



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS



**FOSSILDIAGÊNESE DE ICNOFÓSSEIS:
estudo de caso dos arenitos da Formação Ipu (Bacia do Parnaíba).**

Bruno Belila Rusinelli
Autor

Prof. Dra. Fresia Soledad Ricardi Torres Branco
Orientadora

Campinas – São Paulo

2021

BRUNO BELILA RUSINELLI

**FOSSILDIAGÊNESE DE ICNOFÓSSEIS:
estudo de caso dos arenitos da Formação Ipu (Bacia do Parnaíba).**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado do curso de Geologia da Universidade Estadual de Campinas, como requisito para obtenção do título de Bacharel em Geologia, sob orientação da Professora Dra. Fresia Soledad Ricardi Torres Branco

Campinas – São Paulo
2021

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

R896f Rusinelli, Bruno Belila, 1996-
Fossildiagênese de icnofósseis : estudo de caso dos arenitos da Formação Ipu (Bacia do Parnaíba) / Bruno Belila Rusinelli. – Campinas, SP : [s.n.], 2021.

Orientador: Fresia Soledad Ricardi Torres Branco.
Trabalho de Conclusão de Curso (graduação) – Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências.

1. Paleontologia - Paleozoico. 2. Tafonomia. 3. Biofilmes. I. Ricardi-Branco, Fresia, 1963-. II. Universidade Estadual de Campinas. Instituto de Geociências. III. Título.

Informações adicionais, complementares

Título em outro idioma: Fossildiagenesis of ichnofossils: case study of the sandstones of the Ipu Formation (Parnaíba Basin)

Palavras-chave em inglês:

Paleontology - Paleozoic

Taphonomy

Biofilms

Área de concentração: Geologia

Titulação: Bacharel

Banca examinadora:

Fresia Soledad Ricardi Torres Branco [Orientador]

Carolina Zabini

Flávia Callefo

Data de entrega do trabalho definitivo: 02-12-2021

Agradecimentos

Agradeço primeiramente a Deus por ter me dado a oportunidade de fazer minha primeira graduação. Agradeço aos meus pais, Alvaro e Evanilde, e minha irmã, Bianca, por ter me ajudado e ter me dado todo apoio para chegar até aqui.

Agradecimento em especial para minha orientadora Dra. Frésia, por ter me guiado nesse início da minha jornada dentro da paleontologia, por sempre ter tido paciência e sempre me incentivando a seguir este caminho, com certeza sua orientação me deu a motivação certa de saber para onde eu quero chegar.

Agradeço também a todos meus amigos e companheiros de curso, em especial para minha turma (2016), pois deixaram esses anos de graduação mais leves e divertidos. Para meus grandes amigos e amigas; Ygtea, Tiago, Lucas, Júlia, Matheus, Letícia e Paulo, não tenho palavras para descrever quanto sou grato por tê-los conhecido, levarei para vida todas as histórias que vivemos nesses últimos anos, principalmente os perrengues em campo, espero profundamente que essas amizades perdurem por muitos anos ainda.

Quero agradecer também ao professor Dr. Ticiano, pois graças a sugestão dele da área de pesquisa que permitiu realizar as minhas IC's e esse trabalho, também agradece a professora Dra. Carolina Zabini, por ter acompanhado a equipe no trabalho de campo em 2017 e por sempre dar muitas boas sugestões para os resumos, para Dr. Ariel Millani, agradeço por ter produzido todos os moldes que utilizei.

Para Dra. Flavia Callefo e Dr. Douglas Galante agradeço também por terem realizados as análises em FRX. Também sou grato pelas instruções de Igor e Daniel da pós-graduação do IG durante a análise da geocronologia. Agradeço também a Dra. Erica Tonetto pelas análises realizadas em MEV/EDS.

Por fim agradeço ao Pibic-CNPq (quota 2018/2019 e 2019/2020) e a Fapesp (2020/00423-2) pelo apoio financeiro como bolsa de iniciação científica. Agradeço também a todos professores, professoras e funcionários que participaram diretamente ou indiretamente de toda a minha formação.

RESUMO

O presente trabalho tem como objeto de estudo os icnofósseis presentes em arenitos médios a grossos próximos de Pacujá (CE) da Formação Ipu, Grupo Serra Grande da Bacia do Parnaíba. Tem-se objetivo de classificar os icnogêneros e entender a sua fossildiagênese, assim como discutir a respeito do paleoambiente no qual foram gerados e estabelecer a idade máxima de deposição dos arenitos. A icnocenose é composta pelos icnogêneros *Circulichnis*, *Conichnus*, *Palaeophycus* e *Planolites*, correspondendo a icnofácies Skolithos, indicando um ambiente costeiro para esses depósitos. A partir da análise de U-Pb em 58 zircões detríticos, foi obtida uma idade máxima de deposição de 565 ± 9 Ma. Com base no gráfico da estimativa de densidade kernel (KDE), e ao comparar com gráficos KDE da coluna estratigráfica da Formação Ipu na bibliografia, conclui-se que os arenitos icnofossilíferos correspondem porção intermediária a superior dessa unidade. Com base em análises petrográficas, de microscopia eletrônica de varredura e espectroscopia por energia dispersiva, e mapeamento em micro fluorescência de raio-x, foi possível descrever os principais processos digenéticos associados a preservação dos icnofósseis. Mais notável é a possível presença de biofilmes e/ou esteiras microbianas que colonizaram o substrato que foi bioturbado. Dessa forma, a substância extracelular polimérica (EPS) que compõe esses biofilmes foi capaz de aglutinar e trapear sedimentos, e durante a eodiagênese foi responsável por uma cimentação por ferro. A correlação entre ferro e enxofre observadas em mapeamento elemental pode indicar pirita como mineral precursor, este durante a telodiagênese dos arenitos foi alterado para óxidos/hidróxidos de ferro, cimentação atual dos arenitos. Outras evidências como grãos melhor selecionados nas regiões mais cimentadas, moscovitas indicando processo de aglutinação nos sedimentos, bordas de quartzos corroídas e presença de minerais autigênicos formados a partir da ação microbial, corroboram com essa hipótese. Dessa forma, ação microbial pode ter colaborado com a preservação inicial dos icnitos.

Palavras-Chaves: Paleontologia - Paleozoico; Tafonomia; Biofilmes.

ABSTRACT

This thesis has as its main focus the study of ichnofossils present in medium to coarse sandstones of the Ipu Formation, Serra Grande Group, Parnaíba Basin, located in close proximity to the city of Pacujá (CE). The main purpose of this study is to classify the ichnogenus and to understand its fossilization, as well as discuss the paleoenvironment in which they were formed and establish a maximum age for the deposition of the sandstones. The ichnofossiliferous assembly is composed by the ichnogenus *Circulichnis*, *Conichnus*, *Palaeophycus* and *Planolites*, that corresponds to the *Skolithos* ichnofacies, which indicates a coastal environment for these deposits. Using U-Pb analysis of 58 dendritic zircons, it was established an maximum age for deposition estimated in 565 ± 9 Ma. Based on kernel density estimation (KDE), and comparing to known KDE graphics of the stratigraphic column of Ipu Formation, it's possible to conclude that the ichnofossiliferous sandstones correspond to the medium to top portion of this unit. Based on petrographic analysis, using scanning electron microscopy and energy dispersive X ray spectroscopy, it was possible to describe the main diagenetic processes related to the ichnofossils conservation. The most notable one being the presence of biofilms and/or microbial mats that colonized the substrate that was bioturbated. The extracellular polymeric substance (EPS) such biofilms are made of then was capable of agglutinate and trap sediments, and during eodiagenesis it was responsible for an iron cementation. The correlation between iron and sulfur observed in elemental mapping could indicate pyrite as the precursor mineral, that changed to iron oxides and hydroxides during the sandstones telodiagenesis, which now is the current cementation. Other evidence, such as better well sorted grains in the more cemented areas, agglutination process in sandstones indicated by muscovite, corroded quartz edges and the presence of autogenic minerals formed by microbial action, corroborates this hypothesis. Thus, microbial action may have collaborated with the initial preservation of ichnites.

Keywords: Paleontology – Paleozoic; Taphonomy; Biofilms

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	13
1.1. Área de Estudo	14
2. GEOLOGIA REGIONAL	16
2.1. Bacia do Parnaíba	16
2.1.1. Grupo Serra Grande	18
2.1.1.1. Formação Ipu	19
3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	22
3.1. Icnofósseis e Icnofácies	22
3.1.1. Icnofósseis da Formação Ipu	24
3.2. Esteiras Microbianas e MISS	26
4. METODOLOGIA	28
4.1. Materiais	28
4.2. Descrição dos Icnofósseis	30
4.3. Petrografia	30
4.4. Microscopia Eletrônica de Varredura e Espectroscopia por Energia Dispersiva	30
4.5. Micro Fluorescência de Raio-X	31
4.6. Datação e proveniência de zircões detriticos	31
5. RESULTADOS	32
5.1. Icnologia sistemática	32
5.2. Análise de estruturas de campo	47
5.3. Petrografia	49
5.4. MEV/EDS	54
5.5. Mapeamento por Fluorescência de Raio-X (μ-XRF)	59
5.6. Datação	60
6. DISCUSSÃO	64
7. CONCLUSÕES	71

8. BIBLIOGRAFIA	73
ANEXO A	82
ANEXO B	87

Índice de Figuras

Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo.....	15
Figura 2 - Carta estratigráfica da Bacia do Parnaíba, destaque para posição da Formação Ipu (Adaptado de Vaz et al., 2007).....	17
Figura 3 – Mapa geológico da região de estudo (Modificado de Geobank-CPRM, 2006)..	21
Figura 4 - Desenho esquemático do modo de preservação de icnitos nos leitos rochosos segundo Seilacher (Adaptado de Knaust e Bromley, 2012).....	23
Figura 5 - Distribuição das principais icnofácies em ambientes marinhos e costeiros (Fonte Mac Eachern et al., 2007).....	24
Figura 6 - Moldes produzidos do icnogênero <i>Circulichnis</i> ; A) e B) Molde 4, <i>Circulichnis</i> preservado em epirrelevo negativo (Delimitado em vermelho); C) e D) Molde 17, ocorrem quatro <i>Circulichnis</i> indicados em vermelho; E) e F) Molde 6, <i>Circulichnis</i> preservado em epirrelevo positivo (delimitado em vermelho). G) e H) Molde 2, <i>Circulichnis</i> preservado em epirrelevo positivo (delimitado em vermelho); I e J) Molde 14, dois <i>Circulichnis</i> preservados em epirrelevo positivo e se sobrepondo.	34
Figura 7 – Moldes produzidos do icnogênero <i>Conichnus</i> ; A) e B) Molde 12, <i>Conichnus</i> em epirrelevo preenchido (Delimitado em vermelho); C) e D) Molde 10, <i>Conichnus</i> preservado em epirrelevo positivo indicado em vermelho; E) e F) Molde 9, <i>Conichnus</i> em epirrelevo positivo com região central deprimida parcialmente preenchida (delimitado em vermelho). G) e H) Molde 7, <i>Conichnus</i> em epirrelevo positivo com região central pouco definida (delimitado em vermelho); I e J) Molde 3, <i>Conichnus</i> preservado em epirrelevo positivo.	37
Figura 8 - Amostras CP6-244 a CP-246. A) Vista em planta das amostras CP6-244 (1), CP6-245 (2) e CP6-246 (3); B) Em vermelho está indicado a delimitação do <i>Conichnus</i> presente na amostra; C) Vista lateral das amostras; D) Detalhe e separação de diferentes bandas na amostra CP6-245	38
Figura 9 - Amostras CP6-256 a CP6-259.A) Vista em Planta do <i>Conichnus</i> ; B) <i>Conichnus</i> preservado em epirrelevo positivo, indicado por linhas vermelhas; C) Vista do corte longitudinal da amostra, onde se observa uma ligeira mudança de coloração indicada em vermelho; D)Corte transversal da amostra onde se delimita a mesma feição sob o icnofóssil.	39
Figura 10 - Moldes produzidos do icnogênero <i>Palaeophycus</i> ; A) e B) Molde 5, <i>Palaeophycus</i> delimitado em vermelho; C) e D) Molde 11, dois <i>Palaeophycus</i> ocorrendo paralelamente indicados em vermelho; E) e F) Molde 15, alguns <i>Palaeophycus</i> entrecruzando-se, não definindo uma ramificação (Indicados em vermelho), <i>Planolites</i> cruzando região central do molde indicado em laranja.	41

Figura 11 – Amostras CP6-253 a CP6-255. A) Vista em planta do *Palaeophycus* nas amostras CP6-253 (1), CP6-254 (2) e CP6-255 (3); B) Limite do tubo definido em vermelho. C) e D) Lateral da amostra CP6-255, observa-se a continuidade da mudança de coloração, região amarelada indica um predomínio de goethita ao redor do icnofóssil. 42

Figura 12 - Moldes produzidos do icnogênero Planolites; A) e B) Molde 16, nota-se que Planolites possui comprimentos maiores que o molde, nesses casos se consideraram como comprimento mínimo, na região inferior esquerda não é possível determinar se ocorre uma ramificação, Planolites delimitados em vermelho; C) e D) Molde 13, quatro Planolites ocorrendo paralelamente indicados em vermelho; 43

Figura 13 - A) Icnito A presente no molde 1; B) Região delimitada em vermelho correspondente ao icnito A; C) Icnito B presente no molde 8; D) Região delimitada em vermelho corresponde ao Icnito B;..... 44

Figura 14 - Amostras CP6-249 a CP6-252. A) Vista em planta do Icnito C; B) Região deprimida delimitada em vermelho corresponde ao Icnito C ; C) Lateral das amostras CP6-251 e CP6-252; D) É possível observar diferença de coloração indicado em vermelho sob o icnofóssil; E) Lateral das amostras CP6-249 e CP6-250; F) Mesma banda de coloração vista no corte longitudinal da amostra. 45

Figura 15- A) Visão geral do icnito D na amostra CP6-241; B) Contorno do icnito indicado em vermelho. 46

Figura 16 - A) Vista em planta do Icnito E na Amostra CP6-243. B) Corte transversal da amostra onde é possível observar a mudança da granulometria na base, indicando preenchimento da escavação por um material mais fino.; C) Lateral da amostra CP6-243; D) A superfície é delimitada em vermelho, onde na parte central ocorre uma região deprimida que corresponde ao Icnito E. 47

Figura 17 – A) e B) Possíveis remanescentes erosivos, regiões externas ao limite vermelho na imagem, e bolsa de erosão com marca de ripples preservados nos arenitos estudados; C e D) Outra estrutura preservada de remanescentes erosivos e bolsa de erosão para mesma camada. E e F) Afloramento com possível marcas onduladas, indicado em preto, associado com icnogêneros como *Palaeophycus* (Pa), *Conichus* (C) e um possível *Arenicolites* (A). 48

Figura 18 – A) Região com maior cimentação de óxido de ferro (provável hematita) no topo da lâmina CP6-241, cimento ocorre entre os contatos de grãos. (Escala:200µm); B) Grãos intensamente fraturados na base da lâmina CP6-241. (Escala:200µm); C) Grãos de muscovita (Seta Amarela) junto ao cimento na lâmina CP6-243, muscovita se apresenta ondulada. (Escala:200µm); D) Possível grãos completamente alterado ou substituído por óxidos/hidróxidos de ferro, argilominerais fibrosos indicados pela seta amarela, lâmina - 243 (Escala: 100µm); E) Óxidos de ferro com hábitos granular, grãos de rutilo indicado com seta amarela, lâmina CP6-246 (Escala:200µm); F) Grão de rutilo detrítico (seta

amarela), cimentação por óxido/hidróxido de ferro (Seta vermelha), Lâmina CP6-246 (Escala:200µm);..... 52

Figura 19 - A) Cimentação por óxido/hidróxido de ferro, borda corroída de grão de quartzo na lâmina CP6-252 (Escala:100µm); B) Cimentação preenchendo fraturas de grãos (seta amarela), presença de zircão indicado com seta vermelha, lâmina CP6-252 (Escala:100µm); C) Cimentação por óxido de ferro (Hematita, opaco a luz transmitida), lâmina Cp6-254 (Escala:200µm); D) Cristais de quartzo autigênico, que são representados pelas bordas geométricas indicadas pela seta amarela, poro preenchido por cimento, Lâmina-257 (Escala:200µm); E) Muscovita levemente deformada entre grãos, lâmina CP6-257 (Seta Amarela), (Escala:200µm); F) Dissolução parcial de grãos de quartzo na lâmina CP6-258), (Escala:200µm)..... 53

Figura 20 - A) Imagem em MEV da lâmina CP6-252, presença de feldspato alcalino (Kfs) intensamente alterado, cimentação na parte superior nos pontos de análise 1 e 2 possui habito botrioidal, cimentação ocorre também nas regiões de dissolução de grãos (seta amarela); B) Análise EDS do ponto 1, predomínio de óxido de ferro; C) Análise EDS do ponto 2, predomínio por óxidos de ferro; D) Análise EDS para ponto 3, mistura de fases como óxido de ferro e aluminossilicatos. 55

Figura 21 - A) Imagem em MEV da amostra CP6-252, região indicada corresponde a imagem D; B) Análise EDS do ponto 1 corresponde a um feldspato alcalino; C) Análise EDS do ponto 2 aponta mistura de óxidos de ferro e aluminossilicatos. D) Região ampliada indicada na imagem A, poro preenchido por óxidos de ferro em hábito granular, algumas regiões ocorrem possíveis filamentos (Setas amarelas). 56

Figura 22 - A) Imagem MEV da amostra CP6-252, seta amarela indica fratura de grão preenchida pela cimentação; B) Análise EDS do ponto 1m predomínio de óxido de ferro, com uma contribuição de fósforo e silício; C) Análise EDS do ponto 2, possível presença de argilominerais com potássio. 57

Figura 23 - A) Imagem MEV da lâmina CP6-254; B) Análise EDS do ponto 1 na figura A, ocorrência de rutilo; C) Imagem MEV da lâmina CP6-254, poro parcialmente preenchido por grãos com hábitos prismáticos a bipiramidal (Setas amarelas); D) Análise EDS do ponto 1 da imagem C, possível anatásio..... 57

Figura 24 - A) Imagem MEV da amostra CP6-252, ocorre feldspato alcalino intensamente alterado (kfs) e a cimentação possui hábito fibro-radial; B) Ampliação na área indicada na imagem A, maior detalhe dos grãos isolados com hábito descrito; C) EDS do ponto 1, predomínio de óxido de ferro; D) EDS do ponto 2, mistura de fases minerais como óxidos de ferro e aluminossilicatos; E) EDS do ponto 3, aluminossilicatos; F) EDS do ponto 4, mistura de fases de óxido de ferro, fosfato de cálcio e aluminossilicatos. 58

Figura 25 - A) Amostra CP6-245, região analisada indicada em amarelo; B) Mapa elemental de ferro (vermelho) e enxofre (azul); C) Mapa elemental de silício (vermelho),

enxofre (azul) e cloro (verde); D) Mapa elemental de cálcio (verde), enxofre(azul), vanádio (vermelho); E) Mapa elemental de cálcio (verde), enxofre(azul), manganês (vermelho); F) Mapa elemental de cálcio (verde), enxofre(azul) e titânio (vermelho). 59

Figura 26 - A) Amostra CP6-252, região analisada indicada em amarelo; B) Mapa elemental de enxofre (verde); C) Mapa elemental de ferro (vermelho); D) Mapa elemental de manganês (azul); E) Mapa elemental de manganês (azul) e ferro (vermelho); F) Mapa elemental de cálcio (vermelho), silício (azul) e titânio (verde); G) Mapa elemental de silício (azul), cálcio (vermelho) e vanádio (verde); H) Mapa elemental de silício (azul) e Cromo (amarelo)..... 60

Figura 27 - Gráfico da Concordia com valores dos zircões analisados (n=58) das amostras CP6-243-B e CP6-249, CP6-250, CP6-251. 61

Figura 28 - Imagem dos zircões datados e pontos analisados para as amostras CP6-243-B e CP6-249, CP6-250, CP6-251. 62

Figura 29 - A) Gráfico da estimativa de densidade kernel (KDE) e o histograma das amostra CP6-243-B e CP6-249, CP6-250, CP6-251, com zonas indicadas segundo Araújo et al. (2012), onde em cinza representa o metamorfismo regional durante a orogenia Brasiliana (entre 550-640 Ma) e Complexo granítico-migmático Tamboril-Santa Quitéria (610-640 ma), em roxo representa evento associado a unidade Cariris Velhos (920-1000 Ma), em vermelho o evento extensional durante Stathariano (1700-1800), laranja representa a orogenia Rhyaciana (2000-2200 ma) e o amarelo o evento Sideriano (2300-2400 ma). B) Gráficos KDE de Cerri et al (2021) da sessão inferior, intermediária (Santana do Acaraú) e superior da Formação Ipu. Gráficos foram plotados segundo descrito em Vermeesch (2012). 63

Índice de Tabelas

Tabela 1. Coordenadas UTM (Fuso: 24M, Datum:WGS 1984) dos moldes dos icnofósseis.	28
Tabela 2. Amostras e suas respectivas análise efetuadas.	29

1. INTRODUÇÃO

Os icnofósseis são resultado de qualquer atividade de organismos preservada no registro geológico, isso inclui tocas, escavações, pistas de locomoção, pegadas, coprólitos, entre outros. A preservação desses registros em ambientes sedimentares está sujeita aos processos de retrabalhamento dos sedimentos e, posteriormente, a diagênese.

A presente pesquisa teve como objeto de estudo a assembleia icnofossilífera que ocorre nas lajes de arenito da Formação Ipu (Bacia do Parnaíba), com objetivo de descrever os principais icnogêneros presentes e discutir a sua fossildiagênese. Assim como, se tem interesse de entender contexto paleoambiental e a icnofácies correspondente, bem como estimar a idade de deposição para esses arenitos.

Os trabalhos anteriores a respeito dessa icnocenose discutem principalmente sobre classificação dos icnogêneros presentes e as correspondentes icnofácies (Viana et al., 2010; Barroso, 2012; Souza et al., 2015; Barroso, 2016; Viana et al., 2018), não abordando o caráter associado a preservação dos icnofósseis, assim como, não se discutem sua posição na coluna estratigráfica da Formação Ipu. Apenas em Souza et al. (2015) foram inseridos os icnogêneros descritos dentro da coluna estratigráfica de Santana do Acaraú (CE), que é o corpo arenítico testemunho da Formação Ipu, mas essa região está fora dos limites da Bacia do Parnaíba.

A riqueza de icnitos presentes nos arenitos nos levou a investigar e descrever a sua fossildiagênese, ou seja, os processos que permeiam a fossilização desde seu soterramento inicial e durante a diagênese dos arenitos. Há a hipótese que durante a deposição desse litotipo houve ação de esteiras microbianas e biofilmes, que auxiliaram na preservação dos icnofósseis ao promover a estabilização do substrato e uma cimentação durante a eodiagênese. A maioria das comunidades microbianas são conhecidas por produzir substância polimérica extracelular (EPS) que promovem aglutinação e trapeamento dos sedimentos, gerando uma maior estabilidade no sistema (Costerton et al., 1995; Decho, 2000; Noffke, 2010). A preservação de icnofósseis intermediados por esteiras microbianas não é um processo incomum e ocorre durante todo o Fanerozoico (MacGabhann et al., 2019). Mesmo após o início do Cambriano e com o incremento da bioturbação por

metazoários bilaterais móveis na interface água-sedimento com o surgimento de novos nichos ecológicos, fenômeno denominado como Revolução Agronômica (Seikacher, 1988).

A presente pesquisa estudou amostras coletadas e moldes em resinas produzidos em campo, para descrição dos icnotaxa, juntamente com estudos petrográficos, análises sob microscopia eletrônica de varredura (MEV) com espectroscopia por energia dispersiva (EDS) e análises em micro fluorescência de raios X baseadas em síncrotron, para melhor definir os processos de fossildiagênese para esses icnofósseis.

1.1. Área de Estudo

A icnocenose estudada ocorre em afloramento de lajes de arenitos a leste do município de Pacujá no Ceará (Figura 1), com coordenadas UTM 316890 mE, mN, fuso 24M (Datum: WGS 1984). Área pode ser acessada seguindo a rodovia CE-253, com desvio para estrada secundária que leva a área de afloramento, a qual ocorre a direita a 6 km de Pacujá, no sentido da Rodovia de Pacujá a Campo Lindo e Reriatuba.

Mapa de Localização

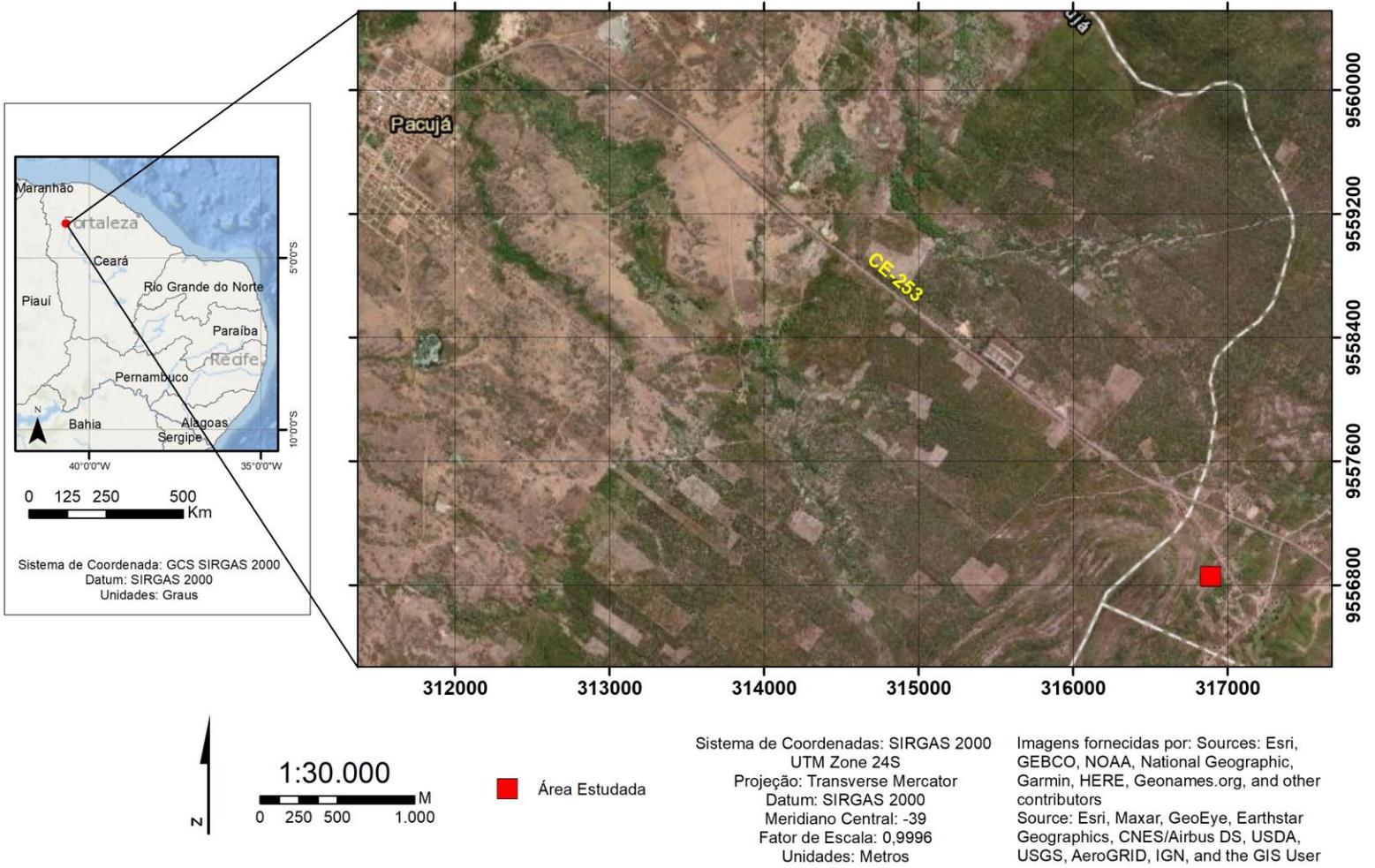


Figura 1- Mapa de localização da área de estudo.

2. GEOLOGIA REGIONAL

2.1. Bacia do Parnaíba

A Bacia do Parnaíba se estende por uma região de 600.000 km² nos estados do Piauí, Maranhão, Ceará, Pará, Tocantins e Bahia, com espessura média de 2000 m, representando sequências sedimentares do Siluriano ao Cretáceo (Goés e Feijó, 1994; Vaz et al., 2007; Pereira et al., 2012). Bacia do Parnaíba é uma das quatro sinéclises brasileiras, ou bacia intracratônica, formadas durante o Fanerozoico, possui formato semi-circular a elíptico e está associada a subsidência termal e tensões intraplacas que permitiram a acumulação de sedimentos (Pereira et al., 2012, Daly et al., 2018).

Um contato erosivo de idade siluriana na base da bacia separa o embasamento cristalino Proterozoico e Arqueano, no entanto, há evidências geofísicas de unidades sedimentares neoproterozoicas a cambrianas associadas a possíveis bacias de rifts ou *foreland* entre essas rochas metamórficas e ígneas, definida como Sequência Riachão (Porto et al. 2017). A nordeste da bacia aflora a sequência Vulcano-sedimentar da Bacia Jaibaras, caracterizada como uma bacia de tipo rift que tem sua origem associada a reativação de grandes estruturas proterozoicas, como a zona do cisalhamento transbrasiliano que é seu limite leste, durante o Cambriano (Oliveira, 2000; Pedrosa et al., 2017). De fato, essas sequências sedimentares marcam os primeiros estágios de acumulação de sedimentos durante ou após a orogenia brasileira nessa região (Assis et al., 2019; Cerri et al. 2021).

