



UNIVERSIDADE FEDERAL DO VALE DO SÃO FRANCISCO
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

NATANAEL BATISTA FRANÇA

**MICROMORFOLOGIA DE SOLOS APLICADA A ESTUDO
PALEOAMBIENTAL: ESTUDO DE CASO NA CAVERNA TOCA DE
CIMA DOS PILÃO, NA REGIÃO DO PARQUE NACIONAL SERRA DA
CAPIVARA, PIAUÍ**

SENHOR DO BONFIM

2023

NATANAEL BATISTA FRANÇA

**MICROMORFOLOGIA DE SOLOS APLICADA A ESTUDO
PALEOAMBIENTAL: ESTUDO DE CASO NA CAVERNA TOCA DE
CIMA DOS PILÃO, NA REGIÃO DO PARQUE NACIONAL SERRA DA
CAPIVARA, PIAUÍ**

Trabalho apresentado a Universidade Federal do Vale do São Francisco – UNIVASF, Campus Senhor do Bonfim, como requisito para obtenção do título de Licenciatura em Geografia.

Orientador: Prof. Dr. Daniel Sousa

SENHOR DO BONFIM

2023

F814m França, Natanael Batista
Micromorfologia de solos aplicada a estudo paleoambiental: estudo de caso na caverna toca de cima dos pilão, na região do parque nacional serra da capivara, Piauí/ Natanael Batista França – Senhor do Bonfim-BA, 2023.
65 f.: il.; 29 cm

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geografia) - Universidade Federal do Vale do São Francisco, Campus Senhor do Bonfim-Ba, Senhor do Bonfim-Ba, 2023.

Orientador: Prof. Dr. [Daniel Vieira de Sousa](#)
Banca examinadora: Prof. Dr. Sirius Oliveira Souza, Prof. Dr. Márcio Lima Rios

1. Paleoambiental - Estudo 2. Micromorfologia – Caverna - Análise 3. Solo - Estudo I. Título. II. Sousa, Daniel Vieira de (Orient.). III. Universidade Federal do Vale do São Francisco.

CDD 631.4

Ficha catalográfica elaborada pelo Sistema Integrado de Biblioteca SIBI/UNIVASF

Bibliotecário: Fábio Santiago

CRB5/1785

UNIVERSIDADE FEDERAL DO VALE DO SÃO FRANCISCO

CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

FOLHA DE APROVAÇÃO

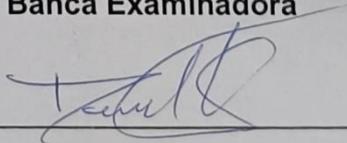
NATANAEL BATISTA FRANÇA

MICROMORFOLOGIA DE SOLOS APLICADA A ESTUDO
PALEOAMBIENTAL: ESTUDO DE CASO NA CAVERNA TOCA DE
CIMA DOS PILÃO, NA REGIÃO DO PARQUE NACIONAL SERRA DA
CAPIVARA

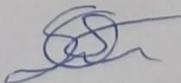
Trabalho de conclusão de curso apresentado
como requisito parcial para obtenção do título de
Licenciatura em Geografia, pela Universidade
Federal do Vale do São Francisco.

Aprovado em: 04 de Agosto de 2023.

Banca Examinadora



(Prof. Dr. Daniel Vieira de Sousa, Universidade Federal do Vale do São Francisco).



(Prof. Dr. Sirius Oliveira Souza, Universidade Federal do Vale do São Francisco).



(Prof. Dr. Márcio Lima Rios, Instituto Federal Baiano).

AGRADECIMENTOS

A Deus pela minha vida e pela força para perseverar.

Aos meus pais, Jaelson de Jesus França e Edinailde Batista França, que sempre tiveram confiança em mim e deram toda ajuda e apoio necessário.

Ao CNPq pelo recurso financeiro, que foi fundamental para o desenvolvimento deste trabalho.

Ao Prof. Dr. Daniel Sousa, pela excelente orientação, pela paciência e por me incentivar até o fim.

Aos colegas da turma, que fizeram parte da minha jornada na universidade, onde construí grandes amizades, em especial Valéria Rodrigues, Hilton Reis e Eliel Araujo.

Aos professores, pelas correções e ensinamentos que me permitiram apresentar um melhor desempenho no meu processo de formação profissional ao longo do curso.

A Paula Eduarda Gama de Carvalho Rocha (Duda), minha melhor amiga de sempre e para sempre, que me deu forças e me ajudou em meus momentos mais difíceis.

A Maura Vitória da Conceição Silva pela ajuda e apoio, que desempenhou um papel significativo nessa caminhada e merece a minha eterna gratidão.

Aos companheiros de laboratório e aos meus amigos, ainda presentes ou não, pois cada um que passou deixou uma parte do que sou hoje.

E ao meu avô, Bernardino Dias Batista, que foi meu maior exemplo de gentileza e bondade, e que sempre estará em meu coração.

"Tudo tem que **acabar** eventualmente. Senão nada poderia **começar**". - Doctor Who

RESUMO

A micromorfologia de solos é uma técnica analítica que permite a análise detalhada da estrutura e das propriedades dos solos em escalas microscópicas. Essa técnica se baseia na observação de seções finas de solo ao microscópio, o que permite a identificação de características como a textura, a porosidade, a estrutura, a mineralogia e a presença de organismos e materiais orgânicos. Este trabalho tem como objetivo estudar as características paleoambientais na região do Parque Nacional Serra da Capivara, no Piauí, através da análise micromorfológica dos sedimentos da Caverna Toca de Cima dos Pilões. A caverna é um sítio arqueológico e paleontológico, composto por dois salões denominados Teresinha e La Rotonde, onde foram encontrados materiais líticos, fogueiras estruturadas e inúmeros ossos de fauna extinta. As escavações realizadas na década de 90 pela Fundação Museu do Homem Americano revelaram uma sedimentação de mais de 10 metros de profundidade, com uma estratigrafia composta por 19 camadas, indo até o Holoceno. As camadas sedimentares foram identificadas por meio da textura, cor, feições pós-deposicionais, cimentação e restos fósseis, utilizando o Manual de Descrição e Coleta de Solo no Campo da Sociedade Brasileira de Ciência do Solo. Este estudo se baseia na análise de três lâminas delgadas coletadas entre a transição da camada 1-2 a camada 3 e entre a transição da camada 3-4 da estratigrafia. As amostras foram impregnadas com resina epóxi e cortadas em seções de 5 x 2,5 cm de espessura e 30 µm de espessura. As seções finas foram analisadas usando um microscópio petrográfico e descritas seguindo Stoops (2003). As lâminas foram divididas em zonas distintas com base nas características que as distinguem das outras, como a presença de sedimento terrígeno ou de deposição de carbonato de cálcio sendo três na lâmina 1-2, três na lâmina 3 e quatro na lâmina 3-4. A análise das amostras permitiu a identificação de pedorelíquias latossólicas nos sedimentos, e a deposição de carbonato de cálcio, que sugerem diferentes cenários ambientais, sugerindo a existência de fases climáticas mais úmidas do que a atual.

Palavras-chave: Paleoambiente; Micromorfologia; Caverna; Serra da Capivara.

ABSTRACT

Soil micromorphology is an analytical technique that allows detailed analysis of soil structure and properties at microscopic scales. This technique is based on the observation of thin sections of soil under a microscope, which allows the identification of characteristics such as texture, porosity, structure, mineralogy and the presence of organisms and organic materials. This work aims to study the paleoenvironmental characteristics in the region of the Serra da Capivara National Park, in Piauí, through the micromorphological analysis of the sediments of the Caverna Toca de Cima dos Pilões. The cave is an archaeological and paleontological site, consisting of two halls called Teresinha and La Rotonde, where lithic materials, structured bonfires and several bones of extinct fauna were found. Excavations carried out in the 90s by the Museu do Homem Americano Foundation revealed a sedimentation of more than 10 meters deep, with a stratigraphy composed of 19 layers, going back to the Holocene. The sedimentary layers were identified by means of texture, color, post-depositional features, cementation and fossil remains, using the Manual of Description and Collection of Soil in the Field of the Brazilian Society of Soil Science. This study is based on the analysis of three thin sections collected between the transition from layer 1-2 to layer 3 and between the transition from layer 3-4 of the stratigraphy. The samples were impregnated with epoxy resin and cut into 5 x 2.5 cm thick and 30 μm thick sections. Thin sections were analyzed using a petrographic microscope and described following Stoops (2003). The slides were divided into distinct zones based on the characteristics that distinguished them from the others, such as the presence of terrigenous sediment or calcium carbonate deposition, three on slide 1-2, three on slide 3 and four on slide 3-4. The analysis of the samples allowed the identification of latosolic pedorelics in the sediments, and the deposition of calcium carbonate, which suggest different environmental scenarios, suggesting the existence of more humid climatic phases than the current one.

Key-words: Paleoenvironment; Micromorphology; Cave; Serra da Capivara.

LISTAS DE FIGURAS

Figura 1 -	Carta Estratigráfica da Bacia do Parnaíba.	23
Figura 2 -	Mapa geológico do Parque Nacional Serra da Capivara e entorno.	25
Figura 3 -	Mapa das unidades morfoestruturais do PNSC.	27
Figura 4 -	Mapa de solos do Parque Nacional Serra da Capivara.	28
Figura 5 -	Localização da área de estudo. A – Localização da área de estudo no território nacional, B – Delimitação do Parque Nacional Serra da Capivara, C – Imagem de satélite da área de estudo, com a linha azul delimitando a Toca de Cima dos Pilão, D – Mapa da caverna com o local de amostragem mostrado pelo retângulo azul.	30
Figura 6 -	Representação da estratigrafia no salão Terezinha.	32
Figura 7	Interior do salão Terezinha e localização aproximada da coleta das lâminas. Lâmina 1-2 em azul, Lâmina 3 em amarelo e Lâmina 3-4 em verde.	33
Figura 8	Lâminas estudadas, sendo (a) lâmina 1-2 (b) lâmina 3 e (c) lâmina 3-4.	34
Figura 9	Fotomicrografia da Lâmina 3-4 onde podemos observar a existência de quatro zonas distintas. a-b , imagens da Zona 1, Figura a em PPL e b em XPL. Quartzo (Qz), nódulos (N) e poros (P); c-d , imagens da Zona 2 com oolitos (O), imagem c em PPL, imagem d em XPL; e-f Imagens da zona 3, imagem e em PPL e f em XPL, runiquartzo (Rq) e oolitos (O) e microestrutura granular (M); g-h , imagens da Zona 4, Figura g em PPL e h em XPL. oolito (O).	35
Figura 10	Fotomicrografia da lâmina 3-4. Figura a em PPL e b em XPL, fragmento de concha na zona 4; Figura c em PPL e d em XPL, microlaminações na zona 4. Figura e em PPL e f em XPL. Oolitos na zona 3; Figura g em PPL e h em XPL. Deposição terrígena junto a deposição de carbonato de cálcio na zona 2. Figura i em PPL e j em XPL. Nódulos na zona 2; Figura k em PPL e l em XPL. Deposição terrígena junto a deposição de carbonato de cálcio na zona 1. Figura m em PPL e n em XPL. Nódulo na zona 1.	37
Figura 11	Fotomicrografia da Lâmina 3 onde podemos observar a existência de três zonas distintas. a-b , imagens da Zona 1, Figura a em PPL e b em XPL. Quartzo (Qz) e poros (P). c-d , imagens da Zona 2	40

com oolitos (O), quartzo (Qz), Carbonato de cálcio (C) e Poros (P). imagem **c** em PPL, imagem **d** em XPL; **e-f** Imagens da zona 3, imagem **e** em PPL e **f** em XPL, nodulos (N) e oolitos (O) e poros (P).

- Figura 12 Fotomicrografia da lâmina 3. Figura **a** em PPL e **b** em XPL, oolitos (O) na zona 3; Figura **c** em PPL e **d** em XPL, osso (Os) na zona 3. Figura **e** em PPL e **f** em XPL. Rocha (Rc) na zona 3; Figura **g** em PPL e **h** em XPL. Oolito (O) na zona 2. Figura **i** em PPL e **j** em XPL. Microestruturas em bloco na zona 1; Figura **k** em PPL e **l** em XPL. Microestrutura granular na zona 1. Figura **m** em PPL e **n** em XPL. Microestrutura granular na zona 1. 41
- Figura 13 Fotomicrografia da lâmina 3. Figura **a** em PPL e **b** em XPL. Linha pontilhada indica a orientação; Figura **c** em PPL e **d** em XPL. Linha pontilhada indica a orientação. Figura **e** em PPL e **f** em XPL. Poros preenchidos com carbonato de cálcio (PP) e cristais de carbonato de cálcio ao redor dos oolitos; Figura **g** em PPL e **h** em XPL. Microestrutura granular (M), clay coating (Cc). 43
- Figura 14 Fotomicrografia da Lâmina 1-2, onde podemos observar a existência de três zonas distintas. **a-b**, imagens da Zona 1, Figura **a** em PPL e **b** em XPL. Quartzo (Qz), oolito (O) e poros (P). **c-d**, imagens da Zona 2 com oolitos (O), runiquartzo (Rq) e Poros (P). imagem **c** em PPL, imagem **d** em XPL; **e-f** Imagens da zona 3, imagem **e** em PPL e **f** em XPL, quartzo (Qz) e carbonato de cálcio (C), junto com o sedimento. 44
- Figura 15 Fotomicrografia da lâmina 1-2. Figura **a** em PPL e **b** em XPL. Poros (P), oolitos (O); Figura **c** em PPL e **d** em XPL. Poros (P), oolitos (O). Figura **e** em PPL e **f** em XPL. Osso (Os); Figura **g** em PPL e **h** em XPL. Microestrutura granular ao centro. Figura **i** em PPL e **j** em XPL. Microestruturas granulares e poros (P); Figura **k** em PPL e **l** em XPL. Runiquartzo (Rq). 45
- Figura 16 Fotomicrografia da lâmina 1-2. Figura **a** em PPL e **b** em XPL. Com rocha (Rc), nódulo (N) e osso (Os); Figura **c** em PPL e **d** em XPL. Runiquartzo (Rq). 47
- Figura 17 Fotomicrografia da lâmina 1-2, na zona 3. Figura **a** em PPL e **b** em XPL. Poros preenchidos com carbonato de cálcio (PP), oolitos (O) e clay coating (Cc); Figura **c** em PPL e **d** em XPL. Runiquartzo (Rq) e clay coating (Cc). 48

LISTAS DE TABELAS

Tabela 1 - Junção dos resultados apresentados. FG representa a 49
porcentagem da fração grossa; FF a porcentagem da fração fina;
BD significa bem desenvolvido; PD pobremente desenvolvido; MD
moderadamente desenvolvido; PEC poro de empacotamento
composto; PP poro planar; IN indiferenciado; CR cristalítico.

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

PNSC	Parque Nacional da Serra da Capivara
IPHAN	Instituto do Patrimônio Histórico e Artístico Nacional
EMBRAPA	Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical
AP.	Antes do presente

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	15
2 REVISÃO DE LITERATURA	17
2.1 MICROMORFOLOGIA DO SOLO APLICADO A ESTUDOS PALEOCLIMÁTICOS E PALEOAMBIENTAIS	17
2.2 PALEOAMBIENTES E PALEOCLIMATOLOGIA NO NORDESTE DO BRASIL	20
2.3 REGIÃO DO PARQUE NACIONAL DA SERRA DA CAPIVARA	22
2.3.1 Geologia	22
2.3.2 Geomorfologia	26
2.3.3 Solos	28
2.3.4 Clima e Vegetação	29
3 OBJETIVO	29
3.1 GERAL	29
4 MATERIAL E MÉTODO	30
4.1 ÁREA DE ESTUDO	30
4.2 COLETA DE AMOSTRA E DESCRIÇÃO DE LÂMINAS DELGADAS	32
5 RESULTADOS	35
5.1 ANÁLISES MICROMORFOLÓGICAS	35
5.2 LÂMINA 3-4	35
5.3 LÂMINA 3	40
5.4 LÂMINA 1-2	44
6 DISCUSSÃO	51
7 CONCLUSÃO	53
REFERÊNCIAS	55

1 INTRODUÇÃO

A micromorfologia de solos é uma técnica analítica que permite a análise detalhada da estrutura e das propriedades dos solos em escalas microscópicas. Essa técnica se baseia na observação de seções finas de solo ao microscópio, o que permite a identificação de características como a textura, a porosidade, a estrutura, a mineralogia e a presença de organismos e materiais orgânicos (STOOPS, 2021). Esta técnica tem sido utilizada em estudos paleoambientais por permitir a identificação de diversos processos que ocorrem na paisagem (KEMP, 1998; STEPHENS et al, 2005; MILLER E GOLDBERG, 2009; SEDOV et al, 2010; SOUSA et al., 2023). Isso pode fornecer informações valiosas sobre a evolução dos ecossistemas e sobre as interações entre o clima, o solo e a vegetação ao longo do tempo.

Miller e Goldberg (2009) e Shunk et al (2009) demonstram que com o uso da micromorfologia é possível identificar as mudanças na composição e na estrutura do solo, clima e vegetação no neógeno e no quaternário. Através da análise micromorfológica foi possível identificar mudanças significativas nos processos pedogenéticos, que estão relacionadas a mudanças climáticas e a mudanças na paisagem circundante. Sousa et al (2023), em um perfil de sedimento de caverna na Toca de Cima do Pilão no Parque Nacional da Serra da Capivara, Piauí, datado de 103 a 8 mil anos, obteve informações sobre a história da formação do solo, vegetação e clima do Nordeste do Brasil durante o Pleistoceno Superior ao Holoceno Inferior, ao observar as características micromorfológicas do solo junto à análise da composição geoquímica e mineralógica. Constatando que intemperismo severo e vegetação densa foram as condições paleoambientais dominantes durante os períodos úmidos que ocorreram na região semiárida. Estudos como estes ilustram a importância da micromorfologia para a compreensão das mudanças ambientais ao longo do tempo, bem como para a identificação de processos e interações que não seriam visíveis por meio de outras técnicas.

Grande parte dos estudos paleoclimáticos e paleoambientais realizados no Brasil são baseados em vestígios encontrados em espeleotemas de cavernas (AULER et al., 2009; CRUZ et al., 2009; BARRETO, 2010; STRÍKIS et al., 2018; NOVELLO et al., 2019, WENDT et al., 2019) pólenes (BARRETO 1996; DE OLIVEIRA

et al.,1999; LEDRU et al., 2001) e sedimentos marinhos (BOUIMETARHAN et al., 2018; CAMPOS et al. 2019). Poucos estudos utilizam sedimentos clásticos de cavernas para análises paleoambientais (UTIDA et al., 2020; SOUSA et al., 2023). Estes sedimentos podem conter um importante registro paleoambiental sobre a região em que são encontrados (SOUSA et al., 2023).

