presentes, devem estar à profundidade superior a 200 cm a partir da superfície do solo (SIBCS, 2006).

De acordo com o SiBCS (2006), o Gleissolos são os solos que mais representam a atuação do hidromorfismo, por apresentarem cores acinzentadas e presenças de mosqueamentos no seu horizonte diagnóstico.

6.1.2. Solos de Áreas úmidas: hidromórficos

Os solos hidromórficos são solos que refletem ambientes com drenagem deficientes, estando em condições naturais, saturados por água ou com umidade em excesso. São identificados principalmente por cores acinzentadas, associadas a redução do ferro. Se formam em condições anaeróbicas e se desenvolvem enquanto estão inundados ou saturados próximo da superfície (PONNAMPERUMA,1972).

Ocorrem em quase todas as zonas climáticas da Terra, nos mais variados tipos de paisagens (Soil Survey Staff, 1975), podendo se formar em várias condições de regime hidrológico, incluindo saturação quase contínua (pântanos), inundações de curta duração (sistemas ribeirinhos) e saturação periódica por lençóis subterrâneos (Childs,1981).

Nos solos hidromórficos, a indisponibilidade do oxigênio devido a saturação de água, induz a processos químicos e biológicos que alteram o solo de um estado aeróbio e oxidado para um estado anaeróbio e reduzido. Essa mudança no estado de aeração do solo

permite reações químicas que desenvolvem características hidromórficas, como a acumulação de carbono orgânico em horizontes superficiais e subsuperficiais e produção de gases como sulfeto de hidrogênio e metano (Childs, 1981). As características hidromórficas também estão presentes nos solos através da lenta decomposição da matéria orgânica, da redução do ferro, dos nódulos de calcita, de ferro e/ou manganês, das cores acinzentadas, entre outras.

A decomposição da matéria orgânica em áreas hidromórficas é regulada pela presença (ou não) de oxigênio e por outros fatores, incluindo temperatura, pH, qualidade da matéria orgânica, nutrientes e disponibilidade de outros receptores de elétrons.

A presença de nódulos de calcita é uma evidência adicional para indicar hidromorfia em paleossolos (Schumacher et al. 1988). Em concordância, Kraus (1993) também enfatiza, estabelecendo que a presença de nódulos de calcita micríticas englobando micronódulos de óxido de ferro e presença abundante de grandes nódulos geódicos em profundidade do perfil indicam que as precipitações dos nódulos estão relacionadas as flutuações no lençol freático.

Segundo Kraus (1993), admite que os nódulos de óxido de ferro em paleossolos se assemelham aos encontrados em horizontes subsuperficiais de solos hidromórficos atuais quando estão mal drenados. Em condições anaeróbicas, o ferro férrico é convertido para ferro ferroso, refletindo no solo cores azuladas, acinzentadas ou esverdeadas. Entretanto, quando exposto ao ar, o material pode apresentar cores amareladas ou brunadas (Richardson & Vepraska, 2000; Embrapa, 2006).

O conhecimento da distribuição relativa das diferentes formas de ferro é de interesse na interpretação da pedogênese e da paleopedogênese, na avaliação das condições e da intensidade do intemperismo, no entendimento do comportamento físico e químico do solo e na classificação de solos. Kraus e Hasiots (2006), explicam que a redução do ferro é comum ao redor das raízes, especialmente sob condições glei de superfície.

Robinson (1949), explica que para um solo hidromórfico ser considerado glei, é necessária a presença de algumas características diferenciadas que ocorrem a partir dos processos de oxi-redução, tais como: Horizonte superficial parcialmente oxidado com elevada quantidade de matéria orgânica; Presença ou não de mosqueamentos; e Matriz reduzida com cores verde-azuladas.

Ponnamperuma, (1972) acrescenta que em um horizonte glei, a saturação de água no solo pode estar associada a: impermeabilidade do material de origem; presença de uma camada impermeável de outro material depositado; ou de um lençol freático elevado. O autor

discute a influência do hidromorfismo na gênese do solo, ressaltando que esta influência é tão grande que características envolvendo a umidade é diferenciadora na subordem da taxonomia dos solos norte-americanos, exceto apenas para os Histosols e Aridosols.

Nos Gleissolos as raízes e os microorganismos contribuem para o processo de gleização, ficando evidenciado através da presença de rizosferas oxidadas ou principalmente pela matriz do solo com cores reduzidas.

As estruturas e padrões produzidos pelas raízes indicam as atividades e comportamentos ao longo da vida da planta (Sarjeant, 1975). No seu processo de crescimento, as plantas, através do seu sistema radicular, criam canais ou caminhos dentro do solo, e estes acabam sendo condutores de água, soluções e outros materiais (Curl e Truelove 1986).

Violante et al. (2003) relata a importância de como o formato das raízes e a maneira de como elas se bifurcam podem fornecer dados relevantes relacionados à natureza da drenagem dos solos (bem drenados ou mal drenados) e/ou da forma de vegetação existente. Estes dados sobre drenagem conseguem ser mantidos inclusive nos paleossolos através dos rizólitos.

Segundo Klappa (1980), os rizólitos são estruturas organossedimentares que preservaram as atividades das raízes das plantas superiores. Mostram tipos de padrões de preservação incluindo tubos ramificados preenchidos por materiais (especificamente areia, argila e calcita) que diferem na textura e composição geoquímica da matriz envolvente (Retallack 1983). São reconhecidos como traços fósseis que preservam as interações planta-substrato e que indicam a relação da posição das zonas vadasas ou freáticas (Retallack 2001)

Kraus e Hasiotis (2006) definiram rizólitos como um termo denominado para descrever todos os traços fósseis de raízes, incluindo moldes de raízes mortas, que foram preenchidos por sedimentos ou materiais cimentantes.

Alguns tipos de rizólitos fornecem informações sobre o regime hidrológico dos paleossolos. Um exemplo são os rizólitos preservados com tubos alongados acinzentados com bordas ricas em Fe evidenciando características redox que indicam saturação sazonal por água (Vepraskas 1994).

Outras feições importantes que auxiliam na interpretação de regimes de umidade dos paleossolos para compreender condições climáticas passadas são os rizohalos (Kraus 1999). Violante et al. (2003) explicam que é a zona mais dominada pelas interações entre as raízes, o solo e os microrganismos.

Kraus e Hasiots (2006) utilizaram este termo também para descrever as áreas reduzidas de Fe e Mn que se formaram em volta das raízes, como resultado da oscilação de umidade no solo. Para estes autores, rizohalos são um tipo de traço no grupo dos rizólitos que são reconhecidos pela presença de cores reduzidas em volta das raízes (rizosfera).

Para que as raízes possam produzir compostos orgânicos que reduzem o Fe e o Mn, elas precisam estar associadas com a ação dos microorganismos. Sem a participação deles o processo de redução fica comprometido (Schwertmann e Taylor 1989; Violante et al. 2003).

Quando os solos estão saturados com água, os microorganismos aeróbios utilizam rapidamente o oxigênio que está dissolvido na água ou preso no solo, para fornecer assim energia para o seu metabolismo celular. Isso permite que a decomposição ocorra de forma anaeróbica, utilizando outros terminais receptores de elétrons como o óxido de ferro (Fe^{3+}), manganês (Mn^{4+}), nitrato (NO_3^-) e sulfato (SO_4^{2-}) (Bloomfield, 1951, Van Breeman 1982). Esse processo reduz Fe^{3+} para Fe^{2+} . Estudos laboratoriais indicam que os microorganismos reduzem o ferro em temperaturas próximas de 30°C a 35 °C e pH de 7 (Lovely e Phillips 1987).

Os microrganismos são os agentes-chave que regulam a quantidade de matéria orgânica, além de outras propriedades como a formação de características redutoras e evolução de sulfetos. Este dinamismo microbiano é muito evidenciados nos solos glei (Violante et al 2003). Em suma, estas reações bioquímicas ocorrem de forma natural e corresponde à disponibilidade de doadores e receptores de elétrons no solo.

Dessa forma, as características hidromórficas dos solos saturados com água são produtos da atuação conjunta de microrganismos, vegetação e atividade animal. Ao longo dos anos estes solos vêm sendo estudados de maneira crescente à medida que surgem novas análises sobre processos de áreas úmidas.

6.1.3. Solos Subaquosos

Demas & Rabenhorst (2001) atribuem a ocorrência de solos subaquosos em regiões de estuários a profundidades rasas (geralmente abaixo de cinco metros), em angras protegidas, pântanos, baías e nas partes a montante das barreiras de lagunas litorais.

Segundo Erich et. al. (2010), o termo "Subaquoso" é frequentemente utilizado para se referir aos solos subaquáticos e aos solos submersos. O autor explica que solos

subaquáticos são normalmente utilizados para designar solos que se formaram sob uma coluna de água contínua. Já os solos submersos, em algum momento tiveram parte da sua formação em ambiente subaéreo, e posteriormente continuaram seu processo de desenvolvimento debaixo de água por consequências do aumento do nível do mar, eventos de inundação ou lençóis freáticos elevados.

Demas & Rabenhorst (1999) descreveram em solos subaquosos processos pedogenéticos, incluindo adições de carbonatos e matéria orgânica, perdas de matéria orgânica e metais, translocação de oxigênio, bioturbação e transformações de substâncias húmicas e sulfetos. Reforçando os estudos, Schaefer et al. (2010), abordam que para a formação dos solos subaquosos, são necessárias a reunião de vários processos, nos quais podem ser incluídos: adições biogênicas de CaCO_3 , húmus da biota bentônica, bioturbação da macrofauna (moluscos e minhocas) e transformação química do enxofre passando pelo processo piritização. Erich et al. (2009), explicam que alguns desses processos pedogenéticos ocorrem em solos subaquosos de água doce.

Além da importância dos processos para a formação dos solos subaquosos, os fatores de formação também precisam ser destacados. Pela relação genética similar dos solos subaquosos com os sedimentos estuarinos, Demas & Rabenhorst (2001) observaram que os ambientes subaquáticos possuem situações diferenciadas dos terrestres e que dessa forma, a gênese de um solo subaquoso teria influência de fatores diferenciados.

Com a intenção de acomodar situações pontuais e, até então desconhecidas, do escopo dos cinco fatores clássicos (clima, organismos, relevo, material de origem e tempo), Demas & Rabenhorst (2001) sugeriram um modelo de equação $S_s = f(C, O, B, F, P, T, W, E)$. Esse modelo de equação reúne os fatores de formação de solos subaquosos (S_s). Foi observado que estes solos são produtos do: regime climático de temperatura (C), de organismos (O), da batimetria (B), do regime de fluxo (F), do material parental (P), do tempo (T), dos atributos da coluna de água (W) e de eventos catastróficos (E) (DEMAS & RABENHORST, 2001).

Quando se trata da influência do clima nos solos, sua dinâmica é bem diferenciada nos ambientes subaquosos. Nos solos de ambiente terrestre, é classicamente observado as variáveis de temperatura e precipitação. Já em um ambiente subaquoso, a influência da precipitação é insignificante a menos que se considere uma ligação de precipitação-erosão e deposição de materiais terrestres (RABENHORST & WILDING, 1986). No modelo proposto por Demas & Rabenhorst (2001) o fator clima está representado pela influência da

temperatura no desenvolvimento dos solos subaquosos. A temperatura é refletida, por exemplo, sobre a taxa de decomposição da matéria orgânica.

Os organismos são muito importantes no processo de formação dos solos subaquosos. Rhoads (1974) afirma que muitas vezes é possível haver a diferenciação de horizontes pela cor, quando são irrigados com água oxigenada pelas tocas bentônicas, e que os depósitos bênticos são fontes de alimento para os organismos que vivem no fundo, transferindo matéria orgânica de camadas anaeróbicas para a superfície. Chambers e Odum (1990) observaram que algumas macrófitas submersas criam placas ricas em ferro oxidado nos sedimentos próximos aos seus canais radiculares, devido ao bombeamento de oxigênio para as raízes. Demas & Rabenhorst (2001) concluíram que os organismos bênticos podem alterar os sedimentos de cinco formas: bioturbação, depleção do carbono orgânico, produção de agentes aglutinantes (Ex: mucosa), biodeposição e oxigenação de sedimentos anaeróbios.

Na gênese de solos subaquosos, o relevo não tem expressividade. Porém, o que se pode observar através dos estudos de Louderback (1939) é que a batimetria é um fator de origem e diferenciação de solos subaquosos, evidenciando que mudanças abruptas no tamanho dos grãos sugerem uma possível relação com a batimetria. Em águas profundas são encontradas texturas mais finas se comparadas a regiões mais rasas (Louderback, 1939). O fator batimetria sozinho não é responsável pela posição de um perfil de solo subaquoso na paisagem, mas ajuda a explicar os efeitos das ondas internas e das geradas pelo vento na superfície do solo. Demas & Rabenhorst (2001) explicam que em uma situação terrestre, o relevo pode determinar a expressão da hidrologia local. Em um ambiente subaquoso, ocorre o inverso, onde as condições hidrológicas tornam-se um fator de controle na expressão topográfica.

Outro fator levado em consideração a formação de solos subaquosos é o regime de fluxo, que se refere aos processos responsáveis pela suspensão, transporte e deposição de partículas induzidas pelo vento e por correntes (Cacchione e Southard, 1974). Em seus estudos, analisando os regimes de fluxos onde os solos submersos eram desenvolvidos, Demas & Rabenhorst (2001) observaram que os canais de alta energia eram dominados por materiais de texturas grossas, enquanto que em ambientes mais amplos e de baixa energia eram compostos por materiais com texturas siltosas.

Associada a batimetria, o regime de fluxo ajuda a moldar a topografia submersa e explica as diferenças de energias associadas às correntes e marés. Em conjunto, a batimetria e o regime de fluxo desempenham o mesmo papel genético que o relevo faz em ambientes de

solo terrestre (Demas et.al, 2001). Nos solos subaquosos, assim como nos solos terrestres, refletem sua composição química e mineralógica de acordo com o seu material de origem (Demas et.al, 2001).

O tempo como fator, também é incluído em solos subaquosos. De acordo com Demas & Rabenhorst (2001), embora muitas vezes não seja diretamente capaz de observar o efeito do tempo em solos subaquosos, seu papel pode ser inferido por exemplo, através do grau de bioturbação e dos diferentes tipos de terras submersas. O autor firma também que a maioria dos solos subaquosos são provavelmente jovens, podendo fazer analogia com os solos aluviais das planícies de inundação.

O fator associado aos atributos da coluna de água, explicam as variações nos constituintes químicos que as compõem, podendo diretamente influenciar nas características dos solos subaquosos. Sanford (1994) em seus estudos constatou que os perfis de solos submersos desenvolvidos em regiões de água doce são diferentes daquelas em ambientes salinos devido às variações de sulfato, sódio e outros elementos dissolvidos.

Sobre eventos catastróficos, Jenny (1980) afirmou que perfis de solos subaquáticos podem ser gravemente afetados por estes, e por isso é considerado também um fator de formação. Um evento catastrófico pode erodir vastas extensões de habitats rasos e provocar grandes alterações batimétricas, e por sua vez, gerar expressivas mudanças nas propriedades dos solos submersos da área afetada (Jenny, 1980).

Os solos subaquosos são descritos e mapeados sob a ótica dos fatores de formação de solo, interpretado por Jenny (1980), e tem seus processos físicos e químicos mensuráveis da mesma forma que nos solos submersos (Demas & Rabenhorst, 1999, 2001). Por coincidirem suas características químicas, físicas e mineralógicas, os solos trabalhados na presente pesquisa foram identificados como submersos.

6.2. Considerações Geológicas da Área de Estudo

6.2.1. Província do Parnaíba

Situada na região meio-norte brasileira, a sinéclise do Parnaíba, com área de aproximadamente 600.000 km² de superfície, é compreendida como Província Parnaíba. Está entre as bacias intracratônicas fanerozoicas brasileiras, desenvolvida sobre um embasamento continental durante o período de estabilização da Plataforma Sul-Americana (PFALTZGRAFF, 2010).

Segundo Loczy e Ladeira (1976), a Província Parnaíba do ponto de vista tectônico, representa um golfo intracratônico suavemente deformado, mostrando assimetria orientada no sentido NW-SE em sua parte mais alongada. Maziviero (2012) a descreve com uma morfologia circular e quase elíptica na direção do seu depocentro.

Essa conformidade morfológica foi decorrente de processos tectônicos evidenciados por flexuras, lineamentos e falhamentos que originaram as estruturas grabeniformes. (ALMEIDA & CARNEIRO, 2004; SILVA et.al, 2014).

Nela está compreendido quatro sítios deposicionais sobrepostos, separados por discordâncias estratigráficas com gêneses distintas: Bacia do Parnaíba (onde está localizada a área de estudo da pesquisa), Bacia das Alpercatas, Bacia do Grajau e Bacia do Espigão-Mestre (Figura 6) (BIZZI et al., 2003; PFALTZGRAFF, 2010).

6.2.2 Bacia do Parnaíba

A Bacia do Parnaíba ocupa aproximadamente metade da província em sua parte centro-sul. Compreende uma área de cerca de 400.000 km², abrangendo em maior extensão os estados do Piauí e Maranhão, além de recobrir porções significativas dos estados do Pará e Tocantins, e pequenas porções dos estados do Ceará e Bahia. Possui conexão com estratos em NW na África (Góes & Feijó 1994; Milani & Thomaz 2000).

Geologicamente é delimitada ao norte pelas Bacias de São Luís e Barreirinhas, separadas pelos arcos Ferrer-Rosário-Bacaba e Urbano Santos; ao sul separa-se da Bacia do São Francisco pelo arco homônimo; limita-se a leste, nordeste e sudoeste com rochas pré-cambrianas; e a oeste separa-se do Cráton Amazônico pela Faixa Tocantins-Araguaia. (SILVA et.al, 2014; ARAÚJO, 2017).

A Bacia do Parnaíba formou-se sobreposta a um substrato fortemente complexo e estruturado de rochas arqueanas, proterozoicas e provavelmente cambrianas pertencentes à Província Borborema. É formada também pelas faixas móveis Tocantins-Araguaia, Rio Preto, Riacho do Pontal, ígneas dos crátons Amazônico, São Luís e São Francisco, com grau baixo a intermediário de metamorfismo, podendo estas serem observadas em afloramentos nas faixas de dobramento que as circundam (MAZIVIERO, 2012; ARAÚJO, 2017;).

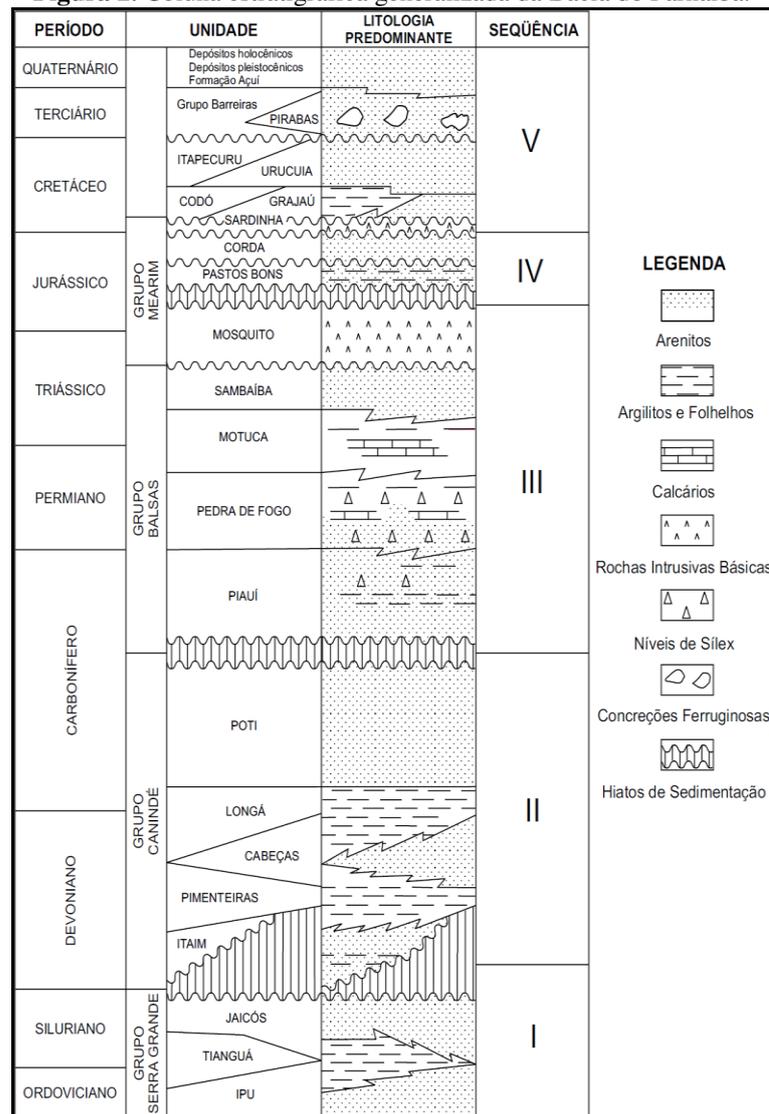
A coluna estratigráfica sedimentar da Bacia do Parnaíba (figura 2) possui uma espessura em torno de 3.500m nas proximidades centrais (Góes *et al.*, 1990), associados a ciclos de transgressões e regressões influenciados pela continentalização nos últimos estágios.

O início da deposição de sedimentos se deu sob condições climáticas frias variando entre temperadas a glaciais, alcançando sedimentação em condições quentes e áridas, parcialmente em conjunto ao magmatismo da Formação Mosquito, que por sua vez está associado à fase pré-rifte da abertura do Atlântico Leste (Góes *et al.*, 1993; Góes, 1995).

Decorrentes das marcantes transformações ambientais e estruturais na bacia, formou-se um novo ciclo transgressivo- regressivo, sob condições de mar raso e restrito, evidenciando uma sedimentação controlada por conjunturas severas de aridez, responsáveis pela deposição de evaporitos e pela formação de desertos no início e final do ciclo. O término do processo de deposição de sedimentos é atribuído a um soerguimento generalizado, resultante da Orogenia Gondwana (Zalán, 1991).

Segundo Figueiredo e Gabaglia (1986), a Bacia do Parnaíba é classificada como “Intracratônica de Interior Remoto – Amplos Arcos Regionais” ou “Intracontinental Cratônica Composta Complexa”. Essas classificações são baseadas em sua localização, seus atributos sedimentares e sua grande extensão referente a sua pequena espessura.

Devido à gênese e idades geológicas distintas, a Bacia do Parnaíba foi dividida estratigraficamente por Vaz *et al.* (2007) em cinco grandes sequências deposicionais: siluriana (Grupo Serra Grande); mesodevoniano-eocarbonífera (Grupo Canindé); neocarbonífera-eotriássica (Grupo Balsas); a sequência jurássica, que corresponde a Formação Pastos Bons; e a sequência cretácea, representada pelas formações Codó, Corda, Grajaú e Itapecuru. Finalizando o processo de evolução estratigráfica da bacia, os autores incluem os derrames e as intrusões magmáticas das formações Mosquito (Jurássico) e Sardinha (Cretáceo). Os pontos de afloramentos dos paleossolos trabalhados na pesquisa estão inseridos no domínio das rochas do Grupo Balsas.

Figura 2. Coluna estratigráfica generalizada da Bacia do Parnaíba.

Fonte: Góes et al. (1990)

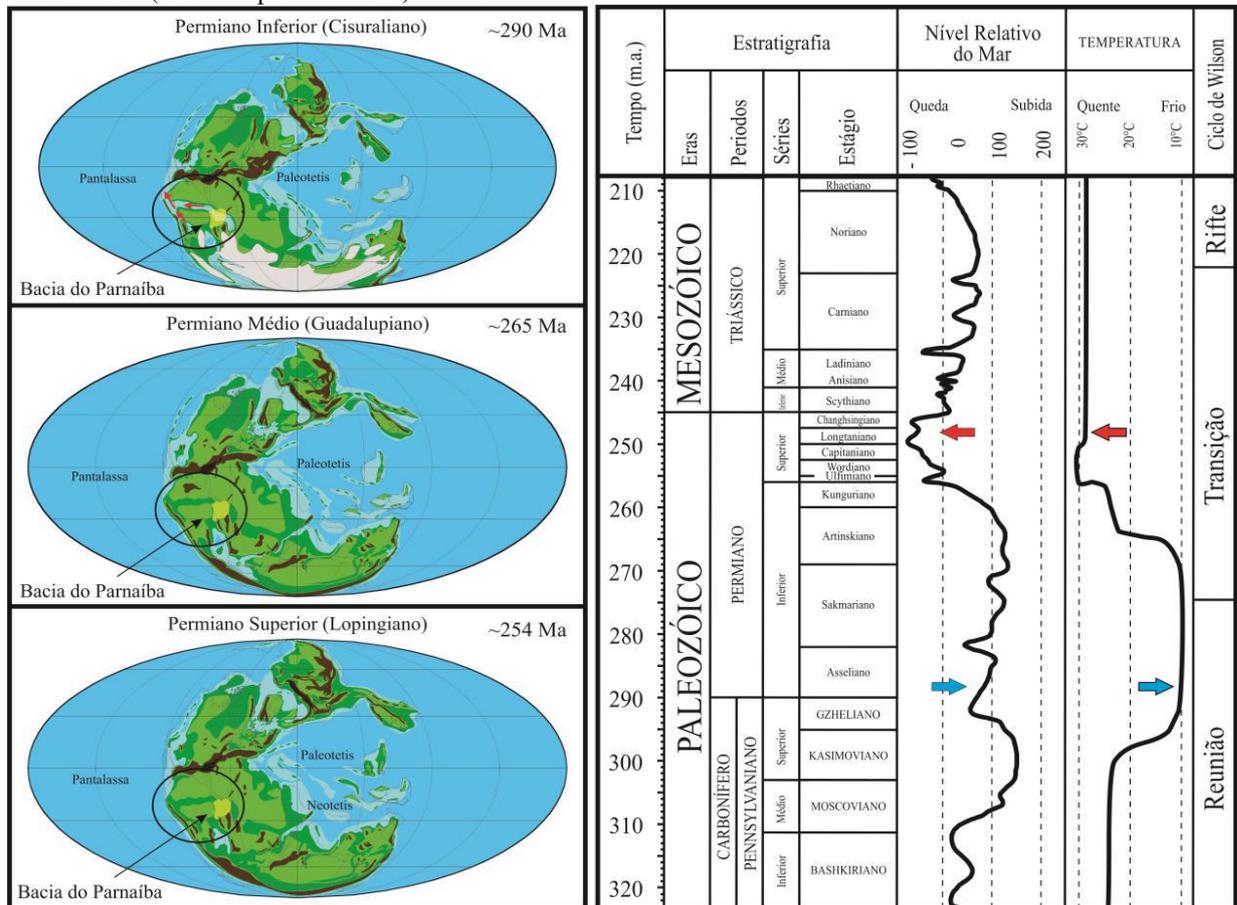
No Grupo Balsas, os principais eixos deposicionais sofreram deslocamentos em direção ao centro da bacia e os sistemas de mares abertos com ampla circulação e clima temperado foram substituídos por mares de restrita circulação e clima quente (Caputo, 1984).