A estratigrafia da Bacia Parnaíba mais citada nos trabalhos recentes é aquela apresentada por Vaz et al. (2007), que define grandes sequências sedimentares (Figura 2) delimitadas por discordâncias erosivas: (i) a sequência siluriana- eodevoniana, se refere a unidade basal da bacia e corresponde ao Grupo Serra Grande; (ii) Grupo Canindé (Devoniano médio - Carbonífero Inferior); (iii) Grupo Balsas (Carbonífero - Triássico Inferior), (iv) sequência sedimentar jurássica, representada pela Formação Pastos Bons juntamente com ocorrência de magmatismo (Formação Mosquito e Sambaíba), e por fim (v) a sequência Cretácea, onde ocorrem as formações Corda, Grajaú, Codó e Itapecuru.

Tozer et al. (2017) consideram cinco unidades tecno-sedimentares (TS) para a Bacia Parnaíba, dentro das que foram incluídas rochas pré-silurianas, a saber: (i) a unidade Riachão (TS1), representada pela sequência sedimentar neoproterozoica-cambriana; (ii) a unidade Jaibaras (TS2), que diz respeito a sedimentação da Bacia Jaibaras (Cambriano); (iii) a unidade Parnaíba (TS3), engloba as três supersequências do paleozoicas associadas ao principal estágio de subsidência da bacia (grupos Serra Grande, Canindé, Balsas); (iv) a unidade Mearim (TS4), associada ao magmatismo das Formações Mosquito e Sardinha com Formação Pastos Bons que é restrita no interior da bacia, e (v) a sequência Grajau (TS-5), associada as formações cretáceas, que foi considerada como uma sub-bacia, pois sua subsidência está associada a abertura do atlântico sul.

2.1.1. Grupo Serra Grande

Regionalmente na área de estudo ocorre o Grupo Serra Grande (Figura 3). Conforme Caputo e Lima (1984) representa a unidade basal da Bacia do Parnaíba. O grupo foi subdividido nas formações Ipu, Tinguá e Jaicós. O Grupo Serra Grande ocorre em toda extensão da bacia em subsuperfície, mas apenas aflora na região leste e nordeste (Vaz et al. 2007). A base é marcada por contato erosivo pré-siluriano (Daly et al., 2014) com as rochas do embasamento e tem contato erosivo com o Grupo Canindé no topo (Vaz et al. 2007).

A Formação Ipu é composta por arenitos finos a grossos de coloração branca a creme-claro com estruturas maciças ou estratificação cruzada, arenitos conglomeráticos, conglomerados e diamictitos (Caputo e Lima, 1984, Vaz et al., 2007). A deposição ocorreu sob condições glaciais associados a depósitos fluviais de rios entrelaçados, leques aluviais e até em deltas (Batista, 2015; Assis et al., 2019; Cerri et al., 2020, 2021).

Na Formação Tinguá ocorrem folhelhos escuros, arenitos finos a médios e intercalações entre siltitos e folhelhos bioturbados. Essa formação sobrepõe as rochas glaciais da Formação Ipu e está abaixo das rochas da Formação Jaicós, o contato entre as camadas são concordantes e não erosivos (Caputo e Lima, 1984, Vaz et al., 2007). São interpretados ambientes de plataforma rasa a deltas dominados por rios (Caputo e Lima, 1984, Vaz et al., 2007, Assis et al., 2019, Memória et al., 2021).

Para Formação Jaicós são descritos arenitos grossos com seixos, de cores claras, com conglomerados subordinados e escassos siltitos. Para essa formação foi interpretada como resultado da deposição de rios entrelaçados (Caputo e Lima, 1984, Vaz et al., 2007, Assis et al., 2019).

Segundo Goés e Feijo (1994), o Grupo Serra Grande representa um ciclo transgressivo-regressivo completo, assim como, primeiro estágio de deposição em sinéclise da Bacia do Parnaíba. Pereira et al. (2012) o associaram a uma fase de transgressões marinhas presente nas sinéclises brasileiras, de norte para o sul. Contudo, Assis et al. (2019) propõem, que a Formação Ipu representaria uma regressão, já que em direção ao topo ocorrem diamictitos, que representariam o avanço da glaciação e, portanto, o avanço de fácies mais proximais de ambientes glaciais. A fase inicial foi seguida por uma transgressão durante a deposição dos sedimentos marinhos e costeiros da Formação Tinguá e ocorre um evento regressivo durante deposição das fácies continentais da Formação Jaicós.

A idade para essas camadas foram definidas por Grahnn et al. (2005), os criptosporos, da subzona *Laevolancis divellomedia*, coletados na Formação Tinguá, e nos arenitos lateralmente correlatos ao topo da Formação Ipu e da base da Formação Jaicós conferem idades início do Aeroniano - Telychiano. Enquanto para topo da Formação Jaicós ocorrem miosporos e quitinozoários que conferem uma idade do Pragiano ao início Emsiano.

2.1.1.1. Formação Ipu

Formação Ipu, unidade basal do Grupo Serra Grande, aflora a leste e nordeste da Bacia do Parnaíba e também ocorre como um corpo arenítico testemunho próximo de Santana do Acaraú, CE. Na base são descritos conglomerados e arenitos grossos, podendo apresentar estruturas sedimentares como estratificação cruzada tabular, estratificação horizontal e maciça (Assis et al., 2019; Cerri et al., 2020). São sobrepostos por arenitos médios a grossos e que para topo da formação ocorrem intercalações de siltitos e arenitos finos com presença de laminação horizontal e ripples (Cerri et al., 2020). Batista (2015) descreve para unidade ocorrência principalmente de quartzo nos arenitos, classificados

como quartzo-arenitos, mas ocorrem em menor quantidade feldspatos e fragmentos líticos, assim como, minerais acessórios como muscovita, rutilo, zircão, turmalina e alguns opacos. Cimentação por óxido de ferro, sílica e por argilominerais, com matriz, menor que 5%, composta essencialmente por caulinita. As rochas possuem média a alta maturidade, com paleocorrentes predominantemente a NW, indicando uma área fonte distante na província Borborema e localizada a SE do limite atual da bacia (Batista, 2015; Assis et al., 2019; Cerri et al., 2020, 2021).

Em Assis et al. (2019) são descritos conglomerados com clastos angulares, facetados e estriados, que são interpretados como leques aluviais. Pelas características dos clastos, se observa uma possível influência glacial desde o início da deposição dessa unidade. Sistemas de leques aluviais gradam para rios entrelaçados e que podem representar as fácies mais distais desses leques. Ocorrem também intercalações de arenitos com estratificação cruzadas e sedimentos finos, que são interpretados como fácies deltaicas dominadas por rios. Para topo da Formação Ipu ocorrem os principais depósitos glaciais, como tilitos e diamictitos, que são correlatos lateralmente com depósitos de canais de rios entrelaçados que representariam a transição dos depósitos continentais da Formação Ipu para os deltaicos da Formação Tinguá. De fato, os autores concluem que desde a base da Formação Ipu ocorre uma influência glacial nesses depósitos e que a sequência culmina em estágio de máximo glacial com a deposição dos diamictitos, sugerindo uma regressão. Esses diamictitos são correlacionáveis com episódio de glaciação ordoviciana-siluriana.

Para Caputo e Santos (2020) a deposição dos diamictitos do topo da Formação Ipu são correlacionáveis com os depósitos glaciais do Siluriano Inferior, mais precisamente durante Llandoveryano. Enquanto as porções inferiores e intermediárias ainda são tema de controvérsia, mas a presença de clastos facetados e estriados nos conglomerados, poderia estar relacionado com a glaciação do Ordoviciano Superior, sendo portanto correlata com unidades do noroeste da África.

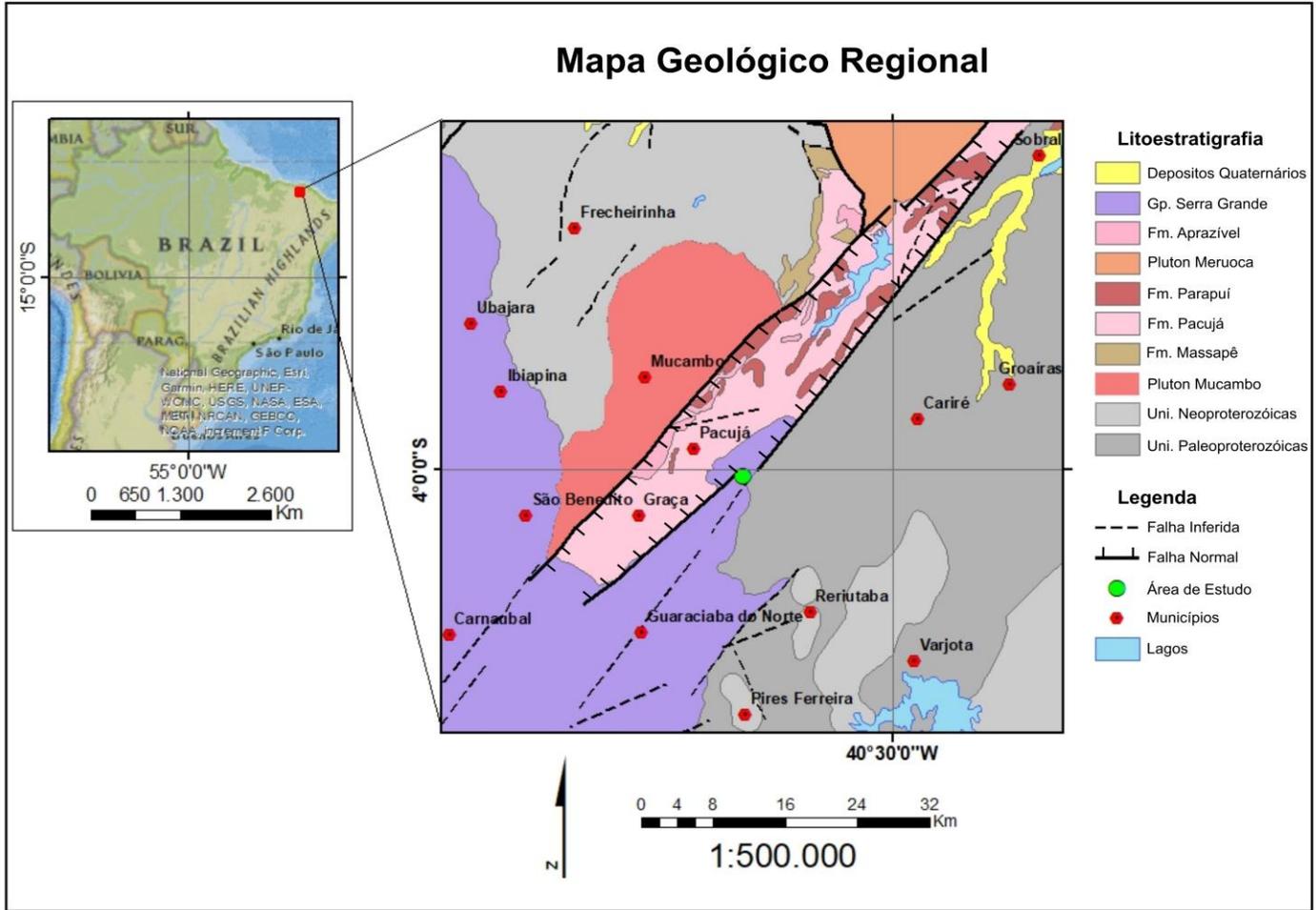


Figura 3 – Mapa geológico da região de estudo (Modificado de Geobank-CPRM, 2006)

3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1. Icnofósseis e Icnofácies

Toda atividade realizada por organismos vivos pode deixar vestígios, como por exemplo a abertura de tocas, escavações, traços na superfície dos sedimentos, estruturas e vestígios de alimentação, fezes, ovos e qualquer evidência indireta da ação de um ser vivo. Em particular os traços fósseis preservados em rochas sedimentares oriundas da atividade de invertebrados e vertebrados tem um grande potencial para informação a respeito do modo de vida desses animais e a relação entre organismo e ambiente (Miller, 2007).

Conceitualmente os icnotaxa são classificados em icnogêneros e icnoespécies. Estes são definidos a partir da descrição morfológica do icnito, sendo considerados suas dimensões, orientação, detalhes preservados na parede, ramificações, material de preenchimento e sua forma de preservação nos leitos sedimentares.

A forma de preservação pode ser em relevo completo, quando ocorrem dentro do substrato, ou entre camadas sedimentares como semi-relevo, assim sendo denominado de epirrelevo para os icnitos preservados no topo do estrato e hiporrelevo para os na base, conforme indicado na Figura 4 (Bromley, 1996; Knaust e Bromley, 2012).

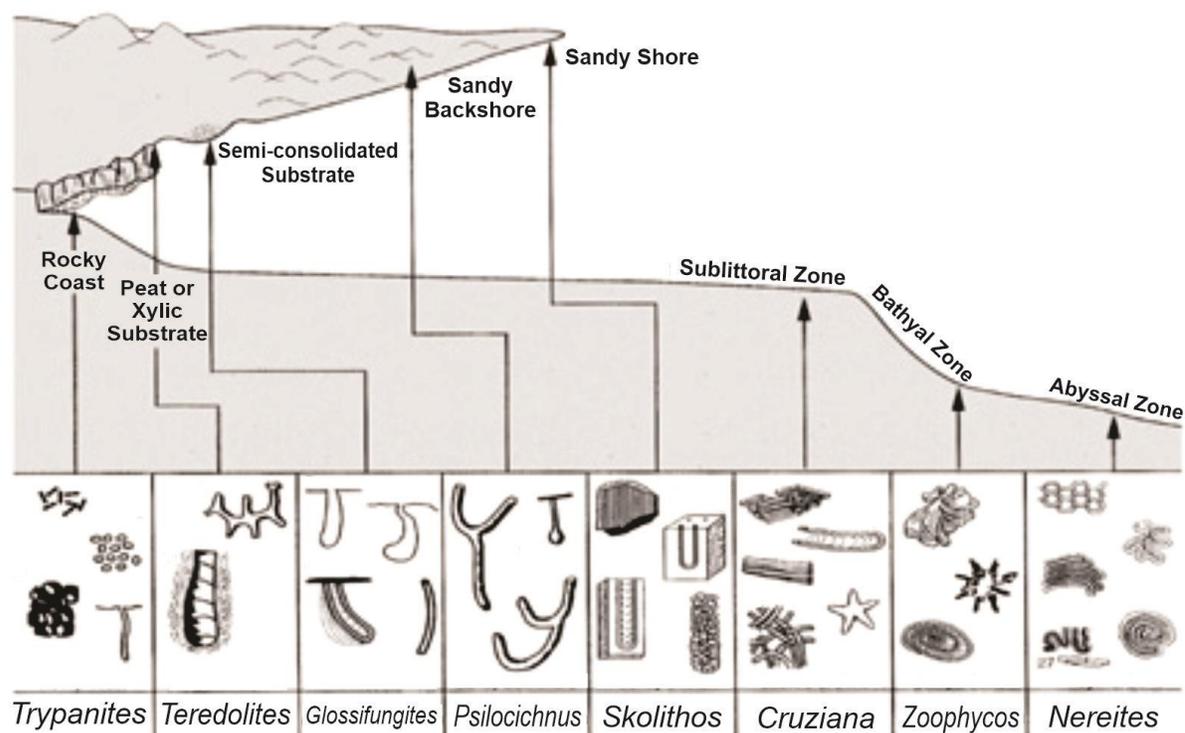


Figura 5-Distribuição das principais icnofácies em ambientes marinhos e costeiros
(Adaptado de MacEachern et al., 2007)

3.1.1. Icnofósseis da Formação Ipu

A presença de icnofósseis nos arenitos médios a grossos ou arenitos conglomeráticos da Formação Ipu foi descrita em afloramentos distribuídos próximos as cidades de Ipu, Pacujá, Reriutaba e Santana do Acaraú no noroeste do estado do Ceará (Viana et al., 2018).

Os primeiros trabalhos que relatam essa icnocenose são recentes, Viana et al. (2010) descreve a presença dos icnogêneros *Arenicolites*, *Circulichnis*, *Conichnus*, *Cylindrichnus*, *Furnasichnus*, *Palaophycus*, *Planolites*, *Skolithos* e além de icnogêneros não identificados. Os citados autores inseriram dentro da icnofácies Psilonichnus, os icnogêneros *Palaophycus* e *Circulichnis* presentes nos arenitos grossos avermelhados a esbranquiçados de Pacujá, Reriutaba e Santana do Acaraú. Foram alocados na Icnofácies Skolithos, os icnogêneros *Skolithos*, *Planolites/Palaeophycus* e *Conichnus* que ocorrem em arenitos grossos próximos a Guaraciaba, Carnaubal e Ubajara. Segundo Viana et al. (2010) as

icnofácies *Psilonichnus* e *Skolithos* designam fácies marinhas rasas, onde para a primeira foi atribuída a depósitos de estuário e segunda associada a ambientes costeiros de alta energia.

Em Souza et al. (2015) foi descrita para dezoito afloramentos a presença dos icnogêneros *Arenicolites*, *Circulichnis*, *Palaeophycus* e *Skolithos*, associados a arenitos aflorantes na região de Santana de Acaraú. Os icnogêneros *Arenicolites* podem ocorrer em conglomerados areníticos com estratificação acanalada, enquanto associação *Arenicolites*, *Skolithos* e *Circulichnis* ocorrem em arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada acanalada, que correspondem a um ambiente de menor energia. Já a presença de *Palaeophycus* e *Circulichnis* foram associados a mesma fácies dos arenitos conglomeráticos, mas representariam um local com energia ligeiramente menor. O ambiente interpretado para esses arenitos foi de inframaré de delta entrelaçado, com presença de leques deltaicos/aluviais na borda da região, que teriam depositado os conglomerados.

Barroso (2012) descreveu assembleia próximo a Pacujá, mas classifica os registros como correlatos a Fauna de Ediacara, inserindo os icnofósseis da Formação Pacujá na Bacia Jaibaras. Contudo, Barroso (2016) reconsiderou essa interpretação e atribuiu novamente esses registros a Formação Ipu.

Ainda, algumas estruturas circulares e discoides frequentes nessa icnocenose que foram reinterpretadas como moldes de actiniários, para as quais a incorporação de sedimentos na superfície do organismo e seu soterramento rápido poderia explicar sua preservação (Barroso, 2016; Viana et al., 2018). Em Memória et al. (2021) é descrito o icnogênero *Heimdallia* na parte superior da Formação Ipu, no entanto não há correlação ainda com os demais icnogêneros já descritos.

3.2. Esteiras Microbianas e MISS

Biofilmes são formados por microrganismos que mantêm uma comunidade (intra ou interespecífica) dentro de uma substância polimérica secretada extracelularmente, a substância extracelular polimérica (EPS). O biofilme é capaz de manter a comunidade microbiana unida e/ou aderida a uma superfície (Costerton et al., 1995; Decho, 2000). Quando acontece a formação de biofilmes no substrato, formando uma camada orgânica lateralmente contínua, sendo ela visivelmente macroscópica, pode se denominar como esteira microbiana (Noffke, 2010).

A colonização do substrato por microrganismos capazes de formar biofilmes, pode ser classificada segundo Noffke (2010) como do tipo biofilme, em ambientes de intenso retrabalho não é possível a formação de esteiras microbianas, sendo assim os biofilmes acabam ocorrendo apenas com o recobrimento de grãos. Ocorrem também na forma de esteiras microbianas endobentônicas, neste caso a esteira microbiana se desenvolve entre os grãos/sedimentos e não sobre eles. Por fim, podem ocorrer como esteiras microbianas epibentônicas, são esteiras microbianas desenvolvidas sobre o sedimento.

A estabilização mecânica dos sedimentos pela presença dos biofilmes, principalmente, pela capacidade do EPS de aglutinar e trapear os grãos depositados, pode provocar estruturas microbialmente induzidas, ou, *microbially induced sedimentary structures* (MISS) (Noffke et al., 2001).

Ao definir a biogenicidade das MISS, Noffke (2009) aponta que um registro de MISS deve ser corroborado pela presença de evidências como: (1) preservação em depósitos arenosos, com baixo grau metamórfico (xisto verde inferior); (2) associação com sucessões regressiva-transgressiva da coluna estratigráfica; (3) preservação em fácies que contribuem com a formação e preservação de MISS; (4) a distribuição das MISS corresponde a condição hidráulica média do ambiente; (5) as dimensões da MISS corresponde com exemplares modernos; e (6) ocorrência de algumas microestruturas associadas a atividade microbiana.

De fato, as esteiras microbianas e biofilmes podem ocorrer em uma diversidade de ambientes e possuem uma boa distribuição temporal no registro geológico (Schieber et al., 2007; Mata e Bottjer, 2009; Buatois e Mángano, 2012; Davies et al., 2016). Tapetes

microbianos são muito comuns no registro pré-cambriano. Sarkar et al. (2020) apresentam a ocorrência dessas estruturas nas bacias sedimentares proterozoicas na Índia, onde ocorrem em ambientes influenciados por maré e por ondas. Atualmente, acredita-se que a biota ediacarana (final do Neoproterozoico) se beneficiou das regiões bioestabilizadas por essas comunidades microbianas. A presença das esteiras microbianas permitiu a preservação desses organismos (Mapstone e Mcilroy, 2006; Laflamme et al., 2010).

4. METODOLOGIA

4.1. Materiais

Foram coletadas ao todo seis amostras contendo icnofósseis no afloramento, por serem representativas e possuírem um bom estado de conservação para as análises. Devido a impossibilidade de coleta de outros icnofósseis, foram realizados dezessete moldes diretamente no campo de tipos diferentes de icnitos.

Para a confecção dos moldes, primeiramente foi realizado um contramolde em látex diretamente do afloramento. Posteriormente, a partir dos contramoldes, foram produzidos moldes em resina. No campo, foram registradas as coordenadas dos icnofósseis utilizados na produção dos moldes, que pode ser observado na Tabela 1.

Todas as amostras coletadas foram fotografadas e incluídas no Acervo de Paleontologia do Instituto de Geociências da UNICAMP, na Coleção Científica de Icnofósseis (CP6).

Tabela 1: Coordenadas UTM (Fuso: 24M, Datum:WGS 1984) dos moldes dos icnofósseis.

Icnofóssil (molde)	X (Metros)	Y (Metros)	Icnofóssil (molde)	X (Metros)	Y (Metros)
1	316890	9556854	10	316939	9556886
2	316903	9556852	11	316944	9556894
3	316903	9556858	12	316938	9556910
4	316901	9556868	13	316937	9556882
5	316914	9556868	14	316931	9556850
6	316914	9556876	15	316886	9556814
7	316916	9556878	16	316934	9556868
8	316902	9556882	17	316924	9556860
9	316940	9556808			

As amostras de arenitos contendo icnitos foram serradas longitudinalmente e transversalmente para observar feições internas relacionadas a interface do icnofóssil com o substrato. Foram produzidas nove lâminas delgadas polidas posicionadas no topo da amostra e sob o icnofóssil, todas sem lamínula para que se pudesse realizar análises em Microscopia Eletrônica de Varredura e Espectroscopia por Energia Dispersiva (MEV/EDS), conforme indicado na tabela 2.

Tabela 2: Amostras e suas respectivas análises efetuadas.

Amostra	Petrografia	Identificação da lâmina petrográfica	MEV/EDS (Lâmina)	XRF
CP6-241	X	CP6- 241		
CP6-243	X	CP6- 243-A (lateral da amostra, parte superior) CP6- 243-B (parte interna do icnofóssil) CP6- 243-C (lateral da amostra, parte inferior)		
CP6-244 a CP6-246	X	CP6- 246		Análise na base da CP6-245
CP6-249 a CP6-252	X	CP6- 252	CP6- 252	Topo da amostra CP6-252
CP6-253 a CP6-255	X	CP6- 254-A	CP6- 254	
CP6-256 a CP6-259	X	CP6- 257-A e CP6- 258	CP6- 257; CP6- 258	

4.2. Descrição dos Icnofósseis

Os icnofósseis, tanto as amostras coletadas e os moldes, foram descritos considerando seus aspectos morfológicos, dimensões, orientação em relação a camada. Com as amostras de arenitos, quando possível, pôde-se complementar essa descrição com outras características como mudança de coloração, preenchimento e texturas na rocha que pudessem auxiliar na sua classificação. Utilizando como bibliografia de referência para esse tipo de descrição os trabalhos de Bromley (1996), Miller (2007), Buatois e Mangano (2011), Knaust e Bromley (2012) e artigos levantados durante uma revisão bibliográfica de cada icnogênero descrito.

4.3. Petrografia

Para a descrição petrográfica das lâminas, utilizou-se microscópio petrográfico, modelo Zeiss Axio Imager.A1 do Laboratório de PaleoHidrogeologia do Instituto de Geociências, UNICAMP. Foram descritas a granulometria, a textura, a cimentação, as principais alterações, sua porosidade. Bem como sua mineralogia, com base na contagem modal de uma malha de 400 pontos para obtenção das suas porcentagens, e por fim foi definida sua classificação segundo Tucker (2001).

4.4. Microscopia Eletrônica de Varredura e Espectroscopia por Energia Dispersiva (MEV/EDS)

Foi realizada análise em Microscopia Eletrônica de Varredura e Espectroscopia por Energia Dispersiva (MEV/EDS) em modelo de microscópio eletrônico LEO 430i (Zeiss) acoplado por um espectrômetro de energia dispersiva da Oxford Instruments, no Laboratório de Microscopia Eletrônica do Instituto de Geociências, UNICAMP.

Para tal, quatro lâminas (Tabela 2) representativas das amostras, foram metalizadas com carbono, e a seguir adquiridas imagens e dados qualitativos e semi-quantitativos dos elementos presentes. A lâmina CP6-252 foi submetida novamente a análise em MEV/EDS, mas nessa última análise foi utilizado uma metalização por ouro.

4.5. Micro Fluorescência de Raio-X

Para a identificação da distribuição de alguns elementos como Si, Fe, S, V, Ca, Ti, Mn e K nas regiões de possível ação microbial, foi realizada a análise por micro Fluorescência de Raio-X (μ -XRF) no Laboratório de Nacional de Luz Síncrotron (LNLS), Centro Nacional de Pesquisa em Energia e Materiais (CNPEM), nas amostras CP6-245 e CP6-252. As configurações de análise foram com diâmetro de feixe de 12x25 micrômetros em temperatura ambiente, com energias de 3 a 14 KeV, com a resolução espacial de 30 μ m para os mapas elementais.

4.6. Datação e proveniência de zircões detríticos

Duas amostras foram selecionadas para realizar análise de proveniência sedimentar utilizando zircões com a finalidade de se conhecer a idade máxima de deposição. Tais amostras tinham sido previamente serradas longitudinalmente e transversalmente, respectivamente, em duas e quatro partes, onde foram mantidas as partes que tinham lâminas correspondentes, as demais (CP6-243-B e CP6-249, CP6-250, CP6-251) foram encaminhadas para processamento no Laboratório de Geocronologia do Instituto de Geociências (UNICAMP).

Essas amostras foram trituradas e moídas, e o concentrado de minerais pesados foi obtido a partir de bateamento. Posteriormente, do concentrado de bateia foram separados os possíveis minerais magnéticos. O concentrado passou, a seguir, por uma seleção visual por meio de estereomicroscópio, onde foram separados um total de 120 zircões, que foram alocados em suportes de resina (mount). A seguir, foi realizado polimento com base em pastas de diamante para garantir uma superfície regular e lisa para análise.

Foi efetuada então a análise em catodoluminescência (CL), por meio de um detector Chroma CL Gatan acoplado no microscópio eletrônico de varredura LEO 430i (Zeiss) no Laboratório de Microscopia Eletrônica do Instituto de Geociências (UNICAMP). Após a qual, foram selecionados os zircões mais adequados e os pontos para análise no Laboratório de Geologia Isotópica do Instituto de Geociências (UNICAMP), onde se obtiveram as razões de Pb/U. O cálculo das idades foi realizado seguindo protocolo de Navarro et al.

(2015), foi utilizado nessa etapa um espectrômetro Thermo Scientific Element XR com sistema acoplado de ablação Photon Machines Excite 193 nm com célula de ablação HelEx 2, tamanho do ponto de análise foi de 25 µm, e como material de referência e padrão para análise foi utilizado o zircão 91500 (Wiedenbeck et al., 1995) e zircão Peixe (Dickinson e Gehrels, 2003). Os dados adquiridos foram reduzidos utilizando software lolite 2.5, de acordo com método de Paton et al. (2010).

Para melhor observar a distribuição dos zircões analisados ao longo do tempo se optou em plotar um gráfico da estimativa de densidade kernel (abreviação em inglês KDE) e o histograma, segundo descrito em Vermeesch (2012).

5. RESULTADOS

5.1. Icnologia sistemática

ICNOGÊNERO: *Circulichnis* Vyalov, 1971

AMOSTRAS: molde 2, molde 4, molde 6, molde 14, molde 17 (Figura 6)

DESCRIÇÃO: Escavação horizontal circular a anelar em epirrelevo convexo (positivo) ou concavo (negativo), paralela a estratificação, sem ramificação e eventualmente se sobrepondo (Figura 6 I-J). Diâmetros variam de 13,5 a 16 cm e a espessura da escavação possui dimensões de até 2 cm para os exemplares em epirrelevo positivo, enquanto para os de epirrelevo negativo ocorrem diâmetros de 4 a 7 cm.

DISCUSSÃO: Escavações circulares a elípticas são os icnofósseis mais frequentes no afloramento próximo de Pacujá. O Icnogênero *Circulichnis*, inicialmente descrito por Vyalov (1971), refere-se a escavações em forma de anel e cilindro, podendo ocorrer em epirrelevo positivo (Uchman e Rattazzi, 2018) ou negativo (Avanzini et al., 2011).

Atualmente são descritos duas icnoespécies para icnogênero *Circulichnis*, *C. montanus* que representa escavações em anéis com menor diâmetro e em relevo negativo, com exemplo dos icnitos descritos por Vyalov (1971), e *C. ligunticus*, mais recentemente definido (Uchman e Rattazzi, 2018), atribuído a escavações circulares mais irregulares na sua forma do que *C. montanus*, possuindo espessuras e diâmetros maiores.

