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

SARA CRISTINA MEMÓRIA CAMPELO

ICNOFÓSSEIS SILURO-DEVONIANO DO CÂNION DO RIO POTI, BACIA DO PARNAÍBA, ESTADO DO PIAUÍ, NE DO BRASIL

Recife
2021

SARA CRISTINA MEMÓRIA CAMPELO

ICNOFÓSSEIS SILURO-DEVONIANO DO CÂNION DO RIO POTI, BACIA DO PARNAÍBA, ESTADO DO PIAUÍ, NE DO BRASIL

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

Aréa de concentração: Geologia Sedimentar e Ambiental.

Orientadora: Sônia Maria Oliveira Agostinho

Coorientador: Juan Carlos Cisneros

Recife

2021

Catalogação na fonte
Bibliotecário Gabriel Luz, CRB-4 / 2222

C193i Campelo, Sara Cristina Memória

Icnofósseis siluro-devoniano do cânion do rio Poti, Bacia do Parnaíba, estado do Piauí, Ne do Brasil / Sara Cristina Memória Campelo – 2021.

135 f.: figs., tabs.

Orientadora: Profa. Dra. Sônia Maria Oliveira de Agostinho.

Coorientador: Juan Carlos Cisneros.

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Recife, 2021.

Inclui referências e apêndice.

1. Geociências. 2. Formação Tianguá. 3. Formação Pimenteira. 4. Nordeste. 5. Buriti dos Montes. 6. Brasil. I. Agostinho, Sônia Maria Oliveira de (Orientadora). II. Cisneros, Juan Carlos (Coorientador). III. Título.

UFPE

551 CDD (22. ed.) BCTG / 2022 - 29

SARA CRISTINA MEMÓRIA CAMPELO

ICNOFÓSSEIS SILURO-DEVONIANO DO CÂNION DO RIO POTI, BACIA DO PARNAÍBA, ESTADO DO PIAUÍ, NE DO BRASIL

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

Aprovada em: 01/02/2021.

BANCA EXAMINADORA

_____

Profa. Dra. Sônia Maria Agostinho (Orientadora)

Universidade Federal de Pernambuco

_____

Profa. Dra. Maria Somália Sales Viana (Examinador Externo)

Universidade Estadual do Vale do Acaraú

_____

Prof. Dr. Antônio Carlos Sequeira Fernandes (Examinador Externo)

Universidade Federal do Rio de Janeiro

AGRADECIMENTOS

Aqui quero expressar minha sincera gratidão a todos que estiveram envolvidos ao longo da trajetória deste trabalho. Inicio agradecendo a Drª Sônia Agostinho (UFPE), por aceitar me orientar, mesmo com o trabalho estando em andamento. Sua paciência, amizade e apoio foram de estrema importância.

De forma especial agradeço ao meu co-orientador, Dr. Juan Carlos Cisneros (UFPI), por ter me apresentado ao mundo da Paleontologia, ainda na graduação. Sou grata pelo apoio, confiança e amizade ao longo destes anos.

À profa. Drª. Katia Piovesan (Universidade Federal de Pernambuco) pela orientação durante o estágio à docência e por todo apoio durante minha estadia na UFPE. Ao professor Dr. Mário Lima Filho (UFPE), pelas valiosas contribuições geológicas na disciplina de tectônica sedimentar, e também pelos campos realizados na Bacia do Parnaíba.

À Drª Renata Netto (UNISINOS) e Dr. Daniel Sedorko (UFU) pelas valorosas contribuições na elaboração do artigo. Ao Dr. Luiz Saturnino de Andrade (UFPA), por sua disponibilidade e contribuição na caracterização geológica dos afloramentos estudados, que enriqueceram as discussões do presente trabalho.

Agradeço também a Rubens Luna e a comunidade Conceição dos Marreiros, no município de Buritos dos Montes, Piauí, por todo auxílio prestado durante as etapas de campo.

Ao programa de Pós-Graduação em Geociências (UFPE), pelo espaço cedido, e a todos os funcionários deste departamento, pela disponibilidade.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela concessão da bolsa de mestrado, de fundamental importância para minha permanência em Recife.

Aos meus queridos amigos que tive o prazer de dividir apartamento em Recife, Ana Carla Melo, Alesson Silva e Paulo Melo, grata pelos bons e felizes momentos compartilhados. Ao meu amigo de turma, Diego Ardila, por todo apoio e companheirismo.

À minha família, por serem grandes apoiadores, por compreenderem a minha ausência e por serem tão receptivos com meus regressos.

Aos membros da banca examinadora por terem aceito o convite de compor a banca e pelas contribuíções para a melhoria deste trabalho.

A todos o meu muito obrigada!

RESUMO

O intervalo Siluriano-Devoniano da Bacia do Parnaíba apresenta alta diversidade de traços fósseis. Os novos afloramentos aqui estudados são referentes à Formação Tianguá (Grupo Serra Grande) e Formação Pimenteira (Grupo Canindé) que afloram ao longo das margens do Cânion do rio Poti, município de Buriti dos Montes, estado do Piauí. Desta maneira, esta pesquisa objetivou a análise e caracterização destes novos afloramentos icnofóssilíferos. Foi realizada a descrição taxonômica e classificação etológica dos icnofósseis encontrados na área, bem como análise comparativa com outros icnofósseis já descritos e ilustrados através de literatura especializada,totalizando 14 icnotaxons identificados, dos quais, 10 são oriundos da Formação Tianguá (*Climactichnites wilsoni, Didymaulichnus lyelli, Didymaulyponomos rowei, Diplocraterion* isp., *Heimdallia* isp., *Lockeia siliquaria, Nereites irregularis, Palaeophycus tubularis, Thalassinoides* e também cristas epichinais não identificadas) ecinco da Formação Pimenteira (*Beaconites antarcticus, Bifungites crucifomis, Bifungites munizi, Nereites* isp., *Rhizocorallium commune*). A análise integrada da sedimentologia e da icnologia dos afloramentos estudados, permitiu caracterizar icnofácies Cruziana, onde a comunidade icnológica vivia em ambientes de águas plataformais rasas de baixa energia. A assembleia de icnofósseis aqui relatada, já é comum em outras bacias siluriano-devonianas do Gondwana, e será útil para expandir as correlações icnofossilíferas e refinar a icnoestratigrafia do Paleozoico Inferior em todo o Gondwana.

Palavras-chave: Formação Tianguá; Formação Pimenteira; Nodeste; Buriti dos Montes; Brasil.

ABSTRACT

The Silurian-Devonian interval of the Parnaíba Basin has a high diversity of fossil traits. The new outcrops studied here refer to the Tianguá Formation (Serra Grande Group) and Pimenteira Formation (Canindé Group) that emerge along the banks of the Poti River Canyon, municipality of Buriti dos Montes, state of Piauí. In this way, this research aimed to analyze and characterize these new ichnofossiliferous outcrops. Taxonomic description and ethological classification of the ichnofossils found in the area were carried out, as well as comparative analysis with other ichnofossils already described and illustrated through specialized literature, totaling 14 identified icnotaxons, of which 10 are from the Tianguá Formation (*Climactichnites wilsoni*, *Didymaulichnus lyelli*, *Didymaulyponomos rowei*, *Diplocraterion* isp., *Heimdallia* isp., *Lockeia siliquaria*, *Nereites irregularis*, *Palaeophycus tubularis*, *Thalassinoides* and also unidentified epichinal ridges) and five from the Pepper Formation (*Beaconites antarcticus*, *Bifungites crucifomis*, *Bifungites munizi*, *Nereites* isp., *Rhizocorallium commune*). The integrated analysis of the sedimentology and the icnology of the studied outcrops, allowed to characterize Cruziana icnofacies, where the icnological community lived in low energy shallow platform environments. The assemblage of ichnofossils reported here is already common in other Silondian-Devonian basins in Gondwana, and will be useful to expand the ichnofossiliferous correlations and refine the lower Paleozoic ichnostratigraphy throughout Gondwana.

Keywords: Tianguá Formation; Pimenteira Formation; Nordest; Buriti dos Montes; Brasil.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Afloramento Cachoeira da Lembrada, Formação Pimenteira, município de Buriti dos Montes, (PI).....16
Figura 2 - A-D afloramento Curral de pedra, Formação Tianguá, município de Buriti dos Montes, (PI). 17
Figura 3 - Mapa de localização dos afloramentos Cachoeira da lembrada (1) e Curral de Pedra (2), município de Buriti dos Montes, (PI). 17
Figura 4 - Métodos utlizados em campo A-B análise do aloramento, C fotografia dos icnofósseis, D-E vista panorâmica dos afloramentos. Município de Buriti dos Montes, PI. 20
Figura 5 - Carta estratigráfica da Bacia do Parnaíba com as sessões estudadas em destaque.....34
Figura 6 - Mapa de localização da Formação Pimenteira, Bacia do Parnaíba, e seus respectivos pontos com ocorrências icnofossilíferas. 35
Figura 7 - Distribuição dos icnogêneros por localidade. Formação Pimenteira, Bacia do Parnaíba.....41
Figura 8 - Quantificação dos icnogêneros por localidade. Formação Pimenteira, Bacia do Parnaíba.....42
Figura 9 - Icnogênero *Beaconites* Vialov, 1962
Beaconites antarcticus Vialov, 1962 44
Figura 10 - Icnogênero *Bifungites* Desio, 1940
Bifungites cruciformis Muniz, 1982 45
Figura 11 - Icnogênero *Bifungites* Desio, 1940
Bifungites munizi Desio, 1940 46
Figura 12 - Icnogênero *Climactichnites* Logan, 1960
cf. *Climactichnites wilsoni*.....48
Figura 13 - Icnogênero *Didymaulichnus* Young, 1972
Didymaulichnus lyelli Rouault, 1850 49
Figura 14 - Icnogênero *Didymaulyponomos* Bradshaw 1981
Didymaulyponomos rowei Bradshaw 1981 50

Figura 15 - Icnogênero *Diplocraterion* Torell, 1870
Diplocraterion isp.....51
Figura 16 - Icnogênero *Heimdallia* Bradshaw, 1981
Heimdallia isp.....52
Figura 17 - Icnogênero *Lockeia* James, 1879
Lockeia siliquaria James, 1879 53
Figura 18 - Icnogênero *Nereites* MacLeay, 1839
Nereites irregularis Schafhaut, 1851..... 54
Figura 19 - Icnogênero *Nereites* MacLeay, 1839
Nereites isp 54
Figura 20 - Icnogênero *Palaeophycus* Hall, 1847
Palaeophycus tubularis Hall, 1847.....55
Figura 21 - Icnogênero *Rhizocorallium* Zenker, 1836
Rhizocorallium commune Schmid, 1876 56
Figura 22 - Icnogênero *Thalassinoides* Ehrenberg, 1944
Thalassinoides horizontalis. 57
Figura 23 - Cristas epicniais 58

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Icnofósseis descritos para a Formação Tianguá, Bacia do Parnaíba.....36
Tabela 2 - Icnofósseis descritos para a Formação Pimenteira, Bacia do Parnaíba.....37

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO 12
2 OBJETIVO GERAL 14
2.1 Objetivos Específicos 14
3 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO 15
3.1 Afloramento I: Cachoeira da Lembrada 15
3.2 Afloramento II: Curral de Pedra 16
4 MATERIAIS E MÉTODOS 18
4.1 Etapa I: Levantamento Bibliográfico 18
4.2 Etapa II: Pesquisa de Campo 18
4.3 Etapa III: Análise laboratorial 19
4.4 Etapa IV: Tratamento de Dados 19
5 REFERENCIAL TEÓRICO 21
5.3 Formação Tianguá 24
5.4 Grupo Canindé 25
6 HISTÓRICO DA ICNOLOGIA DO SILURO-DEVONIANO DA BACIA DO PARNAÍBA 28
7 RESULTADOS E DISCUSSÕES 43
7.1 Icnologia Sistemática. 43
7.2 Estruturas Icnológicas 57
8 SIGNIFICADO PALEOECOLÓGICO E PALEOAMBIENTAL DAICNOFAUNA DAS FORMAÇÕES TIANGUÁ E PIMENTEIRA 59
9 CONSIDERAÇÕES FINAIS 61
10 REFERÊNCIAS 62
11 APÊNDICE A - LOWER PALEOZOIC TRACE FOSSILS FROM THE POTI RIVER CANYON(PARNAÍBA BASIN, NE BRAZIL) 69

1 INTRODUÇÃO

Icnofósseis são vestígios ou marcas resultantes da atividade biológica e comportamental dos seres vivos que viveram no passado, preservados no registro sedimentar. Icnologia (do grego *iknos*, que significa "rastro ou rastrear", e *logos*, que significa " estudo "), é a ciência que investiga o processo de interação organismo- substrato em resposta aos controles paleoambientais. (CURRAN, 1985; EKDALE et al., 1984; FERNANDES et al., 2002). Se preservam geralmente como escavações, pistas e perfurações, que podem ter sido realizadas tanto por organismos recentes como antigos. Assim, são definidas duas linhas na Icnologia, uma que trata de impressões produzidas no recente, chamada de Neoiconologia e outra que aborda vestígios antigos, que é a Paleoicnologia (BROMLEY, 1996; BUATOIS & MANGANO, 2011; CARVALHO & FERNANDES, 2007; EKDALE et al., 1984; FERNANDES et al., 2002; HORODYSKI & ERTHAL, 2017).

Há cerca de 150 anos, o termo icnologia já é reconhecido, em particular, na América do Norte, mas nas últimas décadas é que seu pontencial tem sido difundido. Desde a década de 70 o número de trabalhos icnológicos publicados tem aumentado, e, isso é demonstrado por meio de novos modelos relacionados à interação entre organismos e sedimentos (EKDALE et al., 1984).

Inicialmente, as pesquisas eram voltadas à identificação do organismo gerador dos icnofósseis. Neste cenário, o objetivo era entender como, onde e quando os traços foram feitos, em que contexto estavam inseridos e porque foram preservados. Hoje, sabe-se que, um mesmo traço pode ser fruto de produtores oriundos de diferentes classes taxonômicas e, um produtor pode ser responsável pela elaboração de traços com diferentes morfologias (FREY, 1975; KNAUST & BROMLEY, 2012).

A classificação dos icnofósseis esta condicionada principalmente de três formas: parassistemática, etológica e estratinômica. Na classificação parassistemática os traços são reconhecidos ao nível de icnogênero e icnoespécie (FERNANDES et al., 2002). A Classificação Etológica é fundamentada em informações paleoecológicas, voltadas à interpretação do comportamento dos organismos, refletida por meio de seus vestígios. Através dessa classificação é possivel obter informações sobre os hábitos de: alimentação (*Fodinichnia*), locomoção (*Repichnia*), predação (*Praedichnia*), habitação (*Domichnia*), escape (*Fugichnia*), pastagem (*Pascichnia*), repouso (*Cubichnia*), equlíbrio (*Equilibrichnia*), armadilha e cultivo (*Agrichinia*), nidificação (*Calichnia*) (EKDALE et al., 1984; FERNANDES et al., 2002). A Classificação Estratinômica leva em consideração o tipo de

preservação que os icnofósseis apresentam em relação ao substrato (topo ou base da camada) (SEILACHER, 1964).

Os icnofósseis são importantes porque a partir deles é possível identificar no registro sedimentar: a presença de animais de corpo mole, retrabalhamento dos sedimentos, diversidade de comportamento dos organismos, além de indicar topo e base das camadas. Comumente são limitados à fácies estreitas e encontrados em rochas em que normalmente fósseis corporais não se preservam. Também se pode entender os parâmetros ambientais comtemporâneos e a gênese das estruturas biogênicas, como: salinidade, oxigenação, energia heterodinâmica, taxa de sedimentação e consistência do substrato. Os rastros fósseis, portanto, permitem uma imagem mais completa da estrutura trófica e diversidade de comunidades antigas a serem reconstruídas (BROMLEY, 1996; BUATOIS & MANGANO, 2011; CARVALHO & FERNANDES, 2007; EKDALE et al., 1984; FERNANDES et al., 2002; HORODUSKI & ERTHAL, 2017).

A utilização dos icnofósseis tem se mostrado uma ferramenta de grande relevância na reconstrução de paleoambientes no registro geológico. Análises icnológicas em conjunto com dados sedimentológicos criam abordagens que contribuem para o melhor entendimento de áreas como: sedimentologia, estratigrafia de sequência, caracterização de reservatório, bioestratigrafia, paleoecologia, paleoceanografia, paleoclimatologia, paleoecologia evolutiva, paleoantropologia e arqueologia (EKDALE et al., 1984; BUATOIS & MANGANO, 2011; KNAUST & BROMLEY, 2012; MANGANO & BUATOIS, 2012; NETTO et al., 2012).

Neste trabalho, são retratadas novas ocorrências de icnofósseis em estratros do Siluriano (Formação Tianguá) e Devoniano (Formação Pimenteira) da Bacia do Parnaíba, no estado do Piauí. Os espécimes afloram no município de Buriti dos Montes, porção leste da bacia.

2 OBJETIVO GERAL

O propósito desta pesquisa está fundamentado, sobretudo na análise e caracterização de novos afloramentos icnofóssilíferos que ocorrem dentro dos limites doParque Estadual Cânion do Rio Poti, município de Buriti dos Montes, no estado do Piauí.

2.1 Objetivos Específicos

- Identificar e classificar os icnofósseis que ocorrem no Cânion do Rio Poti noestado do Piauí, município de Buriti dos Montes;
- Ampliar o cadastro de localidades icnofossilíferas da Bacia do Parnaíba e contribuir com o mapeamento icnológico e mesmo paleontológico do Brasil.

3 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está localizada dentro dos limites do Cânion do rio Poti, no município de Buriti dos Montes, estado do Piauí, porção Nordeste do Brasil. Esta região é formada por extensos paredões rochosos, naturais e contínuos lateralmente, expostos ao longo de uma área cortada pelo rio Poti (Figura. 1 e 2).

O Cânion do rio Poti percorre o estado pelos municípios de Buriti dos Montes, Castelo do Piauí e Juazeiro do Piauí. Essa feição de cânion é uma superimposição fluvial de rio cataclinal (que ocorre de acorodo como mergulho das rochas) em uma linha de falha (Claudino-Sales, 2021). Toda esta região encontra-se no Planalto da Ibiapaba: uma excessão memorável do semiárido nordestino – Eco Nordeste (agenciaeconordeste.com.br). É uma área bordejada pelo rio Poti que nasce no centro- oeste do estado do Ceará e escoa em direção a oeste. Ao longo do seu curso o rio esculpe um corte transversal, originando uma feição de relevo que estabelece a divisa entre os estados do Ceará e Piauí (BARRETO & COSTA, 2014). Recentemente, o cânion foi elevado à categoria de Unidade de Conservação e Proteção Integral. Neste contexto, foi criado no ano de 2017, o Parque Estadual do Cânion do Rio Poti, pelo Decreto de número 17.429. Este é inserido na região do médio rio Poti, e domina uma área de aproximadamente 24.772,23 ha (MORAIS, 2019).

Essa Unidade de Conservação é uma das maiores áreas protegidas do domínio fitogeográfico Caatinga, possuindo riqueza de espécies vegetais e animais, cachoeiras, além de sítios arqueológicos (LAGE, 2018). E, por conta de todas suas feições naturais o parque entrou para o roteiro ecoturístico do estado.

Buriti dos Montes está localizado em uma área rural do estado do Piauí, e dista 251 Km da capital Teresina. O município detém uma área de aproximadamente 2.286 km^2, e está inserido na microrregião Campo Maior (CPRM, 2006). As rochas aflorantes são consideradas de idade Siluriana (Formação Tianguá) e devoniana (Formação Pimenteira) (CPRM, 2006).

3.1 Afloramento I: Cachoeira da Lembrada

Partindo da capital Teresina, pela BR 343 até chegar a PI-155, segue em direção ao município de Castelo do Piauí. A partir desse ponto o acesso é realizado por uma estrada de barro, percorrendo 45 km até o parque. O afloramento da cachoeira com as coordenadas (05°02'09.3"S 41°24'12.4"W) (Figura 1) tem cerca de oito metros de espessura e fica nas proximidades da comunidade Conceição dos Marreiros (Figura 3).

Figura 1 - A-D Afloramento Cachoeira da Lembrada, Formação Pimenteira. .Município de Buritidos Montes, PI.

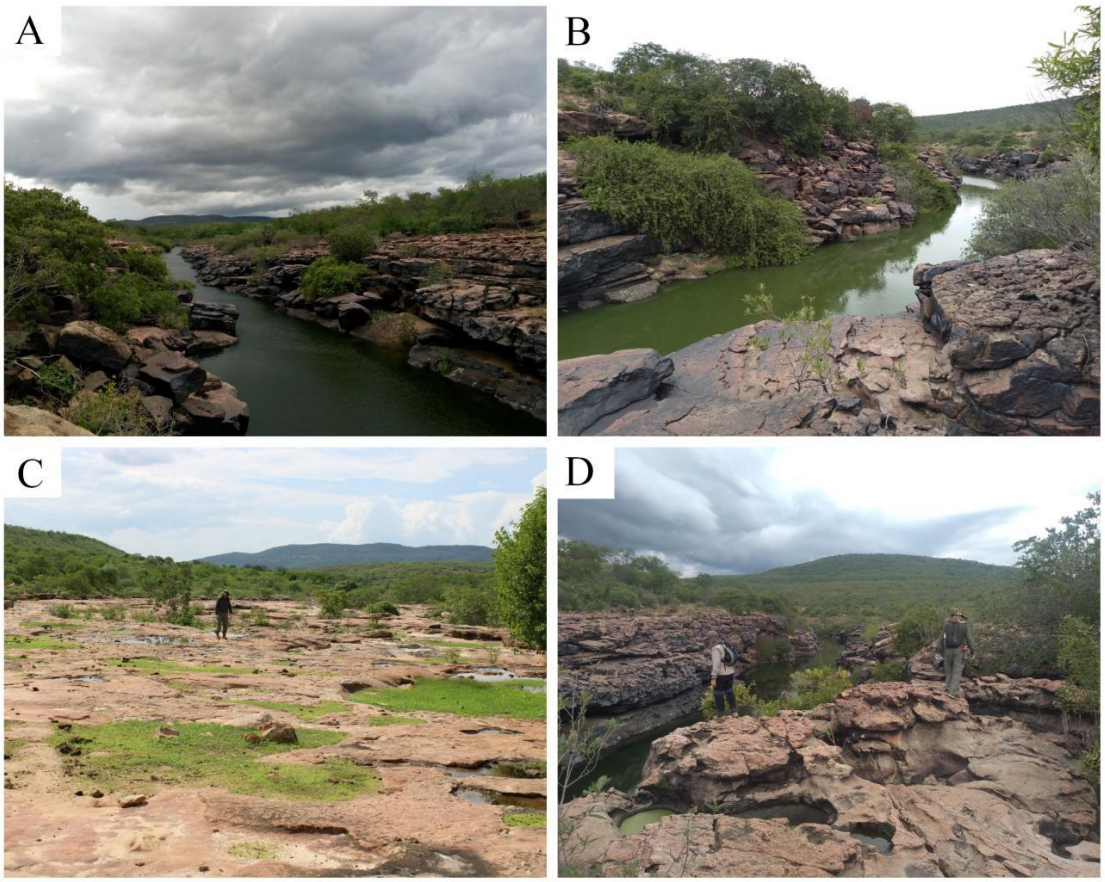
Fonte: A autora.