Na região nordeste do Brasil, durante o pleistoceno, houveram condições mais frias e úmidas do que a condição semiárida atual (Cartelle & Hartwig, 1996; AULER & SMART, 2001; STRÍKIS et al. 2018; SOUSA et al. 2023). Para o Pleistoceno este cenário de maior umidade se relaciona ao deslocamento para o sul da Zona Convergência Intertropical, e que está associada às mudanças de temperaturas na superfície do mar devido às descargas de icebergs no Atlântico Norte (Eventos de Heinrich, HS) (WANG et al. 2004; WANG et al., 2007; CRUZ et al., 2009). Para o Holoceno os eventos úmidos são consistentes com a Oscilação Multidecadal do Atlântico (NOVELLO et al., 2012; STRÍKIS et al., 2018). Estudos recentes mostraram que a vegetação de floresta tropical prevaleceu na bacia do rio Parnaíba (Nordeste do Brasil) durante o regime úmido do Younger Dryas (YD)¹ (Bouimetarhan et al., 2018). Entretanto ainda existem lacunas no estudo da paleoclimatologia e paleoambientes do quaternário no Nordeste brasileiro referentes a gênese de solos, vegetação e processos geomorfológicos que ainda precisam ser preenchidas.

Entre as regiões onde encontramos vestígios relevantes sobre as mudanças climáticas ocorridas no Nordeste brasileiro, podemos citar a Serra da Capivara situada no Estado do Piauí, a região da Chapada Diamantina no Estado da Bahia, as paleodunas do vale do São Francisco, as cavernas carbonáticas do Rio Grande do Norte, a região de off-shore do litoral nordestino.

A região do Parque Nacional da Serra da Capivara (PNSC) é o local com maior concentração de pinturas rupestres das Américas com mais de 1.000 sítios arqueológicos cadastrados no Instituto do Patrimônio Histórico e Artístico Nacional (IPHAN) (GUIDON & DELIBRIAS, 1986; GUIDON & PESSIS, 1993), sendo também um manancial de dados paleontológicos e paleoambientais (GUÉRIN, 1993; GUÉRIN

¹ 1. Younger Dryas (YD) é uma teoria recente que sugere que um corpo ou corpos meteoríticos atingiram e/ou explodiram na América do Norte há 12.900 anos, causando o episódio climático YD, a extinção da megafauna do Pleistoceno e o desaparecimento do grupo arqueológico Clovis.

et al., 1996, FAURE, et al., 1999; GUÉRIN & FAURE, 2004; 2013; PARENTI et al., 2021), rico em informações sobre a evolução climática durante o Quaternário no semiárido tropical. No entanto há uma escassez de estudos paleoambientais nesta região, por isso faz-se necessário a realização de estudos a fim de conhecer as condições plaeoclimáticas e paleoambientais na região do PNSC. Em vista disto, este trabalho busca estudar as características paleoambientais na região do parque Nacional Serra da Capivara (PI), através da análise micromorfológica dos sedimentos da Caverna Toca de Cima dos Pilão.

2 MICROMORFOLOGIA DO SOLO APLICADO A ESTUDOS PALEOCLIMÁTICOS E PALEOAMBIENTAIS

Segundo Courty e Goldberg (1989), a micromorfologia do solo consiste no uso integrado de várias técnicas microscópicas para estudar o arranjo e a natureza dos componentes que formam os sedimentos e os solos. Ainda reiteram que o poder desta análise pode fornecer informações chave sobre as assinaturas sedimentares diagnósticas de atividades humanas. Este tipo de análise pode ser usado para obter uma reconstrução ambiental detalhada.

A micromorfologia foi desenvolvida e aprimorada principalmente por pedólogos europeus na década de 1950. O pioneiro na área da micromorfologia foi o pedólogo francês Georges Bertrand, que começou a estudar finas seções de solos sob o microscópio na década de 1940. Outros pesquisadores importantes na área incluem Louis Legendre, e Paul Nicolet, Jean-Pierre Bardet, P. Bullock A. Jorgerius, e G. Stoops (BULLOCK; MURPHY; FEDOROFF, 1985; STOOPS, 2021; SCHAETZL; THOMPSON, 2015).

Ao longo das décadas seguintes, a micromorfologia se tornou uma técnica amplamente utilizada na análise de solos, especialmente na Europa, mas também em outras partes do mundo. Hoje, é considerada uma ferramenta importante para a caracterização detalhada e a compreensão da estrutura e das propriedades dos solos (Huggett, 2019; WRB, 2015). Essa técnica é comumente utilizada em estudos de solo (JONGERIUS, 1975; BULLOCK; MURPHY; FEDOROFF, 1985; STOOPS, 2021), sedimentos de cavernas (GOLDBERG, 1979; MARTINI, 2011) e reconstruções

paleoambientais e paleoclimáticas (SOUSA et al, 2023; LONGHI, 2021; MILLER, 2009; SROUBEK, 2007).

Bullock (1984) afirma que na descrição das seções delgadas três grupos constituintes são geralmente reconhecidos: componentes básicos, microestruturas, incluindo agregados e poros, e pedofeições, ou seja, feições derivadas de diversos processos formadores de solo.

A micromorfologia de solos pode ser utilizada a fim de melhor caracterizar e diferenciar os sedimentos de encosta relacionados a períodos de instabilidade geomórfica dentro do Quaternário. Durante esses períodos de instabilidade os perfis de solo são truncados nas áreas produtoras de sedimentos, e outros perfis são soterrados nas áreas deposicionais. Os períodos de deposição de sedimentos são os mais interessantes para a pesquisa estratigráfica. Durante sua ocorrência os solos são inumados por sedimentos e mais tarde podem ser utilizados como marcadores estratigráficos (Mucher e Morozova, 1983).

Em trabalho realizado na área de Fazenda Nova localiza-se na porção centro-leste do estado de Pernambuco, no município de Brejo da Madre de Deus, Silva (2009) aplica a micromorfologia de solos nos estudos de sedimentos quaternários, como ferramenta para reconstrução paleoambiental. Inicialmente Silva (2009) realizou uma descrição morfológica dos sedimentos a partir da proposta de Gale & Hoare (1991). De acordo com os resultados obtidos por Silva (2009), por meio da observação *in situ* dos sedimentos e de análises da micromorfologia de solos, conclui que os depósitos analisados foram derivados ora por sedimentação gravitacional do tipo fluxo de detritos, provavelmente sob condições torrenciais, ora por erosão laminar.

Em Swabian Jura, na Alemanha, Goldberg *et al* (2003) realizaram pesquisas com uso da micromorfologia na caverna Hohle Fels. A Caverna está situada na extensão leste de Swabian Jura, cerca de 20 km a oeste de Ulm, é formada dentro de um recife de calcário do Jurássico Superior e está a cerca de 534 m acima do nível do mar. Segundo Goldberg *et al* (2003) os sedimentos da Caverna Hohle Fels revelam pequenas variações da textura, tecido (fabric) e organização dos principais constituintes. Em geral, os sedimentos são caracterizados pela heterogeneidade, que se expressa de diferentes formas ao longo da sucessão estratigráfica. Os

componentes básicos, argila, fragmentos líticos, osso, carvão e algum material orgânico fino, são consistentes na maior parte da sequência, embora sua organização e proporção mudem localmente dentro dos depósitos. As amostragens desta região datam do Magdaleniano e do Holoceno.

Ferreira e de Oliveira (2006), aplicaram micromorfologia de solos ao estudo de sedimentos alúvio-coluviais em cabeceiras de vale, em Santa Catarina. Nos depósitos estudados foram observadas feições microscópicas que indicam estruturas criadas por processos de sedimentação, tais como laminações cruzadas e planares, alternância de lâminas de seleção variável, descontinuidades erosivas, estruturas de deformação plástica, acumulação de finos em final de escoamento, mobilização de finos por peneiramento ascendente e descendente e mudanças texturais entre unidades distintas. Segundo Ferreira e de Oliveira (2006) o tipo de erosão implica a atuação de mecanismos variados ao longo do tempo e constitui processo erosivo recorrente sobre encostas em geral. A identificação e a caracterização de estruturas sedimentares associadas a tal processo podem vir a constituir importante ferramenta de interpretação, sobretudo no que se refere à interpretação paleoambiental.

Sousa et al (2023), ao usar as técnicas da micromorfologia em sedimentos de cavernas da Serra da Capivara, Piauí, estudaram uma coluna de sedimento bem preservada de cerca de 6 metros de profundidade. No geral as camadas são compostas por uma estrutura maciça com grãos subarredondados mal selecionados e com poucos fragmentos de rocha e uma grande variedade de características pedogênicas, como preenchimentos soltos contínuos, revestimento de argila, nódulos de Fe/Mn. Sousa et al (2023) identificaram diversas camadas relacionadas a sedimentação química que contém relíquias latossólicas tais como microestruturas granulares, nódulos de Fe e runiquartzo. A análise mineralógica por Difração de Raios-X revelou uma mineralogia caulínica-gbissítica indicando condições intempéricas de moderadas a severas na área de estudo entre 100 e 80 mil anos antes do presente.

Com base nos resultados obtidos pelos autores, a utilização da análise micromorfológica a essa linha de investigação parece promissora. Sua aplicação a depósitos “modernos” e a depósitos antigos.

2.1 PALEOAMBIENTES E PALEOCLIMATOLOGIA NO NORDESTE DO BRASIL

As reconstituições paleoclimáticas obtidas com alta resolução temporal através dos valores de δO das estalagmites revelaram que a insolação foi também a principal forçante das variações de paleoprecipitação no Nordeste brasileiro, assim como observado nas regiões Sul e Sudeste, em registros temporalmente mais longos Cruz (2005, 2009). As variações da precipitação em escala de tempo orbital são caracterizadas pela presença de um dipolo de precipitação entre as regiões Sul/Sudeste e Nordeste do Brasil.

Wang et al (2004) através de datações por Urânio-tório de espeleotemas provenientes da região norte semiárida da Bahia indicam um aumento considerável da precipitação na região, em períodos com duração entre 500 e 2.000 anos, durante os últimos 90.000 anos, que foram classificadas como eventos de mudanças climáticas abruptas. Dados de δO de espeleotemas do Rio Grande do Norte (CRUZ et al., 2009) corroboram os resultados apresentados por Wang et al. (2004) para o período do HS1 – entre aproximadamente 18.000 e 15.600 anos Antes do Presente.

No entanto, os eventos quentes abruptos no hemisfério norte, a exemplo do evento Bølling-Allerød (período intersticial quente e úmido abrupto que ocorreu durante os estágios finais do último período glacial), ocorrido entre aproximadamente 14.600 e 12.800 anos cal. AP podem também impactar o clima do Nordeste do Brasil (Rasmussen et al., 2006). O evento de Bølling-Allerød influenciaria na criação de um grande déficit na precipitação decorrente do deslocamento da ZCIT (Zona de Convergência Intertropical) para Norte, assim como observado no Oeste da Bahia (WANG et al., 2007). Corroborando com esses dados, existe também um registro de pólen de De Oliveira et al. (1999) mostra condições mais úmidas de 12.700 a 10.200 anos Antes do Presente.

Auler (1999) realizou um trabalho na comunidade de Pacuí em Campo Formoso, Bahia, onde existem várias cavernas, incluindo uma das maiores cavernas do Hemisfério Sul, a Toca da Boa Vista. A Toca da Boa Vista é uma caverna com mais de 84 km de passagens, nesta caverna foram analisados travertinos, que são formados através da precipitação a partir de águas de nascentes ricas em carbonatos que fluem apenas quando há recarga líquida para as águas subterrâneas e em regiões áridas ou semiáridas pode ser um indicador confiável dos períodos pluviais passados

(LIVNAT E KRONFELD, 1985; KRONFELD et al., 1988; SZABO, 1990; CROMBIE et al., 1997).

As idades obtidas dos espeleotemas subaquáticos da Toca da Boa Vista sugerem que os níveis de água nesta região foram maiores do que os presentes nos últimos dois períodos glaciais. Depósitos de travertino próximos também estavam ativos durante o último máximo glacial e em algum momento no meio Pleistoceno. Os dados de travertino e espeleotema do lençol freático permitem o reconhecimento de três períodos passados de aumento de chuvas. Os depósitos de travertino mais jovens foram depositados entre 21.000 e 9000 anos B.P., compreendendo o último máximo glacial e o período subsequente de deglaciação. (AULER, 1999)

No cenário climático elaborado por Ab'Saber (1982), a caatinga seria a vegetação mais difundida na América do Sul durante o período equivalente ao Último Máximo Glacial, há cerca de 18.000 anos A.P., mas conforme estudos realizados por outros autores a modificação da paisagem não se deu de forma regular dentro da região Nordeste durante a transição Pleistoceno/Holoceno, segundo eles alguns pontos tiveram transformações mais abruptas, enquanto em outras regiões, espécies de megafauna persistiram por mais tempo (ASTETE et al, 2016; DE OLVEIRA et al, 2014; GONÇALVES et al, 2017; SANTOS et al, 2012; SALLUN et al, 2007;).

Registros de Stríkis et al (2011) obtidos registro é de uma caverna localizada na porção norte do estado de Minas Gerais a partir de isótopos de oxigênio de estalagmites datados de ^{230}Th apontam flutuações abruptas na precipitação, além de variações na intensidade da monção de verão sul-americana (SASM), incluindo os períodos correspondentes à Pequena Idade do Gelo (LIA), a Anomalia Climática Medieval (MCA) e um evento em torno de 2800 anos A.P. outros registros de monções no sul tropical da América do Sul, condições secas prevaleceram durante a LIA no Nordeste.

Barreto (2010) realizou uma reconstituição da pluviosidade da Chapada Diamantina, na Bahia, através de registros isotópicos em estalagmites, observando a presença de oscilações abruptas na variação climática da região. Barreto (2010) também fala que as simulações através de modelos climáticos do passado que consideram a influência das Monções Sul-americana (MAS) sob alterações da circulação zonal são mais coerentes com os dados de espeleotemas, reproduzindo condições atmosféricas favoráveis para convergência de umidade oceânica e formação de chuvas no Holoceno Médio no Nordeste em relação ao Holoceno inferior.

Na Serra da Capivara, Piauí, Sousa et al (2023), combinando dados geoquímicos, mineralógicos, de micromorfologia do solo e paleontológicos obteve informações sobre o intemperismo, a pedogênese e a história da vegetação no Nordeste do Brasil nos últimos 100 mil anos, apontando condições meteorológicas de moderadas a altas na área de estudo entre 100 e 80 mil anos, com florestas secas abertas e solos ricos em caulinita, e períodos secos com regime de chuvas torrenciais entre 76 e 65 mil anos. Os estudos demonstraram que intemperismo severo e vegetação densa foram as condições paleoambientais dominantes durante os períodos úmidos.

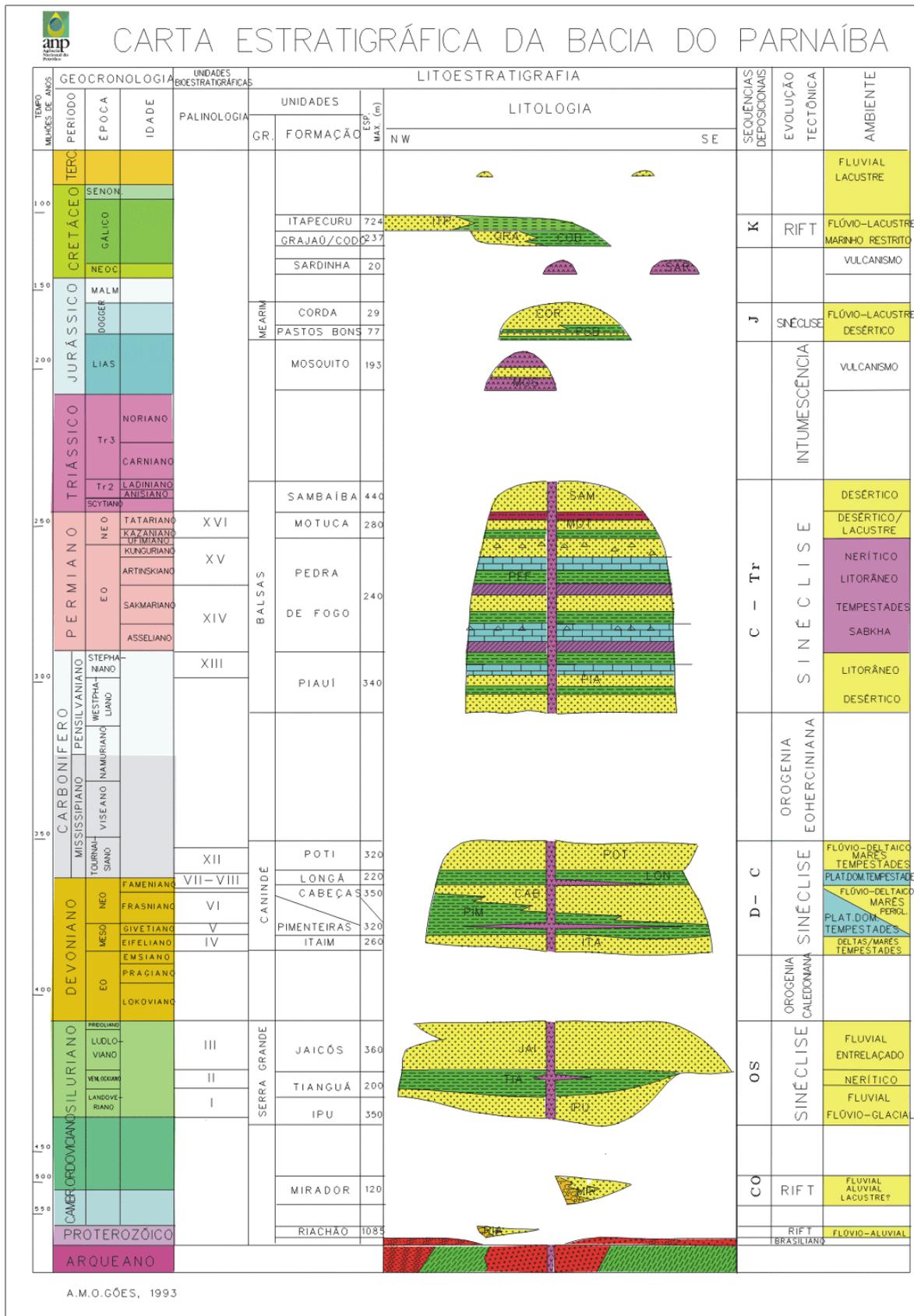
2.2 REGIÃO DO PARQUE NACIONAL DA SERRA DA CAPIVARA

2.2.1 Geologia

O Parque Nacional da Serra da Capivara está localizado na região de encontro das províncias Tectônico-Estruturais Borborema, Parnaíba e São Francisco caracterizadas por apresentar aspectos geológicos distintos, reunidos durante o Ciclo Brasileiro (Neoproterozóico – Siluriano) (ALMEIDA et al., 1977, 1981).

Está inserido na bacia sedimentar do Parnaíba (Figura 1), área marcada por arenitos e conglomerados da Formação Cabeças e Serra Grande, micaxisto e calcários metamorfizados do Grupo Bambuí, Formação Barra Bonita com intrusões de granitos, folhelhos, argilitos e siltitos da Formação Pimenteira e depósitos colúvio aluvionares cenozoicos (BARTORELLI, 2012).

