

**ANÁLISE FOSSILDIAGENÉTICA EM COSTELA E DENTE DE
EREMOTHERIUM LAURILLARDI (LUND, 1842) DE DEPÓSITOS
PLEISTOCÉNICOS NO OESTE DO ESTADO DO PARÁ, NORTE DO BRASIL**

DENYS JOSÉ XAVIER FERREIRA

Doutor em Ciências Ambientais. Museu Paraense Emílio Goeldi, Coordenação de Ciências da Terra e Ecologia, Belém-PA, Brasil¹
ferreira.djx@gmail.com

FRANCISCO ROMÉRIO ABRANTES JÚNIOR

Doutor em Geologia e Geoquímica. Universidade Federal Fluminense, Departamento de Geologia e Geofísica, Niterói-RJ, Brasil²
fabrantes@id.uff.br

MARIA INÉS FEIJÓ RAMOS

Doutora em Geociências. Museu Paraense Emílio Goeldi, Coordenação de Ciências da Terra e Ecologia, Belém-PA, Brasil¹
mramos@museu-goeldi.br

RESUMO: As preguiças terrícolas ocuparam amplamente a Região Intertropical Brasileira durante o Pleistoceno Superior. A espécie *Eremotherium laurillardi*, objeto de estudo deste trabalho, tem ocorrência registrada em vasta faixa geográfica desde a América do Norte até a região sul do Brasil. No município de Itaituba, oeste do estado do Pará, há um sítio deposicional com a excelente preservação de ossos desarticulados de cinco indivíduos. A análise morfológica em amostras de costela e dente desses fósseis, sob microscopias óptica e eletrônica de varredura, sugere que as suas microestruturas estão bem preservadas. Ainda, as análises através de Espectroscopia por Dispersão de Energia e Difratometria de Raios-X sustentam que os materiais fossilizados mantiveram a composição química original durante a fossildiagênese, principalmente os elementos de Ca, P, Mg, K e Na, mantidos devido ao seu isolamento do ciclo exógeno, indicados pela presença de pirita, o que infere que essas estruturas ósseas estão praticamente inalteradas.

Palavras-chave: *Eremotherium laurillardi*; Pleistoceno; Megafauna; Fossildiagênese.

FOSSILDIAGENETIC ANALYSIS OF TOOTH AND RIB OF *EREMOTHERIUM LAURILLARDI* (LUND, 1842) FROM PLEISTOCENE DEPOSITS IN WESTERN PARÁ STATE, NORTHERN BRAZIL

ABSTRACT: Ground sloths occupied the Brazilian Intertropical Region during the Upper Pleistocene. The species *Eremotherium laurillardi*, object of this study, occurred in a wide geographic range from North America to Southern Brazil. In the west of the Pará State, northern Brazil, there is a depositional site with excellent preservation of disarticulated bones of five individuals. A morphological analysis conducted on samples of rib and tooth from these fossils, using optical microscopy and scanning electron microscopy, suggests that their microstructures remained well preserved. Additionally, Energy Dispersive Spectroscopy analysis carried out on these fossils showed a unaltered chemical composition relating to Ca, P, Mg, K, and Na contents due to its isolation from the exogenous cycle, indicated by the presence of pyrite.

Keywords: *Eremotherium laurillardi*; Pleistocene; Megafauna; Fossildiagenesis.

ANÁLISIS FOSILDIAGENÉTICO DE COSTILLA Y DIENTE DE *EREMOTHERIUM LAURILLARDI* (LUND, 1842) DE DEPÓSITOS DEL PLEISTOCENO EN EL OESTE DEL ESTADO DE PARÁ, NORTE DE BRASIL

RESUMEN: Los perezosos terrestres ocuparon ampliamente la región intertropical brasileña durante el Pleistoceno tardío. La especie *Eremotherium laurillardi*, objeto de estudio en este trabajo, ha sido registrada en un amplio rango geográfico desde América del Norte hasta la región sur de Brasil. En el municipio de

¹ Museu Paraense Emílio Goeldi, Coordenação de Ciências da Terra e Ecologia, Caixa Postal 399, CEP: 66.070-530, Belém-PA, Brasil.

² Universidade Federal Fluminense, Departamento de Geologia e Geofísica, CEP: 24210-346, Niterói-RJ, Brasil.

Itaituba, al oeste del estado de Pará, existe un sitio de depósito con excelente conservación de huesos desarticulados de cinco individuos. El análisis morfológico de muestras de costillas y dientes de estos fósiles, bajo microscopía óptica y electrónica de barrido, sugiere que sus microestructuras están bien conservadas. Además, los análisis mediante Espectroscopía de Energía Dispersiva y Difracción de Rayos X respaldan que los materiales fosilizados mantuvieron su composición química original durante la fosildiagénesis, principalmente los elementos de Ca, P, Mg, K y Na, mantenidos debido a su aislamiento del ciclo exógeno, indicado por la presencia de pirita, lo que infiere que estas estructuras óseas se mantienen sin cambios.

Palabras clave: *Eremotherium laurillardi*; Pleistoceno; Megafauna; Fosildiagénesis.

Introdução

A fossildiagênese é uma das etapas do processo de fossilização dos restos de organismos e envolve as transformações físico-químicas que, normalmente, alteram a composição dos restos esqueléticos dos organismos após o soterramento (HOLZ; SIMÕES, 2002). De acordo com Bolzon et al (2004), as modificações durante esse processo relacionam-se às variáveis do ambiente deposicional, como climáticas, hidrológicas, geoquímicas e biológicas, além da granulometria, da porosidade dos sedimentos e dos restos esqueléticos. Mendes (1988) ressalta, contudo, que as partes duras também podem ser preservadas sem que ocorra a alteração da sua composição mineral ou da sua microestrutura interna inorgânica e, dessa maneira, atravessam incólumes à diagênese e aos processos pós-diagenéticos.

Diante do exposto, é reportado nessa pesquisa um estudo fossildiagenético nos ossos da preguiça terrícola *Eremotherium laurillardi* (Xenarthra, Megatherioidea), atualmente salvaguardado no Museu Paraense Emílio Goeldi, mas que foram encontrados durante a escavação de um açude no município de Itaituba, estado do Pará. Este táxon foi um mamífero de grande porte que representa um dos mais relevantes organismos da megaflora do Quaternário sul-americano (PAULA COUTO, 1952, 1979) e uma das espécies de maior abundância na Região Intertropical Brasileira, evidenciada através dos seus restos fossilíferos encontrados com frequência em depósitos do Pleistoceno tardio do Brasil intertropical (CARTELLE; DE IULIIS; PUJOS, 2014). Esses animais provavelmente surgiram e distribuíram-se na América do Sul, expandindo-se posteriormente para a América Central e sul da América do Norte (CARTELLE, 1994; CARTELLE; DE IULLIS, 1995) durante o Grande Intercâmbio Biótico Americano, impulsionado pelo estabelecimento do Istmo do Panamá que conectou os continentes norte-americano e sul-americano há aproximadamente 1,8 milhão de anos (CARTELLE, 1994). Em território brasileiro, a ocorrência desses megaterídeos é reportada desde a região Sul até a região Norte (CARTELLE; DE IULIIS, 1995; CARTELLE, DE IULIIS; PUJOS, 2014; DANTAS; SANTOS, 2022; MARTINELLI et al., 2012). Nesta última, o registro formal dessa espécie no Pará, através do trabalho de Rossetti et al. (2004), é de grande importância por ser o primeiro no estado, o que ampliou a distribuição paleobiogeográfica do grupo.

Desde a sua descoberta no século XIX, diversos trabalhos foram publicados sobre a espécie *E. laurillardi* abrangendo desde sua taxonomia, sistemática, biologia e, inclusive, comportamental. Autores como, por exemplo, Barbosa et al. (2014, 2021), Cartelle (1994, 2000), Cartelle e Bohórquez (1982, 1986), Cartelle e De Iuliis (1995), Cartelle, De Iuliis e Pujos (2014); Martinelli et al. (2012), Oliveira et al. (2020), Paula Couto (1952, 1979) e Toledo (1998) estudaram sistematicamente esse táxon. Entretanto, ainda há uma carência de estudos tafonômicos envolvendo a diagênese dos fósseis sobre essas preguiças terrícolas, especialmente *E. laurillardi*.