3.2 Afloramento II: Curral de Pedra

Partindo do povoado de Conceição dos Marreiros, em Buriti dos Montes, e passando pelas comunidades de Bebedouro e Oiticica até chegar à Curral de Pedra (4°55’03”S 41°24’40”W). Essa comunidade fica próxima à região conhecida como Canabrava, que faz divisa com o município de Crateús, no estado do Ceará (Figura 3).

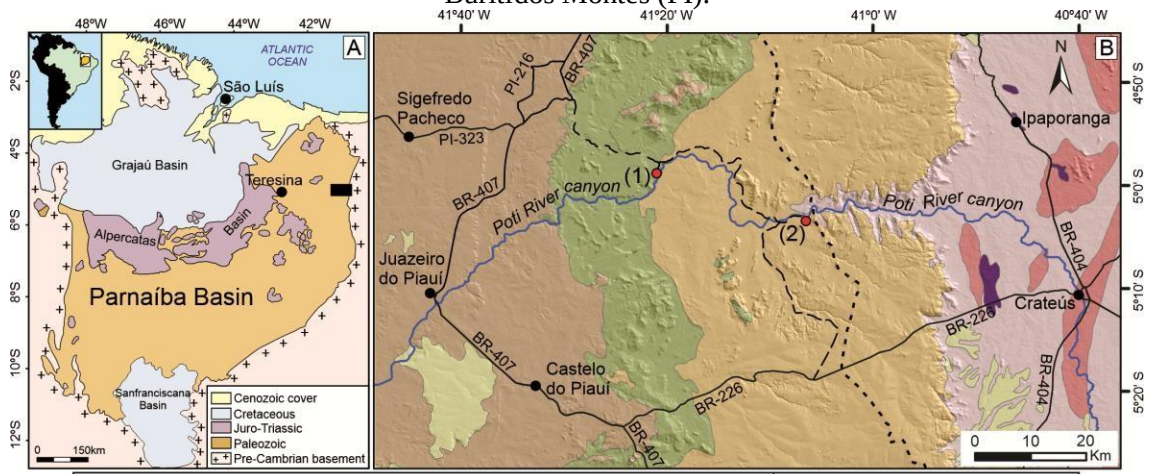
Na região de Curral de Pedra, o Cânion do rio Poti apresenta uma sessão rochosavertical de aproximadamente 15 metros (Figura 2).

Figura 2 - A-D Afloramento Curral de Pedra, Formação Tianguá. Município de Buriti dosMontes, PI.



Fonte: A autora.

Figura 3 - Mapa de localização dos afloramentos Cachoeira da Lembrada (1) e Curral de Pedra (2), Buritidos Montes (PI).



Stratigraphical Legend		Symbols
Cenozoic cover	Tertiary fluvial-deposits	Poti River
Paleozoic successions	Cabeças Formation	Highway
	Pimenteiras Formation	Unpaved road
	Serra Grande Group	States limits
Pre-Cambrian basement	Mafic to intermediary intrusive suite	Towns
	Tamboril-Santa Quitéria Granitic Migmatitic Complex	Trace-fossils outcrops
	Canindé do Ceará Complex	Studied area ('B' map)

Fonte: A autora.

4 MATERIAIS E MÉTODOS

O material icnológico estudado durante a elaboração desta dissertação provém de afloramentos de idade siluriana (Formação Tianguá) e devoniana (Formação Pimenteira), localizados no município de Buriti dos Montes, no estado do Piauí, borda leste da Bacia do Parnaíba. Os icnofósseis ocorrem abundantemente em camadas dispostas ao longo de trechos do Cânio do rio Poti. As amostras não foram coletadas devido à dificuldade de retirada do local.

A pesquisa foi subdividida em quatro etapas: levantamento bibliográfico, pesquisa de campo, análise laboratorial e tratamento de dados, detalhadas a seguir:

4.1 Etapa I: Levantamento Bibliográfico

A etapa inicial do trabalho foi à busca para o embasamento teórico sobre a geologia regional e paleoicnologia da área. Foram levantados os dados acerca do arcabouço estratigráfico da Bacia do Parnaíba, principalmente das formações Pimenteira e Tianguá, visando uma compreensão dos ambientes deposicionais onde estavam inseridos os icnofósseis.

Esta etapa foi realizada, através da consulta em bibliografia especializada, como livros, periódicos científicos e mapas geológicos da região, que resultou na elaboração dos capítulos cinco e seis deste trabalho.

4.2 Etapa II: Pesquisa de Campo

Os trabalhos de campo foram realizados em duas etapas, cada um com duração de três dias. Na primeira fase, ocorrida no mês de novembro de 2018, foi percorridouma parte do Cânion do rio Poti na busca de vestígios fósseis. As ocorrências foram mapeadas via GPS - *Global Position System*.

Durante a execução do trabalho ocorreu a geração de materiais (fotografias) utilizados na etapa laboratorial (Figura 4). Os icnofósseis encontrados foram analisados (medidos, mapeados) ainda em campo (*in locu*), devido à impossibilidade de coleta do material. A segunda etapa de campo ocorreu durante o mês de fevereiro de 2020. Nesta etapa, se priorizou a análise geológica da área.

Os dois afloramentos foram descritos de acordo com a metodologia proposta porWalker

(1992), o que resultou na elaboração de perfis estratigráficos com distinção de litofácies, baseado principalmente em aspectos litológicos e icnológicos.

4.3 Etapa III: Análise laboratorial

Foi realizada a descrição morfológica e classificação etológica dos icnofósseis, bem como análise comparativa Para tanto, foi utilizada bibliografia específica (BRANDT et al., 2010; BROMLEY, 1996; BUATOIS,MANGANO & ACEÑOLOZA, 2002; CARVALHO, FERNANDES & BORGHI, 2003; FERNANDES et al., 2002; FREY, 1975; FREY & PEMBERTON, 1984; HANTZSCHEL, 1962; HANTZSCHEL, 1975; KNAUST & BROMLEY, 2012; NETTO, 2001; NETTO et al., 2002; NOGUEIRA, TRUCKENBRODT & SOARES, 1999; RINDSBERG, MARTIN, 2003; SEILACHER, 2007).

4.4 Etapa IV: Tratamento de Dados

Os resultados obtidos foram analisados, quantificados e tabulados, o que viabilizou a implementação de tabelas, gráficos, tratamento de imagens, bem como elaboração de mapas e perfis estratigráficos.

Os *softwares* utilizados ao longo desta etapa foram *Global Mapper* 13.0, *Auto Cad* 2011, *Corel Draw* X6 e *Power Point* 2010.

Figura 4 - Métodos utilizados em campo. A-B Análise do afloramento; C Fotografia dos icnofósseis; D- E Vista panorâmica dos afloramentos. Buriti dos Montes, PI.

Fonte: A autora.

5 REFERENCIAL TEÓRICO

5.1 Bacia do Parnaíba

Ocupando uma área de 665.888 km^2, a Bacia do Parnaíba contempla principalmente uma vasta região nordeste do Brasileiro, sendo reconhecida nos estados do Piauí, Maranhão, Bahia e Ceará. Na região norte do país ocorre em Tocantins e também no Pará. É uma bacia intracratônica, disposta entre faixas de dobramentos que bordejam os crátons do Guaporé, São Luís e São Francisco (GÓES & FEIJÓ, 1994; VAZ et al., 2007). Esta bacia esta inserida na Plataforma Sul-americana, em um embasamento tipicamente continental, durante seu processo de estabilização. Possui um preenchimento sedimentar majoritariamente paleozoico, de aproximadamente 3.500 metros no seu depocentro, mas também conta com depósitos mesozóicos e cenozóicos que se assenta em grandes extensões da sua área. Seu desenvolvimento tectônico sedimentar está ligado ao lento processo de subsidência do embasamento, ocorrido durante o desenvolvimento do paleocontinente Gondwana (ABELHA et al., 2018; CAPUTO et al., 2005; CRUZ, 2016; CUNHA, 1986; GÓES et al., 1990; GÓES & FEIJÓ, 1994; LIMA FILHO, 1991; LIMA FILHO, 1998; MESNER & WOOLDRIGE, 1962; PFALTZGRAFF et al., 2010; SANTOS et al., 2007; SANTOS & CARVALHO,

2009; SUGUIO & FULFARO, 2009; VAZ et al., 2007).

A bacia tem sua origem vinculada a processos tectonomagmáticos ocorridos no Mesoproterozoico, sobre os quais se superpõem *grabens*. O substrato é constituído por rochas ígneas, metamórficas e sedimentares, com idades que variam do Arqueano ao Ordoviciano. O início da sedimentação corresponde às unidades referentes à Formação Riachão (Neoproterozóico) e ao Grupo Jaibaras (Cambro-Ordoviciano). Mas prevalecem rochas do Proterozoico e Paleozoico, remanescentes da consolidação da Plataforma Sul Americana (GÓES & FEIJÓ, 1992; 1994; VAZ et al., 2007).

A princípio, a coluna sedimentar da bacia foi organizada em sequências deposicionais que se iniciam durante o Siluriano, pelo processo de subsidência ao longo dos lineamentos Transbrasiliano e Santa Inês, e que prosseguem até o Cretáceo. Assim foram definidas: Sequência Siluriana (Grupo Serra Grande), Sequência Devoniana (Grupo Canindé), Sequência Carbonífero-Triássica (Grupo Balsas), Sequência Jurássica (Grupo Mearim) e Sequência Cretácea (formações Grajaú, Codó, Corda e Itaperucu). A

sedimentação é sobretudo siliciclástica, com presença de calcários, anidritas, sílex, diabásio e também basaltos, todos estes remanescentes de regimes magmáticos ocorridos no Neotriassico/Eocretáceo (CUNHA, 1986; GÓES & FEIJÓ, 1994).

Góes & Feijó (1994) e Vaz et al. (2007) redefiniram a bacia em sequências deposicionais, quais sejam: Sequência Siluriana, Sequência Mesodevoniana- Eocarbonífera , Sequência Neocarbonífera-Eotriássica, Sequência Jurássica e Sequência Cretácea. As três primeiras sequências estão associadas ao processo de estabilização da bacia na Plataforma Sul Americana e todas estas sequências são restringidas por discordâncias de escala regional.

Ocorrem também rochas ígneas intrusivas (diques e soleiras) e extrusivas de composição básica, que foram divididas em duas unidades, Formação Mosquito (Neotriássico/Eojurássico) e Formação Sardinha (Eocretáceo) (VAZ et al. 2007).

Young (2003) defende que a litoestratigrafia da bacia seria representada apenas pelos sedimentos paleozoicos que correspondem ao Grupo Serra Grande, Canindé e Balsas, porque o desenvolvimento tectonico sedimentar desses grupos está diretamente relacionado a subsidência do embasamento da bacia dentro do processo evolutivo do Gondwana.

5.2 Grupo Serra Grande

O Grupo Serra Grande é a unidade estratigráfica mais antiga da Bacia sedimentar do Parnaíba, correspondendo à sequência Siluriana. Esta sequência representa à primeira ingressão marinha, e marca o início da sedimentação, além de representar um ciclo transgresssivo-regressivo completo (GÓES & FEIJÓ, 1994; SANTOS & CARVALHO, 2009; VAZ et al., 2007).

As sequências sedimentares do Grupo Serra Grande são consideradas sincrônicas às unidades que ocorrem na África e América do Sul. São indícios que atestam a conjunção do paleocontinente Gondwana e demonstra alterações no arranjo das placas ao longo do processo de deriva (SANTOS & CARVALHO, 2009).

O desencadeamento do processo sedimentar ocorreu devido a operação de um megassistema de fraturas, aliado a contração térmica processada no término da Orogenia Brasiliana. Os reflexos da Orogenia Caledoniana foram os responsáveis pelo fim da sedimentação (GÓES & FEIJÓ, 1994).

As rochas do Grupo Serra Grande possuem composição clásticas e se apresentam em grandes exposições, formando serras e chapadas, ao longo das bordas nordeste e leste da bacia. Há deposição de um pacote de arenito conglomerático na base, que no topo passa para arenito fino, intercalados por siltito, folhelhos e também argilitos. Essa sequência retrata um aumento da umidade durante o período de sedimentação, evidenciando um ambiente de deposição fluvioglacial a glacial, passando a nerítico, até chegar em condições continentais (fluvial entrelaçado) (GÓES & FEIJÓ, 1994; PFALTZFRAFF et al., 2010; SANTOS & CARVALHO, 2009; VAZ et al., 2007).

Esta sequência pode ser verificada em quase toda a extensão da bacia em subsuperfície, mas suas áreas aflorantes ocupam uma espessa faixa na borda leste, que são limitadas pelo embasamento (VAZ et al., 2007). Além dos limites da Bacia do Parnaíba, é possível encontrar remanescentes desta sequência no vale do Cariri, na Chapada do Araripe e também nas bacias do Jatobá e Sergipe-Alagoas (CAPUTO & LIMA, 1984).

Os flancos nordeste, leste e sudeste da bacia correspondem às áreas de maior ocorrência e espessura, em superfície. Nestas regiões, os recentes limites da bacia são delimitados pelo pacote de arenitos, que compõem as chapadas, com terminações abruptas, "cuestiforme" (SANTOS & CARVALHO, 2009).

Góes & Feijó (1994) certificam que este grupo repousa discordantemente acima do embasamento metamórfico, ou sobre as molassas das formações Riachão e Mirador. Da mesma forma, o contato superior com o Grupo Canindé é também considerado discordante.

Segundo Caputo & Lima (1984) e Góes & Feijó (1994), esta sequência foi subdividida em três formações: à Formação Ipu (deposição glacio-fluvial); Formação Tianguá (deposição marinha, plataforma rasa) e Formação Jaicós (deposição fluvial entrelaçado).

A Formação Ipu, unidade de base, é sobreposta, concordantemente, pela Formação Tianguá. Sua datação foi alcançada por correlação estratigráfica, até então considerada afossilífera. A correlação se deu pelos diamictitos da borda oeste da bacia com os tilitos do topo da Formação Nhamundá, Bacia do Amazonas. Assim, ela foi posicionada no topo do Ordoviciano e início do Siluriano (SANTOS & CARVALHO, 2009).

O topo da sequência é representado pela Formação Jaicós, que dispõem concordantemente com a Formação Tianguá e discordante a Formação Itaim. Os microfósseis presentes nesta formação são indicativos de uma sedimentação ocorrida entre o Siluriano (Lockoviano) e o Devoniano (Emsiano) (SANTOS & CARVALHO, 2009; GRANH, 1992).

A Formação Ipu tem espessura máxima de 350 metros e se compõem de arenitos, conglomerados, arenitos conglomeráticos e diamictitos. Foi depositada entre o término do

Ordoviciano e início do Siluriano, em ambiente fluvial anastomado com influência periglacial. Tem como estruturas sedimentares, estratificação cruzada acanalada e tabular (CAPUTO, 1984; CAPUTO & LIMA, 1984).

A parte média do Grupo Serra Grande corresponde à Formação Tianguá. Esta registra a primeira ingressão marinha da Bacia do Parnaíba (superfície de inundação máxima). Esta formação sobrepõe-se concordantemente aos litótipos da Formação Ipú, e esta sotoposta de maneira concordante à Formação Jaicós. Apresenta espessura máxima de aproximadamente 200 metros. É representada por folhelhos cinza escuro, bioturbados, arenitos, cinza-claros, variando de finos à médios, feldspáticos e intercalações de siltitos e folhelhos cinza-escuro, bioturbados e micáceos. Todo esse conjunto sugere um ambiente marinho raso sob ação de ondas (CAPUTO, 1984; GÓES & FEIJÓ, 1994; VAZ et al., 2007).

A Formação Jaicós encera o ciclo trangressivo-regressivo do Grupo Serra Grande. Tem aproximadamente 380 metros de espessura, e é representada por conglomerados, intercalados por arenitos grossos, cinza esbranquiçado, com granulometria de médios, grossos e apresenta estratificação cruzada acanalada(CAPUTO, 1984; GÓES & FEIJÓ, 1994).

5.3 Formação Tianguá

A Formação Tianguá representa a porção média do Grupo Serra Grande e esta posicionada na borda leste da Bacia do Parnaíba. Esta formação apresenta espessura de aproximadamente 200 metros, e é constituída por folhelhos cinza escuros, bioturbados, sideríticos e carbonáticos; arenitos cinza claro, finos a médios, feldspáticos; e intercalações de siltitos e folhelhos cinza escuro, bioturbados e micáceos. Os arenitos comumente estão dispostos em bancos horizontais e apresentam estratificação cruzada espinha-de-peixe. Seus contatos tanto com as camadas da Formação Ipu (sotoposta) quanto com a Formação Jaicós (sobreposta) são dispostas de maneira concordante(CAPUTO, 1984; CAPUTO & LIMA, 1984; GÓES & FEIJÓ, 1994; SANTOS & CARVALHO, 2009). A transgressão marinha máxima do Siluriano da Bacia do Parnaíba ocorreu no Mesolandoveriano, equivalente à idade da Formação Tianguá (CAPUTO & LIMA, 1984; GÓES & FEIJÓ, 1994; SANTOS & CARVALHO, 2009; 1994; VAZ et al., 2007).

Os primeiros registros que reportam fósseis para a Formação Tianguá são de graptólitos do gênero *Monograptus* e a espécie *Climacograptus* cf. *scalaris* Hisinger, 1837 (CAPUTO & LIMA, 1984; GRAHN, 1992). As análises palinológicas, em sedimentos da formação demonstram a ocorrência de quitinozoários, acritarcas (de hábito nerítico) e miósporos, que

indicam uma idade eosiluriana, sendo comparáveis as ocorrências em bacias da África, Europa e América do Norte (CAPUTO & LIMA, 1984).

As ocorrências destes microfósseis são de extrema relevância, por serem utilizados em análises bioestratigráficas, sendo possível a realização de correlação entre bacias sedimentares. As correlações no Brasil são com a Formação Pitinga da Bacia do Amazonas e Formação Vila Maria da Bacia do Paraná. Na África do Norte é correlacionada com a Formação Imirhou, que são os folhelhos graptolíticos do Saara argelino, e ao arenito Elmina da Bacia de Accra, Gana. Na África do Sul é correlacionada com a Formação Pakhuis e os folhelhos Cedarberg, do Grupo Table Mountain (CAPUTO & LIMA, 1984; GRAHN, 1992).

O processo deposicional desta formação se deu em um ambiente marinho de águas rasas, exposto a ação de ondas, associado à trangressão glácio-eustática mundial, e que prosseguiu à fusão de gelo no Norte do continente africano. Neste período o paleocontinente Gondwana estava posicionado em alta latitude. O clima era predominante frio, atestado pela inexistência de Domasia e Deunffia, que são organimos característicos de regiões com climas tropicais do Siluriano, comumente encontrados na Europa e América do Norte (CAPUTO & LIMA, 1984; SANTOS & CARVALHO, 2009).

Caputo & Lima (1984) também observaram que as mudanças ocorridas no ambiente deposicional da formação, através do aumento do fluxo de clásticos, águas rasas e ausência de indícios de clima quente, que foram fatores responsáveis pelo desencadearmento do empobrecimento gradativo da paleofauna da Formação Tianguá, em direção à porção Leste da bacia.

A sedimentação fluvial característica da formação é decorrente de alterações climáticas e degelos ao longo dos processos migratórios, pela África e América do Sul. Na borda leste, o basculhamento de blocos, ao longo dos antigos lineamentos do embasamento, estabeleceu uma rede de drenagem fluvial que era direcionada para o interior da bacia. A granulometria grosseira dos sedimentos é resultante do regime erosional, que era ampliado devido à ausência de áreas com cobertura vegetal. Neste período as floras vasculares ainda não estavam desenvolvidas. As descargas de sedimentos grosseiros afetavam o estabelecimento de vida bentônica (SANTOS & CARVALHO, 2009).

5.4 Grupo Canindé

A Supersequência Mesodevoniana-Eocarbonífera perfaz quase toda a subsuperfície da bacia, mas seus afloramentos dispõem-se principalmente na porção leste, onde estão situados

as principais ocorrências fossiliferas registrada para esseperíodo e também na porção sudeste do seu território (SANTOS & CARVALHO, 2004;VAZ et al., 2007).

Na porção devoniana desta supersequência os depósitos são plataformais rasos e influenciados por tempestades, deltas e depósitos glaciais que são indícios de uma sequência transgressiva-regressiva, representativo da máxima ingressão marinha na bacia. A retomada da sedimentação no Devoniano é decorrente da carga sedimentar pré- existente, que possibilitou um constante aumento da rigidez flexural, o que acarretou na subsidência e consequente ampliação da bacia. O soerguimento da orogenia eoherciniana marca o fim do processo sedimentar (SANTOS & CARVALHO, 2004).

Esta sequência é separada do Grupo Serra Grande devido a uma discordância erosiva, ocasionada por uma regressão mundial. Esta regressão provocou a migração da linha de costa da África do Norte, do sul da Argélia e norte do Marrocos, por mais de

1.000 km, ao mesmo tempo houve a regressão marinha nas bacias brasileiras (CAPUTO & LIMA, 1984; SANTOS & CARVALHO, 2004; YOUNG, 2003; VAZ et al., 2007).

Litoestratigraficamente esta sequência correspondente ao Grupo Canindé, está dividido em quatro formações, quais sejam: Formação Itaim, Formação Pimeteira;Formação Cabeças e Formação Longá (CAPUTO & LIMA, 1984; GÓES & FEIJÓ, 1994; SANTOS & CARVALHO, 2004; VAZ et al., 2007).

A Formação Itaim Eifeliano (Mesodevoniano) é composta principalmente por arenitos que variam de finos à médios, com grãos de formato subarredondados, alto grau de seleção e esfericidade. Os arenitos tem coloração esbranquiçada e os folhelhos são escuros. Há também intercalações de folhelhos bioturbados na porção basal da formação. Este sistema foi depositado em ambientes deltáicos e plataformais, dominados por correntes induzidas por tempestade e maré (GÓES & FEIJÓ, 1984; VAZet al., 2007). Assenta-se discordantemente à Formação Jaicós e esta sotoposta de maneira concordante a Formação Pimenteira (CAPUTO & LIMA, 1984).