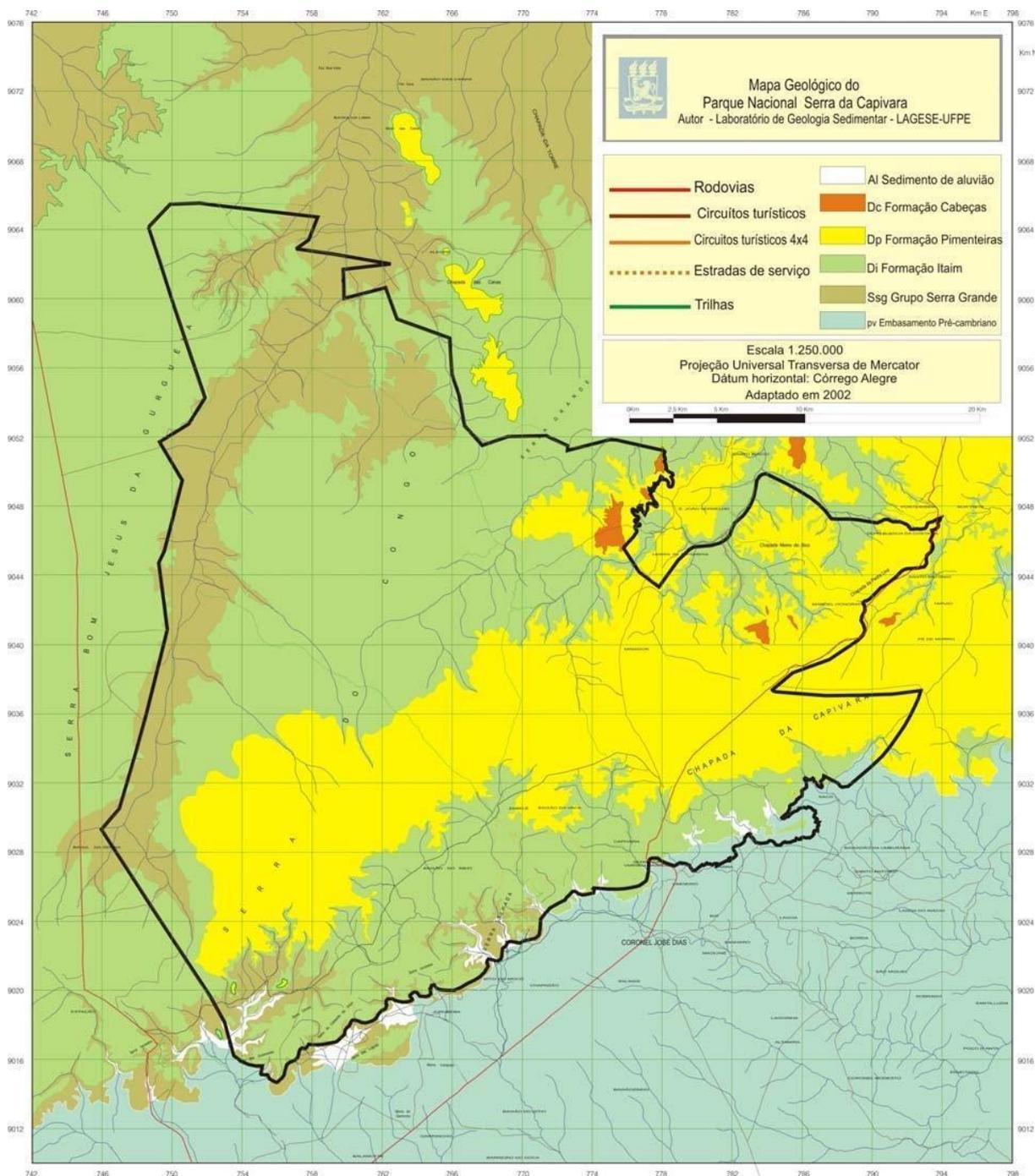
Figura 1 – Carta Estratigráfica da Bacia do Parnaíba.



Fonte: Góes e Feijó (1994).

Na região há afloramentos de rochas com sedimentos do Siluriano e Devoniano, que correspondem aos grupos Serra Grande e Canindé, a descrição estratigráfica dos grupos Serra Grande e Canindé é baseada na mais recente coluna estratigráfica, proposta por Góes e Feijó (1994). O Grupo Serra Grande foi estabelecido como sendo constituído pelas Formações Ipu (Figura 2), composta de arenito médio a grosso, de origem fluvial (entrelaçado), raramente ocorrendo siltito, folhelho e diacmitito, que indica influência periglacial; Tianguá, constituída por arenito fino quartzoso e feldspático e subgravaca a leste e a sul, passando para folhelho a norte e a oeste, contendo também folhelho cinza, siltito e arenito ;e Jaicós, constituída por arenito médio a fino quartzoso e feldspático, com seleção de boa a moderada e subgravaca quartzosa (BAPTISTA et al, 1984; CUNHA, 1986; PETRI E FÚLFARO, 1984). O Grupo Serra Grande aflora nas bordas leste e nordeste da bacia, sob forma de escarpas abruptas, formando cuevas com os seus “fronts” voltados para fora da bacia (Cunha, 1986).

Figura 2 - Mapa geológico do Parque Nacional Serra da Capivara e entorno.



Fonte: LAGESE, 2002.

2.2.2 Geomorfologia

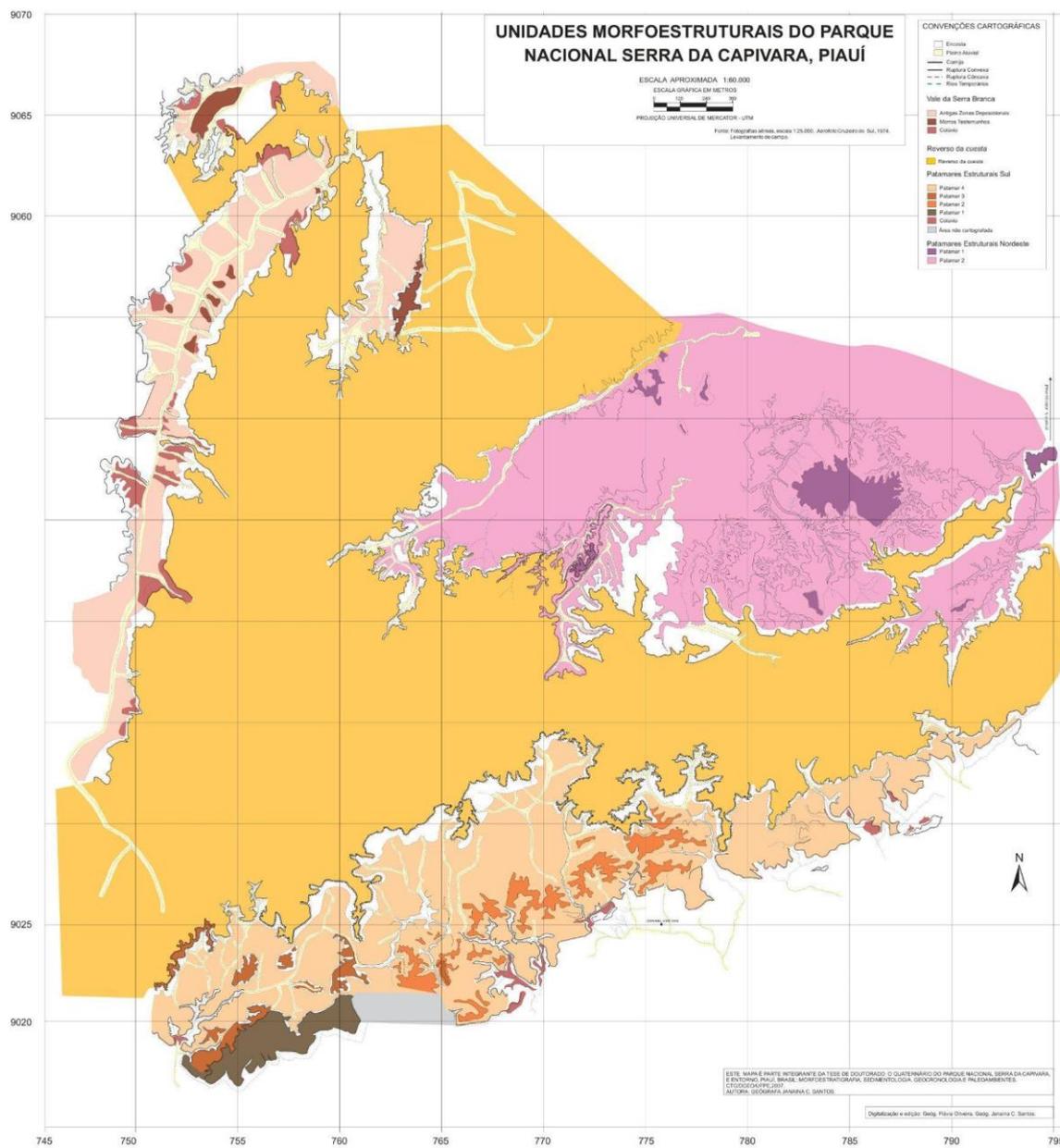
Localizada no alto curso da bacia do rio Piau, no contato com a Bacia do Parnaíba e a Faixa Riacho do Pontal, segundo Pellerin (1984, a, b) três unidades geomorfológicas podem ser reconhecidas no Parque Nacional Serra da Capivara e circunvizinhanças, sendo elas os planaltos areníticos, cuestras e pedimentos (Figura 3).

Os planaltos areníticos situam-se a oeste do Parque Nacional Serra da Capivara e constituem chapadas do reverso da cuesta, de relevo regular, de topos tabuliformes de baixa declividade e baixa dissecação, cortado por vales com fundo plano, profundamente encaixados e dominados diretamente por cornijas de arenitos subverticais, esculpidos em relevos ruiformes e arredondados (SANTOS, 2007).

As cuestras foram modeladas em rochas predominantemente areníticas e conglomeráticas do Grupo Serra Grande, sendo projeções da Bacia do Parnaíba sobre a Província Borborema, constituídas por uma área com dois alinhamentos de cuesta, distando entre si. O desnível entre a cuesta e o pedimento oscila entre 200m a 250m. O front da cuesta exhibe canyons de entalhe profundo e muito dendriformes, dominados diretamente por paredões de morfologia ruiforme-arredondada (SANTOS, 2007).

E o pedimento se caracteriza como uma vasta área de erosão, situada no sopé da cuesta. É uma área muito plana, assim formada em decorrência de uma longa evolução em regime de dissecação, variando de 60km a 80km de largura. O pedimento se inclina suavemente a partir dos bordos da cuesta arenito, rumo à calha central do rio Piau. A sul do pedimento está a área de afloramentos de gnaise, composta por numerosos inselbergs isolados, ou dispostos em maciços, correspondendo a fácies mais resistentes e ao Norte do pedimento está a área dos micaxistos, é a mais aplainada, com relevos residuais, compostos de inselbergs isolados de granito intrusivo e de pequenos maciços carstificados de mármore, localmente chamados de serrotes (SANTOS, 2007).

Figura 3 - Mapa das unidades morfoestruturais do PNSC.



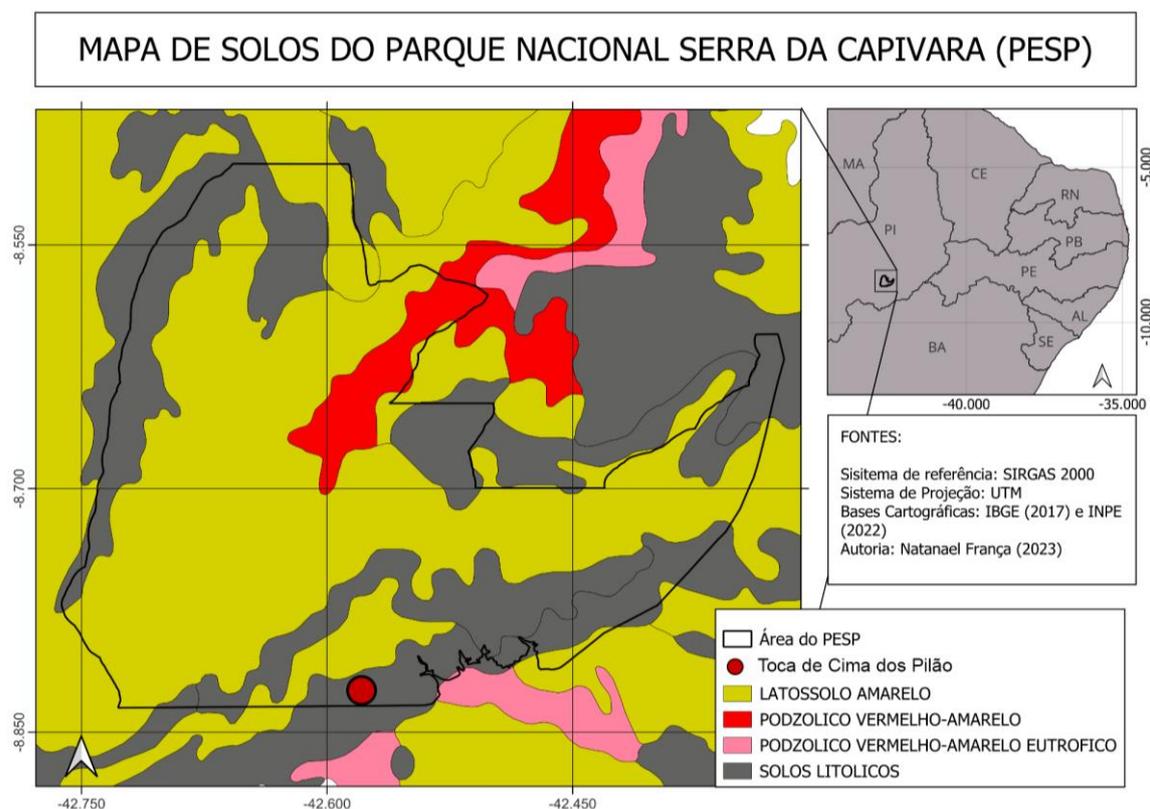
Fonte: Santos (2007).

2.2.3 Solos

Na área do Parque são encontrados solos do tipo Latossolos, Argissolos, Podzólico vermelho-amarelo, litólicos e regolíticos (Figura 4) (JACOMINE *et al.*, 1986 e 1986).

O regime hidrológico nos solos é considerado um fator determinante da distribuição das fisionomias da paisagem e decorre por meio da localização topográfica do sítio na sub-bacia hidrográfica e da profundidade desses solos. Formações mais abertas instalam-se em áreas mais elevadas com drenagem boa em solos rasos; outras fisionomias com solos mais profundos ocupam áreas mais baixas. A importância do nível freático, e da variação da sua profundidade com as características físicas do substrato, para o desencadeamento de processos de formação de solos, é apontada por autores como Beard (1953), Ratter & Dargie (1992), Sarmiento & Monasterio (1971) e Sarmiento (1992) como um dos fatores a exercer um controle efetivo na variação florística das savanas (cerrados) tropicais. A caatinga arbustiva ocorre como fitofisionomia predominante, com mosaicos de formações florestais nas áreas mais úmidas.

Figura 4 - Mapa de solos do Parque Nacional Serra da Capivara.



Fonte: O autor (2023).

2.2.4 Clima e Vegetação

A temperatura média anual da região é de 26,7 °C, a precipitação média anual é de 688 mm e a evapotranspiração potencial média é de 1462 mm, com estação chuvosa que vai de novembro a março e atinge o pico em janeiro, com precipitação média de 137 mm (AQUINO E OLIVEIRA 2012), e esse clima semiárido vai influenciar no tipo de vegetação predominante da região, que é a Caatinga (RIZZINI,1997).

A distribuição das formações vegetais nas áreas de transição entre o domínio amazônico e o semiárido nordestino está associada, principalmente, a fatores climáticos, geomorfológicos e edáficos (EMPERAIRE 1989), sendo uma floresta arbórea seca densa, floresta seca arbustiva, floresta seca arbustiva baixa e floresta semidecídua arbustiva (EMPERAIRE, 1980).

Podendo ser observada a influência desses fatores no Parque Nacional Serra da Capivara, sudeste do Piauí, região marcada por dois conjuntos florísticos e fisionômicos: a formação de caatinga das bacias sedimentares e de terrenos pré-cambrianos (EMPERAIRE, 1989). Sendo poucos os estudos florísticos que englobam estas duas unidades geomorfológicas na região, constando, por exemplo, os trabalhos de Emperaire (1984, 1989, 1991), que proporcionaram registros de algumas espécies vegetais e Lemos (2004) que realizando uma complementação destes registros, com o levantamento florístico na referida área registrou um total de 210 espécies distribuídas em 149 gêneros e 62 famílias. As famílias com maior riqueza foram Caesalpiniaceae, Fabaceae, Mimosaceae, Bignoniaceae, Euphorbiaceae e Myrtaceae com 46% das espécies.

3 OBJETIVO

3.1 GERAL

Compreender as características paleoambientais na região do parque Nacional Serra da Capivara (PI), através da análise micromorfológica dos sedimentos da Caverna Toca de Cima dos Pilão.

3.2 Específicos

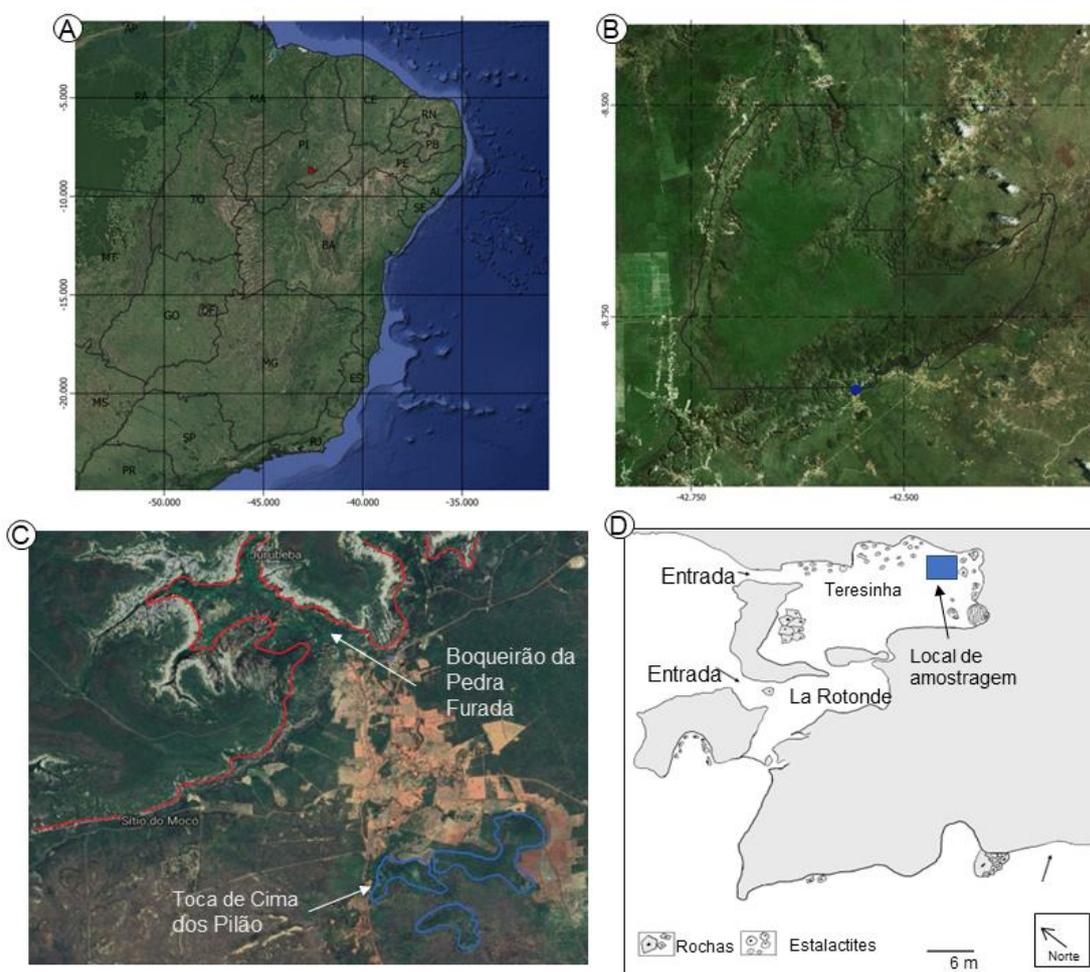
Analisar as lâminas micromorfológicas; comparar as características microestruturais das lâminas; compreender a relação das pedorelíquias encontradas nas lâminas com o clima existente na região.