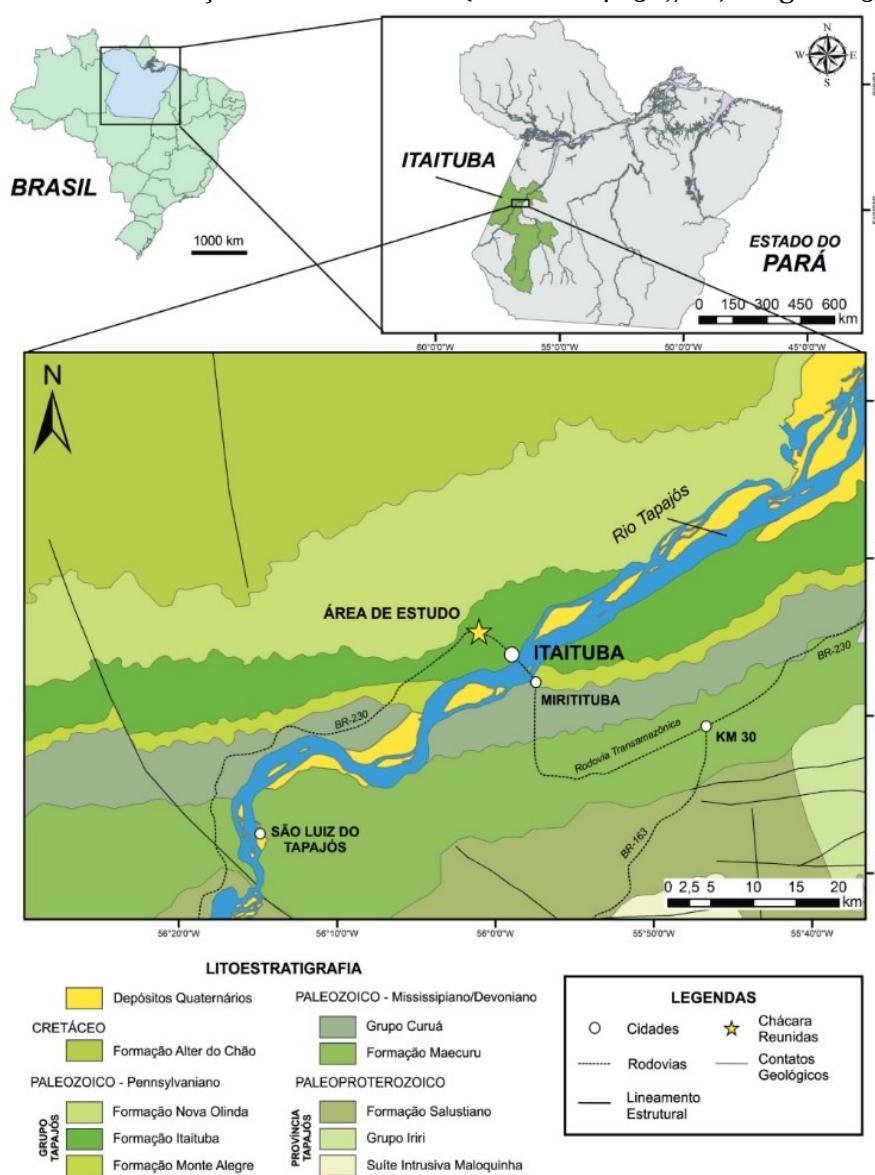
Um estudo tafonômico inicial nesses fósseis, a partir da análise bioestratinômica realizada por Ferreira e Ramos (2011), inferiu que um grupo com cinco espécimes morreu através de um evento catastrófico e de grande energia que soterrou o bando rapidamente de maneira indiscriminada. A preservação das carcaças teria ocorrido pelas condições favoráveis do ambiente deposicional em que esses bioclastos estavam inseridos, desde a instalação de um microambiente

redutor ao redor dos ossos até a ausência de sinais de transporte e bioerosão, o que permitiu um elevado grau de preservação morfológica. Porém, o entendimento dos processos fossildiagenéticos que afetaram os restos desses megaterídeos não foi discutido até o momento.

O presente trabalho visou, portanto, o estudo da diagênese dos fósseis em amostras unitárias de ossos e dentes de *Eremotherium laurillardi*, a fim de verificar o grau de alteração óssea, pois diante da relevância paleontológica, a continuidade da análise tafonômica nos restos esqueléticos desses espécimes faz-se necessária para a produção de dados da sua história *post mortem* e da sua preservação fossilífera. Afinal, esses fósseis são consideráveis registros taxonômico e tafonômico da megafauna que existiu durante o Pleistoceno da Amazônia.

O material foi resgatado em uma propriedade privada chamada Chácara Reunidas, localizada ao longo da Rodovia Transamazônica e distante 5 km do centro do município de Itaituba, oeste do estado do Pará (Figura 1).

Figura 1: Mapa geológico simplificado da região de Itaituba (PA), com destaque para as unidades litoestratigráficas e a localização da área de estudo (Latitude 04°15'1,7" S; Longitude 56°00'50" W)



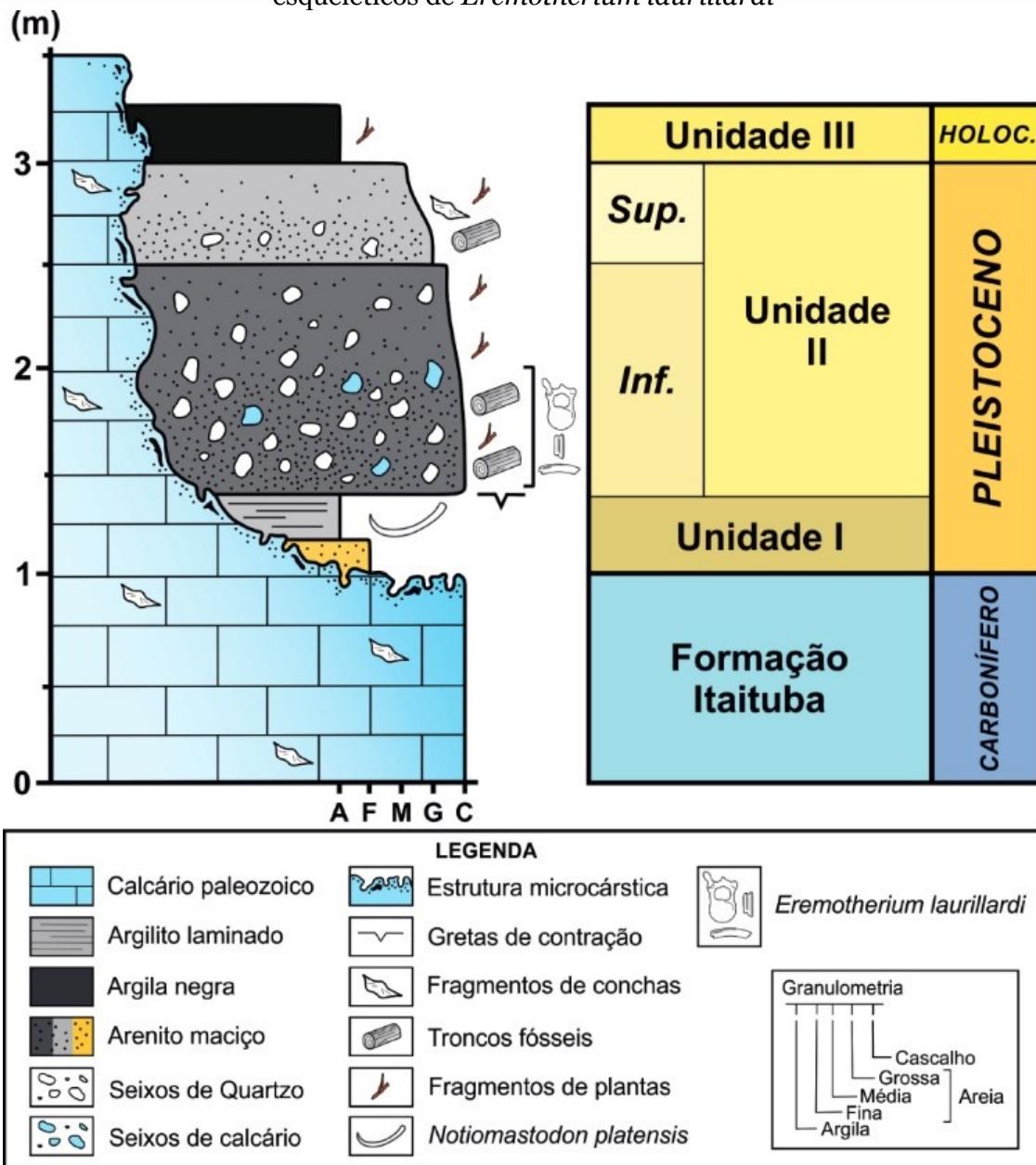
Fonte: modificado de CPRM (2008).