As formações Piauí, Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba, nesta ordem de deposição, são as unidades estratigráficas que compõem o Grupo Balsas. Os paleossolos estudados no presente trabalho foram desenvolvidos dentro da Formação Pedra de Fogo, na qual pertence ao período Permiano, momento este que marca o último período da Era Paleozoica.

6.2.3. Período Permiano

O Permiano (figura 4) foi marcado pela transição climática de uma fase glacial para uma interglacial (Scotese et al., 1999), além de ter sido um período extremamente significativo do ponto de vista da biodiversidade, onde ficou conhecido pela maior extinção em massa já registrada na história biológica da Terra (Kiehl & Shields 2005). Segundo Araújo (2015), foram dizimadas 95% das espécies marinhas, entre elas os trilobitas, e cerca de 70% das espécies terrestres, a exemplo dos Pelicossauros e outros grupos de Sinápsídeos e muitos anfíbios que habitavam o supercontinente Pangeia.

Figura 3. Configuração paleogeográfica durante o período Permiano e sua relação com a temperatura e o nível médio do mar. A variação do nível médio do mar e da temperatura apontam condições de clima frio para o início do Permiano (indicado pela seta azul) sucedido.



Fonte: Golonka & Ford (2000) e Scotese et al. (1999), apud Araújo (2015).

Como evidenciam Ziegler et al. (1997) o Pangeia foi formado no início do período Permiano, através da grande movimentação das placas tectônicas, que acabaram promovendo a colisão dos continentes Gondwana e Laurásia. Durante o processo de colisão ocorreram uma série de soerguimentos gerando um conjunto de cinturões montanhosos tanto

no interior do continente, quanto nas suas bordas (Scotese et al., 1999). Os processos de soerguimento das montanhas no Pangeia promoveram significativas mudanças de ordens climáticas, principalmente no regime de entrada de umidade e circulação de ventos, promovendo assim intensa aridez no seu interior (Golonka & Ford, 2000).

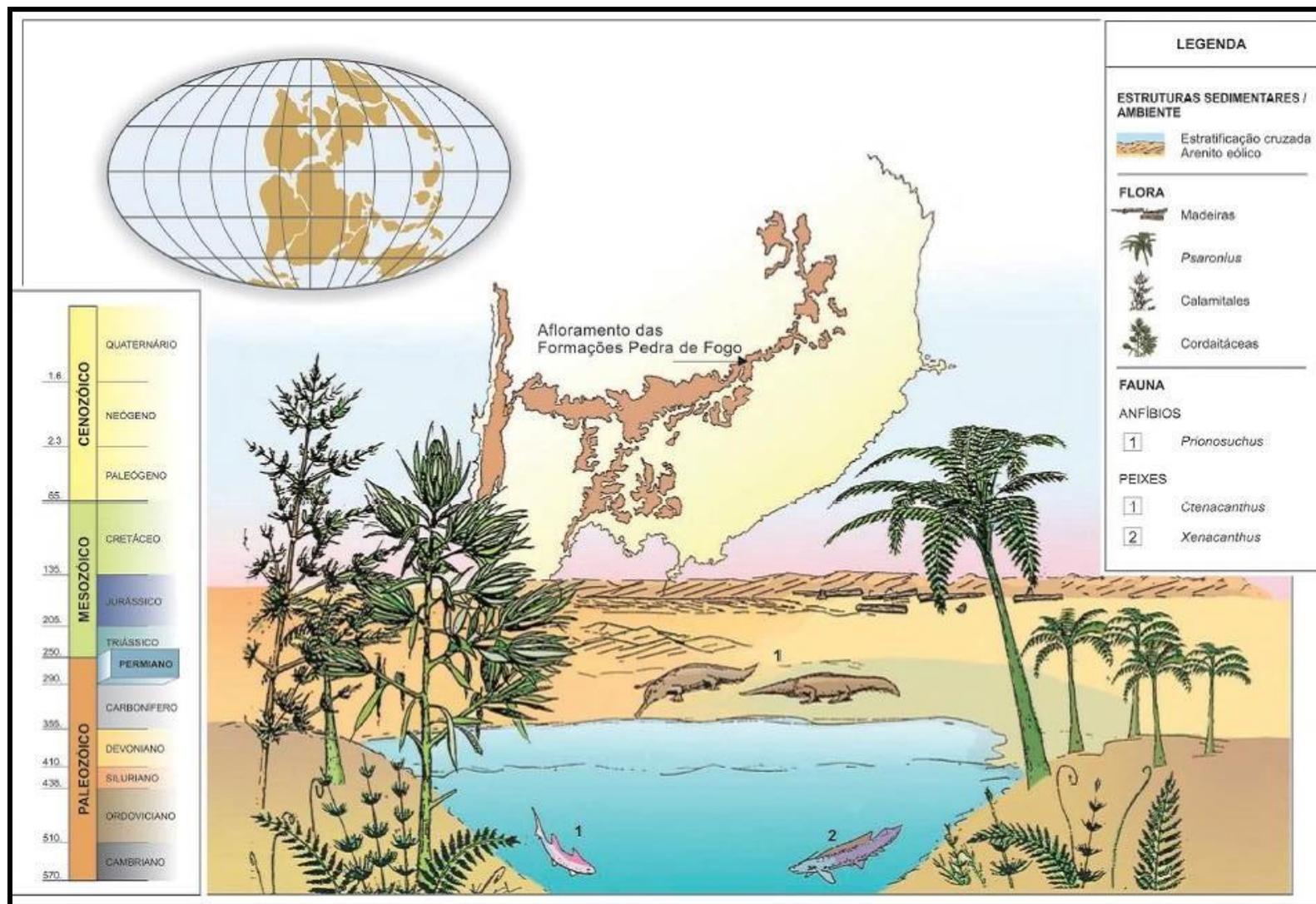
Chumakov e Zarkov (2003) explicam que outras dinâmicas que contribuíram para as mudanças climáticas nesse período foram as intensas e constantes erupções vulcânicas e prováveis diminuições nos valores do albedo planetário. A reunião de todos esses eventos dinâmicos, como mostra Courtillot e Renne (2003), culminaram para uma mudança climática extrema a nível global, passando de um estado glacial (início do Permiano), para climas quentes e de extrema aridez (final do Permiano).

Chumakov e Zharkov (2003) destacam eventos climáticos que ocorreram após as mudanças no clima no final do Permiano Inferior. Houve o derretimento da cobertura de gelo que recobria boa parte do Gondwana, ao passo que expandia a zona árida no Sul do continente. Por consequência desses eventos, as principais bacias sedimentares do Brasil (Amazonas, Paraná e do Parnaíba) foram ocupadas por mares quentes e rasos advindos de oeste, atribuídos às transgressões marinhas. (Chumakov & Zharkov, 2003). Em contrapartida, na área em que estavam havendo a expansão dos climas áridos a semiáridos, formaram-se zonas de *sabkhas*, estando estas caracterizadas pela deposição de sedimentos terrígenos-carbonáticos e evaporíticos no interior do continente.

Nas regiões periféricas do Pangeia, predominavam sedimentação carbonática em praticamente todos mares situados entre as longitudes 45° e 50° N, com plataformas e rampas carbonáticas bem desenvolvidas (Araújo, 2015)

Durante o Permiano, havia uma ciclicidade compreendida por fases transgressivas e regressivas. Os períodos regressivos incluíam climas quentes e áridos, com manifestações biológicas representadas pelos estromatólitos. Já no intervalo transgressivo, no membro superior da Formação Pedra de Fogo, as evidências tendem mudanças para climas quentes e úmidos, alternando novamente para quente e árido, com a presença de remanescentes vegetais de grande porte preservados por silicificação (Santos & Carvalho 2009).

Figura 26. Reconstituição paleobiológica do Permiano na Bacia do Parnaíba



Fonte: Santos e Carvalho (2009)

6.2.4. Formação Pedra de Fogo

A Formação Pedra de Fogo, foi mapeada por técnicos da PETROBRAS, que identificaram o deslocamento das áreas de subsidência para o centro e para o oeste da Bacia sedimentar do Parnaíba. A denominação Pedra de Fogo foi proposta por Plummer (1946) para delimitar a sequência de camadas de folhelho e chert com madeiras petrificadas, entre os municípios de Pastos Bons e Nova Iorque no estado do Maranhão. Esta unidade está distribuída nos estados do Piauí, Maranhão e Tocantins, aflorando nas regiões centro-leste, centro-oeste e centro-sul da bacia, com eixo de deposição deslocado para oeste (Santos et. al., 2009).

A Formação Pedra de Fogo ocorre em superfície com espessura em torno de 100 m. Com base em uma revisão estratigráfica realizada por Pinto & Sad (1986) esta unidade foi subdividida em três membros, conforme a variação de espessura e litologia (Faria Jr. & Truckenbrodt, 1980), denominados de: Membro Inferior (Silex Basal), Membro Médio e Membro Superior (Trisidela).

Segundo Dias-Brito et al. (2009), há sérias contestações em relação a idade estratigráfica das duas formações que compõem o Permiano. Uma das dificuldades está relacionada a deficiência de bons indicadores, a exemplo de fósseis-guia, afetando assim a correta datação destas rochas. Vários autores, utilizando-se de diferentes métodos de investigação, trataram que a Formação Pedra de Fogo estaria inserida no intervalo Carbonífero-Permiano. Com o passar do tempo, houve um acordo posicionando-a no Permiano (Dias-Brito et al., 2009).

6.2.5 Caracterizações da litologia.

A Formação Pedra de Fogo é composta por sílex, calcário oolítico e pisolítico, siltito, arenito fino e médio, folhelho e anidrita depositados durante o eo a neopermiano (Góes e Feijó 1994).

Seu processo de sedimentação ocorreu ciclicamente, podendo ser descrito do topo para a base por folhelho carbonoso, siltito esverdeado, arenito com restos de madeira, siltito verde amarelado, calcário rosa acinzentado e chert com concreções, folhelho verde com restos de plantas, calcário oolítico com mesclagem de folhelho, folhelho verde com restos de madeira e folhelho roxo. Em algumas ocorrências os estratos de arenito podem expor camadas milimétricas de carvão (Aguiar, 1971).

Sobre a composição mineralógica existente na Formação Pedra de Fogo, Faria Junior & Truckenbrodt (1980) descreve:

Os minerais argilosos que ocorrem com mais frequência na Formação Pedra de Fogo são a esmectita e ílita e, subordinadamente, os interestratificados ílita-montmorilonita e clorita-montmorilonita. A caulinita é também comum, mas sendo produto de alteração de rochas intemperizadas. Em escala reduzida ocorre a clorita. Quartzo e feldspato são essencialmente de origem clástica. Os principais minerais pesados transparentes por ordem de abundância são: granada, turmalina, estauroлита, zircão, rutilo, apatita e cianita. Os arenitos pedra de fogo são normalmente finos e classificam-se em subarcósios, sublitoarenitos e arenitos líticos (FARIA JUNIOR & TRUCKENBRODT, 1980, p.739)

6.2.5.1 Litologia membro inferior (sílex basal)

Membro *Sílex* Basal possui ampla distribuição na Bacia do Parnaíba, constituído por siltitos e folhelhos interpostos por bancos dolomíticos, com abundantes concreções e horizontes silicosos (Santos et al., 2009; Andrade et al., 2014).

Em trabalhos realizados recentemente por Conceição et. al. (2016), descobriram no membro sílex basal uma nova área de fósseis vegetais, localizada no Estado do Maranhão, inserida nos municípios de Duque Bacelar e Coelho Neto. Dentro dessa área foram identificados aproximadamente cinco afloramentos, associados especialmente à lenhos gimnospérmicos de grande porte, com alguns exemplares em posição de vida. Foram encontrados também, caules em posições horizontais de samambaias do gênero *Psaronius*.

6.2.5.2 Litologia membro médio

Como mostra Andrade et al. (2014), o Membro Médio ocorre de forma significativa na região central da bacia, tendo neste local as melhores definições dos limites estratigráficos. Sua estrutura é formada, da base para o topo, por arenitos e/ou siltitos, em outras ocasiões carbonáticos, se estendendo até as intercalações de folhelhos com *sílex*. Há ocorrência também, de horizontes silicificados aparentando ser algas estromatolíticas, sobrepostos a bancos carbonáticos com gretas de contração centimétricas preenchidas por *sílex* e calcita, na maioria dos casos.

Faria Junior & Truckenbrodt (1980) descrevem que na parte média encontram-se arenitos seguidos até o topo por ciclotemas de siltitos, folhelhos e bancos carbonáticos com pequenas concreções de sílica. Santos et al. (2009) complementa que o Membro Médio é

composto por camadas de arenitos finos com estratificações cruzadas, contendo acanhadas concreções silicosas

Faria & Truckenbrodt (1980) identificaram ocorrências de estromatólitos localizados no Membro Médio, que constituem biostromas suavemente ondulados, domados, com topo e base irregulares. Os níveis de estromatólitos são parcialmente silicificados com cerca de 15cm de espessura, com extensão lateral, e estão associados a bancos dolomíticos e gretas de dessecação. São interpretados como de ambiente raso, com exposição subaérea.

Walter (1976) considera que a ocorrência de estromatólitos seria indicativa de ambientes marinhos pouco profundos, de maré, com pequena agitação de ondas e correntes. Contudo, pelos estudos e interpretações fundamentadas em estromatólitos mais recentes, eles ocorrem em âmbitos marinhos e continentais.

6.2.5.3 Litologia Membro Superior (trisdela)

Sobre o Membro Superior, também conhecido como membro Trisdela, inicia-se com intercalações laminares de folhelhos e níveis descontínuos de sílex, com brechas intraformacionais, que incidem para novos ciclotemas (FARIA JR. E TRUCKENBRODT, 1980). Andrade et al. (2014) descrevem que o membro trisdela aflora principalmente nas regiões central e oeste da Bacia do Parnaíba.

É formado por bancos dolomíticos intercalados por siltitos e folhelhos carbonáticos. A base do membro superior é caracterizada por intercalações laminares de folhelhos cinzas-esverdeados com níveis milimétricos e descontínuos de sílex, ocorrendo brechas intraformacionais (Andrade et al., 2014).

No topo do Membro Superior, são encontradas grandes concentrações de materiais fossilíferos, bem como madeiras silicificadas, geralmente pertencentes ao gênero *Psaronius* (CALDAS et al., 1989). Intercala arenitos finos, siltitos folhelhos e bancos carbonáticos.

O trabalho desenvolvido por Andrade et al. (2014), sugeriu que o ambiente do Membro Trisdela da Formação Pedra de Fogo teria o nível freático relativamente elevado, com predomínio de subsidência contínua local/regional. Esse tipo de associação pode vir a se desenvolver solos hídromórficos.

A ocorrência de madeiras fósseis, como mostra Santos et al. (2009) está associada aos siltitos e arenitos finos avermelhados com manchas brancas, pertencentes às partes mais superiores da formação.

Os paleossolos estudados no presente trabalho, estão inseridos no Membro Trisidela da Formação Pedra de Fogo. Este membro teve um estudo aprofundado sobre as fácies e os processos sedimentares por Andrade (2014), onde o descreveu detalhadamente (Tabela 1).

Tabela 1. Fácies e processos sedimentares da parte superior da Formação Pedra de Fogo.

FÁCIES	DESCRIÇÃO	PROCESSOS
<i>Chert</i> (Ch)	Camadas tabulares, de decimétricas a métricas lateralmente contínuas de <i>chert</i> com concreções e feições de porosidade tipo <i>vug</i> .	Formação de carbonatos, posteriormente substituídos por sílica
Pelito laminado a maciço com troncos (Plt)	Camadas de decimétricas a métricas, tabulares e lateralmente contínuas de pelito laminado cinza-esbranquiçado, com troncos silicificados, dispostos horizontalmente ao acamamento. Camadas centimétricas tabulares de arenitos finos intercalam-se com os pelitos.	Deposição a partir de suspensão em ambiente de baixa energia. Processo de silicificação sindeposicional a eodiagenética da madeira.
Pelito com laminação plana a ondulada com troncos (Ppo)	Camadas tabulares de pelito cinza-esbranquiçado, de decimétricas a métricas, com grande extensão lateral, e laminação ondulada que lateralmente passa para plano-paralela. Localmente, ocorrem abundantes fragmentos de troncos silicificados (até 50 cm de diâmetro por 1,5 m de comprimento).	Alternância entre processos de tração e suspensão, e migração de marcas onduladas.
Pelito/arenito com laminação convoluta (P/Ac)	Camadas tabulares de centimétricas a decimétricas, lateralmente contínuas, de arenito fino com laminações convolutas.	Deposição por fluxos densos unidirecionais. Ajustamento plástico entre litologias saturadas em água.
Pelito/arenito com laminação cruzada cavalgante (Pcc)	Camadas centimétricas de pelito e arenito fino cinza-avermelhado, lateralmente contínuas, com laminação cruzada cavalgante subcrítica e gretas de contração.	Deposição a partir de suspensão alternando com correntes trativas e migração de marcas onduladas. Exposição subaérea esporádica.
Pelito laminado com concreções silicosas (Pls)	Pelito cinza-avermelhado contendo abundantes concreções silicosas (“bolachas de <i>chert</i> ”). Lâminas crenuladas de <i>chert</i> e nódulos silicificados também ocorrem associados ao topo dos arenitos. As lâminas são interpretadas como estromatólitos silicificados. Nódulos de sílica com formato tipo “pipoca” são interpretados como evaporitos substituídos.	Deposição a partir de suspensão em águas rasas e quentes. Produção de esteiras microbiais. Substituição dos carbonatos e evaporitos por sílica.
Pelito silicificado com laminações crenuladas (Plc)	Pelito silicificado com lâminações crenuladas milimétricas, escuros e abundantes nódulos e pseudonódulos silicificados no topo dos arenitos, interpretadas como estromatólitos. Finas intercalações no topo de pelitos e <i>sílex</i> com gretas de contração e <i>tepees</i> .	Deposição a partir de suspensão, com produção de esteiras microbianas em águas rasas e calmas. Silicificação e exposição subaérea.
Pelito com <i>wavy/linsen</i> (Pwl)	Alternância milimétrica entre arenitos finos e pelitos, de creme-esbranquiçados a amarelo-claros, com esporádicas laminações cruzadas a onduladas. Presença de “ <i>curled flakes</i> ”, “ <i>ripples clasts</i> ” e gretas de contração.	Alternância de tração e suspensão relacionada a processos subaquáticos. Posterior exposição subaérea e em parte erosão.
Arenito com laminação cruzada incipiente (Aci)	Camadas tabulares de centimétricas a decimétricas de arenitos finos a médios, cinza esbranquiçados com grãos subarredondados expressando laminação	Migração de formas de leito em regime de fluxo inferior sob ação de correntes

	cruzada incipiente. A base das camadas é marcada por <i>lags</i> com fragmentos de <i>chert</i> .	desconfinadas em leito plano.
Arenito maciço (Am)	Camadas tabulares centimétricas e lateralmente contínuas de arenitos muito finos, com acamamento maciço.	Rápida deposição por fluxos densos, associada com processo de liquefação.
Arenito fino com estratificação cruzada sigmoidal (As)	Arenitos de finos a médios, cor creme esbranquiçado com lobos sigmoidais com <i>sets</i> de até 1,5 m de espessura e migração preferencial para SE. Ocorrem superfícies de reativação e <i>foresets</i> recobertos por pelito laminado e acamamentos maciços. Lateralmente, os <i>foresets</i> tendem a se horizontalizar com laminações planas a onduladas e laminação cruzada cavalgante supercrítica no <i>toe set</i> . Formam ciclos granocrescentes ascendentes com as fácies pelíticas. Presença de acamamento maciço.	Migração de macro-formas de leito sob fluxo unidirecional e rápida desaceleração. Acamamento maciço relacionado à rápida sedimentação e processo de liquefação. Migração de marcas onduladas.
Arenito fino com estratificação (cruzada <i>swaley</i> (Asw)	Camadas tabulares com até 0,6 m de espessura de arenito fino a médio, coloração creme-esbranquiçada, por vezes síltico, com grãos angulosos a subanguloso com estratificação cruzada <i>swaley</i> , de até 1 m de comprimento e 20 cm de altura.	Deposição por fluxo combinado predominantemente oscilatório relacionado ao declínio de tempestades.
Arenito fino com laminação plano-paralela/cruzada de baixo ângulo (Alp)	Camadas tabulares decimétricas de arenito fino creme-esbranquiçado com laminação plano-paralela e cruzada de baixo ângulo.	Fluxo oscilatório com predomínio de correntes unidirecionais (<i>flat bed</i>).
Arenito com laminação ondulada a maciço (Aom)	Camadas centimétricas de arenito fino, síltico, com laminação ondulada a maciço, com cimento carbonático e eventuais níveis de <i>silex</i> .	Deposição a partir de suspensão em ambiente de baixa energia, com esporádicas correntes unidirecionais. Acamamento maciço relacionado à liquefação (?), silicificação local.
Arenito com estratificação cruzada tangencial (At)	Arenitos de finos a médios, brancos com grãos bem selecionados e bem arredondados e alta esfericidade. Ocorrem em camadas tabulares com <i>sets</i> de estratificação cruzada 2D de pequeno a médio porte, base tangencial e migração para E-SE, com inclinação de até 32°. Superfícies de reativação e gradação inversa.	Migração de dunas eólicas 2D de pequeno a médio porte e de “ <i>wind ripples</i> ”.
Arenito fino com laminação cruzada cavalgante subcrítica transladante (Alt)	Camadas tabulares de arenitos finos, com grãos bem selecionados e bem arredondados, creme-esbranquiçado com laminação cavalgante transladante subcrítica.	Saltação e arraste de grãos sob condições subaéreas, formando “lâminas” quase-paralelas ou de ângulo baixo.
Arenito com estratificação cruzada sigmoidal (Acs)	Arenitos finos a médios esbranquiçados. <i>Mud drapes</i> descontínuos recobrem os <i>foresets</i> sigmoidais. Lateralmente o <i>toe set</i> exhibe laminações cruzadas cavalgante supercrítica, com clastos tabulares.	Migração de formas de leito sob fluxo unidirecional e rápida desaceleração. Deposição por tração e suspensão com migração de marcas onduladas e retrabalhamento de <i>mud drapes</i>
Arenito com estratificação cruzada acanalada (Aa)	Arenitos de médios a grossos, arranjados em <i>sets</i> de estratificação cruzada acanalada com até 0,7 m de espessura. Na base das escavações ocorrem fragmentos de troncos silicificados de até 0,3m de diâmetro.	Migração de formas de leito 3D sob fluxo unidirecional em regime de fluxo inferior.
Conglomerado intraformacional maciço (Cim)	Camadas tabulares centimétricas de conglomerado intraformacional, maciço, com clastos de argilito, subangulosos a subarredondados dispersos em matriz	Deposição a partir de correntes trativas unidirecionais em canais

	areno-argilosa.	desconfinados/espraiados.
Conglomerado extraformacional maciço (Cem)	Camada centimétrica de ortoconglomerado polimítico, com seixos subangulosos a subarredondados com até 10 cm de diâmetro.	Depósitos em eixo de canal (<i>lags</i>) a partir de correntes unidirecionais de alta energia.

Fonte: Andrade (2014)

Santos e Carvalho (2004) expõem que a sequência sedimentar da Formação Pedra de Fogo inicia-se com arenito róseo com granulação bimodal e estratificação cruzada de grande porte, configurando dunas gigantes com base plana. Possui intercalação com níveis de oncólitos e esteiras algálicas, com o arenito apresentando laminação lenticularizada, gretas de dissecação e *tepees* em direção ao topo da sequência.

Conforme Faria Jr. e Truckenbrodt (1980), as concentrações maiores de sílex ocorrem nos Membros Silex Basal e Trisidela, em associação direta com rochas carbonáticas. Os principais constituintes são sílica microcristalina, calcedônia e rara quartzina. Estas concreções foram geradas por silicificação inicial e tardia, processos inorgânicos de precipitação em ambientes restritos com pH elevado e intensa evaporação. Para os nódulos e concreções, os mesmos autores atribuíram origem diagenética, a partir da substituição de carbonatos. Sugeriram, ainda, uma possível origem vulcânica para explicar o processo de silicificação, devido aos intensos processos de vulcanismos ocorridos durante o Permiano em outras regiões do planeta.

6.2.6. Acervo Fossilífero

Os fósseis animais e vegetais são excelentes bioindicadores, além de importantes ferramentas de auxílio para interpretações paleoambientais em uma determinada área.

De acordo com Neregato et al. (2017), os estudos sobre os fósseis da fauna e especialmente da flora do Permiano da Bacia do Parnaíba são bem conhecidos, tendo o *Psaronius brasiliensis* (coletado na Formação Pedra de Fogo) como o primeiro táxon de planta fóssil descrito formalmente no Brasil. Contudo, diante das pesquisas recentes, uma discussão contrária aos estudos anteriores foi levantada por Ianuzzi et. al. (2018), que defendem que os acervos fossilífero, antes identificados como pertencentes da Formação Pedra de Fogo, na verdade estão vinculados a Formação Motuca. Esse apanhado de fósseis se encontra na região

de Araguaína-Filadélfia (TO), onde nenhum dos fósseis vegetais dessa região foram encontrados *in situ* na Formação Pedra de Fogo.

Depois dessa nova reorganização dos fósseis nas unidades litoestratigráficas adequadas, observou-se que a paleoflora descrita da Formação Pedra de Fogo não tem até o momento grandes diversificações. É constituída por espécies endêmicas (*Psaronius brasiliensis*, *P. Arrojadoi*, *Ciclostigma brasiliensis*), e também com relatos de fragmentos de material impressos de *Pecopteris*, Calamitas, folhagem *Callipterid* e folhetos de *Sphenophyllum* (Iannuzzi, 2018).

A tabela 2 reúne informações atualizadas acerca dos dados sobre estes vegetais fossilizados para serem melhores utilizados dentro dos estudos paleontológicos e de áreas afins.