4 MATERIAL E MÉTODO

4.1 ÁREA DE ESTUDO

Toca de Cima dos Pilões é uma pequena caverna desenvolvida em mármore situado em um maciço chamado de Serrote do Sansão localizado no entorno do Parque Nacional Serra da Capivara (LUZ, 1989). A caverna contém dois salões (Figura 5), denominados Teresinha e La Rotonde. Esta caverna é um sítio arqueológico e paleontológico onde foram encontrados materiais líticos, fogueiras estruturadas, no salão La Rotonde e na parte externa da caverna, além de inúmeros ossos de fauna extinta no salão Terezinha. Em datação realizada com dente de *Smilodon populator* (Tigre Dentes de Sabre) foi obtido o resultado de 93.000 BP (KINOSHITA et al., 2017). Além disso, entre os gêneros animais que foram encontrados na toca se podem destacar *Catonyx*, *Equus*, *Tayassu*, *Dasybus*, *Palaeolama*, *Mazama*, *Smilodon*, *Macrauchenia*, *Kerodon*, *Pampatherium*, *Cuniculus*, entre outros (GUÉRIN et al., 1996; MAYER et al., 2016).

Figura 5 – Localização da área de estudo.

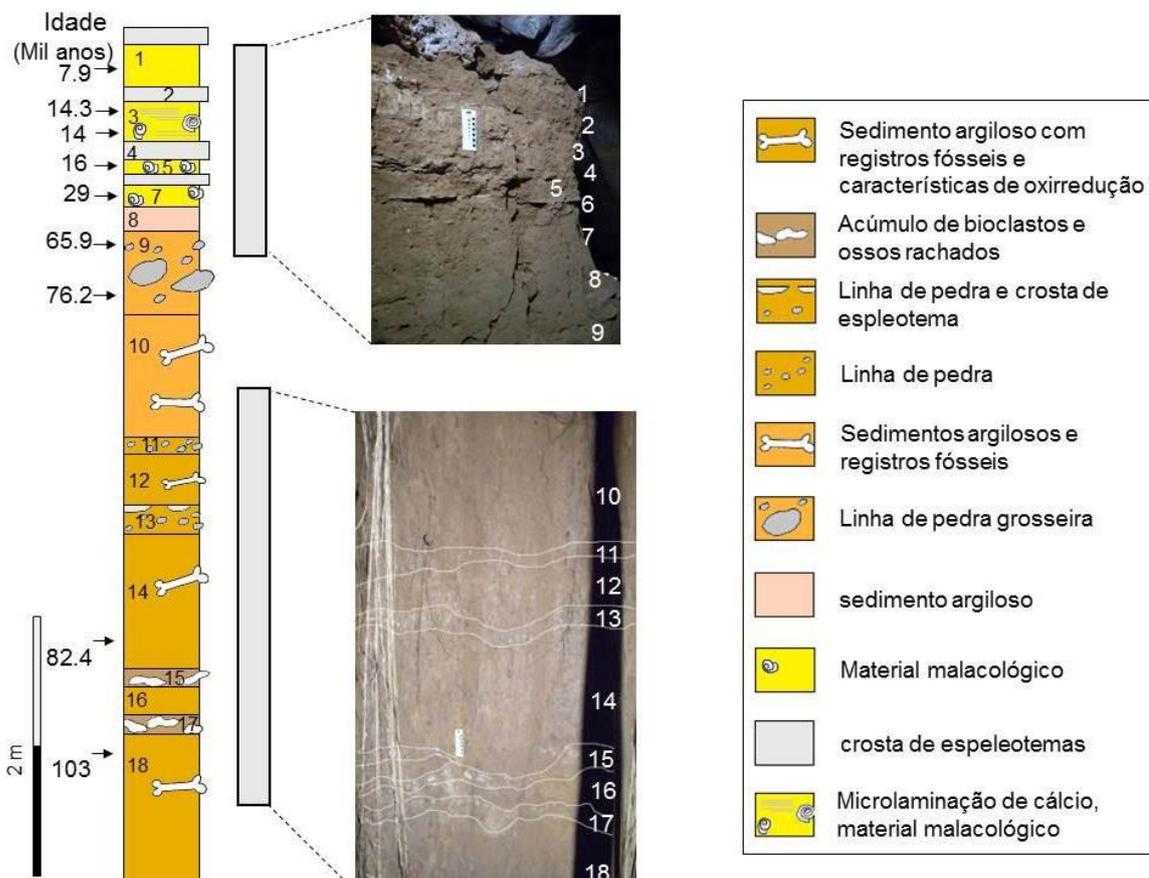


Fonte: Adaptado de Sousa, 2023; o mapa da caverna é cortesia da Fundação Museu do Homem Americano. A – Localização da área de estudo no território nacional (localização do Parque Nacional Serra da Capivara em vermelho); B – Delimitação do Parque Nacional Serra da Capivara (localização da Toca de Cima dos Pilão sendo o ponto azul); C – Imagem de satélite da área de estudo, com a linha azul delimitando a Toca de Cima dos Pilão, D – Mapa da caverna com o local de amostragem mostrado pelo retângulo azul.

As escavações realizadas na década de 90 pela equipe da Fundação Museu do Homem Americano revelaram uma sedimentação de mais de 10 metros de profundidade. As escavações realizadas no salão Terezinha expuseram a estratigrafia, composta por 19 camadas, com 6,5 m de espessura (SOUSA, 2023). As datações revelam idades mais antigas do que 100 mil anos. Indo até o período atual.

As 19 camadas da estratigrafia foram divididas e identificadas em campo (Figura 6), por textura, cor, feições pósdeposicionais (revestimentos argilosos, estrutura, nódulos de Fe-Mn), cimentação e restos fósseis. Devido à presença de estrutura em blocos e algumas feições pósdeposicionais que podem ser interpretadas como pedogênicas como revestimentos de argila e nódulos de Fe-Mn, essas camadas foram descritas usando o Livro de Campo do Manual de Descrição e Coleção de Solos da Sociedade Brasileira de Ciência do Solo (SANTOS et al, 2017).

Figura 6 - Representação da estratigrafia no salão Terezinha.



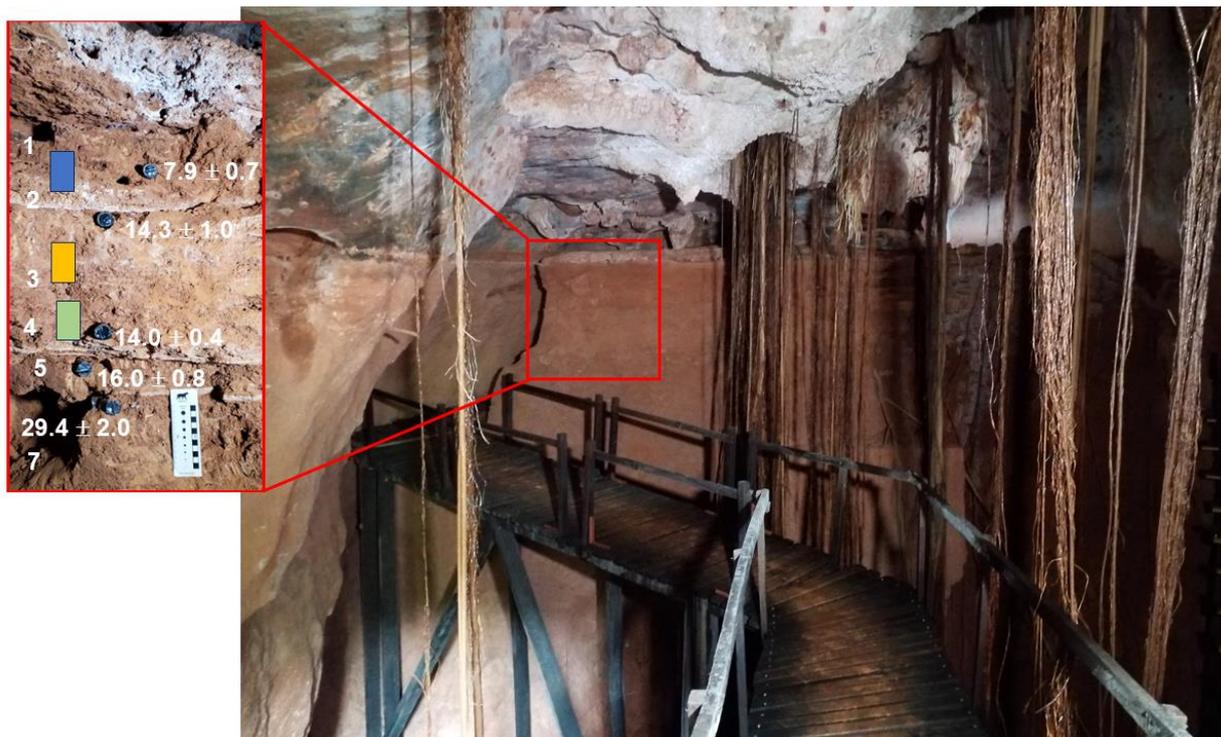
Fonte: adaptado de Sousa et al., 2023

4.2 COLETA DE AMOSTRA E DESCRIÇÃO DE LÂMINAS DELGADAS

Para investigar as condições paleoambientais fora da caverna Toca de Cima do Pilão, analisamos uma sequência sedimentar bem preservada de 620 cm de espessura. A caverna Toca de Cima do Pilão foi escavada em 1980 pela Fundação Museu do Homem Americano (LUZ, 1989). A caverna é constituída por dois pequenas salões, Teresinha e La Rotonde, com entradas distintas (Fig. 7). Estes salões apresentam diferentes dinâmicas deposicionais, principalmente sedimentação química (espeleotemas) (LUZ, 1989). Esses espeleotemas estão presentes na parte sudeste do salão Teresinha (LUZ, 1989). Foi estudada a sequência estratigráfica na parte sudeste do salão Teresinha por conter um rico registro paleontológico além de sedimentos químicos e clásticos.

As camadas sedimentares foram identificadas pela estrutura, cor, características pós-deposicionais, revestimentos de argila e restos fósseis. As camadas foram descritas utilizando o Manual de Descrição e Coleta de Solo no Campo da Sociedade Brasileira de Ciência do Solo (SANTOS et al., 2017). Onze amostras indeformadas orientadas foram coletadas da coluna de sedimentos e armazenadas em um filme plástico (Figura 7). As amostras foram impregnadas a vácuo com resina epóxi e cortadas em seções de 5 x 2,5 cm de espessura e 30 μ m de espessura. As seções finas foram analisadas usando um microscópio petrográfico e descritas seguindo Stoops (2003).

Figura 7 - Interior do salão Terezinha e localização aproximada da coleta das lâminas.



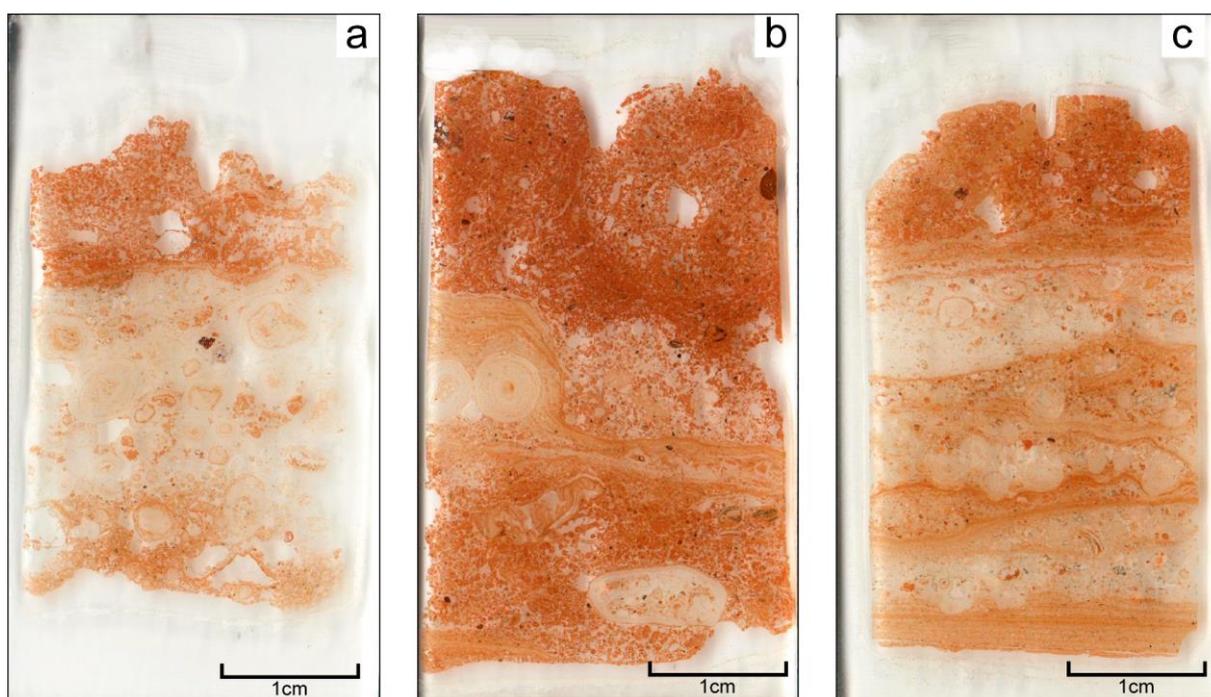
Fonte: adaptado de Sousa et al., 2023. Lâmina 1-2 em azul, Lâmina 3 em amarelo e Lâmina 3-4 em verde.

5 RESULTADOS

5.1 ANÁLISES MICROMORFOLÓGICAS

Foram analisadas três lâminas petrográficas, obtidas entre a transição da camada 1-2 a camada 3, e entre a transição da camada 3-4 da estratigrafia (quatro primeiras camadas da estratigrafia) (Figura 7). As lâminas estão divididas em zonas distintas, sendo três na lâmina 1-2, três na lâmina 3 e quatro na lâmina 3-4. As zonas foram divididas com base nas características que as distinguem das outras, como a presença de sedimento terrígeno ou de deposição de carbonato de cálcio (Figuras 3).

Figura 8 - Lâminas estudadas, sendo (a) lâmina 1-2 (b) lâmina 3 e (c) lâmina 3-4.



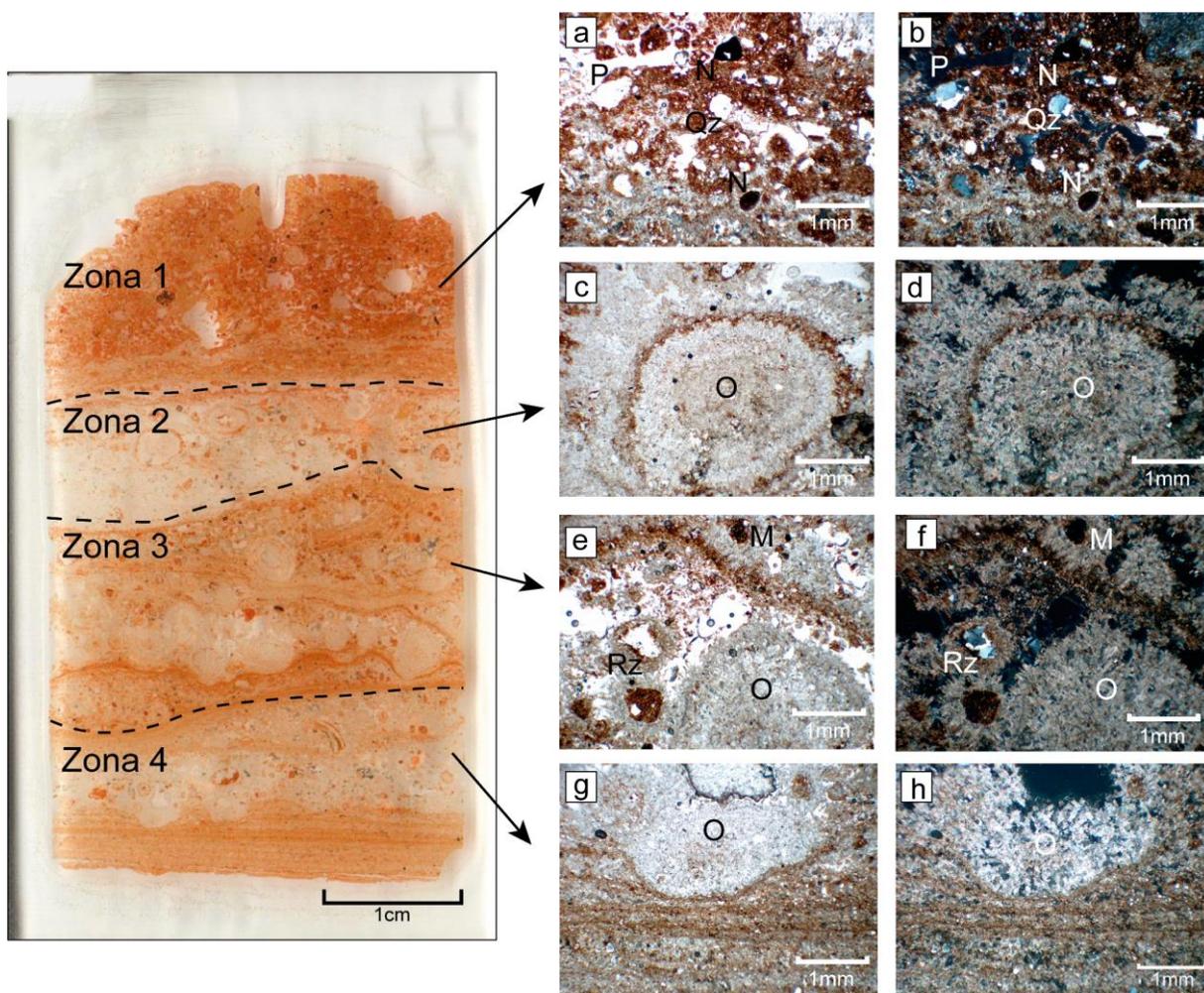
Fonte: Do autor.

5.2 LÂMINA 3-4

A Lâmina 3-4 datada em aproximadamente 16 mil anos foi coletada entre a transição das camadas 3 e 4. Esta lâmina possui 4 zonas distintas (Figura 8). A zona 1 é formada predominantemente por sedimento terrígeno, com sedimentação carbonática na sua base. A zona 2 é formada por uma grande concentração de material carbonático formando oólitos e pisólitos com pequenas porções de material fino terrígeno. A zona 3 apresenta uma mistura de material terrígeno com material

carbonático, com presença de oólitos e pisólitos em sua constituição. E a zona 4 é constituída de sedimentação terrígena cimentada por carbonatos de cálcio secundários, sendo uma intercalação de microcamadas desses dois tipos seguidas por uma camada composta por oólitos.