Contexto geológico

A região oeste do Estado do Pará é constituída pelas rochas sedimentares da borda da Bacia do Amazonas e pelas rochas cristalinas da Província Tapajós-Parima (VASQUEZ; ROSA-COSTA, 2008). Estas rochas são cobertas por depósitos sedimentares cenozoicos, geralmente estruturados ao longo de falhas relacionadas a reativações tectônicas do Neogeno-Quaternário (COSTA; HASUI, 1996). O pacote sedimentar no qual foram encontrados os ossos de *Eremotherium laurillardi* apresenta materiais datados do Pleistoceno-Holoceno e foi dividido em três unidades denominadas, da base ao topo, de I, II e III (ROSSETTI et al., 2004; Figura 2). Esta sucessão apresenta aproximadamente dois metros de espessura e ocorre discordantemente aos carbonatos fossilíferos da Formação Itaituba (Bacia do Amazonas). De acordo com Rossetti et al. (2004), a superfície de contato entre os carbonatos e os depósitos quaternários é erosiva, marcada por estruturas microcársticas de até 15 cm de profundidade que sugerem dissolução por processos intempéricos prévios à sedimentação pleistocênica (Figuras 2 e 3A).

As principais características sedimentológicas e mineralógicas descritas para a sucessão pleistocênica-holocênica da região de Itaituba estão sumarizadas abaixo (Rossetti et al., 2004): (i) a Unidade I representa a base da sucessão e está em contato direto com os carbonatos pensilvanianos (Figuras 2 e 3A). Apresenta espessura de aproximadamente 30 cm e é constituída por fácies de areia e argila com baixo conteúdo de restos vegetais. A fácies arenosa apresenta cor branca a amarelada com grãos bem selecionados, finos e maciços. A fácies de argila é de cor cinza claro a esverdeada, sem estruturas sedimentares nítidas, apresentando altas proporções de esmectita e, subordinadamente, ilita e caulinita. Na base desta fácies argilosa foram encontrados restos de ossos desarticulados de *Notiomastodon platensis* e no topo feições características de exposição subaérea, como gretas e marcas de raízes; (ii) a Unidade II, intermediária, é a mais espessa com aproximadamente 1 m e apresenta duas fácies (Figuras 2 e 3A): uma inferior e uma superior. A fácies inferior é composta por um conglomerado maciço, pobramente selecionado, caracterizado por seixos que variam de subarredondados a bem arredondados de quartzo e, de maneira subordinada, por seixos calcários (Figura 3B). Esses elementos estão inseridos em uma matriz lamosa com grande quantidade de restos vegetais, o que conferiu uma cor escura nessa fácies que apresenta, ainda, grânulos e areias finas a médias de quartzo envolvidos em uma matriz carbonática. Na porção basal da fácies inferior estão concentrados diversos elementos ósseos da preguiça terrícola *Eremotherium laurillardi* (Figuras 3B e 3C). A fácies superior consiste de lamitos maciços carbonáticos contendo seixos de quartzo e conchas oriundas das rochas da Formação Itaituba. A coloração dessa fácies é mais clara em relação à inferior dessa Unidade e contém grãos de areia fina (quartzo) dispersos em lamito. Ambas as fácies são marcadas pela ocorrência de fragmentos vegetais, incluindo troncos. Em relação aos argilominerais, esta unidade é caracterizada pela alta proporção de caulinita e ilita, com esmectita ocorrendo subordinadamente; (iii) a Unidade III, superior, possui a maior quantidade de argila em toda a sucessão (95%) e é constituída por lamito preto com elevada quantidade de matéria orgânica (Figuras 2 e 3A). Apresenta espessura entre 20 e 25 cm e, diferentemente das Unidades anteriores, é afossilífera e não contém seixos de quartzo. Esta Unidade apresenta altos teores de esmectita e ilita, com menor proporção de caulinita.

Figura 2: Perfil litoestratigráfico do sítio fossilífero onde foram encontrados os restos esqueléticos de *Eremotherium laurillardi*



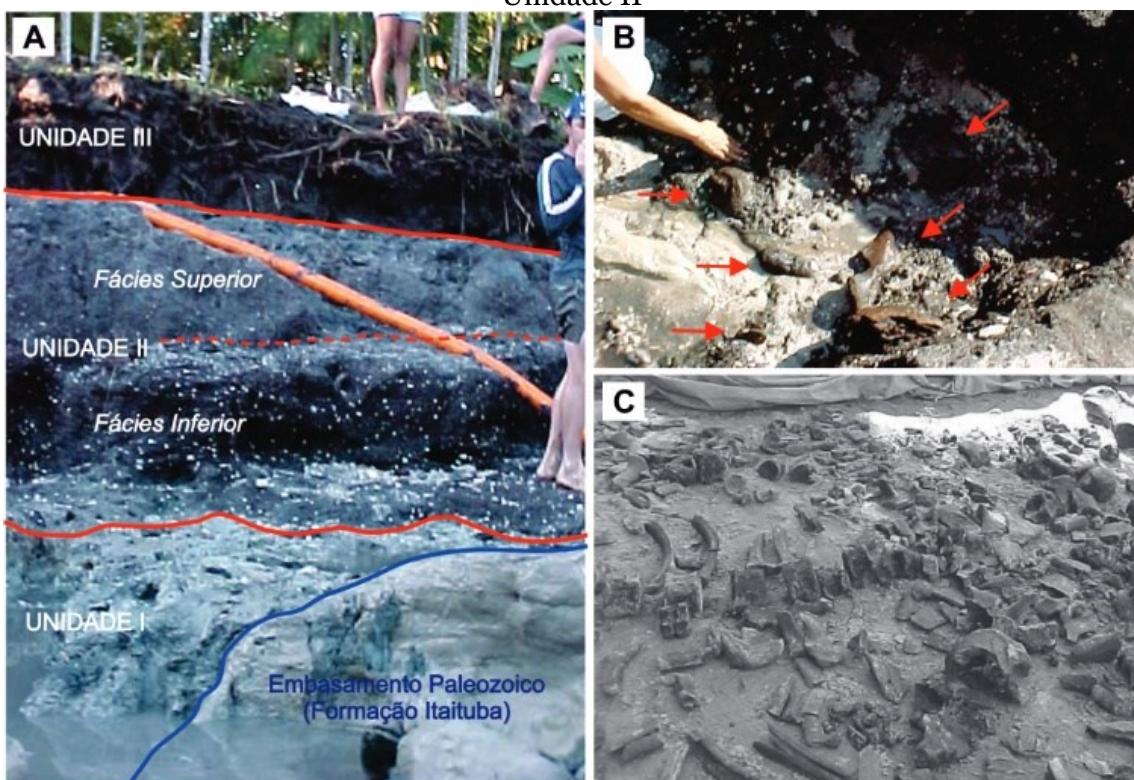
Fonte: modificado de ROSSETTI et al., 2004.

A acumulação destas três unidades está diretamente relacionada com a reativação de falhas nos carbonatos que permitiu o trapeamento de sedimentos e de fragmentos da megaflora pleistocênica (ROSSETTI et al., 2004). A deposição da Unidade I ocorreu sob uma baixa taxa de deslocamento da falha que criou uma pequena depressão e permitiu a acumulação de sedimentos relacionados a pequenos fluxos arenosos e lagoas dominadas por sedimentação argilosa. Estes depósitos foram acumulados em um ambiente de baixa energia sob condições climáticas mais secas, corroboradas pela maior razão esmectita/caulinita. Por outro lado, a Unidade II foi depositada sob fluxos mais energéticos com a sedimentação de grãos mal selecionados ricos em seixos de quartzo, argila e carbonatos (fragmentos do

embasamento). Estes fluxos de detritos foram ocasionados pela combinação de um rápido evento de inundação das encostas, sugerido pelo aspecto mal selecionado dos depósitos e o elevado volume de ossos desarticulados e fragmentos de plantas, além da reativação simultânea da falha que favoreceu a acumulação do pacote sedimentar. Além das características faciológicas, a interpretação de condições climáticas mais úmidas é auxiliada pelas análises mineralógicas que indicam uma menor razão esmectita/caulinita para esta unidade. O topo desta sucessão é marcado pela Unidade III, que foi formada pela acumulação de sedimentos e matéria orgânica em planícies de inundação densamente vegetadas em áreas de baixa energia e elevada umidade (ROSSETTI et al., 2004).