Tabela 2. Afloramentos fitofossilíferos na Formação Pedra de Fogo da margem NE da Bacia Sedimentar do Parnaíba.

Taxon	Higher taxonomic rank	Geological unit	Parnaíba Basin localities and reporting authors	Other records of the genus
<i>Cyclostigma brasiliensis</i>	<i>Lycophyta</i>	Pedra de Fogo	Carolina (Iannuzzi & Scherer 2001)	Gondwana
<i>Psaronius brasiliensis</i>	<i>Marattiales Psaroniaceae</i>	Pedra de Fogo/Motuca	Oieras–Amarante (Brongniart 1872) Araguaína–Filadélfia (Rößler & Noll 2002)	Paraná Basin, Germany,
<i>Psaronius arrojadoi</i>		Pedra de Fogo/Motuca	Chapada do Jaboti (Pelourde 1914; Herbst 1985) TFTNM (Tavares 2011)	France, USA and China

Fonte: Adaptada, Iannuzzi et. al. (2018)

Sobre os fósseis da paleofauna, estes foram coletados pela primeira vez na década de 1940 (Price, 1948). Contudo, foram nos últimos anos que os estudos se intensificaram, trazendo um significativo e diversificado conjunto da fauna da Formação Pedra de Fogo (Cisneros et al. 2015).

Até antes da última década, os levantamentos da fauna estavam concentrados em pontos específicos, mais precisamente nas áreas próximas aos municípios maranhenses de Pastos Bons e Nova Iorque. Contudo, com os avanços significativos nos estudos, foram encontrados em outras localidades novos sítios fossilífero na parte NE da bacia, nos municípios de Nazária (PI), Monsenhor Gil (PI), Palmeirais (PI) e Timon (MA). Essas pesquisas

resultaram no descobrimento das espécies de anfíbios (*Timonya annea*, *Procuhy nazariensis*) e de um réptil (*Captorhinikos*).

Figura 27. Reconstituição dos anfíbios *Timonya annea* (a esquerda) e o *Procuhy nazariensis* (a direita) com 278 milhões de anos.



Fonte: Cisneros (2015)

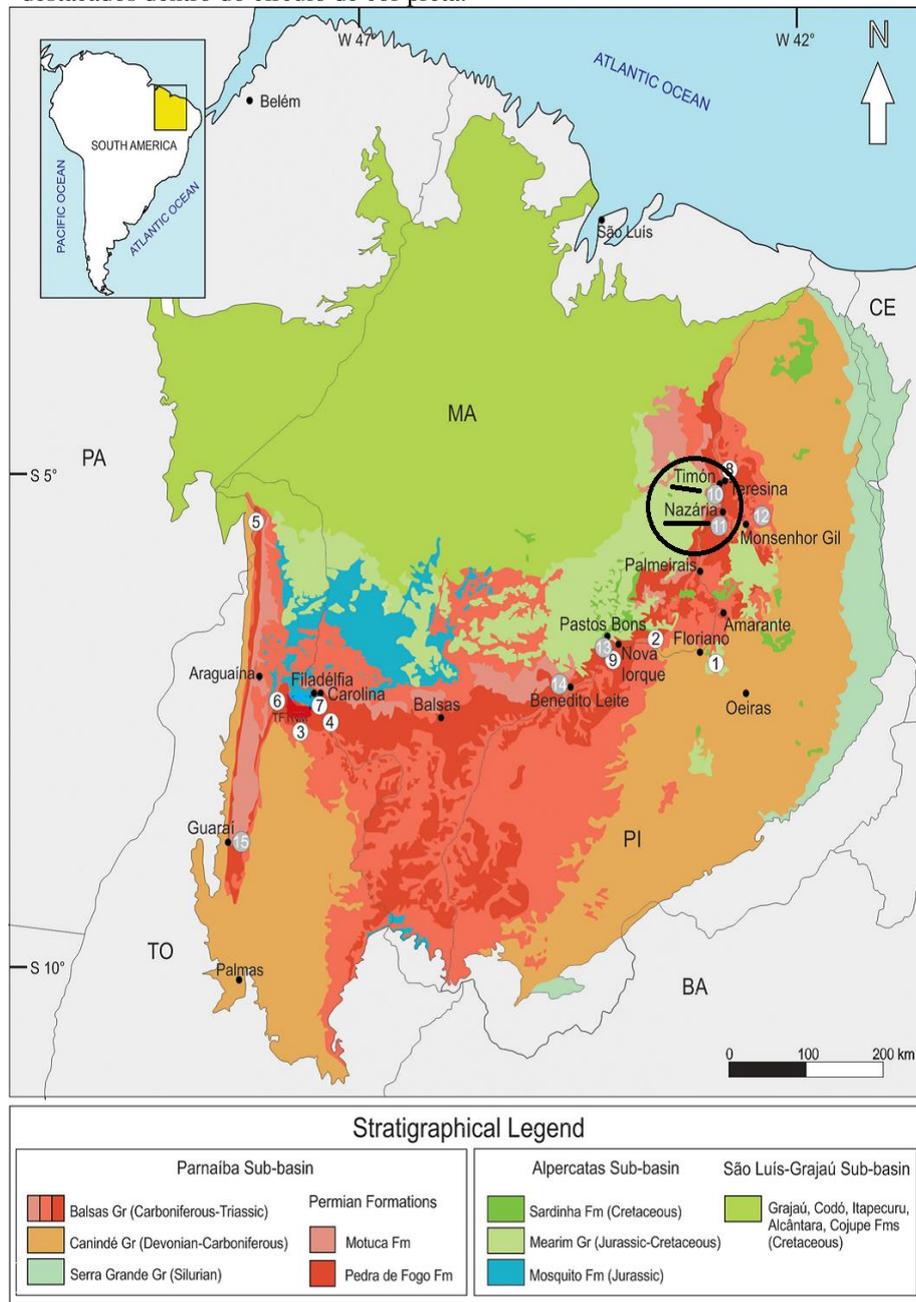
Após tais descobertas, observaram que embora a região NE da Bacia do Parnaíba seja contemporânea à porção central da mesma, as duas possuem fortes diferenças faunísticas. De acordo com Cisneros et. al. (2015), os tetrápodes são muito comuns na parte leste da bacia, enquanto que os condroítios e celacantos, ou seja, animais com habitat marinho não aparecem. Em contrapartida, os animais com hábitos marinhos eram abundantes no depocentro da bacia e os anfíbios apareciam de forma mais rara (Cisneros et. al, 2015).

Os fósseis impressos encontrados na Formação Pedra de Fogo são de assembleias parautóctones, que permaneceram preservadas em áreas próximas a linhas de costa, lagunas ou pântanos costeiros (Iannuzzi e Scherer, 2001).

Os materiais fossilíferos encontrados estão associados a comunidades de plantas terrestres, peixes e anfíbios de água doce. Embora tenha sido observado a presença de possíveis

animais marinhos, semelhantes aos atuais tubarões, no paleozoico estes animais também habitavam ambientes interiores de água doce e salobras.

Figura 28. Mapa da Bacia do Parnaíba. As numerações indicam os locais que se encontram os principais fósseis catalogados. Os vegetais fossilizados estão representados pelos círculos brancos e os fósseis de vertebrados estão representados pelos círculos cinzas. Os municípios estudados na pesquisa estão sublinhados e destacados dentro do círculo de cor preta.



Fonte: Goés (1995) e CPRM (<http://geosgb.cprm.gov.br>) apud Iannuzzi et. al (2018), com adaptações.

Iannuzzi et. al (2018) defendem que, embora a Bacia do Parnaíba compartilhe alguns táxons com as províncias biogeográficas Euroamericanas e do Gondwana, ela

provavelmente tenha feito parte de uma província biogeográfica distinta. O seu alto grau de endemismo faunístico (tabela 3) e florístico deduz essa possível distinção. Porém, a falta de estudos da biota de bacias permianas adjacentes a do Parnaíba, dificultam o processo de catalogação e interpretação.

Tabela 3. Vertebrados da Formação Pedra de Fogo

Taxon	Higher taxonomic rank	Geological unit	Parnaíba Basin localities and reporting authors	Other records of the taxon
<i>Anisopleurodontis pricei</i>	Chondrichthyes Holocephali	Pedra de Fogo/ Motuca	Benedito Leite (this work) Pastos Bons (Santos 1990) Nova Iorque (this work)	Endemic
<i>Itapyrodus punctatus</i>		Pedra de Fogo	Pastos Bons (Santos 1994) Palmeirais (Cisneros <i>et al.</i> 2015) Benedito Leite, Nova Iorque (this work)	Itati Formation, Paraná Basin (Chahud <i>et al.</i> 2010)
<i>Glikmanius sp.</i>	Chondrichthyes Elasmobranchii	Pedra de Fogo	Guaraí (Richter 2008; Alves 2010)	Russia, UK and USA (Ginter <i>et al.</i> 2005)
<i>Sphenacanthus maranhensis</i>		Pedra de Fogo	Pastos Bons (Santos 1946)	Endemic
<i>Taquaralodus albuquerque</i>		Pedra de Fogo	Pastos Bons (Santos 1946)	Itati Formation, Paraná Basin (Chahud & Petri 2010)
<i>Rubencanthus diplotuberculatus</i>		Pedra de Fogo	Pastos Bons (Figueroa & Gallo 2017)	Endemic
<i>Sphenacanthus ignis</i>		Pedra de Fogo	Pastos Bons (Figueroa & Gallo 2017)	Endemic
<i>Bythiacanthus lopesi</i>		Pedra de Fogo	Pastos Bons (Figueroa & Gallo 2017)	Endemic
<i>Brazilichthys macrognathus</i>	Actinopterygii 'Palaeonisciformes'	Pedra de Fogo	Pastos Bons (Cox & Hutchinson 1991)	Endemic
<i>Prionosuchus plummeri</i>	Temnospondyli Platyposauridae	Pedra de Fogo	Pastos Bons (Price 1948; Cox & Hutchinson 1991) Nazária (Cisneros <i>et al.</i> 2015)	Endemic
<i>Timonya annea</i>	Temnospondyli Dvinosauria	Pedra de Fogo	Nazária, Timon (Cisneros <i>et al.</i> 2015) Palmeirais (this work)	Endemic
<i>Procuhy nazariensis</i>		Pedra de Fogo	Nazária (Cisneros <i>et al.</i> 2015)	Endemic
<i>Captorhinikos sp.</i> (Captorhinus aguti of Cisneros <i>et al.</i> 2015)	Reptilia Captorhinidae	Pedra de Fogo	Nazária (Cisneros <i>et al.</i> 2015)	North America (various authors)

Fonte: Ianuzzi *et al.* (2018)

6.2.7. Ambiente deposicional

De acordo com Faria Junior & Truckenbrodt (1980), a Formação Pedra de Fogo teve seu processo de deposição em ambiente marinho, restrito, raso, variando de transicional, deltaico, a nerítico raso.

Neste processo de acúmulo de material pode ser descrita uma interpretação paleoambiental supondo uma regressão associada ao avanço do ambiente desértico sobre planícies costeiras. No topo, a sequência sedimentar tem caráter transgressivo com deposição de pelitos sobrepondo o arenito (SANTOS E CARVALHO, 2004).

Araújo (2001) partindo de estudos trata que o processo de sedimentação ocorreu em ambiente marinho de águas relativamente rasas, com oscilações para águas profundas. A presença de chert e anidrita indicam também momentos em que a deposição ocorreu em ambiente marinho restrito, em clima semiárido a árido.

Contudo, em estudos recentes na Formação Pedra de Fogo, pesquisadores trouxeram uma nova discussão questionando o ambiente deposicional. De acordo com Cisneros et al (2015), os afloramentos da Formação Pedra de Fogo na margem leste da Bacia do Parnaíba possuem características de ambiente terrestre, com a presença abundante de formações lacustres, áreas de várzeas e depósitos de canal.

Sobre as condições climáticas do Permiano, os autores associam esse período a um clima quente e semiárido, evidenciados também pela deposição sedimentar presença de evaporitos, e com vegetais fósseis que revelam condições estruturais para resistir a períodos de estiagem. Contudo, boa parte da fauna encontrada exigia ambientes com corpos d'água perene, a exemplo do anfíbio gigante *Prionosuchus plummeri*.

A explicação seria que a Bacia do Parnaíba embora estivesse situada no cinturão desértico do Permiano, poderia ter passado por situações climáticas que viessem a favorecer o surgimento de um mar epicontinental ou um grande complexo lacustre. Pois como afirma Cox e Moore (2005), a associação de grandes corpos d'água com uma topografia acidentada favorecem a mudança na circulação atmosférica, podendo gerar climas regionais-locais com condições mais úmidas.

Com o conjunto dessas informações Cisneros et. al. (2015) sugeriram que haviam condições diferenciadas no NE da bacia, com lagos continentais alcalinos, lagoas, zonas úmidas e planícies aluviais com canais aluviais sazonares.

Concordando com os novos levantamentos, Iannuzzi et. al (2018), reforçam a importância da realização de uma nova reavaliação dos trabalhos anteriores que abordam a influência de ambientes marinhos para a Formação Pedra de Fogo, pois as assembleias fósseis encontradas nas prospecções paleontológicas da última década nesta formação, traduzem ambientes terrestres.

7. RESULTADOS

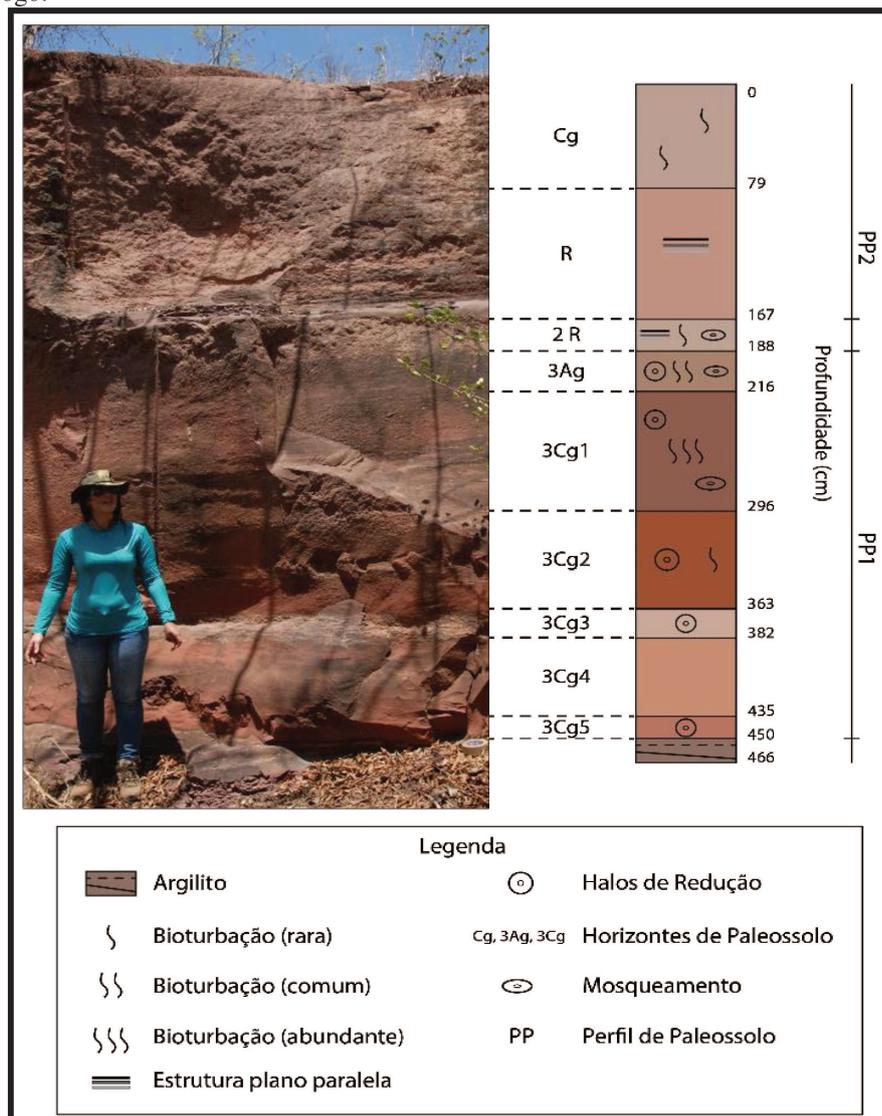
7.1 Macromorfologia dos paleossolos

7.1.1. Ponto Timon 1

No ponto Timon 1 (Figura 7), o perfil de paleossolo (PP)1 possui 262 cm de espessura contendo seis horizontes, com cores variando de Cinzento-avermelhado (10R 6/1), Vermelho-acinzentado (10R 5/4), Vermelho-claro-acinzentado (10R 6/3; 10R 7/2), Vermelho (10R 5/6), Branco-rosado (10R 8/2) e Branco (10R 8/1; 2,5Y 8/1). Abaixo dos horizontes há um argilito pastilhado de cor Cinzento-avermelhado (10R 5/1).

Os horizontes estão silicificados ao longo do perfil 1, apresentando texturas argilosas com presença de areia fina e estrutura maciça. Há uma conformidade nos horizontes sobre a existência de mosqueados, exceto no 3Cg4.

Figura 29. Ponto Timon 1, Perfis de Paleossolos da Formação Pedra de Fogo.



No que se refere a presença e concentração de bioturbações, estas estão distribuídas de formas diferentes em três do total de seis horizontes. O horizonte 3Ag possui bioturbação comum de até 5mm preenchidas por material grosso, com halos de redução e volumes horizontais preenchidos por material branco (Figura 8). Essa concentração aumenta no horizonte 3Cg1 apresentando bioturbação de forma abundante na forma de marcas de raízes e rizoconcreções, de 3 a 15 mm associadas com halo de redução brancos (Figura 9). Já no horizonte 3Cg2, há evidências de marcas de raízes semelhantes ao horizonte sobrejacente, contudo esta presença é rara. As marcas de bioturbações desaparecem nos demais horizontes (3Cg3, 3Cg4, 3Cg5).

Figura 30. Halos de redução (H) – vista em planta; e Volumes horizontais brancos (V).



Figura 31. Rizólito preenchido por material parcialmente oxidado, com rizohalos (H).



Figura 32. Volumes horizontais brancos (V)



Figura 11. Rizólito com rizoconcreção (R) e Halos de redução (H).



Figura 33. Transição abrupta (T); Rizólito (R)



Há uma expressiva variação sobre a transição dos horizontes: clara e plana (3Ag-3Cg1); gradual e plana (3Cg1-3Cg2); ondulada e clara (3Cg2-3Cg3/ 3Cg4-3Cg5); ondulada e interdigitada (3Cg3-3Cg4); e abrupta e plana (3Cg5-R).

O perfil de paleossolo (PP) 2 tem espessura de 79 cm, com superfície truncada pela atividade de mineração atual. Possui cores variadas de cinzento-avermelhado (10R 6/1; 10R 5/1), Cinzento-avermelhado-escuro (10R 4/1), Vermelho-claro-acinzentado (10R 6/2) e Branco (10YR 8/1).

A textura argilosa é predominante, contudo possui significativa presença de areia fina (cerca de 15%). Foi identificada estrutura maciça no horizonte Cg, e estrutura sedimentar bem preservada do tipo plano paralela no 2R.

Sobre os indícios de atividades biológicas, foram encontradas raras bioturbações com preenchimento de material mais grosseiro de até 4mm e com halos de redução resultantes da ação de raízes; estas estão evidenciadas nos horizontes Cg e 2R.

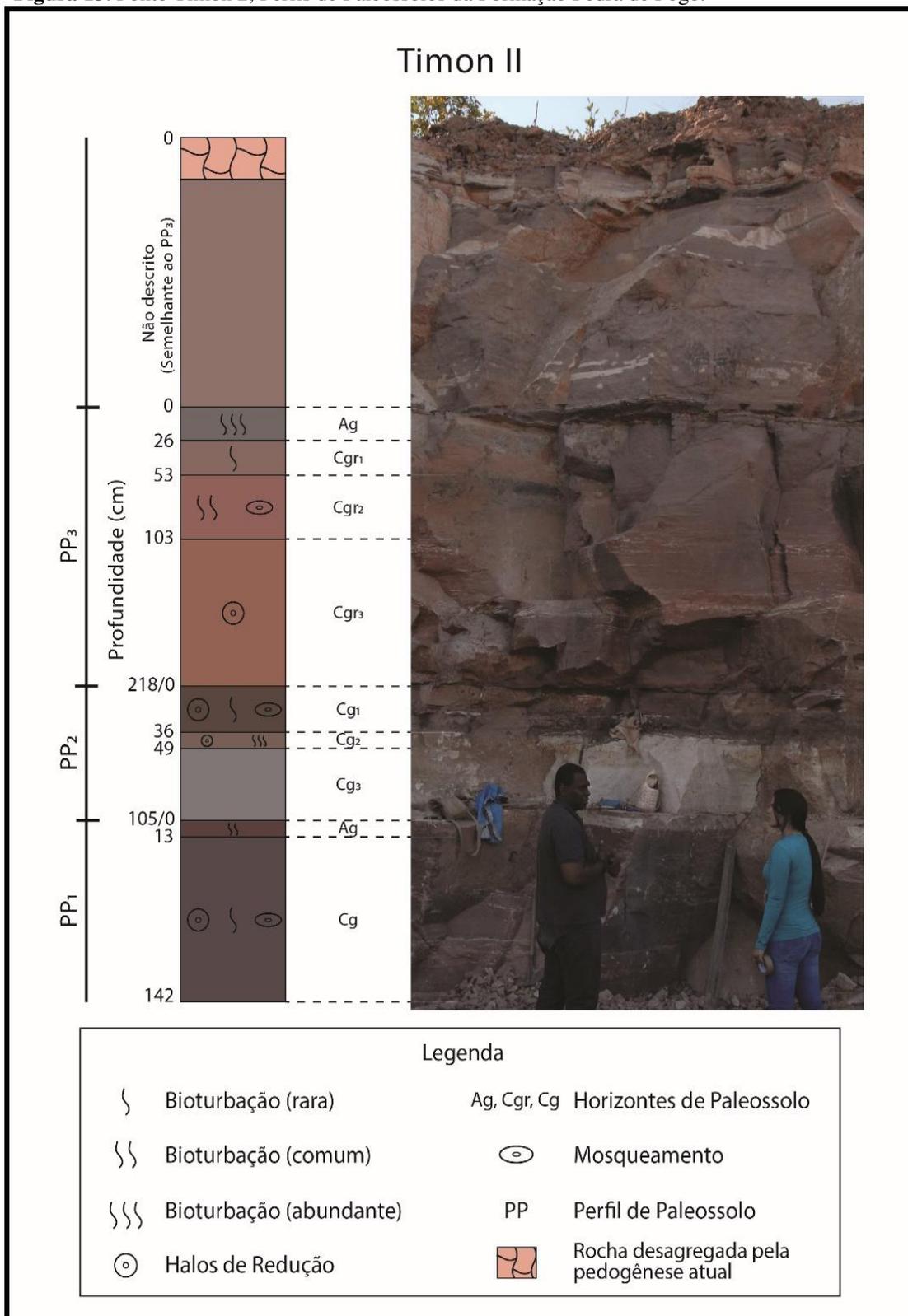
Entre os horizontes são evidenciadas transições clara e plana (Cg para o Cr) e plana e abrupta, para os horizontes (Cr-2R) e (2R- 3Ag).

7.1.2. Ponto Timon 2

No Ponto Timon 2 (Figura 13), há 3 PPs, e as cores variam de Vermelho-acinzentado (10R 5/3; 10R 4/3; 10R 5/4; 10R 5/2); Branco (10R 8/1; 2,5Y 8/1; 2,5Y 8/2); (10R 8/4) Vermelho-escuro-acinzentado (10R 3/3), Amarelo (10YR 8/8); Amarelo-brunado (10YR 6/6); Branco-rosado (5YR 8/2); Vermelho-claro-acinzentado (10R 6/3); e Vermelho (10R 4/6).

As texturas são areno-argilosa no PP1, argilosa com areia fina e areno-argilosa no PP2, e argilosas com areia fina no PP3. A estrutura é maciça nos horizontes de todos os perfis.

Figura 13. Ponto Timon 2, Perfis de Paleossolos da Formação Pedra de Fogo.



No PP1 o horizonte Ag tem material argiloso avançando sobre o material mais arenoso, contudo não há continuidade lateral. Já nas partes inferiores do horizonte Cg há níveis

brancos horizontais nitidamente reduzindo o vermelho. Os horizontes Cg1 e Cg2 do PP2 apresentam mosqueados (Figura 14) e há presença de linhas brancas horizontais no horizonte Cgr3 do PP3.

As bioturbações encontradas estão associadas a marcas de raízes; sua frequência varia ao longo dos perfis, de rara a abundante, com espessuras de 1 a 6 mm de diâmetro, preenchidas por areia, e estão frequentemente associadas a halos de redução (Figura 15) ou originando rizoconcreções.

Figura 13. Presença de mosqueamentos (M), de marcas de raízes (R).



Figura 34. Halos de redução (H).



Figura 35. Moldes de raízes bem finos (M);

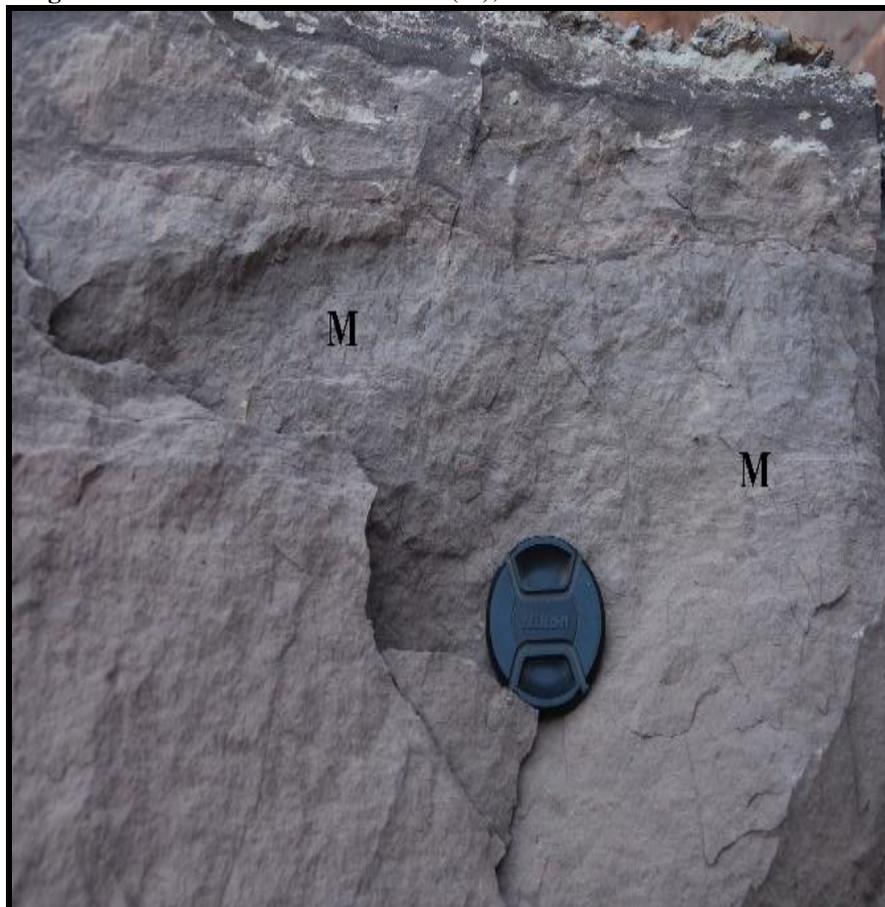


Figura 36. Mosqueados (M) e marcas de raízes (R) exibindo matriz acinzentada.