Em Boatois et al. (1998), esse icnogênero é descrito como estruturas de alimentação (Fodinichnia). Para Uchman e Rattazzi (2018) o modelo etológico para esse tipo de estrutura está associado a exploração e reconhecimento de estratos por alguns organismos para alimentação. Dessa forma, juntamente com a escavação circular poderiam estar associadas escavações verticais, as quais os organismos utilizavam para encontrar níveis mais adequados para a alimentação. No entanto, essas estruturas verticais são dificilmente preservadas ou descritas, no caso das amostras da Formação Ipu não foi possível descrever esse tipo de estrutura, dada a natureza das amostras (moldes) e do afloramento que não permitiam essa análise vertical.

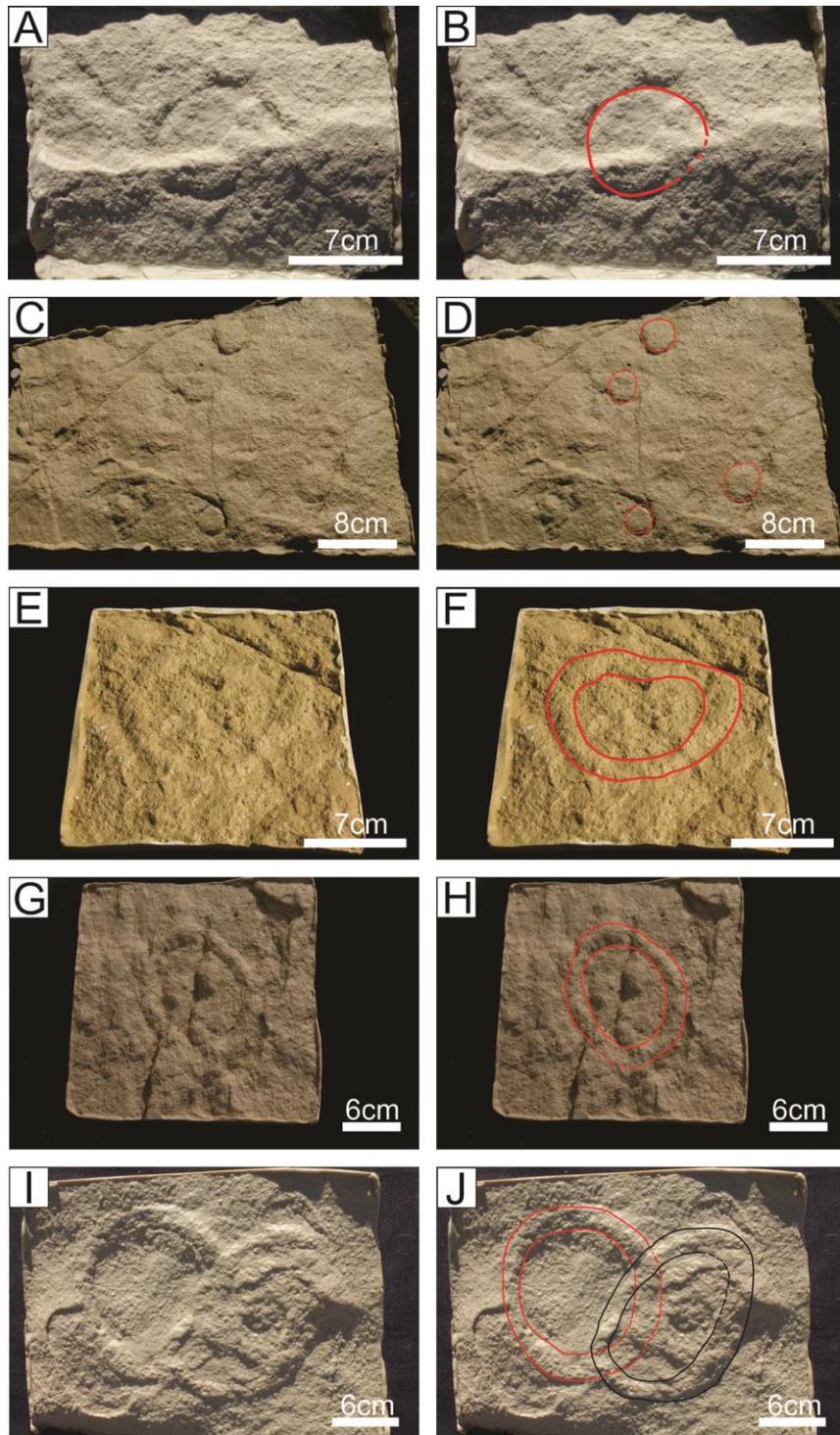


Figura 6- Moldes produzidos do icnogênero *Circulichnis*; A) e B) Molde 4, *Circulichnis* preservado em epirrelevo negativo (Delimitado em vermelho); C) e D) Molde 17, ocorrem quatro *Circulichnis* indicados em vermelho; E) e F) Molde 6, *Circulichnis* preservado em epirrelevo positivo (delimitado em vermelho). G) e H) Molde 2, *Circulichnis* preservado em epirrelevo positivo (delimitado em vermelho); I e J) Molde 14, dois *Circulichnis* preservados em epirrelevo positivo e se sobrepondo.

Iconôgênero: *Conichnus* Myannil, 1966

Amostras: molde 3, molde 7, molde 9, Molde 10, molde 12 (Figura 7); CP6- 244 a 246 (Figura 8) e 256 a 259 (Figura 9).

Descrição: Estruturas circulares a elípticas ou cônicas em epirrelevo negativo, paralelas à estratificação, não ramificadas e preenchimento semelhante ao da rocha, algumas apresentam borda em epirrelevo positivo e região central marcada em epirrelevo negativo. Diâmetros podem variar de 7 a 17,5 cm, nas amostras que apresentam diferença entre borda e centro, região central deprimida tem diâmetro que varia de 2 a 3 cm.

Discussão: Esse iconôgênero foi inicialmente definido por Myannil (1966), como um preenchimento cônico ou com forma de cone, que pode cortar verticalmente a estratificação da rocha, posteriormente em Pemberton et al. (1988) esse iconôgênero foi melhor definido, junto com outros associados a tocas ou estruturas de fixação (*plug-shaped*) de Cnidários.

De fato, as estruturas descritas neste trabalho podem representar um icnofóssil de toca ou estrutura de fixação, os iconôgêneros citados por Pemberton et al. (1988) são: (i) *Conostichus*, tocas cônica a subcônica, com paredes marcadas com contrições transversais e cristas e sulcos longitudinais; (ii) *Bargaueria*, estrutura cilíndrica a hemisférico, sem ornamentação, com ou sem depressão central e cristas radiais; (iii) *Conichnus*, estrutura cônico a subcilíndrico, base arredondada e sem ornamentação; (iv) *Dolopichnus*, tocas cilíndricas e verticais, contendo um núcleo estreito e cilíndrico que termina em uma forma arredondada e (v) *Astropolichnus*, tocas verticais cilíndricas a subcilíndricas com presença de cristas radiais não ramificadas alinhadas ao eixo central.

Já os iconôgêneros estudados não apresentam nenhuma ornamentação preservada, o que descarta a sua inclusão em alguns dos iconôgêneros citados. As seções transversais nas amostras CP6-256 a 259, CP6- 244 a 246 não apresentam feições cônicas, estrutura da rocha é maciça o que dificulta na identificação dessas possíveis feições.

Além de que, são estruturas que ocorrem em epirrelevo positivo, enquanto os iconôgêneros, como o *Bargaueria*, é comumente descrito em epirrelevo negativo ou em hiporrelevo positivo, já que se trata de tocas ou pequenas escavações verticais nos sedimentos (Peberton et al., 1988; Mata et al., 2012; Shitole et al., 2019). Dessa forma, iconôgênero *Conichnus* seria a opção mais adequada para inserir os icnofósseis, já que foi descrito essencialmente uma seção em planta dele.

Darroch et al. (2016) descrevem *Conichnus* na sua icnocenose, onde devido à natureza do preenchimento destas tocas cônicas, no topo ocorrem estruturas domicas em epirrelevo positivo, enquanto na base da amostra ocorrem em hiporrelevo negativo com uma porção central em hiporrelevo positivo. O que poderia ser interpretado como correspondente a estrutura circular em hiporrelevo no icnitos aqui descritos, mas preservados em epirrelevo.

Esse icnogênero está associado a tocas ou estruturas de fixação de cnidários ou semelhantes a estes, especialmente tocas relacionadas a Anêmonas (Pemberton et al., 1988; Bromley, 1996; Buatois et al., 2017), ocorrências desses icnogênero abarcam desde o Cambriano ao presente, presente em ambientes costeiros, mas sua ocorrência é favorecida em ambientes de alta energia (Mata et al., 2012).

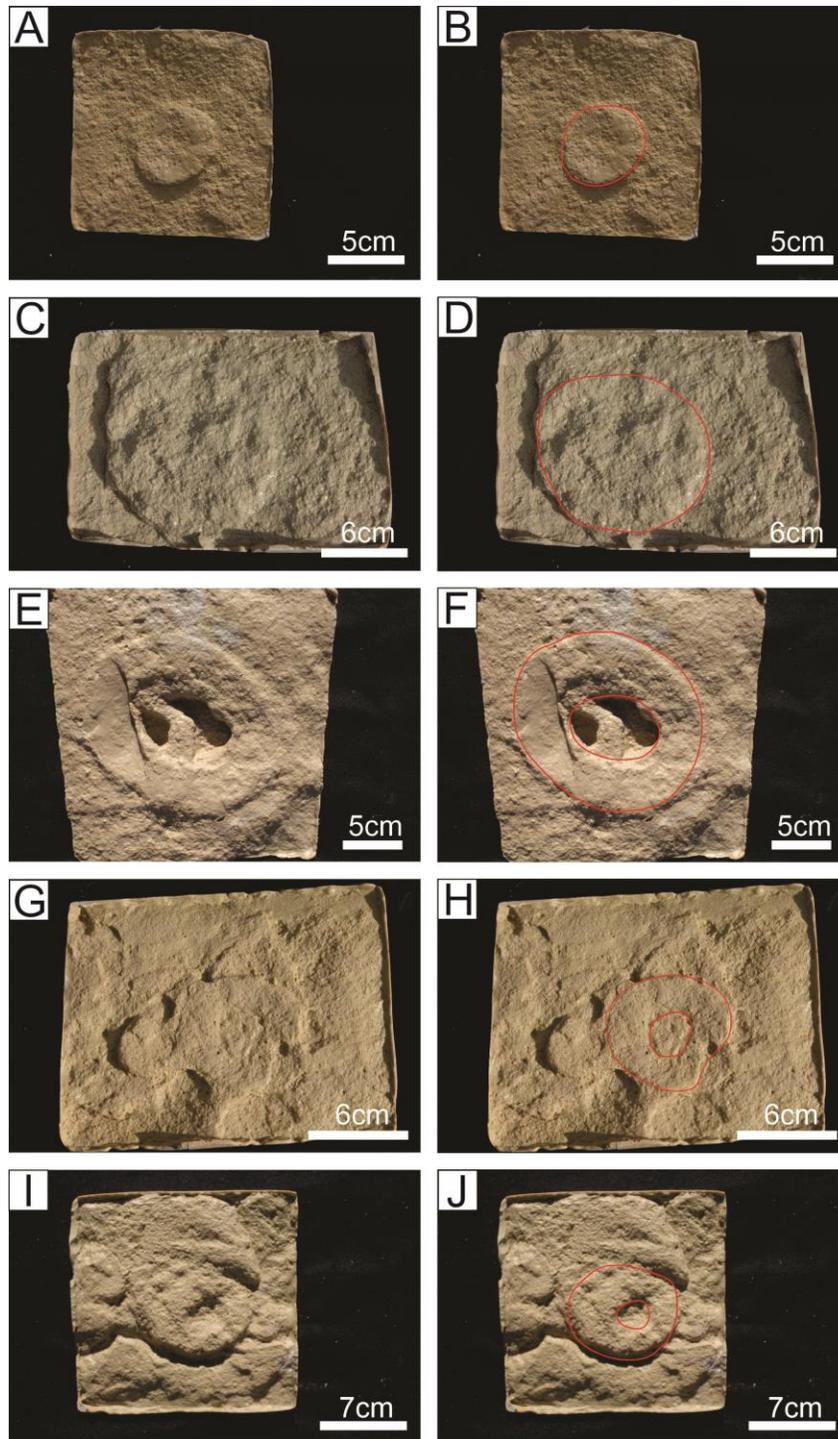


Figura 7 – Moldes produzidos do icnogênero *Conichnus*; A) e B) Molde 12, *Conichnus* em epirrelevo preenchido (Delimitado em vermelho); C) e D) Molde 10, *Conichnus* preservado em epirrelevo positivo indicado em vermelho; E) e F) Molde 9, *Conichnus* em epirrelevo positivo com região central deprimida parcialmente preenchida (delimitado em vermelho). G) e H) Molde 7, *Conichnus* em epirrelevo positivo com região central pouco definida (delimitado em vermelho); I e J) Molde 3, *Conichnus* preservado em epirrelevo positivo.

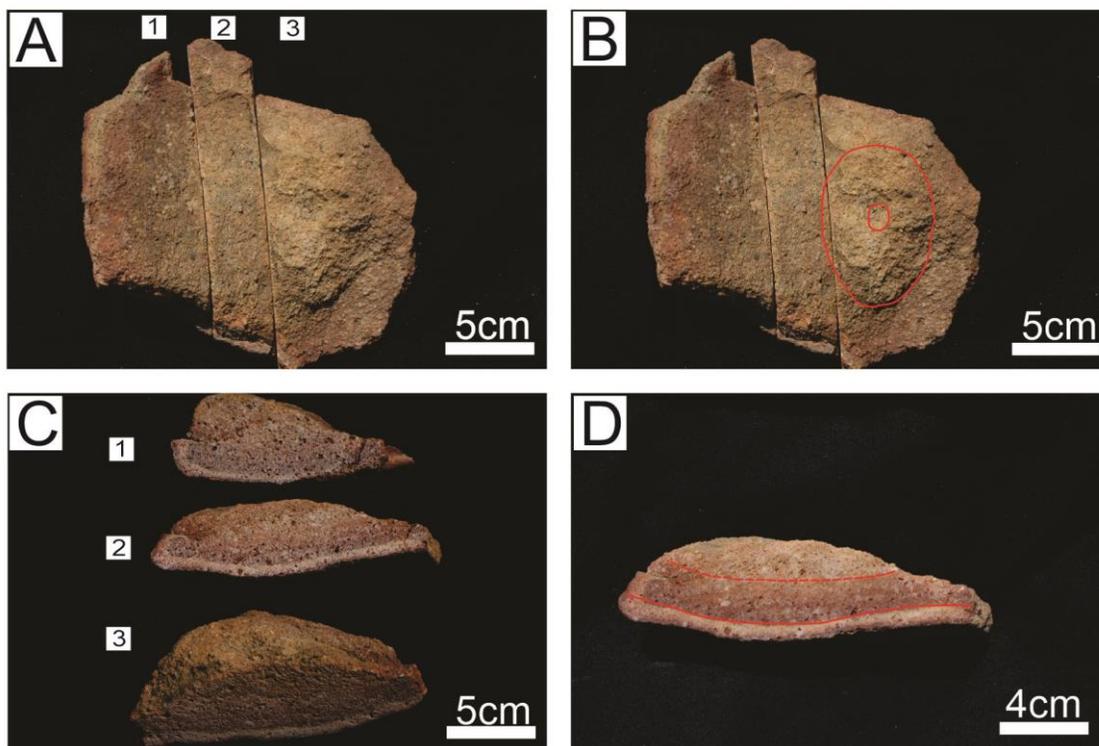


Figura 8 - Amostras CP6-244 a CP-246. A) Vista em planta das amostras CP6-244 (1), CP6-245 (2) e CP6-246 (3); B) Em vermelho está indicado a delimitação do *Conichnus* presente na amostra; C) Vista lateral das amostras; D) Detalhe e separação de diferentes bandas na amostra CP6-245

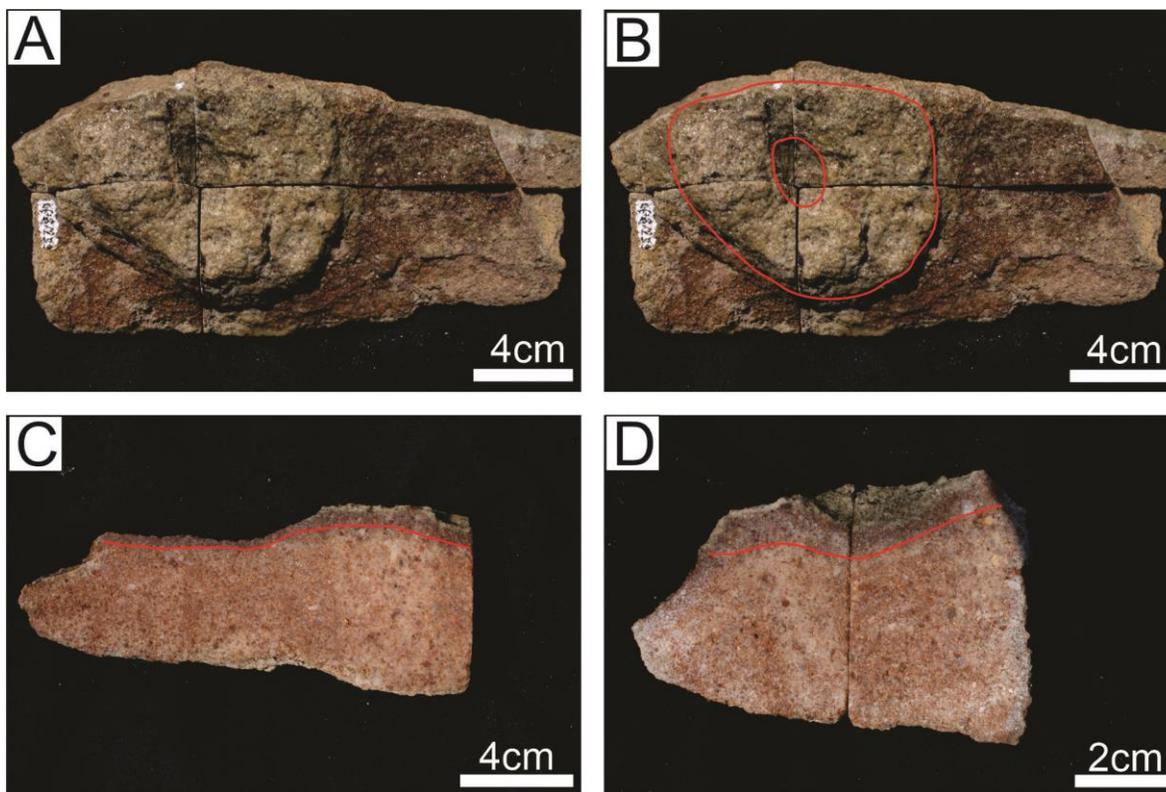


Figura 9- Amostras CP6-256 a CP6-259. A) Vista em Planta do *Conichnus*; B) *Conichnus* preservado em epirrelevo positivo, indicado por linhas vermelhas; C) Vista do corte longitudinal da amostra, onde se observa uma ligeira mudança de coloração indicada em vermelho; D) Corte transversal da amostra onde se delimita a mesma feição sob o icnofóssil.

Ícnogênero: *Palaeophycus* Hall, 1847

Amostras: molde 5, molde 11 e molde 15 (Figura 10); Amostra CP6-253 a 255 (Figura 11).

Descrição: Escavação horizontal e cilíndrica em epirrelevo convexo (positivo), reta a sinuosa, paralela à estratificação e sem ramificação. Espessuras variam de 1 a 2 cm e comprimentos de no mínimo 5 a 15 cm (limitado pelo tamanho dos moldes). Na amostra CP6-253 a 255 ocorre no limite da estrutura uma mudança de coloração.

Discussão: *Palaeophycus* foi descrito inicialmente por Hall em 1847 (Pemberton e Frey, 1982) como tubos cilíndricos ou subcilíndricos horizontais a oblíquos ao acamamento, podendo ser retos a sinuosos, mais comumente não ramificados. Em Pemberton e Frey (1982) foram organizadas as principais icnoespécies como *P. tubularis*, *P. striatus*, *P. heberti*, *P. sulcatus* e *P. alternatus*.

Tanto o icnogênero *Palaeophycus* quanto *Planolites* podem ser facilmente confundidos. Pemberton e Frey (1982) citam que essencialmente o que se diferencia em ambos é o tipo de preenchimento e a presença de revestimento nas paredes do tubo. Onde o icnogênero *Palaeophycus* possui preenchimento semelhante a rocha hospedeira e além de revestimento nas paredes das escavações. Keighley e Pickrill (1995) apontam que o tipo de preenchimento não pode ser considerado como um critério decisivo para distinção de ambos os icnogêneros, mas que a presença ou ausência de revestimento nas paredes é um fator determinante para a sua distinção.

No entanto, observa-se que ainda hoje é utilizado principalmente a caracterização do preenchimento, colocando *Palaeophycus* como preenchimento passivo (Buatois et al., 2017). De fato, esse icnogênero representa tocas de habitação (*Dominichia*) ou locomoção (*Repichinia*) de organismos alimentadores de suspensão ou predadores, dessa forma essas escavações acabam sendo preenchidas pelos sedimentos passivamente (Pemberton e Frey, 1982, Buatois et al., 2017).

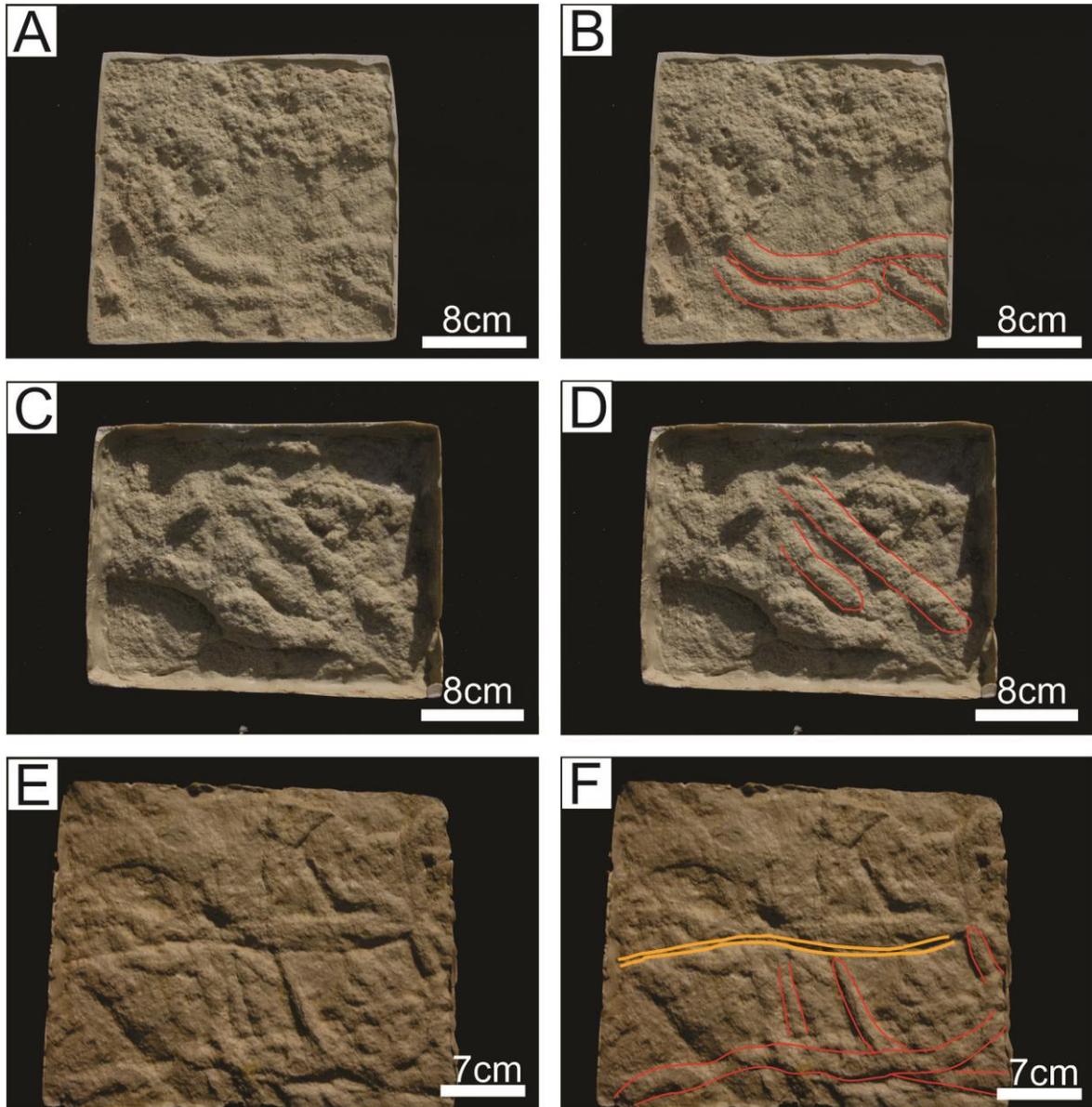


Figura 10 - Moldes produzidos do icnogênero *Palaeophycus*; A) e B) Molde 5, *Palaeophycus* delimitado em vermelho; C) e D) Molde 11, dois *Palaeophycus* ocorrendo paralelamente indicados em vermelho; E) e F) Molde 15, alguns *Palaeophycus* entrecruzando-se, não definindo uma ramificação (Indicados em vermelho), *Planolites* cruzando região central do molde indicado em laranja.

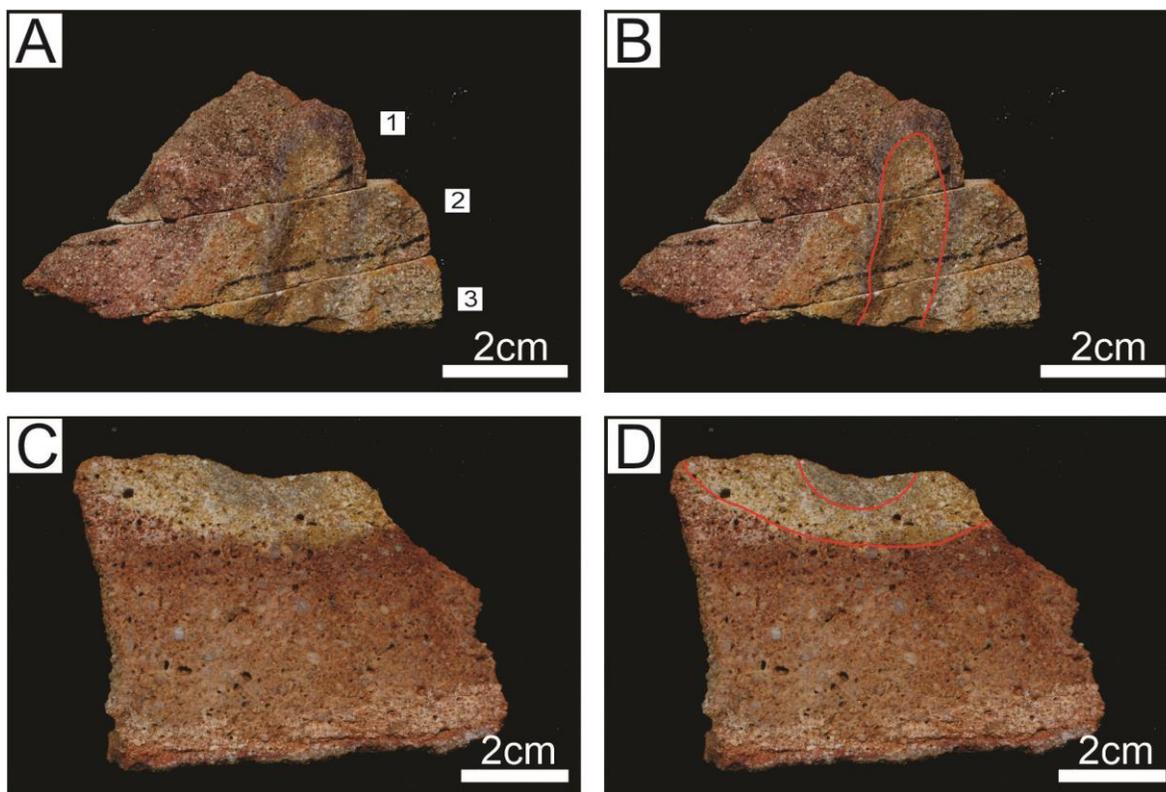


Figura 11 – Amostras CP6-253 a CP6-255. A) Vista em planta do *Palaeophycus* nas amostras CP6-253 (1), CP6-254 (2) e CP6-255 (3); B) Limite do tubo definido em vermelho. C) e D) Lateral da amostra CP6-255, observa-se a continuidade da mudança de coloração, região amarelada indica um predomínio de goethita ao redor do icnofóssil.

ICNOGÊNERO: *Planolites* Nicholson, 1873

Amostras: molde 13, molde 16 (Figura 12), molde 15 (Figura 10 F).

Descrição: Escavação horizontal e cilíndrica em epirrelevo concavo (negativo), reta a sinuosa, paralela à estratificação e sem ramificação. Espessuras que variam de 1 a 2 cm e comprimentos de 7 a 26,5 cm, comprimento máximo é limitado pelo tamanho dos moldes.

Discussão: Nicholson (1873) descreveu este icnogênero como tocas cilíndricas ou subcilíndricas, retas a sinuosas, não ramificadas e horizontal a oblíqua a estratificação, em Pemberton e Frey (1982) são apontadas as principais características desse icnogênero, principalmente as distinções com icnogênero *Palaeophycus*, onde possui um preenchimento diferente da rocha hospedeira e não possui revestimento na parede das escavações. Buatois et al., 2017 também colocam esse icnogênero dentro de estruturas com preenchimento ativo.

São estruturas associadas de *Pascichnia*, principalmente de organismos detritívoros de sedimentos, muitas vezes são associadas ao grupo dos poliquetas. Esse comportamento de alimentação acaba por preencher ativamente as tocas e conferindo características diferentes dos sedimentos ao redor (Pemberton e Frey, 1982; Buatois et al., 2017). Sendo assim, foi interpretado que as estruturas preservadas em semi-relevo negativo nos moldes estudados poderiam corresponder a esse icnogênero, que devido à natureza do preenchimento desse icnogênero, poderia resultar em um contraste de relevo mais acentuado devido a erosão diferencial.