A Formação Pimenteira datada do Givetiano-Fransniano, é composta principalmente de folhelhos de tons cinza escuro à preto bioturbados. Também há intercalações de siltito e arenito fino em um ambiente de plataforma dominada por tempestade.

A Formação Cabeças, considerada também de idade Givetiana-Frasniana,tem como litotipo arenito fino à médio, com alto grau de seleção. A interpretação considera um ambiente nerítico plataformal, dominado por corrente de maré (GÓES & FEIJÓ, 1994), com eventual influência periglacial, decorrente da ocorrência de diamictitos na parte superior da formação (CAPUTO, 1985; CAPUTO & CROWELL, 1985). Outra fácie é de ambiente

fluvial, contituido de arenito fino á médio, bem selecionado e por vezes associados a arenito grosso (CAPUTO, 1984; GÓES & FEIJÓ, 1994). A transição para a Formação Pimenteira é evidenciada pela ocorrência de estratificação cruzada tabular, lobos sigmoidais e tempestitos (BARBOSA, 2014).

A Formação Longá datada do Fameniano tem como litotipo folhelhos cinza, arenitos finos e laminados que ocorrem na sua porção média, depositados em ambiente plataformal dominado por tempestade (GÓES & FEIJÓ, 1994).

A Formação Poti é dividida em duas porções segundo Vaz et al. (2007): a inferior predominantemente formada por arenitos cinza-esbranquiçados, e a superior, que é constituída de arenitos cinza, siltes intercalados por folhelhos e eventuais níveis de carvão. O processo de deposição é considerado de ambiente deltaico e planície de maré com possível influencia de tempestade (GÓES & FEIJÓ, 1994; LIMA & LEITE, 1978).

5.5 Formação Pimenteira

O Devoniano no Brasil é registrado mais expressivamente nas unidades litoestrátigráficas da Bacia do Parnaíba. Tendo uma faixa aflorante de aproximadamente

1.000 Km na borda leste (Figura 5). A origem dos estratos na bacia foi iniciada no Lochkoviano, mas seu registro é mais significativo durante o Eifeliano. Foram originados em um sistema parálico a marinho raso, no decorrer de grandes oscilações no nível do mar, o que ocasionou processos de transgressão e regressão (PONCIANO et al., 2012).

Descrita pioneiramente por Small (1914), a Formação Pimenteira representa a maior ingressão marinha já registrada para a Bacia do Parnaíba. Este episódio ocorreu durante o Fransniano, e perdurou até o término Fameniano, que foi marcado por um evento glacial (PONCIANO et al., 2012).

Esta formação é designada por apresentar espessas camadas de folhelhos (10 a

30 metros) de tons cinza-escuros a pretos, podendo se apresentar bioturbados, radioativos e abundantes em matéria orgânica, com elevado teor de carbono orgânico. São intercalados por espessas camadas de siltito, arenito grosso e até conglomerático, com estratificação cruzada do tipo *hummocky*. Todo esse pacote litológico representa indícios de um paleoambiente nerítico de plataforma dominada por tempestade (DELLAFAVERA, 1990; GÓES & FEIJÓ, 1994; LIMA & LEITE, 1977; SANTOS, 2005; YOUNG, 2003; VAZ et al., 2007).

O contato da Formação Pimenteira com as unidades subjacente (Formação Itaim) e

sobrejacente (Formação Cabeças) são tradicionalmente descritos como concordantes e gradacionais (SANTOS & CARVALHO, 2004). Porém Young (2006) defende a ocorrência de contatos erosivos em algumas áreas.

O modelo de sistemas flúvio-deltáicos dominados por inundações, proposto por Della Fávera (2001), e empregado ao Membro Passagem por Ponciano & Della Fávera, (2009) pode também ser aplicado para os processos ocorridos no paleoambiente marinho raso que concebeu os depósitos menos proximais da Formação Pimenteira (PONCIANO et al., 2012). Neste caso, o processo de inundação gerou o transporte dos sedimentos e bioclatos presentes na formação, também viabilizaram a erosão e o retrabalhamento, com a consequente deposição final nos depósitos plataformais(PONCIANO et al., 2012).

Góes & Feijó (1994) definiram a idade da formação como sendo Givetiana Fransniana. Grahn et al. (2008), por meio de análises em microfósseis (quitinozoários) definiram um intervalo temporal para a Formação Pimenteira entre o Eifeliano superior ao Eogivetiano inferior.

A base da Formação Pimenteira é um rico horizonte fossilífero resultante de uma mistura de faunas de domínio Malvinocáfrico do Velho Mundo e América Oriental (GRAHN, 1992). O conteúdo fossilífero dessa formação apresenta uma abundante faunade invertebrados marinhos, composta por: trilobitas, braquiópodes, bivalves, crinóides, conulários, belerofontídeos, tentaculídeos, hiolitídeos, escolecodontes e quitinozoário. Estão presentes também condrictes e acantódios, fragmentos de algas e plantas vascalures e também microfósseis de ostracodes (MELO, 1988, SANTOS & CARVALHO, 2004; GRAHN et al., 2008). Também conta com um elevado número de icnotáxons que serão mencionados ao longo do trabalho (Tabela 1). Mesmo com toda essa diversidade e abundância fossilífera (Figura 1), a Formação Pimenteira ainda é carente em pesquisas que priorizem o detalhamento do posicionamento estratigráfico destas biotas (PONCIANO et al., 2012).

6 HISTÓRICO DA ICNOLOGIA DO SILURO-DEVONIANO DA BACIA DO PARNAÍBA

O trabalho que apresentou as primeiras ocorrências com conteúdopaleoicnológico para a sequência siluriana da Bacia do Parnaíba foi de Albuquerque & Dequech (1946), que expuseram uma descrição inconsistente da icnoespécie *Palaeophycus ibiapabensis* para a então considerada "Formação Serra Grande". Essa citação foi posteriormente revista, considerando a possibilidade de ser *Palaeophycus tubularis* Hall, 1847 (Agostinho, 2005).

Caputo (1984) relatou a presença de bioturbações em folhelhos da Formação Tianguá, sem maiores detalhes.

A Formação Ipú, unidade mais antiga do Grupo Serra Grande da Bacia do Parnaíba, foi por muito tempo considerada afossilífera, e por este motivo foi datada por correlação geológica. Viana et al. (2010) e Viana (2018) em uma pesquisa pioneira nos estratos basais da bacia, identificaram traços fósseis para esta formação, na região noroeste do estado do Ceará. São 17 icnogêneros mencionados, ratificando uma diversidade icnofóssilífera para a formação. Os gêneros reconhecidos foram: *Arenicolites*, *Circulichnis*, *Conichnus*, *Cylindrichnus*, *Furnasichnus*, *Palaeophycus*, *Planolites*, *Skolitos.* E mais nove icnogêneros que não puderam ser identificados (VIANA et al., 2010).

Fernandes et al. (2012) em uma revisão dos trabalho de Kegel (1965B; 1966) atribuíram dois icnogêneros possivelmente ao Grupo Serra Grande, *Crossopodia*? *maranhensis* Kegel, 1966 e *Arenicolites* isp. para as formações Tianguá (Tabela 1) e Jaicós.

Souza et al. (2015) trata do significado paleoambiental dos icnofósseis silurianos encontrados no município de Santana do Acaraú, no estado do Ceará. Os icnitos se distribuem nos setores norte e central da área de estudo e se classificam em duas icnofácies: Cruziana, representada pelos icnogêneros *Circulichnis* e *Palaeophycus* e a icnofácies Skolithos, representada por *Skolithos* e *Arenicolites.* O icnogênero *Skolithos* pode ocorrer tanto isolado ou associado à *Circulichnis-Arenicolites* e *Circulichnis – Palaeophycus*.

Um estudo icnológico sistemático foi realizado no município de Viçosa, no Ceará, 22 icnogêneros foram reconhecidos, dos quais 18 ocorrem na Formação Tianguá (SOUZA, 2014; Viana, 2018) *Arenicolites*; *Arthrophycus*; *Bergaueria* Prantl, 1945; *Conichnus*; *Cruziana* d`Orbigny, 1842; *Didymaulichnus* Young, 1972; *Diplocraterion* Torell, 1870; *Furnasichnus*(?); *Gyrochorte*(?) Heer, 1865; *Helminthopsis* Heer, 1877;

Lockeia James, 1879; *Neonereites* Seilacher, 1960; *Neoskolithos* Kegel, 1966, *Palaeophycus*, *Planolites*, *Rusophycus* , *Skolithos*, *Thalassinoides* Ehrenberg, 1944 e *Treptichnus*(?) Miller, 1889, compondo um paleoambiente característico da icnofácies Cruziana (SOUSA, 2014; 2018; et al., 2019). Para a Formação Jaicós, foram identificados nove icnogêneros, estando estes relacionados à icnofácies Skolithos *Conichnus*, *Furnasichnus*(?), *Gordia*(?)Emmons, 1844; *Helminthopsis*, *Herradurichnus* Poiré e Del Valle, 1996; *Monocraterion*, *Palaeophycus*, *Rhizocorallium*(?) Zenker, 1836 e *Skolithos* (SOUZA, 2014). (Tabela 1), compondo um paleoambiente característico da icnofácies Cruziana (SOUSA, 2014; 2018; et al., 2019). A porção basal do Devoniano da Bacia do Parnaíba, representada pela Formação Itaim,

apresenta poucos registros icnológicos referido na literatura, que são representados pelos icnogêneros *Arenicolites*, *Asteriacites*, *Planolites*, *Zoophycus*, *Rusophycus*, *Paleodyction* (*Spirophyton*) e *Skolitos* (Tabela 2) (MELLO, 1988; AGOSTINHO et al., 2007, et al., 2011).

O geólogo Wilhelm Kegel percorreu o sudeste do Piauí, passando pelos municípios de Picos, Oeiras e Valença. Observou a presença de restos de organismos trilobitomorfos, *Neoskolithos*, *Nereites* e *Spirophyton*. Naquela época os icnofósseis foram atribuídos às Formações Pimenteira, Cabeças e Longá (KEGEL, 1953; 1957, 1961, 1965, 1966; SANTOS & CARVALHO 2009).

Em seus trabalhos, os icnosfósseis são referidos como "vermes, tubos, rastos", e tidos como indicadores de fácies. Assim conseguiu agregar os processos geológicos em conformidade com a paleofauna e paleoflora presente na região e, desta forma, definiu o posicionamento vigente das unidades litoestratigráficas da bacia. (KEGEL, 1953; 1957, 1961, 1965, 1966).

Os icnofósseis estudados por kegel foram depositados no ano de 1960 na coleção de Paleontologia do Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM/RJ, atualmente Agência Nacional de Mineração), hoje essa coleção encontra-se no Museu de Ciências da Terra (MCT-ANM), no Rio de Janeiro. Fernandes et al. (2012) realizaram uma revisão desses icnofósseis, priorizando a atualização das atribuições taxonômicas e litoestratigráficas dos espécimes. Neste artigo algumas icnoespécies atribuídas por kegel foram redefinidas. A principal modificação atribuída a Formação Pimenteira foi à reclassificação de *Spirophyton* para *Zoophycos*. Além disso, foi constatado que nenhum dos icnofósseis analisados por Kegel (1965b, 1966) eram procedente da Formação Cabeças, sendo atribuídos as formações Tianguá, Jaicós, Pimenteira e Longá (FERNANDES et al., 2012).

Brito (1977) foi o primeiro a reportar o icnogênero *Asteriacites* para a Formação Pimenteira, proveniente do município de Tocantínia no estado do Tocantins. Posteriomente, Fernandes & Fonseca (2005) realizaram uma revisão sistemática do material analisado por Brito (1977) e redefiniram os exemplares a nível de icnoespécie. Assim, foi definida a icnoespécie *Asteriacites stelliforme*, corroborando para a interpretação de ambiente marinho para a formação.

Assis & Fernandes (1980) relataram *Bifungites* sp. para a Formação Pimenteira procedentes das proximidades de Miranorte de Goiás. Muniz (1988) descreveu formas de *Merostomichnites* oriundas de São Miguel do Tapuio, no Piauí.

Ferreira & Fernandes (1983), identificaram exemplares oriundos do estado de

Tocantins, que são os icnogêneros: *Bifungites*, *Cruziana*, *Rusophycus*, *?Neonereites*, *Palaeophycus*. e *Guilielmites.*

Contudo, a maior parte dos trabalhos referentes à icnofósseis da Formação Pimenteira, atentou somente ao mapeamento das ocorrências (Figura 6, 7 e 8) e a taxonomia (Tabela 1), sem explorar o contexto estratigráfico e paleoambiental. Estudos que detalham o contexto geológico associado aos icnofósseis, nesta formação, são mais comuns a partir dos anos 2000. Foi a partir dai que se ampliou o cenário dos icnofósseis, no Devoniano da bacia, evidenciando os que já eram conhecidos e também aportando novas icnoespécies (AGOSTINHO et al., 2004).

Fernandes et al. (2002), elaboraram um guia com os principais icnofósseis encontrados no Brasil. Os icnosfósseis são apresentados em ordem alfabética, constando infrormações sobre diagnose, distribuição estratigráfica, etologia, organismo gerador, icnofácies tipo. Neste guia são mencionados vários icnofósseis do Siluro-Devoniano da Bacia do Parnaíba.

Corrêa et al. (2004), identificaram a presença de *Bifungites* isp., *Nereites* cf. *N. missouriensis, Rusophycus polonica* e *Trichophycus* isp., e também o pseudoicnofóssil "*Guilielmites*".

Young et al. (2002) através de testemunho de sondagem acrescentaram as icnoespécies *Asterosoma* isp., *Chondrites* isp., *Cylindrichnus* isp., *Helminthopsis* isp., *Isopodichnus* isp., *Macaronichnus* isp., *Rhizocorallium* isp., *Rosselia isp., Skolithos* isp., *Subphyllocorda* isp. e *Teichicnus* isp. (Tabela 2). Ainda Young (2006) demonstrou associações icnofossiliferas correspondentes às icnofácies ― Cruziana proximal, ― Cruziana e ―Zoophycos.

Mesnescal (2010) definiu a partir da análise de testemunhos de sondagem, uma caracterização icnológica das formações Pimenteira e Cabeças. Os testemunhos são oriundos da borda oeste da Bacia do Parnaíba, no estado do Tocantins. Para a Formação Pimenteira foram reportadas as seguintes icnoespécies *Diplocraterion* isp, ?*Gyrolithes* isp., *Planolites* isp., *Helminthopsis* isp., *Rhizocorallium* isp., *Teichichnus* isp., *Thalassinoides* isp. e *Zoophycos* isp. (Tabela 2).

Pesquisas sistemáticas foram realizadas no Devoniano da Bacia do Parnaíba por Agostinho et al. (2004; 2012) e Agostinho (2005), que contribuíram de forma substancial para o entendimento do contexto paleoambiental da Formação Pimenteira. Nesses trabalhos, foram definidas duas novas icnoespécies: *B. munizi* e *B. piauiensis*, encontrados na região de São João Vermelho, no município de São Raimundo Nonato e nas margens do rio Sambito, Município de Pimenteiras, ambos no estado do Piauí (AGOSTINHO et al., 2004). Agostinho

também realizou a descrição, ilustração e classificação de icnofósseis já reconhecidos para a formação e teceu considerações relativas ao ambiente deposicional e paleoambiental.

No trabalho de Silva et al. (2010) foi realizado um levantamento dos icnofósseis pertecentes a coleção do Laboratório de Paleontologia da Universidade Federal de Tocantins (Campus de Porto Nacional), mas nenhuma identificação á nivel de gênero ou espécie foi cometida. È importante mencionar que neste trabalho são mencionados icnofósseis oriundos das classes bivalva, Rinchonellata e Crinoidea, mas as fotos demonstram que os exemplares não são icnofósseis.

Gracioso (2011), estudando a borda leste da Formação. Pimenteira identificou

15 diferentes icnotáxons já descritos para a formação (*Asteriacites lumbricalis, Bergaueria hemispherica, Bifungites fezzanensis, Cruziana problematica, Cruziana* isp., *Helminthopsis* isp., *Monomorphichnus* isp., ?*Nereites* isp., *Palaeophycus tubularis, Phycosiphon incertum, Rhizocorallium jenense, Rusophycus dispar, Rusophycus* isp., *Thalassinoides horizontalis,* ?*Neoskolithos picosensis*) (Tabela 2) presente nos municípios de João Costa e Coronel José Dias, no Piauí.

Novas exposições de camadas arenitopelíticas da Formação Pimenteira, nos municípios de Coronel José Dias, João Costa, Picos e Itainópolis no estado do Piauí, resultaram na identificação de oito novas icnoespécies: *Bergaueria* cf. *B. prantli, Lockeia siliquaria, Protopalaeodictyon spinata, Protovirgularia* aff. *P. rugosa, Protovirgularia dichotoma, Rusophycus biloba, Scolicia prisca* e *Skolithos linearis*(Tabela 2) (SILVA et al., 2012).

Ponciano et al. (2012) analisou afloramentos amplamente conhecidos da Formação Pimenteira no Piauí, dos quais: Morro Branco de Kegel, Rio Sambito, Morro do Cemitério, BR-316/km 318, Itainópolis, Riachão, São João Vermelho e PI-466/km 12, onde foram reconhecidos icnofósseis já comumente mencionados para a formação, como: *Arenicolites* isp., *Asteriacites stelliforme* (Miller & Dyer, 1878); *Bifungites piauiensis*, *Diplichnites* isp., *Granularia* isp., *Lophoctenium* isp. *Palaeophycus tubularis* Hall,1847, *Planolites* isp., *Planolites beverleyensis* (Bilings, 1862), *Protopalaeodictyum* isp., *Rusophycus* isp. *Palaeophycus* isp. *Scolicia* isp. *Skolithos* isp (Tabela 2).

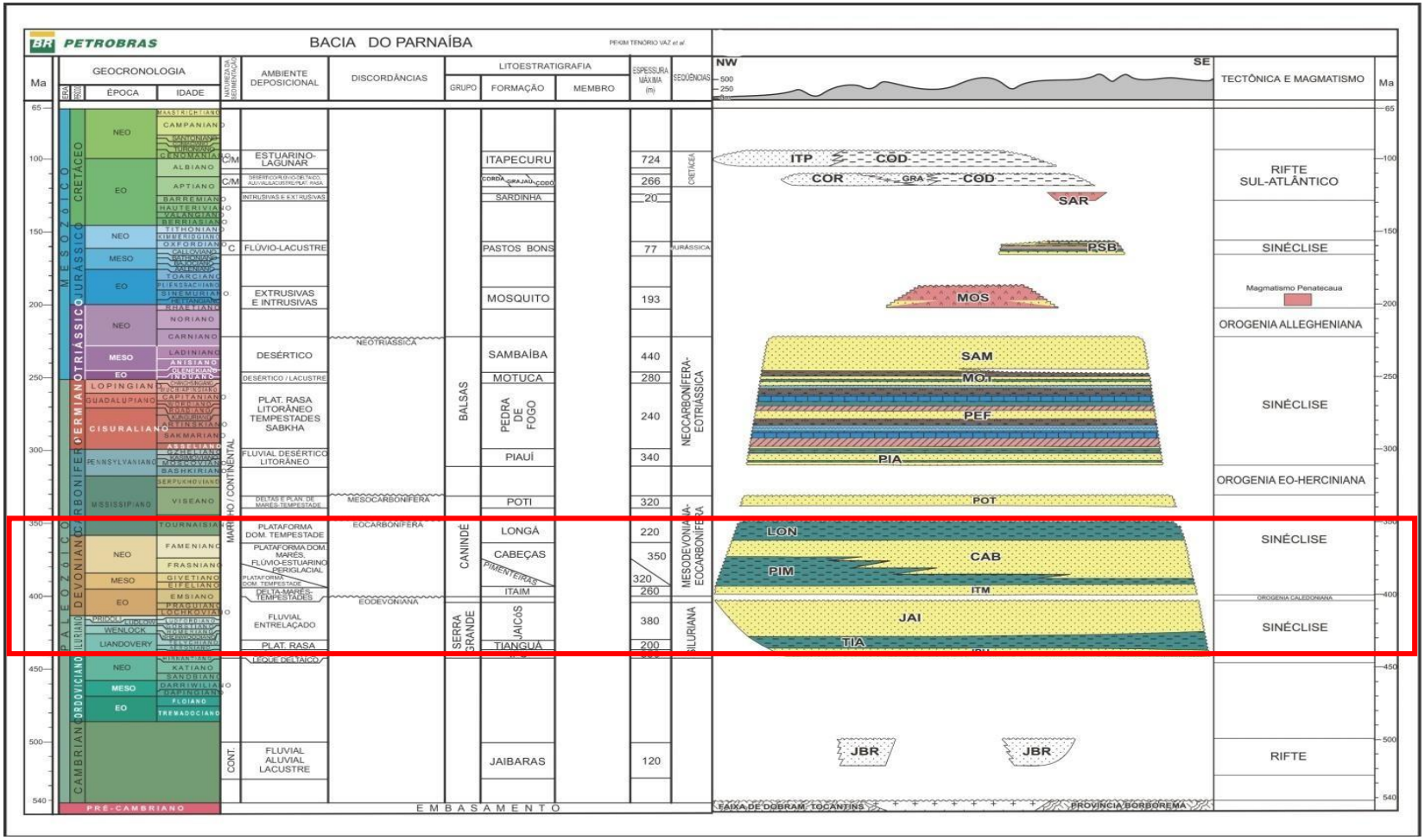
O trabalho mais recente para a Formação Pimenteira é de Cunha (2015) que relatou15 icnogêneros na região de Valença e Pimenteiras no Piauí, tem-se: *Agrichnium, Bergaueria, Bifungites, Circulichnis, Cruziana, Diplichnites, Helminthopsis, Lockeia, Lophoctenium, Palaeophycus, Phycosiphon, Planolites, Protopaleodictyon, Rusophycus e Zoophycos.* Os icnogêneros *Agrichnium* e *Circulichnis* (tabela 2). Os icnogêneros *Agrichnium* e *Circulichnis* são descritos pela primeira vez para a formação (CUNHA, 2015).