Figura 3: Sucessão sedimentar pleistocênica com ocorrência de *Eremotherium laurillardi*.

(A) Distribuição vertical das unidades litoestratigráficas. (B) Detalhe do conglomerado maciço da fácie inferior da Unidade II com ossos disseminados na matriz (setas vermelhas). (C) Alta concentração de ossos fósseis desarticulados de preguiças terrícolas da base da Unidade II



Materiais e métodos

O material de estudo compreende amostras unitárias de costela e dente de *Eremotherium laurillardi* encontrados na cidade de Itaituba, sudoeste do estado do Pará, e estão atualmente salvaguardados na coleção paleontológica do Museu Paraense Emílio Goeldi tombados no lote MPEG 1000 – V. As peças selecionadas passaram pelo processo de limpeza, mas não de impermeabilização, a fim de que os resultados obtidos fossem os mais acurados possíveis. As amostras apresentam as seguintes características macroscópicas: 1) MPEG 1000 – V/500 (Figura 4A) – fragmento de costela, sem canal medular (característico do táxon), cor marrom claro com aparência lustrosa, apresentando tecido ósseo denso com aspecto compacto

e, mais internamente, o tecido ósseo esponjoso com trabéculas apreservadas; e 2) MPEG 1000/501 - V (Figura 4B) – dente de forma prismática, com aspecto compacto e lustroso, perímetro quadrangular, sem esmalte, de raiz aberta, superfície predominantemente de cor marrom escuro e região mais interna apresentando zoneamento de tons marrom claro. Vale ressaltar que esse táxon é monofiodonte e que os seus dentes apresentam algumas particularidades que são a de não possuírem esmalte e apresentarem crescimento contínuo.

Figura 4: Amostras de fósseis de *Eremotherium laurillardi* utilizadas para o estudo fossildiagenético. (A) Costela fragmentada. (B) Vistas frontal, lateral e corte transversal de dente (esquerda para direta). Escala: 5 cm.



Para a obtenção dos dados pertinentes ao escopo dessa pesquisa foram executadas as seguintes atividades: (i) confecção de lâminas petrográficas a partir de fragmento de uma costela (MPEG 1000 – V/500) e um dente (MPEG 1000 – V/501) pelo método convencional de tratamento deste tipo de material, envolvendo fixação com resina e endurecedor – Maxepoxi – na proporção 3:1; e (ii) posterior polimento em “*Lapping Machine*” (Logitech, modelo CL 40). Em seguida, o material foi examinado através de microscópio petrográfico Axiolab Zeiss, seguido da captura das imagens mais representativas mediante uma câmera

Contax, modelo 167 MT, acoplada ao microscópio, para a avaliação da preservação das estruturas anatômicas dos fósseis. Em um outro momento, as amostras foram analisadas em microscópio eletrônico de varredura (MEV) da marca LEO, modelo 1450VP, com detector de espectroscopia por energia dispersiva (EDS) Gresham e sistema de microanálise digital IXRF, acoplado ao MEV, para visualização da microestrutura morfológica interna e determinação da composição química semiquantitativa, respectivamente.

Por fim, foram realizadas análises por difração de raios-x (DRX) no dente e na costela, os quais foram pulverizados para a análise, visando identificação dos minerais que as compõem. Essas análises ocorreram através de um difratômetro da marca Philips, modelo PW 3710 BASED, equipado com tubo de anodo de cobre ($\lambda_{\text{CuK}\alpha} = 1,54060\text{\AA}$) com monocromador e gerador de tensão e corrente, respectivamente, ajustados para 45kV e 35 mA. Os registros foram realizados por meio de intervalos de exposição de 5° a $70^\circ 2\theta$ em amostra total. Para interpretação dos resultados foi utilizado o software específico Philips X'Pert HighScore.

Os estudos basearam-se naqueles de Costa (2002), Grimes et al. (2001), Holz e Barberena (1989), Muscente et al. (2017), Pirlet et al. (2010), Reichel et al. (2005), Távora e Miranda (2004), Távora et al. (2005), Távora et al. (2006) e Torello e Simões (1994), com as devidas adaptações ao contexto deste trabalho.

Resultados e discussões

As análises das amostras de costela e dente fossilizados de *Eremotherium laurillardi* sob microscopia óptica petrográfica (MOP); microscopia eletrônica de varredura (MEV), por meio de elétrons retroespalhados e secundários para verificação da preservação das microestruturas; espectroscopia por energia dispersiva (EDS); e difratometria de raios-x (DRX) para a constituição mineralógica (Figuras 5, 6, 7 e 8) revelaram excelentes preservações microestrutural, mineralógica e química da matriz óssea. Nessa última foi possível identificar principalmente cálcio (Ca), fósforo (P) e oxigênio (O) na composição da costela e dente, além de magnésio (Mg), potássio (K) e sódio (Na). Esses dados coadunam com as informações na literatura de que a parte inorgânica da matriz do osso é formada por fosfato de cálcio, além da parte orgânica, tendo os elementos Mg, K e Na como traços (GEORGE; CASTRO, 1998; JUNQUEIRA; CARNEIRO, 1985;). A composição química representada pelo fosfato de cálcio indica tratar-se de apatita, mineral originalmente integrante dos ossos. Outros elementos químicos identificados em algumas partes do material analisado foram o enxofre (S) e ferro (Fe), indicando ser o mineral pirita. Na análise de MEV foi encontrado também traços do mineral gipsita (sulfato de cálcio hidratado) no fragmento de costela. O detalhamento das análises nos materiais fossilizados está descrito abaixo:

Costela

A análise de um corte transversal da costela, em MOP, revelou alta preservação das estruturas da matriz óssea e celulares tanto do tecido ósseo compacto (Figuras 5A e 5B) quanto do esponjoso (Figura 5C). No tecido ósseo compacto são visíveis as lamelas concêntricas ao redor dos canais de Havers e os espaços ocupados entre elas, anteriormente, por células ósseas denominadas osteócitos compondo os chamados sistemas de Havers (Figura 5B). É possível visualizar, também, os canais de Volkmann e os sistemas circunferencial externo e interno, bem como os sistemas intermediários entre os sistemas de Havers (Figura 5D). O tecido ósseo esponjoso apresenta trabéculas bem preservadas em sua microestrutura (Figura 5C). Vale ressaltar que a costela não evidencia aparentemente quaisquer deformidades relacionadas à

pressão causada pelo sobrepeso das camadas sedimentares superiores, mantendo suas características morfológicas originais.

A amostra de costela analisada por meio de Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV), utilizando-se sinais de elétrons retroespalhados, demonstraram as mesmas características ósseas visualizadas na MOP, corroborando o elevado nível de preservação das estruturas dos tecidos ósseos compacto (Figura 5D) e esponjoso (Figura 6A). Através das análises de EDS foram identificados os elementos cálcio (Ca), fósforo (P) e oxigênio (O) na composição que constituem o principal componente ósseo, o fosfato de cálcio (CaPO_4), além de outros elementos, em menor quantidade, próprios da constituição óssea como o magnésio (Mg), potássio (K) e sódio (Na) (Figura 5E). Essa composição química permite inferir que o tecido ósseo da costela manteve-se inalterado durante o processo fossildiagenético tanto em nível macroscópico quanto microscópico. É válido destacar ainda que as microfissuras identificadas no tecido ósseo denso e esponjoso visualizadas nas imagens de MEV (Figuras 5D, 6A e 6B) não mostram, aparentemente, relação com processos tafonômicos através de ruptura por preenchimento, mas como artefatos durante a confecção das lâminas petrográficas.

A utilização de EDS permitiu identificar também a presença de sulfeto de ferro (FeS_2), através dos elementos enxofre (S) e ferro (Fe). Esse composto indica ser o mineral pírita (Py), confirmado pela análise de difração de raios-X, e preenche pontualmente os canais de Havers e as trabéculas de maneira parcial ou completa (Figuras 5F, 6A e 6B). Ao ser observado uma amostra *in natura* de um fragmento longitudinal da costela através de MEV, utilizando-se sinais de elétrons secundários, foi possível identificar cristais cúbicos de pírita com textura frambooidal (Figuras 6C e 6D). Esses cristais ocorrem geralmente como aglomerados nas paredes das microestruturas ósseas e, em alguns casos, apresentam-se na forma de ‘pontes’ através delas (Figura 6A) e associados com cristais de gipsita (Figuras 6E e 6F).