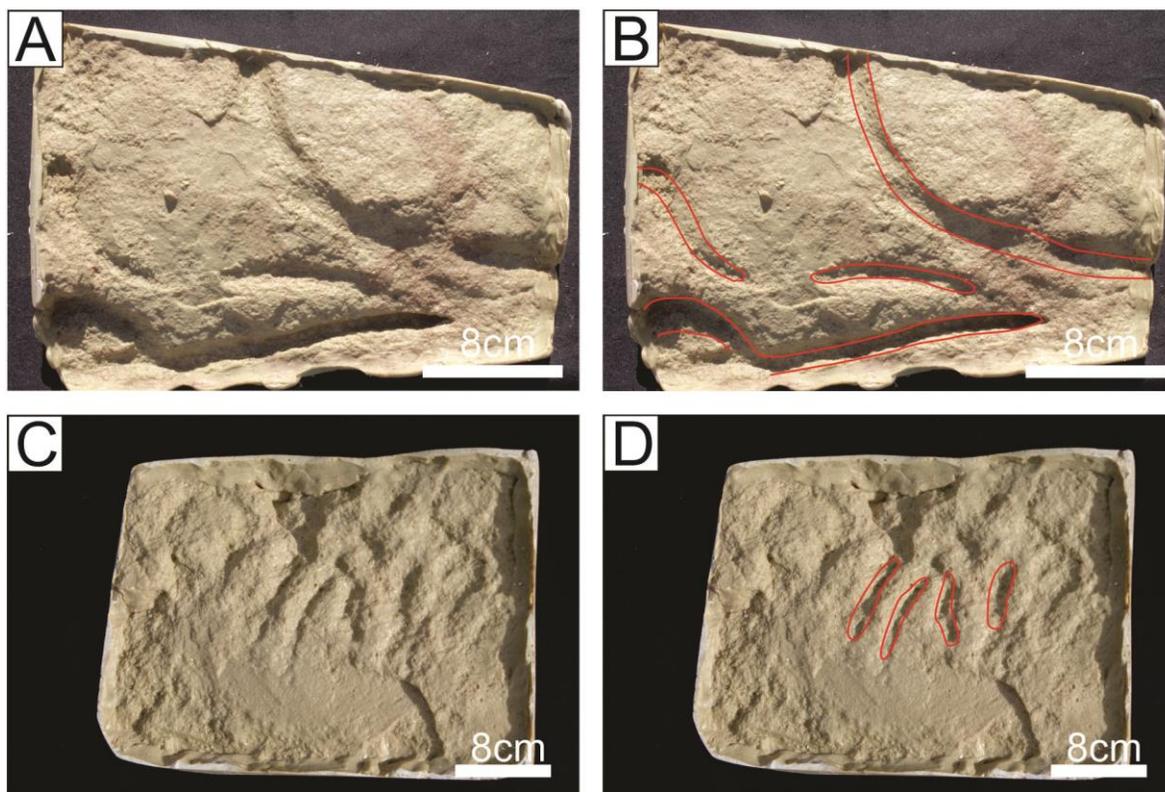


Figura 12- Moldes produzidos do icnogênero *Planolites*; A) e B) Molde 16, nota-se que *Planolites* possui comprimentos maiores que o molde, nesses casos se consideraram como comprimento mínimo, na região inferior esquerda não é possível determinar se ocorre uma ramificação, *Planolites* delimitados em vermelho; C) e D) Molde 13, quatro *Planolites* ocorrendo paralelamente indicados em vermelho;

Incitos incertae sedis

Incito A.

Amostra: molde 1 (Figura 13 A-B).

Descrição: Escavação horizontal em epirrelevo concavo (negativo), sinuosa, paralela à estratificação e sem ramificação. Comprimentos de até 8 cm.

Incito B.

Amostra: molde 8 (Figura 13 C-D)

Descrição: Estrutura horizontal em epirrelevo concavo (negativo), forma indefinida e dimensões de 5 a 10 cm.

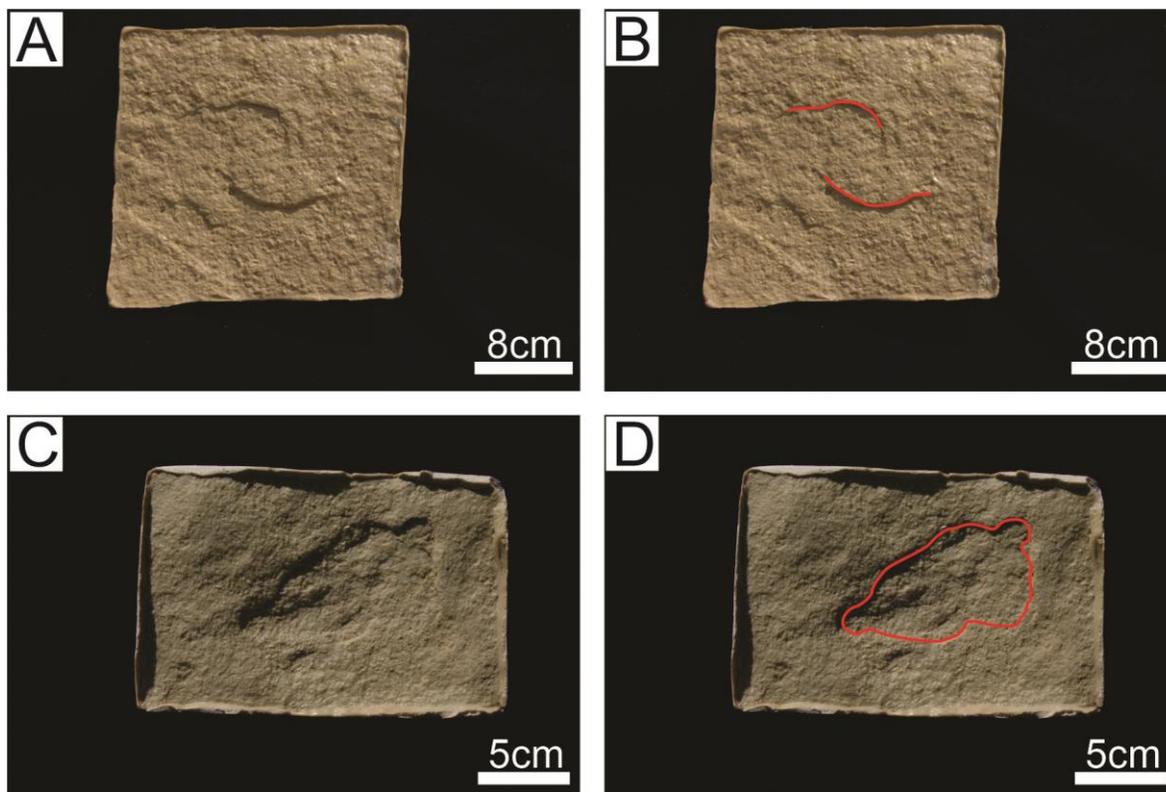


Figura 13- A) Incito A presente no molde 1; B) Região delimitada em vermelho correspondente ao incito A; C) Incito B presente no molde 8; D) Região delimitada em vermelho corresponde ao Incito B;

Ícnito C

Amostras: CP6 249 a 252 (Figura 14).

Descrição: Massa arredondada a oval, com 12,5 cm (eixo maior) e 9,3 cm (eixo menor). Superfície em epirrelevo negativo, com profundidade de 1,8 cm, de cor cinza a bege, rodeado por cores avermelhadas. Rebordo positivo em que delimita a periferia da estrutura, com espessura de 1,7 a 1,9 cm.

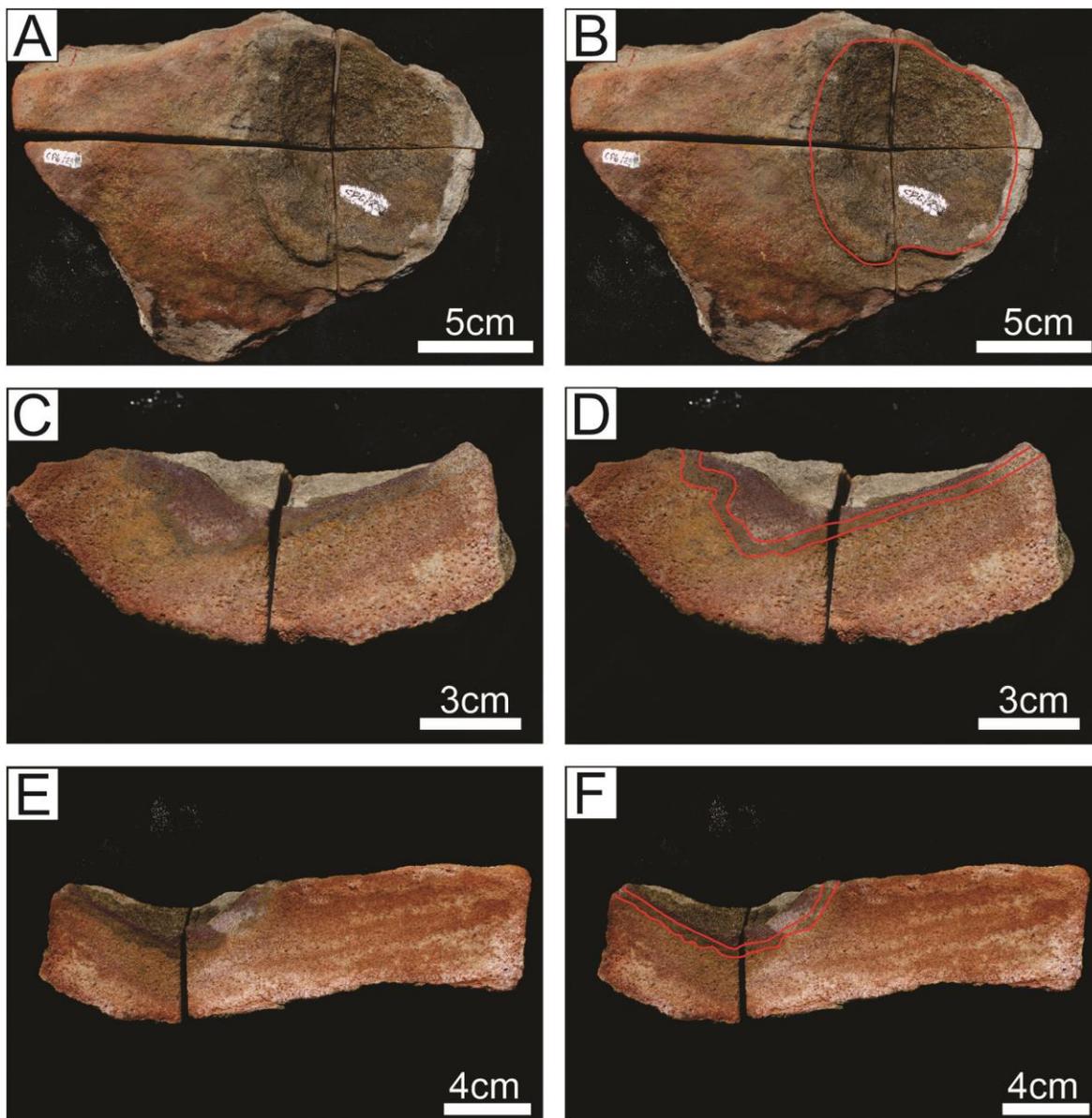


Figura 14- Amostras CP6-249 a CP6-252. A) Vista em planta do Ícnito C; B) Região deprimida delimitada em vermelho corresponde ao Ícnito C; C) Lateral das amostras CP6-251 e CP6-252; D) É possível observar diferença de coloração indicado em vermelho sob o ícnofóssil; E) Lateral das amostras CP6-249 e CP6-250; F) Mesma banda de coloração vista no corte longitudinal da amostra.

Ícnito D

Amostra: CP6 241 (Figura 15).

Descrição: Estrutura simples em forma de “U” em epirrelevo positivo, epiestratal, orientada paralelamente à estratificação e com espessura de 2,3 cm. Comprimento de 8,5 cm, largura externa de 7 cm e largura interna de 2,4 cm.

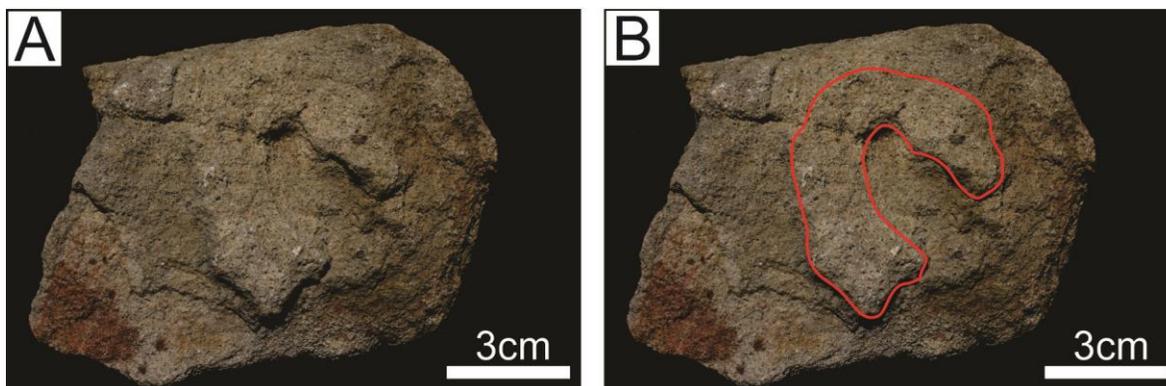


Figura 15- A) Visão geral do ícnito D na amostra CP6-241; B) Contorno do ícnito indicado em vermelho.

Ícnito E

Amostra: CP6 243 (Figura 16).

Descrição: No topo da amostra ocorre em epirrelevo positivo uma estrutura semicircular com centro mais deprimido, na base ocorre uma região mais ampla com granulometria menor do que a rocha, possui 9 cm de comprimento por 4 cm de espessura.

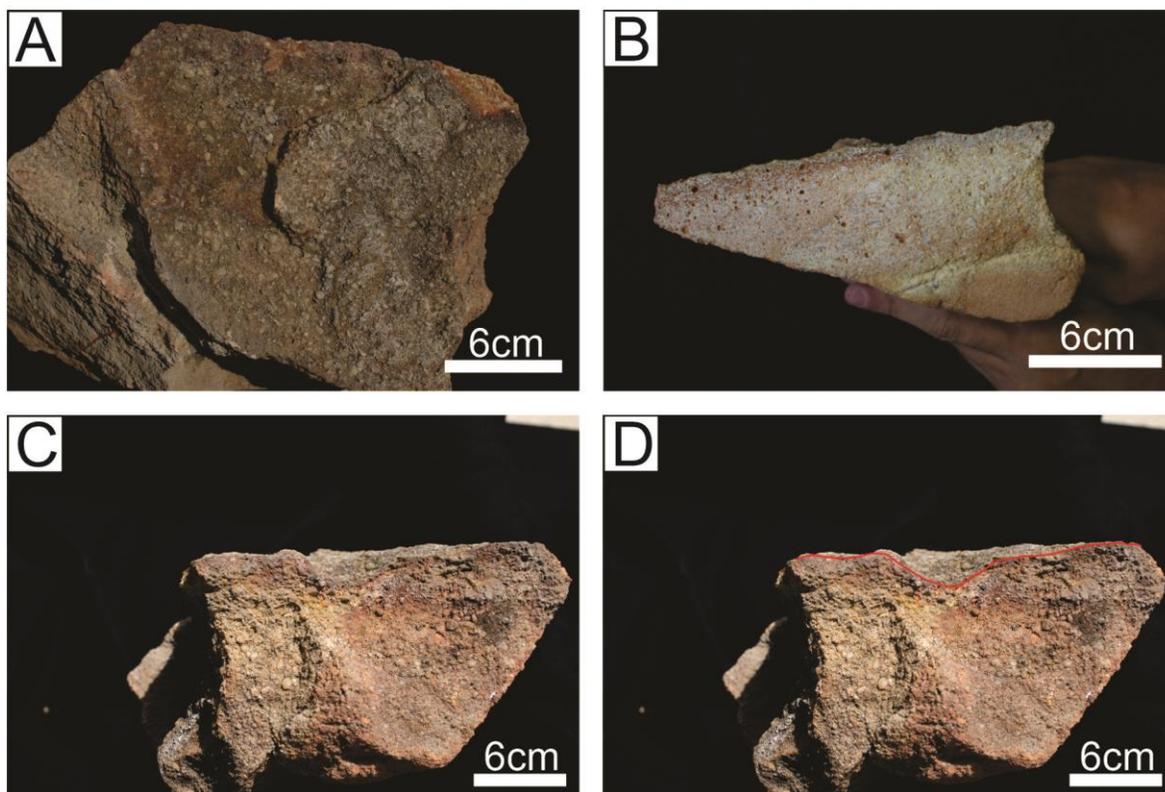


Figura 16-A) Vista em planta do Icinito E na Amostra CP6-243. B) Corte transversal da amostra onde é possível observar a mudança da granulometria na base, indicando preenchimento da escavação por um material mais fino.; C) Lateral da amostra CP6-243; D) A superfície é delimitada em vermelho, onde na parte central ocorre uma região deprimida que corresponde ao Icinito E.

5.2. Análise de estruturas de campo

Algumas estruturas documentadas durante campo realizado em 2017 podem estar relacionadas a esteiras microbianas, o que permitiria a sua classificação como *Microbially Induced Sedimentary Structures* (MISS) (Noffke et al., 2001, 2010; Gerdes et al., 2000). A Figura 17 A-D apresenta uma porção do afloramento estudado onde são observadas em uma região deprimida a presença de *ripples*, enquanto as regiões adjacentes elevadas são planas, de acordo com Noffke (2010) esse tipo de estrutura é chamado de remanescentes erosivos (“*Erosional Remnants*”), para regiões elevadas, e bolsa de erosão (“*Erosional pocket*”), que corresponde à região deprimida que foi erodida. Esse tipo de estrutura ocorre, normalmente em ambientes de maré, com substratos bioestabilizados por esteiras

microbianas, que pela intervenção de algum obstáculo nesses sedimentos ocorre um ponto de maior erosão resultando na exposição do substrato arenoso.

Na Figura 17 E-F também mostra uma escavação horizontal e cilíndrica em epirrelevo positivo, podendo pertencer ao gênero *Palaeophycus*, cortando estruturas que se assemelham a MISS. São estruturas onduladas que se destacam na superfície da rocha e não ocorrem em toda a superfície do arenito em questão.

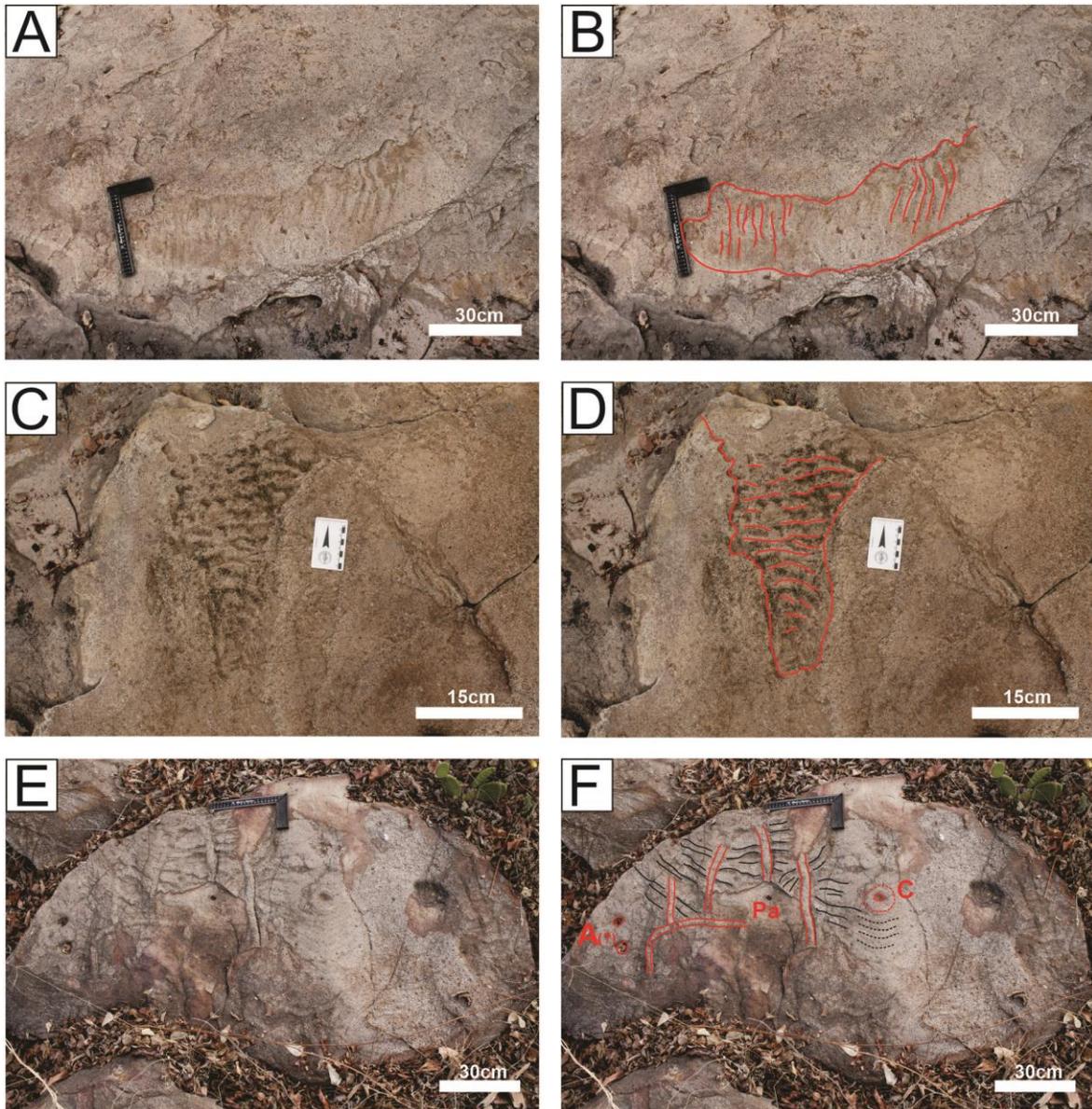


Figura 17 – A) e B) Possíveis remanescentes erosivos, regiões externas ao limite vermelho na imagem, e bolsa de erosão com marca de ripples preservados nos arenitos estudados; C e D) Outra estrutura preservada de remanescentes erosivos e bolsa de erosão para mesma camada. E e F) Afloramento com possível marcas onduladas, indicado em preto, associado com icnogêneros como *Palaeophycus* (Pa), *Conichus* (C) e um possível *Arenicolites* (A).

5.3. Petrografia

A seguir serão descritas as lâminas petrográficas realizadas nas amostras dos icnogêneros *Conichnus* e *Palaeophycus* e nos icnitos identificados como tipos C, D e D, texturas mais representativas estão apresentadas nas Figuras 18 e 19.

- Lâmina petrográfica amostra CP6-246-A (*Conichnus*). Rocha de granulometria de areia média a muito grossa, grãos subangulosos a arredondados, moderadamente a mal selecionado, sem orientação, com grãos intensamente fraturados, contato entre grãos é principalmente pontual, mas ocorrem alguns côncavo-convexo. A cimentação por óxidos de ferro, sendo que nos primeiros quatro milímetros da lâmina está ausente. Na rocha ocorrem quartzo (97%), feldspatos (3%), assim como zircão e muscovita. A rocha é classificada como Quartzo-Arenito.

- Lâmina petrográfica amostra CP6-257-A (*Conichnus*). Rocha de granulometria de areia fina a média, grãos são subarredondados a arredondado, moderadamente mal selecionada, o contato entre grãos é principalmente côncavo-convexa, sem orientação, nota-se ocorrência de dissolução de grãos, que foram substituídos pelo cimento. As bordas dos grãos de quartzo estão corroídas. A cimentação é por óxidos de ferro, com maior intensidade para topo da amostra. Rocha composta por quartzo (98%), feldspato (1,5%), ocorrendo feldspato alcalino e plagioclásio intensamente alterados, e fragmentos líticos (0,5%), ocorrem também minerais como zircão e muscovita. A rocha é classificada como Quartzo-Arenito.

- Lâmina petrográfica amostra CP6-258-A (*Conichnus*). Rocha de granulometria de areia fina a grossa, sendo que no topo da lâmina ocorrem principalmente areia fina, grãos são subangulosos a subarredondado, com seleção moderada, os contatos são côncavo-convexo, e poucas vezes observa-se contatos pontuais, sem orientação. A cimentação por óxido de ferro e argilominerais, com uma maior cimentação no topo sob o icnofóssil, apresentando-se por vezes opaco. Rocha composta por quartzo (98%), feldspato (2%), ocorrendo plagioclásio e feldspato alcalino. Ocorrem também zircão e muscovita, onde este último ocorre como fibras alongadas junto aos opacos (cimento). A rocha é classificada como Quartzo-Arenito.

- Lâmina petrográfica amostra CP6-254-A (*Palaeophycus*). Rocha de granulometria de areia média, grãos subarredondados, moderadamente mal selecionada, contato entre os grãos varia de pontual a côncavo-convexo, sem orientação, bordas dos grãos se encontram corroídas no topo da amostra. A cimentação ocorre por óxido de ferro, ocorrendo majoritariamente no topo. Rocha composta por quartzo (98%), feldspato (1%), estes estão intensamente alterados, ocorrendo plagioclásio e feldspato alcalinos. Há também presença de fragmentos líticos (1%) muito alterados, ocorrem em menores proporções muscovita e rutilo. A rocha é classificada como Quartzo-Arenito.

- Lâmina petrográfica amostra CP6-252-A (Icnito C). Rocha de granulometria de areia fina a grossa, onde há menor granulometria para topo da lâmina, grãos subarredondados, moderadamente bem selecionada, contato entre os grãos é côncavo-convexo, sem orientação, sendo que em alguns grãos é possível observar feições de dissolução e borda corroída. Cimentação por óxido de ferro, sendo mais intensa para o topo da amostra, onde se apresenta opaca a luz transmitida, nessas regiões também nota-se uma maior seleção de areia fina. Ocorrem principalmente quartzo (99%) e feldspatos (1%), há presença de zircão e muscovita, este ocorre como fibras alongadas e acomodado entre grãos, associado ao cimento. A rocha é classificada por Quartzo-Arenito.

- Lâmina petrográfica amostra CP6-241-A (Icnito D). Rocha de granulometria de areia fina a areia grossa, com gradação da granulometria para base, grãos subangulosos, com seleção moderada, sem orientação, intensamente fraturados, sendo que em alguns destes é possível observar feições de dissolução e borda corroída. Cimentação por óxido de ferro, sendo mais intensa para o topo da amostra, nota-se uma seleção maior de grãos menores nas regiões mais cimentadas. Ocorrem principalmente quartzo (98 %) e plagioclásio (2%), como acessório ocorrem fragmento líticos, rutilo, zircão e muscovita. A rocha é classificada por Quartzo-Arenito.

- Lâmina petrográfica amostra CP6-243-A (Icnito E). Rocha de granulometria de areia fina a grossa, com presença de clastos, grãos subangulosos a arredondados, com seleção moderada, sem orientação de grãos, contato entre grãos varia de pontual a côncavo-convexo, alguns grãos com borda corroída. Cimentação por óxido de ferro. Rocha

composta principalmente por quartzo (99 %), mas ocorrem também feldspatos, rutilo, zircão, muscovita. A rocha é classificada como Quartzito-Arenito.

- Lâmina petrográfica amostra CP6-243-B (Icnito E). Rocha de granulometria de areia fina, grãos subangulosos, moderadamente a bem selecionado, sem orientação e com alguns grãos intensamente fraturados. Cimentação por óxido de ferro. Ocorrem principalmente quartzo, como acessório ocorrem rutilo e zircão. A rocha é classificada por Quartzito-Arenito.

- Lâmina petrográfica amostra CP6-243-C (Icnito E). Rocha de granulometria de areia fina a areia grossa, com presença de clastos, grãos subarredondados, mal selecionado, sem orientação, contato entre grãos é pontual e côncavo-convexo e com grãos intensamente fraturados. Cimentação por óxido de ferro. Na rocha ocorrem predomínio de quartzo, mas também há presença de rutilo e zircão. A rocha é classificada como Arenito conglomerático.