Figura 9 - Fotomicrografia da Lâmina 3-4 onde podemos observar a existência de quatro zonas distintas.



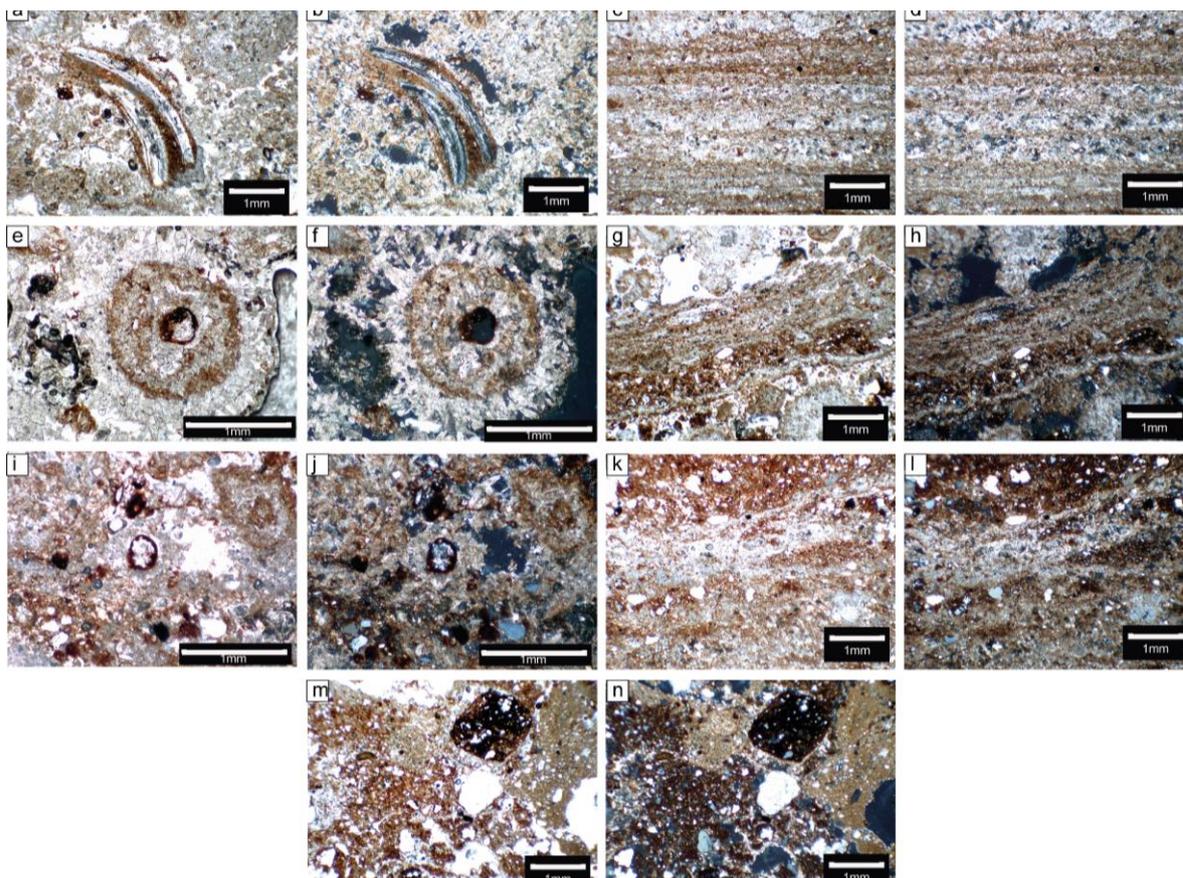
Fonte: Do autor. a-b, imagens da Zona 1, Figura a em PPL e b em XPL. Quartzo (Qz), nódulos (N) e poros (P); c-d, imagens da Zona 2 com oolitos (O), imagem c em PPL, imagem d em XPL; e-f Imagens da zona 3, imagem e em PPL e f em XPL, runiquartzo (Rq) e oolitos (O) e microestrutura granular (M); g-h, imagens da Zona 4, Figura g em PPL e h em XPL. oolito (O).

A zona 1 da lâmina 3-4 (FG:60%, FF:40%) possui quartzo, oólito, fragmento de rocha e concha, nódulos (Figura 10. a, e, m), o material grosso é pobremente selecionado, a forma predominante é subhedral, a esfericidade varia de

moderadamente esférico a não esférico, sendo subarredondado e com rugosidade ondulada. Já o material fino é vermelho amarelado, o tipo de bi-fábrica é indiferenciado, sendo depositado horizontalmente com relação aos oólitos e as camadas de carbonato.

As microestruturas predominantes são maciças, com alguma microestrutura granular. A pedalidade é pouco desenvolvida, distribuída de forma horizontal. Os são poros de empacotamento, de paredes rugosas e irregulares, orientados e distribuídos de forma aleatória.

Entre as feições pedológicas há cobertura de argila (clay-coatings) nos quartzos, oólitos e nos fragmentos de concha. Também nos nódulos, mas do tipo capping e pendent. (Figura 10 m-n). Runi-quartzo, nódulos típicos, nucleicos e geoidicos, de moderadamente a fortemente impregnados, apresenta também nódulos amiboidal e com intercalação simples (Figura 10 e-f, i-j) e cristallino preenchendo os poros e ao redor dos oólitos



Fonte: Do autor. Figura a em PPL e b em XPL, fragmento de concha na zona 4; Figura c em PPL e d em XPL, microlaminações na zona 4. Figura e em PPL e f em XPL. Oólitos na zona 3; Figura g em PPL e h em XPL. Deposição terrígena junto a deposição de carbonato de cálcio na zona 2. Figura i em PPL e j em XPL. Nódulos na zona 2; Figura k em PPL e l em XPL. Deposição terrígena junto a deposição de carbonato de cálcio na zona 1. Figura m em PPL e n em XPL. Nódulo na zona 1.

Na zona 2 da lâmina 3-4 (FG:55%, FF:45%), com quartzo, oólito, nódulos, o material grosso se encontra pouco selecionado, a forma é subhedral, esfericidade é pouco esférico, subarredondados e rugosidade ondulada. O material fino é de cor vermelho amarelado, bi-fábrica indiferenciada, depositado horizontalmente com relação aos oólitos e as camadas de carbonato.

As microestruturas pedológicas se encontram da mesma maneira da ZONA1, variando apenas na quantidade de feições pedológicas e relação entre a quantidade de sedimento terrígeno e carbonato. Vale ressaltar que todas a lâmina apresenta alternância entre camadas de sedimentos e carbonato (em forma de microlaminações) presente também na zona 4, mas ela possui uma quantidade maior de sedimento. (Figura 9 g-h, zona 4 da lâmina). Mas tanto a ZONA 2 quanto a 3 apresentam pequenas frações de microestrutura granular, seguindo as mesmas

características descritas nas outras lâminas, frações essas que representam cerca de 2% de presença em ambas as ZONAS. (Figura 10 i-j)

Com relação às feições pedológicas, possui cobertura de argila nos quartzos, oólitos e nos fragmentos de concha. Também nos nódulos, mas do tipo *capping* e *pendent*, runiquartzo, nódulos típicos, nucleicos e geoidicos, de moderadamente impregnados a fortemente impregnados. apresenta também nódulos amiboidal e com intercalação simples e cristalinas preenchendo os poros e ao redor dos oólitos

Na zona 3 da lâmina 3-4 (FG:80%, FF:20%) apresenta quartzo, oólito, fragmento de rocha, nódulos. O grau de seleção do material grosso é pouco selecionado, a forma é subhedral, a esfericidade varia de moderadamente esférico a pouco esférico, subarredondados e a rugosidade é ondulada. O material fino é vermelho amarelado, o tipo de fábrica indiferenciado depositado de forma aleatória e também formando cobertura de argila ao redor dos oólitos.

Com pequenas frações de microestrutura granular, com grau de pedalidade bem desenvolvido, rugosidade ondulada (mamilares), não acomodados, distribuídos de forma aleatória, e trata-se do tipo porfírica. Apresenta poros de empacotamento composto, distribuídos e orientados de forma aleatória.

Já nas feições pedológicas encontramos clay coating nos oólitos, fragmento de rocha e *capping* em alguns nódulos. (Figura 10. a, e, m), runiquartzo, nódulos típicos, nucleicos (quartzo) e geoidicos, tendo também os tipos digitadas, todos sendo moderadamente a fortemente impregnados (Figura 10) e cristalinas, praticamente toda ZONA é coberta pelos cristais de carbonato.

E na zona 4 da lâmina 3-4 (FG:50%, FF:50%), é encontrado quartzo, oólito, fragmento de rocha e osso, nódulos. O material tem o grau de seleção é não selecionado, a forma é subhedral e anhedral, esfericidade varia de moderadamente esférico a não esférico, subarredondados e com rugosidade ondulada. E o material fino é vermelho amarelado, com tipo de fábrica indiferenciado, deposição horizontal, intercalando entre deposição de sedimento e de carbonato, seguindo por uma deposição de sedimento mais massiva e de forma aleatória. (Figura 10. K-l)

Microestruturas em grânulos (10%), com grau de pedalidade bem desenvolvido, rugosidade ondulada (mamilares), não acomodado, distribuídos de forma aleatória (Figura 10 m-n). E também em blocos subangulares (25%), com grau

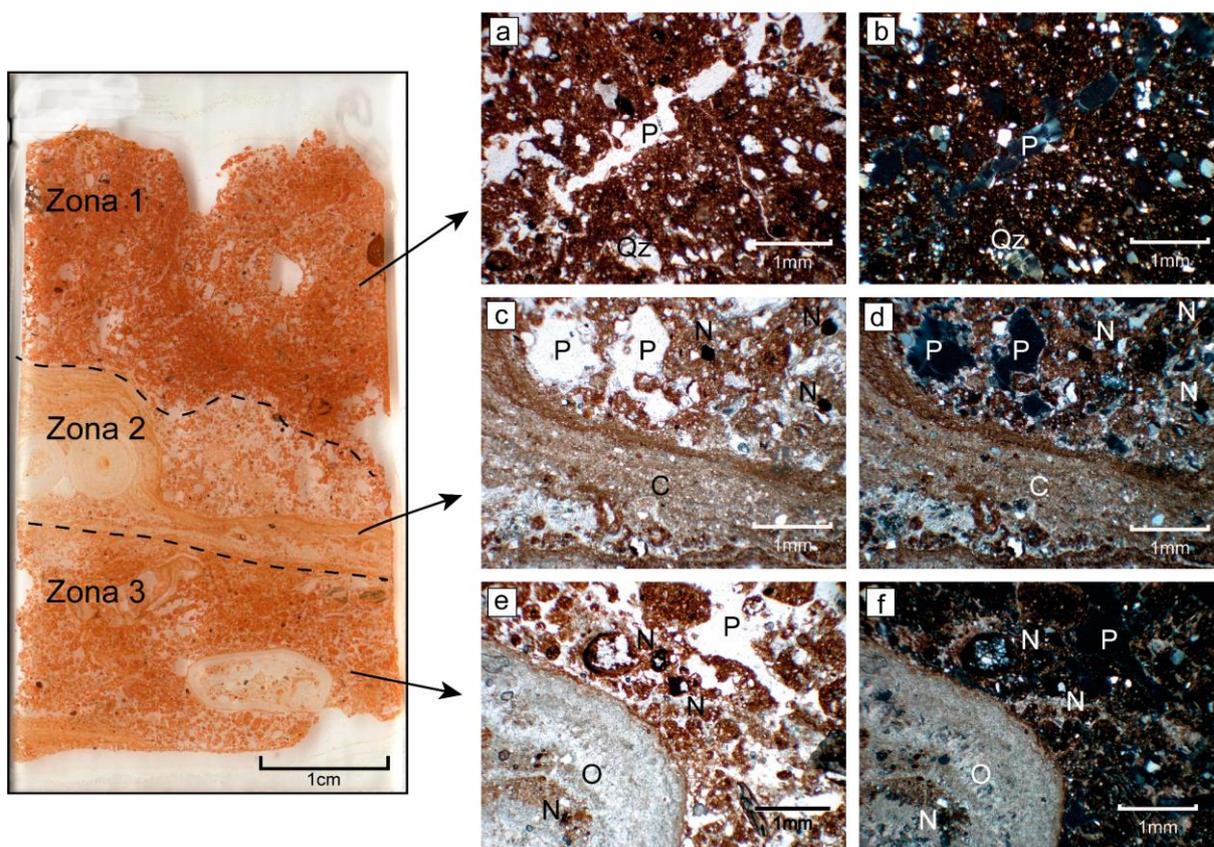
de pedalidade moderadamente desenvolvido, rugosidade ondulada (mamílares), parcialmente acomodado seguindo a orientação da deposição do carbonato (Figura 10 c-d). Apresenta poros de empacotamento composto, paredes irregulares, distribuídos e orientados de forma aleatória. E poros planar curvados, orientado em relação aos blocos.

Nas feições pedológicas, há cobertura de argila em todos os objetos da fração grossa, runiquartzo, nódulos típicos, nucleicos e geoidicos, entre moderado e fortemente impregnados e cristalinas, com cristais de carbonato nos poros e misturados ao sedimento terrígeno.

5.3 LÂMINA 3

Coletada na camada 3, datada em aproximadamente 14.3 kyr esta lâmina também possui 3 zonas distintas (Figura 9). A zona 1 é constituída em grande parte por material terrígeno, com a presença de nódulos de ferro e quartzo. A zona 2 é formada por material carbonático formando oólitos e pisólitos junto a material terrígeno, e a zona 3 é formada pela mistura de de material terrígeno e material carbonático em maior quantidade do que na zona 1, com presença de oólitos e pisólitos.

Figura 11 - Fotomicrografia da Lâmina 3 onde podemos observar a existência de três zonas distintas.



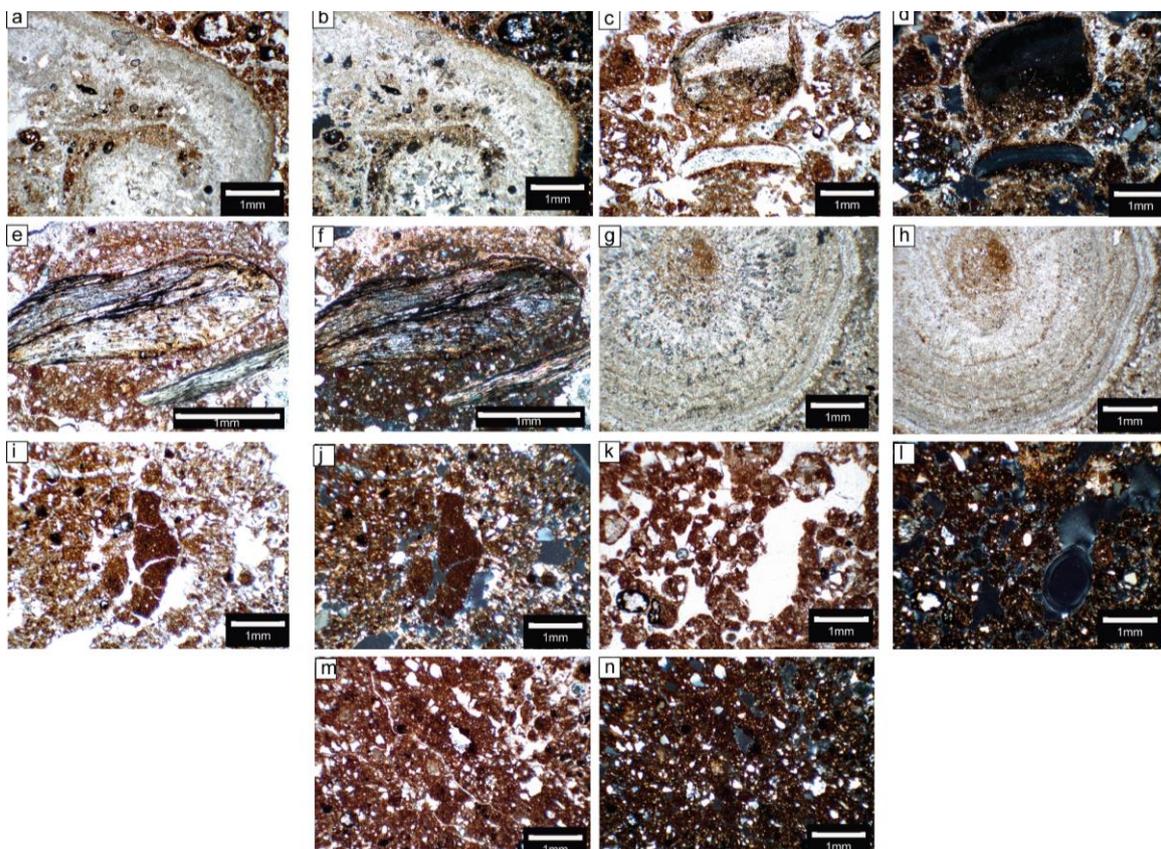
Fonte: Do autor. a-b, imagens da Zona 1, Figura a em PPL e b em XPL. Quartzo (Qz) e poros (P). c-d, imagens da Zona 2 com oolitos (O), quartzo (Qz), Carbonato de cálcio (C) e Poros (P). imagem c em PPL, imagem d em XPL; e-f Imagens da zona 3, imagem e em PPL e f em XPL, nodulos (N) e oolitos (O) e poros (P).

Na zona 1 da lâmina 3 (FG:45%, FF:55%) temos quartzo, oólito, fragmento de rocha, osso e concha, nódulos (Figura 12 c, e, g) compondo a fração grossa. O grau de seleção é não selecionado, a forma é predominantemente subhedral, a esfericidade varia de moderadamente esférico a não esférico. O arredondamento é de subarredondado a subangular e a rugosidade é ondulada. O material fino tem a cor vermelho-amarela, o tipo de b-fábrica é indiferenciado.

Estão presentes microestruturas granulares (35%), com pedalidade moderada a bem desenvolvida, não acomodado e distribuídos de forma aleatória. A distribuição relativa de partículas é porfírica aberta com espaçamento duplo e simples. Apresenta poros de empacotamento composto, distribuídos e orientados de forma aleatória.

Das feições pedológicas encontramos cobertura de argila nos quartzos, oólitos (e nos oólitos internos dentro do maior) e nos fragmentos de ossos e rochas (Figura 12 a, c, e, f), (e poro com microlaminação em uma cobertura de argila típica). Também nódulos típicos, nucleicos e amiboidal. todos entre moderadamente e fortemente impregnados (existem ainda nodulos dentro dos oólitos (Figura 12 a) além de runiquartzo.

Figura 12 - Fotomicrografia da lâmina 3.



Fonte: Do autor. Figura a em PPL e b em XPL, oolitos (O) na zona 3; Figura c em PPL e d em XPL, osso (Os) na zona 3. Figura e em PPL e f em XPL. Rocha (Rc) na zona 3; Figura g em PPL e h em XPL. Oolito (O) na zona 2. Figura i em PPL e j em XPL. Microestruturas em bloco na zona 1; Figura k em PPL e l em XPL. Microestrutura granular na zona 1. Figura m em PPL e n em XPL. Microestrutura granular na zona 1.