As transições entre os horizontes variam de abrupta e plana (Ag-Cg, com áreas restritas), (Cg3-Ag); clara e plana (Cg1-Cg2), (Ag-Cgr1), (Cgr1-Cgr2); gradual e plana (Cg2-Cg3), (Cgr2-Cgr3); plana e abrupta (Cgr3-R).

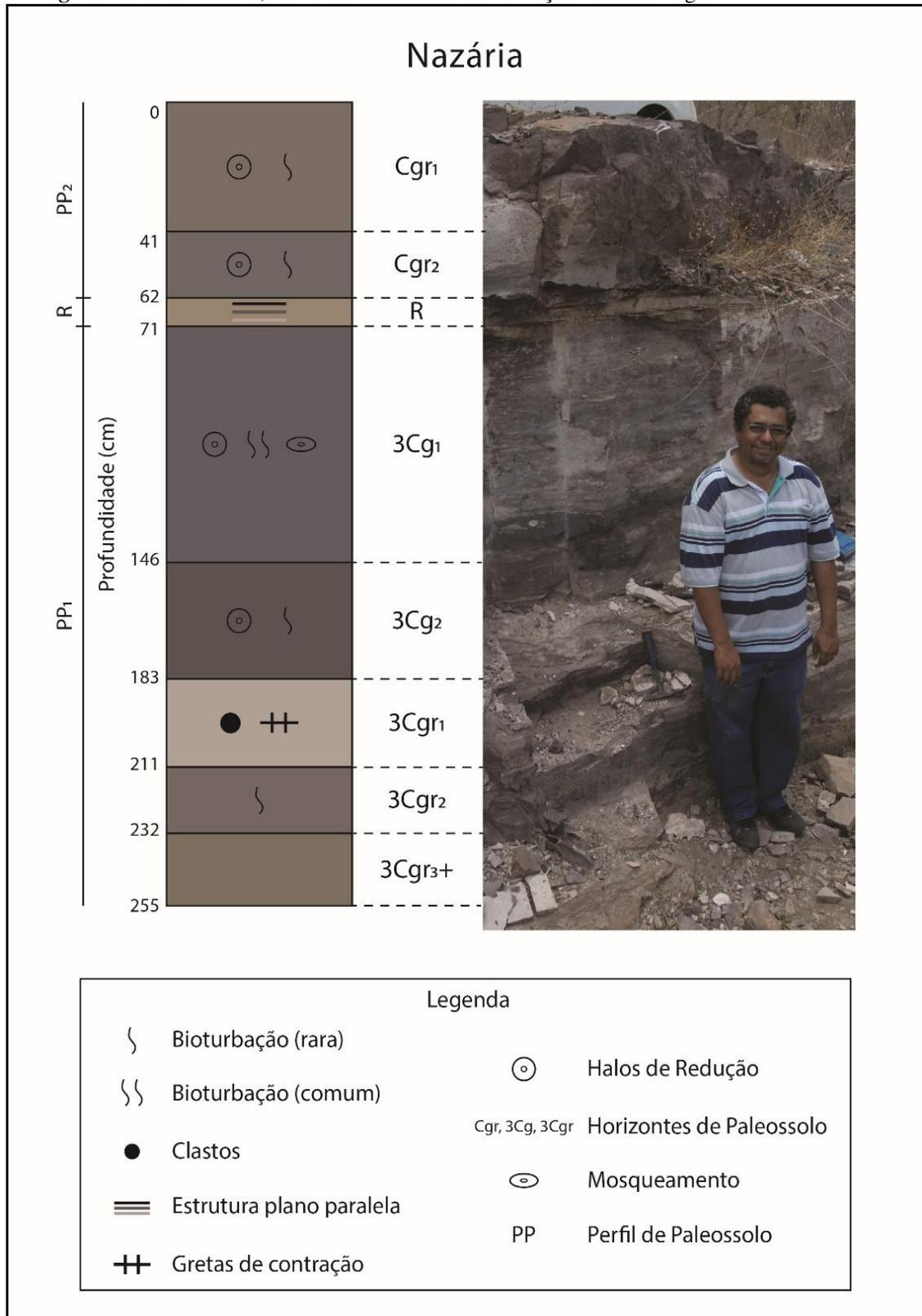
A camada superior da seção de perfis do ponto Timon 2 não foi descrita pelo seu difícil acesso. Contudo ela é bastante similar ao perfil 3 e teve sua superfície truncada pela atividade de mineração.

7.1.3. Ponto Nazária

No ponto Nazária (Figura 18), o perfil de paleossolo (PP) 1 possui 184 cm de espessura e cores associadas a Cinzento-avermelhado-escuro (10R 4/1), Cinzento-avermelhado (10R 6/1), Vermelho-acinzentado (10R 5/2), (10R 8/1), Vermelho-escuro-acinzentado (10R 3/2) e (10R 7/1).

As texturas presentes são argilo-arenosa (3Cg1 e 3Cg2), argilosa (3Cgr2) e areno-argilosa (3Cgr3), com estrutura maciça em todo o perfil.

Figura17. Ponto Nazária, Perfis de Paleossolos da Formação Pedra de Fogo.



No horizonte 3Cg1 apresentam manchas e cores associadas a bioturbação e volumes brancos horizontais. Já no horizonte 3Cg2 surgem eventuais linhas horizontais brancas. No horizonte 3Cgr1 possuem estruturas sedimentares bem preservadas com gretas de contração (Figura 19). Contém também estratos intercalados e porções similares a clastos (Figura 20) e volumes brancos preenchendo as gretas.

Figura 37. Gretas de contração (G)

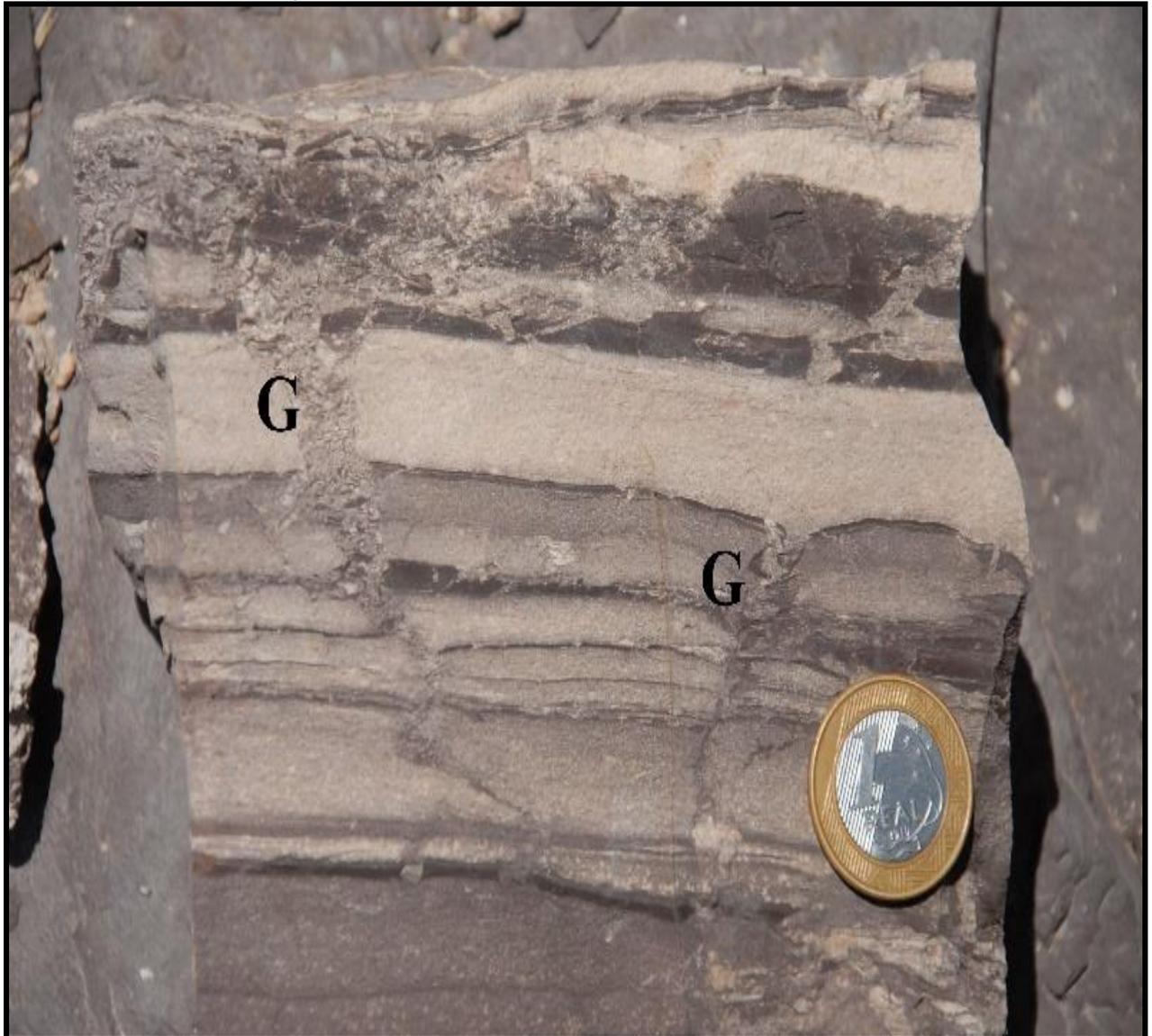


Figura 38. Clasto (C)



Figura 39. Detalhes de mosqueados;



Figura 40. Horizontes com cores gleizadas, apresentando linhas horizontais oxidadas.



A presença e concentração de bioturbações são variadas ao longo do perfil, estando presentes nos horizontes 3Cg2 com bioturbação branca; 3Cg1 contendo bioturbações comuns preenchidas por material branco mais arenoso de até 4mm; e 3Cgr2 possuindo raras bioturbações de 1mm.

Sobre a transição entre os horizontes, estão expressos da seguinte forma: clara suavemente ondulada (3Cg1- 3Cg2), interdigitada (3Cg2-3Cgr1/3Cgr2-3Cgr3) e clara e plana (3Cgr1-3Cgr2).

O perfil de paleossolo (PP) 2 possui espessura de 62 cm, e cores que variam de Vermelho-acinzentado (10R 4/2; 10R 8/1) e Vermelho-escuro-acinzentado (10R 3/2).

As texturas são areno-argilosa no horizonte Cgr1 e argilosa no horizonte Cgr2, contendo as estruturas dos horizontes essencialmente maciças.

Há a presença de mosqueamentos no horizonte Cgr1, que por vezes lembram estruturas sedimentares deformadas e aparentemente marcas de raízes. As estruturas de atividades biológicas são representadas por raras bioturbações, geradas por ação das raízes; estas estão concentradas no horizonte Cgr2, apresentando espessuras de aproximadamente 3mm, preenchidas por material grosso. As transições entre os horizontes são clara e plana (Cgr1-Cgr2), plana e abrupta (Cgr2-R).

Tabela 4. Descrição macromorfológica dos Pontos Timon I, Timon II e Nazária.

Horizontes	Profundidade (cm)	Cor	Textura	Estrutura	Consistência	Transição
P1K-Cg	0-79	10R 6/1; 10R 5/1	Argilosa com areia fina	Maciça	Muito dura	Clara e plana
P1K - Cr	79-167	10R 6/1; 5/1	Argilosa com areia fina	Maciça	Muito dura	Plana e abrupta
P1K-3Ag	188-216	10R 6/1; mosqueado 10R 8/2 e 10R 5/4	Argilosa com areia fina	Maciça	Muito dura	Clara e plana
P1K-3Cg1	216-296	10R 6/3; mosqueado 10R 7/2	Argilosa com areia fina	Maciça	Muito dura	Gradual e plana
P1K-3Cg2	296-363	10R 5/6; mosqueados brancos	Argilosa com areia fina	Maciça	Dura	Ondulada e clara
P1K-3Cg3	363-382	2,5Y 8/1 mais branco; mosqueados 10R 5/6	Argilosa com areia fina	Maciça	-	Ondulada e interdigitada
P1K-3Cg4	382-435	10R 5/6	Argilosa com areia fina	Maciça	-	Ondulada e clara
P1K-3Cg5	435-450	10R 5/6; mosqueados 10R 8/1	Argilosa com areia fina	Maciça	Muito dura	Abrupta e plana
P2K-P1/Ag	0-13	Branco; lateralmente superposto por 10R 5/3	Argilosa com areia fina	Maciça	Muito dura	Abrupta e plana
P2K-P1/Cg	13-142	10R 3/3	Argilosa com areia fina	Maciça	Dura	-
P2K-P2/Cg1	0-36	10R 4/3; Mosqueados 10R 5/4 e 8/1	Argilosa com areia fina	Maciça	-	Clara e plana
P2K-P2/Cg2	36-49	2,5Y 8/1; Mosqueados 10YR 8/8	Argilosa com areia fina	Maciça	Muito dura	Gradual e plana
P2K-P2/Cg3	49-105	2,5Y 8/1; 2,5Y 8/2; e 5YR 8/2	Areno-argilosa	Maciça	Muito dura	Abrupta e plana

P2K-P3/Ag	0-26	10R 5/2	Areno-argilosa	Maciça	Muito dura	Clara e plana
P2K-P3/Cgr1	26-53	10R 5/2; fantasmas de estruturas sedimentares; 10R 6/3	Areno-argilosa	Maciça	-	Clara e plana
P2K-P3/Cgr2	53-103	10R 5/2; fantasmas de estruturas sedimentares 6/3	Areno-argilosa	Maciça	Muito dura	Gradual e plana
P2K-P3/Cgr3	103-218	10R 4/6; manchas brancas horizontais 10R 8/4	Areno-argilosa	Maciça	Muito dura	Plana e abrupta
P3K-Cgr1	0-41	10R 4/2; mosqueados 10R 8/1	Argilo-arenosa	Maciça	Muito dura	Clara e plana
P3K-Cgr2	41-62	10R 3/2; volumes horizontais 10R 8/1	Argilosa	Maciça	Muito dura	Plana e abrupta
P3K-3Cg1	71-146	10R 4/1; manchas 10R 6/1; cores associadas a bioturbação e volumes horizontais 10R 8/1	Argilo-arenosa	Maciça	Muito dura	Clara e suavemente ondulada
P3K-3Cg2	146-183	10R 5/2; bioturbação branca e eventuais linhas horizontais branca	Argilo-arenosa	Maciça	Muito dura	Interdigitada
P3K-3Cgr1	183-211	Estratos intercalados 10R 3/2 e 10R 6/1; porções similares a clastos 10R 7/1; volumes brancos preenchendo gretas	-	-	-	Clara e plana
P3K-3Cgr2	211-232	10R 4/1	Argilosa	Maciça	Muito dura	Interdigitada
P3K-3Cgr3	232-255+	10R 8/1 mais branco; 10R 5/2	Areno-argilosa	Maciça	Muito dura	-

7.2 Micromorfologia dos paleossolos

7.2.1 Ponto Timon 1

No ponto Timon 1, o esqueleto abrange cerca de 35% das lâminas. Predominam feldspatos em sua composição (aproximadamente 70%), mas com quantidades significativas de quartzo, feldspatos, piroxênios (detalhe na figura 23) e micas. Os grãos possuem dimensões de 2 a 100 μm . A distribuição da granulometria é de silte (70%) e areia muito fina (30%).

As formas dos grãos em sua maioria em blocos e placas, com formatos que variam de subalongado (maior frequência) a esférico, de subangular (maior frequência) a arredondado, com rugosidade superficial alisada, ondulada ou rugosa. O grau de seleção é moderadamente selecionado.

O plasma compreende 65% das lâminas. É composto por carbonatos e óxidos de coloração vermelha, com cristais amorfos.

A trama é caracterizada com distribuição de base aleatória, a referida é paralela e a relativa é porfírica fechada. Não há orientação.

Os poros ocupam 5% das lâminas. Foram classificados como intergranulares de empilhamento simples, as bordas dos grãos como paredes, de distribuição aleatória e sem orientação.

As feições pedogênicas observadas nas lâminas são Glébulas (figura 24) compostas por carbonatos, óxidos e quartzo, de individualização discreta, com grau de impregnação de fraco a fortemente impregnado. Os formatos superficiais são de agregados, digitados. A trama interna varia entre indiferenciada, radial e concêntrica, do tipo nódulo e halo glebular. Foram descritos pedotúbulos (Ex: figuras 25 e 26), constituídos por, óxidos e quartzos, de individualização discreta e aderente, dos tipos isotúbulos, agrotúbulos e granotúbulos (Brewer, 1964).

Figura 22. Fotomicrografia: Grão de piroxênio em alteração. (10x, nicóis cruzados)



Figura 23. Fotomicrografia: Glébulas de calcita (G) com coroa de óxidos (seta vermelha). (2,5x, nicóis cruzados)

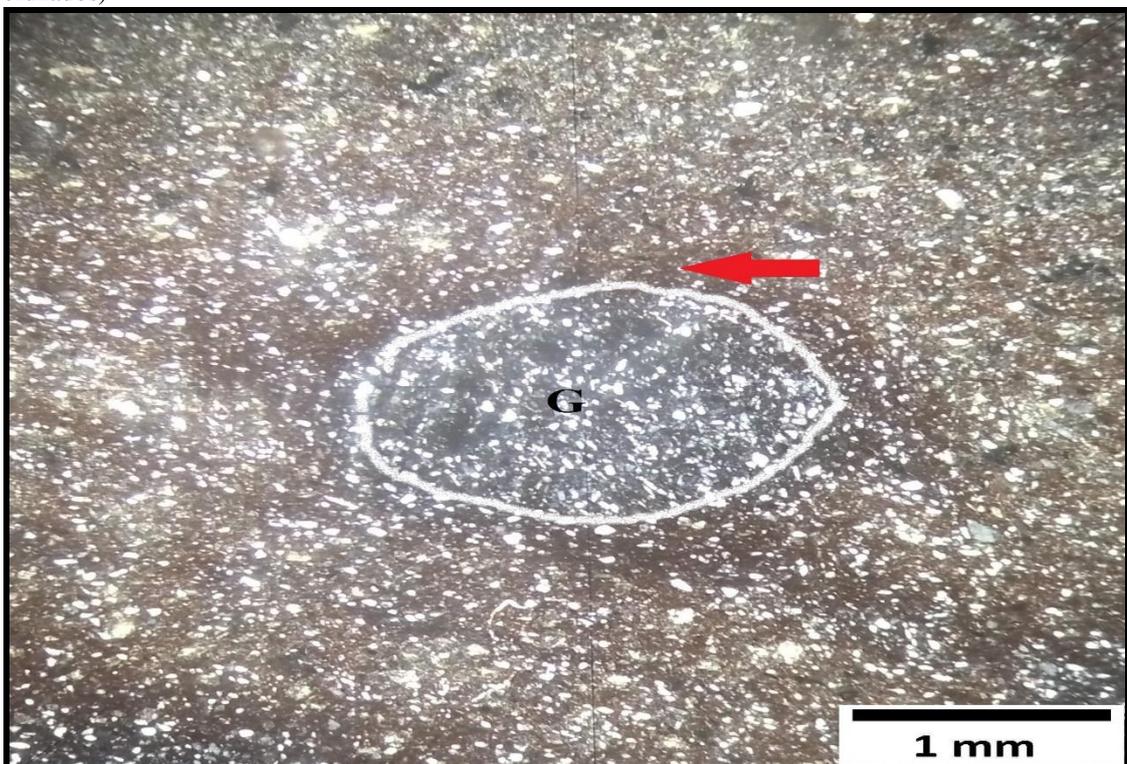


Figura 24. Fotomicrografia. Pedotúbulo no horizonte 3Cg1 preenchido por material do esqueleto, orientado. (2,5x, nicóis descruzados)

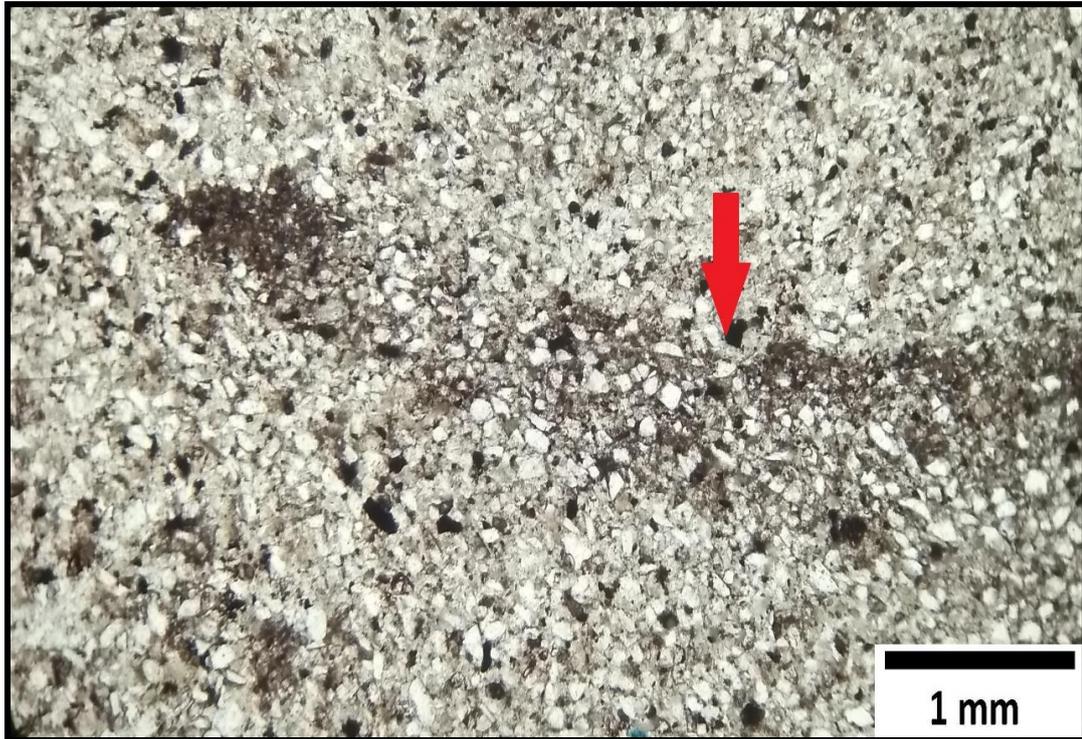


Figura 25. Fotomicrografia A1/A2. Presença de nódulos carbonáticos (setas azuis) próximos a um pedotúbulo (setas vermelhas) (10x, nicóis descruzados - A1/nicóis cruzados - A2). **Fotomicrografia B1/B2.** Pedotúbulo (seta vermelha) preenchido em parte pelo material do esqueleto (10x, nicóis descruzados - B1/nicóis cruzados - B2)

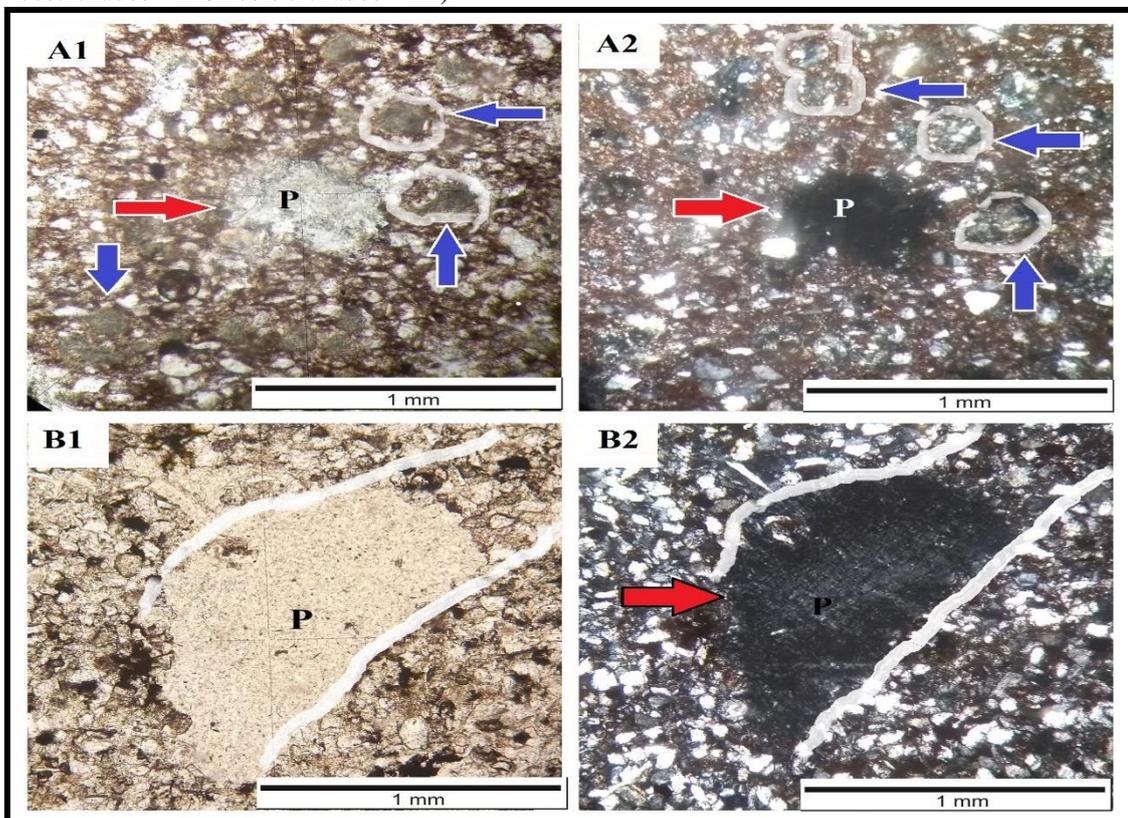
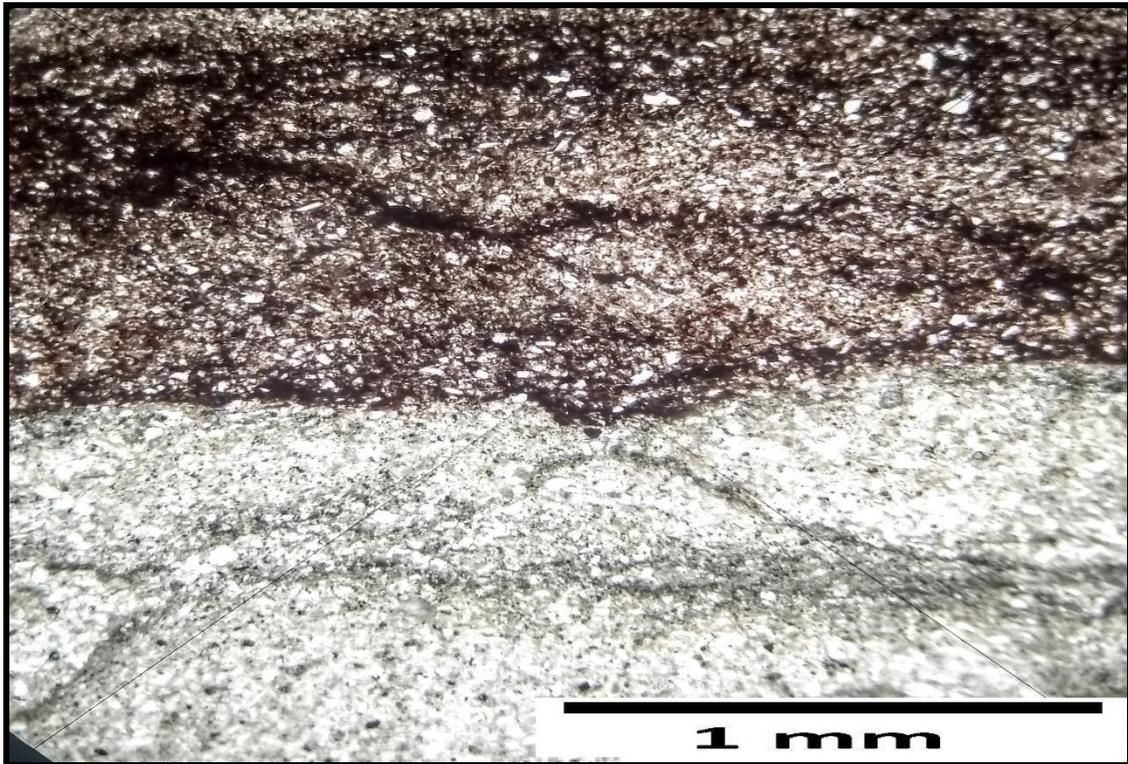


Figura 26. Fotomicrografia: Alternância de cores por processos de oxi-redução, com marcas de raízes. (10x, nicóis cruzados)



7.2.2 Ponto Timon 2

O esqueleto compreende em torno de 45% das lâminas. É composto predominantemente por quartzo (acima de 60%), e grãos comuns de feldspatos e mica (figura 28). Os grãos do esqueleto possuem dimensões que variam de 2 a 200 μm . A constituição granulométrica observada é de silte, (50%) areia muito fina (35%) e areia fina (15%). As formas dos grãos são geralmente em blocos, placas grúmulo e glóbulos, com formatos que vão de subalongado (maior frequência) a esférico, de subangular (maior frequência) a arredondado). A rugosidade superficial varia de alisada a rugosa, dependendo do tamanho dos grãos. Possuem grau de seleção moderadamente (predominante) e bem selecionado.