Na lista com icnofósseis da Formação Pimenteira, elaborada por Cunha (2015) são reconhecidos um total de 32 icnogêneros com 47 icnoespécies distintas. Mas alguns trabalhos como o de Gracioso, 2011e Ponciano et al., 2012 não foram considerados nesta contagem, assim teríamos hoje um total de 36 icnogêneros e 59 icnoespécies para a formação), sendo eles: *Arenicolites* isp., *Asteriacites* isp., *A. stelliforme, Bergaueria* cf., B. *prantli,B. hemisférica, Bifungites piauienses, B. fezzanensis, B. munizi, Cruziana* isp., *C.problematica, Diplichnites* isp., *Diplocraterion* isp., ?*Gyrolithes* isp. ; *Granularia isp., Helminthopsis* isp., *Isopodichnus isp., Lockeia isp., L. siliquaria, Lophoctenium isp., Merostomichnites piauienses, Monomorphichnus isp., Neonereites uniserialis, Neoskolithos picoenses, Nereites* isp., *N. missouriensis, Palaeohelminthoida* isp., *Palaeophycus tubularis, Phycosiphon* isp., *P. incertum, Planolites beverleyensis, Planolites* isp., *Protopalaeodiction* isp., *P. spinata, Protovirgularia rugosa, P. dichotoma, Rhizocorallium jenense, Rhizocorallium* isp., *Rusophycus* isp., *R. biloba, R. díspar, R. polonica, Scolicia* isp., *S. prisca, Skolithos isp., S. linearis, Spirophyton* isp., *Subphyllochorda, Teichichnus* isp., *Thalassinoides horizontalis, Thalassinoides* isp.,*Trichophycus* isp., *Zoophycos* isp. (Tabela 2).

A Formação Longá exibe grande quantidade de icnofósseis, em afloramentos próximos à cidade de Campo Maior, e Elesbão Veloso, Piauí. Foram descritos *Bifungites cruciformis, Crossopodia strellata, Rusophycus piauiensis, Neonereites uniserialis, Sublorenzinia pauciradiata* e *Palaeophycus* isp. (MUNIZ, 1981; 1982; KEGEL, 1966)

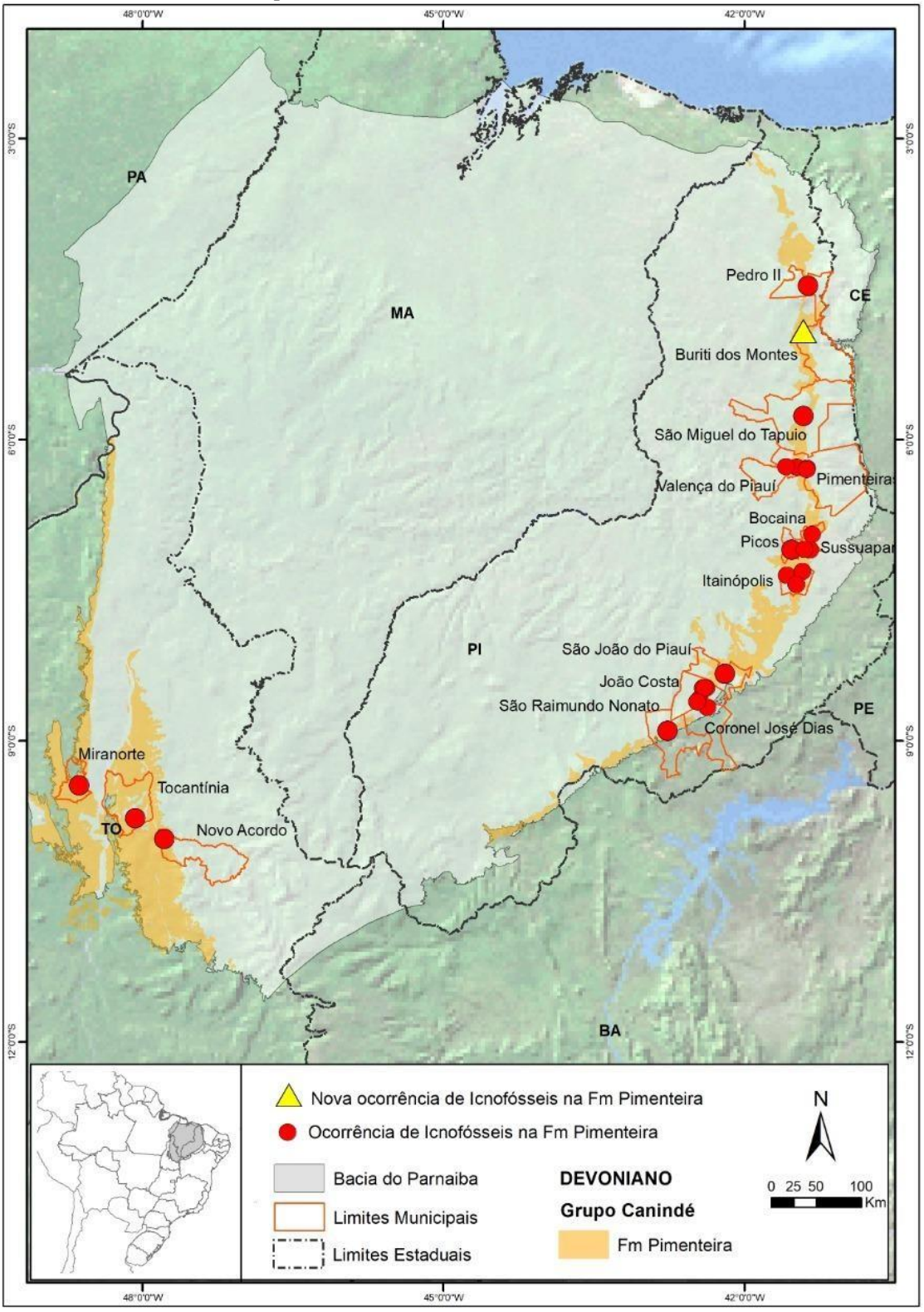
O conjunto de publicações demonstra claramente que as evidências de atividade biológica da fauna devoniana da bacia estão bem registradas em diversas localidades (Tabela 2, Figuras 6, 7 e 8) onde afloram a Formação Pimenteira. Enquanto que para as demais formações do intervalo siluro-devoniano da bacia as ocorrências icnofossilíferas ainda são escassas.

Figura 5 - Carta estratigráfica da Bacia do Parnaíba com a as sessões estudadas em destaque. ModificadoVaz *et al.* (2007).



Fonte: Modificado de Vaz et al., 2007.

Figura 6 - Mapa De Localização da Formação Pimenteira, Bacia do Parnaíba, e seus respectivos pontos deocorrências icnofossilíferas.



Fonte: A autora.

Tabela 1 - Icnofósseis descritos para a Formação Tianguá, Bacia do Parnaíba.

ICNOGÊNEROS	ICNOESPÉCIES	LOCALIDADE	REFERÊNCIAS
Arenicolites Salter 1857	___	Viçosa (CE)	Sousa (2014) Sousa (2018) Viana (2018)
Arthrophycus Hall, 1852	*Arthrophycus alleghaniensis*	Viçosa (CE)	Sousa (2014) Sousa (2018) Viana (2018) Sousa et al (2019)
Bergaueria Prantl, 1945	___	Viçosa (CE)	Sousa (2014) Viana (2018)
Conichnus Myannil, 1966	___	Viçosa (CE)	Sousa (2014) Sousa (2018) Viana (2018)
Crossopodia M' Coy 1851	*Crossopodia*? *maranhensis*	Vargem Grande (MA)	Fernandes et al (2012)
Cruziana d'Orbigny, 1842	___	Viçosa (CE)	Sousa (2014) Sousa (2018) Viana (2018)
Didymaulichnus Young, 1972	___	Viçosa (CE)	Sousa (2014) Sousa (2018) Viana (2018)
Diplocraterion Torrel, 1870	___	Viçosa (CE)	Sousa (2014) Sousa (2018) Viana (2018)
*Furnasichnus(?)*Borghi & Fernandes, 2001	___	Viçosa (CE)	Sousa (2014) Sousa (2018) Viana (2018)
*Gyrochorte(?)*Heer, 1865	___	Viçosa (CE)	Sousa (2014) Sousa (2018)
Helminthopsis Heer, 1877	___	Viçosa (CE)	Sousa (2014) Sousa (2018) Viana (2018)
Lockeia James 1879	___	Viçosa (CE)	Sousa (2014) Sousa (2018) Viana (2018)
Neonereites Seilacher, 1960	___	Viçosa (CE)	Sousa (2014) Sousa (2018) Viana (2018)
Neoskolithos Kegel, 1966	___	Viçosa (CE)	Sousa (2014) Sousa (2018)
Palaeophycus Hall, 1847	___	Viçosa (CE)	Sousa (2014) Sousa (2018)
Planolites Nicholson, 1873	___	Viçosa (CE)	Sousa (2014) Sousa (2018)
Skolithos Haldemann, 1840	___	Viçosa (CE)	Sousa (2014) Sousa (2018) Viana (2018)
Thalassinoides Ehrenberg, 1944	___	Viçosa (CE)	Sousa (2014) Sousa (2018) Viana (2018)
*Treptichnus(?)*Miller, 1889	___	Viçosa (CE)	Sousa (2014) Sousa (2018) Viana (2018)

Fonte: A autora.

]

Tabela 2 - Icnofósseis descritos para a Formação Pimenteira, Bacia do Parnaíba.

ICNOGÊNEROS	ICNOESPÉCIES	LOCALIDADE	REFERÊNCIAS
Arenicolites Salter 1857	*Arenicolites ichnosp.*	Coronel José Dias (PI) João Costa (PI) Itainópolis (PI) Picos (PI) Pimenteiras (PI)	Agostinho (2005) Fernandes et al (2012) Ponciano et al (2012) Silva *et al* (2012)
Asteriacite von Schlotheim, 1820	*A. stelliforme*	Tocantínea (TO) Pimenteiras (PI)	Agostinho (2005) Agostinho et al, (2012) Fernandes & Fonseca (2005) Ponciano et al (2012)
	Asteriacite isp.	Tocantínia (TO)	Brito (1977)
	A. Lumbricalis	São João do Piauí (PI)	Gracioso (2011)
Bergaueria Prantl, 1945	*Bergaueria* isp.	João Costa (PI)	Ponciano et al (2012)
	Bergaueria cf B. *prantli*	João Costa (PI)	Silva et al (2012)
	B. hemisférica	São João do Piauí (PI)	Gracioso (2011)
Bifungites Desio, 1940	*B. piauienses*	João Costa (PI) Itainópolis (PI) Pimenteiras (PI)	Agostinho *et al* (2004) Agostinho (2005) Agostinho et al (2012) Cunha, (2015) Ponciano et al (2012) Silva et al (2012)
	Bifungites isp.	João Costa (PI) Miranorte (TO) Pedro II (PI)	Corrêa et al (2004) Ferreira & Fernandes (1983) Ponciano et al (2012)
	B. fezzanensis	Coronel José Dias (PI) São João do Piauí (PI)	Gracioso (2011)
	B. munizi	João Costa (PI) Itainópolis (PI) Pedro II (PI) Pimenteiras São Raimundo Nonato (PI)	Agostinho et al (2004) Agostinho (2005) Ponciano et al (2012) Silva et al (2012)

Cruziana d'Orbigny, 1842	*Cruziana* isp	São João do Piauí (PI) João Costa (PI) Miranorte (TO) Pimenteiras (PI)	Cunha (2015) Ferreira & Fernandes (1983) Gracioso (2011) Ponciano et al (2012)
	C. problemática	João Costa (PI) São João do Piauí (PI)	Silva et al (2012) Gracioso (2011)
Diplichnites Dawson,1873	*Diplichnites* isp	João Costa (PI) Pimenteiras (PI)	Agostinho (2005) Agostinho et al (2012) Cunha (2015) Ponciano et al (2012) Silva et al (2012)
Diplocraterion Torrel, 1870	*Diplocraterion isp.*	Novo acordo (TO)	Menescal (2010)
Girolithes de Saporta, 1884	*?Girolithes* isp.	Novo acordo (TO)	Menescal (2010)
Granularia	*Granularia* isp.	Pimenteiras (PI)	Ponciano et al (2012)
Helminthopsis Heer, 1877	*Helminthopsis isp.*	São João do Piauí (PI) Novo acordo (TO)	Gracioso (2011) Menescal (2010)
Isopodichnus Bornemann, 1889	*Isopodichnus* isp.	João Costa (PI)	Ponciano et al (2012) Silva *et al* (2012)
Lockeia James 1879	*Lockeia* isp.	João Costa (PI) Itainópolis (PI) Pimenteiras (PI)	Agostinho (2005) Ponciano et al (2012)
	L. siliquaria	Coronel José Dias (PI) Itainópolis (PI) João Costa (PI)	Silva et al (2012)
Lophoctenium Richer, 1850	*Lophoctenium* isp.	João Costa (PI) Picos (PI) Pimenteiras (PI)	Agostinho (2005) Cunha (2015) Ponciano et al (2012) Silva et al (2012)
Merostomichnites Packard, 1900	*Merostomichnites piauiensis*	São Miguel do Tapuio (PI)	Muniz (1988)
Muensteria Sternberg, 1833	*Muensteria*? isp	João Costa (PI)	Ponciano et al (2012)
Monomorphichnus Crimes, 1970	*Monomorphichnus* isp.	São João do Piauí (PI)	Gracioso (2011)
Neonereites Seilacher, 1960	*Neonereites uniserialis*	Miranorte (TO)	Ferreira & Fernandes (1983)
Neoskolithos Kegel, 1966	*Neoskolithos picosensis*	Coronel José Dias (PI) Itainópolis (PI) São João do Piauí (PI)	Agostinho (2005) Fernandes et al (2012) Ponciano et al (2012) Gracioso (2011) Silva et al (2012)
	Neoskolithos isp.	João Costa (PI) Pimenteiras (PI)	Ponciano et al (2012)
Nereites MacLeay, 1839	*Nereites* isp.	São João do Piauí Sussuapara	Gracioso (2011) Ponciano et al

			(2012)
	N. cf. N. missouriensis	Miranorte (TO)	Corêa et al (2004)
Palaeohelminthoida	*Palaeohelminthoida* isp.		
Palaeophycus Hall, 1847	*Palaeophycus tubularis*	Coronel José Dias (PI) Itainópolis (PI) João costa (PI) Pimenteiras (PI) São João do Piauí (PI)	Agostinho (2005) Agostinho et al (2012) Cunha (2015) Ponciano et al (2012) Gracioso (2011) Silva et al (2012)
	Paleophycus isp.	João Costa (PI) Itainópolis (PI) Miranorte (TO) Pimenteiras (PI)	Ferreira & Fernandes (1983) Ponciano et al (2012)
Phycosiphon von Fischer-Oster, 1858	*Phycosiphon.* isp.	Coronel José Dias (PI) João Costa (PI)	Ponciano et al (2012) Fernandes et al (2002)
	P. incertum	João Costa (PI) Pimenteiras (PI)	Agostinho (2004) Agostinho (2005) Cunha (2015) Fernandes et al (2012) Gracioso (2011) Ponciano et al (2012) Silva et al (2012)
Planolites Nicholson, 1873	*Planolites beverleyensis*	Itainópolis (PI) João Costa (PI) Picos (PI) Pimenteiras (PI)	Agostinho (2005) Agostinho et al (2012) Cunha (2015) Ponciano et al (2012) Silva *et al* (2012)
	Planolites isp.	Itainópolis (PI) João Costa (PI) Novo acordo (TO) Pedro II (PI) Picos (PI) Pimenteiras (PI)	Ponciano et al (2012) Menescal (2010)
Protopalaeodictyon Ksiazkiewicz, 1970	*Protopalaeodictyon isp.*	João Costa (PI) Pimenteiras (PI)	Ponciano et al (2012)
	P. spinata	Pimenteiras (PI)	Agostinho (2005) Silva et al (2012)
Protovirgularia McCoy, 1850	*P. dichotoma*	João Costa (PI)	Silva et al (2012)
	Protovirgularia isp.	João Costa (PI)	Ponciano et al (2012)
	P. aff. p. rugosa	João Costa (PI)	Silva et al (2012)
Rhizocorallium Zenker, 1836	*Rhizocorallium jenense*	Coronel José Dias (PI)	Gracioso (2011)

Rhizocorallium Zenker, 1836	*Rhizocorallium* isp.	Novo Acordo (TO)	Menescal (2010)
Rusophycus Hall, 1852	*R. biloba*	Coronel José Dias (PI) João Costa (PI) Itainópolis (PI) Picos (PI)	Silva et al (2012)
	R. díspar	São João do Piauí (PI)	Gracioso (2011)
	R. polonica	Miranorte (TO)	Corrêa et al (2004)
	Rusophycus isp.	João Costa (PI) Itainópolis (PI) Picos (PI) Miranorte (TO) Pimenteiras (PI) São João do Piauí (PI)	Ferreira & Fernandes (1983) Ponciano et al (2012) Gracioso (2011)
Scolicia de Quatrefages, 1849	*Scolicia* isp.	João Costa (PI) Pimenteiras (PI)	Agostinho (2005) Agostinho et al (2012) Ponciano et al (2012)
	S. prisca	João Costa (PI)	Silva et al (2012)
Skolithos Haldemann, 1840	*Skolithos isp.*	João Costa (PI) Itainópolis (PI) Picos (PI) Pimenteiras (PI)	Ponciano et al (2012)
	S. linearis	João Costa (PI) Picos (PI) Pimenteiras (PI)	Agostinho (2005) Silva et al (2012)
Spirophyton Hall, 1863	*Spirophyton* isp.	Itainópolis (PI)	Ponciano et al (2012)
Subphyllochorda Gotzinger & Becker, 1932	*Subphyllochorda*	Itainópolis (PI)	Young et al (2006)
Teichichnus Seilacher, 1955	*Teichichnus* isp	Novo Acordo (TO)	Menescal (2010)
Thalassinoides Ehrenberg, 1944	*Thalassinoides* isp.	Novo Acordo (TO)	Menescal (2010)
	Thalassinoides horizontalis	São João do Piauí(PI)	Gracioso (2011)
Trichophycus Miller et Dyer, 1878	*Trichophycus* isp	Miranorte (TO)	Corrêa et al (2004)
Zoophycos Massalongo, 1855	*Zoophycos* isp.	Itainópolis (PI) Novo Acordo (TO) Pimenteiras (PI)	Ponciano et al (2012) Silva et al (2012)

Fonte:A autora

.

Cunha (2015)
Ferna
ndes
et al
(2012
)
Menesc
al
(2010)

Figura 7 - Icnogêneros por localidade. Formação Pimenteira, Bacia do Parnaíba.

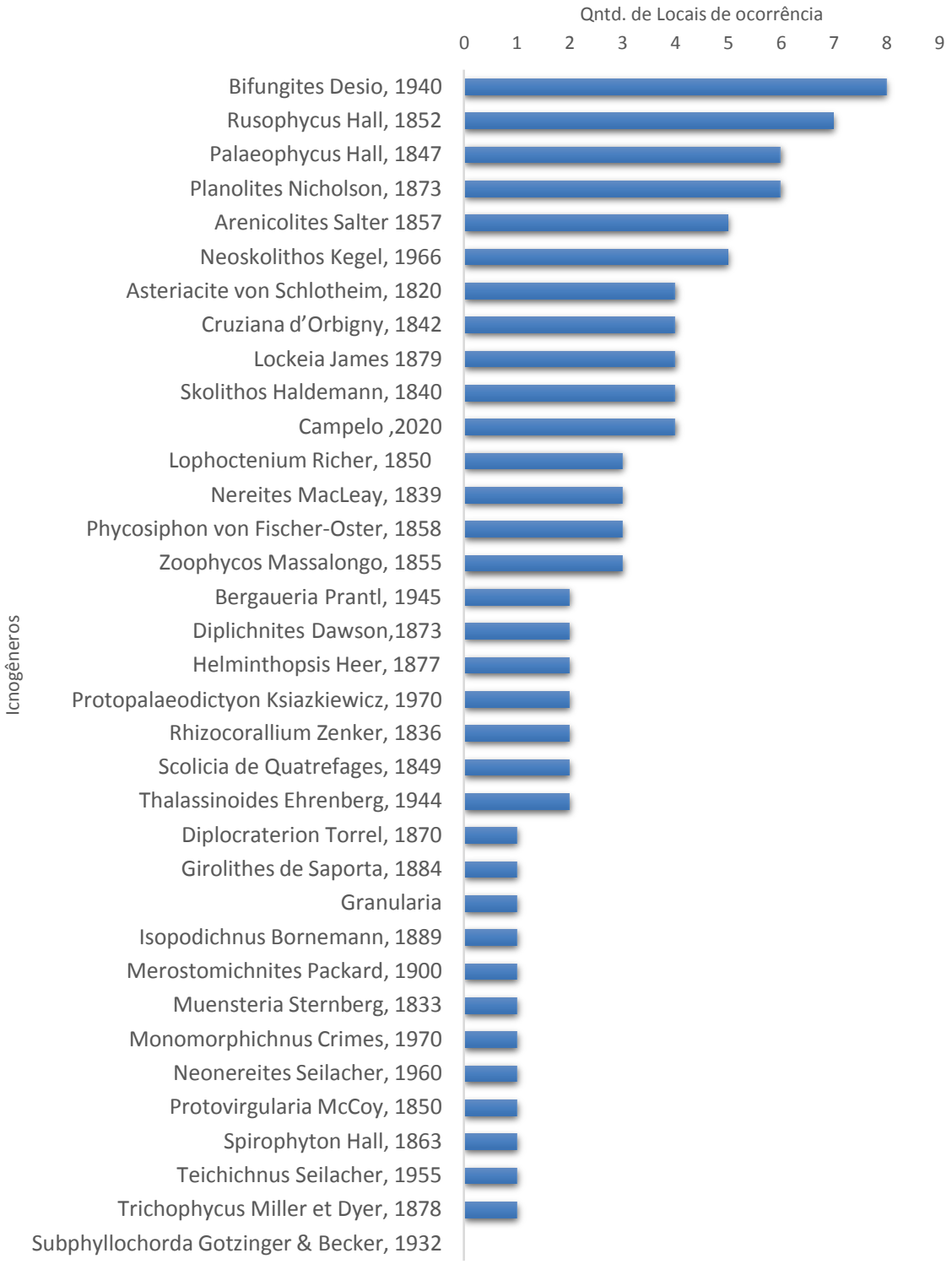
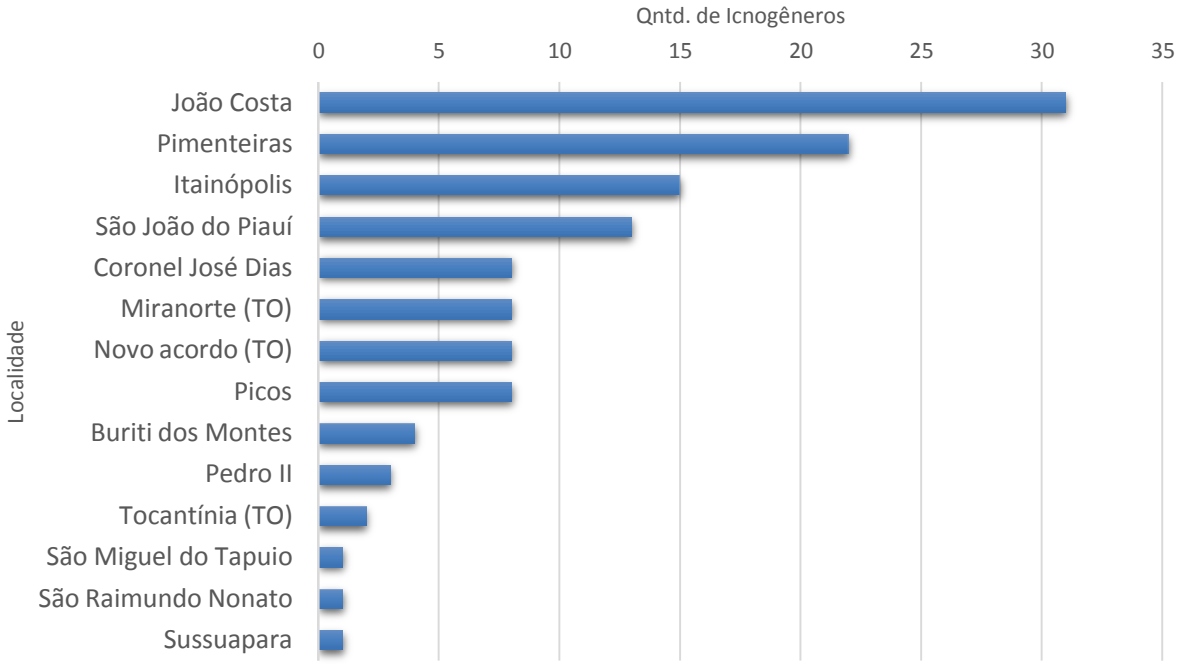


Figura 8 - Distribuição de Icnogêneros por localidade. Formação Pimenteira, Bacia do Parnaíba



7 RESULTADOS E DISCUSSÕES

A presente seção trata da descrição sistemática dos icnotaxas estudados, os quais foram estudados morfologicamente e atribuídos a seus devidos taxa. Dentre os quais foram identificados 12 icnogêneros e distribuídos em 16 icnoespécies, como pode ser visto a seguir.