A zona 2 da lâmina 3 (FG:75%, FF:25%), em sua fração grossa apresenta quartzo, oólito, nódulos, fragmentos de osso, rocha e concha. O material grosso não é selecionado, sua forma é subhedral, e variando de pouco esférico a não esférico, sendo subarredondados e subangulares. O material fino é vermelho-amarela, com o

tipo de b-fábrica é indiferenciado, com alguma orientação em relação aos oólitos e de forma horizontal em relação a deposição de carbonato (Figura 13 a-b, c-d).

As microestruturas em grânulos (25%), com grau de pedalidade bem desenvolvido, rugosidade ondulada (mamilares), não acomodados, distribuídos de forma aleatória. A distribuição relativa de partículas é porfírica. Apresenta poros de empacotamento composto, distribuídos e orientados de forma aleatória.

Nas feições pedológicas, encontra-se cobertura de argila (clay coating) nos quartzos, nódulos, fragmentos de rocha, oólitos, inclusive nas camadas internas (Figura 13). Também runiquartzo, nódulos típicos, nucleicos e geoidicos, entre moderado e fortemente impregnados e cristalinas ao redor dos oólitos e nos poros (Figura 13 e-f).

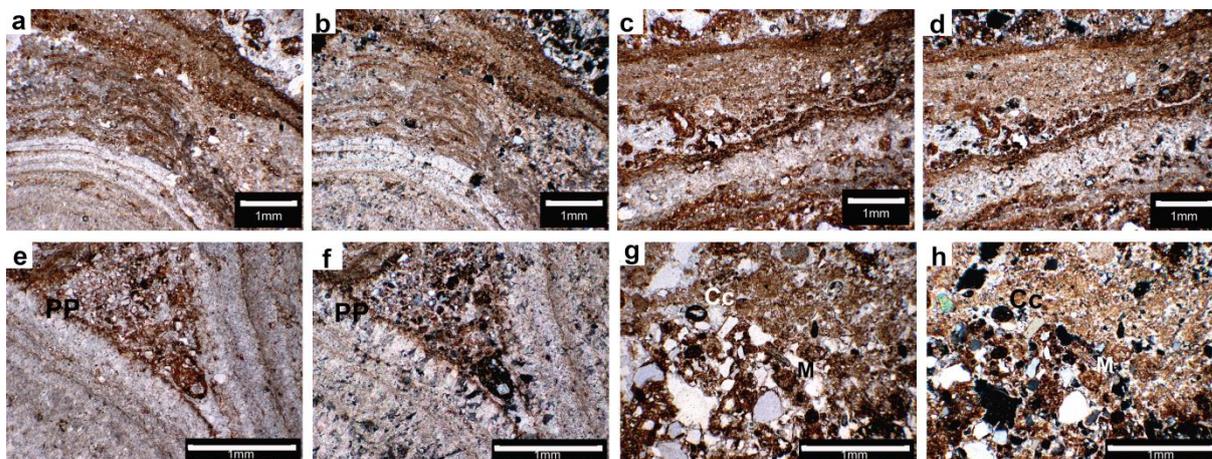
Finalmente na zona 3 da lâmina 3 (FG:45%, FF:55%) a fração grossa apresenta é composta por quartzo, nódulos, oólito, fragmento de rocha e osso. O material grosso é não selecionado, com forma subhedral. A esfericidade varia de moderadamente esférico a não esférico, sendo subarredondados e com rugosidade ondulada. O material fino de cor vermelho-amarela, com o tipo de b-fábrica indiferenciado, distribuição aleatória e sem orientação.

Microestruturas em grânulos (20%) (Figura 13 g-h), com grau de pedalidade bem desenvolvido, rugosidade ondulada (mamilares), não acomodado, distribuídos de forma aleatória.

E em blocos subangulares (35%), com grau de pedalidade bem desenvolvido, rugosidade lisa e ondulada (mamilares), parcialmente acomodado, distribuídos de forma aleatória e linear em relação à deposição carbonática. Apresenta poros de empacotamento composto, paredes irregulares, distribuídos e orientados de forma aleatória. E planar (curvados), com paredes onduladas e lisas, orientadas em relação aos blocos e distribuídas de forma aleatória. (Figura 12 i)

As feições pedológicas dessa zona são cobertura de argila (clay-coating) em todos os objetos da fração grossa, runiquartzo, nódulos típicos (Figura 13 g-h), nucleicos e geoidicos, entre moderado e fortemente impregnados e cristalinas, em poucas quantidades, nas áreas próximas da ZONA 2, onde tem oólitos e deposição de carbonato (Figura 13 e-f).

Figura 13 - Fotomicrografia da lâmina 3.

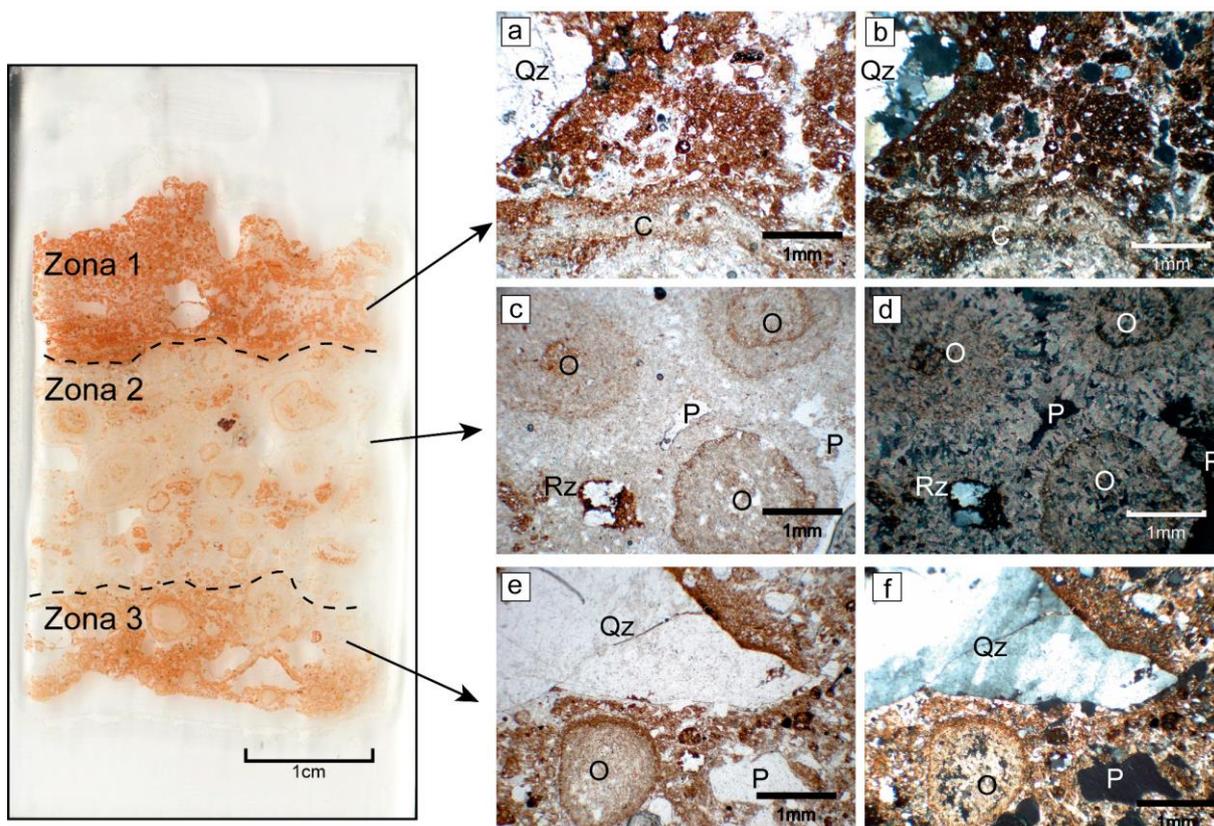


Fonte: Do autor. Figura a em PPL e b em XPL. Linha pontilhada indica a orientação; Figura c em PPL e d em XPL. Linha pontilhada indica a orientação. Figura e em PPL e f em XPL. Poros preenchidos com carbonato de cálcio (PP) e cristais de carbonato de cálcio ao redor dos oolitos; Figura g em PPL e h em XPL. Microestrutura granular (M), clay coating (Cc).

5.4 LÂMINA 1-2

A Lâmina 1-2 foi coletada na camada na transição entre as camadas 1-2 datada entre 7.9 kyr e 14.3 kyr. Esta lâmina possui 3 zonas distintas (Figura 9). A zona 1 representa a camada 1 e é constituída de sedimentos terrígenos cimentados por carbonatos de cálcio secundários. As zonas 2 e 3 representam a camada estratigráfica 2, sendo constituída por material carbonático formando oólitos e pisólitos com algumas impurezas terrígenas, como por exemplo runiquartzo, e a zona 3 é uma mistura de material terrígeno com material carbonático, com maior participação de material terrígeno em comparação com a zona 2.

Figura 14 - Fotomicrografia da Lâmina 1-2, onde podemos observar a existência de três zonas distintas.



Fonte: Do autor. a-b, imagens da Zona 1, Figura a em PPL e b em XPL. Quartzo (Qz), oolito (O) e poros (P). c-d, imagens da Zona 2 com oolitos (O), runiquartzo (Rq) e Poros (P). imagem c em PPL, imagem d em XPL; e-f Imagens da zona 3, imagem e em PPL e f em XPL, quartzo (Qz) e carbonato de cálcio (C), junto com o sedimento.

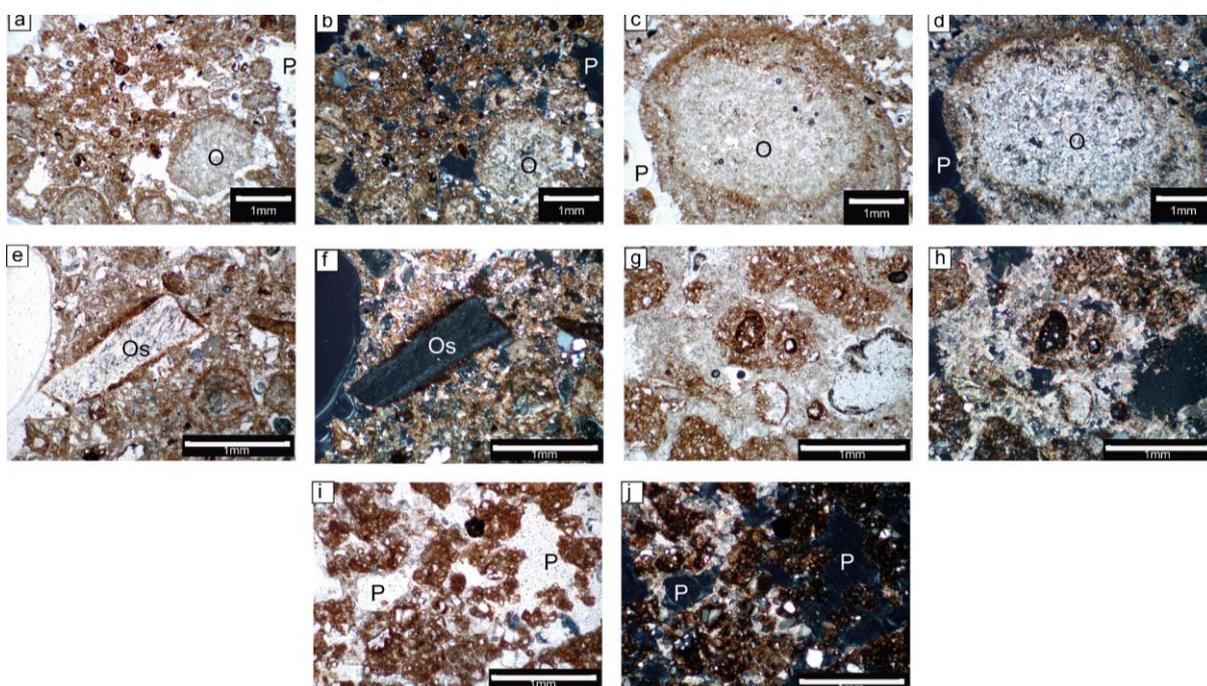
Na zona 1 da lâmina 1-2 (FG:60%, FF:40%) encontramos quartzo, oólito, fragmento de osso e nódulos (Figura 15 c, e, i), o material grosso é de pobremente a moderadamente selecionado, com formas subhedral, com esfericidade entre moderadamente esférico e não esférico, ondulados e arredondamento subarredondados a subangulares. O material fino é vermelho-amarelo distribuído aleatoriamente, com b-fábrica indiferenciada.

A Zona 1 possui microestruturas granulares (30%), com grau de pedalidade de moderado a bem desenvolvido, rugosidade ondulada, não acomodado, distribuídos

de forma agrupada e aleatória. A distribuição relativa de partículas é porfírica aberta. Apresenta poros de empacotamento composto, distribuídos e orientados de forma aleatória.

Entre as feições pedológicas encontramos recobrimento de argila (*clay coating*) nos quartzos, oólitos e nos fragmentos de ossos e rochas (Figuras 15 e-f e 15 a-b); nódulos típicos, de moderadamente impregnados a puros, nódulos nucleicos (quartzo) e geoidicos, moderadamente impregnados (Figura 15 a, e); cristais de carbonato típicos, a maioria dos cristais são euhedral.

Figura 15 - Fotomicrografia da lâmina 1-2.



Fonte: Do autor. Figura a em PPL e b em XPL. Poros (P), oólitos (O); Figura c em PPL e d em XPL. Poros (P), oólitos (O). Figura e em PPL e f em XPL. Osso (Os); Figura g em PPL e h em XPL. Microestrutura granular ao centro. Figura i em PPL e j em XPL. Microestruturas granulares e poros (P).

A zona 2 da lâmina 1-2 (FG:80%, FF:20%) apresenta quartzo, oólitos e nódulos, com grau de seleção do material grosso (quartzo) sendo moderadamente selecionado, forma subhedral, moderadamente e pouco esférico, com arredondamento de subarredondado a subangular e rugosidade ondulada. Já o material fino, na cor vermelho-amarela, encontra-se presente em pequenas frações, sendo o restante da zona composto por cristais de carbonato de cálcio em sua maioria.

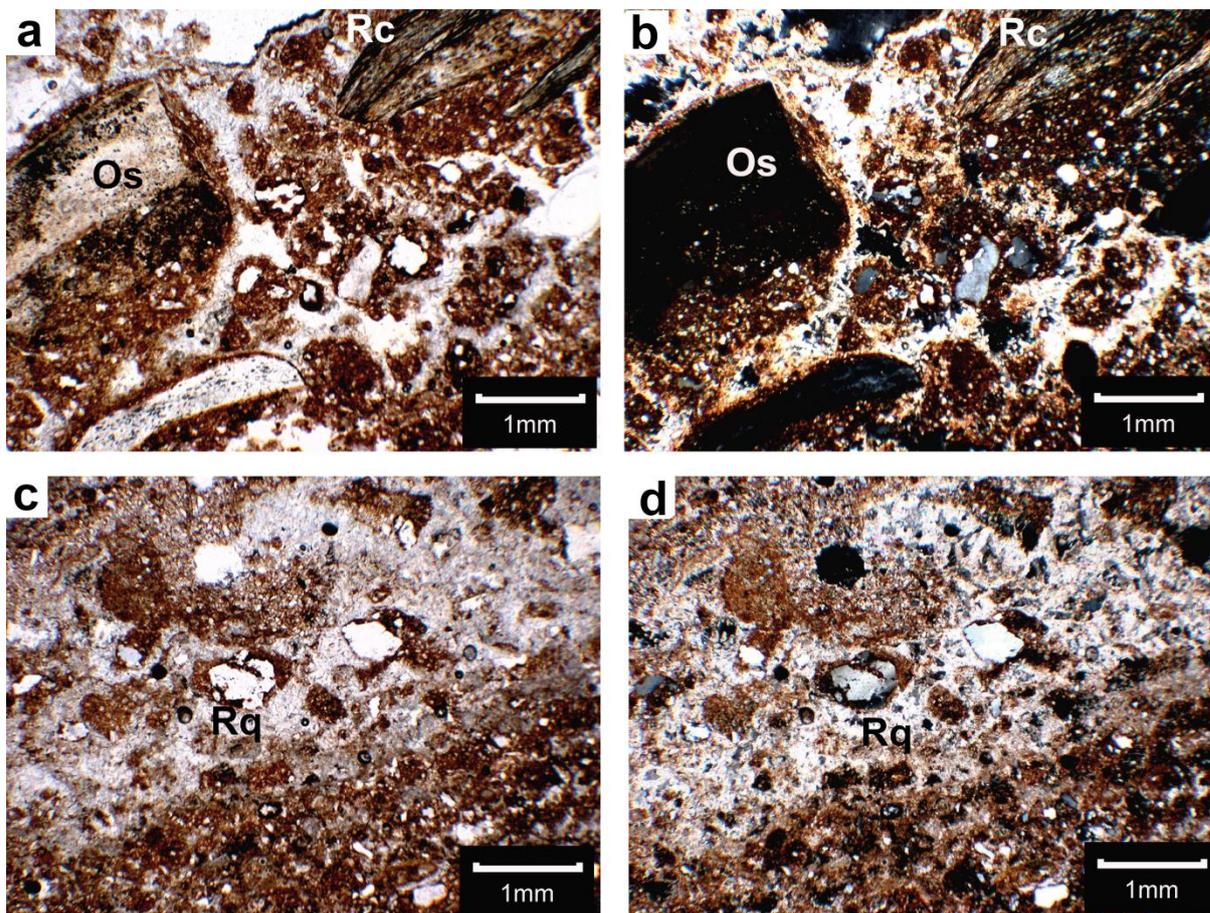
O tipo de fábrica é cristalítica, com distribuição aleatória e orientação de forma radial em relação aos oólitos (Figura 15 a-b, c-d).

Há microestruturas em granulares (5%), com grau de pedalidade bem desenvolvido, rugosidade ondulada (mamilares), não acomodado, distribuídos de forma aleatória. Apresenta poros de empacotamento composto, distribuídos ao redor dos oólitos e orientados em relação aos oólitos.

Nas feições pedológicas, há cobertura de argila nos quartzos, oólitos (inclusive nas camadas internas) e de forma mais reduzida em alguns nódulos, apresentando também runiquartzo (Figura 16 c-d), nódulos típicos, de moderadamente a fortemente impregnados, nódulos nucleicos (com núcleo composto por quartzo, cristais de carbonato e às vezes vários cristais de quartzo distribuídos aleatoriamente) sendo eles entre moderado e fortemente impregnados, e existem também nódulos mais claros, possivelmente formados in situ tendo também a presença de cristais de carbonato típicos, de forma euhedral em sua maioria, presentes tanto no preenchimento dos poros, quanto em espiral ao redor dos oólitos.

Na zona 3 da lâmina 1-2 (FG:45%, FF:55%), temos quartzo, oólito, fragmento de rocha e osso, nódulos, material malacológico (concha) (Figura 15 c, e, k). O material grosso é pobremente selecionado, com forma subhedral, esfericidade variando de moderadamente esférico a pouco esférico, subarredondado e com rugosidade ondulada. O material fino é da cor vermelho-amarela, com fábrica indiferenciada e cristalítica, distribuição aleatória e sem orientação. Há microestruturas granulares (35%), com grau de pedalidade bem desenvolvido, rugosidade ondulada (mamilares), não acomodado, distribuídos de forma aleatória. A distribuição relativa de partículas é porfírica aberta com espaçamento duplo e simples. Apresenta poros de empacotamento composto, paredes irregulares, distribuídos e orientados de forma aleatória.