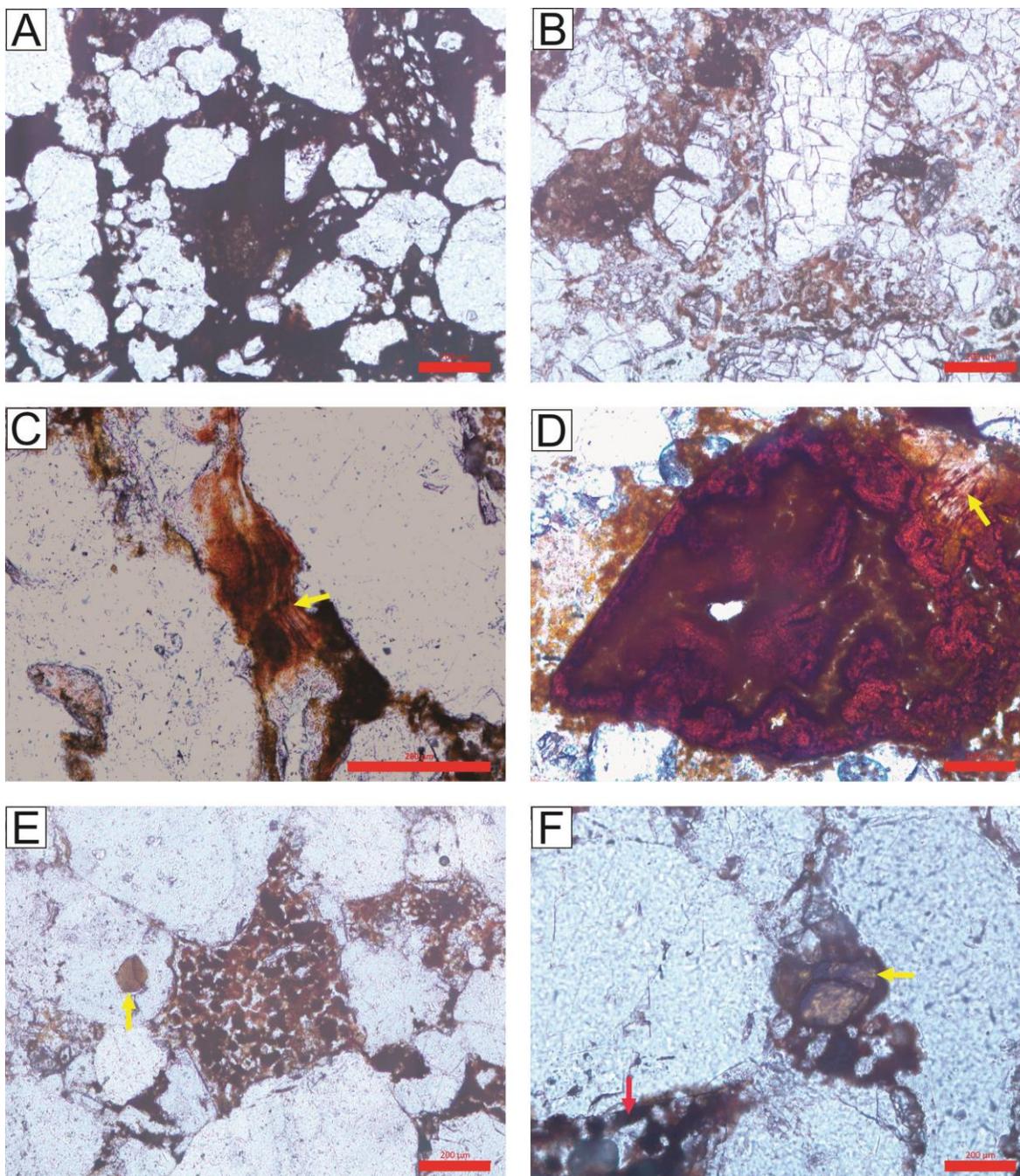


Figura 18 – A) Região com maior cimentação de óxido de ferro (provável hematita) no topo da lâmina CP6-241, cimento ocorre entre os contatos de grãos. (Escala:200 μ m); B) Grãos intensamente fraturados na base da lâmina CP6-241. (Escala:200 μ m); C) Grãos de muscovita (Seta Amarela) junto ao cimento na lâmina CP6-243, muscovita se apresenta ondulada. (Escala:200 μ m); D) Possível grão completamente alterado ou substituído por óxidos/hidróxidos de ferro, argilominerais fibrosos indicados pela seta amarela, lâmina CP6-243 (Escala: 100 μ m); E) Óxidos de ferro com hábitos granular, grãos de rutilo indicado com seta amarela, lâmina CP6-246 (Escala:200 μ m); F) Grão de rutilo detrítico (seta amarela), cimentação por óxido/hidróxido de ferro (Seta vermelha), Lâmina CP6-246 (Escala:200 μ m);

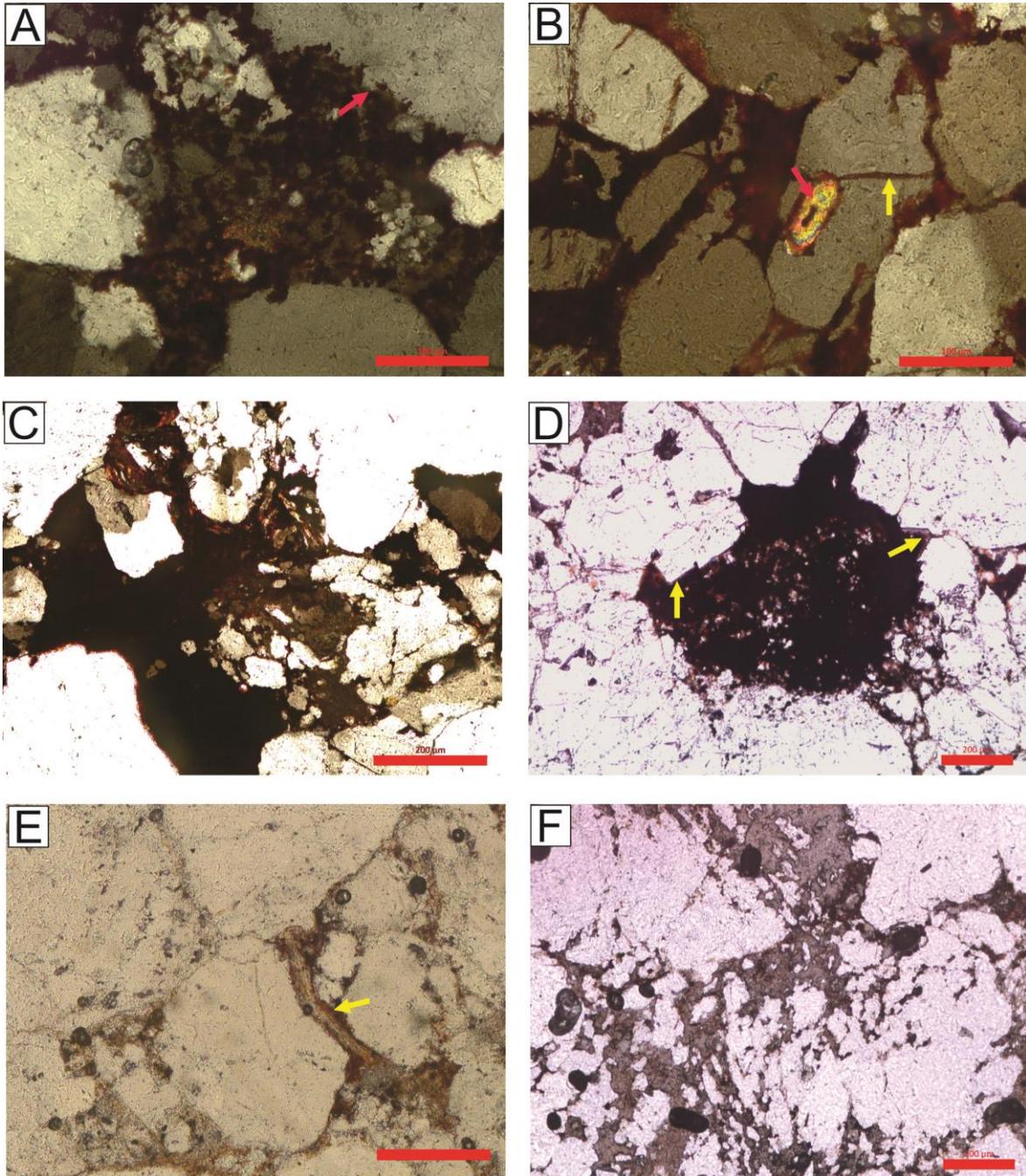


Figura 19- A) Cimentação por óxido/hidróxido de ferro, borda corroída de grão de quartzo (seta vermelha) na lâmina CP6-252 (Escala:100 μ m); B) Cimentação preenchendo fraturas de grãos (seta amarela), presença de zircão indicado com seta vermelha, lâmina CP6-252 (Escala:100 μ m); C) Cimentação por óxido de ferro (Hematita, opaco a luz transmitida), lâmina Cp6-254 (Escala:200 μ m); D) Cristais de quartzo autigênico, que são representados pelas bordas geométricas indicadas pela seta amarela, poro preenchido por cimento, Lâmina-257 (Escala:200 μ m); E) Muscovita levemente deformada entre grãos, lâmina CP6-257 (Seta Amarela), (Escala:200 μ m); F) Dissolução parcial de grãos de quartzo na lâmina CP6-258), (Escala:200 μ m).

5.4. MEV/EDS

Análise MEV/EDS corroborou a cimentação por óxido/hidróxido de ferro, esta cimentação se apresenta difundida nos grãos e, como descrito em petrografia, em algumas lâminas (CP6-241; CP6-252; CP6- 254; CP6-257; CP6-258), foi observado o aumento para topo da amostra dessa cimentação. A análise de EDS indicou presença de aluminossilicatos (argilas) junto ao cimento que pode representar a matriz ou argilas autigênicas. Em alguns pontos analisados os óxidos de ferro possuem hábito botrioidal (Figura 20A) e na lâmina CP6-252 ocorrem em hábito granulares, e os grãos se organizam/alinhados em possíveis filamentos (Figura 21D). Esse aspecto granular se repete em outra parte da amostra, mas com um hábito radial, no entanto a composição é ligeiramente diferente, possivelmente indicando uma mistura de fases de fosfato de cálcio e óxido/hidróxidos de ferro (Figura 24A e B) com contribuição de bário, que pode estar substituindo cálcio. Presença de fósforo também foi apontada em outra lâmina difundido no cimento, mas não ocorrendo neste hábito (Figura 22B).

Outros minerais que fazem parte do arcabouço da rocha puderam ser melhor identificados através do EDS, como presença de minerais de óxido de titânio. Na Figura 23A foi ilustrada a ocorrência de rutilo, que é comum nos arenitos da Formação Ipu, e, portanto, ocorrem como grãos detríticos. Já na Figura 23C foi ilustrado outro óxido de titânio com comprimentos de até 25 μ e hábito bipiramidal, granular e prismático, podendo representar a possível presença de Anatásio (TiO_2). Os cálculos do EDS de cada ponto apresentado das Figuras 20 a 24 se encontram no Anexo A.

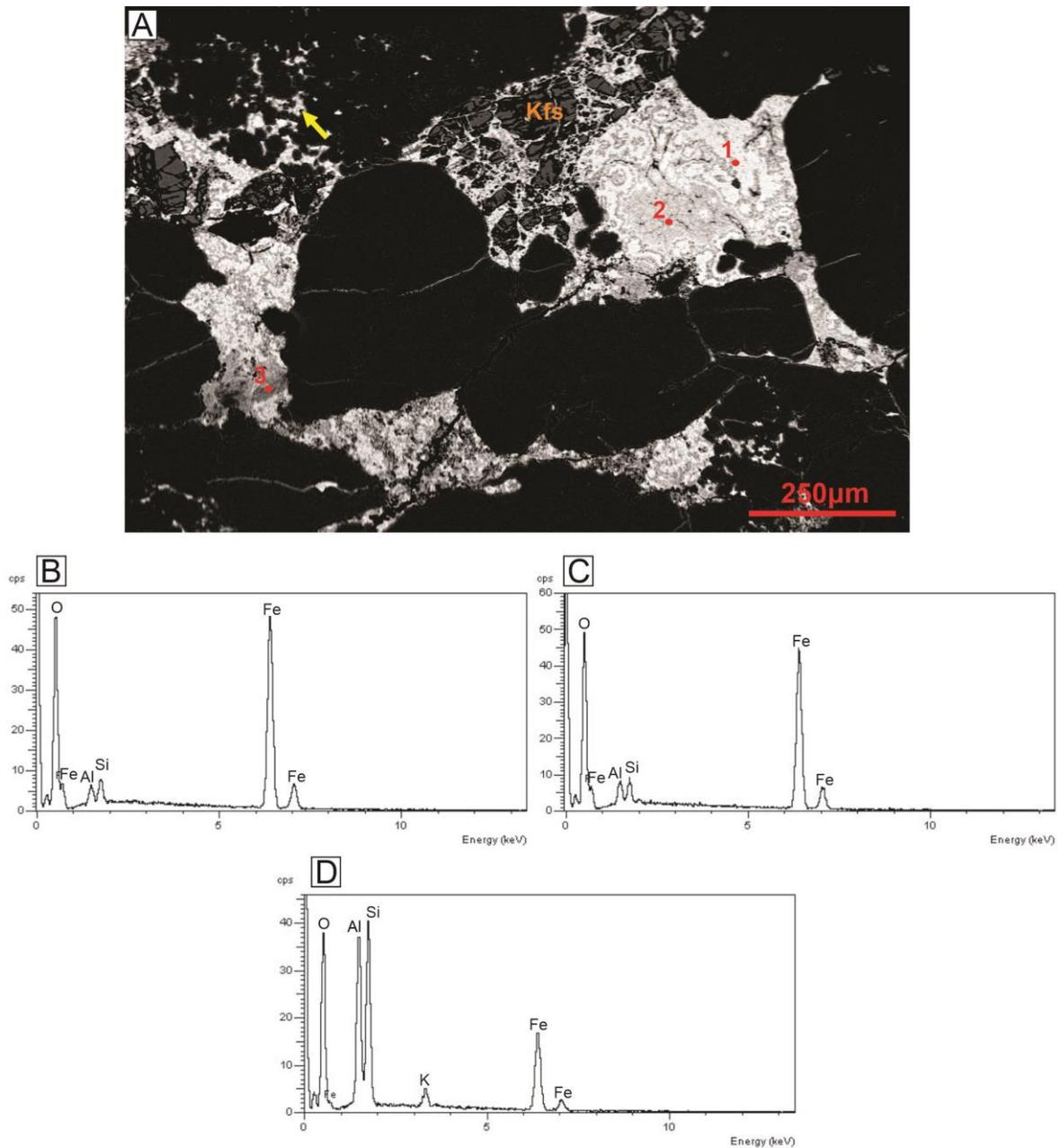


Figura 20-A) Imagem em MEV da lâmina CP6-252, presença de feldspato alcalino (Kfs) intensamente alterado, cimentação na parte superior nos pontos de análise 1 e 2 possui hábito botrioidal, cimentação ocorre também nas regiões de dissolução de grãos (seta amarela); B) Análise EDS do ponto 1, predomínio de óxido de ferro; C) Análise EDS do ponto 2, predomínio por óxidos de ferro; D) Análise EDS para ponto 3, mistura de fases como óxido de ferro e aluminossilicatos.

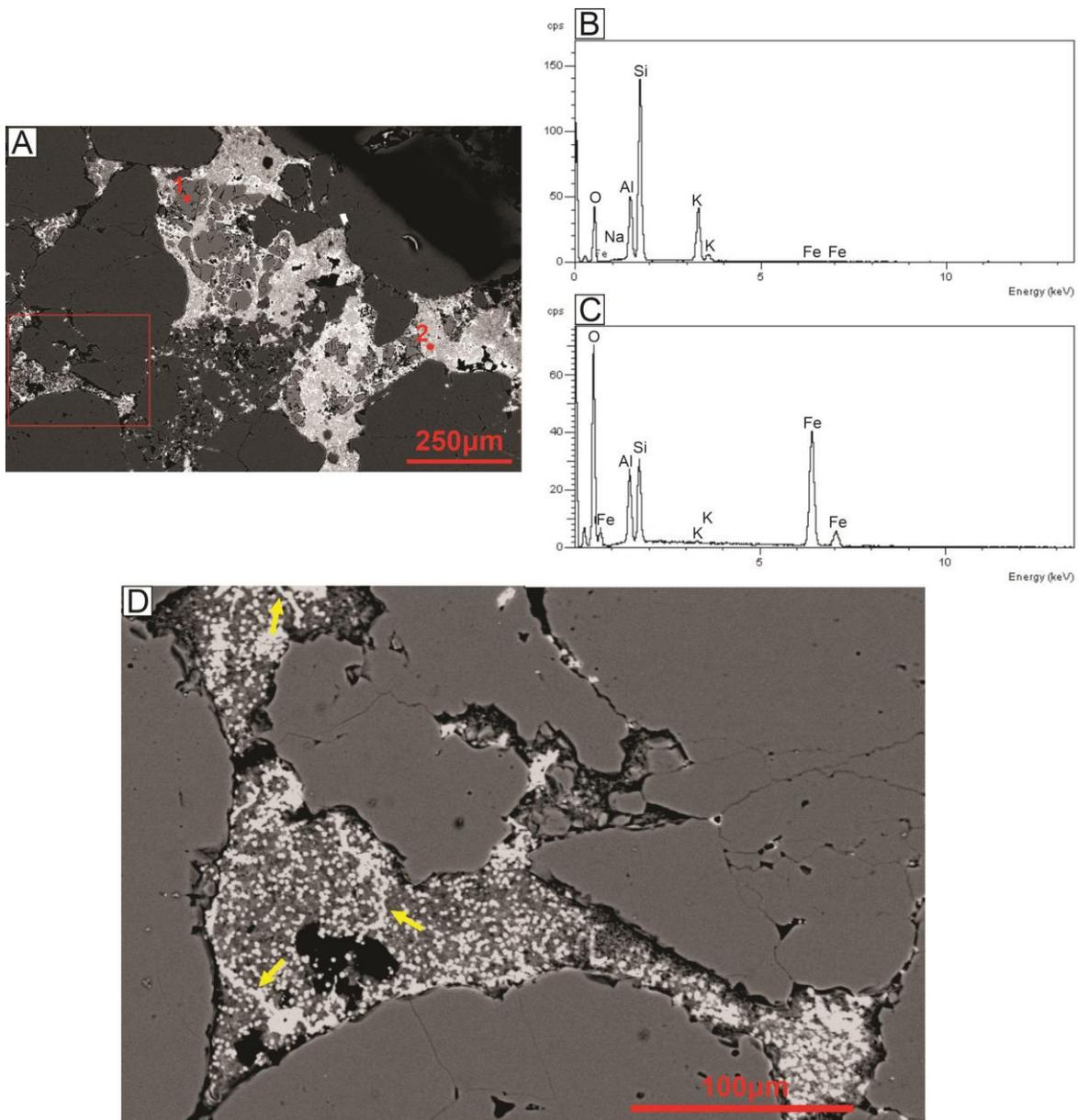


Figura 21-A) Imagem em MEV da amostra CP6-252, região indicada corresponde a imagem D; B) Análise EDS do ponto 1 corresponde a um feldspato alcalino; C) Análise EDS do ponto 2 aponta mistura de óxidos de ferro e aluminossilicatos. D) Região ampliada indicada na imagem A, poro preenchido por óxidos de ferro em hábito granular, algumas regiões ocorrem possíveis filamentos (Setas amarelas).

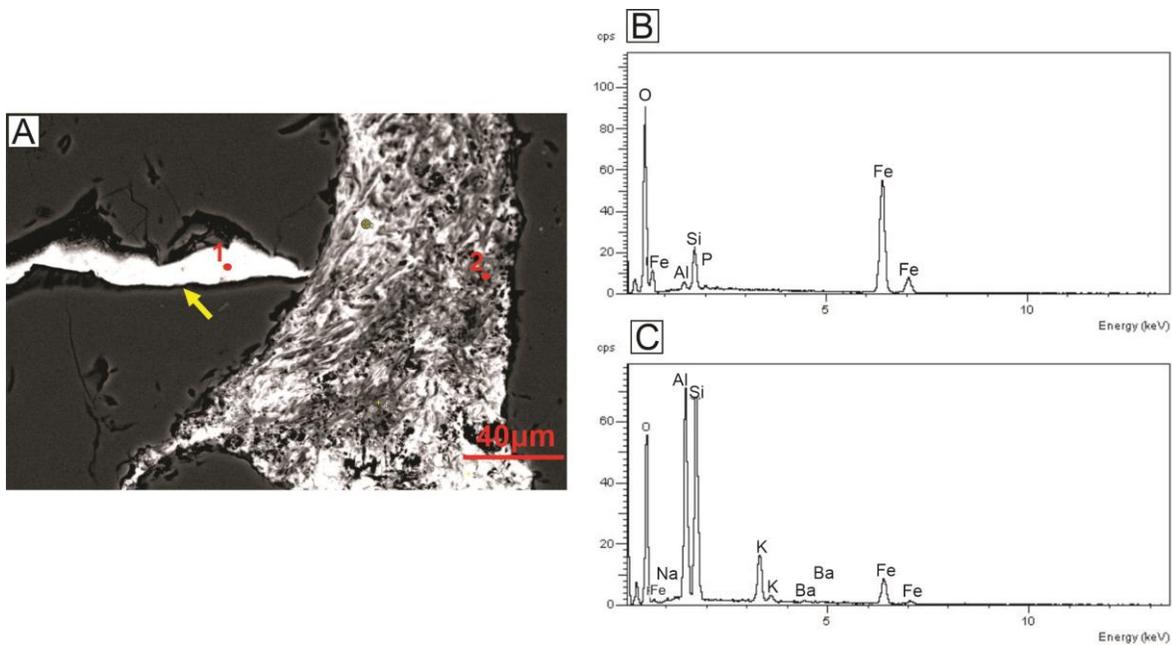


Figura 22- A) Imagem MEV da amostra CP6-252, seta amarela indica fratura de grão preenchida pela cimentação; B) Análise EDS do ponto 1 com predomínio de óxido de ferro e uma contribuição de fósforo e silício; C) Análise EDS do ponto 2, possível presença de argilominerais com potássio.

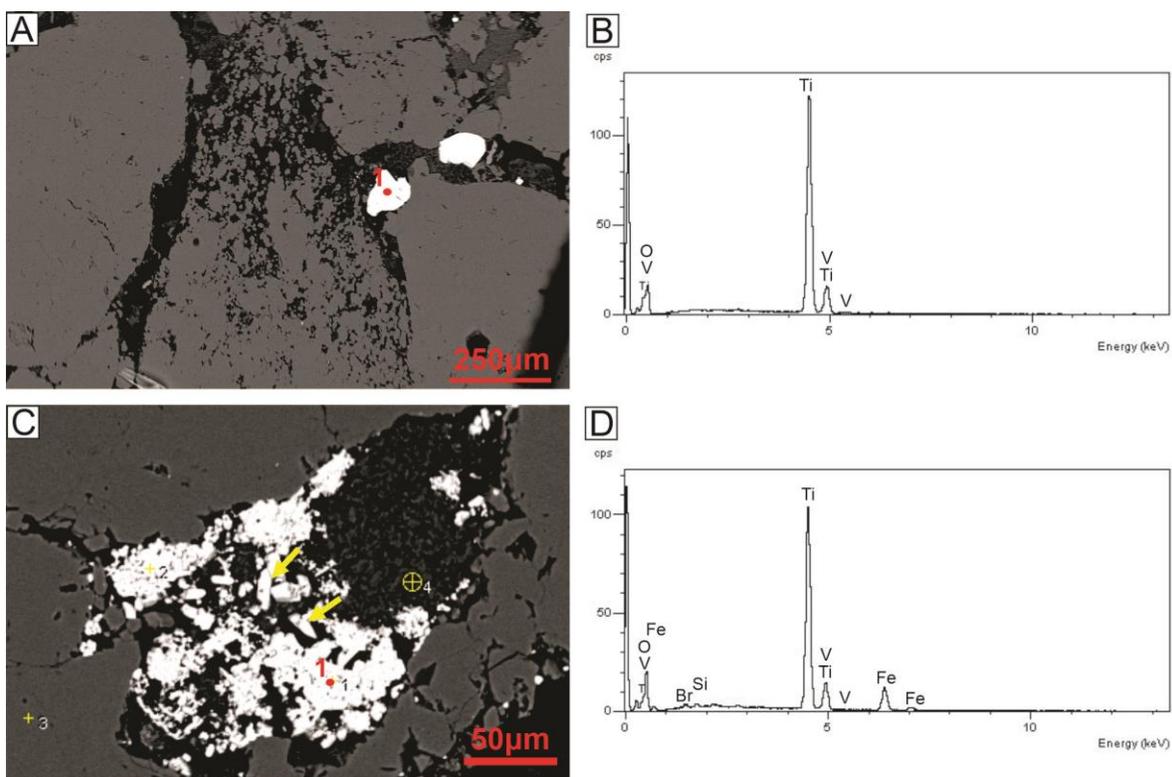


Figura 23- A) Imagem MEV da lâmina CP6-254; B) Análise EDS do ponto 1 na figura A, ocorrência de rutilo; C) Imagem MEV da lâmina CP6-254, poro parcialmente preenchido

por grãos com hábitos prismáticos a bipiramidal (Setas amarelas); D) Análise EDS do ponto 1 da imagem C, possível anatásio.

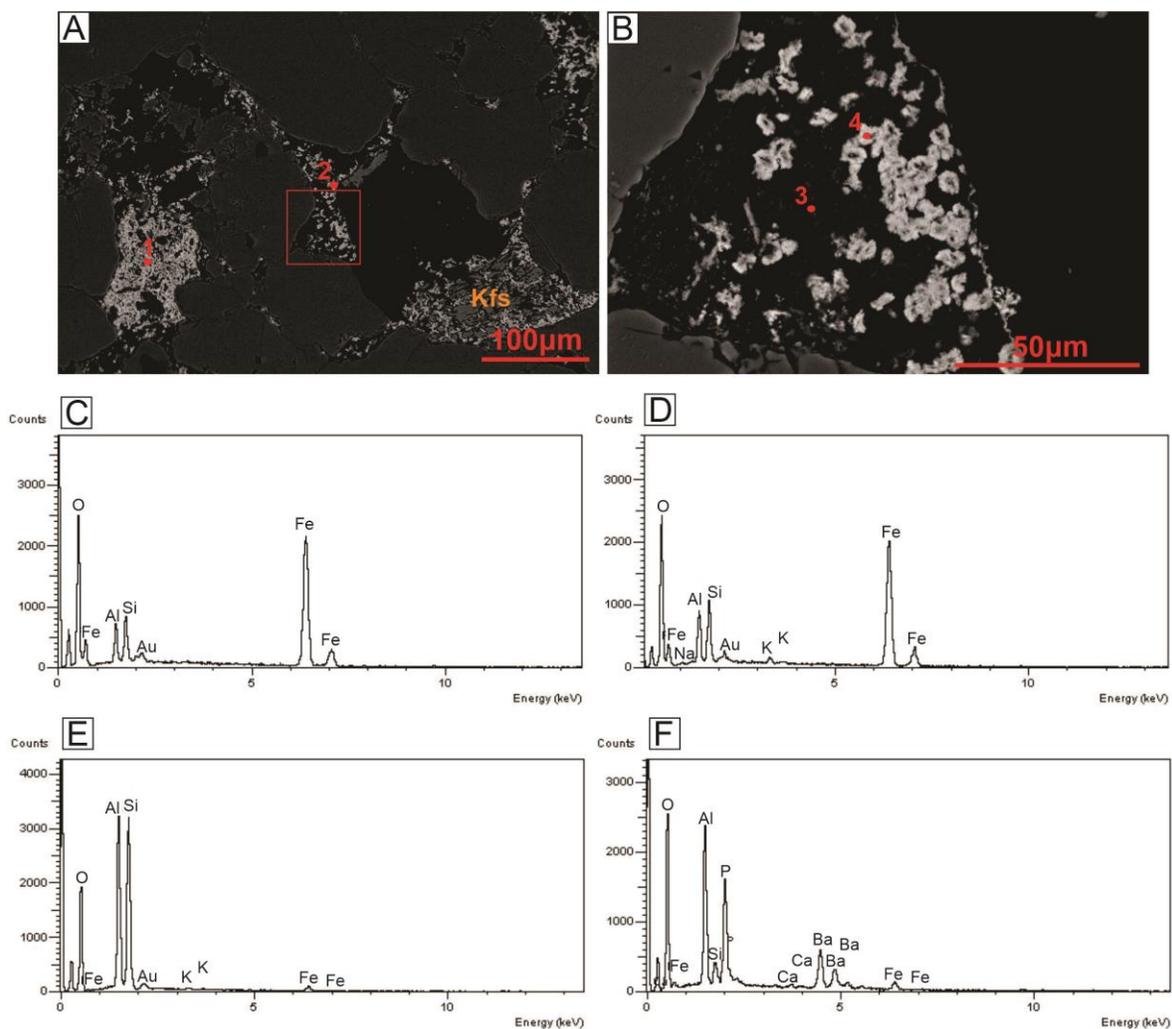


Figura 24-A) Imagem MEV da amostra CP6-252, ocorre feldspato alcalino intensamente alterado (kfs) e a cimentação possui hábito fibro-radial; B) Ampliação na área indicada na imagem A, maior detalhe dos grãos isolados com hábito descrito; C) EDS do ponto 1, predomínio de óxido de ferro; D) EDS do ponto 2, mistura de fases minerais como óxidos de ferro e aluminossilicatos; E) EDS do ponto 3, aluminossilicatos; F) EDS do ponto 4, mistura de fases de óxido de ferro, fosfato de cálcio e aluminossilicatos.

5.5. Mapeamento por Fluorescência de Raio-X (μ -XRF)

Para amostra CP6-245 (*Conichnus*) foram obtidos mapas elementais dos seguintes elementos, enxofre, ferro, manganês, silício, cloro, enxofre, vanádio, titânio, cálcio e potássio. Nota-se que no cimento estão correlacionados ferro, enxofre e cloro. Os demais elementos, com exceção do silício, ocorrem pontualmente (Figura 25).

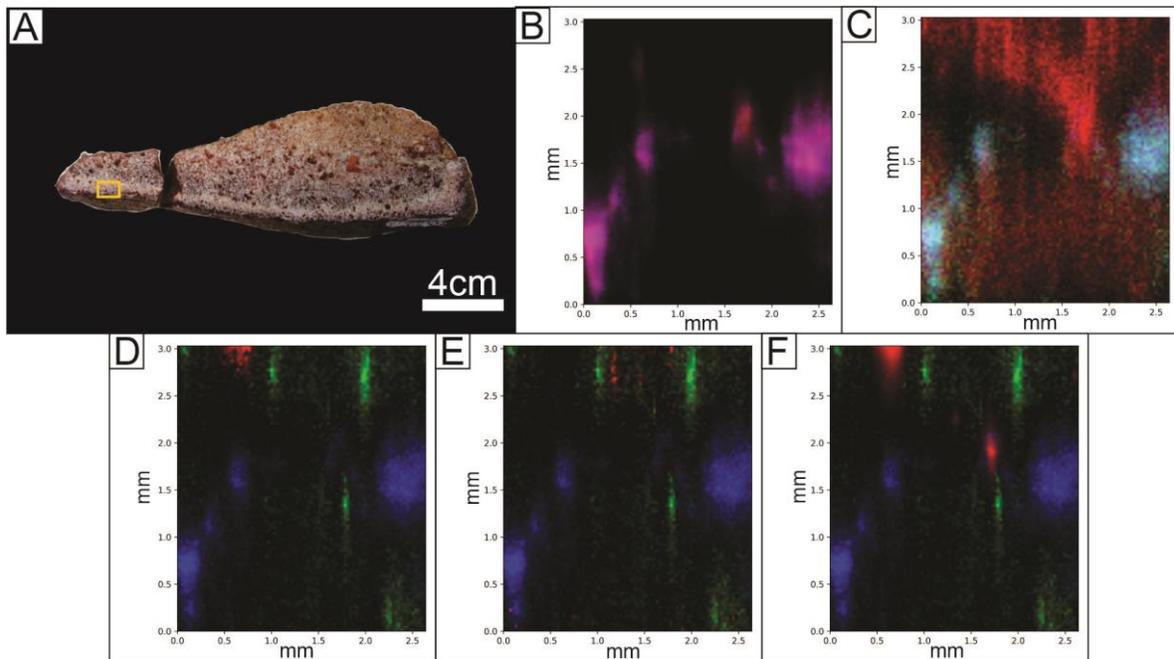


Figura 25-A) Amostra CP6-245, região analisada indicada em amarelo; B) Mapa elemental de ferro (vermelho) e enxofre (azul); C) Mapa elemental de silício (vermelho), enxofre (azul) e cloro (verde); D) Mapa elemental de cálcio (verde), enxofre (azul), vanádio (vermelho); E) Mapa elemental de cálcio (verde), enxofre (azul), manganês (vermelho); F) Mapa elemental de cálcio (verde), enxofre (azul) e titânio (vermelho).