7.1 PALEOICNOLOGIA SISTEMÁTICA

Um total de 14 icnotaxas foram identificados na área de estudo, bem como cristas epiquiniais não identificadas. Os icnotaxas registrados para a Formação Pimenteira já são bem conhecidos na bacia (Agostinho et al., 2004, 2012; Agostinho, 2005; Fernandes et al., 2012; Silva et al., 2012). Enquanto que alguns dos vestígios fósseis registrados para a Formação Tianguá, do Siluriano, no Cânion do rio Poti, são relatados aqui pela primeira vez.

Icnogênero *Beaconites* Vialov, 1962

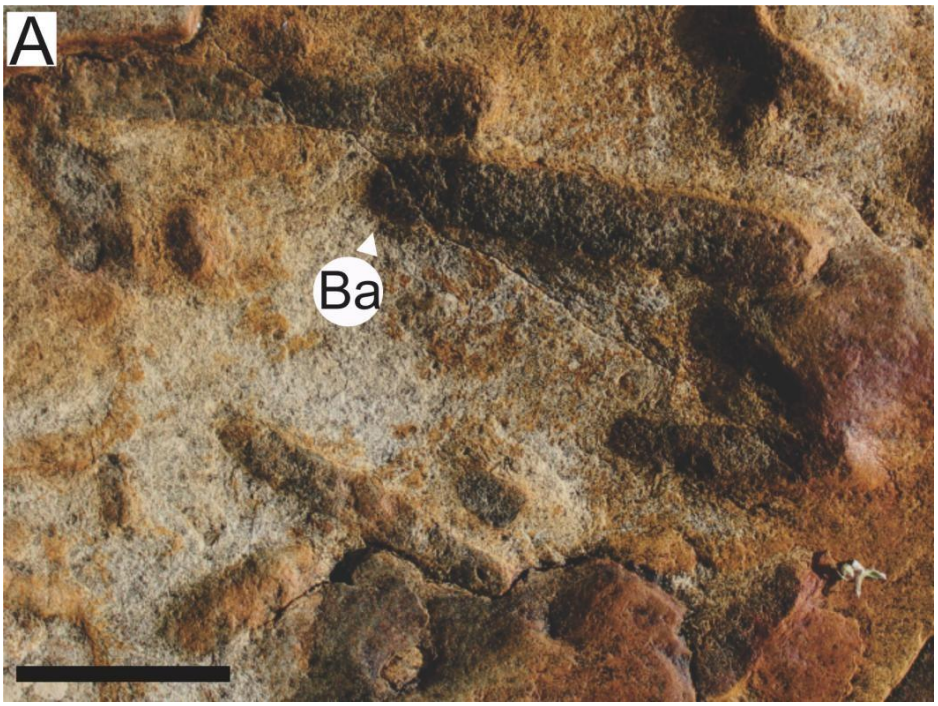
***Beaconites antarcticus* Vialov, 1962 (**Figura 9)

Material analisado. Espécimes *in situ*, afloramento Cachoeira da Lembrada (Grupo Canindé, Formação Pimenteira /5 ° 02'09.3 "S 41 ° 24'12,4" W).

Descrição. Tocas com paredes retas a ligeiramente sinuosas, orientadas horizontalmente, preenchidas por sedimentos compactados e meniscados. Ramificações ausentes, mas com interseções localmente. O diâmetro da toca varia entre 8 e 10 mm e o comprimento máximo é de 70 mm. Preservado como hiporrelevo positivo.

Observações. A trajetória retilínea da toca e a presença de meniscos arqueados limitados por uma parede é característica de *Beaconites* e exclui *Taenidium*. Também difere de *B. copronus*, que tem um padrão chevron laminado, alternando entre pacotes grossos e finos, e *B. coronus*, que mostra pacotes ou segmentos de sedimentos alternados. Essas tocas representam a exploração do substrato por alimentadores seletivos de detritos, provavelmente artrópodes, em busca de alimento (BRADSHAW, 1981; KEIGLHEY & PICKERILL, 1984; BOYD & MCLLOROY, 2017). No entanto, os poliquetas também podem ser considerados produtores potenciais (VIALOV, 1962).

Figura 9 - *Beaconites antarcticus.*



Fonte: A autora.

Icnogênero *Bifungites* Desio, 1940

***Bifungites cruciformis* Muniz, 1982** (Figura 10)

Material analisado. Espécime *in situ*, afloramento Cachoeira da Lembrada (Grupo Canindé, Formação Pimenteira /5 ° 02'09.3 "S 41 ° 24'12,4" W).

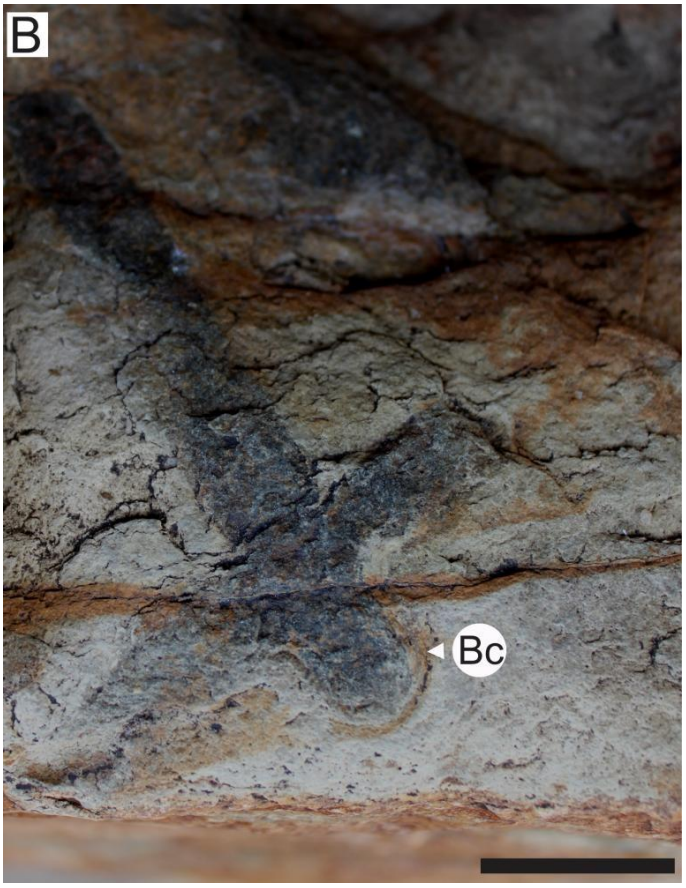
Descrição. Toca orientada horizontalmente semelhante a "alteres" ou π invertido, apresentando extremidades cruciformes. A toca é de paredes lisas, preenchida passivamente e não ramificada. O diâmetro médio é de 10 mm e 70 mm de comprimento. Apenas uma extremidade cruciforme é preservada, apresentando 7 mm de largura e 30 mm de comprimento. Preservado como hiporrelevo positivo.

Observações. A característica das extremidades cruciformes permite a atribuição deste espécime a *B. cruciformis.* Os bifungites variam do Cambriano ao Carbonífero, representando um icnogênero comum nos estratos Devonianos (GUTSCHICK & LAMBORNI, 1975; PICKERRILL & FORBES, 1977; TUERNER& BENTON, 1983).

Foi interpretado como toca de moradia de invertebrados infaunais que se alimentam em suspensão, como anelídeos e artrópodes, e geralmente são preservados em depósitos marinhos rasos (GUTSCHICK & LAMBORNI, 1975). Segundo Fillion e Pickeril (1975), *Bifungites* caracteriza a parte basal de tocas em forma de U, como *Diplocraterion*. Os bifungites, incluindo a icnoespécie *B. cruciformis*, são abundantes na Formação Pimenteira

(AGOSTINHO et al., 2004, 2012; AGOSTINHO, 2005; FERNANDES et al., 2012). Essa icnoespécie também foi relatada para a Formação Longá, na Bacia do Parnaíba (MUNIZ, 1982).

Figura10 - *Bifungites cruciformis.*



Fonte: A autora.

***Bifungites munizi* Agostinho, Viana e Fernandes, 2004** (Figura 11)

Material analisado. Espécimes *in situ*, afloramento Cachoeira da Lembrada (Grupo Canindé, Formação Pimenteira /5 ° 02'09.3 "S 41 ° 24'12,4" W).

Descrição. *Bifungites munizi* possui uma das extremidades em forma de âncora e a outra em forma circular. O diâmetro médio do eixo central é de 7 mm, chegando a 20 mm de comprimento. As extremidades têm 23 mm de largura e 16 mm de comprimento. Preservado como hiporrelevo positivo.

Observações. A morfologia das extremidades permitiu identificar as icnoespécie *B. munizi*, que difere de *B. piauiensis* (extremidades em forma de seta). Além disso *Bifungites piauiensis* também podem apresentar aberturas circulares nas extremidades.

Figura 11 - *Bifungites munizi*.

Fonte: A autora.

Icnogênero *Climactichnites* Logan, (1960)

cf. *Climactichnites wilsoni* (Figura12)

Material analisado. Espécime *in situ*, afloramento Curral de Pedra (Grupo Serra Grande, Formação Tianguá /4 ° 55’03 "S 41 ° 24’40" W).

Descrição. Estrutura curta bilobada, de forma oval, nitidamente delimitada, apresentando uma extremidade arredondada e outra triangular, com lados paralelos. Os lobos são separados por um sulco mediano levemente excêntrico, de trajeto sinusoidal irregular e ornamentado por estrias formando um ângulo de 40 a 50° com o sulco mediano. As estrias são tangenciais às bordas, formando um padrão de chevron imperfeito. A estrutura tem 340 mm de largura, 740 mm de comprimento e 20 mm de profundidade. Cada lóbulo tem aproximadamente 115 mm de largura e a largura do sulco mediano é de 10 mm. Preservado como relevo total.

Observações. *Climactichnites* caracteriza o traço rastejante de um animal semelhante à lesma (YOCHELSON & FEDONKIN, 1993). Em alguns espécimes, uma estrutura bilobada de formato oval é preservada no início da trilha (HANTZSCHEL, 1975, fig. 33.1a, b). A

típica longa trilha, que caracteriza este icnogênero, não está preservada na área de estudo, apenas a estrutura oval. Yochelson & Fedonkin (1993) revisaram os Icnogêneros *Climactichnites* e sinonimizaram *C. youngi* e *C. fosteri* como *C. wilsoni*. A estrutura de formato oval é rara e os espécimes analisados ocorrem em conexão com a trilha de rastreamento. Os traços morfológicos dos espécimes de Curral de Pedra são equivalentes aos descritos e ilustrados por Yochelson e Fedonkin (1993, p. 19 para descrição, figs. 31 e 44 para ilustração). Por este motivo, os espécimes aqui descritos foram identificados como cf. *C. wilsoni*.

Segundo Yochelson e Fedonkin (1993), as estruturas ovais representam um comportamento de repouso e caracterizam uma depressão rasa no substrato, sendopreservadas invariavelmente abaixo do nível da trilha. As estrias são geradas pelos movimentos musculares quando o animal sai do local de repouso e começa a engatinhar. A extremidade triangular representa a porção anterior desses traços em repouso e das transições para a trilha quando esta parte do traço está presente. A ausência de trilhas naárea de estudo pode ser um artefato tafonômico, causado pela natureza erosiva das camadas sobrepostas ou pelo desgaste das superfícies expostas.

Climactichnites foi relatado exclusivamente em camadas do Paleozóico Inferior da América do Norte até o presente, do Cambriano Superior ao Ordoviciano Inferior(Yochelson e Fedonkin, 1993; Getty e Hagadorn, 2008). Três classes de tamanho foram observadas nos espécimes conhecidos, pequeno (6-8 cm de largura), médio (8-12 cm de largura) e grande (13-18 cm) (YOCHELSON & FEDONKIN, 1993). Os espécimes encontrados no afloramento Curral da Pedra têm o dobro do tamanho dos maiores espécimes de *Climactichnites*, reforçando que o tamanho não é um critério para distinção icnotaxonômica. A ocorrência de cf. *Climactichnites wilsoni* no afloramento Curral de Pedra estende o registro desse icnotaxon ao Siluriano.

Figura 12 - *Climactichnites wilsoni.*

Fonte: A autora.

Icnogênero *Didymaulichnus* Young, 1972

***Didymaulichnus lyelli* Rouault, 1850** (Figura 13)

Material analisado. Espécimes *in situ*, afloramento Curral de Pedra (Grupo Serra Grande, Formação Tianguá /4 ° 55’03 "S 41 ° 24’40" W).

Descrição. Sulcos bilobados, lisos, retos a sinuosos, orientados horizontalmente com um estreito sulco mediano. Ramificações ausentes. A largura média do sulco é de 9 mm e os espécimes observados atingem no máximo 12 mm de comprimento. Preservado como hiporrelevo positivo.

Observações. A presença de morfologia bilobada impedindo ornamentação ou arranhões permite a atribuição a *Didymaulichnus lyelli*, um icnotaxon comum nos estratos paleozóicos (FILLION & PICKERRIL, 1990). É interpretado como resultadoda atividade de locomoção, provavelmente de moluscos ou trilobitas (CRIMES, 1970; HAKES, 1976; BRADSHAW, 1981). Os espécimes observados diferem de *D. nankervisi* pela ausência de cortes transversais ou depressões em ambos os lados da crista mediana, e de *D. tirasensis* pela ausência de sobreposição (BRADSHAW, 1981; TREWIN & MCNAMARA, 1994). No

Brasil, *Didymaulichnus lyelli* também foi registrado nos leitos Silurianos da Formação Furnas, Bacia do Paraná (FERNANDES, 1996; SEDORKO et al., 2017).

Figura 13 - *Didymaulichnus lyelli*.

Fonte: Autora.

Icnogênero *Didymaulyponomos* Bradshaw 1981

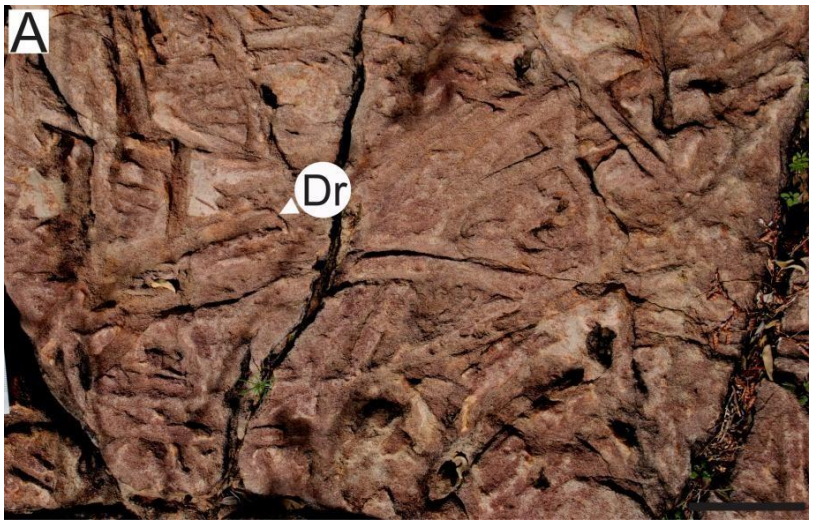
***Didymaulyponomos rowei* Bradshaw 1981** (Figura 14)

Material analisado. Espécimes *in situ*, afloramento Curral de Pedra (Grupo Sera Grande, Formação Tianguá /4 ° 55’03 "S 41 ° 24’40" W).

Descrição. Tocas bilobadas, retas a sinuosas, orientadas horizontalmente, sem ramos ou ornamentos, preservadas como hiporrelevo negativo. Largura média 20 mm.

Observações. O material analisado apresenta características semelhantes no tamanho e forma a *Didymaulyponomos rowei*, descritos por Bradshaw (1981) e Trewin e MacNamara (1994), e são equidimensionais em largura e altura. *Didymaulyponomos* resulta da atividade de alimentação e habitação do artrópode abaixo da superfície do sedimento e é restrito ao Siluriano-Devoniano (BRADSHAW, 1981; TREWIN & MCNAMARA, 1994; DRAGANITS et al., 2001). Trewin & MacNamara (1994) propuseram que *Didymaulichnus* poderia ser uma variante preservacional de *Didymaulyponomos*, em que apenas a base da toca é preservada devido a processos erosivos. O icnogênero *Furnasichnus*, erigido a partir de abundantes espécimes preservados nos leitos de arenito da Formação Furnas, apresentou a mesma morfologiae foi identificado como sinônimo júnior de *Didymaulyponomos rowei* por Sedorko et al.(2017).

Figura 14 - *Didymaulyponomos rowei.*



Fonte: A autora.

Icnogênero *Diplocraterion* Torell, 1870

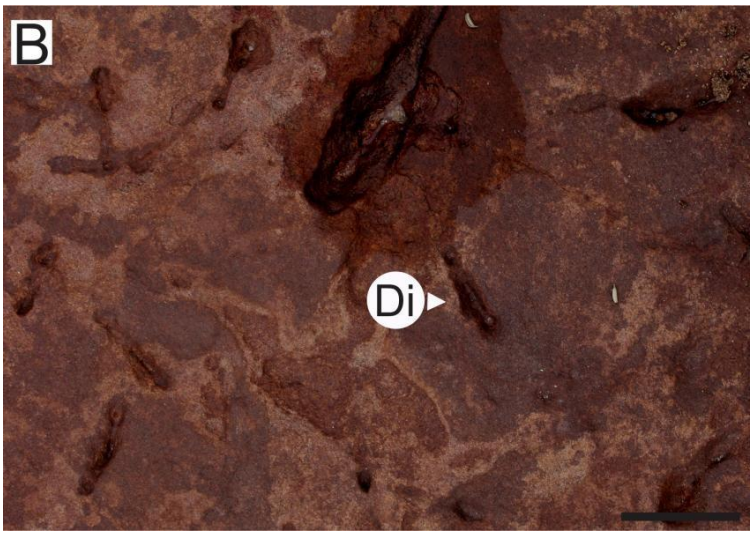
***Diplocraterion* isp.** (Figura 15)

Material analisado. Espécimes *in situ*, afloramento Curral de Pedra (Grupo Serra Grande, Formação Tianguá /4 ° 55’03 "S 41 ° 24’40" W).

Descrição. Tocas em forma de U, orientadas verticalmente, preservadas em planta como aberturas circulares, emparelhadas e conectadas por um spreite. O diâmetro das tocas varia de 5 a 15 mm e os eixos têm 25 a 50 mm de distância.

Observações. A maioria dos espécimes foi observada apenas em planta, impedindo a atribuição icnoespecífica. Spreiten retrusivo predominam. Fursich (1974) incluiu tocas em forma de U com spreiten no icnogênero *Diplocraterion*. Aparentemente, apenas a porção basal de *Diplocraterion* está preservada nos depósitos estudados. *Diplocraterion*é interpretado como tocas de organismos suspensivoros, principalmente crustáceos ou poliquetas (TUERNER et al., 1981; SAVERDA & NANSON, 2003). O predomínio de spreiten retrusivo sugere a prevalência de processos erosivos durante a formação dos leitos de arenito. *Diplocraterion* foi relatado anteriormente na Formação Pimenteira por Silva et al. (2012).

Figura 15 - *Diplocraterion* isp.



Fonte: Autora.

Icnogênero *Heimdallia* Bradshaw, 1981

***Heimdallia* isp.** (Figura 16)

Material analisado. Espécimes *in situ*, afloramento Curral de Pedra (Grupo Serra Grande, Formação Tianguá /4 ° 55’03 "S 41 ° 24’40" W).

Descrição. Tocas ramificadas, retas a sinuosas, que no plano de estratificação aparecem como fitas suavemente curvas compostas por pacotes de sedimentos inclinados e mostrando um componente vertical, semelhante a spreiten. A toca apresenta enchimento ativo e diâmetro do ramo de 15 mm. Preservado em hiporrelevo convexo.

Observações. O componente vertical de *Heimdallia* provavelmente resulta da migração progressiva da toca (BUCKMAN, 1996). Este icnogênero foi registrado do Ordoviciano ao Carbonífero Inferior. Duas icnoespécies foram descritas, *H. chatwiniani* e *H. mullaghmori*, a última diferindo da primeira pela presença de ramificações e uma ocorrência preferencial em estratos carboníferos (BUCKMAN, 1996). Devido à ausência de feixes verticais bem preservados nos espécimes encontrados no afloramento Curral da Pedra, a atribuição icnotaxonômica foi possível apenas ao nível ichnogenérico.

Figura 16 - *Heimdallia* isp.

Fonte: A autora.