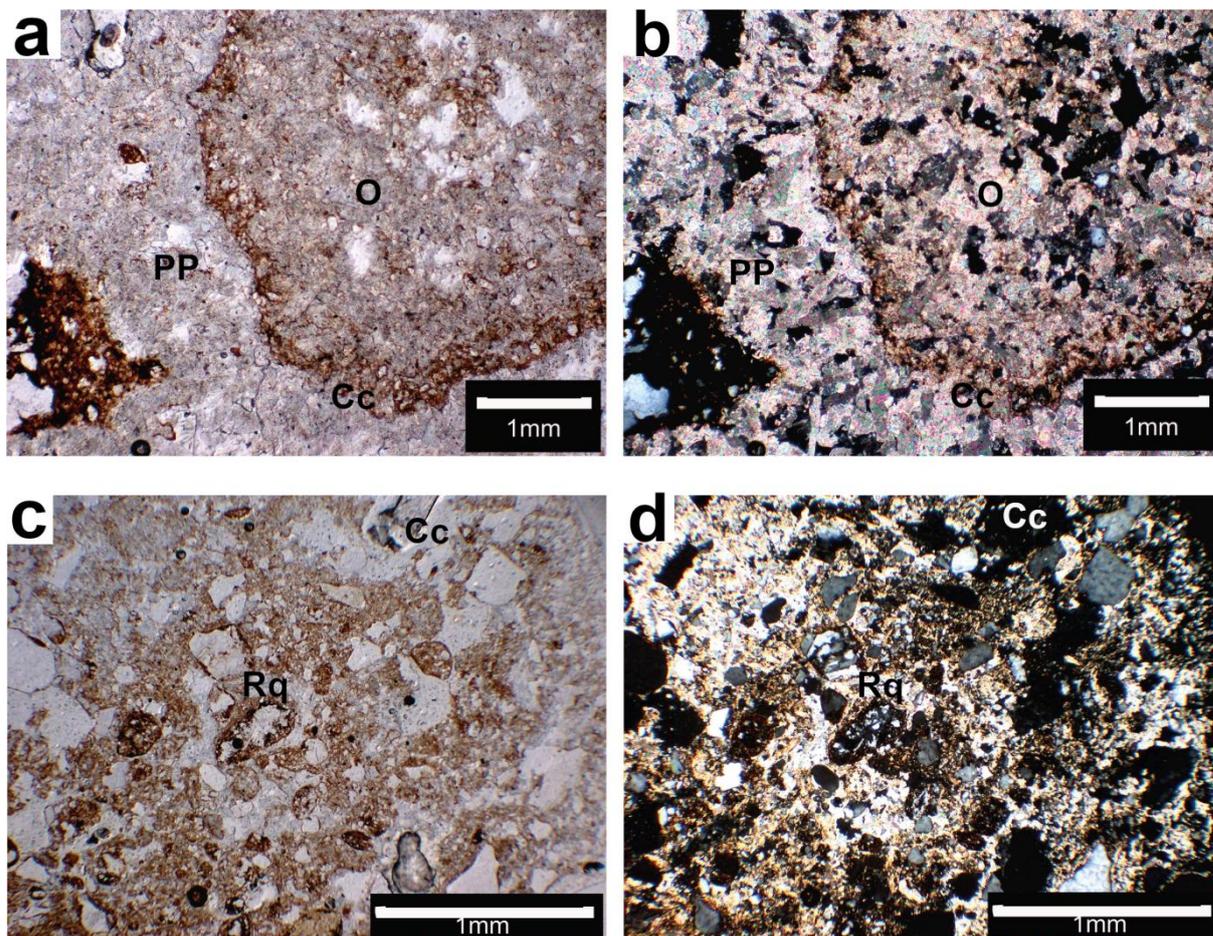
Figura 16 - Fotomicrografia da lâmina 1-2.



Fonte: Do autor. Figura a em PPL e b em XPL. Com rocha (Rc), nódulo (N) e osso (Os); Figura c em PPL e d em XPL. Runiquartzo (Rq).

Apresenta também runiquartz (Figuras 16 c-d e 17 c-d), nódulos típicos e nucleicos (quartzo), ambos de moderadamente a fortemente impregnados e, cristais de carbonato típicos, preenchendo os poros (f).

Figura 17 – Fotomicrografia da lâmina 1-2, na zona 3.



Fonte: Do autor. Figura a em PPL e b em XPL. Poros preenchidos com carbonato de cálcio (PP), oólitos (O) e clay coating (Cc); Figura c em PPL e d em XPL. Runiquartzo (Rq) e clay coating (Cc).

Os resultados acima foram convertidos para uma Tabela simplificada para facilitar a compreensão e análise destes (Tabela 1).

Tabela 1. Junção dos resultados apresentados. FG representa a porcentagem da fração grossa; FF a porcentagem da fração fina; BD significa bem desenvolvido; PD pobremente desenvolvido; MD moderadamente desenvolvido; PEC poro de empacotamento composto; PP poro planar; IN indiferenciado; CR cristalítico.

		LÂMINA 3-4				LÂMINA 3			LÂMINA 1-2		
		ZONA 1	ZONA 2	ZONA 3	ZONA 4	ZONA 1	ZONA 2	ZONA 3	ZONA 1	ZONA 2	ZONA 3
ELEMENTOS	QUARTZO	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
	ROCHA	X		X	X	X	X	X	X		X
	OSSO				X	X	X	X	X		X
	FG%	60	55	80	50	45	75	45	60	75	45
	FF%	40	45	20	50	55	25	55	40	25	55
	C. DE CÁLCIO	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
	OÓLITO	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
	MICROESTRUTURA	LAMINAR	GRANULAR e LAMINAR	GRANULAR	GRANULAR	GRANULAR	GRANULAR	GRANULAR e BLOCOS	GRANULAR	GRANULAR	GRANULAR
	PEDALIDADE	BD	PD	BD	BD	MD e BD	BD	PD	BD	BD	MD e BD
	POROS	PEC	PEC	PEC	PEC e PP	PEC	PEC	PEC	PEC	PEC	PEC
	FABRIC	IN	IN	IN	IN	IN e CR	IN	IN	IN	cr	IN e CR

	NÓDULO	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
	RUNIQUEARTZO	X	X	X	X	X	X			X	X

6 DISCUSSÃO

O estudo micromorfológico identificou aspectos na lâmina tais como a presença de carbonatos de cálcio secundário, relacionados a um aumento de gotejamento de águas meteorítica na caverna, bem como da precipitação de carbonato devido a água estagnada; a deposição de sedimento terrígeno, tanto a formar camadas finas, quanto em larga escala e com presença de fragmentos de rochas, indicando processos de deposição com maiores energias; além de pedorelíquias que indicam características do solo erodido e posteriormente depositado na caverna.

A análise das lâminas nos ajuda a entender a história deposicional da caverna bem como a história pedológica e junto a isso as alterações climáticas ocorridas durante o decorrer do tempo. A variação estratigráfica no perfil mostra intercalações entre deposições terrígenas e deposições químicas (carbonáticas), indicando uma alternância entre períodos mais secos e mais úmidos. Essa intercalação provavelmente foi formada durante condições mais úmidas do que o clima atual, conforme indicado por Cruz et al. (2009), que relataram episódios mais úmidos identificados por estudos isotópicos de oxigênio em espeleotemas. Em todas as três lâminas é possível ver essa variação ao longo do perfil. Na lâmina 3-4 (Figura 9), há uma variação de microlaminações de sedimento terrígeno e deposição de carbonato de cálcio com a presença de oólitos e grande concentração de carbonato de cálcio. Logo depois, há outra deposição fina de sedimento terrígeno seguido pela concentração de carbonato de cálcio sedimentado e um grande acúmulo de oólitos. Após isso, temos uma zona inteira de carbonato de cálcio, seguida por uma zona de sedimento terrígeno concentrado e mal selecionado. Os momentos de deposição terrígena demonstram um arrasto de sedimento em grande escala, tendo em vista a má seleção do material, indicando período de intensas chuvas periódicas (monções) (CRUZ, 2009). E a deposição de carbonato indica um momento de chuvas mais constantes, para que houvesse o gotejamento através da caverna e precipitando juntos aos outros sedimentos (WHITE, 2007, AULER et al, 2009).

Adicionalmente as pedofeições de microestrutura granulares, runiquartzo, nódulos de Fe sugerem a existência de fases climáticas onde ocorreu o processo de latossolização. Estes processos pedogenéticos estão intimamente relacionados a

fases climáticas mais úmidas, pois geralmente resultam na formação de Latossolos, comumente encontrado nos trópicos úmidos (STOOPS E BUOL, 2015, KER, 1997, MUGGLER et al., 2007, SCHAEFER et al., 2008, MARCELINO et al., 2018).

Embora as amostras apresentem microestruturas em blocos subangulares e granulares, a sua maior parte são microestruturas granulares, podendo estar associados a processos pedogenéticos pré-deposicionais. Por se tratarem de pedorrelíquias latossólicas originadas em períodos de maior umidade sua mineralogia possivelmente é caulinítica-gibbsítica. Podem haver outras hipóteses para explicar o surgimento de estruturas microgranulares tais como a atividade biológica local e a alternância de ciclos de umedecimento e secagem (MARCELINO; STOOPS; SCHAEFER, 2010), no entanto a caverna é um ambiente praticamente sem luz, assim este ciclo seria muito longo e não ocorrendo tantas vezes, o que dificilmente originaria microestruturas como estas. A latossolização do solo depositado na caverna pode ser associada às fases úmidas do evento Henrich Stadial 1 (WANG et al., 2004; DE BARRETO, 2010), onde a alta precipitação intensificou os processos de hidrólise e ferrolise, resultando na destruição da caulinita e na formação de gibbsita, nódulos de Fe e runiquartzo (ESWARAN & STOOPS, 1979 ; MUGGLER et al., 2007; SCHAEFER et al., 2004; SOUSA et al., 2023), estando de acordo também com estudos paleoclimáticos regionais que relataram um clima úmido durante o Henrich Stadial (WANG et al., 2004 , CRUZ et al., 2009).

A presença de quartzos subarredondados a subangulares indica que esses elementos foram transportados. (SUGUIO, 2003) e por apresentarem um nível de arredondamento variado e leve, é possível que o transporte seja de curtas distâncias. A maioria dos grãos de quartzo são subhedral e moderadamente modificados, apresentam uma cobertura de argila, tendo no material fino ao redor dele a ocorrência do processo de redução do ferro, dando indício de intervalo árido substituído por intervalos de condição úmida (SESSA, 2019), corroborando também com os estudos de Sousa et al (2023).

Na fração grossa, existe a presença de nódulos de ferro e de manganês (Figuras 11 c-d, e-f; 15 h-i), sendo eles típicos, nucleicos e geódicos, o que sugere a ocorrência do processo pedogênico de ferralitização (SANTOS, 2009), que é um dos principais atuantes na formação do Latossolos. Além dos nódulos de ferro que foram

trazidos juntos com a deposição de sedimento terrígeno é notada também a presença de nódulos de ferro formados *in situ*, indicando alternância de umidade no sedimento dentro da caverna.

A presença de grãos de runiquartzos, que é formado pela infusão de óxidos de ferro ao longo das fissuras de grãos de quartzo, que é então transformado em goethita, hematita ou gibbsita, indica a ação de intemperismo intenso e é comumente encontrado em Latossolos e originado em condições de elevado intemperismo e altas concentração de óxidos hidratados de ferro e/ou alumínio, típicos de climas quentes e úmidos (MARCELINO; STOOPS; SCHAEFER, 2010), e neste caso o runiquartzo provavelmente não foi formado formado *in situ*, mas sim transportado, no entanto a presença deles dentro de alguns oólitos (vindos da precipitação de carbonato por deposicional) pode indicar que estes foram formados *in situ*.

Tendo isso em vista, esse espaço de tempo de 7,9 à 16 mil anos atrás passou por transições entre momentos secos e períodos mais úmidos que o encontrado atualmente na região, levando inclusive ao desenvolvimento das feições pedológicas analisadas nas lâminas, tendo também em correlação um tipo de vegetação mais abundante, que junto ao clima mais úmido e um latossolo bem desenvolvido, essa vegetação mais densa poderia existir e em contrapartida servir de suporte para a existência de animais da megafauna identificados na região (Guérin et al., 1996, Guérin and Faure, 1999).

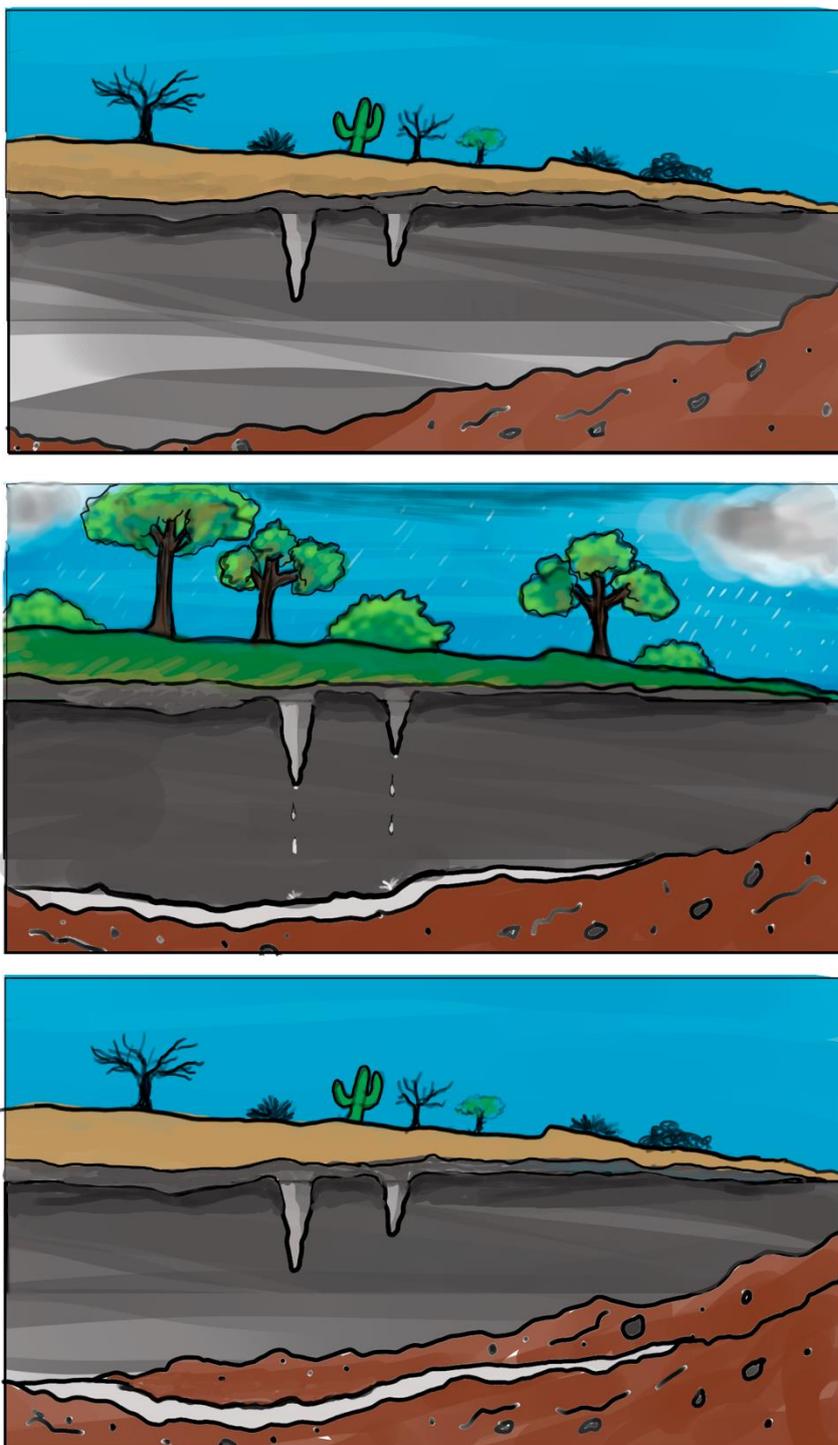
7 CONCLUSÃO

O presente trabalho pretendeu entender o paleoambiente região do parque Nacional Serra da Capivara (PI) durante o Pleistoceno final e Holoceno inicial. Para tal foram analisadas lâminas micromorfológicas dos sedimentos da Caverna Toca de Cima dos Pilão.

A análise permitiu concluir que a região passou por momentos de mudanças climáticas, existindo dentro do período de 7,9 à 16 mil anos atrás momentos de maior úmidas que a encontrada atualmente. Sendo assim, evidenciando a existência de um paleoambiente com condições diferentes das atuais, com um clima mais úmido e vegetação mais densa que as encontradas no atual clima semiárido

brasileiro. Ao analisar os foi possível observar a intercalação entre momentos secos e úmidos, como representado na ilustração da Figura 18.

Figura 18 – Representação dos momentos secos e úmidos no decorrer do período de 7,9 à 16 mil anos atrás.



Fonte: Do autor.

A primeira ilustração da Figura 18 representa os períodos de clima mais secos, onde houve a deposição de sedimento terrígeno na caverna de forma mais intensa, provavelmente devido às Monções, que por conta das chuvas periódicas intensas, levaram a esse arrasto de material para dentro da caverna, sendo inclusive um material mal selecionado, com a presença de rochas e outros materiais de tamanhos variados (Figura 14) como visto anteriormente.

Esse período se segue por uma outra fase mais úmida (segunda ilustração da figura 18), momento onde devido a existência de chuvas mais constantes, propiciou o gotejamento e acúmulo de água no piso da caverna, que levou a deposição do carbonato de cálcio junto ao sedimento terrígeno. Que por sua vez foi depositado logo acima do carbonato de cálcio com a chegada de outro período mais seco (terceira ilustração da Figura 18).

E essa intercalação de deposições entre períodos mais úmidos e mais secos dentro do período de 7,9 à 16 mil anos antes do presente gerou o que é visto na estratigrafia, as camadas de sedimento terrígeno que resultam do clima mais seco e as camadas de sedimento químico, que resultam dos momentos de clima mais úmido.

Em pesquisas futuras, podem ser feitos estudos direcionados ao tipo de vegetação que ocorria na região da Serra da Capivara neste período de tempo, para conhecer mais a fundo as condições paleoclimáticas e paleoambientais do Nordeste do Brasil.