Na amostra CP6-252 (Icnito C) foram obtidos mapas elementais dos seguintes elementos silício, manganês, cromo, enxofre, cálcio, titânio, ferro e potássio (Figura 26). Observa-se que ferro e manganês aumentam para topo da amostra, assim como junto ao cimento ocorrem enxofre e cromo. O silício delimita as regiões de grãos de quartzo. Demais elementos ocorrem de modo pontual na região analisada.

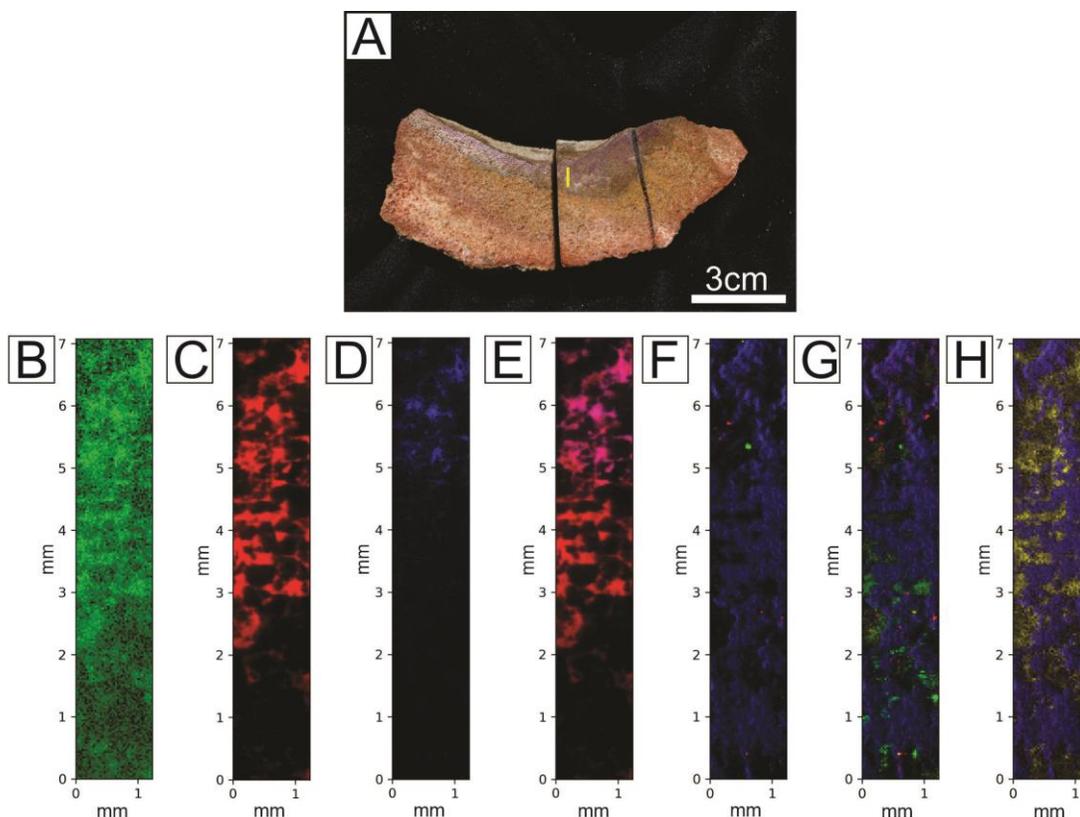


Figura 26- A) Amostra CP6-252, região analisada indicada em amarelo; B) Mapa elemental de enxofre (verde); C) Mapa elemental de ferro (vermelho); D) Mapa elemental de manganês (azul); E) Mapa elemental de manganês (azul) e ferro (vermelho); F) Mapa elemental de cálcio (vermelho), silício (azul) e titânio (verde); G) Mapa elemental de silício (azul), cálcio (vermelho) e vanádio (verde); H) Mapa elemental de silício (azul) e Cromo (amarelo).

5.6. Datação

Foi realizado a análise dos zircões detríticos nas amostras CP6-243-B e CP6-249, CP6-250, CP6-251, sendo assim foi possível determinar uma idade máxima de deposição, considerando a idade do zircão mais novo da amostra (Coutts et al., 2019), de 565 ± 9 Ma para razão de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, ou seja, idade Ediacarana (Neoproterozoico). Há presença de um zircão de idade de 526 ± 12 Ma, no entanto sua concordância é muito baixa com valor de 71%. Ao todo foram datados 58 zircões e com os valores obtidos foi possível plotar o diagrama da concórdia (Figura 27), nota-se maior concentração de zircões de idades Neoproterozoicas.

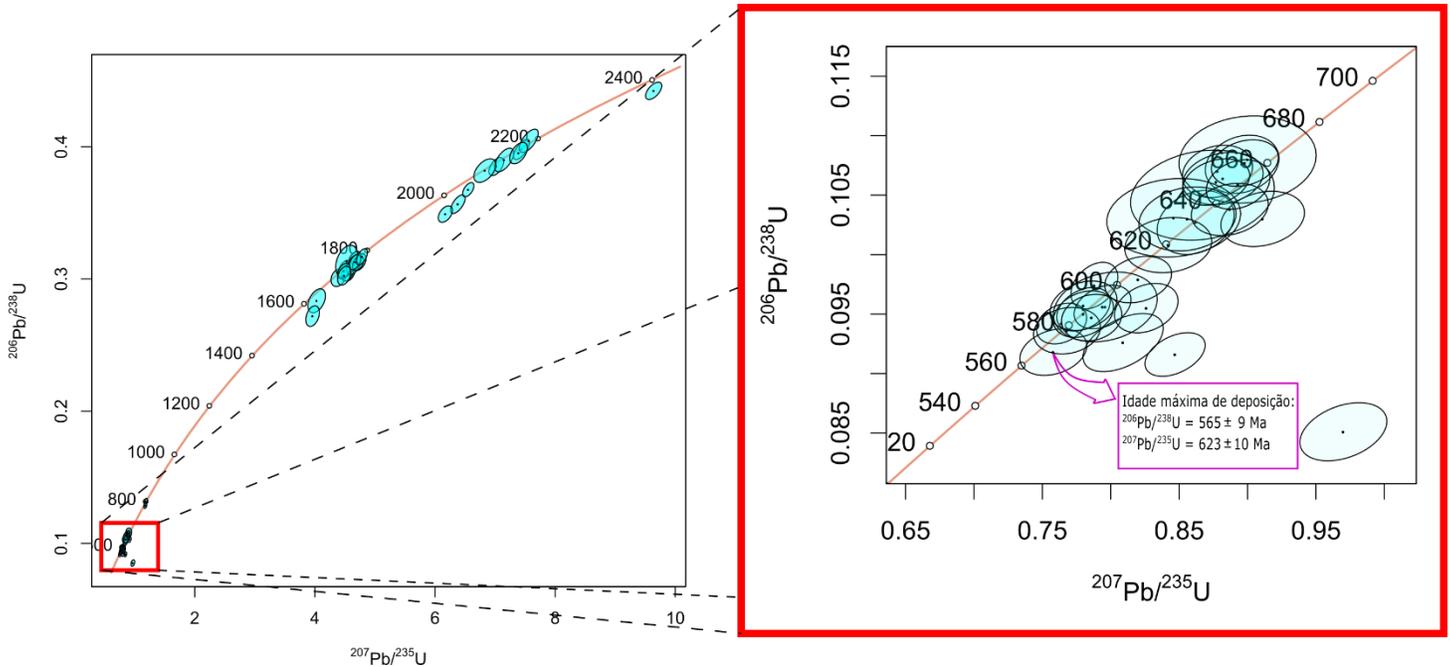


Figura 27 - Gráfico da Concordia com valores dos zircões analisados (n=58) das amostras CP6-243-B e CP6-249, CP6-250, CP6-251.

Principais distribuições ocorrem no Neoproterozoico, com maior quantidade de zircões, total de 20, no período Ediacarano, e no Paleoproterozoico, com destaque para período Staheriano e Rhyaciano, com 16 e 6 zircões respectivamente, apenas um zircão foi datado para Mesoproterozoico, de idade Calymmiana. Os zircões datados, assim como ponto onde foi efetuado a análise, são indicados na Figura 28 e organizados segundo seus grupos de idade.

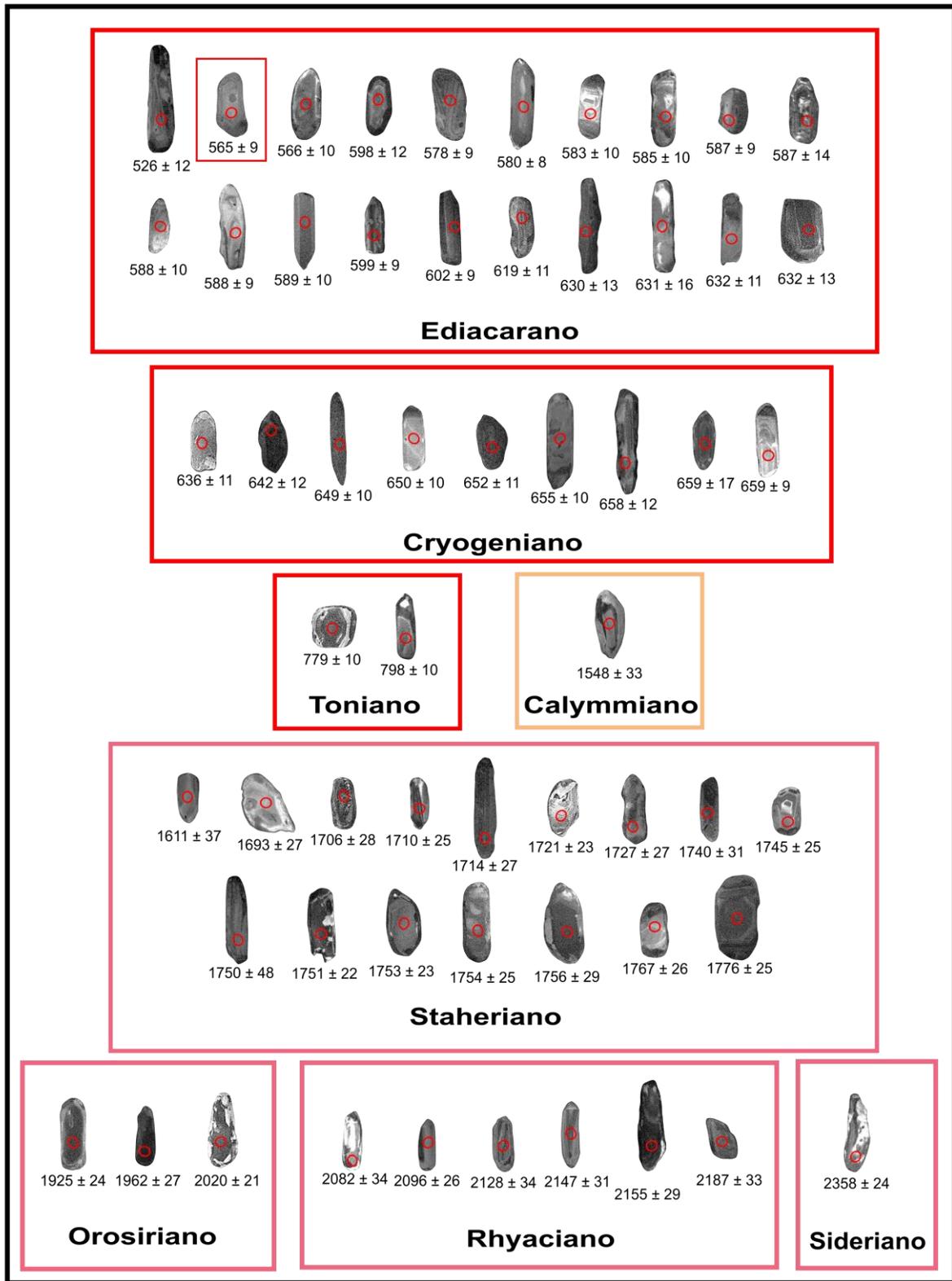


Figura 28- Imagem dos zircões datados e pontos analisados para as amostras CP6-243-B e CP6-249, CP6-250, CP6-251.

Para melhor observar a distribuição dos zircões analisados ao longo do tempo se optou por plotar um gráfico da estimativa de densidade kernel (abreviação em inglês KDE) e o histograma (Figura 29). Dessa forma, foi possível comparar com dados descritos por Cerri et al (2021), a partir dos principais eventos tectônicos e tectônicos que deram origem as rochas da área fonte dos sedimentos da Formação Ipu definidos por Araújo et al (2012).

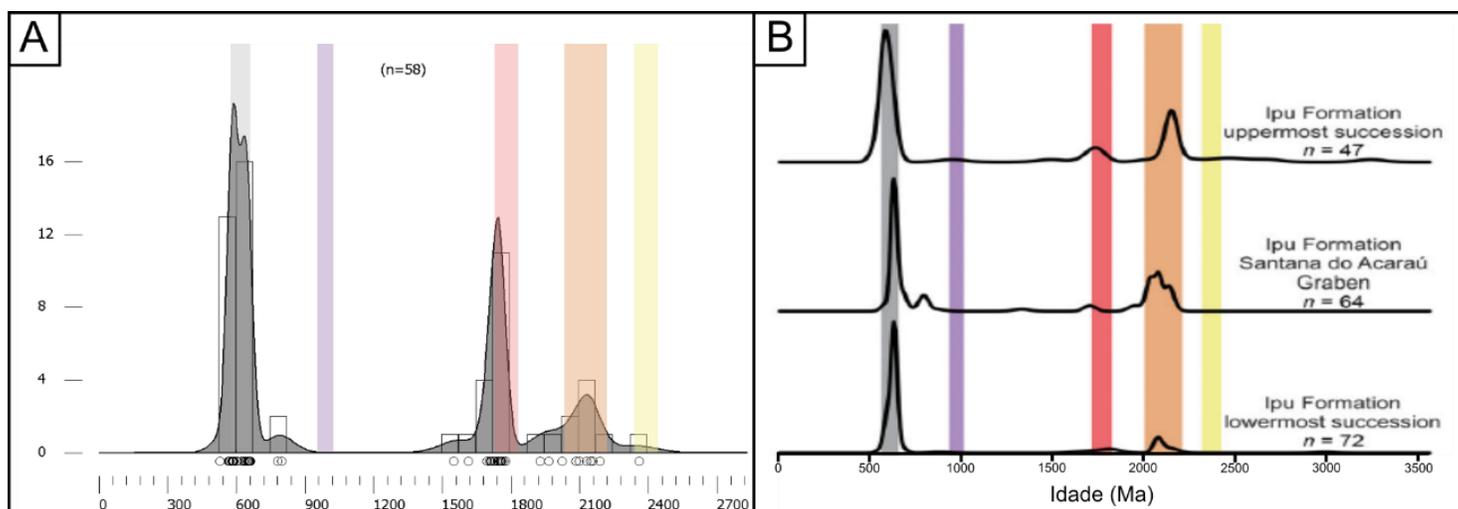


Figura 29- A) Gráfico da estimativa de densidade kernel (KDE) e o histograma das amostra CP6-243-B e CP6-249, CP6-250, CP6-251, com zonas indicadas segundo Araújo et al. (2012), onde em cinza representa o metamorfismo regional durante a orogenia Brasileira (entre 550-640 Ma) e Complexo granítico-migmático Tamboril-Santa Quitéria (610-640 Ma), em roxo representa evento associado a unidade Cariris Velhos (920-1000 Ma), em vermelho o evento extensional durante Stathariano (1700-1800), laranja representa a orogenia Rhyaciana (2000-2200 Ma) e o amarelo o evento Sideriano (2300-2400 Ma). B) Gráficos KDE de Cerri et al (2021) da sessão inferior, intermediária (Santana do Acaraú) e superior da Formação Ipu. Gráficos foram plotados segundo descrito em Vermeesch (2012).

6. DISCUSSÃO

Os icnofósseis da Formação Ipu se mostraram como um objeto de estudo importante, já que a icnocenose de *Circulichnis*, *Conichnus*, *Palaeophycus* e *Planolites* tem uma distribuição espacial considerável na região nordeste da Bacia do Parnaíba (Viana et al., 2010; Barroso, 2012; Souza et al., 2015; Barroso, 2016; Viana et al., 2018). Não existem trabalhos detalhando a presença desses icnofósseis na estratigrafia da Formação Ipu. Esta unidade litoestratigráfica, de modo geral exibe na sua porção basal conglomerados, que são sucedidos por arenitos finos a grossos de estratificação cruzada acanalada, intercalados com arenitos conglomeráticos e até conglomerados e, na porção superior ocorrem diamictitos e arenitos (Vaz et al., 2007; Batista, 2015; Assis et al., 2019; Cerri et al., 2020, 2021).

Na bibliografia as interpretações paleoambientais para essa unidade são de rios entrelaçados e leques aluviais, mas também ambiente deltaico a estuarino com influência fluvial. O final da sucessão é marcado por depósitos glaciais, segundo Assis et al. (2019) essa influência glacial ocorre desde a deposição dos conglomerados basais.

Ocorrência dos mesmos icnogêneros descritos nesta pesquisa em uma ampla região pode indicar uma possível semelhança de condições ambientais, dessa forma deve se discutir a respeito da icnofácies presente. A presença de *Conichnus*, que representa tocas ou feições de fixação nos sedimentos de alguns grupos de cnidários, como é caso dos Actinaria e Ceriatharia (Bromley, 1996), é compatível com ambientes moderados a de alta energia (Mata et al., 2012), já os icnogêneros *Circulichnis*, *Paleophycus* e *Planolites* descrevem atividade de bioturbação entre os sedimentos e tem uma ampla ocorrência ambiental.

A icnofácies mais adequada para essa icnocenose é a Skolithos, que reúne icnofósseis de ambientes costeiros de média a alta energia, da zona *shoreface* em ambientes costeiros dominados por ondas, ou submaré, em ambientes costeiros dominados por marés (Miller et al. 2007). A litologia condiz com essas características já que são arenitos médios a grossos, alguns até arenitos conglomeráticos, com predomínio de quartzo, indicam uma energia moderada a alta de durante a deposição. Todos esses icnogêneros podem ser encontrados dentro da icnofácies Skolithos (Miller et al. 2007, Buatois e Mangano, 2011;

Knaust e Bromley, 2012), a ocorrência em outros locais de *Arenicolites* e *Skolithos* (Souza et al., 2015; Viana et al., 2018), só reforçam essa possibilidade.

Sendo assim, em algum momento da deposição da Formação Ipu houve alguma influência marinha. Ao analisar a distribuição KDE de zircões do afloramento estudado e comparando com a distribuição KDE de Cerri et al. (2021), partindo do pressuposto de que ao longo da deposição dos sedimentos dessa formação acontece uma mudança da área fonte, isso implica na mudança na distribuição dos zircões dentro do gráfico de densidade e/ou histograma. Foi observado uma semelhança com as amostras analisadas pelos autores em Santana do Acaraú. Apenas com uma contribuição maior de zircões do evento extensional do Stathariano (1700-1800) (Araújo et al. 2012), ou seja, os arenitos icnofossilíferos estão localizados na porção intermediária a superior da coluna estratigráfica da Formação Ipu.

Segundo Cerri et al. (2021) para as sucessões mais de topo da unidade ocorrem depósitos correlacionados a deltas. A icnocenose corresponde a um ambiente semelhante que é condizente com a icnofácies escolhida. Mesmo em ambientes sob influência glacial, que seria o caso da Formação Ipu, a icnofácies *Skolithos* corresponde a ambientes costeiros (Buatois et al., 2010).

Se levanta a hipótese da ação microbial nesses arenitos durante sua deposição, já que ocorrem no afloramento possíveis MISS (Figura 17) e os aspectos observados na petrografia para a cimentação por óxido/hidróxido de ferro, pode ter sido o resultado da precipitação de minerais de ferro durante a eodiagenese pela ação microbial, já que essa matriz orgânica entre sedimentos pode induzir e fornecer sítios de precipitação mineral, gerando assim uma cimentação. Essa região mais cimentada corresponde a uma interface água - sedimento, onde ocorre a bioturbação.

Segundo Noffke (2010) a organização das comunidades de microorganismos, como cianobactérias, na formação de biofilmes e esteira microbianas nos sedimentos depende das condições dinâmicas do ambiente. Como os arenitos estudados e a icnofácies *Skolithos* indicam ambiente de energia elevada, é adequado supor que esses depósitos tenham sido colonizados por biofilmes ou até o desenvolvimento de esteiras microbianas endobentônicas. Durante a deposição esses sedimentos com presença de biofilmes interagem com os organismos que são responsáveis pelo icnogênero *Conichnus*, essa

interação pode ter provocado uma melhor definição horizontal do icnito, conferindo o aspecto circular em epirrelevo positivo observado no afloramento.

Nesse momento poderia ter ocorrido a primeira precipitação do cimento, a presença de grãos de quartzo recobertos ou dentro de uma matriz de óxido e hidróxidos de ferro, que foi observada em petrografia no topo das amostras (Figura 18A), indicam a formação desse cimento durante a eodiagênese, esse processo é também relatado por Garcia-Hidalgo et al. (2018), como de origem biótica.

Garcia-Hidalgo et al. (2018) descrevem ocorrência de uma crosta ferruginosa em arenitos, onde a ação de bactérias oxidantes de ferro, pode ter sido responsável pela precipitação de hidróxidos de ferro (Goethita) durante a eodigênese. Essa cimentação de origem biótica segundo os autores é suportada pela presença de MISS, laminações do tipo de estromatólito, feições de dissolução nas superfícies dos grãos de quartzo e a preservação de organismos, estruturas e filamentos.

Nesta pesquisa, ocorrem goethitas botrioidais com estruturas fibroradiais semelhantes as descritas por Garcia-Hidalgo et al. (2018), que segundo os autores podem ser relacionadas a ação microbiana na oxidação de ferro.

Assim como, é observado feições de borda corroída em petrografia nos grãos de quartzo, que também podem corresponder à ação microbiana também durante a eodiagênese. Esses microorganismos aderidos aos grãos acabam por induzir mudanças de pH e Eh por sua atividade metabólica, e assim capaz de alterar a superfície de grãos (Brehm et al., 2005; Garcia-Hidalgo et al., 2018).

Filamentos bacterianos são superfícies comuns para precipitação mineral, acabando por se preservar no registro geológico. Williams et al. (2015) descreveram a precipitação de Goethita como esférulas radiais em filamentos de cianobactérias, semelhante ao observado na Figura 21D na amostra CP6-252, no entanto, é mais adequado definir esse tipo de estruturas por meio de análises em MEV/EDS diretamente na amostra, sendo assim, é necessária uma análise mais aprofundada nesse tipo de estrutura para atestar sua biogenicidade (Preston et al., 2011).

A cimentação por óxido de ferro em arenitos pode ter também origem inorgânica, é comum a formação desse tipo de cimentação a partir da alteração de minerais máficos presentes, como magnetita, biotita e piroxênios, que ao se oxidarem inicialmente podem

produzir goethita ou limonita que após desidratação na diagênese se torna hematita (Tucker, 2001). Assim como, intemperismo tropical nos continentes pode fornecer uma fonte de ferro, que é transportado em fases amorfas junto com sedimentos ou até recobrando os grãos de quartzo (Tucker, 2001).

Além da deposição direta de óxidos de ferro, pode ocorrer uma cimentação a partir da decomposição de matéria orgânica por bactérias anaeróbicas que diminuem a concentração de O₂, induzindo condições redutoras em sedimentos após o soterramento, nessas condições são estáveis, as fases minerais ferrosas (Fe²⁺) e podem ser precipitadas nas porosidades (Tucker, 2001).

Ainda durante a eodiagênese, mas após o soterramento inicial, a presença significativa de matéria orgânica pode ter sido alvo da exploração e alimentação dos organismos produtores dos icnogêneros *Circulichnis* e *Planolites*, assim como abrigar os icnitos de habitação, correspondentes ao *Paleophycus*, todos esses aqui descritos.

De modo geral, quando há soterramento dos biofilmes, estes passam pelo processo de decomposição e ação de bactérias anaeróbicas e redutoras de elementos como enxofre, ferro e manganês (Fortin e Langley, 2005; Callow e Brasier, 2009; Noffke, 2010). O ambiente redutor nesse momento tem potencial de reduzir os elementos, como ferro (III) e o sulfato presente nas águas intersticiais dos sedimentos, que quando reduzidos são adsorvidos nas superfícies orgânicas. A seguir, podem reagir com enxofre, com formação de fases amorfas, como monossulfeto de ferro, que é metaestável e depois acabará formando pirita durante a diagênese (Noffke, 2010; MacGabhan et al. 2019). Este processo descrito com formação pretérita de pirita, pode explicar a correlação entre ferro e enxofre observado nos mapas de μ -FRX (Figura 25B e 25B-C). Outros elementos maiores também presentes no sistema podem passar por esse processo promovendo a formação de aluminossilicatos (MacGabhan et al., 2019; Laflame et al. 2010).

Eventos de bioturbação poderiam induzir a oxigenação das areias, mas de forma local (Becker-Kerber et al., 2017), como observado nas amostras CP6-253 a 255, que corresponde ao icnogênero *Palaeophycus*. Ao redor deste foi observada uma banda de coloração amarela, que corresponde a um predomínio de goethita, que poderia indicar condições mais oxidantes durante a eodiagênese.

Diante disso, o predomínio da cimentação no topo das amostras e sob os icnofósseis tem origem eodiagênética, algumas amostras, como CP6-241 e CP6-252, possuem nas regiões mais cimentadas a presença de uma granulometria menor e mais selecionada e algumas muscovitas junto ao cimento (Figura 18C). Essas texturas em rochas podem representar processo de aglutinação e trapeamento de biofilmes (Noffke, 2009; Noffke, 2010).

O tipo de cimentação conferiu a melhor preservação dos icnitos aqui descritos, é comum com a biota de Ediacara (Mapstone e Mcilroy, 2006; Laflamme et al., 2010), mas pode também ocorrer no Paleozoico (Mac Gabhann et al., 2019).

O manganês presente, sendo notável sua presença no topo da amostra CP6-252 (Figuras 26D-E), pode também ser explicado por processos microbialmente induzidos, é conhecido como ação microbial é impactante na acumulação de manganês em sedimentos, já que energia de ativação na oxidação manganês (II) em manganês (III e IV) é alta, assim formação de óxidos de manganês é favorecido por organismo catalizadores (Tebo et al. 2004, 2005).

Algumas bactérias oxidantes de Mn (II) são capazes de produzir EPS e construir biofilmes, onde esses óxidos de manganês acabam aderidos (Tebo et al., 2004). Obviamente, a formação de óxidos de manganês não é exclusivamente de origem biótica, já que existem reações inorgânicas para sua precipitação ou pode se formar óxidos de manganês a partir da alteração de minerais já presentes (Johnson et al., 2013, Melton et al., 2014).

De fato, manganês pode ter formação exclusivamente por reações inorgânicas, mas se fosse um processo exclusivamente digenético, por que não está difundido ao longo de toda amostra? Sua ocorrência no topo da amostra, justamente onde há maior cimentação por óxido de ferro, conhecendo que manganês tem forte influência microbial no seu ciclo biogeoquímico, poderia, portanto, estar relatado a ação microbial nessa região.

Ainda é necessário entender a que fases minerais o manganês está associado e seu estado de oxidação, sua ausência nos pontos analisados em EDS implicam em uma concentração menor do que o limite de detecção do aparelho (5%). Não fica claro então se representam de fato óxidos de manganês ou está presente em outras fases minerais (hematita, goetita) como elemento traço (Becker-Kerber et al., 2017).

Outros minerais formados na eodiagênese podem suportar a ação microbiana nos arenitos. Assim, a ocorrência de óxidos de titânio (Figura 23C), podem representar anatásio autigênico (Bower et al. 2015, Callefo et al. 2019). Ainda, segundo Bower et al. (2015) alguns minerais formados durante a eodiagênese por influência de cianobactérias podem representar fases precursoras. Como, por exemplo, akaganeita, fase de óxido de ferro com cloro, que durante estágios mais avançados da diagênese pode formar hematita, talvez a correlação de cloro no cimento observada na figura 25C possa representar indício dessa fase na amostra CP6-245.

Formação de argilominerais intermediados pela decomposição de biofilmes e esteiras microbianas é possível segundo Mac Gabhann et al. (2019). Newman et al. (2017) apontam não apenas incorporação de minerais de ferro, mas também de alumínio nos filamentos de cianobactérias.

No entanto, os argilominerais relatados da Formação Ipu correspondem a caulinita formada a partir da alteração de feldspatos (Batista et al., 2020). Segundo Mapstone e McIlroy (2006), a formação de caulinita autigênica requer águas ácidas e pouca atividade de K, podendo ainda ter ocorrido durante a eodiagênese. Observa-se que os poucos grãos de feldspatos, que na maioria correspondem a feldspatos alcalinos intensamente alterados, podem ter sido fonte para formação dos argilominerais presentes na amostra.