O plasma ocupa 55% da superfície das lâminas. É constituído por carbonatos com coloração esbranquiçada a esverdeada, muita concentração de óxidos avermelhadas, todas com cristais amorfos.

A trama possui distribuição de base aleatória, a referida é paralela, perpendicular e não referida e a relativa é, em grande parte das lâminas, porfírica fechada e porfírica aberta. Não há orientação.

Os poros correspondem 5% das lâminas. São classificados como intergranulares simples, com paredes correspondendo às bordas dos grãos, de distribuição aleatória e sem orientação.

Foram observadas nas lâminas Glébulas (figuras 29, 30, 31, e 32) de calcita e óxidos, com preenchimentos de manganês e quartzo, de individualização discreta, com grau de impregnação de moderado a puro. Os formatos superficiais são de elipsoidal, mamilada, irregular e botriodal. A trama interna é indiferenciada, do tipo nódulo.

Figura 27. Fotomicrografia: Mineralogia com quartzo (seta amarela) feldspato (setas vermelhas), micas (seta azul) e carbonatos. (10x, nicóis cruzados)

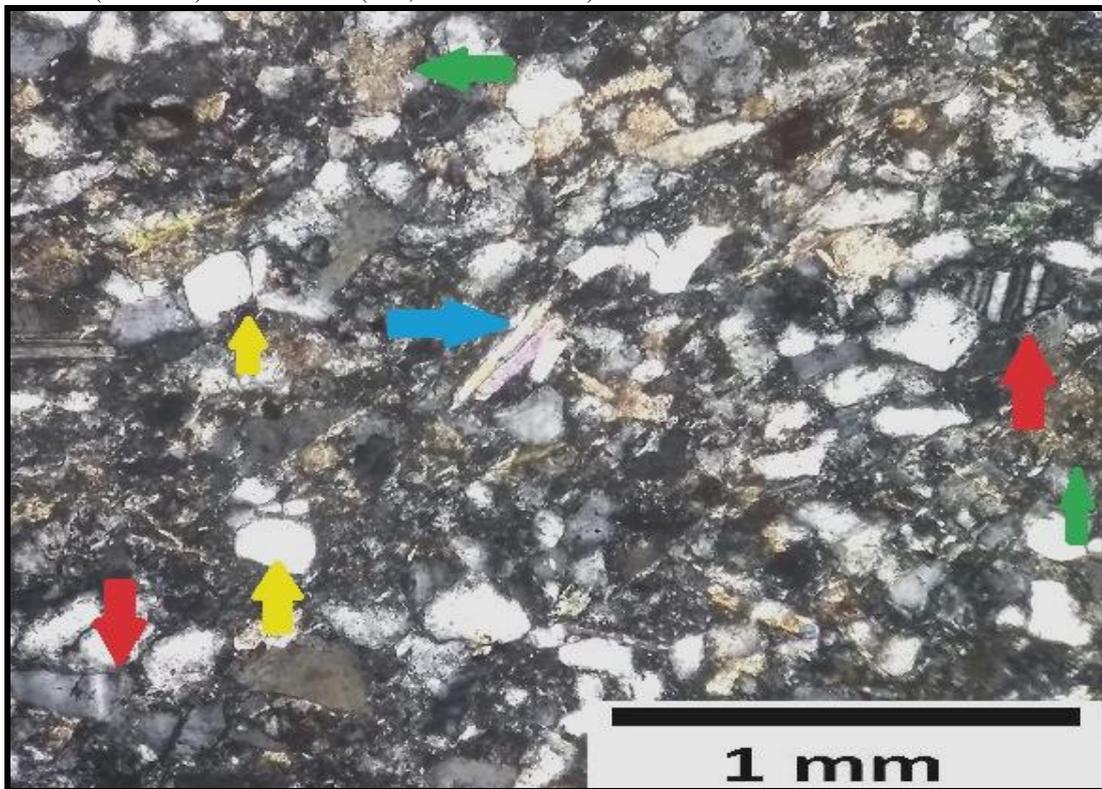


Figura 28. Fotomicrografia: Glóbula (G) de carbonato (2,5x, nicóis cruzados)

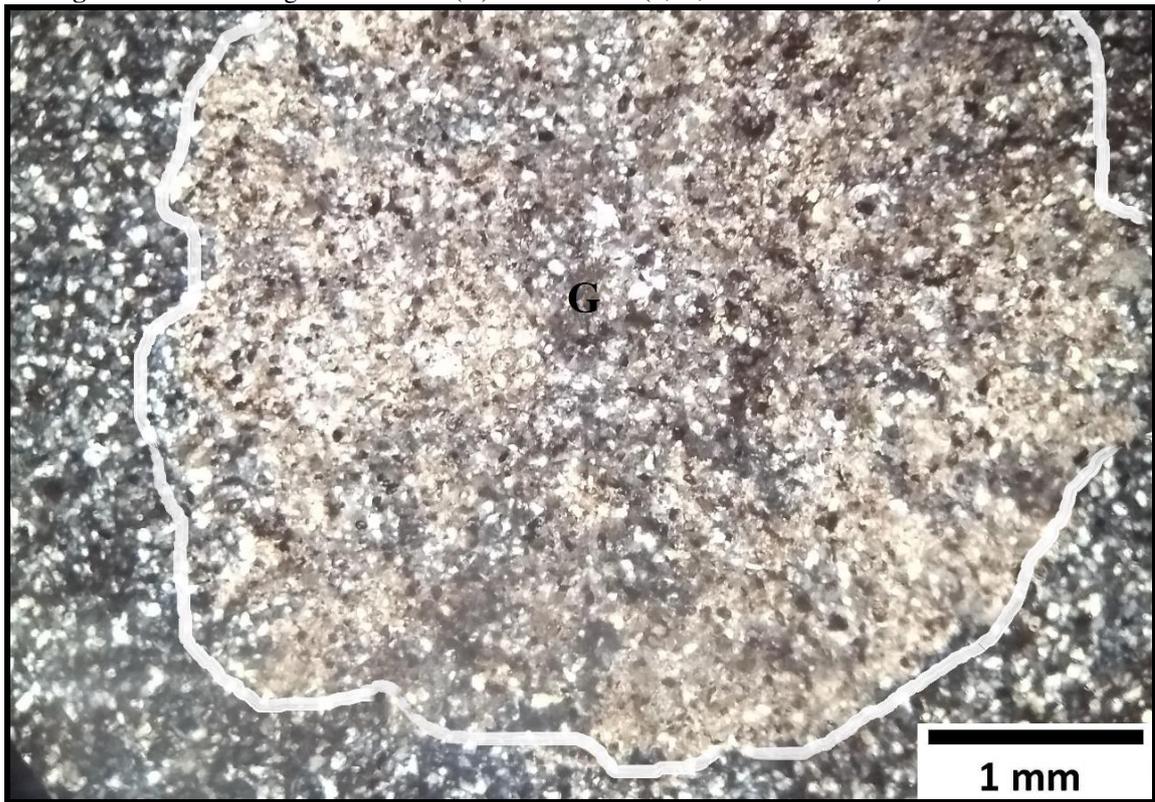


Figura 29. Fotomicrografia: Glóbula de carbonato preenchida por óxido. (10x, nicóis cruzados)

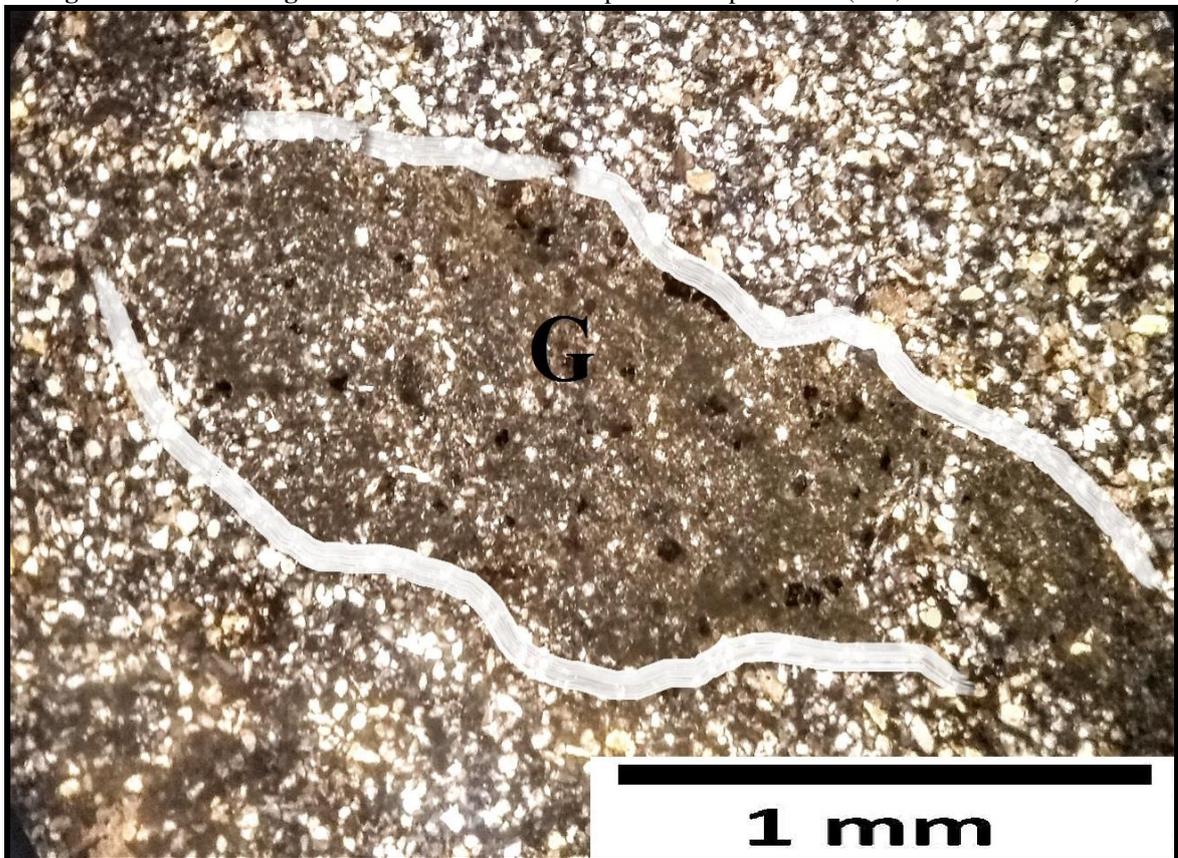


Figura 30. Fotomicrografia: Glóbula de ferro (10x, nicóis descruzados)

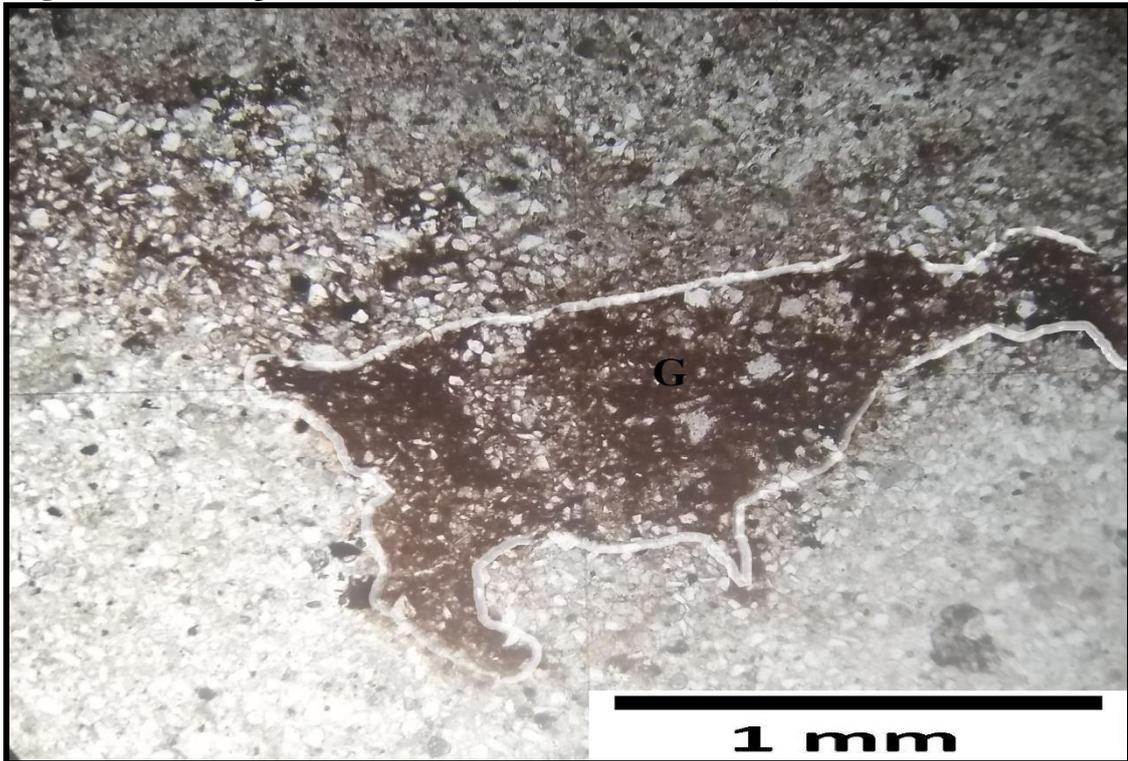
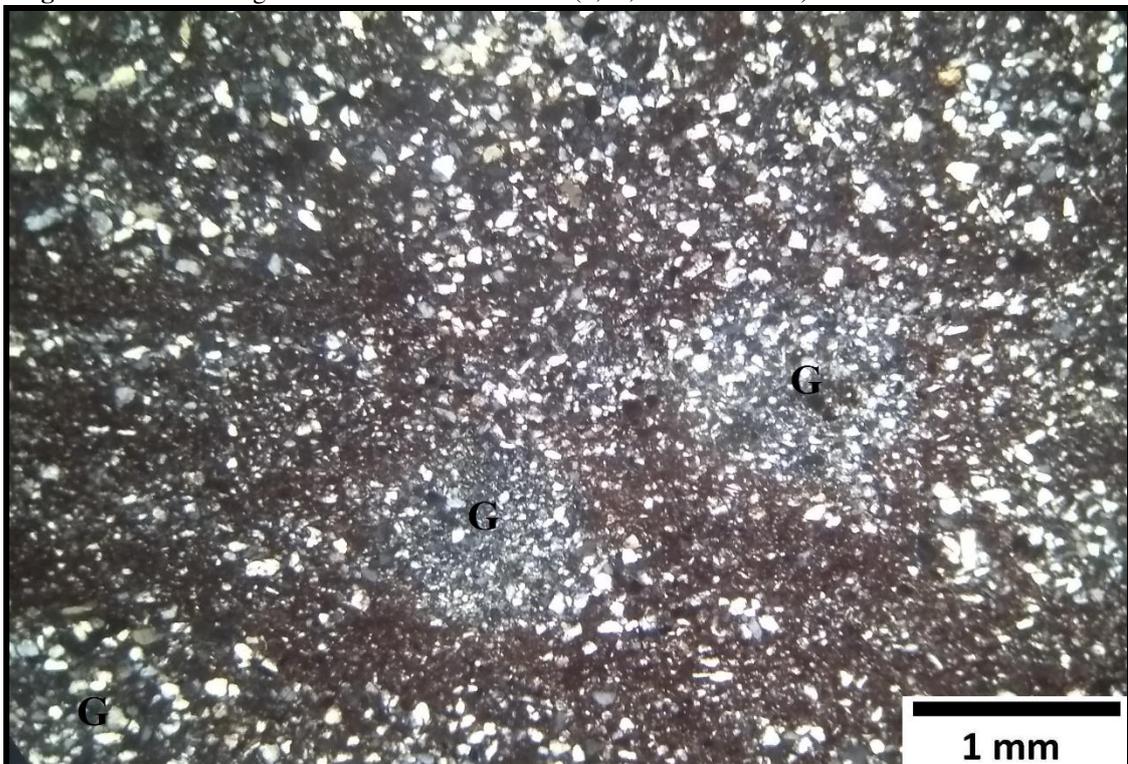


Figura 31. Fotomicrografia: Glébulas carbonáticas (2,5x, nicóis cruzados)



7.2.3 Ponto Nazária

O esqueleto constitui cerca de 30% das lâminas. É constituído por micas e feldspatos abundante e quartzo. Os grãos do esqueleto possuem dimensões de 2 a 100 μm . A distribuição granulométrica obtida é de silte (70%) e areia muito fina (30%).

Os grãos têm formas de placas, grumos e bloco, apresentando formato de subalongado (maior frequência) a esférico, de subangular (maior frequência) a arredondado, com rugosidade superficial variando de alisada a ondulada. O grau de seleção é, geralmente moderadamente selecionado.

O plasma compreende 70% das lâminas. É caracterizado, em geral, por acumulações de óxidos avermelhadas e algumas acumulações de carbonato de cálcio de coloração esbranquiçada, ambos exibindo cristais amorfos. Algumas lâminas possuem clastos suportados.

A trama possui distribuição de base aleatória, a distribuição referida é perpendicular e paralela e a relativa varia entre porfírica aberta e fechada. Não há orientação.

Os poros (figura 33 e 34) estão presentes em aproximadamente 5% das lâminas. São classificados como fissurais e intergranulares de empilhamento simples. Estão distribuídos aleatoriamente e sem orientação.

Foram identificadas feições pedológicas com Glébulas (figura 35) de ferro, com preenchimentos de óxidos, individualização variando entre discreta e aderente, e grau de impregnação de puro a fracamente impregnado. Os formatos superficiais são elipsoidais e esféricos. A trama interna é indiferenciada, radial e concêntrica, do tipo nódulo.

Figura 32. Fotomicrografia: Poro fissural (10x, nicóis cruzados)

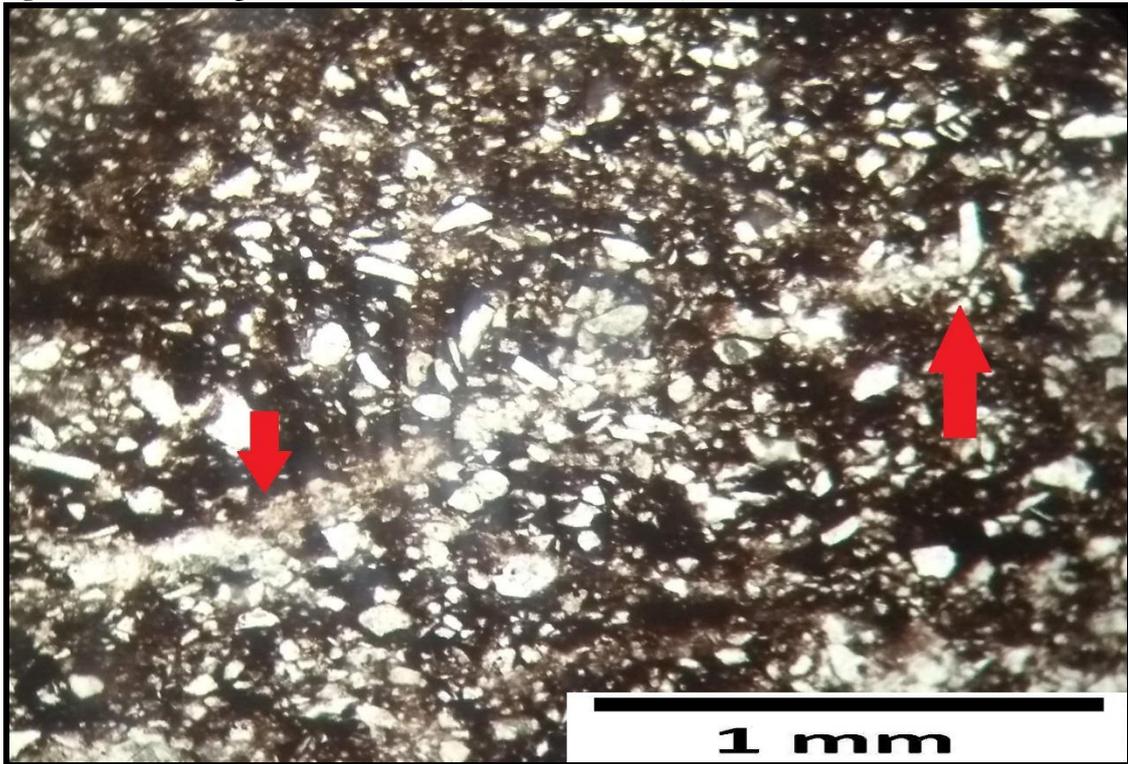


Figura 33. Fotomicrografia: Poros fissurais (10x, nicóis cruzados)

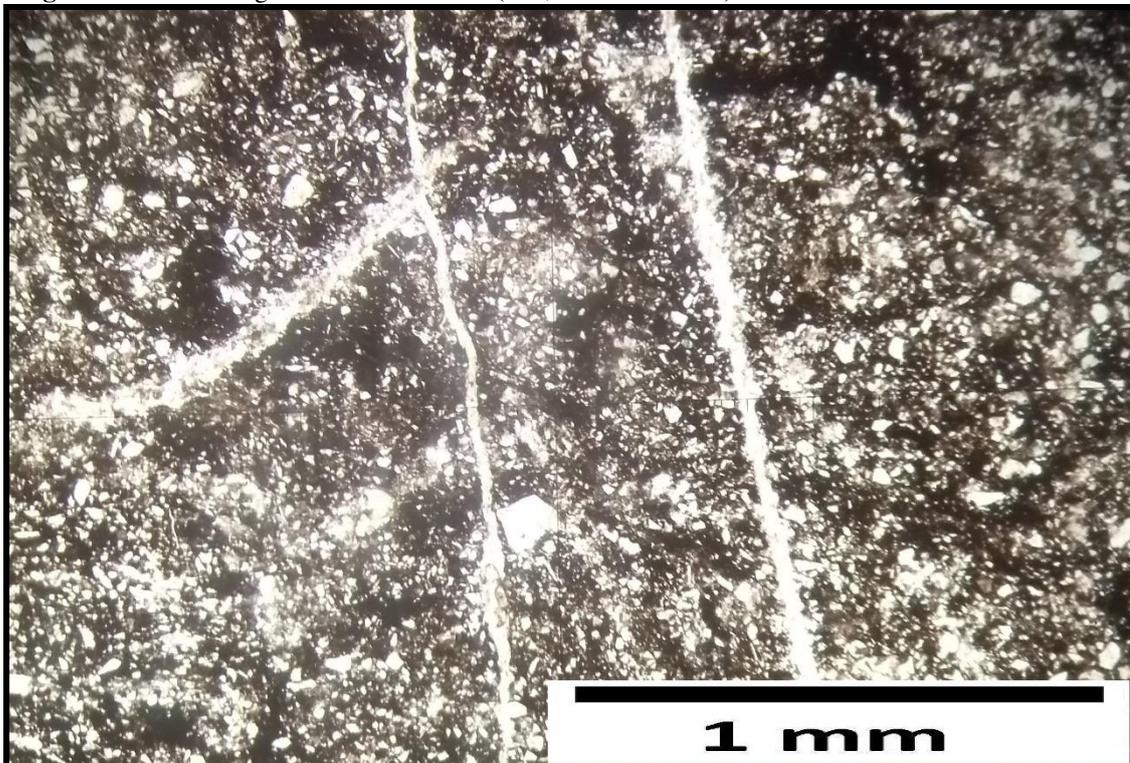
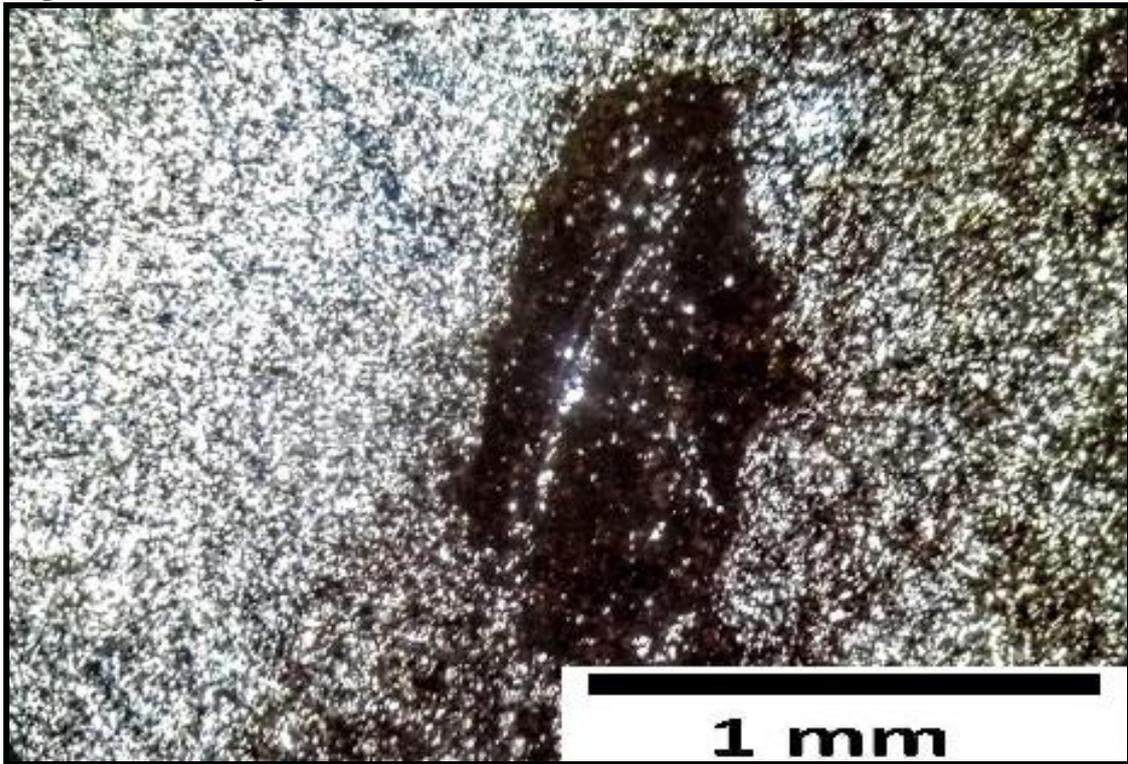


Figura 34. Fotomicrografia: Glébulas de óxido de ferro (10x, nicóis cruzados)



7.3 Geoquímica dos paleossolos

Para o desenvolvimento do trabalho foram realizadas análises por espectrometria de fluorescência de raios X, que fundamentalmente contribuíram para o reconhecimento dos processos pedogenéticos que deram origem aos perfis.