De acordo com Ferreira e Ramos (2011), a presença de pírita distribuída de maneira parcial ou completa, pontualmente nas amostras, infere o estabelecimento de um microambiente redutor ao redor dos restos esqueletais o qual foi formado pela decomposição da matéria orgânica em que as bactérias que estavam presentes viabilizaram a redução de sulfato para sulfeto (FANNING; FANNING, 1989, *apud* PRADA-GAMERO et al., 2004). A presença de gipsita corrobora essas condições redutoras indicando, além da formação da pírita nos fragmentos fósseis, a ocorrência de gipsitização (MUSCENTE et al., 2017).

Os minerais identificados nos fragmentos ósseos através da difração de raios-X foram flúor-apatita (Fa) e hidroxi-apatita (Ha), constituintes do arcabouço da estrutura óssea original. Dessa forma, o difratograma da amostra da costela apresenta um conjunto de picos condizentes com o padrão difratométrico desses minerais, ainda que com baixo grau de cristalização, conferido pelo serrilhamento desses picos (Figura 8A). A hidroxi-apatita mostrou-se ligeiramente menos frequente em relação à flúor-apatita, com picos apresentando, no máximo, apenas dois condizentes com os padrões difratométricos utilizados. Os picos mais intensos decrescentes da Fa e Ha são, respectivamente: (i) 2,80790 Å e 2,71268 Å; e (ii) 2,80000 Å e 2,70900 Å.

Figura 5: A) Corte transversal de tecido ósseo compacto da costela sob nicóis paralelos em microscopia óptica, apresentando sistema de Havers com seu canal, lamelas concêntricas e osteóцитos bem preservados. B) Detalhe de um sistema de Havers. C) Corte transversal do tecido ósseo esponjoso da costela sob microscopia óptica (nicóis paralelos), evidenciando as trabéculas bem preservadas. D) Corte transversal de tecido ósseo compacto da costela sob microscopia eletrônica de varredura (MEV; elétrons retroespalhados) apresentando sistemas de Havers parcialmente preenchidos por Pírita (Py). +E e +F, em vermelho, indicam os pontos em que foram realizadas as análises de EDS ilustradas, respectivamente, nas figuras E

e F. E) Análise pontual (spot analysis) de MEV/EDS da matriz óssea da costela mostrando picos de Ca, P, e O de apatita. Há também, em pequenas quantidades, Mg, K e Na. F) Análise pontual (spot analysis) de MEV/EDS dos sistemas de Havers no tecido ósseo denso da costela mostrando picos de S e Fe relativos à presença de sulfeto de ferro (pirita) nos canais

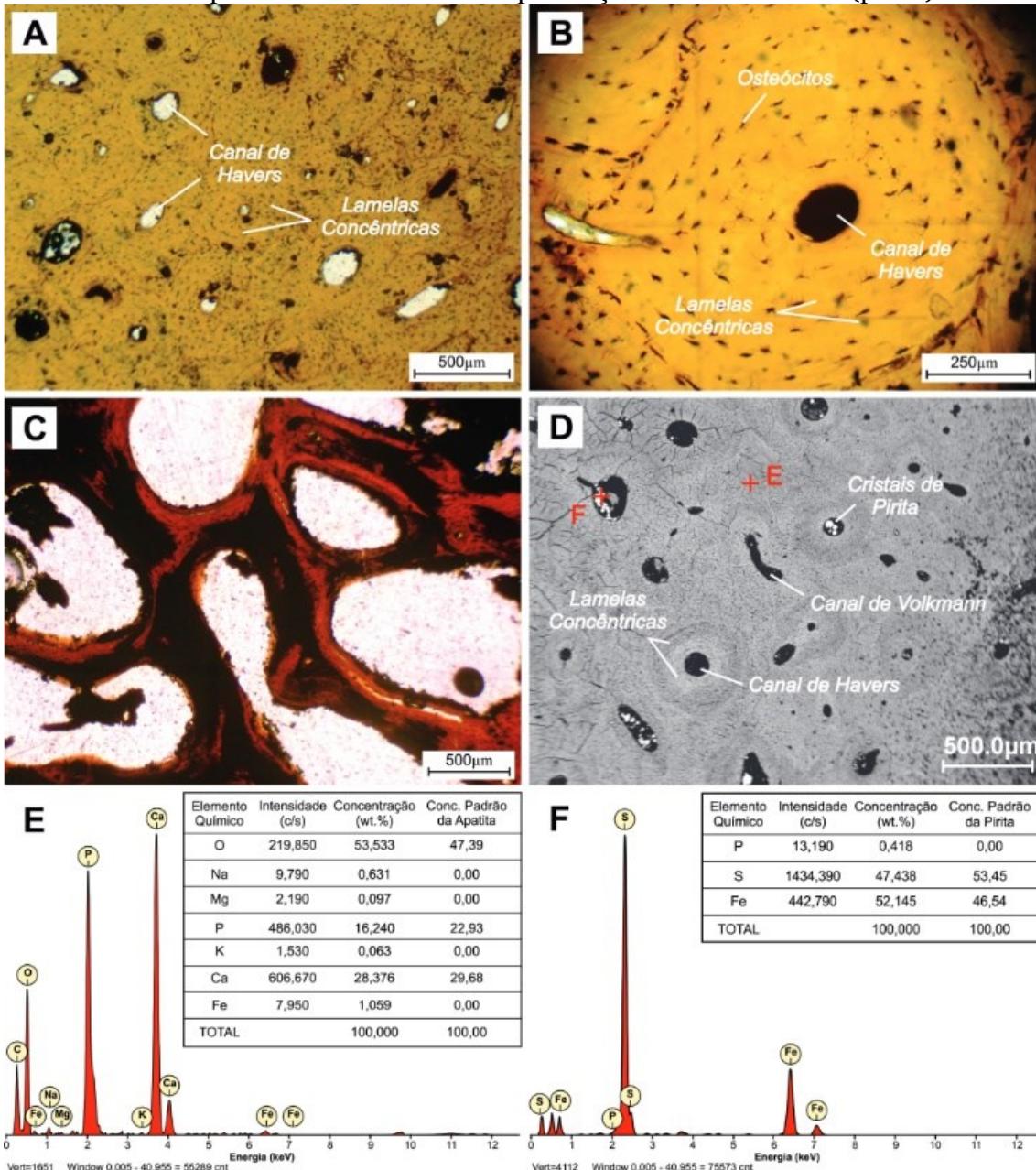
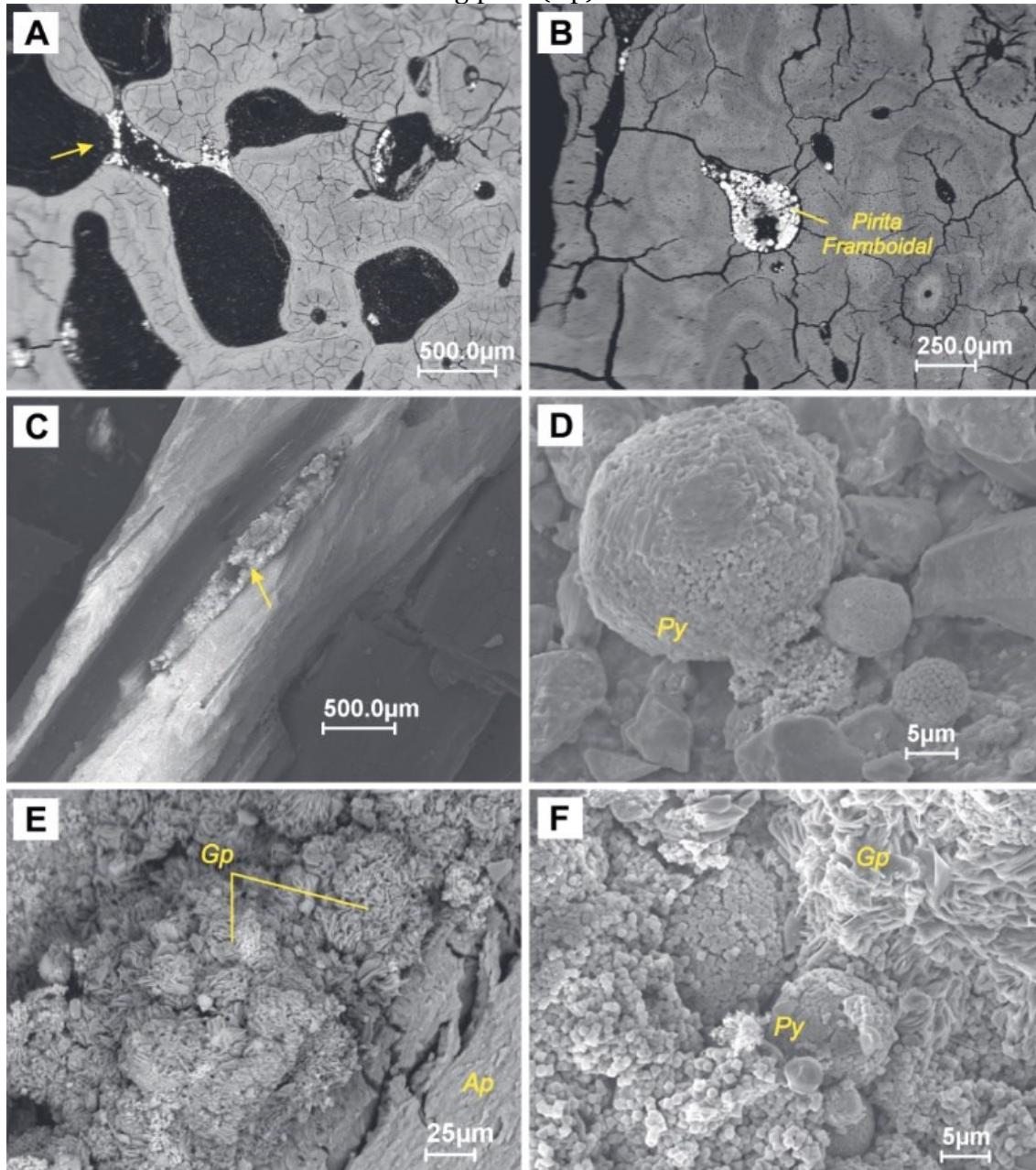