Durante a mesodiagênese, esses arenitos sofreram uma compactação moderada, com compactação mecânica no início, marcada pela presença de quartzos fraturados (Figura 18B) e deformação de micas (figuras 18C e 19E), e uma compactação química mais tardia, visto que há contato de grãos côncavo-convexo (Tucker, 2001; Morad et al., 2002). Ocorre também dissolução de grãos de quartzo (Figura 19F), gerando escassa porosidade secundária nesses arenitos, a consequência de um aumento no pH ou a introdução de fluidos pouco mais alcalinos durante a diagênese (Tucker, 2001; Morad et al., 2002). Além da compactação, que pode ter gerado uma alteração nas dimensões dos icnitos, não há nenhuma evidência que outro processo pode ter afetado os icnofósseis nessa etapa.

Uma vez que, somente foram observados óxidos e hidróxidos de ferro na cimentação, que podem corresponder respectivamente a hematita e goethita, mas como os mapas elementais (Figura 25B e 25B-C) indicam a presença de enxofre co-localizado com ferro e como foi discutido anteriormente, existe a possibilidade de pirita ter sido um dos

minerais precursores desses óxidos. Uma mudança para um ambiente oxidante durante a telodiagênese, ou seja, proximidade com a superfície e/ou interação de águas meteóricas provocou esse evento de oxidação (Morad et al., 2002; Becker-Kerber et al., 2017; Mac Gabhann et al., 2019). Evento este que não apenas propiciou a oxidação desses minerais como provocou uma reprecipitação de óxidos e hidróxidos de ferro, já que ocorre fraturas preenchidas por essa cimentação (Figuras 19B e 22A). Durante esse processo de cimentação na telodiagênese podem ter sido obliteradas texturas e estruturas produzidas microbialmente. Resultado é uma fina camada no topo dos arenitos muito cimentada por óxidos e hidróxidos de ferro, possivelmente hematita, nas regiões opacas e avermelhadas, e goethita, nas regiões mais amarelas.

Uma cimentação durante a eodiagênese pode ter contribuído na melhor preservação do icnogênero *Conichnus* e ter gerado o aspecto em epirrelevo positivo. Para os demais icnofósseis, *Circulichnis*, *Palaeophycus* e *Planolites* pode ter contribuído com melhor definição nesses arenitos mais grossos.

7. CONCLUSÕES

A icnocenose presente composta pelos icnogêneros *Circulichnis*, *Conichnus*, *Palaeophycus* e *Planolites*, juntamente com cinco icnogêneros não diferenciáveis, representa icnofácies *Skolithos* para os arenitos do afloramento estudado. Essa icnofácies corrobora para uma influência marinha entre os depósitos conglomeráticos da base e os diamictitos e depósitos glaciais do topo da Formação Ipu. A idade máxima de deposição foi de 565 ± 9 Ma e com base nos gráficos KDE observou-se que esses arenitos correspondem a região intermediária para topo da coluna estratigráfica da Formação Ipu.

A preservação desses icnofósseis pode ser atribuída a ação microbiana (biofilmes ou esteiras microbianas endobentônicas) no substrato, conferindo certa estabilidade mecânica e promovendo uma cimentação inicial durante a eodiagênese.

Algumas características que contribuem para a interpretação da influência de biofilmes, são a cimentação por óxido e hidróxidos de ferro (hematita e goethita), no início da eodiagênese, acompanhada de uma seleção de grãos menores nas áreas mais cimentadas próxima aos topos dos icnofósseis, fragmentos de muscovita aderidos junto ao cimento, e bordas de corrosão em quartzos. Análises em μ -XRF apontam para presença de manganês no topo da amostra CP6-252, que tem seu ciclo biogeoquímico muito influenciado pela atividade microbiana. Além do enxofre, que pode representar junto com o ferro minerais de pirita formados durante a eodiagênese e que correspondem ao processo de decomposição desses biofilmes e que foram posteriormente alterados na telodiagênese, produzindo a cimentação observada atualmente.

Em resumo a eodiagênese é marcada principalmente por cimentação de óxidos de ferro, alteração de feldspatos, formação de argilominerais, tardiamente a formação de pirita com o soterramento inicial. Mesodiagênese é marcada por processos de compactação mecânica e química, mas também ocorrem a dissolução parcial de grãos de quartzo. Durante a telodiagênese ocorre a principalmente reações de oxidação, alterando pirita em óxidos e hidróxidos de ferro, que provocou uma nova cimentação.

Algumas estruturas relatadas como MISS, hábitos de minerais descritos em MEV, como goethita botrioidal com estruturas fibroradiais e de possíveis filamentos, devem ser analisadas com cautela, mas fornecem bons alvos de estudos para melhor caracterizar as

possíveis bioassinaturas nesses sedimentos. Apesar da ausência de estruturas conhecidas relacionadas a biofilmes e esteiras microbianas em petrografia devido à natureza dos depósitos, análises auxiliares como MEV/EDS e mapeamento μ -FRX mostraram adequadas para indicar uma possível origem biótica para preservação dos icnofósseis da Formação Ipu.

8. BIBLIOGRAFIA

ARAUJO, C. E. G.; CORDANI, U. G.; BASEI, M. A.s.; CASTRO, N. A.; SATO, K.; SPROESSER, W. M.. U–Pb detrital zircon provenance of metasedimentary rocks from the Ceará Central and Médio Coreau Domains, Borborema Province, NE-Brazil: tectonic implications for a long-lived neoproterozoic active continental margin. **Precambrian Research**, [S.L.], v. 206-207, p. 36-51, jun. 2012. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2012.02.021>.

ASSIS, A.P.; PORTO, A.L.; SCHMITT, R.s.; LINOL, B.; MEDEIROS, S.R.; MARTINS, F. Correa; SILVA, D.s.. The Ordovician-Silurian tectono-stratigraphic evolution and paleogeography of eastern Parnaíba Basin, NE Brazil. **Journal Of South American Earth Sciences**, [S.L.], v. 95, p. 102241, nov. 2019. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102241>.

AVANZINI, M.; CONTARDI, P.; RONCHI, A.; SANTI, G.. Ichnosystematics of the Lower Permian Invertebrate Traces from the Collio and Mt. Luco Basins (North Italy). **Ichnos**, [S.L.], v. 18, n. 2, p. 95-113, abr. 2011. Informa UK Limited. <http://dx.doi.org/10.1080/10420940.2011.573604>.

BARROSO, F. R. G.. **Fauna de Ediacara na Bacia do Jaibaras, Noroeste do Ceará: A primeira ocorrência no Nordeste do Brasil**. 2012. 87 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Curso de Geociências, Universidade Estadual Vale do Acaraú, Recife, 2012.

BARROSO, F. R. G.. **Invertebrados fósseis da Formação Ipu (Siluriano), Grupo Serra Grande, Bacia do Parnaíba**. 2016. 107 f. Tese (Doutorado) - Curso de Pós-graduação em Geociências, Universidade Estadual Vale do Acaraú, Pernambuco, Recife, 2012.

BATISTA, Z.V. Caracterização faciológica, petrográfica e diagenética das Sequências basais das bacias do Parnaíba, Araripe, São José do Belmonte e Lavras da Mangabeira: contribuição às possíveis correlações dos arenitos basais e suas implicações geotectônicas. 2015. 235 f. Tese (Doutorado) - Curso de Pós-graduação Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, 2015.

BATISTA, Z. V.; VIANA, M. S. S.; BARROSO, F. R. G.; AGOSTINHO, S. M.Oliveira; LIMA FILHO, Mario Ferreira de. Petrografia e Diagenese dos Arenitos Fossilíferos e Conglomerados Basais da Formação Ipu, no Noroeste do Ceará. **Revista de Geologia**, Fortaleza-Ce, v. 33, n. 1, p. 7-27, 2020.

BECKER-KERBER, B.; OSÉS, G. L.; CURADO, J. F.; RIZZUTTO, M. A.; RUDNITZKI, I. D.; ROMERO, G. R.; ONARY-ALVES, S. Y.; BENINI, V. G.; GALANTE, D.; RODRIGUES, F.. GEOBIOLOGICAL AND DIAGENETIC INSIGHTS FROM MALVINOKAFFRIC DEVONIAN BIOTA (CHAPADA GROUP, PARANÁ BASIN, BRAZIL): paleobiological and paleoenvironmental implications. **Palaios**, [S.L.], v. 32, n. 4, p. 238-249, abr. 2017. Society for Sedimentary Geology. <http://dx.doi.org/10.2110/palo.2016.082>.

BOWER, D. M.; HUMMER, D. R.; STEELE, A.; KYONO, At.. The Co-Evolution of Fe-Oxides, Ti-Oxides, and Other Microbially Induced Mineral Precipitates In Sandy Sediments: understanding the role of cyanobacteria in weathering and early diagenesis. **Journal Of Sedimentary Research**, [S.L.], v. 85, n. 10, p. 1213-1227, out. 2015. Society for Sedimentary Geology. <http://dx.doi.org/10.2110/jsr.2015.76>.

BOWER, D. M.; HUMMER, D. R.; STEELE, A.. AN EXPERIMENTAL LOOK AT THE TAPHONOMY OF CYANOBACTERIAL MATS IN SILICICLASTIC SEDIMENTS. **Palaios**, [S.L.], v. 32, n. 12, p. 725-738, 5 dez. 2017. Society for Sedimentary Geology. <http://dx.doi.org/10.2110/palo.2017.016>.

BREHM, U.; GORBUSHINA, A.; MOTTERSHEAD, D.. The role of microorganisms and biofilms in the breakdown and dissolution of quartz and glass. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, [S.L.], v. 219, n. 1-2, p. 117-129, abr. 2005. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2004.10.017>.

BROMLEY, R. G.. Trace Fossils Biology, Taxonomy and Applications. 2. ed. : Chapman & Hall, 1996. 378 p.

BUATOIS, L. A.; WISSHAK, M.; WILSON, M. A.; MÁNGANO, M. G.. Categories of architectural designs in trace fossils: a measure of ichnodisparity. **Earth-Science Reviews**, [S.L.], v. 164, p. 102-181, jan. 2017. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.08.009>.

BUATOIS, L. A.; MÁNGANO, M. G.. The Trace-Fossil Record of Organism–Matground Interactions in Space and Time. **Microbial Mats In Siliclastic Depositional Systems Through Time**, [S.L.], p. 15-28, 2012. SEPM (Society for Sedimentary Geology). <http://dx.doi.org/10.2110/sepmssp.101.015>.

BUATOIS, L. A.; MÁNGANO, M. G.. **Ichnology Organism–substrate interactions in space and time**. New York: Cambridge University Press, 2011. 744 p.

BUATOIS, L. A.; MANGANO, M. G.; MAPLES, C. G.; LANIER, W. P.. Ichnology of an Upper Carboniferous fluvio-estuarine paleovalley: the tonganoxie sandstone, buildex quarry, eastern kansas, usa. **Journal Of Paleontology**, [S.L.], v. 72, n. 1, p. 152-180, jan. 1998. Cambridge University Press (CUP). <http://dx.doi.org/10.1017/s0022336000024094>.

BUATOIS, L. A.; NETTO, R. G.; MÁNGANO, M. G.. Ichnology of late Paleozoic postglacial transgressive deposits in Gondwana: reconstructing salinity conditions in coastal ecosystems affected by strong meltwater discharge. **Late Paleozoic Glacial Events And Postglacial Transgressions In Gondwana**, [S.L.], p. 149-173, 2010. Geological Society of America. [http://dx.doi.org/10.1130/2010.2468\(07\)](http://dx.doi.org/10.1130/2010.2468(07)).

CALLEFO, F.; RICARDI-BRANCO, F.; HARTMANN, G.A.; GALANTE, D.; RODRIGUES, F.; MALDANIS, L.; YOKOYAMA, E.; TEIXEIRA, V.C.; NOFFKE, N.; BOWER, D.M.. Evaluating iron as a biomarker of rhythmites — An example from the last

Paleozoic ice age of Gondwana. **Sedimentary Geology**, [S.L.], v. 383, p. 1-15, abr. 2019. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2019.02.002>.

CALLOW, R. H.T.; BRASIER, M. D.. Remarkable preservation of microbial mats in Neoproterozoic siliciclastic settings: implications for ediacaran taphonomic models. **Earth-Science Reviews**, [S.L.], v. 96, n. 3, p. 207-219, out. 2009. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2009.07.002>.

CAPUTO, M. V.; SANTOS, R. Oliver Brasil dos. Stratigraphy and ages of four Early Silurian through Late Devonian, Early and Middle Mississippian glaciation events in the Parnaíba Basin and adjacent areas, NE Brazil. *Earth-Science Reviews*, [S.L.], v. 207, p. 103002, ago. 2020. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.103002>.

CAPUTO, M.V.; LIMA, E.C. Estratigrafia, idade e correlação do Grupo Serra Grande - Bacia do Parnaíba. In: XXXIII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Rio de Janeiro. Anais.SBG, 1984. p. 740 – 753, 1984.

CERRI, R. I.; WARREN, L. S. V.; VAREJÃO, F. G.; SILVA, A. J. C. A.; LANA, Cristiano; ASSINE, M. L.. So close and yet so far: u²³⁸/pb geochronological constraints of the jaibaras rift basin and the intracratonic parnaíba basin in sw gondwana. **Geological Magazine**, [S.L.], p. 1-21, 6 abr. 2021. Cambridge University Press (CUP). <http://dx.doi.org/10.1017/s0016756821000236>.

CERRI, R. I.; WARREN, L. V.; VAREJÃO, F. G.; MARCONATO, A.; LUVIZOTTO, George L.; ASSINE, M. L.. Unraveling the origin of the Parnaíba Basin: testing the rift to sag hypothesis using a multi-proxy provenance analysis. **Journal Of South American Earth Sciences**, [S.L.], v. 101, p. 102625, ago. 2020. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102625>.

COSTERTON, J. W.; LEWANDOWSKI, Z.; CALDWELL, D. E.; KORBER, D. R.; LAPPIN-SCOTT, Hilary M.. MICROBIAL BIOFILMS. **Annual Review Of Microbiology**, [S.L.], v. 49, n. 1, p. 711-745, out. 1995. Annual Reviews. <http://dx.doi.org/10.1146/annurev.mi.49.100195.003431>.

COUTTS, D. S.; MATTHEWS, W. A.; HUBBARD, S. M.. Assessment of widely used methods to derive depositional ages from detrital zircon populations. **Geoscience Frontiers**, [S.L.], v. 10, n. 4, p. 1421-1435, jul. 2019. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gsf.2018.11.002>.

CPRM. 2003. Folhas SA-24 e SB-24 Disponível em <<http://geobank.cprm.gov.br/>>

DALY, M. C.; FUCK, R. A.; JULIÀ, J.; MACDONALD, D. I. M.; WATTS, A. B.. Cratonic basin formation: a case study of the parnaíba basin of brazil. **Geological Society, London, Special Publications**, [S.L.], v. 472, n. 1, p. 1-15, 2018. Geological Society of London. <http://dx.doi.org/10.1144/sp472.20>.

DALY, M. C.; ANDRADE, V.; BAROUSSE, C. A.; COSTA, R.; MCDOWELL, Kenneth; PIGGOTT, Neil; POOLE, Alan J.. Brasiliano crustal structure and the tectonic setting of the Parnaíba basin of NE Brazil: results of a deep seismic reflection profile. **Tectonics**, [S.L.], v. 33, n. 11, p. 2102-2120, nov. 2014. American Geophysical Union (AGU). <http://dx.doi.org/10.1002/2014tc003632>.

DAVIES, Neil S.; LIU, A. G.; GIBLING, M. R.; MILLER, R. F.. Resolving MISS conceptions and misconceptions: a geological approach to sedimentary surface textures generated by microbial and abiotic processes. **Earth-Science Reviews**, [S.L.], v. 154, p. 210-246, mar. 2016. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.01.005>.

DARROCH, S. A.F.; BOAG, T. H.; RACICOT, R. A.; TWEEDT, S.; MASON, S. J.; ERWIN, D.H.; LAFLAMME, M.. A mixed Ediacaran-metazoan assemblage from the Zaris Sub-basin, Namibia. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, [S.L.], v. 459, p. 198-208, out. 2016. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.07.003>.

DARROCH, S. A. F.; LAFLAMME, M.; SCHIFFBAUER, J. D.; BRIGGS, D. E. G.. EXPERIMENTAL FORMATION OF A MICROBIAL DEATH MASK. **Palaios**, [S.L.], v. 27, n. 5, p. 293-303, 5 jun. 2012. Society for Sedimentary Geology. <http://dx.doi.org/10.2110/palo.2011.p11-059r>.

DECHO, A. W. Microbial biofilms in intertidal systems: an overview. *Continental Shelf Research*, [S.L.], v. 20, n. 10-11, p. 1257-1273, jul. 2000. Elsevier BV. [http://dx.doi.org/10.1016/s0278-4343\(00\)00022-4](http://dx.doi.org/10.1016/s0278-4343(00)00022-4).

DICKINSON, W. R; GEHRELS, G. e. U–Pb ages of detrital zircons from Permian and Jurassic eolian sandstones of the Colorado Plateau, USA: paleogeographic implications. **Sedimentary Geology**, [S.L.], v. 163, n. 1-2, p. 29-66, dez. 2003. Elsevier BV. [http://dx.doi.org/10.1016/s0037-0738\(03\)00158-1](http://dx.doi.org/10.1016/s0037-0738(03)00158-1).

FORTIN, D.; LANGLEY, S.. Formation and occurrence of biogenic iron-rich minerals. **Earth-Science Reviews**, [S.L.], v. 72, n. 1-2, p. 1-19, set. 2005. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2005.03.002>.

GARCÍA-HIDALGO, J. F.; ELORZA, J.; GIL-GIL, J.; HERRERO, J. M.; SEGURA, M.. Evidence of syndimentary microbial activity and iron deposition in ferruginous crusts of the Late Cenomanian Utrillas Formation (Iberian Basin, central Spain). **Sedimentary Geology**, [S.L.], v. 364, p. 24-41, fev. 2018. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2017.12.002>.

GERDES, G.; KLENKE, T.; NOFFKE, N.. Microbial signatures in peritidal siliciclastic sediments: a catalogue. *Sedimentology*, [S.L.], v. 47, n. 2, p. 279-308, 25 dez. 2001. Wiley. <http://dx.doi.org/10.1046/j.1365-3091.2000.00284.x>.

GOÉS, Á.M.O.; FEIJÓ, F.J. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 8:57-67, 1994.

GRAHN, Y.; MELO, J. H G. de; STEEMANS, P.. Integrated chitinozoan and miospore zonation of the Serra Grande Group (Silurian-Lower Devonian), Parnaíba Basin, northeast Brazil. **Revista Española de Micropaleontología**, Instituto Geológico y Minero de España, v. 37, n. 2, p. 183-204, 2005.

JOHNSON, J. E.; WEBB, S. M.; THOMAS, K.; ONO, S.; KIRSCHVINK, J. L.; FISCHER, W. W.. Manganese-oxidizing photosynthesis before the rise of cyanobacteria. **Proceedings Of The National Academy Of Sciences**, [S.L.], v. 110, n. 28, p. 11238-11243, 24 jun. 2013. Proceedings of the National Academy of Sciences. <http://dx.doi.org/10.1073/pnas.1305530110>.

KNAUST, D.; BROMLEY, R. G. (ed.). **Trace Fossils as Indicators of Sedimentary Environments**. : Elsevier, 2012. 924 p.

KEIGHLEY, D. G.; PICKERILL, R. K.. Commentary. **Ichnos**, [S.L.], v. 3, n. 4, p. 301-309, jan. 1995. Informa UK Limited. <http://dx.doi.org/10.1080/10420949509386400>.

LAFLAMME, M.; SCHIFFBAUER, J. D.; NARBONNE, G. M.; BRIGGS, Derek E. G.. Microbial biofilms and the preservation of the Ediacara biota. **Lethaia**, [S.L.], v. 44, n. 2, p. 203-213, 31 ago. 2010. Wiley. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1502-3931.2010.00235.x>.

MACEACHERN, J.A., PEMBRTON, S. G., GINGRAS, M. K.; BANN, K. I.. The ichnofacies concept: a fifty-year retrospective, in Miller III, W. (ed.), **Trace Fossils: Concepts, Problems, Prospects**, Elsevier, p. 50-75, 2007.

MACGABHANN, B. A.; SCHIFFBAUER, J. D.; HAGADORN, J. W.; VAN ROY, P.; LYNCH, E. P.; MORRISON, L.; MURRAY, J.. Resolution of the earliest metazoan record: differential taphonomy of ediacaran and paleozoic fossil molds and casts. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, [S.L.], v. 513, p. 146-165, jan. 2019. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2018.11.009>.

MÄNNIL, R.M.. O vertikalnykh norkakh zaryvaniya v ordovikskikh izvestijakakh Pribaltiki (On Vertical Burrows in the Ordovician Limestones of Baltic). **Akad. Nauk SSSR Paleontol. Inst.Nauka, Moskva**, pp. 200–207, 1966.

MAPSTONE, N.B.; MCILROY, D.. Ediacaran fossil preservation: taphonomy and diagenesis of a discoid biota from the amadeus basin, central australia. **Precambrian Research**, [S.L.], v. 149, n. 3-4, p. 126-148, set. 2006. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2006.05.007>.

MATA, S. A.; CORSETTI, C. L.; CORSETTI, F. A.; AWRAMIK, S. M.; BOTTJER, D. J.. Lower cambrian anemone burrows from the upper member of the wood canyon formation, death valley region, united states: paleoecological and paleoenvironmental significance. **Palaios**, [S.L.], v. 27, n. 9, p. 594-606, 4 out. 2012. Society for Sedimentary Geology. <http://dx.doi.org/10.2110/palo.2012.p12-016r>.

MATA, S.A.; BOTTJER, D. J.. The paleoenvironmental distribution of Phanerozoic wrinkle structures. **Earth-Science Reviews**, [S.L.], v. 96, n. 3, p. 181-195, out. 2009. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2009.06.001>.

MILLER, W. (ed.). **Trace Fossils: Concepts, Problems, Prospects**. : Elsevier Science, 2007. 611 p.

MELTON, E. D.; SWANNER, E. D.; BEHRENS, S.; SCHMIDT, C.; KAPPLER, A.. The interplay of microbially mediated and abiotic reactions in the biogeochemical Fe cycle. **Nature Reviews Microbiology**, [S.L.], v. 12, n. 12, p. 797-808, 20 out. 2014. Springer Science and Business Media LLC. <http://dx.doi.org/10.1038/nrmicro3347>.

MEMÓRIA, S. C.; NETTO, R. G.; ANDRADE, L. S. de; SEDORKO, D.; CISNEROS, J.C.; AGOSTINHO, S. M.. Ichnofauna from the Silurian–Devonian beds of the Parnaíba Basin at Poti River Canyon (Piauí State, NE Brazil). **Journal Of South American Earth Sciences**, [S.L.], v. 110, p. 103376, out. 2021. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103376>

MORAD, S.; KETZER, J. M.; ROS, L. F. de. Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basins. **Sedimentology**, [S.L.], v. 47, p. 95-120, fev. 2000. Wiley. <http://dx.doi.org/10.1046/j.1365-3091.2000.00007.x>.

NAVARRO, M.S., TONETTO, E.M., OLIVEIRA, E.P., 2015. LA-SF-ICP-MS U-Pb Zircon Dating at University of Campinas, Brazil. Geonalysis 2015, Vienna, Austria, p. 9.

NICHOLSON, H. A.. III. Contributions to the study of the errant Annelides of the older palæozoic rocks. **Proceedings Of The Royal Society Of London**, [S.L.], v. 21, n. 139-147, p. 288-290, 31 dez. 1873. The Royal Society. <http://dx.doi.org/10.1098/rspl.1872.0061>.

NOFFKE, N.; GERDES, G.; KLENKE, T.; KRUMBEIN, W. E.. Microbially Induced Sedimentary Structures: a new category within the classification of primary sedimentary structures. **Journal Of Sedimentary Research**, [S.L.], v. 71, n. 5, p. 649-656, 1 set. 2001. Society for Sedimentary Geology. <http://dx.doi.org/10.1306/2dc4095d-0e47-11d7-8643000102c1865d>.

NOFFKE, N.. The criteria for the biogenicity of microbially induced sedimentary structures (MISS) in Archean and younger, sandy deposits. **Earth-Science Reviews**, [S.L.], v. 96, n. 3, p. 173-180, out. 2009. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2008.08.002>.

NOFFKE, N.. Microbial mats in sandy deposits. Elsevier, Amsterdam, 2010, 196pp.

NEWMAN, S. A.; KLEPAC-CERAJ, V.; MARIOTTI, G.; PRUSS, S. B.; WATSON, N.; BOSAK, T.. Experimental fossilization of mat-forming cyanobacteria in coarse-grained

siliciclastic sediments. **Geobiology**, [S.L.], v. 15, n. 4, p. 484-498, 11 fev. 2017. Wiley. <http://dx.doi.org/10.1111/gbi.12229>.

OLIVEIRA, D. Stratigraphic interplays between igneous and sedimentary events in the early palaeozoic jaibaras trough (northeast brazil). **Revista Brasileira de Geociências, Brasil**, v. 30, n. 3, p.427-431, 2000.

PATON, C.; WOODHEAD, J. D.; HELLSTROM, J. C.; HERGT, J. M.; GREIG, A.; MAAS, Roland. Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, [S.L.], v. 11, n. 3, p. 1-2, mar. 2010. American Geophysical Union (AGU). <http://dx.doi.org/10.1029/2009gc002618>.

PEDROSA, Nilo C.; VIDOTTI, R. M.; FUCK, R. A.; BRANCO, R.M.G. C.o; ALMEIDA, A. R. de; SILVA, N. C. V.a; BRAGA, L. R.C.. Architecture of the intracontinental Jaibaras Rift, Brazil, based on geophysical data. **Journal Of South American Earth Sciences**, [S.L.], v. 74, p. 27-40, mar. 2017. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2016.12.012>

PEMBERTON, S. G.; FREY, R. W.. Trace fossil nomenclature and the Planolites-Palaeophycus dilemma. **Journal Of Paleontology**, [s. l], v. 56, n. 4, p. 843-881, 1982.

PEMBERTON, S. G.; FREY, R. W.; BROMLEY, Richard G.. The ichnotaxonomy of Conostichus and other plug-shaped ichnofossils. **Canadian Journal Of Earth Sciences**, [S.L.], v. 25, n. 6, p. 866-892, 1 jun. 1988. Canadian Science Publishing. <http://dx.doi.org/10.1139/e88-085>.

PEREIRA, E.; CARNEIRO, C.; BERGAMASCHI, S.; ALMEIDA, F. F. M.. Evolução das sinéclises paleozoicas: províncias solimões, amazonas, parnaíba e paraná. In: HASUI, Y.; CARNEIRO, C.; ALMEIDA, F. F. M.; BARTORELLI, A.. Geologia do Brasil. São Paulo: Beca, 2012. p. 374-395.

PRESTON, L. J.; SHUSTER, J.; FERNÁNDEZ-REMOLAR, D.; BANERJEE, N. R.; OSINSKI, G. R.; SOUTHAM, G.. The preservation and degradation of filamentous bacteria and biomolecules within iron oxide deposits at Rio Tinto, Spain. **Geobiology**, [S.L.], v. 9, n. 3, p. 233-249, 28 mar. 2011. Wiley. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1472-4669.2011.00275.x>.

PORTO, A.; DALY, M. C.; LATERRA, E.; FONTES, S.. The pre-Silurian Riachão basin: a new perspective on the basement of the parnaíba basin, ne brazil. **Geological Society, London, Special Publications**, [S.L.], v. 472, n. 1, p. 127-145, 2018. Geological Society of London. <http://dx.doi.org/10.1144/sp472.2>.

SARKAR, S.; BANERJEE, S.; CHAKRABORTY, P. P.. Microbial Mat Structures and role of microbes in Precambrian siliciclastic sedimentation: evidence from indian proterozoic basins. **Episodes**, [S.L.], v. 43, n. 1, p. 164-174, 1 mar. 2020. International Union of Geological Sciences. <http://dx.doi.org/10.18814/epiugs/2020/020010>.

SCHIEBER, J., BOSE, P.K., ERIKSSON, P.G., AND SARKAR, S., . Palaeogeography of microbial mats in terrigenous clastics: environmental distribution of associated sedimentary features and the role of geologic time, em Schieber, J., Bose, P.K., Eriksson, P.G., Banerjee, S., Sarkar, S., Altermann, W., and Catuneanu, O., eds., Atlas of Microbial Mat Features Preserved within the Siliciclastic Rock Record: Elsevier, Atlases in Geoscience, v. 2, p. 267–275, 2007.

SEILACHER, A., 1998. Patterns of macroevolution: How to be prepared for extinction. *Earth and planetary Sciences.*, **327**:431-440.

SHITOLE, A. D.; PATEL, S. J.; JOSEPH, J. K.; DARNGAWN, J. L.. Ethological and environmental significance of *Bergaueria hemispherica* from the Late Cretaceous of the Bagh Group, Western India. **Comptes Rendus Palevol**, [S.L.], v. 18, n. 3, p. 287-297, maio 2019. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.crpv.2019.01.002>.

SOUZA, A.C.B.; SOUSA, M.J.G.; SILVA FILHO, W.F.; VIANA, A.O.B.; SANTOS, F.H.. Significado Paleoambiental de Icnofósseis em Arenitos Silurianos da Região de Santana do Acaraú – Ceará. **Estudos Geológicos**, [S.L.], v. 25, n. 2, p. 39-52, 30 dez. 2015. Estudos Geológicos. <http://dx.doi.org/10.18190/1980-8208/estudosgeologicos.v25n2p39-52>.

SUN, Y.; CHEN, Z.; BOONE, S. C.; ZHONG, F.; TAO, W.. Exhumation history and preservation of the Changjiang uranium ore field, South China, revealed by (U-Th)/He and fission track thermochronology. **Ore Geology Reviews**, [S.L.], v. 133, p. 104101, jun. 2021. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104101>.