A partir dos dados obtidos em análise, criou-se relações molares baseadas nas equações desenvolvidas por Sheldon e Tabor (2009), com os elementos principais (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5) para indicar hidrólise ($\Sigma\text{bases}/\text{Al}_2\text{O}_3$), salinização ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$) e dolomitização (MgO/CaO).

A hidrólise ($\Sigma\text{bases}/\text{Al}$), um dos principais processos pedogenéticos, é utilizada para determinar o índice e o grau de solubilização dos compostos químicos. Nesse processo a presença da água é indispensável, sendo através dela a quebra das ligações químicas mais frágeis e a remoção das bases do sistema (Sheldon & Tabor, 2009).

A salinização é o processo pelo qual, os elementos Sódio e Potássio se acumulam em forma de sais solúveis em um solo (Lawton e Buck, 2006).

A dolomitização consiste na razão entre os elementos Magnésio e Cálcio (MgO/CaO) da calcita existente do solo. A baixa proporção de calcita rica em magnésio sugere uma grande presença de água subterrânea no solo, além de uma alta taxa de evapotranspiração e

porosidade (SHELDON & TABOR, 2009), pois tais elementos são facilmente solúveis em água e, ao evaporar, deixa os elementos no solo. Dessa forma, a dolomitização é comum em regiões áridas, que é aonde tem-se uma maior evapotranspiração.

Dessa forma, Sheldon & Tabor (2009) mostram que criando relações entre as concentrações dos diferentes elementos químicos, obtêm-se informações para avaliar o grau de intemperismo que determinado material passou, definido assim a pedogênese que ocorreu no solo.

7.3.1. O intemperismo no perfil do ponto Timon 1

No ponto Timon 1 o elemento SiO_2 possui uma concentração média de 68% ao longo dos perfis. É possível observar também um considerável acúmulo de Al_2O_3 , com variações 7% a 11,5% nos horizontes, característica natural em Gleissolos. O PP1 possui expressivas concentrações de CaO e MgO, exceto nos horizontes 3Ag e 3Cg5, enquanto que o PP2 possui baixas concentrações destas bases. O Fe_2O_3 apresenta valores medianos, variando de 1% a 3,4% nos horizontes. Os elementos Na_2O , TiO_2 , P_2O_5 e MnO não mostram variações significativas e estão representados nos PPs em baixas concentrações. O K_2O aparece com valores diferenciados nos perfis, variando de 3% a quase 7%.

No PP1, a hidrólise é muito atuante no horizonte superficial 3Ag e no horizonte 3Cg5, já nos horizontes 3Cg1, 3Cg2, 3Cg3 e 3Cg4, se apresenta de forma moderada a baixa. Isso é refletido nas variações de CaO e MgO que geralmente acompanham essas alterações. No PP2 a reação de hidrólise foi bastante atuante em todos os horizontes (Figura 38).

Nos dois PPs a relação de salinização ($\text{K}+\text{Na}/\text{Al}$) possuem valores baixos, não ultrapassando a 0,5.

No geral, o processo de dolomitização nos horizontes dos perfis do ponto Timon 1 não tiveram atuação expressiva (atingindo um valor máximo de aproximadamente 2), exceto no horizonte Cr, onde mostra um valor bem mais elevado (em torno de 7) em comparação aos demais horizontes.

Os PPs do ponto Timon I, exibem uma oscilação acentuada nos valores do índice de alteração (CIA-K), variando de 30 (forte) a 90 (fraco) (figura 38). Os valores que aparecem de fraco a moderado é explicado por se tratarem de horizontes C que naturalmente possuem baixa atuação pedogenética. Os horizontes que apresentaram CIA-K forte, pode sugerir que o material de origem já tenham sido intemperizados anteriormente à sua deposição.

Figura 35. Relações molares dos perfis de paleossolos, no ponto Timon 1

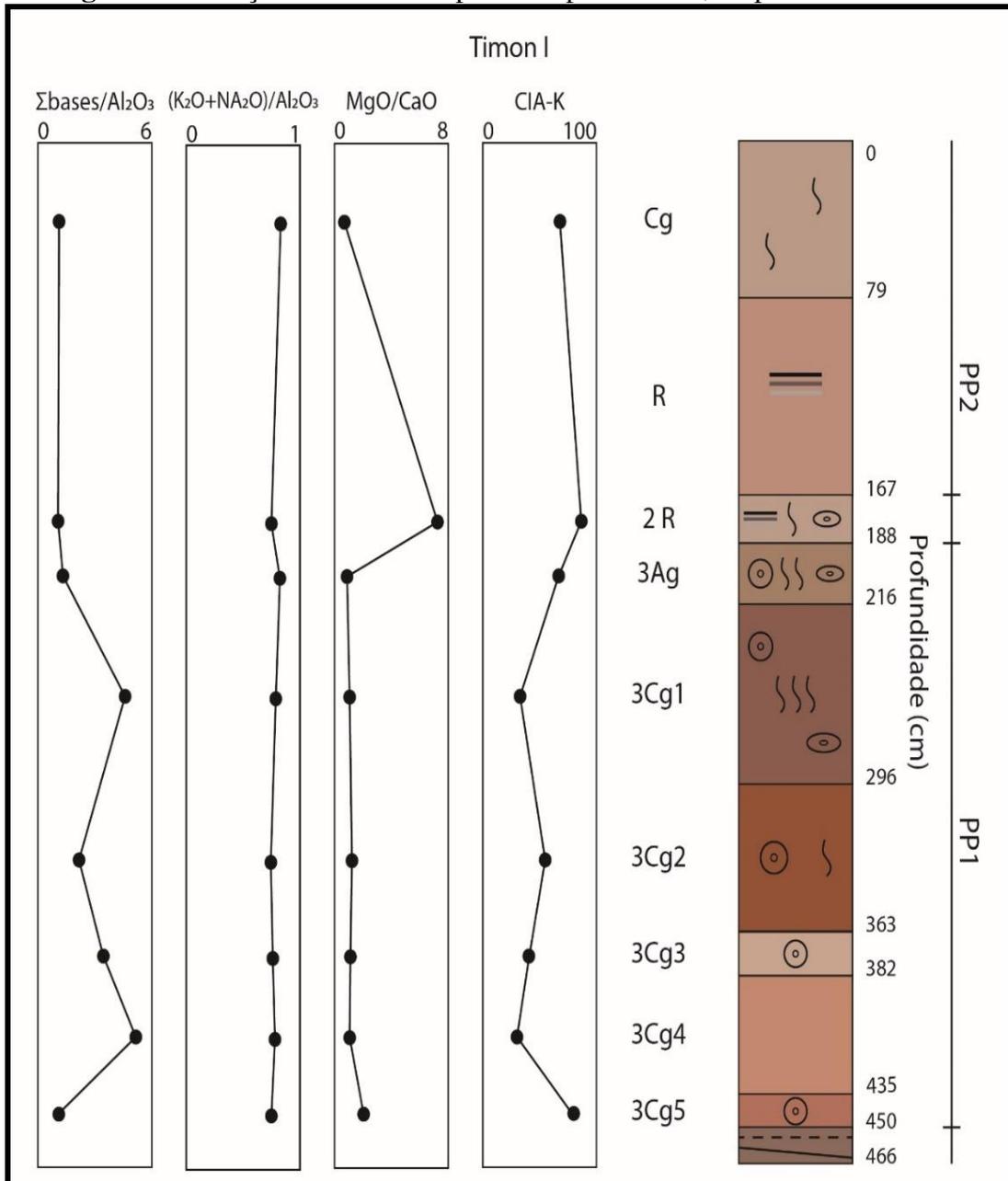


Tabela 2 - Relações Molares dos perfis Timon 1, Timon 2 e Nazária.

HORIZONTE OU ROCHA	SI	CA	MG	NA	K	AL	TI	FE	P	MN	Σ BASES /AL ₂ O ₃	(K ₂ O+NA ₂ O) /AL ₂ O ₃	MgO/ CaO	CIA-K
P1K-Cg	82,00	0,74	0,37	1,52	3,92	8,12	0,430	1,27	0,173	0,021	1,11	0,82	0,69	67,87
P1K-Cr	72,21	0,24	1,25	0,82	6,72	11,52	0,719	3,85	0,089	0,011	1,06	0,74	7,24	86,58
P1K-3Ag	78,57	1,26	0,80	1,27	4,75	8,78	0,512	1,93	0,099	0,011	1,31	0,82	0,88	66,73
P1K-3Cg1	58,04	7,68	5,89	0,95	4,07	7,58	0,475	2,01	0,083	0,054	4,59	0,78	1,06	32,81
P1K-3Cg2	66,01	3,55	3,13	1,14	5,22	10,12	0,671	3,45	0,226	0,032	2,16	0,74	1,22	54,86
P1K-3Cg3	60,74	6,22	5,01	1,08	4,63	8,92	0,644	2,37	0,119	0,047	3,44	0,76	1,12	40,54
P1K-3Cg4	53,96	8,82	6,79	0,95	4,02	7,58	0,491	2,44	0,106	0,057	5,15	0,77	1,07	30,11
P1K-3Cg5	72,77	0,72	1,06	0,94	6,44	11,38	0,666	3,25	0,117	0,011	1,09	0,74	2,04	79,94
P2K-P1/Ag	82,09	0,29	0,55	1,32	4,41	8,49	0,520	1,21	0,088	0,041	1,04	0,81	2,63	75,89
P2K-P1/Cg	66,34	4,32	3,67	0,98	4,43	8,65	0,542	3,13	0,110	0,031	2,72	0,74	1,18	47,76
P2K-P2/Cg1	72,90	0,30	1,12	0,99	6,14	11,56	0,656	3,83	0,128	0,014	1,02	0,73	5,19	83,14
P2K-P2/Cg2	82,82	0,23	0,50	1,44	4,26	8,62	0,489	0,66	0,086	0,034	1,00	0,80	3,02	75,57
P2K-P2/Cg3	74,53	2,91	2,42	1,33	4,19	8,24	0,525	0,77	0,109	0,078	2,19	0,81	1,15	52,43
P2K-P3/Ag	64,56	5,23	9,60	1,09	4,79	8,88	0,534	2,80	0,107	0,046	4,58	0,78	2,5	44,01
P2K-P3/Cgr1	80,29	0,22	0,51	1,18	4,76	8,82	0,521	1,96	0,105	0,097	0,99	0,80	3,22	79,03
P2K-P3/Cgr2	65,83	3,85	3,47	1,02	5,14	9,46	0,590	2,95	0,122	0,040	2,43	0,76	1,25	52,17
P2K-P3/Cgr3	64,59	3,96	3,45	1,17	4,97	9,89	0,653	3,72	0,274	0,033	2,34	0,73	1,21	52,02
P3K-Cgr1	75,34	0,79	3,12	1,38	5,11	9,03	0,534	2,65	0,111	0,013	1,89	5,49	5,49	70,91
P3K-Cgr2	66,02	0,81	3,92	0,80	8,39	12,18	0,645	5,48	0,211	0,023	1,78	6,73	6,73	81,37
P3K-2R	70,83	3,02	6,70	1,06	5,09	8,89	0,552	1,77	0,120	0,031	3,33	3,08	3,08	55,14
P3K-3Cg1	64,32	5,18	9,54	1,07	4,76	8,84	0,545	2,78	0,109	0,045	4,57	2,56	2,56	44,17
P3K-3Cg2	62,22	3,31	7,06	1,25	6,79	11,51	0,584	4,48	0,116	0,038	2,88	2,96	2,96	58,78
P3K-3Cgr1	60,98	4,72	9,04	1,15	6,31	10,82	0,514	4,12	0,102	0,042	3,70	2,66	2,66	50,82
P3K-3Cgr2	66,93	1,05	4,60	1,09	7,18	11,77	0,617	4,95	0,105	0,026	1,96	6,09	6,09	76,08
P3K-3Cgr3	69,56	2,45	6,36	1,34	5,19	9,57	0,523	2,51	0,134	0,045	2,96	3,61	3,61	58,98

7.3.2. O Intemperismo no perfil do ponto Timon 2

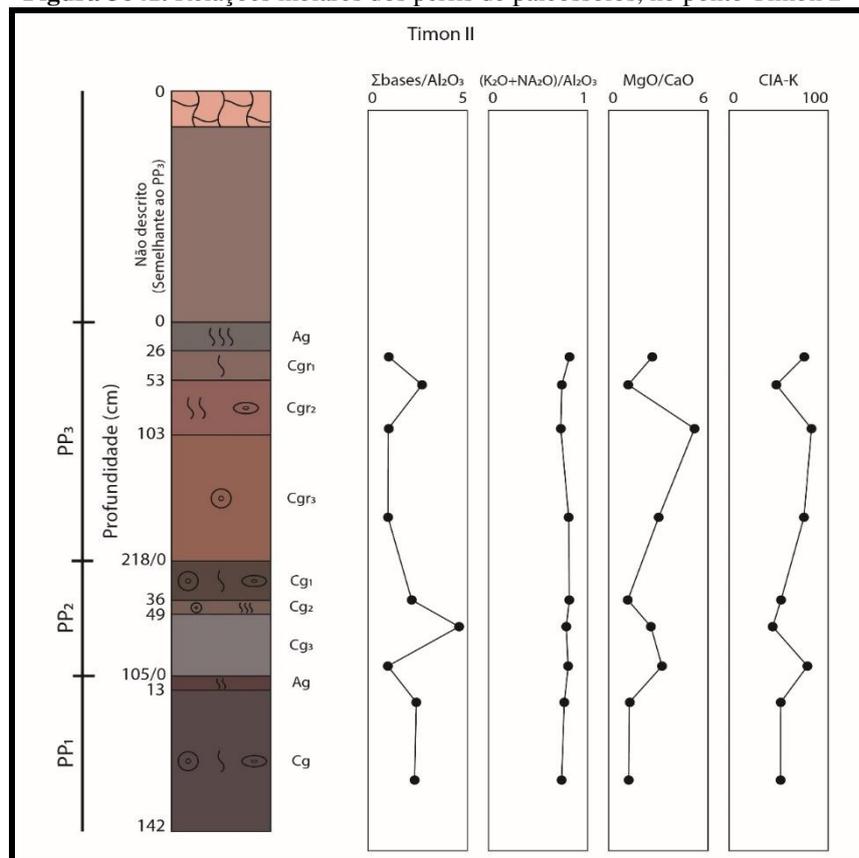
No ponto Timon 2 a SiO_2 possui uma concentração média de aproximadamente 72%, com acúmulos variados ao longo dos perfis. O Al_2O_3 apresenta concentrações relativamente semelhantes, de aproximadamente 8%, com exceção nos horizontes Cg1 (PP2) e Cgr2, Cgr3 (PP1), onde estão representadas as maiores acumulações desse elemento.

O MgO tem certa variação entre os horizontes, evidenciando um valor discrepante no horizonte Ag do PP1. Os elementos Na_2O , TiO_2 , P_2O_5 e MnO não apresentam expressivas variações e estão representados nos PPs em baixas concentrações. O CaO possui valores diferenciados entre os horizontes, com os maiores acúmulos nos horizontes Ag do PP1 e no Cg do PP2. O K_2O aparece com valores expressivos nos três perfis, variando de 4% a 6%.

Ao analisar os valores das bases e da concentração de Al_2O_3 , com exceção do horizonte Ag (PP1), nota-se que o processo de hidrólise foi muito atuante na formação dos perfis da seção de Timon 2 (Figura 24). Já os valores de salinização ($\text{K}+\text{Na}/\text{Al}$) referentes aos PPs do ponto Timon II são bastante baixos, não ultrapassando a 0,8 (figura 24).

A dolomitização, expressa pela razão entre os elementos MgO e CaO tem valores baixos, com exceção do horizonte Cgr2 do PP3, que possui um total de aproximadamente 5.

Nos horizontes dos PPs do ponto Timon II, foi observado valores de CIA-K entre 45 e 85 (figura 39), podendo-se inferir que a ação do intemperismo químico foi de moderado a forte (WHITE; SCHIEBOUT, 2008). Acompanhando os resultados do índice de alteração, notou-se baixos valores nas relações $\Sigma\text{bases}/\text{Al}$, sugerindo que o processo de hidrólise foi bastante atuante.

Figura 3641. Relações molares dos perfis de paleossolos, no ponto Timon 2

7.3.3. O intemperismo no perfil do Nazária

No ponto Nazária, o acúmulo de SiO₂ nos horizontes é em média de 67%. O CaO tem significativas concentrações no PP1, com variações entre 1% a 5%. Já no PP2 o CaO é evidenciado em baixas concentrações, não ultrapassando a 1%. No PP2, a concentração de MgO tem valor constante nos horizontes Cgr1 e Cr2 (aprox. 3%) e o dobro deste valor no material de origem (aprox. 6%). No PP1 a concentração de magnésio, é evidenciado uma flutuação ao longo do perfil, com valores entre 4% e 9%. Os maiores percentuais de Cao e MgO estão no horizonte 3Cg1 do PP1.

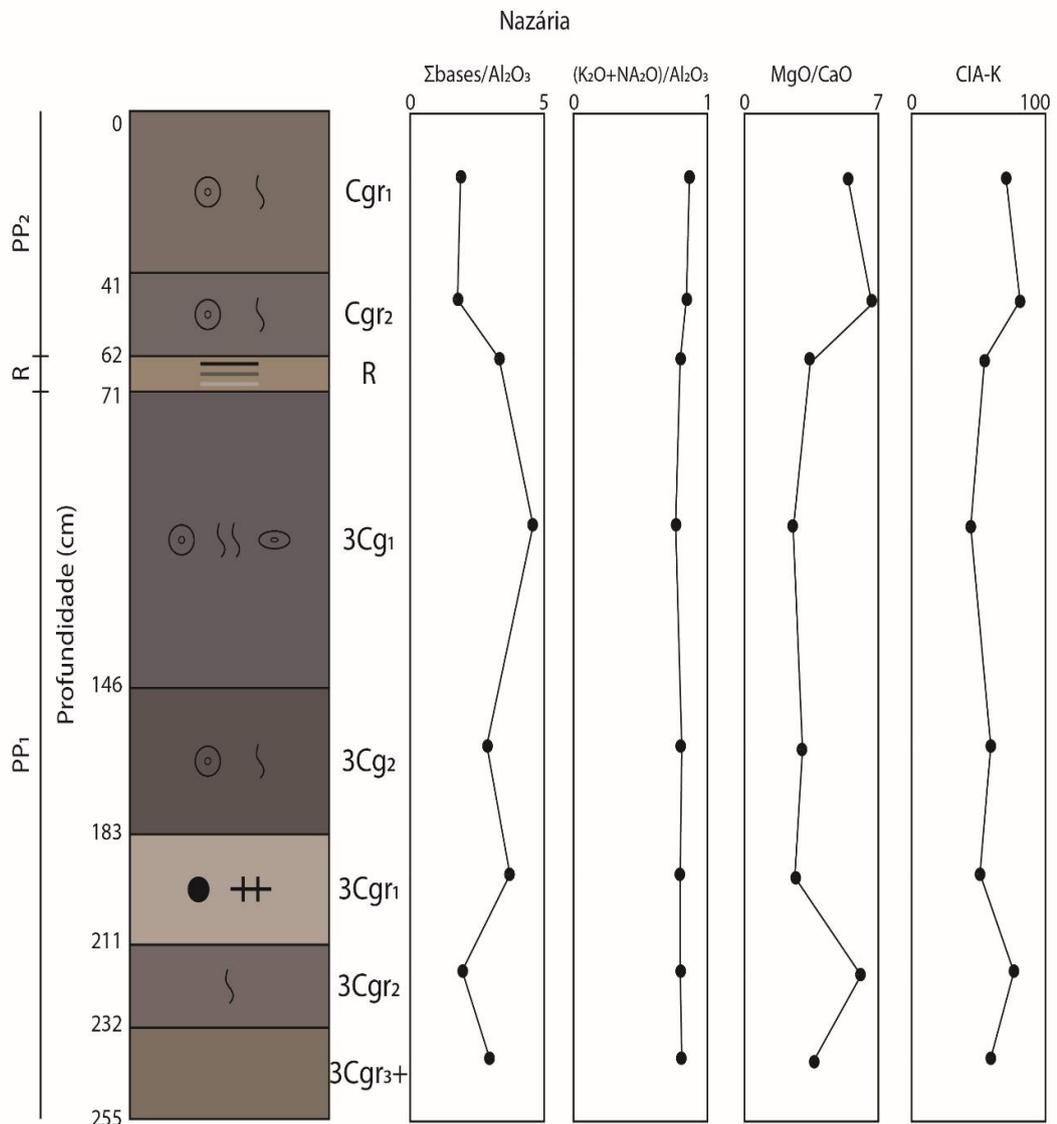
Há uma expressiva concentração e variação dos valores de Al₂O₃ e Fe₂O₃ nos dois PPs, apresentando médias de 10% para o Alumínio e 3,5% para o Ferro. As maiores concentrações destes dois elementos (Al₂O₃ e Fe₂O₃) estão representadas no horizonte Cgr2 do PP1.

As concentrações de Na_2O são baixas e pouco variadas nos PPs, sem ultrapassar 1,5%, já os valores de K_2O oscilam entre 4% a 8%. O resultado mostra média atuação do processo de hidrólise, exibindo variações entre 1% a 4,5% (Figura 40).

A relação $\text{K}+\text{Na}/\text{Al}$ tem valores praticamente constantes nos perfis, com resultados inferiores a 1,0. O processo de dolomitização é atuante em todos os perfis. Nota-se picos nos horizontes 3Cgr2 do PP1 e Cgr2 do PP2, com valores chegando a 6 em cada um.

No ponto Nazária (PP1), a maior parte dos horizontes dos perfis de paleossolos apresentam valores de CIA-K, variando entre 40 a 80 (figura 40). Esses resultados sugerem condições da atuação do intemperismo de moderado a fraco (WHITE; SCHIEBOUT, 2008).

Figura 3742. Relações molares dos perfis de paleossolos, no ponto Nazária.



7.4. Reconhecimento dos argilominerais

Os argilominerais identificados em maiores concentrações nos horizontes escolhidos para a realização da DRX foram, o quartzo e ortoclásio (presentes em todas as amostras analisadas), albita (Timon 1, PP1, horizontes 3Ag e 3Cg2), a vermiculita (Nazária, PP1, horizonte 3Cgr1/PP2, horizonte 3Cg1), o piroxênio (Nazária, PP1, horizonte 3Cgr1/PP2, horizonte 3Cg1), muscovita (Timon 1, PP1, horizonte 3Ag), dolomita (Timon 1, PP1, horizonte 3Cg2) e biotita (Nazária, PP1, horizonte 3Cgr1).