Figura 6: Aspectos texturais das piritas nos tecidos ósseos da costela sob microscopia eletrônica de varredura (MEV). A) Cristais de pirita preenchendo parcialmente as paredes do tecido ósseo esponjoso (elétrons retroespalhados). Notar que alguns aglomerados de pirita ocorrem na forma de ‘pontes’ (seta amarela). B) Cristais de pirita preenchendo completamente um canal de Havers. C) Fragmento longitudinal de costela com cristais de pirita nas cavidades (seta). Imagem por sinais de elétrons secundários; D) Detalhe de agregado de cristais de pirita (Py) com textura framboidal; E) Cristais de gipsita (Gp) nos tecidos ósseos de apatita (Ap); F) Relação lateral entre cristais de pirita framboidal (Py) e gipsita (Gp)



Os espectros de difração de raios-X também mostraram picos condizentes com o padrão difratométrico do mineral pirita, com os picos mais intensos sendo 2.71345 Å e 1.61100 Å (Figura 8). A pirita apresenta-se preenchendo os espaços porosos do tecido ósseo denso e esponjoso da costela, porém em quantidade diminuta em relação aos outros minerais, provavelmente devido a distribuição desigual da pirita ao longo do osso. As análises de DRX na costela não identificaram a gipsita, provavelmente devido a ocorrência bastante pontual deste mineral.

Dente

As análises sob MOP e MEV (sinais de elétrons retroespelhados e elétrons secundários) de um corte transversal da amostra do dente revelou uma estrutura preservada que apresenta somente dentina, característica do táxon, com túbulos dentinários bem formados e que não mostram, aparentemente, sinais de qualquer alteração durante o processo de fossilização (Figuras 7^a e 7C). Assim como identificado na costela, os dados obtidos através das análises de EDS confirmam que a composição química original dos dentes permaneceu inalterada, isto é, fosfato de cálcio, mantendo-se os elementos originais principais, como o cálcio (Ca), oxigênio (O) e fósforo (P) e ainda outros elementos próprios da constituição óssea, porém como traços, a exemplo do magnésio (Mg), potássio (K) e sódio (Na), como pode ser verificado na figura 7E. Além destes elementos, foram observados o preenchimento parcial ou total de alguns túbulos dentinários da região mais interna da dentina por sulfeto de ferro (FeS₂), porém em menor quantidade em relação à costela (Figuras 7C, 7D e 7F). O sulfeto de ferro, indicado pelo EDS, está relacionado à pirita, um mineral presente na amostra que foi corroborado pela análise de DRX.

Os cristais de pirita presentes nos túbulos dentinários geralmente ocorrem com formas framboidais, porém podem apresentar-se maciços ocupando as paredes destes túbulos (Figura 7D). Dessa forma, a presença de pirita indica que um microambiente redutor também foi formado em torno das amostras de dente, estando relacionados à decomposição da matéria orgânica que propiciou a redução bacteriana de sulfato para sulfeto (FANNING; FANNING, 1989, *apud* PRADA-GAMERO et al., 2004). Os minerais identificados através de DRX são semelhantes aos do fragmento de costela, como flúor-apatita, hidroxi-apatita e pirita (Figura 8B). As características cristalográficas são semelhantes em ambas as análises, porém a hidroxi-apatita apresenta picos mais intensos no dente e pirita ocorre com menos intensidade.

Figura 7: Cortes transversais do dente em lâmina petrográfica evidenciando a boa preservação da dentina com seus túbulos dentinários bem formados e bom zoneamento. A) Dentina visualizada sob microscopia óptica (níveis paralelos). B) Detalhe da estrutura da dentina sob sinais de elétrons retroespalhados em MEV. O retângulo amarelo C evidencia a área ampliada na figura C. C) Corte transversal da região mais interna da dentina (MEV), mostrando túbulos dentinários preenchidos parcialmente por pirita. O retângulo amarelo D evidencia a área ampliada na figura D. D) Detalhe da ocorrência de pirita (Py) no dente constituído de apatita (Ap). +E e +F, em vermelho, indicam os pontos em que foram realizadas as análises de EDS ilustradas, respectivamente, nas figuras E e F. E) Análise pontual (spot analysis) de MEV/EDS da dentina mostrando picos dominantes de Ca, P e O. F) Análise pontual (spot analysis) de MEV/EDS da dentina mostrando picos de Fe e S relacionados ao sulfeto de ferro nos túbulos dentinários