Icnogênero *Lockeia* James, 1879

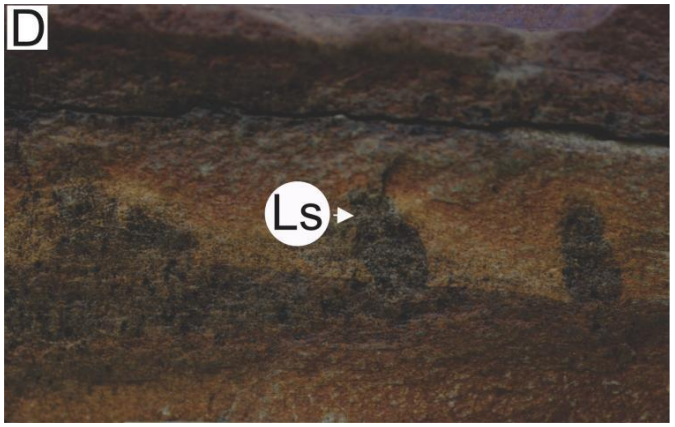
***Lockeia siliquaria* James, 1879** (Figura 17)

Material analisado. Espécimes *in situ*, afloramento da Cachoeira da Lembrada (Grupo Canindé, Formação Pimenteira /5 ° 02'09.3 "S 41 ° 24'12,4" W).

Descrição. Tocas em forma de amêndoa, simétricas, preenchidas passivamente. Eles ocorrem principalmente perpendicularmente ao plano de estratificação, preservados em relevo total. As tocas têm 50 mm de largura e 110 mm de comprimento.

Observações. O desbaste geral da forma arredondada e simétrica nas extremidades permitiu a atribuição a *Lockeia siliquaria* (sensu SCHLIRF et al., 2001). Este icnotaxon é interpretado como tocas de repouso ou domicílio produzidas por moluscos bivalves com alimentação suspensivora (SEILACHER & SEILACHER, 1994; MÁNGANO *et al*., 1998, 2002; EKDALE & BROMLEY, 2001; LIMA & NETTO, 2012). *Lockeia* é comum em ambientes marinhos, deltaicos e estuarinos (UCHMAN *et al*., 2004; GOLDRINGol et al., 2005; BUATOIS et al., 2009). *L. ornata* é maior e mais arredondada que *L. siliquaria* (RINDSBERG, 1994). *Lockeia* é comum na Formação Pimenteira (AGOSTINHO, 2005; SILVA et al., 2012).

Figura 17 - *Lockeia siliquaria*



Fonte: Autora.

Icnogênero *Nereites* MacLeay, 1839

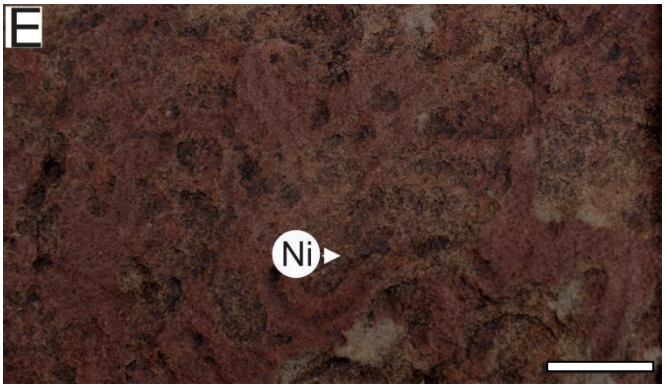
***Nereites irregularis* Schafhaut, 1851** (Figura 18)

Material analisado. Espécimes *in situ*, afloramento Curral de Pedra (Grupo Serra Grande, Formação Tianguá /4 ° 55’03 "S 41 ° 24’40" W).

Descrição. Trilhas sinuosas orientadas horizontalmente, apresentando seção transversal em forma de U, com sulco central pronunciado e paredes elevadas nas bordas da trilha. Os meandros apresentam largura de 1 a 2 mm e o sulco central apresenta riscos laterais, removidos localmente pelo intemperismo. Preservado como hiporrelevo positivo.

Observações. Os espécimes foram atribuídos a *Nereites irregularis* devido à alta densidade de meandros, presença de núcleo sem preenchimento e estrutura do aterro (UCHMAN, 1998). Nereitos são vestígios de fósseis comuns em estratos paleozóicos, representando estratégias de alimentação e locomoção produzidas em ambientes marinhos rasos por um organismo alimentador de detritos semelhante a um verme, provavelmente um enteropneusto (MÁNGANO et al., 2000; NETO DE CARVALHO & BAUCON, 2010).

Figura 18 – *Nereites irregularis.*



Fonte: Autora.

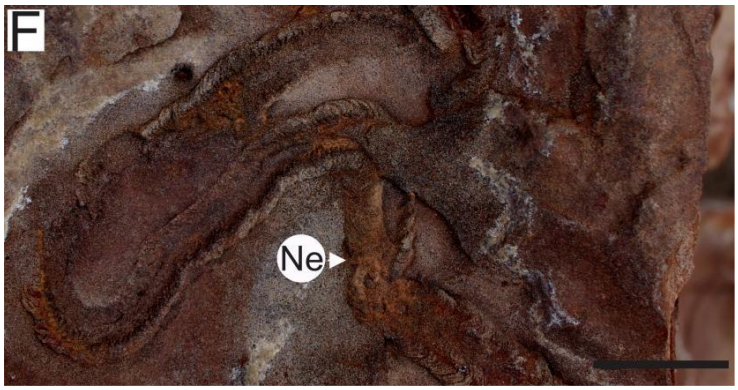
***Nereites* isp.** (Figura 19)

Material analisado. Espécimes *in situ* no afloramento da Cachoeira da Lembrada (Grupo Canindé, Formação Pimenteira /5 ° 02'09.3 "S 41 ° 24'12,4" W).

Descrição. Trilhas orientadas horizontalmente, retas a levemente sinuosas, apresentando seção transversal em forma de U, com sulco central pronunciado. Uma parede elevada está presente nas bordas da trilha. As bordas externas apresentam um padrão laminado simétrico. As trilhas têm em média 0,8 cm de largura, o sulco central 0,2 cm de largura e a largura das bordas externas 0,3 cm. Preservado em epirrelevo côncavo.

Observações. Esses espécimes de *Nereites* carecem de traços morfológicos característicos, como o padrão de meandros comum de *N. irregularis*, ou o padrão de enrolamento e variabilidade de tamanho dos meniscos que preenchem a porção mediana da trilha em *N. missouriensis* (UCHMAN, 1995). Por esse motivo, eles foram identificados apenas no nível icnogenerico.

Figura 19 - *Nereites* isp.



Fonte: A autora.

Icnogênero *Palaeophycus* Hall, 1847

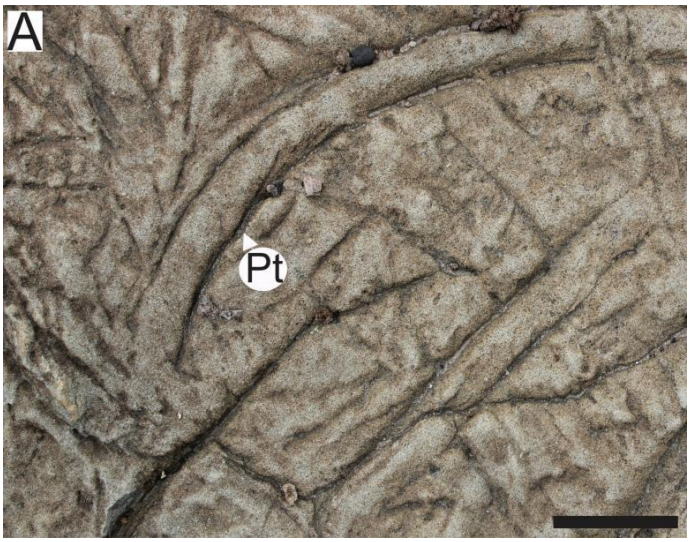
***Palaeophycus tubularis* Hall, 1847** (Figura 20)

Material analisado. Espécimes *in situ* no afloramento Curral de Pedra (Grupo Serra Grande, Formação Tianguá /4 ° 55’03 "S 41 ° 24’40" W).

Descrição. Tocas retas a ligeiramente sinuosas, não ramificadoas, orientadas horizontalmente, apresentando intersecções localmente e preenchidas passivamente por material rochoso semelhante ao hospedeiro. O diâmetro médio das tocas é de 10 mm. Preservado como hiporrelevo positivo.

Observações. *Palaeophycus* é uma toca comum em cruzamento de fácies encontrada no registro fóssil de Ediacarano ao Recente (PEMBERTON & FREY, 1982; BROMLEY, 1996; BUATOIS & MÁNGANO, 2011). As características da parede da escavação é a principal caracteristica para diferenciar as icnoespécies (FREY & HOWARD, 1985). *P. tubularis* aprsenta ornamentação na parede da toca, como os espécimes encontrados no afloramento Curral de Pedra. Este icnotaxon foi relatado anteriormente para a Formação Pimenteira (AGOSTINHO et al., 2012; SILVA et al., 2012).

Figura 20 - *Palaeophycus tubularis*.



Fonte: A a utora.

Icnogênero *Rhizocorallium* Zenker, 1836

***Rhizocorallium commune* Schmid, 1876** (Figura 21)

Material analisado. Espécimes *in situ* no afloramento da Cachoeira da Lembrada (Grupo Canindé, Formação Pimenteira /5 ° 02'09.3 "S 41 ° 24'12,4" W).

Descrição. Tocas em forma de U, orientadas horizontalmente, com paredes lisas e um spreite interno retrusivo. O enchimento é semelhante ao da rocha hospedeira e o diâmetro do tubo é de 2,6 cm em média. Os espécimes podem atingir 2,5 cm de comprimento.

Observações. Apenas duas icnoespécies são reconhecidas, *R. jenense* e *R. commune* (KNAUST, 2013). *Rhizocorallium jenense* representa uma toca inclinada e riscada, com preenchimento passivo. *Rhizocorallium commune* consiste geralmente em tocas horizontais, com paredes lisas e spreiten, como as encontradas na área de estudo. *R. commune* é atribuída às atividades de alimentação e habitação de alimentadores em suspensão ou de depósito, provavelmente poliquetas ou crustáceos (KNAUST, 2013).

Figura 21 - *Rhizocorallium commune*.

Fonte: A autora.

Icnogênero *Thalassinoides Ehrenberg,* 1944

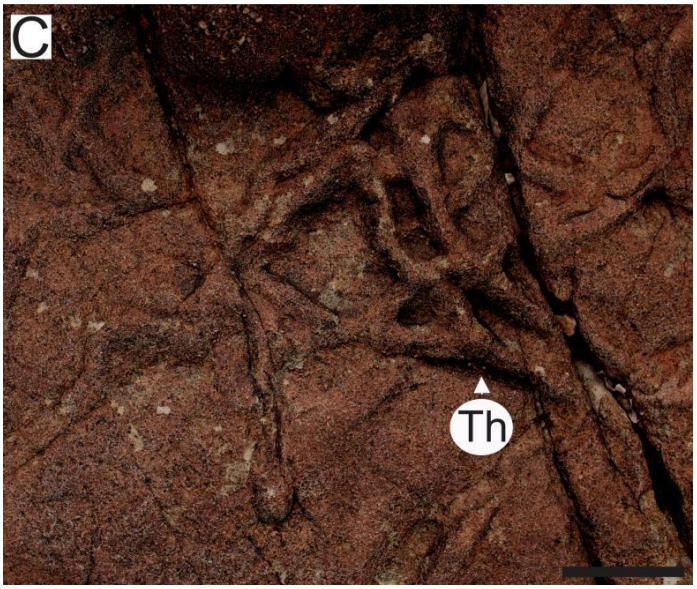
***Thalassinoides horizontalis* (Figura 22)**

Material analisado. Espécimes *in situ* no afloramento Curral de Pedra (Grupo Serra Grande, Formação Tianguá /4 ° 55’03 "S 41 ° 24’40" W).

Descrição. Tocas ramificadas em forma de Y, orientadas horizontalmente, com uma seção transversal cilíndrica mostrando paredes lisas e alargamentos na zona de ramificação. As tocas são preenchidas passivamente pelo mesmo material da rocha hospedeira. O diâmetro médio é de 15 mm. Preservado como epirrelevo convexo.

Observações. *Thalassinoides horizontalis* consiste em um sistema de tocas horizontais que ocupam o mesmo plano e formam ramificações com eixos retos a sinuosos, freqüentemente com bifurcações em forma de Y ou T (MYROW, 1995). É interpretado como o resultado de organismos semelhantes a vermes ou crustáceos decápodes, que construíam domicílios permanentes e semipermanentes sob os sedimentos (MYROW, 1995; EKDALE & BROMLEY, 2003). A diferença entre *T. horizontalis* e *T. suevicus* é que o primeiro apresenta túneis com orientação preferencialmente horizontal, enquanto o segundo tem componentes inclinados ao longo de sua distribuição horizontal (MYROW, 1995).

Figura 22 - *Thalassinoides horizontalis*.



Fonte: A autora

7.2 Estruturas Icnológicas

Cristas epicniais (Figura 23)

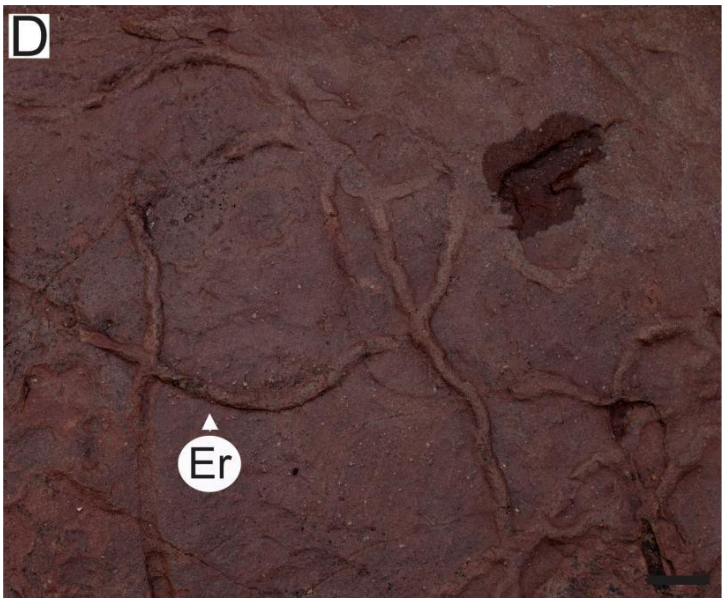
Material analisado: Espécimes *in situ* no afloramento Curral de Pedra (Grupo Serra Grande, Formação Tianguá /4 ° 55’03 "S 41 ° 24’40" W).

Descrição. Tocas horizontais irregularmente sinuosas, de paredes lisas e não ramificadas, preenchidas com o mesmo material da rocha hospedeira. As tocas mostram uma trajetória preferencial reta, longa, e os cruzamentos são comuns. O diâmetro médio da toca é de 3 mm. Preservado em epirrelevo positivo.

Observações. Tocas semelhantes foram descritas por Bradshaw (1981) em leitos devonianos da Antártida e denominadas de “cristas epicniais”. Segundo Bradshaw (1981),

essas estruturas representam tocas preenchidas passivamente pelo colapso das paredes das tocas. No entanto, nenhum tratamento icnotaxonômico foi dado a eles. Bradshaw (1981) também comparou essas tocas com aquelas feitas por besouros em substratos úmidos e sugeriu artrópodes como criadores dos traços. Essas tocas são abundantes na área de estudo, bem como nos depósitos silurianos da Bacia do Paraná. No entanto, devido à falta de características morfológicas mais detalhadas, eles não foram atribuídos a nenhum icnotaxon particular.

Figura 23 - Cristas epicniais.



Fonte: Autora.

8 SIGNIFICADO PALEOECOLÓGICO E PALEOAMBIENTAL DA ICNOFAUNA DAS FORMAÇÕES TIANGUÁ E PIMENTEIRA

Os arenitos que caracterizam a sucessão sedimentar da Formação Tianguá contêm os mais diversos vestígios fósseis na área de Curral de Pedra. Esta é caracterizada principalmente pela predominância de tocas horizontais com trajetórias longas e um tanto retilíneas, como *Didymaulichnus, Didymauliponomos* e cristas epcniais, sugerindo atividade de pastoreio. *Diplocraterion, Palaeophycus* e *Thalassinoides* também são frequentes nesta assembleia; *Heimdallia* e *cf. Climactichnites* ocorre localmente, e representam estruturas de habitação, alimentação e rastejamento feitas por artrópodes filtradores, consumidores de detritos, moluscos e possivelmente animais semelhantes a vermes.

É importante destacar também que *Heimdallia* é um icnofóssil verdadeiramente marinho registrado em ambientes marinhos rasos do Paleozóico (BRADSHAW, 1981; BUCKMAN, 1996; SEDORKO et al., 2017).

Todas as tocas que dominam a assembléia da Formação Tianguá na área de estudo são rasas e intermediárias, produzidas por invertebrados vagais em *softgrounds*, principalmente artrópodes e moluscos.

Embora *Palaeophycus tubularis* seja o icnotaxon mais abundante na Formação Tianguá, a longa trajetória de algumas tocas é notável, cobrindo grandes áreas na área de estudo. Este padrão de bioturbação é comumente observado em planícies intertidais modernas durante a maré baixa, quando os animais se movem em direção ao mar devido à queda do nível. Assim, os padrões de bioturbação permitiram reconhecer a colonização do substrato em condições climáticas favoráveis.

Nos dois afloramentos estudados foi notada uma baixa diversidade de estruturas endogênicas e epigênicas horizontais produzidas principalmente por alimentadores de suspensão que são indicativos de expressões das icnofácies Cruziana proximal (EKDALE & BROMLEY, 2003; KNAUST & BROMLEY 2012; MACEACHERN et al, 2005, 2007; BUATOIS & MANGANO, 2011).

Na Formação Pimenteira, sobrejacente a icnodiversidade é baixa, apresentando *Beaconites, Bifungites, Lockeia, Nereites* e *Rizocorallium*. Esses vestígios representam estruturas de alimentação, rastejamento e moradia feita por artrópodes detritívoros e alimentadores de suspensão, moluscos e possivelmente animais semelhantes a vermes. Tocas rasas produzidas por organismos vagais predominam nesta assembléia, que correspondem também a uma expressão da icnofácies Cruziana Proximal. Sua ocorrência esta restrita a lentes de arenito do

tipo HCS, indicando a prevalência de regimes de alta energia e colonização de substrato durante o tempo bom, períodos relativamente calmos que forneceram janelas de colonização para os organismos bentônicos. A ausência de traços fósseis orientados verticalmente reforça este cenário, que impediu a colonização durante eventos de tempestade, sugerindo que as ondas de tempestade eram frequentes, limitando a colonização pós-evento por criadores de traços oportunistas ou apagando suas tocas (HOWARD, 1972; MACEACHERNR & PEMBERTON, 1992).

Icnofácies do tipo cruziana são comuns em linhas de costa shoreface a offshore (FREY & PEMBERTON, 1982; MACEACHERN et al, 2007; BUATOIS &

MANGANO, 2011). No Brasil, depósitos siluro-devonianos com traços de fósseis que refletem icnofácies cruzianas proximais foram relatados principalmente para a Bacia do Paraná, mas apresentando maior icnodiversidade (SEDORKO et al., 2017, 2019).

9 CONSIDERAÇÕES FINAIS

- Um total de 14 icnotaxons foram identificados, dos quais, 10 são oriundos da Formação Tianguá (*Climactichnites wilsoni, Didymaulichnus lyelli, Didymaulyponomos rowei, Diplocraterion* isp., *Heimdallia* isp., *Lockeia siliquaria, Nereites irregularis, Palaeophycus tubularis, Thalassinoides* e também cristas epichinais não identificadas) e cinco da Formação Pimenteira (*Beaconites antarcticus, Bifungites crucifomis, Bifungites munizi, Nereites* isp., *Rhizocorallium commune*).
- A análise integrada da faciologia e da icnologia do Paleozoico Inferior da Bacia do Parnaíba permitiu reconhecer a ocorrência de uma assembléia icnofóssilifera da icnofácies Cruziana e inferir melhor a dinâmica do ciclo transgressivo que caracteriza os depósitos siluriano-devonianos das formações Tianguá e Pimenteira expostas no Cânion do rio Poti;
- A maior parte da assembléia de vestígios fósseis aqui relatada já é comum de outras bacias do siluro-devoniano no Brasil, mas será útil para expandir ascorrelações e refinar a icnoestratigrafia do Paleozóico Inferior;
- A ocorrência de preservações morfológicas em repouso de *Climactichnites* é uma novidade no reino de Gondwana e estende seu registro ao Siluriano;
- As rochas, as estruturas e os icnofósseis corroboram para um paleoambiente marinho raso, com diversidade de organismos bentônicos, rico em nutrientes e bem oxigenado;
- Este estudo traz novas perspectivas para ampliar as pesquisas no Paleozóico inferior da Bacia do Parnaíba, dado que ainda são escassos os trabalhos que abordam este intervalo.

REFERÊNCIAS

ABELHA, M.; PETERSOHN, E.; ARAÚJO, G. B. D. New insights into the Parnaíba Basin: results of investments by the Brazilian National Petroleum Agency. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 472, n. 1, p. 361-366, 2018.

AGOSTINHO, S; VIANA, M.S.S. FERNANDES, A.C.S. Duas novas icnoespécies de *Bifungites* Desio, 1940 na Formação Pimenteira, Devoniano da Bacia do Parnaíba, Brasil. **Arquivos do Museu Nacional**, v. 62, p. 519–530, 2004.

AGOSTINHO, S. **Revisão sistemática de icnofósseis da Formação Pimenteira, Devoniano da bacia do Parnaíba, no Estado do Piauí**. 2005. 123p. Tese (Doutorado em Geologia), IGEO-Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2005.

AGOSTINHO, S.; PEREIRA, P.J.; LIMA FILHO, M.F. Nova Ocorrência de icnofósseis na Formação Itaim, município de Itainópolis Estado do Piauí (Devoniano da Bacia do Parnaíba). In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 7, 2007, **Resumos** [...] Natal: Sociedade Brasielira de Geologia Núcleo Nordeste, v. 20, p. 32-32, 2007.

AGOSTINHO, S.; BATISTA, Z.B.; BARROS, C.L.; GOMES, C.R.; SANTOS, C.A.

Icnofósseis devonianos da Formação Pimenteira, Estado do Piauí, e suas aplicações paleoambientais e paleogeográficas. **Estudos Geológicos**, v.22, n.1, p.117-130, 2012.

ALBUQUERQUE, O.R. & DEQUECH, V. Contribuição para geologia do meio-norte, especialmente Maranhão e Piauí. *In*: CONGRESSO PANAMERIACANO DE ENGENHARIA DE MINAS E GEOLOGIA, 2, 1946, Rio de Janeiro, Petrópolis, **Anais[**...] Petrópolis, vol. 3, p. 69-109, 1946.

ASSIS, J.F.P.; FERNANDES, A.C.S. A ocorrência de Bifungites Desio, 1940 na Formação Pimenteiras, Devoniano da Bacia do Maranhão. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v.52, n.2, p. 335-338, 1980.