Figura 38. Difratoograma com a interpretação dos argilominerais do horizonte 3Ag, no ponto Timon 1

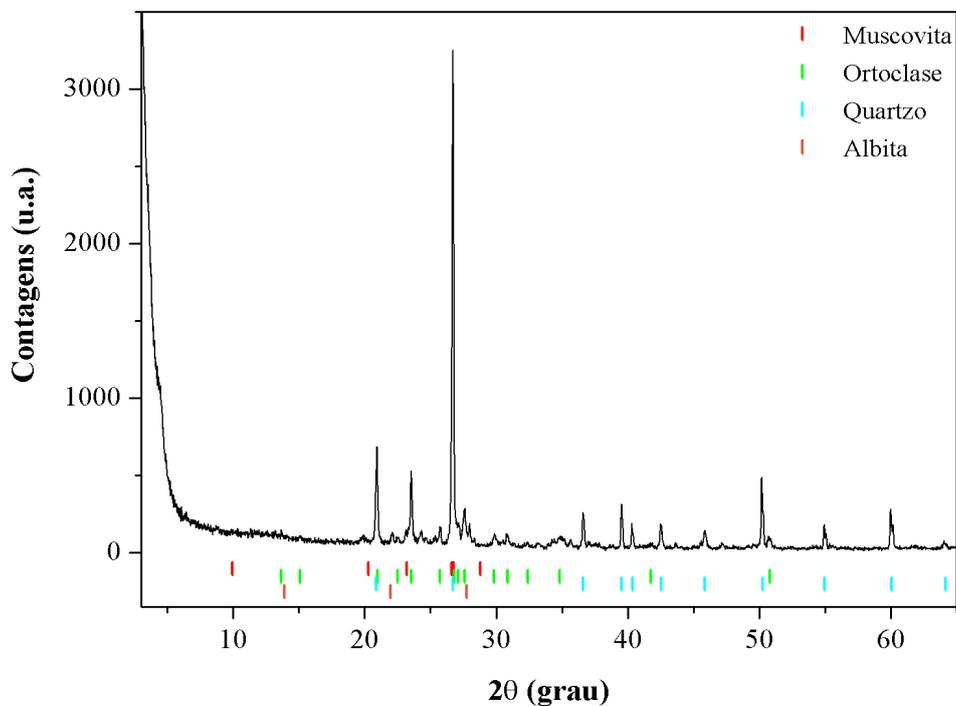


Figura 3943. Difratoograma com a interpretação dos argilominerais do horizonte 3Cg2, no ponto Timon 1

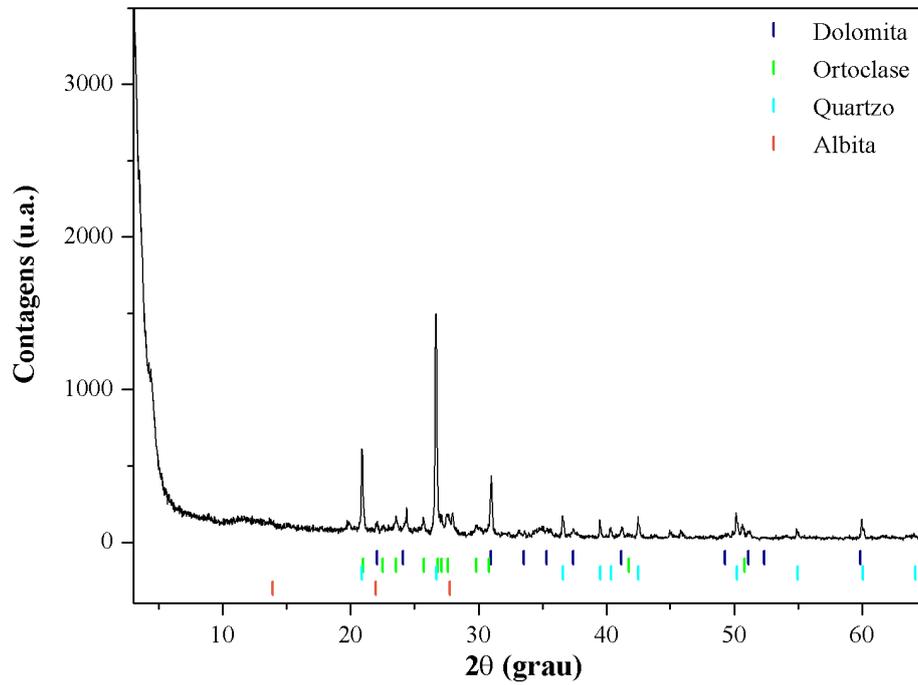


Figura 40. Difratoograma com a interpretação dos argilominerais do horizonte 3Cgr1, no ponto Nazária

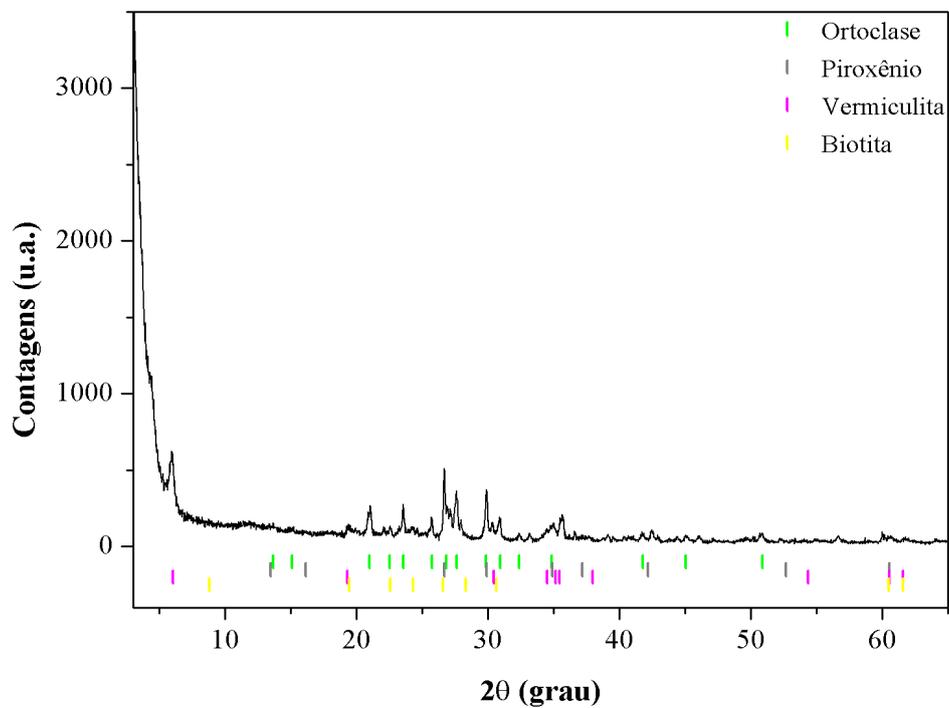
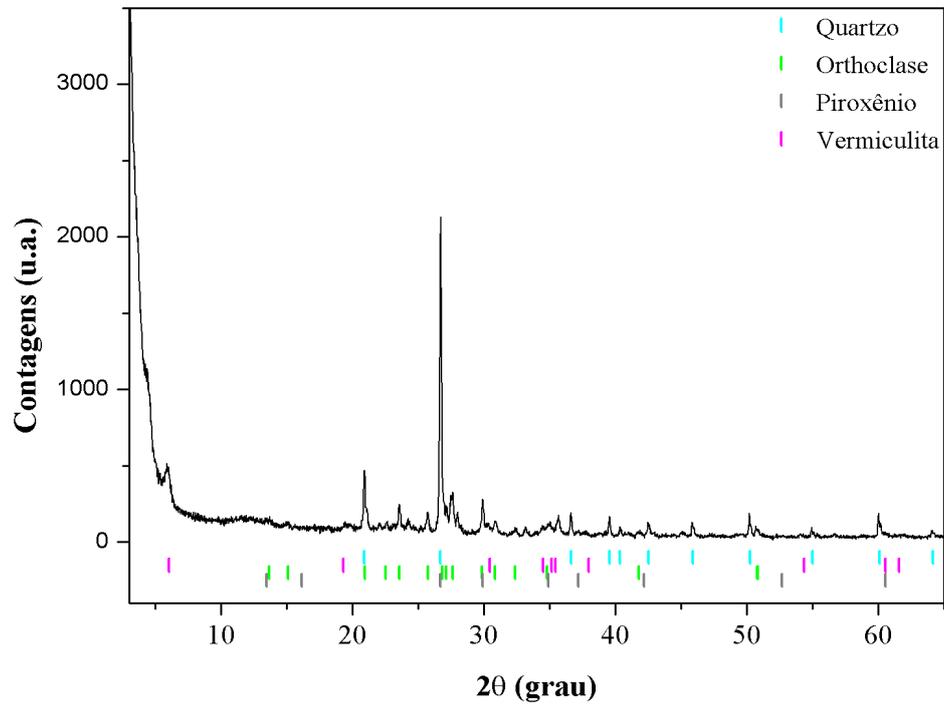


Figura 41. Difratoograma com a interpretação dos argilominerais do horizonte 3Cg1, no ponto Nazária.



8. DISCUSSÕES

Através das descrições macro e micromorfológicas detalhadas nos pontos Timon I, Timon II e Nazária, associadas às técnicas de Fluorescência e Difração de Raios X para identificar os argilominerais e a geoquímica presentes nos PPs, foi possível apresentar, caracterizar e classificar os PPs, bem como sugerir algumas informações sobre o seu paleoambiente de desenvolvimento.

Nos horizontes dos três pontos foram verificadas atividades biológicas raras a abundantes, que correspondem geralmente a formatos esféricos e cilíndricos ramificados, e possuem seu interior preenchidos por carbonatos, óxidos ou areia muito fina. Essas estruturas são os rizólitos e foram reforçados através da presença de pedotúbulos na análise micromorfológica.

As três secções trabalhadas exibem horizontes Ag, Cg e Cgr; bioturbações; rizoconcreções; mosqueamentos pela translocação do Fe e Mn; linhas horizontais que indicam oxi-redução do Fe e Mn pela lenta difusão do oxigênio; rizohalos; rizólitos acinzentados com concentração de ferro nas bordas; e matriz com presença de cores gleizadas. A maioria dessas características indicam saturação sazonal por água (Vepraskas, 1994).

Os horizontes dos PPs dos três pontos exibem estruturas pedológicas maciças, reforçadas na micromorfologia por exibir material apédico. Foram também observadas contínuas segregações ferruginosas presentes na maioria dos PPs, na forma de Glébulas, que na micromorfologia evidenciam a oscilação do lençol freático.

Foram encontrados na descrição macromorfológica de todos os perfis, volumes horizontais brancos, que levam a crer que tenham sido originados por bioturbação animal. A sugestão está relacionada ao fato de esses volumes não apresentarem indícios de processos de oxi-redução, o que necessariamente é observado em bioturbação de raízes.

Contudo, a reunião das informações possibilitou concluir que os paleossolos estudados configuram-se em paleogleis. As características químicas e morfológicas evidenciadas nos horizontes Ag, Cg e Cgr dos PPs permitiram dentro da classificação brasileira (SiBCS, 2006) identifica-los como Gleissolos Háplicos. A subordem foi classificada por exclusão das demais (Tiomórfico, Sáfico e Melânico).

Apenas três dos sete perfis estudados tem a presença do horizonte “Ag”. Isso pode ser explicado possivelmente por dois acontecimentos: i) remoção do horizonte superficial através de um novo aporte de sedimento no sistema (com exceção do PP2 do ponto Timon 1,

pois neste, os horizontes superficiais foram truncados pela atual atividade de mineração); ou retrabalhamento do horizonte superficial pelos sedimentos depositados sobrejacentes, interrompendo assim a continuidade do seu processo de desenvolvimento.

Do ponto de vista genético-evolutivo do esqueleto, quando ele é arredondado, subarredondado, subanguloso, trazem informações relacionadas a fenômenos de alteração e/ou transporte (Castro, 2002). Como a maioria dos grãos são angulosos nos PPs, essa referência pode reforçar a causa dos baixos índices de alteração dos minerais e também sugerir que estes possivelmente foram transportados dentro de um espaço relativamente curto. Por se tratarem de paleossolos originados de sedimentos aluviais, os PPs estavam inseridos em ambientes de baixa estabilidade, com curto hiato sedimentar, o que impossibilitava o solo de ter um maior desenvolvimento.

De acordo com Sampaio (2006), a presença de minerais primários nos solos é um importante indicador para avaliação do seu grau de evolução pedogenético. Acrescenta também que a presença de minerais dos grupos dos piroxênios, olivinas, anfibólios ou plagioclásio cálcico, indicam um estágio inicial de meteorização das rochas e de evolução do solo (Sampaio, 2006). Nos três pontos estudados, além do quartzo, outros minerais primários foram identificados em grandes concentrações na fração argila, constituídos inclusive por minerais muito susceptíveis à intemperização, a exemplo de piroxênios e plagioclásios.

Durante a descrição macromorfológica, notou-se que não haviam em nenhum dos pontos estudados, PPs contendo horizontes B. Essa informação foi reforçada na análise micromorfológica, onde foi constatada a ausência de argila iluvial e também de pedalidade. As reuniões dessas informações indicam, portanto, a baixa atuação dos processos pedogenéticos nos perfis, evidenciando assim, um baixo grau de evolução PPs, com desenvolvimento de solos pouco espessos.

Os pontos Timon 1 e 2 evidenciam PPs com melhor diferenciação de horizontes, perfis um pouco mais espessos e com frações maiores em relação ao ponto de Nazária. No ponto Nazária, os PPs aparentam ter um grau de evolução menor do que os demais pontos, caracterizados pela incipiente espessura de seus perfis, pela dificuldade encontrada durante a descrição macromorfológica em diferenciar as transições dos horizontes, pela baixa evidência de bioturbação, pela significativa preservação das estruturas sedimentares do material de origem e por serem constituídos de material mais fino.

Os materiais nos quais se desenvolveram os PPs são de origem dentrítica, e as significativas concentrações de álcalis no sistema refletem a natureza e a constituição

mineralógica da área fonte destes depósitos, além de inferir o tipo de topografia. A composição química e mineralogia resultante das análises, pode sugerir que a área fonte do material de origem que desenvolveram os PPs sejam provenientes de rochas como, gnaisses, granitos, micaxistos, etc.

Os baixos valores do processo de salinização, demonstram que os PPs dos três pontos não se desenvolveram em ambientes com taxas significativas de salinidade.

Os picos de dolomitização nos horizontes (Cr/P1/Timon1), (Cgr2/P3/Timon2), (3Cgr2/P1/Cgr2/P2/Nazária), indicam ser dolomitas pedogenéticas. A dolomita pedogenética é formada através da combinação de uma solução de alta atividade química composta por íons de magnésio, ferro e sódio transportados para o solo por capilaridade devido a uma rápida evapotranspiração (SHELDON & TABOR, 2009). Esses picos de dolomitização pode informar que os PPs teriam se desenvolvidos em condições paleoclimáticas semiáridas.

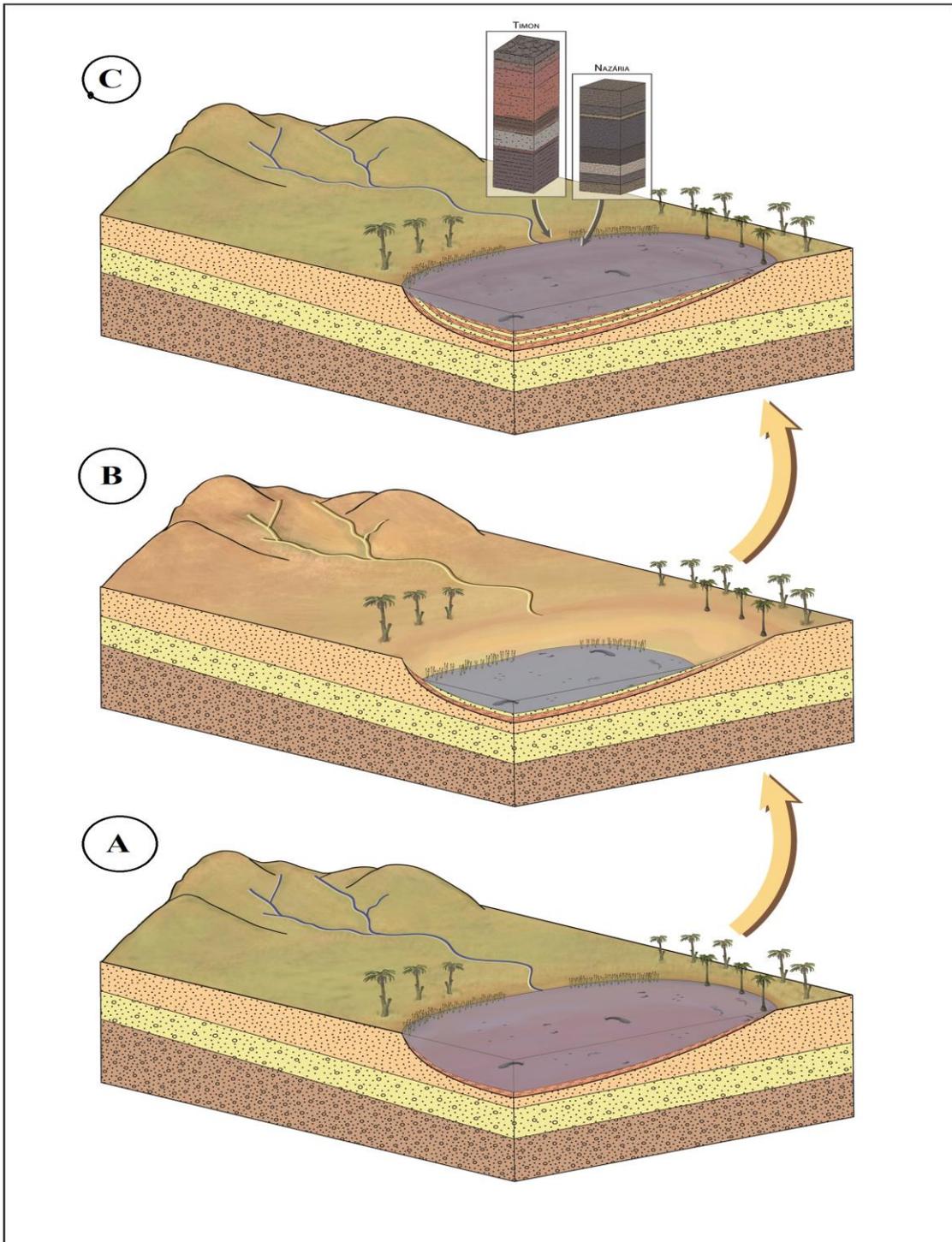
Sobre a vegetação da área, observou-se na macromorfologia que as raízes eram pouco profundas, o que leva a interpretá-las como espécies vegetais de ambientes com boas condições de disponibilidade hídrica. A presença de halos de difusão de Fe nos poros das raízes atesta esse ambiente hidromórfico. A alternância de silte e argila nos PPs, mostram que as águas ficaram mais calmas, permitindo o avanço das plantas para dentro do lago, formando-se brejos.

Segundo Demas & Rabenhorst (2001) os solos subaquosos com materiais mais finos podem estar associados a áreas batimétricas mais profundas, enquanto que os materiais de maior granulometria estão supostamente em áreas mais rasas. Essa informação pode sugerir que o ponto de Nazária tenha se desenvolvido sob uma coluna d'água mais espessa que as demais seções.

Pela reunião de informações que foram coletadas e posteriormente interpretadas, levou-se a inferir que os PPs foram desenvolvidos em um ambiente lacustre, de baixa energia, de água doce e clima árido ou semiárido.

Tais implicações paleoambientais foram compiladas a seguir, na figura 31, mostrando sequências que representam fases mais úmidas e fases de estiagem pelos quais os paleossolos foram submetidos.

Figura 42. Blocos diagramas ilustrando o possível paleoambiente de formação dos paleossolos dos pontos de Timon e Nazária. (A) Ambiente com maior disponibilidade hídrica decorrente do período de chuvas. Favorecimento do transporte e deposição de sedimentos em direção ao lago. (B) Ambiente com evapotranspiração positiva, em consequência do período de estiagem. Favorecimento de nova pedogênese através da exposição subaérea dos perfis. (C) Continuação do ciclo, com depósito de novos sedimentos.



9. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Nos municípios de Timon (MA) e Nazária (PI), a Formação Pedra de Fogo pertencente ao grupo Balsas, é reconhecida por seu abundante acervo fossilífero de animais e vegetais do Permiano.

O resultado da soma das análises químicas, físicas e mineralógicas evidenciaram pedogênese semelhantes nos PPs estudados, constituídos por paleossolos com horizontes gleizados, tendo em sua maioria a presença de marcas de raízes e halos de redução. A presença de linhas brancas horizontais e de mosqueados em boa parte dos horizontes, ao longo dos perfis estudados mostram que a oxirredução do Fe decorrente da oscilação do nível freático, testemunham um ambiente com hidromorfia. Todos os horizontes apresentam estruturas maciças indicando baixo grau de evolução dos PPs.

As relações molares sugerem que o processo pedogenético de hidrólise ($\Sigma\text{bases}/\text{Al}_2\text{O}_3$) atuou com maior intensidade nos horizontes que tiveram os menores percentuais de bases. Já os valores de CIA-K, trouxeram em média um índice de alteração de moderado a fraco, que são justificados por se tratarem de solos poucos espessos.

A significativa presença de minerais primários pouco alterados, presença de vermiculita e de picos de dolomitização em alguns horizontes, atestam que, embora os PPs tenham se desenvolvidos em uma topografia que permitia disponibilidade hídrica na maior parte do tempo, estariam possivelmente inseridos em um paleoclima árido ou semiárido.

Os valores de salinização foram muito baixos em todos os pontos, trazendo resultados inexpressivos. Tal resultado pode contribuir para a afirmação de que os PPs não se desenvolveram em ambientes marinhos, convergindo assim com as recentes pesquisas realizadas por Ianuzzi et. al. (2018) que associam a Formação Pedra de Fogo, do NE da Bacia do Parnaíba com um ambiente terrestre.

No entanto, é necessário um maior aprofundamento nos estudos envolvendo a Formação Pedra de Fogo, para que se chegue a um ponto convergente onde os cientistas das diversas áreas multidisciplinares estejam em comum acordo.

10 - REERÊNCIAS

- AGUIAR, G. A. **Revisão geológica da Bacia paleozóica do Maranhão.** Anais. XXV Congresso Brasileiro de Geologia. São Paulo – SP. **3**: 113-122, 1971.
- ALBERS, A. P. F. et al . **Um método simples de caracterização de argilominerais por difração de raios X.** *Cerâmica*, São Paulo, v. 48, n. 305, p. 34-37, mar. 2002. Available from <http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0366-69132002000100008&lng=en&nrm=iso>. access on 18 July 2019. <http://dx.doi.org/10.1590/S0366-69132002000100008>.
- ALMEIDA F. F. M; CAREIRO, C. D. R. **Inundações Marinhas faerozoicas no Brasil e Recursos Associados.** IN: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO NEVES, B. B. (Org). *Geologia do Continente Sulamericano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida.* São Paulo: Beca, P. 43-58. 2004.
- ANDRADE, Luiz S. de A.; NOGUEIRA, César R.; SILVA JUNIOR, José B. C. da. **Evolução de um Sistema Lacustre Árido Permiano, parte Superior da Formação Pedra de Fogo, Borda Oeste da Bacia do Parnaíba.** Belém, 2014.
- ANDREIS, R. R. **Identificación e Importancia Geológica de los Paleosuelos.** Porto Alegre: Editora da UFRGS, 1981.
- ARAÚJO, V. A. **Araguaína, Folha SB.22 – Z – D.** Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. CPRM/DIEDIG/DEPAT. Brasília, 2001.
- ARAÚJO, Raphael Neto. **Depósitos lacustres rasos da Formação Pedra de Fogo, Permiano da bacia do Parnaíba, Brasil / Raphael Neto Araújo.** – 2015. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2015.
- ARAÚJO, D. B. de (org.). **BACIA DO PARNAÍBA Sumário Geológico e Setores em Oferta.** 14ª Rodada Licitações de petróleo e gás. Brasília: ANP, 2017.
- BIZZI, L. A; SCHOBENHAUS, C; VIDOTTI, R. M; GONÇALVES, J. H. (orgs.) **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG.** Brasília: CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 2003.
- BLOOMFIELD, C. **Experiments on the mechanism of gley formation: Jour. Soil Sci.,** v. 1, p. 196-211. 1951.
- BOWN, T. M., and KRAUS, M. J. **Lower Eocene Alluvial paleosols (Willwood Formation northwest Wyoming, U. S. A.) and their significance for paleoecology, paleoclimatology and basin analysis: Palaeogeog, Palaeoclimatol., Palaeoecol.,** v. 34, p. 1-30. *Laecog., Palaeoclimatol., Palaeoecol.,* v. 34, p. 1-30, 1981.
- BREWER, R. **Fabric and mineral analysis of soils.** Huntington, New York: Robert E. Krieger Publications Co., 1964.

BRILHA, J. **Materiais e Recursos Geológicos**. Portugal: Departamento de Ciências da Terra da Universidade do Minho, 2007.

CALDAS, E. B., MUSSA, D., LIMA FILHO, F. P., ROSLER O. **Nota sobre a ocorrência de uma floresta petrificada de idade permiana em Teresina, Piauí**. *Boletim do Instituto de Geociências*, Publicação Especial, 7, 69-87, 1989.

CACCHIONE, D.A., SOUTHARD, J.B., 1974. **Incipient sediment movement by shoaling internal gravity waves**. *Journal of Geophysical Research* 79, 2237–2242.

CAPUTO, M.V. **Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of Northern basins of Brazil**. University of California, Tese de Doutorado, 586 p. 1984.

CARDOSO, A. J; AQUINO, S. M. C. **Problemas Ambientais Decorrentes Dos Padrões De Uso E Cobertura das Terras da Microbacia do Riacho do Roncador, em Timon (MA)**. *Geografia em questão* V.07, N. 01, 2014

CASTRO, S. S. **Micromorfologia de solos: bases para descrição de lâminas delgadas**. 2. ed. Campinas: Universidade Estadual de Campinas, 2008. 135 p.

CHAMBERS, R.M., ODUM, W.E., 1990. **Porewater oxidation, dissolved phosphate and iron curtain**. *Biogeochemistry* 10, 37–52.

CHILDS, C.W. **Field test for ferrous iron and ferric-organic complexes (on exchange sites in water-soluble forms) in soils**. *Aust. J. Soil Res.* 19:175–180, 1981.