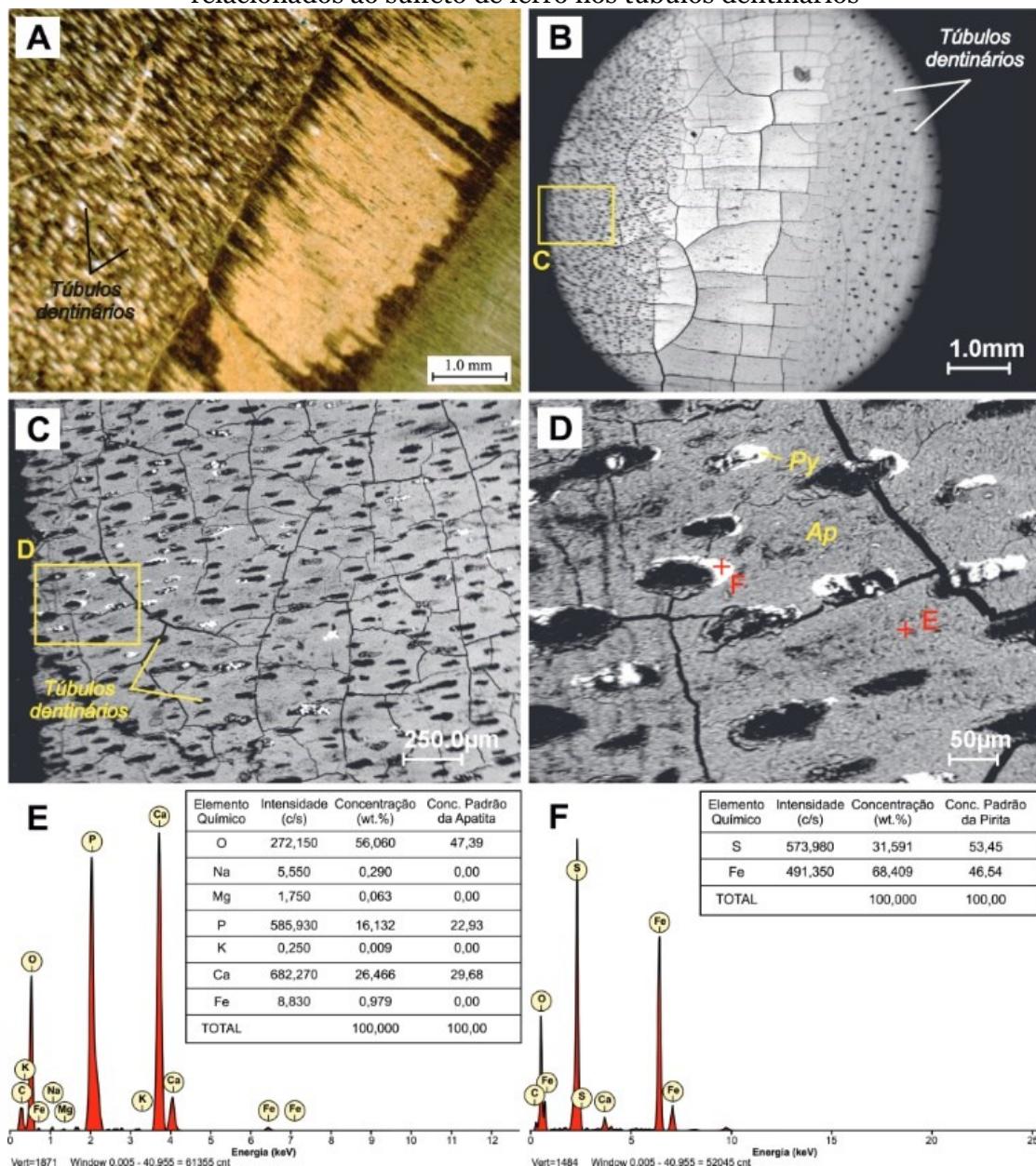
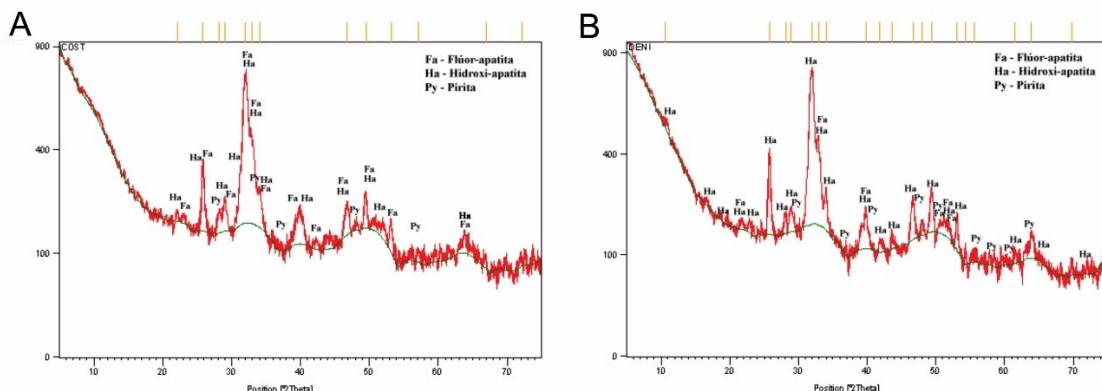


Figura 8: Difratogramas da costela (A) e dente (B) ilustrando os picos dos minerais identificados, no caso, flúor-apatita, hidroxi-apatita e pirita



Fossildiagênese

O estudo da tafocenose revelou que o material analisado foi depositado em um ambiente aeróbio, o que ocasionou a decomposição da matéria orgânica após o soterramento (FERREIRA; RAMOS, 2011; ROSSETTI et al., 2004). Observou-se que as fases mineralógicas dominantes nos fragmentos de costela e dente das preguiças terrícolas são hidroxi-apatita e flúor-apatita com traços de Mg, K e Na, tendo a pirita como um mineral comum preenchendo parcialmente ou totalmente as cavidades destes materiais e a gipsita, como traço, na costela (Figuras 5 e 8). A constituição primária dos tecidos ósseos manteve-se inalterada durante o processo fossildiagenético, não apresentando mudanças morfológicas, texturais e geoquímicas significativas. Diante disso, a diagênese do fóssil pode ser reconhecida dentro do estágio eodiagenético devido ao processo ter ocorrido em baixa profundidade, além do material não ter apresentado alterações expressivas. Ainda, a pirita e a gipsita são interpretadas como produtos eodiagénéticos, devido não serem encontradas como constituintes primários/depositacionais dos sedimentos da Unidade II (Inferior) do Pleistoceno, que são representados, de acordo com Rossetti et al. (2004), por: (i) seixos de quartzo e calcário (calcita); (ii) argilominerais caulinita e ilita, tendo esmecita subordinada; e (iii) fragmentos vegetais.

As características mineralógicas deste estudo sugerem dois diferentes processos que ocorreram durante a fossildiagênese dos restos esqueletais dos organismos: a cristalização de pirita e gipsita. A autigênese mineral de pirita (FeS_2) está diretamente relacionada a ação bacteriana no microambiente deplegado em oxigênio em torno dos restos orgânicos em decomposição, cuja redução bacteriana de sulfato permitiu a formação de sulfeto de hidrogênio (H_2S) e bicarbonato (HCO_3^-), além da redução do pH (GRIMES et al., 2001).

A cristalização de pirita ocorreu com a associação de íons de ferro ao enxofre liberado pelos restos orgânicos em microambiente básico, cuja reação liberou hidrogênio molecular (H_2), fundamental para manter a colônia de bactérias (MUSCENTE et al., 2017). Os íons de ferro que serviram de fonte para a formação desta pirita provavelmente vieram da ilita da matriz argilosa, bem como podem estar relacionados aos óxidos/hidróxidos de ferro comuns nos solos da Amazônia. A forma framboidal dos cristais de pirita indica que este mineral foi formado no início da diagênese sob pouco soterramento (BRITTO et al., 2023), preenchendo parcialmente ou completamente os espaços porosos dos tecidos ósseos. O processo de cristalização da gipsita tem como principal produto a gipsita autigênica ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$), gerada pela combinação de três fatores (MUSCENTE et al., 2017; PIRLET et al., 2010): (i) presença

de água intersticial; (ii) oxidações locais de pirita formando sulfato (SO_4^{2-}); e (iii) íons de cálcio (Ca^{2+}) fornecidos, provavelmente, pela lixiviação dos carbonatos paleozoicos.

O alto grau de preservação óssea pode ser explicado pela presença de pirita, concentrado nos canais de Havers e túbulos dentinários, onde sua gênese ocorreu, provavelmente, pela instalação de um microambiente redutor em torno das carcaças a partir da sulfatoredução bacteriolítica durante a adipocere e ataque das bactérias anaeróbicas. Esses dados corroboram, ainda, o fato de as preguiças terrícolas terem morrido por soterramento em um único evento episódico de alta energia (ROSSETTI et al., 2004).

Os sedimentos mal selecionados e a grande quantidade de argila presente na matriz da Unidade II pleistocênica permitiram o aprisionamento da matéria orgânica em uma zona de baixa permeabilidade, evitando a oxidação do microambiente redutor e favorecendo a proliferação das bactérias responsáveis pelas reações químicas. Com isso, as partes duras mantiveram-se, praticamente, incólumes ou com pouquíssima alteração durante o processo de fossilização através do seu ‘isolamento’ redutor frente ao ambiente aeróbico.

Conclusões

Os dados apresentados permitem concluir que os materiais fossilizados estudados são, ainda, constituídos pela sua substância inorgânica original. As amostras visualizadas em microscopias óptica petrográfica e eletrônica de varredura revelaram estruturas ósseas, tanto do tecido ósseo denso quanto do tecido ósseo esponjoso, bem formadas e praticamente inalteradas no processo fossildiagenético. Ainda, a composição química óssea e dentária do material fossilizado não sofreu alterações, mantendo-se original nos restos esqueléticos, passando incólume aos processos fossildiagenéticos e não ocorrendo substituição da composição química óssea, inclusive, permanecendo com os elementos originais principais como o cálcio (Ca) e fósforo (P), além de traços como magnésio (Mg), potássio (K) e sódio (Na). Esta preservação ocorreu, provavelmente, pela instalação de um microambiente redutor em torno dos restos a partir da sulfatoredução bacteriolítica durante a adipocere e ataque das bactérias anaeróbicas, indicadas pela presença de pirita, concentrando-se nos canais de Havers e túbulos dentinários. Diante do exposto, a diagênese do fóssil pode ser reconhecida dentro do estágio eodiagenético devido ao processo ter ocorrido em baixa profundidade e o material não ter apresentado alterações físicas e químicas expressivas.