BARBOSA, R.C.M.; NOGUEIRA, A. C. R.; DOMINGOS, F.H.G. Famennian

glaciation in the Eastern side of Parnaíba Basin, Brazil: evidence of advance and retreat of glacier in Cabeças Formation. **Brazilian Journal of Geology**, v. 45, n.1, p. 13-27, 2015.

BARRETO, L.B.; COSTA, L.R.F. Evolução Geomorfológica e Condicionantes Morfoestruturais do Cânion do Rio Poti-Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 15, n.3, p. 412-424, 2014.

BRITO, I. M. Ocorrencia de bioglifos no Devoniano Inferior do municipio de Tocantinia, Goias. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 49, n. 3, p. 461-464, 1977.

BROMLEY, R. G. **Trace Fossils – Biology, Taphonomy and Applications**. Chapman and Hall, London, 1996. 361 p.

BUATOIS, L.A; MÁNGANO, M.G. & ACEÑOLAZA, F.G., **- Trazas Fósiles –**

Señales de comportamento en el Registro Estratigráfico. Edición Especial MEF. Patagonia, Argentina, 2002. 358 p.

BUATOIS, L.A.; MÁNGANO, M.G. **Ichnology: Organism-Substrate Interactions in Space and Time.** Cambridge University Press, 2011. 358 p.

CAPUTO, M.V.; IANNUZZI, R.; FONSECA, V.M.M. Bacias sedimentares brasileira: Bacia do Parnaíba. **Fundação Paleontológica PHOENIX**, v. 81, n.7, p.1-6, 2005.

CAPUTO, M.V. **Stratigraphy, Tectonics, Paleoclimatology and Paleogeography of Northern basins os Brazil.** Dissertation (Doctor of Philosophy in Geology). University os Califórnia, Santa Bárbara, 1984. 603 p.

CAPUTO, M.V.; LIMA, E.C. Estratigrafia, idade e correlação do Grupo Serra Grande. *In*: Congresso Brasieliro de Geología, 33, 1984, Rio de Janeiro, **Anais** [...], Rio de Janeiro: SBG, Sociedade Brasileira de Geología, v.2, p. 740-753, 1984.

CAPUTO, M.V. Late Devonian glaciation in South America. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 51, p.291–317, 1985.

CAPUTO, M.V.; CROWELL, J.C.; Migration of glacial centers across Gondwanaduring Paleozoic Era. **Geol. Soc. Amer**. Bull. v.96, p.1020–1036, 1985.

CARVALHO, C. N.; FERNANDES, A. C. S.; BORGHI, L. Diferenciação das icnoespécies e variantes de Arthrophycus e sua utilização problemática em icnoestratigrafia: o resultado de homoplasias comportamentais entre anelídeos e artrópodes?. **Revista Española de Paleontología**, Madrid, v. 18, n.2, p. 221-228, 2003.

CARVALHO, I.S.; FERNANDES, A.C.S. **Icnologia.** Sociedade Brasileira de Geologia-Série Textos no 3. São Paulo, 2007. 178 p.

CLAUDINO-SALES, V.; LIMA, E.C.; DINIZ, S.F.; CUNHA, F.S.S. Megageomorfologia do Planalto da Ibiapaba: uma introdução William Morris Davis. **Revista de Geomorfologia**, vol. 1, n. 1, p. 187-209, 2020.

CORRÊA, L.M.S.A.; AGOSTINHO, S.; FERNANDES, A.C.S.; VIEIRA, P.M. Icnofósseis da Formação Pimenteira (Devoniano da Bacia do parnaíba), Município de Miranorte, Estado de Tocantins, Brasil. **Arquivos do Museu Nacional**, v.62, p.283-291, 2004.

CPRM - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. **Mapa Geológico do Estadodo Piauí**: [Teresina], Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral, 2006, escala 1:1.000.000.

CRUZ, E.M.A. **Análise Estratigráfica da Sequência Siluriana da Bacia do Parnaíba, Nordeste do Brasil.** Dissertação (Mestrado Geodinâmica e Geofísica). Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Rio Grande do Norte, 2016. 63 p.

CUNHA, L.N. **Paleoambiente e icnofósseis da Formação Pimenteiras, Devonianoda Bacia do Parnaíba, regiões de Valença do Piauí e Pimenteiras, Piauí.** Dissertação (Mestrado em Geologia e Geoquímica). Universidade Federal do Pará, Belém, 2015. 93 p.

CUNHA, F.M.B. **Evolução paleozóica da Bacia do Parnaíba e seu arcabouço tectônico**. Dissertação (Mestrado), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 1986. 80 p.

CURRAN, H.A. Biogenic Structures: Their use in interpreting depositional Environments. **Society of Economic Paleontologists and Mineralogists**, Special Publication. n. 35, 1985, 333 p.

DELLA FAVERA, J.C. **Fundamentos da Estratigrafia Moderna**. Ed UERJ, Rio de Janeiro, 2001. 264 p.

DELLA FAVERA, J.C. **Tempestitos na Bacia do Parnaíba.** Tese (Doutorado em Geociências), Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1990. 150 p.

EKDALE, A.A.; BROMLEY, R.G.; PEMBERTON, S.G. **The use of trace fossil in Sedimentology and Stratigraphy.** Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Tulsa, Oklahoma, 1984. 320 p.

FERNANDES, A. C. S.; FONSECA, V. M. M.; PONCIANO, L. C. M. O. Icnofósseis da Bacia do Parnaíba: as contribuições de Wilhelm Kegel. **Revista Brasileira de Paleontologia**, v. 15, n. 2, p. 153-163, 2012.

FERREIRA, C. S.; FERNANDES, A. C. S. Notícias sobre alguns icnofósseis da Formação Pimenteira, Devoniano no Estado de Goiás. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 55, n. 1, p. 140, 1983.

FERNANDES, A. C. S.; BORGHI, L.; CARVALHO, I. S.; ABREU C. J. **Guia dos Icnofósseis de Invertebrados do Brasil.** Editora Interciência, Rio de Janeiro, 2002.260 p.

FERNANDES, A. C. S; FONSECA, V. M. M. A contribuição de Ignácio Aureliano Machado Brito à icnologia brasileira. **Arquivos do Museu Nacional**. v. 63, n.3, p. 619- 624, 2005.

FREY, R. W. **The Study os Trace Fossils.** Springer-Verlag, New York, 1975. 562 p.

FREY, R.W.; PEMBERTON, S.G. Trace fossils Facies Models. *In*: R.G. Walker. **Facies Models.** Geoscience Canada Reprint Series, p. 189-207, 1984.

GÓES, A. M. O.; SOUZA, J. M. P; TEIXEIRA, L. B. Estágio exploratório e perspectivas petrolíferas da Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 4, n.1, p. 55-64, 1990.

GÓES, A. M. O.; TRAVASSOS, W. A.; Nunes, K. C. Proejto Parnaíba. Reavaliação da

bacia e perspectivas exploratórias. Belém, **PETROBRÁS**. v.1(Relatório interno), 1992.

GÓES A. M. O.; FEIJÓ, F. J. Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da PETROBRÁS**, v.8, p.57-67. 1994.

GRANH, Y., YOUNG; C., BORGHI, L. Middle, Devonian Chitinozoan Biostratigraphyand Sedmentology in the eastern outcrop belt of Parnaíba Basin, Northeastern Brazil. **Revista. Brasileira de Paleontologia**, v.11, n.3, p.137-146, 2008. http.//dx.oi: 10.4072/rbp.2008.3.01.

GRAHN, Y. Revision of Silurian and Devonian strata of Brazil. **Palynology**, v. 16, n. 1, 1992. p. 35-61.

GRACIOSO, D. E. **Icnofósseis de invertebrados da Formação Pimenteira (Devoniano) na borda leste da Bacia do Parnaíba.** Trabalho de Conclusão de Curso (Graducação em Geologia). Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2011. 62 p.

HANTZSCHEL, W. Trace fossils and problemtica. In: Moore, R.C. **Tratado sobre Paleontologia de Invertebrados - Parte W**, Geol. Soc. Da America, p. 177-245, 1962.

HÄNTZSCHEL, W. Trace Fossils and Problematica. *In*: TEICHERT, C. **Treatise on Invertebrate Paleontology.** Boulder, Geological Society of America & University of Kansas, Part W, Miscellanea, Lawrense, Supplement 1, 1975. 269 p.

HORODYSKI, R. S.; ERTHAL, F. **Tafonomia: Métodos, Processos e Aplicação.** Curitiba, CRV, 2017. 374p. DOI: 10.24824/978854441995.3.

KEGEL K. Contribuição para o estudo do Devoniano da bacia do Parnaíba. **Bol Div Geol Min**, Rio de Janeiro, v. 141, p. 1-18, 1953.

KEGEL, W. Sobre vermes recentes e fósseis. Departamento Nacional de Produção Mineral, Divisão de Geologia e Mineralogia, Notas preliminares e estudos, Rio de Janeiro, v. 100, p. 1-11, 1957.

KEGEL, W. **Rastos de um trilobita (?Homalonotus) do Devoniano Inferior doPiauí.** Anais da Academia Brasileira de ciências, v. 33, n.2, p. 163-167, 1961.

KEGEL, W. **Rastos de Bilobites no Devoniano Médio do Piauí.** Departamento Nacional de produção Mineral, Divisão de Geologia e Mineralogia, Rio de Janeiro, v. 40, p. 55-56, 1965.

KEGEL, W. **Rastos de Bilobites no Devoniano Médio do Piauí.** Notas Preliminares e Estudos DNPM-DGM, v. 122, p. 1-1, 1965.

KEGEL, W. **Rastos do Devoniano da Bacia do Parnaíba.** Boletim. Departamento Nacional de Produção Mineral. Divisão de Geologia e Mineralogia, Rio de Janeiro, v.233, p. 1-32, 1966.

KNAUST, D., BRIMLEY, R.G. Trace Fossils as Indicators of Sedimentary Environments. **Developments in Sedimentology**, v. 64, 2012, p. 906.

LAGE, W. **Por entre rochedos e bordados passsa um rio: um olhar da gestalt para efetuar uma leitura do passado**. Tese (Doutorado em Arqueologia). Universidade de Coimbra. Coimbra, 2018. 321 p.

LIMA FILHO, F. P. **Fácies e ambientes deposicionais da Formação Piauí (Pensilvaniano), Bacia do Parnaíba.** Dissertação (Mestrado em Geociências). Institutode Geociências, Universidade de São Paulo, 1991,148p.

LIMA FILHO, F. P. **A sequencia Permo-Pensilvaniana da Bacia do Parnaiba.** Tese (Doutorado em Geologia Sedimentar). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1998. 163 p.

LIMA, E. A. M.; LEITE, J. F. **Projeto estudo global dos recursos minerais da Bacia Sedimentar do Parnaíba**: integração geológicometalogenética. Relatório final da etapa III. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, 1977. 212 p.

MANGANO, M. G.; BUATOIS, L. A. A. Multifaceted Approach to Ichnology**. Ichnos.** v. 19, n. 3, p.121-126. 2012.

MELO, J. H. G. The Malvinokaffric Realm in the Devoniano f Brazil. In: MCMILLAN,

N. J.; EMBRY, A. F.; GLASS, D. J. (eds.). **Devonian of the world.** Canadian Societyof Petoleum Geologists Memoir, Calgary, v. 14, n.1, p. 669-703, 1988.

MENESCAL, J. C. L. S. **Caracterização icnológicadas Formações Pimeteira e Cabeças (Devoniano) na borda Oeste da Bacia do Parnaíba, estado do Tocantins.** Trabalho de conclusão de curso (Graduação em Geologia), Instituto de Geosciências, Rio de janeiro, 2010. 74 p.

MESNER, J. C.; WOLLDRIDGE, L. C. Estratigrafia das bacias paleozóica e cretáceado Maranhão. **BoIetim Tec. PETROBRÁS**. v.7, n. 2, p. 137–164, 1962.

MORAIS, L. A. **O Parque Estadual Cânion do Rio Poti, Buriti do Montes – PI: Processo de criação, implantação e diversidade florística**. Dissertação (Mestrado Biodiversidade Ambiente e Saúde). Universidade Estadual do Maranhão, Caxias-MA, 2019. 229 p.

MUNIZ, G. C. B. Uma inusitada população de Rusophycus na Formação Longá, Devoniano, no estado do Piauí. In: Simpósio de Geologia do Nordeste,10, Recife, p. 262-264, 1981.

MUNIZ, G. C. B. Ichnofósseis Devonianos da Formação Longá, no Estado do Piauí. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, 1982. **Anais**[...] Salvador, SBG, p. 1305-1316, 1982.

MUNIZ, G. C. B. Merostomichnites piauiensis ichnosp. nov., do Devoniano do Estado do Piauí (Membro Picos, Formação Pimenteira). **Estudos Pesquisas (UFPE-CTG- DGEO)**, v. 9, p. 49-53, 1988.

NOGUEIRA A. C. R.; TRUCKENBRODT W.; SOARES E. A. A. O icnogênero

Arthrophyvus de depósitos sublitorâneos da Formação Nhamundá (Siluriano inferior)da bacia do Amazonas, região de Presidente Figueiredo. **Rev. Bras. Geoc**., v.29, n.2, p.135-

140, 1999.

PONCIANO, L. C. M. O.; CASTRO, A. R. S. F.; FONSECA, V. M. M.; MACHADO, D. M. C. Tafocenoses da Formação Pimenteira, Devoniano da Bacia do Parnaíba, Piauí: mapeamento, inventário e relevância patrimonial. **Anuário do Instituto deGeociências**, v. 35, n. 1, p. 5-27, 2012.

PONCIANO, L. C. M. O.; DELLA FAVERA, J. C. Flood-dominated fluvio-deltaic system: a new depositional model to Cabeças Formation, Parnaíba Basin, Piauí, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v.81, p.769-780, 2009.

PFTZGRAFF, P. A. S.; TORRES, F. S. M., BRANDÃO, R.L**., Geodiversidade do Estado do Piauí.** 1. ed. RECIFE-PE. CPRM. 2010. 176p.

RINDSBERG, A. K.; MARTIN, A. J. Arthrophycus no Silurian of Alabama (EUA) e o problema dos fósseis de traços compostos. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Paleoecologia,** v.192, p.187-219, 2003.

SANTOS, M. E. C. M.; CARVALHO, M. S. S. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB. Paleontologia das bacias do Parnaíba, Grajaú e São Luís. In: CPRM, **Serviço Geológico do Brasil/DIEDIG/DEPAT**, Rio de Janeiro, 2004. 211 p.

SANTOS, V. H.; LIMA FILHO, M. F.; NEUMANN, V. H. Quais as Possibilidades de um Sistema Petrolífero na Bacia do Parnaíba? **4º PDPETRO -Campinas**, São Paulo, n. 0298-1, 2007. p. 10.

SANTOS, M. E. C. M.; CARVALHO, M. S. S. **Paleontologia das Bacias do Parnaíba, Grajaú e São Luís.** Rio de Janeiro, CPRM-Serviço Geológico do Brasil/DIEDIG/DEPAT. Ed. 2, 2009.

SEILACHER, A. Sedimentoligical classification and nomeclature of trace fossils. **Sedimentology**, Amsterdam, v.3, p.256-253, 1964.

SEILACHER, A. **Trace Fossil Analysis**. Berlin, Heidelberg, New York, **Springer- Verlag**. ed. 2, v. 145, 2007. 226 p. ISBN 9783 540 47225 4. doi:10.1017/S0016756808004378.

SMALL, H. I. **Geologia e supprimento d'agua subterranea no Piauhy e parte do Ceará**. Inspectoria de Obras Contra as Seccas, Serie I.D, Geologia, v. 32, p. 1-186, 1914.

SILVA, W. M.; ALVES, W. M.; CANDEIRO, C. R. A. Coleção de icnofósseis da Bacia do Parnaíba depositada no laboratório de Paleobiologia da universidade Federaldo Tocantins. **Revista de Biologia e Ciências da Terra**, v. 10, n. 1, p. 67-77, 2010.

SILVA, R. C.; DOMINATO, V. H.; FERNANDES, A. C. S. Novos registros e aspectos paleoambientais dos icnofósseis da Formação Pimenteira, Devoniano da Bacia do Parnaíba, Piauí, Brasil. **Journal of Geoscience**, v. 8, n. 1, p. 33-41. 2012.

SOUSA, M. J. G. **Icnofósseis do Grupo Serra Grande, Siluriano da Bacia do Parnaíba, na região de Viçosa do Ceará-CE, Brasil.** Dissertação (Mestrado em Geologia), Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2014. 139 p.

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**, v. 25, p. 2, 2015.

SOUSA, M. J. G. **Paleontologia da Formação Tianguá (Grupo Serra Grande, Siluriano da Bacia do Parnaíba) na região de Viçosa do Ceará, Brasil.** Tese (Doutorado em Geologia), Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2018. 108 p.

SOUSA, M. J. G.; VIANA, M. S. S.; MOREIRA, J. V. P.; PAULA, F. D. S. Arthrophycus allaeghaniensis Harlan, 1831 in the Tianguá Formation, Brazil (Silurianof the Parnaíba Basin). **Journal of South American Earth Sciences**, v. 92, p. 523-530, 2019. https://doi.org./10.1016/.j.jsames.2019.03.020.

SUGUIO, K.; FULFARO, V. J., Geologia da Margem Ocidental da Bacia do Parnaíba (Estado do Pará). **Boletim IG**. Instituto de Geociências, USP, v. 8, n. 1972, 31–54. 1977.

VAZ, P. T.; REZENDE, N. G. A. M.; WANDERLEY FILHO, J. R.; TRAVASSOS W. A. S. Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v.15, p. 253-263, 2007.

VIANA, M. S. S.; OLIVEIRA, P. V.; SOUSA, M. J. G.; BARROSO, F. R. G.; VASCONCELOS, V. A.; MELO, R. M.; LIMA, T. A.; OLIVEIRA, G. C.; CHAVES, A. P. P. Ocorências icnofossilíferas do Grupo Serra Grande (Siluriano da Bacia do Parnaíba), noroeste do estado do Ceará. **Revista de Geologia**, Fortaleza, v. 23, p. 77-89,2010.

VIANA, M. S. S. **Atlas de Paleontologia**: fósseis da região norte do Ceará. Ceará: Edições Universidade Estadual do Vale Acaraú - UVA, 2018. E-book. 92 p. Disponível em: http://www.uvanet.br/edicoes_uva/gera_xml.php?arquivo=atlas_paleontologia

WALKER R. G.; JAMES N. P. **Facies models: response to sea level change**. Geological Association of Canada, 1992. 454 p.

YOUNG, C. G. K.; BORGHI, L.; FERNANDES, A. C. S. Icnofósseis na Formação Pimenteira (Devoniano, Bacia do Parnaíba) em testemunhos de sondagem. **Paleontologia em Destaque, São Leopoldo (40)**, v. 21, 2002.

YOUNG, C. G. k. **Contibuição à análise estratigráfica da Formação Pimenteira (Devoniano, Bacia do Parnaíba): caracterização de um potencial intervalo de rochas reservatório.** Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia), Universidade Federal do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro, 2003. 84 p.

YOUNG, C. G. K. **Estratigrafia de alta-resolução da Formação Pimenteira (Devoniano, Bacia do Parnaíba).** Dissertação (Mestrado em Geologia), Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2006. 170 p.

APÊNDICE A - LOWER PALEOZOIC TRACE FOSSILS FROM THE POTI RIVER CANYON(PARNAÍBA BASIN, NE BRAZIL)

ABSTRACT

This paper chacaterizes the ichnology and sedimentology of the Lower Paleozoic Parnaíba Basin beds exposed in the Poti River canyon and discusses their paleoenvironmental significance. The sedimentary succession includes the Silurian Ipu and Tianguá formations and the Devonian Pimenteira Formation, which compose two distinct facies associations. Facies Association 1 includes the Ipu Formation deposits and represents mouth bar deposits. Facies association 2 comprises the deposits of Tianguá and Pimenteira formations, the forming representing, respectively, lower upper and middle- to upper lower shoreface deposits. Fourteen distinct ichnotaxa were identified in the trace fossil assemblage, and some non-identified trace fossils, such as epichnial ridges and vertical burrow openings, occur as well. The ichnofauna of Tianguá Formation includes cf. *Climactichnites wilsoni, Didymaulichnus lyelli, Didymaulyponomos rowei, Diplocraterion isp., Heimdallia isp., Lockeia siliquaria, Nereites irregularis, Palaeophycus tubularis, Thalassinoides horizontalis,* while *Beaconites antarcticus, Bifungites munizi., Bifungites crucifomis, Nereites isp., Rhizocorallium commune* occur in Pimenteira Formation. Horizontal burrows and furrows and colonization of shallow and middle tiers prevail, suggesting a proximal expression of the Cruziana ichnofacies in practically all bioturbated beds. The predominance of sandy, non-bioturbated, storm-generated beds in Facies Association 2 indicates the high frequency of storm surges in shallower portions of the shelf, inhibiting or erasing most of the record of post-event substrate colonization. Thus, the trace fossil record of the analyzed succession represents substrate colonization below low-tide base and above fair-weather wave base, in shoreface settings. The presence of *Climactichnites* in this assemblage expands the

geographic and temporal record of this ichnogenus. The similar composition of the trace fossil assemblage with other Lower Paleozoic ichnofaunas will reinforce ichnostratigraphic correlations across the Gondwana.

Keywords: shallow marine trace fossils, proximal Cruziana ichnofacies, Silurian, Devonian, Parnaíba Basin, Gondwana.

1. Introduction

The Paleozoic deposits of the Parnaíba Basin contain a rich fossil record, including trace fossils (e.g., Fonseca and Ponciano, 2011; Agostinho et al., 2012; Fernandes et al., 2012; Figueroa and Machado, 2016). However, only Devonian trace fossils have been studied, mostly from the Pimenteira Formation and under an ichnotaxonomic approach, with 34 ichnotaxa reported (e.g., Kegel, 1953, 1957, 1961, 1965a,b, 1966; Agostinho et al., 2004; Agostinho, 2005; Fernandes et al., 2012; Silva et al., 2012; Agostinho et al., 2012).

Trace fossils also occur in the Silurian deposits of the Parnaíba Basin but are still understudied. Albuquerque and Dequech (1946) registered the occurrence of *Planolites* (*P. ibiapabensis*), which was renamed as *Palaeophycus tubularis* by Agostinho (2005), after a revision. Viana et al. (2010) preliminarily reported the occurrence of *Arenicolites*, *Circulichnis*, *Conichnus*, *Cylindrichnus*, *Furnaisichnus (=Didymauliponomos)*, *Palaeophycus*, *Planolites*, and *Skolithos* in deposits of the Serra Grande Group in the Ceará State (northeastern Brazil).