CHUMAKOV, N. M., ZHARKOV, M. A. **Climate during the Permian–Triassic Biosphere Reorganizations**. Article 2. Climate of the Late Permian and Early Triassic: General Inferences. *Stratigraphy and Geological Correlation*, 11(4), 361-375, 2003.

CISNEROS, J.C., MARSICANO, C. ET AL. 2015. **New Permian fauna from tropical Gondwana**. *Nature communications*, 6, 8676, <https://doi.org/10.1038/ncomms9676>.

COMPANHIA DE DESENVOLVIMENTO DOS VALES DO ÆO FRANCISCO E DO PARNAÍBA (CODEVASF). **Plano de Ação para o Desenvolvimento Integrado do Vale do Parnaíba (PLANAP): Síntese executiva: Território dos Cocais / Brasília, DF, 2006**. 1 CD-ROM

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS (CPRM) – Serviço Geológico do Brasil. **Projeto Cadastro de Fontes e Abastecimento por Água Subterrânea Estado do Maranhão Relatório Diagnóstico do Município de Timon**. Teresina, 2011.

COURTILLOT, V. & RENNE, P. 2003. **On the ages of flood basalt events**. *Comp. Rendus Geoscience*, 335(1):113-140.

COX, C.B.&MOORE, P.D. 2005. *Biogeography: An Ecological and Evolutionary Approach*. 7th edn. Blackwell, Oxford.

CURI, N. (Coord.). **Vocabulário de Ciências do Solo**. Campinas: Sociedade Brasileira de Ciências do Solo, 1993.

CURL, E.A., AND TRUELOVE, B. **The Rhizosphere: Berlin, Springer-Verlag**, 288 p. 1986.

DEMAS, G.P., RABENHORST, M.C. **Factors of subaqueous soil formation: a system of quantitative pedology for submersed environments.** *Geoderma*, v. 102, p. 189-204, 2001.

Demas GP, Rabenhorst MC. Subaqueous soils pedogenesis in a submersed environment. *Soil Sci Soc Am J.* 1999;63:1250-7. <https://doi.org/10.2136/sssaj1999>.

DIAS-BRITO, D., ROHN, R., CASTRO, J. C., DIAS, R. R., RÖSLER, R. **Floresta petrificada do Tocantins Setentrional — O mais exuberante e importante registroflorístico tropical–subtropical permiano no Hemisfério Sul.** In: M. Winge, C. Schobbenhaus, M. Berbert-Born, E. T. Queiroz, D. A. Campos, C. R. G. Souza, A. C. S. Fernandes (Eds.), *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil* (v. 2. 337-354). Brasília, 2009.

DUCHAUFOR, P. **Pedology.** Allen and Unwin, London, 448 pp, 1982.

Erich E, Drohan PJ, Ellis LR, Collins ME, Payne M, Surabian D. **Subaqueous soils: their genesis and importance in ecosystem management.** *Soil Use Manage.* 2010;26:245-52. <https://doi.org/10.1111/j.1475-2743.2010.00278.x>

EMBRAPA. **Centro Nacional de Pesquisa de Solos. Sistema Brasileiro de Classificação de Solos.** 2 ed. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2006.

FAO (Roma, Itália). **Soil map of the world: 1:5.000.000 legend.** Paris: Unesco, v.1. 1974.

FARIA JR., L. E. C., TRUCKENBRODT, W. **Estratigrafia e petrografia da Pedra de Fogo – Permiano da Bacia do Maranhão.** *XXXI Congresso Brasileiro de Geologia* (v. 2, 740-754). Camboriú: SBG,1980.

FIGUEIREDO, A.M. & RAJA-GABAGLIA, G.P. **Sistema classificatório aplicado às bacias sedimentares brasileira.** *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, 16(4): 350-369, 1986.

GÓES, A.M. **A Formação Poti (Carbonífero Inferior) da Bacia do Parnaíba.** Tese de doutorado. Universidade de São Paulo, São Paulo, SP. 178 p, 1995.

GÓES, A. M. O., FEIJÓ, F. J. **Bacia do Parnaíba.** *Boletim de Geociências da PETROBRÁS*, 8(1), 57-67, 1994.

GÓES, A.M.O., TRAVASSOS, W.A.; NUNES, K.C. **Projeto Parnaíba - Reavaliação da bacia e perspectivas exploratórias.** Belém: Petrobras, v.1, 1993.

GÓES, A.M.; SOUZA J.M.P.; TEIXEIRA, L.B. **Estágio Exploratório e Perspectivas Petrolíferas da Bacia do Parnaíba-** *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 4(1):55-64, 1990.

Golonka, J. & Ford, D. 2000. Pangean (Late Carboniferous–Middle Jurassic) paleoenvironment and lithofacies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 161:1-34.

IANNUZZI, R.; NEREGATO, R; CISNEROS, J.; CZYK, K; RÖBLER, R; ROHN, R.; MARSICANO, C.; FRÖBISCH, J; FAIRCHILD, T; SMITH, R; KURZAWA, F; RICHTER, M; LANGER, M; TAVARES, T; KAMMERER, C; CONCEIÇÃO, D. M; PARDO, D. J; ROESLER, A. G. **Re-evaluation of the Permian macrofossils from the Parnaíba Basin: biostratigraphic, palaeoenvironmental and palaeogeographical implications.** Geological Society, London, Special Publications (2018),472(1):223

IANNUZZI, R. & SCHERER, C.M.S. 2001. **Vegetais fósseis carbonificados na Formação Pedra-de-Fogo, Bacia do Paranaíba, TO-MA: significado paleoambiental** [Carbonified plant fossils in the Pedra-de-Fogo Formation, Parnaíba Basin, TO–MA: paleoenvironmental significance]. In: II Simpósio sobre a Bacia do Araripe e bacias interiores do Nordeste, 1997, Crato. Sociedade Brasileira de Paleontologia, Fortaleza, Brazil, 129–139.

IMBELLONE, P. A. **Classification of Paleosols.** Revista de Geociências, São Paulo: Unesp V. 30, N. 1, P. 5-13, 2011.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). **Censo Demográfico de 2010.** Disponível em: <<http://www.censo2010.ibge.gov.br/>>. Acessado em: 12 fev. 2019.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA – IBGE. **Manual Técnico de Pedologia.** 2. ed. (Série Manuais Técnicos em Geociências), n. 4, Rio de Janeiro, 2007.

IPHAN–PI, Instituto do Patrimônio Histórico e Artístico Nacional. **Plano de Gestão, Conservação e Manejo da Floresta Fósil do Rio Poti: Proposta Para Aplicação Intergovernamental.** Superintendência do Iphan no Piauí. Teresina, 2013.

JENNY, H., 1980. **The Soil Resource: Origin and Behavior.** Ecological Studies, vol. 37, Springer- Verlag, New York.

Kiehl, J.T. & Shields, C.A. 2005. **Climate simulation of the latest Permian: Implications for mass extinction.** *Geology*, 33(9):757–760.

KLAPPA, C.F. **Rhizoliths in terrestrial carbonates: classification, recognition, genesis, and significance:** *Sedimentology*, v. 26, p. 613–629, 1980.

KRAUS, M. J.; HASIOTIS, S. T. **Significance of Different Modes of Rhizolith Preservation to Interpreting Paleoenvironmental and Paleohydrologic Settings: Examples From Paleogene Paleosols, Bighorn Basin, Wyoming, U.S.A.** *Journal of Sedimentary Research*, 2006, v. 76, 633–646.

KRAUS, M. **Paleosols in clastic sedimentary rocks: Their geologic applications.** *Earth Sci. Rev.*, 47:41-70, 1999.

KRAUS, M. J; ASLAN, A. **Eocene Hydromorphic Paleosols: Significance For Interpreting Ancient Floodplain Processes.** Journal of Sedimentary Petrology, vol. 63. Nº 3, may, 1993, P. 453-463

LADEIRA, F. S. B. **Solos do Passado: Origem e Identificação.** Revista Brasileira de Ciências do Solo. 34:1773-1786, 2010.

LIMA, I. M. M. F. **O Relevo De Teresina, PI: Compartimentação e Dinâmica Atual.** Encontro Nacional da Associação Nacional de Pós-Graduação e Pesquisa em Geografia, 9. Goiânia, out. 2011. In: **Anais...** Goiânia, out. 2011.

LOCZY, L. de; LADEIRA, E.A. **Geologia estrutural e introdução à geotectônica.** São Paulo: Blücher, Rio de Janeiro, CNPq. 528 p, 1976.

LOUDERBACK, G.D., 1939. **San Francisco Bay sediments.** Pacific Science Association. Proceedings of the Sixth Pacific Science Congress 2, 783–793.

LOVLEY, D. R., and E. J. P. PHILLIPS. **Rapid assay for microbially reducible ferric iron in aquatic sediments.** Appl. Environ. Microbiol. 53:1536-1540, 1987.

MACK, G. H., JAMES, W. C. & MONGER, H. C. 1993. **Classification of paleosols.** Geological Society of America Bulletin, 105: 129 136.

MAZIVIERO, M. V. **Caracterização geológica da estrutura de impacto de Riachão, MA.** Dissertação (mestrado). Campinas: UNICAMP, 2012.

MEYER, R. **Paléoaérites et paléosols.** Orleans, BRGM, 1987. 163p.

MEYER, K. M., KUMP, L. R., RIDGWELL, A. **Biogeochemical controls on photic-zone euxinia during the end-Permian mass extinction.** *Geology*, 36(9), 747-750, 2008.

MILANI, E.J. & THOMAZ, A. 2000. **Sedimentary Basins of South America.** In: CORDANI, U.G., MILANI, E.J., THOMAZ, A. & CAMPOS, D.A. (eds) Tectonic Evolution of South America. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, 389–449.

NASCIMENTO, D. L; BATEZELLI, A.; Ladeira, F. S. B. **The paleoecological and paleoenvironmental importance of root traces: Plant distribution and topographic significance of root patterns in Upper Cretaceous paleosols.** CATENA^{JCR}, v. 172, p. 789-806, 2019.

NASCIMENTO, D.L; BATEZELLI, A.; LADEIRA, F. S. B. **First record of lobed trace fossils in Brazil's Upper Cretaceous paleosols: Rhizoliths or evidence of insects and their social behavior?.** JOURNAL OF SOUTH AMERICAN EARTH SCIENCES^{JCR}, v. 79, p. 364-376, 2017.

NEREGATO, R., RÖBLER, R., IANNUZZI, R., NOLL, R. & ROHN, R. 2017. New petrified calamitaleans from the Permian of the Parnaíba Basin, central-north Brazil, part II, and phytogeographic implications for late Paleozoic floras. Review of Paleobotany and Palynology, 237, 37–61, <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2016.11.001>

NOGUEIRA, A. C. R., VIEIRA, L. C. & SUGUIO, K. **Paleossolos da Formação Alter do Chão, Cretáceo-Terciário da Bacia do Amazonas, regiões de Presidente Figueiredo e Manaus.** In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 5, Serra Negra, **Anais.** São Paulo, 1999, p. 261-266.

PEREIRA, Anderson de Alencar. **Oomicetos (oomycota) no campo agrícola de nazária, piauí – sustentabilidade na prevenção e controle dos fitopatógenos em agricultura familiar.** Teresina, 2008. Dissertação (Mestrado). Universidade Federal do Piauí, 2008.

PFALTZGRAFF, P. A. dos S; TORRES, F. S. de M; BRANDÃO, R. de L. (org.). **Geodiversidade do estado do Piauí.** Recife: CPRM, 2010.

PINTO, C. P., SAD, J. H. G. **Revisão da estratigrafia da Formação Pedra de Fogo, borda sudoeste da Bacia do Parnaíba.** *XXXIV Congresso Brasileiro de Paleontologia* (v. 1, 346-356). Goiás: SBP, 1986.

PIERINI, C.; MIZUSAKI, A. M. P. **Significados Paleoambientais e Paleoclimáticos dos Paleossolos: Uma Revisão.** *Revista Pesquisas em Geociências*, 34 (1): Porto Alegre/ RS: Instituto de Geociências, UFRGS – Brasil, P.45-61, 2007.

PLUMMER, F.B. **Report on Maranhão-Piauí Geosyclinae.** Rio de Janeiro: Conselho Nacional do Petróleo, 1946.

PONNAMPERUMA, F.N. **The chemistry of submerged soil.** *Advances in Agronomy*, New York, v.24, p.29-96, 1972.

RABENHORST, M.C., WILDING, L.P., 1986. **Pedogenesis on the Edwards Plateau, Texas: II. Formation and occurrence of diagnostic subsurface horizons in a climosequence.** *Soil Science Society of America Journal* 50, 687–692.

REIS FILHO, Antônio Aderson dos. **Análise integrada por geoprocessamento da expansão urbana de Teresina com base no Estatuto da Cidade: estudo de potencialidades, restrições e conflitos de interesses.** Belo Horizonte, 2012. Tese (Doutorado). Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, 2012.

RETALLACK, G.J. **Late Eocene and Oligocene paleosols from Badlands National Park, South Dakota: Geological Society of America, Special Paper** 193, 82 p. 1983.

RETALLACK, G. J. **Soils of the past – An introduction to paleopedology.** London, Unwin Hyman, 1990. 520p.

RETALLACK, G. J. **Soils of the Past: An Introduction to Paleopedology.** Blackwell Science, London, 404p, 2001.

RHOADS, D.C., 1974. **Organism–sediment relations on the muddy sea floor.** *Oceanography and Marine Biology Annual Review* 12, 263–300.

RICHARDSON and M.J. VEPRASKAS (ed.) **Wetland soils: Genesis, morphology, hydrology, landscapes, and classification.** Lewis Publishers, Boca Raton, FL. 2000.

ROBINSON, G. W. **Soils--Their Origin, Constitution, and Classification: London, Thomas Murby, 573 p. 1949.**

SANFORD, L.P., 1994. **Wave-forced resuspension of Upper Chesapeake Bay muds.** *Estuaries* 18, 148–165.

SANTOS, Maria Eugênia de C. M.; CARVALHO, Marise. S. S., de. **Paleontologia das Bacias do Parnaíba, Grajaú e São Luís.** Programa Geologia do Brasil – PGB. Rio de Janeiro: CPRM Serviço Geológico do Brasil – DGM/DIPALE – 2009.

SANTOS, M. E. C. M.; CARVALHO, M. S. S. **Paleontologia das Bacias do Parnaíba, Grajaú e São Luís.** Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Rio de Janeiro – RJ. 211p. 2004.

SANTOS, R.D.; LEMOS, R.C.; SANTOS, H.G.; KER, J.C.; ANJOS, L.H.C. **Manual de descrição e coleta de solo no campo.** 5ª Edição. Viçosa: SBCS, 2005. 92p.

SARJEANT, W.A.S., **Plant trace fossils, in Frey, R.W., ed., The Study of Trace Fossils: New York, Springer Verlag, p. 163–179, 1975.**

SCHAEFER, Carlos E. G. R.; SIMAS, Felipe. N. B.; ALBUQUERQUE, Miriam A.; SOUZA, Eliana de; DELPUPO, Katia K. **Soil phosphatization and landscape evolution at the Abrolhos archipelago, BA.** *REM: R. Esc. Minas, Ouro Preto*, 63(4): 727-734, out. dez. 2010

SCHUMASCHER, B.A., DAY, W.J., AMACHER, M.C., And MILLER, B.J., **Soils of the Mississippi River alluvial plain in Louisiana: Louisiana Agriculture Experimental Station Bulletin 796, 275 p. 1988.**

SCHWERTMANN, U., AND TAYLOR, R.M., **Iron oxides, in Dixon, J.B., and Weed, S.B., eds., Minerals in Soil Environments, Second Edition: Madison, Wisconsin, Soil Science Society of America, p. 379–438. 1989.**

SCOTESE, C.R.; BOUCOT, A.J., MCKERROW, W.S. 1999. Gondwanan palaeogeography and palaeoclimatology. *Journal of African Earth Sciences*, 28(1):99-114.

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

SHELDON, N.D.; TABOR, N.J. Quantitative paleoenvironmental and paleoclimatic reconstruction using paleosols. **Earth-Science Reviews**, v.95, n.1-2, p.1-52, 2009

SILVA, D. T. L; COSTA, L. A. F; PAULA, M. H. A. de. **Mapeamento Geológico na Escala de 1:25 000 no Município de Babaçulândia-TO.** (Relatório de campo). Marabá: Universidade Federal do Sul e Sudeste do Pará, 2014.

SOIL SURVEY STAFF. **Soil Taxonomy.** U. S. Dept. Agri. Handbook 436, 754 pp, 1975.

SOIL SURVEY STAFF. **Keys to Soil Taxonomy, 8th edn.** U. S. Dept. Agri. Nat. Res. Conserv. Serv., 327 p. 1988.

SPISILA, André Luís. **Análise Estrutural do Intervalo Permiano-Jurássico da Bacia do Parnaíba – Região de Araguaína (TO)**. Curitiba, 2011. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Programa de Pós-Graduação em Geologia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2011.

VAN BREEMAN, N. **Genesis, morphology, and classification of acid sulfate soils in coastal plains**, in Kittrick, J.A., Fanning, D.S., and Hossner, L.R., eds., *Acid Sulfate Weathering*: Madison, Wisconsin, Soil Science Society of America, p. 95–108. 1982.

VAZ, P. T. *et al.* **Bacia do Parnaíba**. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, v.15, n.2, p.253-263, 2007.

VEPRASKAS, M.J. **Redoximorphic Features for Identifying Aquic Conditions: North Carolina Agricultural Research Service**, Technical Bulletin 301, 33 p. 1994.

VIOLANTE, A., BARBERIS, E., PIGNA, M., AND BOERO, V. **Factors affecting the formation, nature, and properties of iron precipitation products at the soil–root interface: Journal of Plant Nutrition**, v. 26, p. 1889–1908, 2003.

WALTER, M. R. (Editor) **Stromatolites**. (Developments in Sedimentology, Vol. 20). XI, 790 S., 343 Abb., 21 Tab., 5 Tafeln. Amsterdam-Oxford-New York, 1976.

WHITE, P. D.; SCHIEBOUT, J. Paleogene paleosols and changes in pedogenesis during the initial Eocene thermal maximum: Big Bend National Park, Texas, USA. **Geological Society of America Bulletin**, v. 120, n. 11-12, p. 1347-1361, 2008.

WRIGHT, V.P. **Paleopedology: stratigraphic relationships and empirical models**. In: Martini, I.P., Chesworth, W. _Eds. *Weathering, Soils and Paleosols*. Elsevier, Amsterdam, pp. 475–499, 1992.

YAALON, D. H. **Paleopedology: Origin, Nature and Dating of Paleosols**. International Society for Soil Science and Israel University Press, 350p, 1971.

ZALÁN, P.V., WOLF, S., CONCEIÇÃO, J.C.J., ASTOLFI, M.A.M., VIEIRA, I.S., APPI, V.T., ZANOTTO, O.A., MARQUES, A. **Tectonics and sedimentation of the Paraná Basin**. In: ULBRICH, H., ROCHA CAMPOS, A. C. (eds.) *Gondwana Seven. Proceedings*. São Paulo, 1991. p. 83-117.

**APÊNDICE A – DESCRIÇÃO MACROMORFOLÓGICA DOS PONTOS TIMON 1,
TIMON 2 E NAZÁRIA**

PONTO 01 (21/09/2017) – Perfis localizados no município de Timon (MA), em pedreira abandonada à margem da rodovia BR-316, Km 611. Coordenadas: 5°04'31.4" S/42° 51'11.1" W. Elevação: 104m

Perfil 01:

Cg 0-79cm

Superfície truncada pela atividade de mineração; (10R 6/1), (10R 5/1); forma interdigitada; argiloso com muita areia fina; maciço, muito duro; raras bioturbações, com preenchimento branco de até 4mm; clara e plana.

Cr 79-167cm

10R 6/1 e 5/1, intercalado na forma de lâminas; maciço, com estrutura sedimentar bem preservada; muito duro; argiloso, mas com presença de areia fina; plana e abrupta; sem evidências de bioturbações.

2r 167-188cm

10R 4/1 com pequenas porções, 10R 6/2 argiloso, com desagregação formando pastilhas; maciço; estrutura plano-paralela; muito duro; bioturbação rara de 3mm, preenchida por material mais grosso e com halos de redução (10R 8/1); plana e abrupta.

Perfil 02:

3Ag: 188-216cm

10R 6/1 com mosqueados 10R 8/2 e 10R 5/4; argiloso, com areia fina; maciço; muito duro; bioturbação comum de até 5mm preenchidas por material grosso com halos de redução; clara e plana.

3Cg1: 216-296cm

10R 6/3, com mosqueamento 10R 7/2; argiloso com areia fina; maciço, com volumes brancos horizontais de até 3mm de espessura e 20cm horizontais; bioturbação abundante de 3 a 15 mm associadas com halo de redução brancos; muito duro; gradual e plana.

3Cg2: 296-363cm

10R 5/6, com mosqueamentos brancos; argiloso com areia fina; maciço; duro; raras bioturbações similares ao horizonte anterior; ondulada e clara.

3Cg3: 363-382cm

2,5Y 8/1 mais branco, com mosqueamentos 10R 5/6; argiloso com areia fina; maciço; ondulada e interdigitada.

3Cg4: 382-435cm

10R 5/6, maciço, argiloso com areia fina; ondulada e clara.

3Cg5: 435-450cm

10R 5/6, com mosqueamentos 10R 8/1; argiloso com areia fina; maciço; muito duro; abrupta e plana.

OBS: Abaixo há um argilito pastilhado (10R 5/1).

PONTO 02 (21/09/2017) – Perfis localizados no município de Timon (MA), em pedreira ativa com extração de lajota para calçamento situada no bairro São Francisco. Na pedreira é possível observar uma exposição de aproximadamente 8 metros da ~~formação~~ **Formação** Pedra de Fogo. A descrição foi realizada da base para o topo, seguindo as discordâncias. Os intervalos de medidas também foram realizados da base para o topo. Coordenadas: 5°04'48.7" S/42° 51'3.5" W. Elevação: 79m

Perfil 01:

Ag: 0-13cm

Branco, lateralmente superposto por 10R 5/3; está de forma interdigitada; o vermelho avança sobre o branco, mas não há continuidade lateral; argiloso com areia fina, maciço; muito duro; no geral, abrupto e plana, entretanto há áreas restritas; formas onduladas e penetrações associadas a marcas de raízes; bioturbação comum preenchida por material branco ou vermelho mais arenoso.

Cg: 13-142cm

10R 3/3; argiloso com areia fina; maciço; duro; raras bioturbações com halos de redução associados a bioturbações de 3 a 6mm; nas partes inferiores do horizonte há níveis brancos horizontais nitidamente reduzindo o vermelho.

Perfil 02:**Cg1: 0-36cm**

Mosqueado 10R 4/3, 10R 5/4 e 8/1; argiloso; areia fina; maciço; bioturbação rara com halo de redução 2mm; clara e plana.

Cg2: 36-49cm

2,5Y 8/1, com mosqueados 10YR 8/8, maciço; argiloso com areia fina, mais arenoso; muito duro; bioturbação muito abundante associadas a cores amarelas de 1 a 3mm, preenchida por areia 10YR 6/6; gradual e plana.

Cg3: 49-105cm

2,5Y 8/1, 8/2 e 5YR 8/2; areno-argiloso; maciço; muito duro; abrupta e plana.

OBS: Sem bioturbação.

Perfil 03:**Ag: 0-26cm**

10R 5/2, areno-argiloso; maciço; muito duro; bioturbação milimétrica muito abundante; truncada na superfície do depósito; sem preenchimento visível; clara e plana.

Cgr1: 26-53cm

10R 5/2 com fantasmas de estruturas sedimentares 10R 6/3; maciço; areno-argiloso; bioturbação rara de 3mm preenchido por areia; sem halo de redução; clara e plana;

Cgr2: 53-103cm

10R 5/2 com fantasmas de estrutura 6/3; maciço; areno-argiloso; muito duro; bioturbação de raiz comum de 3mm e halos de redução; gradual-plana.

Cgr3: 103-218cm

10R 4/6, machas brancas horizontais 10R 8/4; maciço; areno-argiloso; muito duro; sem bioturbação; plana e abrupta.

OBS: A camada superior não foi descrita pelo difícil acesso. Ela é bastante similar ao perfil 3.

PONTO 03 (22/09/2017) – Perfis localizados no município de Nazária (PI), em pedra abandonada. Coordenadas: 5°28'37.6" S/42° 55'21.2" W. Elevação: 99m.

Perfil 01:**Cgr1: 0-41cm**

10R 4/2, com mosqueamento 10R 8/1, que por vezes lembram estruturas sedimentares deformadas e aparentemente marcas de raízes; maciça; argilo-arenosa; muito dura; clara e plana.

Cgr2: 41-62cm

10R 3/2, com volumes horizontais raros 10R 8/1; argilosa; maciça; muito dura; bioturbações raras de 3mm preenchidas por material grosso; plana e abrupta.

R: 62-71cm

Estrutura sedimentar bem preservada; cores brancas e arroxeadas, com injeção de argila ao longo de planos; textura mais arenosa.

Perfil 02:

3Cg1: 71-146cm

10R 4/1, com manchas 10R 6/1 e cores associadas a bioturbação e volumes horizontais 10R 8/1; maciço; argilo-arenoso; muito duro; bioturbações comuns preenchidas por material branco mais arenoso de até 4mm; clara suavemente ondulada; volumes isolados no interior do horizonte mais arenoso preservam a estrutura de sedimentos.

3Cg2: 146-183cm

10R 5/2 com bioturbação branca e eventuais linhas horizontais branca; argilo-arenoso; maciço; muito duro; interdigitada.

3Cgr1: 183-211cm

OBS: Estruturas sedimentares bem preservadas com gretas de contração, com estratos intercalados 10R 3/2, 10R 6/1 e porções similares a clastos 10R 7/1 e volumes brancos preenchendo gretas; clara e plana.

3Cgr2: 211-232cm

10R 4/1; argiloso, maciço muito duro; raras bioturbações de 1mm; interdigitada.

3Cgr3: 232-255cm+

10R 8/1 mais branco; 10R 5/2; maciço; arenoso-argiloso; muito duro; estrutura sedimentar bastante modificada.

PLANO DE AMOSTRAGEM

P3K P1 Cgr1

P3K P1 Cgr2

P3K P2 3Cg1

P3K P2 3Cg2

P3K P2 3Cgr1

P3K P2 3Cgr2

P3K P2 3Cgr3+