Agradecimentos

Ao Profº Dr. Hilton Costi (MEV) pelo auxílio na Microscopia Eletrônica de Varredura; Ao Prof. Dr. Vladimir de Araújo Távora pelos importantes esclarecimentos sobre tafonomia. A Profª Dr. Vânia Barriga, Anderson Mendes e Emídio Santos Jr. pelo auxílio nas confecções das lâminas petrográficas; Ao Museu Paraense Emílio Goeldi (MPEG) pelo suporte infraestrutural e Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão da bolsa durante a dissertação de mestrado, à época.

Referências

BRITTO, D.M.M., PIOVESAN, E.K., SILVEIRA, D.M., FALLGATTER, C., VESELY, F.F. Pyrite-bearing non-marine ostracodes from the Lower Cretaceous Maracangalha Formation,

Recôncavo Basin, NE Brazil: Depositional controls and paleoecological implications. **Journal of South American Earth Sciences**, 128: 1-11, 2023.

CARTELLE, C. **Tempo Passado – Mamíferos do Pleistoceno em Minas Gerais**. Belo Horizonte, Ed. Palco. 1994. 132p.

CARTELLE, C.; IULIIS, G. **Eremotherium Laurillardi: The Panamerican Late Pleistocene Megatheriid Sloth**. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 15 (4): 830 – 841, 1995.

CARTELLE, C.; DE IULIIS, G.; PUJOS, F. *Eremotherium laurillardi* (Lund, 1842) (Xenarthra, Megatheriinae) is the only valid megatheriine sloth species in the Pleistocene of intertropical Brazil: A response to Faure et al., 2014. *Comptes Rendus Palevol* 14: 15 – 23, 2014.

COSTA, M.L. Mineralização de Fragmentos Ósseos Fósseis de Sedimentos da Bacia do Acre. **Contribuições à Geologia da Amazônia**. 3: 301 – 318, 2002.

FANNING, D.S.; FANNING, C.B. **Soil: morphology, genesis and classification**. John Wiley e Sons, New York. 395p. 1989.

FERREIRA, D.J.X.; RAMOS, M.I.F. Análise bioestratinômica de *Eremotherium laurillardi* (Lund, 1842) de depósitos pleistocênicos, município de Itaituba, Pará. **Brazilian Geographical Journal**, Ituiutaba, v. 2, n. 1, 2011.

DEER, W.A., HOWIE, R.A; ZUSSMAN, J. **Minerais Constituintes das Rochas – Uma Introdução**. Fundação Calouste Gulbenkian. Lisboa. 1966. 558p.

FONT-ALTABA, M. **Atlas de Mineralogia**. Ediciones Jover. Rio de Janeiro. 5^a Edição. George, L.L.; Castro, R.R.L. 1998. Tecido Ósseo. In.: GEORGE, L.L.; CASTRO, R.R.L. Histologia Comparada. Ed. Roca. 2^a Edição. 45 – 53p, 1980.

GRIMES, S.T.; BROCK, F.; RICKARD, D.; DAVIES, K.L.; EDWARDS, D.; BRIGGS, D.E.G.; Parkes, R.J. Understanding fossilization: experimental pyritization of plants, **Geology**, v. 29, n. 2, p. 123-126, 2001.

HOLZ, M.; BARBERENA, M. A Importância da Tafonomia para o Estudo de Vertebrados Fósseis. **Acta Geologica Leopoldensia**, 7 (29): 77 – 92, 1989.

JUNQUEIRA, L.C.; CARNEIRO, J. Tecido Ósseo. In.: JUNQUEIRA, L.C.; CARNEIRO, J. **Histologia Básica**. Guanabara Koogan. Sexta Edição. p. 137 – 161, 1985.

MUSCENTE, A.D.; SCHIFFBAUER, J.D.; BROCE, J.; LAFLAMME, M.; O'DONNELL, K.; BOAG, T.H.; MEYER, M.; HAWKINS, A.D.; HUNTLEY, J.W.; McNAMARA, M.; MACKENZIE, L.A.; STANLEY Jr. G.D.; HINMAN, N.W.; HOFMANN, M.H.; XIAO, S. Exceptionally preserved fossil assemblages through geologic time and space. **Gondwana Research**, v. 48, p. 164-188, 2017.

PAULA COUTO, C. As Sucessivas Faunas de Mamíferos Terrestres no Continente Americano. **Publicações Avulsas do Museu Nacional**. Oficina Gráfica da Universidade do Brasil. 159 p. 91 figs, 1952.

PAULA COUTO, C. Ordem Edentata Cuvier, 1798 (= Xenarthra Cope, 1889). In: PAULA COUTO, C. **Tratado de Paleomastozoologia**. Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro. p. 189 – 239, 1979.

PIRLET, H.; WEHRMANN, L.M.; BRUNNER, B.; FRANKS, N.; DEWANCKELE, J.; VAN ROOIJ, D.; FOUBERT, A.; SWENNEN, R.; NAUDTS, L.; BOONE, M.; CNUDDE, V.; HENRIET, J. Diagenetic formation of gypsum and dolomite in a cold-water coral mound in the Porcupine Seabight, off Ireland. **Sedimentology**, v. 57, p. 786-805, 2010.

PRADA-GAMERO, R.M., VIDAL-TORRADO, P.; FERREIRA, T. O. Mineralogia e físico-química dos solos de mangue do rio Iriri no canal de Bertioga (Santos, SP). **Revista Brasileira de Ciências do Solo**. Vol. **28**, n° 2, 2004.

REICHEL, M., SCHULTZ, C.L.; PEREIRA, V.P. Diagenetic Pattern of Vertebrate Fossils from The Traversodontidae Biozone, Santa Maria Formation (Triassic), Southern Brazil. **Revista Brasileira de Paleontologia**, **8** (3): 173 – 180, 2005.

ROSSETTI, D.F., TOLEDO, P.M., MORAES-SANTOS, H.M.; JÚNIOR, A.E.A.S. An Integrated Approach To Reconstruct Landscapes In Central Amazonia Using Megafauna, Sedimentology, Radiocarbon and Isotope Analysis. **Quaternary Research**, **61**: 289 – 300, 2004.

TÁVORA, V.A.; MIRANDA, M.C.C. Sistemática e Tafonomia de uma Fáunula de Crustáceos Decápodes da Formação Maria Farinha (Paleoceno), Estado de Pernambuco, Brasil. **Revista Brasileira de Paleontologia**, **7** (1): 45 – 52, 2004.

TÁVORA, V.A., PONTES, K.G.A.; MESQUITA, N. Sistemática e Tafonomia dos Cirrípedes Balanomorfos da Formação Pirabas (Eomioceno), Estado do Pará, Brasil. **Arquivos do Museu Nacional**, Rio de Janeiro, **63** (3): 459-470, 2005.

TÁVORA, V.A. SILVA, F.A.; SOUZA, E.J. Fossildiagênese e geoquímica dos crustáceos decápodes da Formação Maria Farinha (Paleoceno), Estado de Pernambuco, Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, **36** (1): 81 – 89p, 2006.

TOLEDO, P.M. **Locomotory patterns within The Pleistocene sloths**. Belém: Museu Paraense Emílio Goeldi (Coleção Friedrich Katzer), 1998, 192p.

TORELLO, F.F.; SIMÕES, M.G. Características tafonômicas da assembléia de Pinzonella illusa Reed, Formação Corumbataí (Neopermiano), Bacia do Paraná, Brasil. **Acta Geologica Leopoldensia**, São Leopoldo, **17** (39/1):159-173, 1994.

VASQUEZ, M.L.; ROSA-COSTA, L.T. **Geologia e recursos minerais do estado do Pará**. SIG: texto explicativo dos mapas geológico e tectônico e de recursos minerais do estado do Pará. 2008.

Recebido em: 27/10/2023.
Aprovado para publicação em: 28/12/2023.