TEBO, B. M.; BARGAR, J. R.; CLEMENT, B. G.; DICK, G. J.; MURRAY, K. J.; PARKER, D.; VERITY, R.; WEBB, S. M.. BIOGENIC MANGANESE OXIDES: properties and mechanisms of formation. **Annual Review Of Earth And Planetary Sciences**, [S.L.], v. 32, n. 1, p. 287-328, 19 maio 2004. Annual Reviews. <http://dx.doi.org/10.1146/annurev.earth.32.101802.120213>.

TEBO, B. M.; JOHNSON, H. A.; MCCARTHY, J. K.; TEMPLETON, Alexis S.. Geomicrobiology of manganese(II) oxidation. **Trends In Microbiology**, [S.L.], v. 13, n. 9, p. 421-428, set. 2005. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tim.2005.07.009>.

TOZER, B.; WATTS, A. B.; DALY, M. C.. Crustal structure, gravity anomalies, and subsidence history of the Parnaíba cratonic basin, Northeast Brazil. **Journal Of Geophysical Research: Solid Earth**, [S.L.], v. 122, n. 7, p. 5591-5621, jul. 2017. American Geophysical Union (AGU). <http://dx.doi.org/10.1002/2017jb014348>.

TUCKER, M.E.. Sedimentary Petrology. 3. ed. Blackwell Publishing, 2001. 262 p.

UCHMAN, A.; RATTAZZI, B.. The trace fossil *Circulichnis* as a record of feeding exploration: new data from deep-sea oligocene-miocene deposits of northern

italy. **Comptes Rendus Palevol**, [S.L.], v. 18, n. 1, p. 1-12, jan. 2019. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.crpv.2018.05.002>.

VAZ, P. T.; REZENDE, N. das G.M.; WANDERLEY FILHO, J. R.; WANDERLEY FILHO, J. R.. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 253-263, 2007.

VERMEESCH, P.r. On the visualisation of detrital age distributions. **Chemical Geology**, [S.L.], v. 312-313, p. 190-194, jun. 2012. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.04.021>.

VIANA, M. S. S.s; OLIVEIRA, P. V.; SOUSA, M. J. G S; BARROSO, F. R G.; VASCONCELOS, V. Á.; MELO, R.M.; LIMA, T. A.; OLIVEIRA, G. C.; CHAVES, A. P. P.. Ocorrências Icnofossilíferas do Grupo Serra Grande (Siluriano da Bacia do Parnaíba), Noroeste do Estado do Ceará. **Revista de Geologia**, Fortaleza-Ce, v. 23, n. 1, p. 78-89, nov. 2010.

VIANA, M. S. S . (Org.). Atlas de Paleontologia: Fósseis da Região Norte do Ceará. Sobral-CE: Edições Uva, 2018. 92 p.

VIALOV, O.S. The rare Mesozoic problematica from the Pamir and the Caucasus. **Paleontologicheskii Sbornik**,, v. 7, n. 1, p. 85-93, 1971.

WIEDENBECK, M.; ALLÉ, P.; CORFU, F.; GRIFFIN, W.L.; MEIER, M.; OBERLI, F.; VON QUADT, A.; RODDICK, J.C.; SPIEGEL, W.. Three natural zircon standards for u-th-pb, lu-hf, trace element and ree analyses. **Geostandards And Geoanalytical Research**, [S.L.], v. 19, n. 1, p. 1-23, abr. 1995. Wiley. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1751-908x.1995.tb00147.x>.

WILLIAMS, A. J.; SUMNER, D. Y.; ALPERS, C. N.; KARUNATILLAKE, S.; HOFMANN, B. A.. Preserved Filamentous Microbial Biosignatures in the Brick Flat Gossan, Iron Mountain, California. **Astrobiology**, [S.L.], v. 15, n. 8, p. 637-668, ago. 2015. Mary Ann Liebert Inc. <http://dx.doi.org/10.1089/ast.2014.1235>.

ANEXO A – TABELAS DO CÁLCULO EDS

Figura 20 - B		
Elemento	% Elemento	% Atômica
O	43.29	70.62
Al	3.23	3.13
Si	2.72	2.53
Fe	50.75	23.72
Total	100.00	100.00

Figura 20 - C		
Elemento	% Elemento	% Atômica
O	41.83	69.83
Al	2.20	2.18
Si	2.60	2.47
Fe	53.37	25.53
Total	100.00	100.00

Figura 20 - D		
Elemento	% Elemento	% Atômica
O	47.28	65.95
Al	14.58	12.06
Si	16.36	13.00
K	1.71	0.98
Fe	20.07	8.02

Figura 21 - B		
Elemento	% Elemento	% Atômica
O	46.99	62.45
Na	0.34	0.32
Al	9.43	7.43
Si	29.73	22.51
K	13.16	7.16
Fe	0.34	0.13
Total	100.00	100.00

Figura 21 - C		
Elemento	% Elemento	% Atômica
O	45.83	69.19
Al	7.91	7.08
Si	8.62	7.41
K	0.20	0.12
Fe	37.44	16.20
Total	100.00	100.00

Figura 22 - B		
Elemento	% Elemento	% Atômica
O	47.02	73.64
Si	5.50	4.91
P	0.40	0.33
Fe	47.07	21.12
Total	100.00	100.00

Figura 22 - C		
Elemento	% Elemento	% Atômica
O	50.45	66.59
Na	0.21	0.20
Al	16.52	12.93
Si	18.98	14.27
K	5.64	3.05
Fe	7.61	2.88
Ba	0.58	0.09
Total	100.00	100.00

Figura 23 - D		
Elemento	% Elemento	% Atômica
O	44.62	71.12
Si	0.42	0.39
Ti	44.54	23.71
V	0.65	0.33
Fe	9.76	4.46
Total	100.00	100.00

Figura 23 - B		
Elemento	% Elemento	% Atômica
O	46.39	72.15
Ti	53.61	27.85
Total	100.00	100.00

Figura 24 - C		
Elemento	% Elemento	% Atômica
C	19.24	32.93
O	37.96	48.77
Al	3.08	2.34
Si	3.67	2.68
Fe	36.06	13.27
Total	100.00	100.00

Figura 24 - D		
Elemento	% Elemento	% Atômica
C	13.84	25.14
O	38.14	52.00
Al	4.92	3.98
Si	5.31	4.13
Fe	37.78	14.76
Total	100.00	100.00

Figura 24 - D		
Elemento	% Elemento	% Atômica
C	13.84	25.14
O	38.14	52.00
Al	4.92	3.98
Si	5.31	4.13
Fe	37.78	14.76
Total	100.00	100.00

Figura 24 - E		
Elemento	% Elemento	% Atômica
O	50.51	64.28
Al	20.84	15.72
Si	26.51	19.22
Fe	2.14	0.78
Total	100.00	100.00

Figura 24 - E		
Elemento	% Elemento	% Atômica
C	19.18	30.43
O	44.59	53.13
Al	11.13	7.86
Si	1.49	1.01
P	8.05	4.95
Ca	0.26	0.13

Fe	1.78	0.61
Ba	13.52	1.88
Total	100.00	100.00

ANEXO B – TABELA FINAL DOS DADOS GEOCRONOLÓGICOS

Laboratório de Geologia Isotópica - Instituto de Geociências - Unicamp

Data: / /2019

Integração	Spot	/206 (%)	U Th Pb Th/U				²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	Idades (Ma) ¹				% conc ²										
			U (μg.g ⁻¹)	Th (μg.g ⁻¹)	Pb (μg.g ⁻¹)	Th/U calculada		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s											
CP6243_1	Spot57.FIN2	0,12	149	6	92	4	27	1	0,61	15750	0,896	0,022	0,1076	0,0020	0,20	675	34	658	12	647	12	102
CP6243_2	Spot58.FIN2	0,11	179	10	240	19	50	4	1,34	16700	0,809	0,024	0,0926	0,0020	0,49	776	36	571	12	598	13	95
CP6243_3	Spot59.FIN2	0,02	254	10	20	2	16	2	0,08	93550	6,380	0,100	0,3566	0,0058	0,64	2110	13	1962	27	2027	14	93
CP6243_4	Spot60.FIN2	0,01	340	11	91	3	95	4	0,27	131450	7,440	0,110	0,3980	0,0063	0,68	2173	13	2155	29	2161	13	99
CP6243_5	Spot61.FIN2	0,07	291	14	273	12	77	4	0,94	27650	0,788	0,014	0,0974	0,0016	0,36	588	23	599	9	591	8	101
CP6243_6	Spot63.FIN2	0,19	99	5	75	3	23	1	0,75	9900	0,862	0,023	0,1027	0,0022	0,24	709	33	630	13	631	13	100
CP6243_7	Spot64.FIN2	0,12	170	4	76	1	20	1	0,44	15240	0,758	0,020	0,0918	0,0016	0,27	639	29	566	10	563	11	100
CP6243_8	Spot66.FIN2	0,03	176	7	71	1	82	2	0,40	68250	7,560	0,130	0,4045	0,0072	0,64	2169	14	2187	33	2179	15	101
CP6243_9	Spot67.FIN2	23,47	55	2	46	2	13	1	0,85	80	0,796	0,031	0,0956	0,0024	0,22	869	45	587	14	587	18	100
CP6243_10	Spot70.FIN2	0,54	36	1	63	3	18	1	1,73	3445	0,900	0,041	0,1080	0,0030	0,09	915	52	659	17	645	21	102
CP6243_11	Spot71.FIN2	0,16	45	3	31	2	27	2	0,69	11900	4,030	0,120	0,2835	0,0074	0,42	1756	33	1611	37	1642	23	92
CP6243_12	Spot72.FIN2	0,05	115	2	41	1	44	1	0,36	41000	7,020	0,100	0,3850	0,0056	0,54	2149	13	2096	26	2116	13	98
CP6243_13	Spot73.FIN2	0,08	84	3	66	3	51	2	0,78	22650	4,569	0,083	0,3045	0,0050	0,40	1814	21	1710	25	1740	15	94
CP6243_14	Spot74.FIN2	0,17	41	1	63	2	49	2	1,55	10730	4,390	0,100	0,3010	0,0055	0,27	1781	26	1693	27	1706	19	95
CP6243_15	Spot75.FIN2	0,17	118	2	100	2	29	1	0,85	11315	0,878	0,021	0,1070	0,0018	0,19	650	31	655	10	637	11	103
CP6243_16	Spot76.FIN2	0,09	252	8	104	4	27	1	0,41	20850	0,764	0,015	0,0942	0,0014	0,28	595	25	580	8	575	9	101
CP6243_17	Spot77.FIN2	0,10	231	8	98	3	25	1	0,42	18950	0,780	0,016	0,0954	0,0015	0,35	607	24	587	9	585	9	100
CP6243_18	Spot78.FIN2	0,08	278	13	280	13	77	4	1,01	22850	0,794	0,017	0,0956	0,0015	0,33	610	25	588	9	590	9	100
CP6243_19	Spot79.FIN2	0,10	67	4	40	2	36	2	0,60	17850	4,665	0,091	0,3144	0,0053	0,38	1772	23	1767	26	1760	17	100
CP6243_20	Spot80.FIN2	0,14	167	6	130	4	35	1	0,78	13535	0,768	0,020	0,0936	0,0016	0,15	646	30	578	9	578	12	100
CP6243_21	Spot81.FIN2	0,13	160	5	98	3	28	1	0,61	13935	0,882	0,024	0,1064	0,0018	0,20	689	35	652	11	642	13	102
CP6243_22	Spot82.FIN2	0,38	59	5	59	5	18	2	0,99	4915	0,867	0,043	0,1050	0,0031	0,16	880	56	642	18	631	23	102
CP6243_23	Spot83.FIN2	0,13	181	7	129	3	35	1	0,71	14315	0,780	0,018	0,0950	0,0016	0,28	674	31	585	10	583	11	100
CP6243_24	Spot83.FIN2	0,13	178	6	129	3	34	1	0,73	13910	0,780	0,020	0,0957	0,0017	0,26	675	34	589	10	586	11	100
CP6243_25	Spot85.FIN2	0,10	79	4	42	2	34	2	0,53	19450	4,506	0,091	0,3075	0,0055	0,40	1744	24	1727	27	1727	17	99
CP6243_26	Spot87.FIN2	0,11	224	11	129	2	36	1	0,58	16650	0,826	0,019	0,0955	0,0017	0,28	697	29	588	10	607	10	97
CP6243_27	Spot88.FIN2	0,17	139	3	92	2	27	1	0,66	11065	0,820	0,020	0,0979	0,0016	0,25	684	29	602	9	607	11	99
CP6243_28	Spot89.FIN2	0,19	124	3	113	3	31	1	0,91	10035	0,911	0,025	0,1030	0,0019	0,22	828	33	632	11	654	13	97
CP6243_29	Spot90.FIN2	0,04	154	10	74	2	74	3	0,48	44850	7,150	0,130	0,3900	0,0073	0,59	2123	16	2128	34	2131	15	100
CP6243_30	Spot91.FIN2	0,07	84	2	42	1	42	2	0,50	26250	7,390	0,120	0,3952	0,0066	0,49	2179	16	2147	31	2159	15	99
CP6243_31	Spot92.FIN2	0,07	400	17	193	5	45	2	0,48	28300	0,847	0,018	0,0916	0,0015	0,43	843	25	665	9	623	10	91
CP6243_32	Spot93.FIN2	0,07	108	4	75	2	60	2	0,69	25750	4,646	0,086	0,3115	0,0048	0,39	1772	20	1745	24	1751	15	98
CP6243_33	Spot94.FIN2	0,14	55	2	64	2	53	2	1,17	13030	4,665	0,090	0,3132	0,0061	0,37	1767	22	1756	29	1759	16	99
CP6243_34	Spot95.FIN2	0,13	68	2	53	2	40	2	0,77	13915	3,962	0,093	0,2719	0,0064	0,35	1714	29	1548	33	1630	19	90
CP6243_35	Spot96.FIN2	0,10	85	4	75	4	63	3	0,88	19050	4,547	0,086	0,3053	0,0056	0,39	1776	22	1714	27	1733	16	97
CP6243_36	Spot97.FIN2	0,09	318	15	248	13	58	3	0,78	21550	0,970	0,026	0,0851	0,0020	0,36	1308	41	526	12	684	13	77
CP6243_37	Spot98.FIN2	0,37	21	1	22	1	18	1	1,05	4995	4,530	0,150	0,3134	0,0099	0,35	1775	42	1750	48	1735	29	99
CP6243_38	Spot99.FIN2	0,45	57	2	41	1	12	1	0,72	4165	0,846	0,040	0,1031	0,0027	0,10	830	53	631	16	612	22	103
CP6243_39	Spot100.FIN2	0,07	124	4	84	3	67	3	0,68	27650	4,742	0,090	0,3127	0,0052	0,44	1786	20	1754	25	1771	16	98
CP6243_40	Spot101.FIN2	0,07	118	7	120	7	96	5	1,02	25500	4,650	0,100	0,3109	0,0062	0,50	1762	21	1740	31	1756	18	99
CP6243_41	Spot102.FIN2	0,06	337	10	40	1	14	1	0,12	31950	1,187	0,021	0,1318	0,0019	0,40	785	23	798	11	792	10	101
CP6243_42	Spot103.FIN2	0,13	191	6	181	6	52	2	0,95	14600	0,877	0,020	0,1061	0,0016	0,28	656	26	650	10	640	11	102
CP6243_43	Spot104.FIN2	0,08	113	6	67	4	52	3	0,59	24700	4,719	0,076	0,3120	0,0045	0,41	1784	17	1751	22	1772	13	98
CP6243_44	Spot106.FIN2	0,04	217	10	117	5	107	5	0,54	52500	6,172	0,097	0,3491	0,0051	0,46	2074	16	1925	24	2002	14	93
CP6243_45	Spot107.FIN2	0,08	101	3	57	2	47	2	0,57	22350	4,669	0,076	0,3128	0,0047	0,45	1767	18	1753	23	1759	14	99
CP6243_46	Spot108.FIN2	0,02	375	18	413	18	346	16	1,10	82400	4,783	0,075	0,3168	0,0050	0,55	1772	15	1776	25	1778	13	100
CP6243_47	Spot109.FIN2	0,02	376	8	210	4	223	5	0,56	118450	9,640	0,110	0,4423	0,0054	0,58	2438	11	2358	24	2403	11	97
CP6243_48	Spot110.FIN2	0,14	197	10	127	5	35	2	0,64	13800	0,887	0,023	0,1038	0,0018	0,22	722	34	636	11	645	12	99
CP6243_49	Spot111.FIN2	0,02	474	18	112	9	101	7	0,24	118700	6,553	0,077	0,3675	0,0044	0,55	2083	11	2020	21	2054	10	97
CP6243_50	Spot113.FIN2	0,10	90	4	97	4	73	3	1,07	18750	4,483	0,085	0,3060	0,0047	0,40	1765	20	1721	23	1726	15	98
CP6243_51	Spot114.FIN2	0,07	315	4	172	8	62	3	0,55	28550	1,177	0,021	0,1285	0,0017	0,34	827	21	779	10	790	10	99
CP6243_52	Spot115.FIN2	0,13	70	5	58	4	47	4	0,83	14200	4,487	0,090	0,3025	0,0058	0,35	1784	24	1706	28	1725	17	96
CP6243_53	Spot116.FIN2	0,24	116	4	63	2	17	1	0,54	7875	0,842	0,026	0,1008	0,0019	0,14	774	37	619	11	619	14	100
CP6243_54	Spot118.FIN2	0,31	83	1	55	2	15	1	0,67	5970	0,856	0,029	0,1030	0,0022	0,17	834	42	632	13	629	15	100
CP6243_55	Spot119.FIN2	0,10	257	12	300	11	82	3	1,17	18550	0,893	0,019	0,1059	0,0017	0,24	666	29	649	10	647	10	100
CP6243_56	Spot120.FIN2	0,13	225	15	109	7	28	2	0,49	14300	0,786	0,018	0,0947	0,0016	0,15	637	31	583	10	586	10	99
CP6243_57	Spot121.FIN2	0,18	40	2	19	1	18	1	0,47	10175	6,830	0,150	0,3820	0,0073	0,50	2126	22	2082	34	2080	19	98
CP6243_58	Spot122.FIN2	0,10	254	8	260	10	73	3	1,02	18400	0,898	0,020	0,1077	0,0016	0,24	655	28	659	9	651	11	101

Z_Peixe_1	Peixe1.FIN2	0,29	128	5	21	1	5	0	0,17	6550	0,742	0,025	0,0917	0,0021	0,18	782	42	565	12	559	15	101
Z_Peixe_2	Peixe2.FIN2	0,27	130	4	22	1	6	0	0,17	6805	0,782	0,028	0,0936	0,0023	0,25	819	40	576	14	581	16	99
Z_Peixe_3	Peixe3.FIN2	0,27	136	5	23	1	8	1	0,17	6965	0,728	0,023	0,0911	0,0021	0,24	704	38	561	12	555	13	101
Z_Peixe_4	Peixe4.FIN2	0,24	153	5	27	1	7	1	0,18	7910	0,742	0,024	0,0935	0,0021	0,26	685	37	575	12	558	14	103
Z_Peixe_5	Peixe5.FIN2	0,22	166	6	31	1	8	1	0,18	8490	0,768	0,024	0,0929	0,0020	0,21	734	36	572	12	574	14	100
Z_Peixe_6	Peixe6.FIN2	0,24	149	5	29	1	9	1	0,19	7760	0,746	0,024	0,0933	0,0023	0,22	737	39	574	13	563	14	102
Z_Peixe_7	Peixe7.FIN2	0,23	161	6	34	1	9	1	0,21	8285	0,738	0,024	0,0918	0,0021	0,26	710	37	566	12	561	14	101
Z_Peixe_8	Peixe8.FIN2	0,19	193	7	36	1	10	1	0,18	10075	0,790	0,022	0,0943	0,0019	0,29	683	30	582	11	588	13	99
Z_Peixe_9	Peixe9.FIN2	0,17	211	7	40	1	11	1	0,19	11115	0,777	0,021	0,0951	0,0019	0,30	676	33	584	11	580	12	101
Z_Peixe_10	Peixe10.FIN2	0,20	176	6	32	1	9	1	0,18	9345	0,776	0,022	0,0938	0,0021	0,27	677	33	576	12	583	13	99
Z_Peixe_11	Peixe11.FIN2	0,20	183	6	32	1	9	1	0,18	9530	0,789	0,024	0,0931	0,0021	0,32	715	35	575	12	586	13	98
Z_Peixe_12	Peixe12.FIN2	0,18	203	7	36	1	10	1	0,18	10650	0,776	0,021	0,0945	0,0020	0,33	710	33	581	12	580	12	100
Z_Peixe_13	Peixe13.FIN2	0,17	204	7	37	1	10	1	0,18	10735	0,772	0,021	0,0950	0,0021	0,30	660	31	585	12	583	12	100
Z_Peixe_14	Peixe14.FIN2	0,22	162	6	27	1	8	1	0,17	8695	0,772	0,023	0,0955	0,0021	0,23	689	34	588	12	575	13	102
Z_Peixe_15	Peixe15.FIN2	0,20	172	6	28	1	8	1	0,17	9130	0,753	0,024	0,0957	0,0021	0,27	699	36	587	12	567	14	104
00:00	00:00	#DIV/0!	0	0	0	0	0	0	0	0	0,000	0,000	0,0000	0,0000	0,00	0	0	0	0	0	0	#DIV/0!
Z_91500_1	Spot1-91500-1.FIN2	0,12	81	3	30	1	15	1	0,38	15175	1,853	0,041	0,1854	0,0035	0,38	1044	28	1094	19	1058	15	103
Z_91500_2	Spot2-91500-2.FIN2	0,13	81	3	30	1	15	1	0,38	14675	1,864	0,038	0,1760	0,0031	0,34	1136	27	1044	17	1062	13	98
Z_91500_3	Spot3-91500-3.FIN2	0,13	80	3	30	1	15	1	0,37	14525	1,847	0,039	0,1784	0,0032	0,30	1123	27	1056	17	1060	14	100
Z_91500_4	Spot4-91500-4.FIN2	0,13	79	3	29	1	15	1	0,37	14150	1,855	0,041	0,1782	0,0029	0,21	1104	28	1055	16	1063	15	99
Z_91500_5	Spot5-91500-5.FIN2	0,15	77	3	29	1	14	1	0,37	12585	1,859	0,043	0,1757	0,0033	0,36	1132	28	1040	18	1063	15	98
Z_91500_6	Spot6-91500-6.FIN2	0,13	82	3	31	1	16	1	0,38	13910	1,860	0,043	0,1819	0,0032	0,31	1091	25	1076	18	1068	15	101
Z_91500_7	Spot7-91500-7.FIN2	0,15	80	3	30	1	15	1	0,38	12605	1,855	0,042	0,1827	0,0034	0,23	1087	27	1079	19	1054	15	102
Z_91500_8	Spot8-91500-8.FIN2	0,15	81	3	31	1	15	1	0,38	12595	1,903	0,047	0,1829	0,0034	0,35	1116	29	1081	18	1072	16	101
Z_91500_9	Spot9-91500-9.FIN2	0,16	82	3	30	1	15	1	0,37	11480	1,791	0,043	0,1756	0,0033	0,31	1068	29	1040	18	1037	16	100
Z_91500_10	Spot10-91500-10.FIN2	0,17	79	3	29	1	15	1	0,37	11320	1,837	0,042	0,1799	0,0035	0,30	1097	30	1066	19	1057	15	101
Z_91500_11	Spot11-91500-11.FIN2	0,17	80	3	30	1	15	1	0,38	10810	1,818	0,048	0,1809	0,0035	0,29	1038	32	1068	19	1046	17	102
Z_91500_12	Spot12-91500-12.FIN2	0,18	79	3	30	1	14	1	0,37	10365	1,893	0,049	0,1798	0,0035	0,34	1125	32	1066	19	1076	17	99
Z_91500_13	Spot13-91500-13.FIN2	0,19	79	3	29	1	15	1	0,37	10005	1,849	0,050	0,1771	0,0037	0,35	1103	34	1050	20	1059	18	99
Z_91500_14	Spot14-91500-14.FIN2	0,18	81	3	31	1	15	1	0,38	10275	1,859	0,048	0,1783	0,0036	0,28	1106	31	1054	19	1060	17	99
Z_91500_15	Spot15-91500-15.FIN2	0,19	80	3	30	1	15	1	0,38	9860	1,808	0,047	0,1806	0,0038	0,23	1087	34	1069	21	1044	17	102
Z_91500_16	Spot16-91500-16.FIN2	0,19	80	3	30	1	15	1	0,38	9655	1,814	0,046	0,1734	0,0035	0,28	1070	34	1033	19	1047	16	99
Z_91500_17	Spot17-91500-17.FIN2	0,19	80	3	30	1	16	1	0,38	9810	1,897	0,050	0,1839	0,0038	0,24	1127	33	1085	21	1080	17	100
Z_91500_18	Spot18-91500-18.FIN2	0,20	80	3	30	1	14	1	0,37	9280	1,804	0,047	0,1755	0,0038	0,27	1108	33	1042	21	1045	17	100
Z_91500_19	Spot19-91500-19.FIN2	0,20	81	3	30	1	16	1	0,37	9460	1,880	0,051	0,1791	0,0038	0,32	1175	34	1058	20	1067	18	99
Z_91500_20	Spot20-91500-20.FIN2	0,20	81	3	30	1	15	1	0,38	9395	1,805	0,049	0,1780	0,0037	0,32	1076	32	1055	20	1043	18	101
Z_91500_21	Spot21-91500-21.FIN2	0,20	81	3	31	1	15	1	0,38	9245	1,826	0,044	0,1793	0,0039	0,24	1098	32	1061	21	1048	16	101
Z_91500_22	Spot22-91500-22.FIN2	0,21	79	3	30	1	15	1	0,38	9070	1,838	0,051	0,1831	0,0041	0,32	1089	34	1079	22	1057	18	102
Z_91500_23	Spot23-91500-23.FIN2	0,21	81	3	30	1	15	1	0,36	8880	1,853	0,049	0,1786	0,0038	0,20	1147	33	1057	21	1062	18	100
Z_91500_24	Spot24-91500-24.FIN2	0,22	79	3	29	1	14	1	0,38	8645	1,810	0,051	0,1786	0,0037	0,21	1102	36	1058	20	1040	18	102
Z_91500_25	Spot25-91500-25.FIN2	0,22	78	2	29	1	14	1	0,37	8505	1,823	0,045	0,1779	0,0039	0,27	1133	34	1052	21	1054	16	100
Z_91500_26	Spot26-91500-26.FIN2	0,22	80	3	30	1	15	1	0,38	8610	1,882	0,049	0,1739	0,0035	0,28	1181	31	1033	19	1071	17	96
Z_91500_27	Spot27-91500-27.FIN2	0,20	82	3	31	1	15	1	0,37	9205	1,857	0,048	0,1785	0,0036	0,23	1120	37	1059	20	1060	17	100
Z_91500_28	Spot28-91500-28.FIN2	0,20	81	3	31	1	16	1	0,38	9285	1,853	0,048	0,1801	0,0036	0,26	1091	33	1067	20	1058	17	101
Z_91500_29	Spot29-91500-29.FIN2	0,20	79	3	30	1	15	1	0,38	9125	1,864	0,049	0,1824	0,0038	0,32	1085	32	1078	21	1057	17	102
Z_91500_30	Spot30-91500-30.FIN2	0,20	81	3	31	1	15	1	0,38	9355	1,845	0,050	0,1773	0,0038	0,23	1137	33	1050	21	1059	18	99
Z_91500_31	Spot31-91500-31.FIN2	0,21	79	3	29	1	15	1	0,37	8710	1,846	0,047	0,1748	0,0037	0,24	1148	35	1039	21	1059	16	98
Z_91500_32	Spot32-91500-32.FIN2	0,20	81	3	30	1	15	1	0,37	9280	1,781	0,048	0,1808	0,0038	0,27	1029	31	1070	21	1041	18	103
Z_91500_33	Spot33-91500-33.FIN2	0,21	81	3	30	1	16	1	0,37	8890	1,844	0,050	0,1793	0,0039	0,28	1090	34	1062	21	1052	18	101
Z_91500_34	Spot33-91500-34.FIN2	0,21	80	3	31	1	15	1	0,39	8825	1,955	0,051	0,1805	0,0038	0,23	1223	32	1067	21	1100	17	97
Z_91500_35	Spot33-91500-35.FIN2	0,22	80	3	30	1	15	1	0,37	8410	1,834	0,057	0,1794	0,0041	0,31	1121	36	1061	22	1055	20	101
Z_91500_36	Spot33-91500-36.FIN2	0,22	79	3	29	1	14	1	0,37	8365	1,855	0,054	0,1786	0,0042	0,31	1124	37	1060	23	1056	19	100
Z_91500_37	Spot33-91500-37.FIN2	0,22	80	3	30	1	15	1	0,38	8455	1,862	0,052	0,1796	0,0041	0,33	1141	36	1063	22	1060	19	100
Z_91500_38	Spot33-91500-38.FIN2	0,22	80	3	30	1	16	1	0,37	8545	1,888	0,051	0,1855	0,0041	0,27	1099	35	1098	22	1072	18	102
Z_91500_39	Spot33-91500-39.FIN2	0,22	79	3	30	1	15	1	0,38	8440	1,877	0,054	0,1819	0,0041	0,29	1143	35	1073	22	1072	19	100
Z_91500_40	Spot33-91500-40.FIN2	0,22	79	3	30	1	15	1	0,38	8565	1,916	0,053	0,1831	0,0041	0,34	1132	36	1082	22	1081	18	100
Z_91500_41	Spot33-91500-41.FIN2	0,22	83	3	31	1	16	1	0,38	8610	1,867	0,052	0,1774	0,0038	0,28	1133	35	1051	21	1067	18	99
Z_91500_42	Spot33-91500-42.FIN2	0,22	82	3	30	1	16	1	0,37	8465	1,852	0,051	0,1803	0,0040	0,26	1114	34	1068	22	1053	18	101
Z_91500_43	Spot33-91500-43.FIN2	0,23	79	3	30	1	14	1	0,38	8220	1,892	0,050	0,1771	0,0038	0,25	1165	35	1048	21	1080	17	97
Z_91500_44	Spot33-91500-44.FIN2	0,23	78	3	29	1	14	1	0,38	8295	1,883	0,053	0,1853	0,004								