REFERÊNCIAS

- ABSY, Maria Lúcia et al. Mise en évidence de quatre phases d'ouverture de la forêt dense dans le sud-est de l'Amazonie au cours des 60 000 dernières années. Première comparaison avec d'autres régions tropicales. **CR Acad. Sci. Paris**, v. 312, n. 2, p. 673-678, 1991.
- ABSY, Maria Lúcia; SILVA, S. A. F. Registros palinológicos das mudanças climáticas na Amazônia brasileira durante o Neógeno. **As terras pretas de índio da Amazônia: Sua caracterização e uso deste conhecimento na criação de novas áreas**. Manaus, Embrapa, v. 1, p. 39-47, 2009.
- AGASSIZ, J. L. R. Études sur les glaciers. Neuchâtel: Jent et Gassmann, 1840.
- ALMEIDA, R.E.M. 1967. **Origem e Evolução da Plataforma Brasileira**. Rio de Janeiro, Boletim do Departamento Nacional de Produção Mineral, 241, 96 pp.
- DE ALMEIDA, F. F. M. et al. Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth-Science Reviews**, v. 17, n. 1-2, p. 1-29, 1981.
- AQUINO, CMS, Oliver, JGB, **Estudo da dinâmica do índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI) no núcleo de São Raimundo Nonato-PI.**, 2012. 1, 157-168. Doi: 10.11606/issn.2179-0892.geousp.2012.74261.
- AULER, Augusto S. et al. Cyclic sedimentation in Brazilian caves: mechanisms and palaeoenvironmental significance. **Geomorphology**, v. 106, n. 1-2, p. 142-153, 2009.
- BAPTISTA, Milton Brand et al. **Léxico estratigráfico do Brasil**. República Federativa do Brasil, Ministério das Minas e Energia, Departamento Nacional da Produção Mineral, 1984.
- BARTORELLI, A. Serra da Capivara. **Geologia do Brasil**, Ed. Beca, p. 395-406, 2012.
- BARRETO, AMF. **Interpretação Paleoambiental do Sistema de Dunas Fixadas do Médio São Francisco, Bahia**. 1996. 174 f. Tese (Doutorado em Geologia) Universidade de São Paulo, SP, 1996.
- BARRETO, Eline Alves de Souza. **Reconstituição da pluviosidade da chapada diamantina (BA) durante o Quaternário tardio através de registros isotópicos (O e C) em estalagmites**. 2010. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.
- BUSO JUNIOR, A. A. **Dinâmica ambiental holocênica baseada em estudos interdisciplinares de alta resolução, no litoral norte do estado do Espírito Santo**. 2010.
- BULLOCK, P.; MURPHY, C. P.; FEDOROFF, N. (Eds.). Soil micromorphology: a basic and applied science. **Elsevier**, 1985.

BULLOCK, P_. The role of micromorphology in the study of Quaternary soil processes. In: **Quaternary research association. Meeting**. 1985. p. 45-68.

CRUZ, F. W.; BURNS, S. J.; KARMANN, I.; SHARP, W. D.; VUILLE, M.; CARDOSO, A. O.; FERRARI, J. A.; DIAS, P. L. S.; JR, O. V. Insolation-driven changes in atmospheric circulation over the past 116,000 years in subtropical Brazil. **Nature**, v. 434, p. 63-66, doi: 10.1038/nature03365, 2005.

CRUZ, F.W. et al., 2009: Orbitally driven east-west antiphasing of South American precipitation. **Nature Geoscience**, 2, 210-214.

CUNHA, F. M. B. 1986. **Evolução Paleozóica da Bacia do Parnaíba e seu Arcabouço Tectônico**. 107 f. Dissertação (Mestrado em Geologia). Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

COURTY, Marie Agnes; GOLDBERG, Paul; MACPHAIL, Richard. Soils and micromorphology in archaeology. **Cambridge: Cambridge**, 1989.

DA SILVA, José Guilherme Rodrigues. Ciclos orbitais ou ciclos de Milankovitch. De Freitas, Ruy Ozorio. "Relevos policíclicos na tectônica do escudo brasileiro." **Boletim Paulista de Geografia** 7 (1950): 3-19.

DA SILVA, Danielle Gomes, and Antonio Carlos de Barros Corrêa. "Aplicação da micromorfologia de solos aos estudos de sedimentos Quaternários: uma ferramenta para a reconstrução paleoambiental." **Mercator-Revista de Geografia da UFC** 8.15 (2009): 111-138.

EMPERAIRE, Laure. **Végétation et gestion des ressources naturelles dans la caatinga du sud-est du Piauí (Brésil)**. 1987. Tese de Doutorado. Paris 6.

EMPERAIRE, Laure. **La caatinga du sud-est du Piauí (Brésil): Étude ethnobotanique**. 1980. Tese de Doutorado.

ESWARAN, H.; STOOPS, G. Surface textures of quartz in tropical soils. **Soil Science Society of America Journal**, v. 43, n. 2, p. 420-424, 1979.

FERREIRA, GLAUCIA MARIA DOS SANTOS SILVA, and MARCELO ACCIOLY TEIXEIRA DE OLIVEIRA. Aplicação da micromorfologia de solos ao estudo de sedimentos alúvio-colúviais em cabeceiras de vale. **Pesquisas em Geociências** 33.2, 2006: 3-18.

FITZPATRICK, E. A. Soil Microscopy and Micromorphology. New York: Wiley, 1993. GALE, S.J. & HOARE, P.G. **Quaternary Sediments: Petrographic Methods for the Study of Ulithified Rocks**. Londres: Bethaven Press, 1991, 318 p.

GÓES, A. M. O. & Feijó, F. J. 1994. Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da Petrobrás**. 4: 57-67.

GOLDBERG, Paul. Micromorphology of sediments from Hayonim cave, Israel. **Catena**, v. 6, n. 2, p. 167-181, 1979.

GOLDBERG, Paul, et al. "Micromorphology and site formation at Hohle Fels cave, Schwabian Jura, Germany." **E&G Quaternary Science Journal** 53.1 (2003): 1-25.

GUÉRIN, Maryse et al. Fenofibrate reduces plasma cholesteryl ester transfer from HDL to VLDL and normalizes the atherogenic, dense LDL profile in combined hyperlipidemia. **Arteriosclerosis, thrombosis, and vascular biology**, v. 16, n. 6, p. 763-772, 1996.

GUÉRIN, Claude; FAURE, Martine. *Palaeolama (Hemiauchenia) niedae nov. sp., nouveau Camelidae du Nordeste brésilien et sa place parmi les Lamini d'Amérique du Sud.* **Geobios**, v. 32, n. 4, p. 629-659, 1999.

HARTMANN, Dennis L. **Global Physical Climatology (International geophysics; v. 56)**. Academic Press, 1994.

HUGGETT, Richard; SHUTTLEWORTH, Emma. **Fundamentals of geomorphology**. Taylor & Francis, 2022.

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

JACOMINE, Paulo Klinger Tito. **Levantamento exploratório-reconhecimento de solos do estado do Piauí**. Boletim de pesquisa n. 26. Recife, 1986.

JONGERIUS, Amilius; HEINTZBERGER, G. **Methods in soil micromorphology: a technique for the preparation of large thin sections**. Stichting voor Bodemkartering Wageningen, 1975.

KEMP, Rob A. Role of micromorphology in paleopedological research. **Quaternary International**, v. 51, p. 133-141, 1998.

KER, JC. **LATOSSOLOS DO BRASIL. UMA REVISÃO HISTÓRICO E CONCEITUAÇÃO**. 1997.

LEMOS, Jesus Rodrigues. Composição florística do parque nacional Serra da Capivara, Piauí, Brasil. **Rodriguésia**, v. 55, p. 55-66, 2004.

LONGHI, Alessandro; TROMBINO, Luca; GUGLIELMIN, Mauro. Soil micromorphology as tool for the past permafrost and paleoclimate reconstruction. **CATENA**, v. 207, p. 105628, 2021.

MARCELINO, Vera; SCHAEFER, Carlos EGR; STOOPS, Georges. Oxidic and related materials. In: Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths. **Elsevier**, 2018. p. 663-689.

MARTINI, Ivan. Cave clastic sediments and implications for speleogenesis: new insights from the Mugnano Cave (Montagnola Senese, Northern Apennines, Italy). **Geomorphology**, v. 134, n. 3-4, p. 452-460, 2011.

MORAES, F. P.; SILVA, J. F. V.; LUCAS, J. F.; DESTRO, P. G.; PINTO, S. L. C. **Conceitos e Contribuições da Paleoclimatologia com Base nos Estudos de Diferentes Fatores.** 2018.

MUGGLER, Cristine C.; BUURMAN, Peter; VAN DOESBURG, Jan DJ. Weathering trends and parent material characteristics of polygenetic Oxisols from Minas Gerais, Brazil: I. **Mineralogy. Geoderma**, v. 138, n. 1-2, p. 39-48, 2007.

MILLER, Christopher E.; GOLDBERG, Paul. **Micromorphology and paleoenvironments. Hell Gap: a Stratified Paleoindian Campsite at the Edge of the Rockies.** University of Utah Press, Salt Lake City, p. 72-89, 2009.

MUCHER, Herman J.; MOROZOVA, Tatiana Dmitrievna. Application of soil micromorphology in quaternary geology and geomorphology. **Soil micromorphology: techniques and applications**/edited by P. Bullock and CP Murphy, 1983.

OLIVEIRA, M. E. A. et al. Flora e fitossociologia de uma área de transição carrasco-caatinga de areia em Padre Marcos, Piauí. **Naturalia**, v. 22, p. 131-150, 1997.

PAINEL BRASILEIRO DE MUDANÇAS CLIMÁTICAS. **Base Científica das Mudanças Climáticas. Rio de Janeiro:** PBMC, 2014. Disponível em: <http://www.pbmc.coppe.ufrj.br/pt/publicacoes/relatorios-pbmc/item/base-cientificadasmudancas-climaticas-volume-1-completo?category_id=15>.

PELLERIN, Jöel. Les bases physiques. **L'aire archéologique du sud-est du Piauí.** Paris: Recherche sur les Civilisations, p. 11-22, 1984.

Pellerin, J. 1984 b. **Carta geomorfológica da região de São Raimundo Nonato (Piauí)**, 1984, 1 mapa preto e branco, 48,5 x 56.5cm, escala 1.500.000.

PESSENDA, L.C.R.; GOUVEIA, S.E.M.; GOMES, B.M.; ARAVENA, R.; BOULET, R.; RIBEIRO, A.S. **Studies of palaeovegetation changes in the central Amazon by carbon isotopes of soil organic matter.** In: SYMPOSIUM ON ISOTOPE TECHNIQUES IN THE STUDY OF PAST AND CURRENT ENVIRONMENTAL CHANGES IN THE HYDROSPHERE THE ATMOSPHERE. Vienna, 1997. Proceedings. Vienna: IAEA, 1998. SM-349/46, p.645-652.

Petri, S. & Fúlfaro, V. J. **Geologia do Brasil.** T. A Queiroz & Edusp, São Paulo, 1983, 631p.

RINGROSE-VOASE, A. J. Micromorphology of soil structure-description, quantification, application. **Soil Research**, v. 29, n. 6, p. 777-813, 1991.

RIZZINI, C. T. **Tratado de fitogeografia do Brasil.** 2 ed. Rio de Janeiro, Âmbito Cultural Edições Ltda.1997, 747 p.

SANTOS, J. C. **O Quaternário do Parque Nacional Serra da Capivara e entorno, Piauí, Brasil: morfoestratigrafia, sedimentologia, geocronologia e**

paleoambientes. Tese (Doutorado em Geociência) Curso de Pós-graduação em Geociências, Departamento de Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, PE, 2007.

SEDOV, Sergey et al. Tepexpan revisited: A multiple proxy of local environmental changes in relation to human occupation from a paleolake shore section in Central Mexico. **Geomorphology**, v. 122, n. 3-4, p. 309-322, 2010.

SCHAETZL, R. J.; THOMPSON, M. L. Soils: genesis and geomorphology. Cambridge University Press, 2015.

SHUNK, Aaron J. et al. Late Neogene paleoclimate and paleoenvironment reconstructions from the Pipe Creek Sinkhole, Indiana, USA. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 274, n. 3-4, p. 173-184, 2009.

SROUBEK, Pavel. **Paleoenvironmental reconstructions from cave sediments of the Moravian Karst, Czech Republic.** Michigan Technological University, 2007.

STOOPS, Georges. **Guidelines for analysis and description of soil and regolith thin sections.** John Wiley & Sons, 2021.

SHIMIZU, Marília Harumi. **SIMULAÇÃO DO CLIMA DO ÚLTIMO MÁXIMO GLACIAL: UM EXPERIMENTO COM UM MODELO ESTATÍSTICO-DINÂMICO.** 2007.

SELTZER, Geoffrey; RODBELL, Donald; BURNS, Stephen. Isotopic evidence for late Quaternary climatic change in tropical South America. **Geology**, v. 28, n. 1, p. 35-38, 2000.

SIFEDDINE, Abdelfettah et al. La sédimentation organique lacustre en milieu tropical humide (Carajás, Amazonie orientale, Brésil): Relation avec les changements climatiques au cours des 60.000 dernières années. **BSGF-Earth Sciences Bulletin**, v. 165, n. 6, p. 613-21, 1994.

SIFEDDINE, A.; CHIESSI, C. M.; CRUZ, F. W. Informações Paleoclimáticas Brasileiras. In: **PBMC. Base científica das mudanças climáticas.** 1. ed. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, RJ, Brasil, 2014. Cap.4, p. 126-180.

STEPHENS, Mark et al. **Micromorphology of cave sediments in the humid tropics: Niah Cave, Sarawak.** Asian Perspectives, p. 42-55, 2005.

STRÍKIS, Nicolás M. et al. Abrupt variations in South American monsoon rainfall during the Holocene based on a speleothem record from central-eastern Brazil. **Geology**, v. 39, n. 11, p. 1075-1078, 2011.

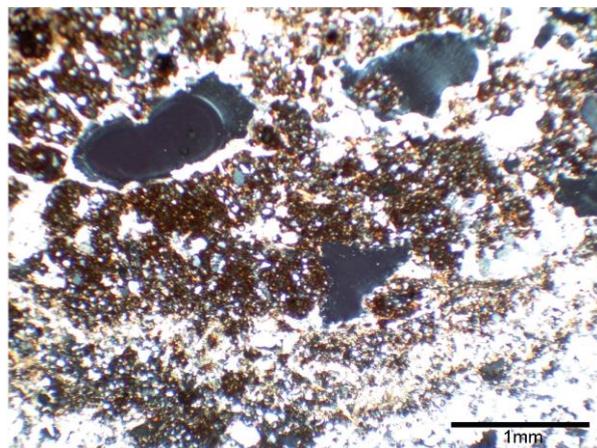
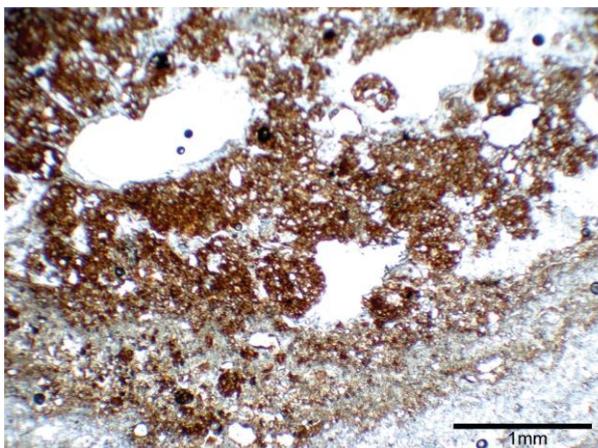
STOOPS, G. J.; BUOL, S. W. **Micromorphology of oxisols. Soil micromorphology and soil classification**, v. 15, p. 105-119, 1985.

SCHAEFER, Carlos Ernesto GR; FABRIS, José Domingos; KER, J. C. Minerals in the clay fraction of Brazilian Latosols (Oxisols): a review. **Clay Minerals**, v. 43, n. 1, p. 137-154, 2008.

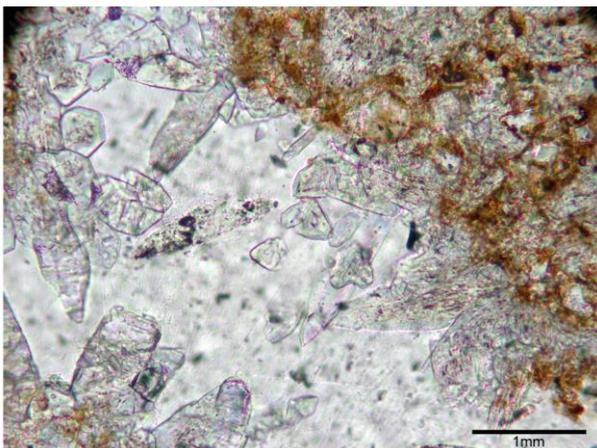
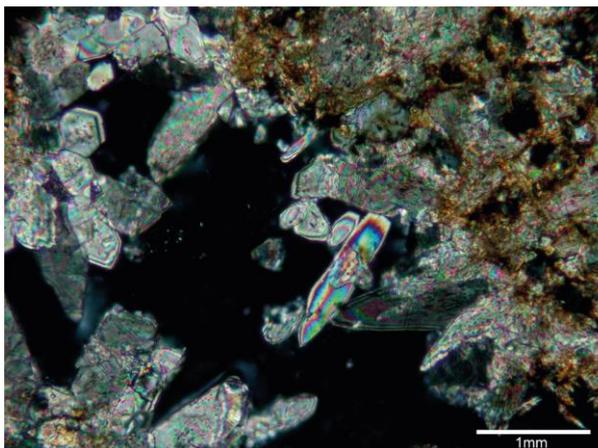
WANG, Xianfeng et al. Wet periods in northeastern Brazil over the past 210 kyr linked to distant climate anomalies. **Nature**, v. 432, n. 7018, p. 740-743, 2004.

WHITE, William B. **Cave sediments and paleoclimate**. 2007.

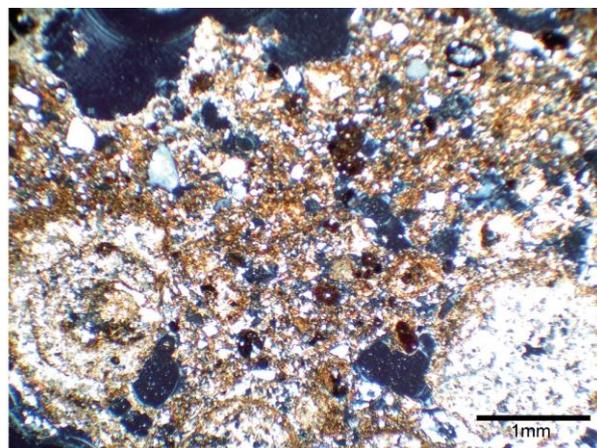
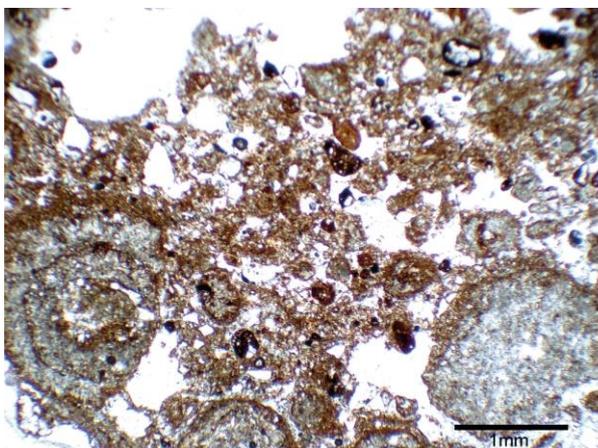
Agregado de microestruturas granulares na lâmina 1-2 zona 3.



Cristais de carbonato de cálcio nos espaços ao redor de oólitos na lâmina 1-2 zona 3.



Oólitos nas extremidades e estruturas granulares ao centro na lâmina 1-2 zona 1.



Fragmento de osso na lâmina 1-2 zona 2.