In this contribution, we characterize the ichnofauna from the Silurian deposits of the Tianguá Formation and the Devonian beds of the Pimenteira Formation exposed in the Poti River canyon at Piauí State (NE Brazil), focusing on its paleoecological and paleoenvironmental significance.

2. Materials and methods

The data presented in this work comes from the Poti River Canyon State Natural Park situated in Buriti dos Montes (Piauí State, NE Brazil). Trace fossils occur in two distinct localities, Cachoeira da Lembrada and Curral de Pedra, bordering the Poti River(Fig. 1).

Trace fossil, sedimentary features, and facies characterization was made during field trips. The ichnotaxobases (e.g., Bromley, 1996) were used for trace fossil description and ichnotaxonomic identification.

Facies analysis were based on texture, sedimentary structures, composition, geometry and trace fossil assemblage.

3. Geological context

The study area is in the northeast of Brazil, on the east bank of the Parnaíba Basin (Fig. 1). This section provides natural outcrops on both banks of the Poti River canyon, in the municipality of Buriti dos Montes, Piauí, occurring within the limits of Silurian and Devonian strata in the basin.

The intracratonic Parnaíba Basin (Figueiredo and Raja Gabaglia, 1986; Milani and Zalán, 1999; Caputo et al., 2005; Daly et al., 2018a, b) covers an area of approximately 600,000 km^2, spread over six Brazilians states; Pará, Tocantins,

Maranhão, Piauí, Ceará, and Bahia (Góes and Feijó, 1994). The basin's sedimentary record is about 3,500 m thick in its center, represented mainly by Paleozoic rocks (Plummer, 1948; Lima and Leite, 1978; Góes and Feijó, 1994; Vaz et al., 2007). Vaz et al. (2007) subdivided the stratigraphic record of the basin into five supersequences: (i) Silurian (Serra Grande Group); (ii) Devonian-Mississippi (Canindé Group); (iii) Pennsylvanian-Triassic (Balsas Group); (iv) Jurassic; and (v) Cretaceous supersequences.

The Serra Grande Group constitutes the basal sedimentary sequence in basin infill (Góes and Feijó, 1994; Vaz et al., 2007). It overlaps discordantly with pre-Cambrian igneous and underground metamorphic rocks and covers a sequence of siliciclastic rocks (Pedreira et al., 2003). These deposits represent a transgressive- regressive cycle, exposed in the northeast and east portion of the basin (Carozzi et al., 1975; Caputo, 1984; Caputo and Lima, 1984; Santos and Carvalho, 2004; Vaz et al., 2007). From the bottom to the top, the Serra Grande Group comprises the Ipu, Tianguá, and Jaicós formations. Sandstone and conglomerate beds of medium to coarse granulometry characterizes the Ipu Formation, interpreted as formed in a variety of coastal systems, ranging from alluvial, glaciofluvial, and fluvial-deltaic depositional settings (Góes and Feijó, 1994). The rare occurrence of shale, siltstone, and diamictite is attributed to a periglacial influence (Caputo and Lima, 1984). The Tianguá Formation consists of dark gray to black shale and siltstone intertwined with fine-grained micaceous sandstone deposited in shallow shelfal settings during the glacio-eustatic ascent stage in the Silurian Period (Caputo, 1984). The Jaicós Formation is composed of medium- to coarse-grained sandstone, eventually fine-grained rocks, deposited in a braided river system (Góes and Feijó, 1994).

The Canindé Group represents the Devonian portion of the Devonian-Mississipian supersequence and is characterized by storm-influenced shelf deposits, deltas, and glacial deposits. Its sedimentary succession characterizes a transgressive- regressive sequence and is representative of the maximum marine conditions in the basin. The resumption of sedimentation in the Devonian is due to the pre-existing sedimentary load, which enabled a constant increase in flexural rigidity, resulting in subsidence and consequent expansion of the basin. The uplift

of the Ehercinian orogeny marks the end of the sedimentary process (Santos and Carvalho, 2004).

Lithographically, the Canindé Group is divided into four formations, namely: Itaim, Pimenteira, Cabeças, and Longá formations (Góes and Feijó, 1994; Vaz et al., 2007). The Itaim Formation is composed of fine to medium-grained sandstone with sub-rounded grains, with a high selection and sphericity degree. Bioturbated shales intercalate the sandstone beds in the basal portion of the succession. Sandstone beds are whitish, and shales are dark. This system was deposited in deltaic and platform environments, dominated by currents induced by storms and tides (Góes and Feijó, 1984; Vaz et al., 2007). Thin beds of very fine-grained sandstone characterize the basal portion of the Pimenteira Formation, grading through dark gray to black schist beds at the top (Góes and Feijó, 1994; Vaz et al., 2007). Paleoenvironments were interpreted as neritic on the platform dominated by the storm (Della Fávera, 1990). According to Santos and Carvalho (2004), the Pimenteira Formation is positioned in the Eifelian– Frasnian interval (middle-upper Devonian). The Cabeças Formation has a predominant lithotype of fine- to medium-grained sandstone, with a high degree of selection. The interpretation considers a neritic platform environment dominated by tidal currents (Góes and Feijó, 1994), with possible periglacial influence (Caputo, 1985; Caputo and Crowell, 1985). A fluvial environment is also inferred, consisting of well-selected, fine- to medium-grained sandstones, locally associated with coarse-grained sandstone (Caputo, 1984; Góes and Feijó, 1994). The Longá Formation is represented by gray shales and laminated sandstone deposited in a storm-dominated platform (Góes and Feijó, 1994).

4. The sedimentary succession in the study area

4.1. Cachoeira da Lembrada outcrop

The sedimentary succession exposed in the Cachoeira da Lembrada outcrop was subdivided into six lithofacies: hummocky cross-laminated sandstone (Sh); swaley cross-laminated sandstone (Ss); wave ripples cross-laminated sandstone (Sw); trough cross-bedding sandstone (St); horizontal/low-angle bedding sandstone (Sla), and laminated siltstone (Stl) (Table 1). The section consists chiefly of amalgamated and undulated beds of well-sorted, very fine-to medium-grained sandstone interbedded with subordinate siltstone staked in an overall shallowing-upward succession (Fig. 2). Sandstone lithofacies show a thickening-upward pattern, while siltstone lithofacies tends to thinning-upward. In the basal portion, wavy flaser bedding with pinch and swell geometry predominates (Fig. 3A), bearing centimetric (up to 15 cm-thick) amalgamated-lenses of light-beige very fine- to fine-grained sandstone with hummocky cross-laminated (Sh) interbedded with laterally restricted light grey laminated siltstone (Stl) (Fig. 3B-C). In some cases, Sh sandstone laterally changes to planar lamination or present gradation from display a lower massive interval and an upper parallel-laminated zone capped by symmetrical ripples (Fig. 3C', 4B). This basal portion is covered by continuous sandstone beds interpreted as swalley cross-laminated (Ss), forming cosets up to~ 3 m thick, characterized by the predominance of tabular and gently undulated bedsets (Fig. 3A, 4A). The Ss sandstones are locally interbedded with SL lithofacies (Fig. 4B) and laterally grade to trough cross-bedding (St).

Symmetric, asymmetric, and interference ripples (Sw) are abundant, mainly on the top of Ss sandstone (Fig. 4B-E). Trace fossils occur mainly associated with Ss sandstone and are absent on the top of succession (F6 lithofacies). *Beaconites antarcticus, Bifungites cruciformis, B. munizi, Lockeia siliquaria, Nereites* isp., and *Rhizocorallium commune* are the main ichnotaxa represented in the trace fossil assemblage.

Horizontal/low-angle bedding sandstone (Sla) with up to 2 m-thick predominates at the top of the section. Sla lithofacies shows tabular geometry and lateral continuityfor more than 1000 m. This lithofacies is composed of light-orange medium-grained sandstone exhibiting horizontal/low-angle bedding, locally massive. Large ferric concretions (*doggers*) occur in the intermediary level of this lithofacies.

The predominance of well-sorted, very fine to fine-grained sandstone lithofacies with abundant wave lamination arranged by a relatively continuous shallowing-up facies succession represents a progradational shallow marine wave and storm- dominated shoreface to shelf environment (Fig. 3) (de Raaf et al., 1977; Clifton, 2006; Suter, 2006). The absence of shale in the overlying section and the abundancy of typically storm-generated sandstone beds in amalgamated strata suggest high frequency of storm events with subsequent potential erosion in the shallower water that removed inter-storm deposits. This interpretation is in according with Della Fávera (1990), who suggested that the well-sorted, very fine-grained sandstone thin beds in the base of the Pimenteira Formation are corollary from the storm-dominated marine platform environmental.

4.2. Curral de Pedra outcrop

The sedimentary succession cropping out in the Curral de Pedra locality is up to 16 m thick and *ca* 300 m of wide. The dominant lithology is white-beige, very fine- to very coarse-grained sandstone (Str) (Fig. 5). Six lithofacies were identified and grouped into two facies associations (FA) that comprised deposits of (braided river?) mouth bars (FA1), and upper to lower shoreface (FA2) reflects shallow marine shelf environment (Fig. 6A; Table 2).

The mouth bar deposits (FA1) are represented by lithofacies Sp, St, and Sm and characterizes the Ipu Formation in the study area (Fig. 5, Table 2). The FA1 is ~ 5 m thick and consists of erosively-based sigmoidal sandstones lobes that pass to amalgamated sets with thinning-upward and fining-upward cycles to the top. FA1 sandstone beds are highly variable in grain size and range from fine- to very coarse- grained. The sigmoidal lobes (up to 3 m thick) are internally composed of tabular to trough cross-stratified (facies St) and eventually planar lamination (lithofacies Sp), organized in decimetric to centimetric sets (10–40 cm thick). Lithofacies St exhibits foresets eventually with asymptotic termination and showing characteristic segregation of quartz granules on foresets (Fig. 6A-A'). Many of these granules are imbricated, and the sediment caliber decreases to the top of sets (Fig. 6B-B'). Horizontal stratification ofsandstone occurs sporadically interbed of facies St (Fig. 6C-C'). The sigmoidal lobes indicate unidirectional migration of bedforms preferentially to the SW (Fig. 5, 6). FA1 deposits are weakly bioturbated, with punctual occurrence of *Heimdallia* isp. concentrated at the top (Fig. 5).

The sedimentary facies, their spatial organization, and the geometry of the sandstone lobes reveal the presence of flood-dominated mouth-bar under hyperpycnal/homopycnal condition flow, probably fed by sheet-braided river system (Wright, 1977; McPherson et al., 1987; Bhattacharya and Walker,1992; Bhattacharya and Giosan, 2003; Bhattacharya, 2010). The predominance of grain-size segregation in sand bodies with sigmoidal lobes (relatively thin) suggests density currents with sediment-laden stream flows in rapid deceleration followed by deposition along the bar slope in shallow water (Mutti et al., 2000; Bhattacharya and Walker, 1991). According to Mutti et al. (2003), mouth-bar

deposits show a variable geometry and facies types, beyond recording locally prevailing conditions that may range from erosion and

sediment bypass to deposition of the entire sediment load of fluvial outflows. The total lack of mudstone or mud clasts throughout FA1 suggests constancy of high hydrodynamic energy setting, in which the potential mud may have been kept in suspension and carried further into the catchment basin (Reineck and Singh, 1975; Johnson and Baldwin, 1996). The absence of mud also suggests a weak or lack of tide influence (Dalrymple, 1992, 2010). The common occurrence of tabular/trough cross- stratification indicates the generation of subaqueous bedforms under a lower flow regime with the variation of flow velocity, water depth ratio, and sediment caliber (Jopling, 1965). Plane-bedding, even massive bedding, suggests high hydrodynamic conditions by a strong subaqueous tractive current with shear stress beyond very rapid sedimentation (Reineck and Singh, 1975; Bridge and Best, 1997). Both paleocurrent data and gravel imbrication indicate unidirectional traction currents. The whole context is in agreement with Zalán et al. (1987), who proposed that cross-stratified sandstones, levels of clusters, and the absence of clays are factors that reflect the lack of bioturbation in the area (except for the top, due to the presence of *Heimdallia* which is exclusive to marine environments) and corroborate the determination of the interlaced river facies model. The presence of *Heimdallia* isp. on the very top deposits of the FA1 indicates marine transgression and demarks the shift between the FA1 and FA2.

The upper to lower shoreface facies association (FA2) characterizes a shallow marine shelf environment. It overlies FA1, has ~ 8.5 m in thickness, and is represented by lithofacies Sg, Str, St, Sla, and Sm (Fig. 5, Table 2). This succession has an erosive base constituted by coarse- to very coarse-grained sandstone/gravel (mainly, lithofacies Sg and Str). Intermediary to the uppermost part of FA2 is composed of moderately to well-sorted, very fine- to medium-

grained sandstone lithofacies, organized in a thinning-upward set of amalgamated, sharp-based, low-angle, wave bedded sandstone.

The beds are 15–120 cm thick and intercalate or grade laterally to low-angle, truncate, bioturbated bedding (Fig. 5). Sedimentary structures include massive bedding, tabular and trough cross-stratification (lithofacies Sg, St, Str), and low-angle planar cross-stratification (lithofacies Sla) (Fig. 7A-C). Small wave ripples (symmetric and asymmetric) occur punctually on the top of lithofacies Sla (Fig. 7D). Sandstone with trough cross-stratification (lithofacies Str) are present locally, mainly on the base of FA2. FA2 is characterized by the predominance of moderate to highly bioturbated fine- grained sandstone showing cf. *Climactichnites wilsoni*, *Didymaulichnus lyelii*, *Didymaulyponomos rowei*, *Diplocraterion* isp. *Heimdallia* isp., *Nereites irregularis*, *Palaeophycus tubularis*, *Thalassinoides horizontalis*, and epichnial ridges (Table 2).

The FA2 is interpreted as a distinct shoreface within a shallow marine sandy shelf. The presence of low-angle planar cross-stratification, symmetric and asymmetric wave ripples and occasional trough cross-stratification results from fluctuations in wave climate ranging from fair-weather waves to episodic storms (Dott and Bourgeois, 1982; Duke, 1985; Peters and Loss, 2012). In this context, low-angle planar cross- stratification sand beds can be formed by large-scale ripples related with combined-flow of oscillatory and unidirectional current components (Duke et al., 1991), recording the transition to dominantly oscillatory flow commonly associated with storms during the waning event (Myrow et al., 2002; Plint, 2010; Quin, 2011). According to Dott and Bourgeois (1982), small wave ripples may be formed when wave intensity continues waning before deposition reverts to very fine-grained fair-weather sediments. These deposits are generally colonized by opportunistic filtering or suspensivorous benthic organisms, forming mostly vertical burrows (e.g., Bromley, 1996; Pemberton et

al., 2001). In the Curral de Pedra outcrop, this settlement is represented by *Diplocraterium* isp., and other non-identified burrows represented by vertical burrows opening observed

at the top of the sandy beds, in plan view. The symmetrical and asymmetrical ripples areinterpreted as pure oscillatory ripples (Midtgaard, 1996; Plint, 2010).

The occasional record of lithofacies St and Stg (tabular and trough cross-stratification, respectively) is attributed to 3-D and locally 2-D large dunes migration in upper to middle shoreface settings under longshore and onshore currents (Clifton, 2006). According to Plint (2010), in shoreface settings, these bedforms are more active during storms and tend to become degraded by organisms during fair-weather. Although similar cross bedding has been also observed in tide-dominated contexts (e.g., Dalrymple, 1992, 2010; Willis et al., 1999), the absence of mud drapes and segregated siliciclastic/bioclastic laminae may negligibly/ruled out tidal control. Thus, deposition in a wave-dominated setting is a more acceptable interpretation. The occurrence of lithofacies Sg on the base of FA2 (Fig. 7C) suggests substrate reworking by wave revinement erosion possibly during and was interpreted as a wave-ravinement surface (e.g., Catuneanu and Zecchin, 2013; Zecchin and Catuneanu, 2013; Zecchin et al., 2017). The abrupt increase of bioturbation on this surface (FA2 base) and the occurrence of a typically marine trace fossil assemblage, composed of *Climactichnites* isp., *Didymaulichnis lyelli*, *Didymauliponomos roweii*, *Diplocraterion* isp., *Heimdallia* isp., *Nereites irregularis*, *Palaeophycus tubularis*, and *Thalassinoides horizontalis* strengthens this interpretation (e.g., Bradshaw, 1981; Sedorko et al., 2017, 2018a,b,c,d, 2019). The intense trace fossil reworking suggests the activity of successivecolonization events by benthic invertebrates in moderate to low energy shoreface settings (e.g., Pemberton et al., 2001). The intense bioturbation in lithofacies Sg, St, and Str suggests a probable and occasional swept away by a storm wave (Clifton, 2006; Reading and Collinson,

1996).

5. Trace fossil content

A total of 14 distinct ichnotaxa were identified in the study area, as well as non- identified epichnial ridges. The ichnotaxa registered in the Pimenteira Formation beds are well known in the basin and had been reported before in other localities (Agostinho et al., 2004, 2012; Agostinho, 2005; Fernandes et al., 2012; Silva et al., 2012). The tracefossils registered in the Silurian Tianguá Formation are reported herein for the first time.

SYSTEMATIC
ICHNOLOGY

Ichnogenus *Beaconites* Vialov,

1962*Beaconites antarcticus*

Vialov, 1962(Fig. 8A)

Analyzed material. In situ specimens, Cachoeira da Lembrada outcrop (Pimenteira Formation (5°02'09.3"S 41°24'12.4"W).

Description. Straight to slight sinuous, horizontally-oriented walled burrows filled by compacted, meniscated sediment. Ramifications are absent, but intersections occur locally. Burrow diameter ranges between 8 and 10 mm, and the maximum length is 70 mm. Preserved as positive hyporelief.

Remarks. The rectilinear burrow's trajectory and the presence of arched meniscus limited by a wall is characteristic of *Beaconites* and excludes *Taenidium*. It also differs from *B. copronus*, which has a laminated chevron pattern that alternates between thick and thin packets, and *B. coronus*, which shows alternate packages or

sediment segments. These burrows represent substrate exploration by selective detritus-feeders,

probably arthropods, searching for food (e.g., Bradshaw, 1981; Keiglhey and Pickerill, 1984; Boyd and Mcllroy, 2017). However, polychaetes were also considered as potential producers (Vialov, 1962).

Ichnogenus *Bifungites* Desio,

1940 *Bifungites cruciformis*

Muniz, 1982(Fig. 8B)

Analyzed material. In situ specimen, Cachoeira da Lembrada outcrop (Pimenteira Formation, 5°02'09.3"S 41°24'12.4"W)

Description. Horizontally-oriented burrow resembling halters or inverted π presenting cruciform extremities. The burrow is smooth walled, passively filled, and unbranched. The average diameter is 10 mm, and 70 mm in length. Only one cruciform extremity is preserved, presenting 7 mm in width and 30 mm in length. Preserved in positivehyporelief.

Remarks. The characteristic cruciform extremity allows the attribution of this specimento *B. cruciformis. Bifungites* range from Cambrian to Carboniferous and is a common ichnogenus in Devonian strata (Gutschick and Lamborni, 1975; Pickerill and Forbes, 1977; Turner and Benton, 1983). It has been interpreted as the dwelling burrow of suspension-feeding infaunal invertebrates, such as annelids and arthropods, and are generally preserved in shallow marine deposits (Gutschick and Lamborni, 1975). According to Fillion and Pickeril (1975), *Bifungites* characterizes the basal part of U- shaped burrows, such as *Diplocraterion*. *Bifungites*, including the ichnospecies *B. cruciformis*, is abundant in the Pimenteira Formation (Agostinho et al., 2004, 2012;

Agostinho, 2005; Fernandes et al., 2012). This ichnospecies was also reported in beds ofthe Longá Formation, in Parnaíba Basin (Muniz, 1982).

Bifungites munizi Desio,

1940(Fig. 8C)

Analyzed material. In situ specimens, Cachoeira da Lembrada outcrop (Pimenteira Formation, 5°02'09.3"S 41°24'12.4"W).

Description. *Bifungites* presenting reniform extremities. The average diameter of the central axis is 7 mm, reaching 20 mm in length. Reniform extremities are 23 mm wide and 16 mm long. Preserved in positive hyporelief,

Remarks. The morphology of the extremities made it possible to identify the B. munizi icnospecies, which differs from B. piauiensis (arrow-shaped extremities). In addition Bifungites piauiensis may also have circular openings at the ends.

Ichnogenus *Climactichnites* Logan,

1960cf. *Climactichnites wilsoni*

(Fig. 8D)

Analyzed material. In situ specimen, Curral de Pedra outcrop (Tianguá Formation, 4°55’03”S 41°24’40”W).

Description. Short bilobated structure, oval in shape, distinctly bounded, showing one end somewhat rounded and another somewhat triangular, and parallel sides. The lobes are separated by a slightly eccentrical median groove with an irregular sinusoidal trajectory and are ornamented by striae forming a 40 to 50° angle

with the median

groove. The striae are tangential to the borders, forming an imperfect chevron pattern. The structure is 340 mm wide, 740 mm long, and 20 mm deep. Each lobe is approximately 115 mm wide, and the width of the median groove is 10 mm. Preserved in full relief.

Remarks. The ichnogenus *Climactichnites* characterizes the crawling trace of a slug- like animal (Yochelson and Fedonkin, 1993). In some specimens, an oval-shaped bilobate structure is preserved at the beginning of the trail (Häntzschel, 1975, fig. 33.1a,b). The typical long trail that characterizes this ichnogenus is not preserved in the study area, only the oval-shaped structure. Yochelson and Fedonkin (1993) revised the ichnogenus *Climactichnites* and included the ichnospecies *C. youngi* and *C. fosteri* in synonym with the type ichnospecies, *C. wilsoni*. The oval-shaped structure is rare, and the analyzed specimens occur in connection with the crawling trail. The crawling traces were not found in the Curral de Pedra outcrop, only the oval structures. However, the Curral de Pedra specimens' morphological traits are equivalent to those described and illustrated by Yochelson and Fedonkin (1993, p. 19 for description, figs. 31 and 44 for illustration). For this reason, the specimens described herein were identified as cf. *C. wilsoni*.

According to Yochelson and Fedonkin (1993), the oval structures represent resting behavior and characterize a shallow depression into the substrate, being preserved invariably beneath the trail's level. The striae are generated by the muscular movements when the animal leaves the resting place and starts crawling; the triangular end represents the anterior portion of these resting traces and transitions to the trailwhen this part of the trace is present. The absence of trails in the study area might be either a taphonomic artifact caused by the erosive nature

of the overlying beds or causedby the exposed surfaces’ weathering.

Climactichnites was exclusively reported in Early Paleozoic beds from North America until now, from the Upper Cambrian to the Lower Ordovician (Yochelson and Fedonkin, 1993; Getty and Hagadorn, 2008). Three classes of size were observed in the known specimens, small (6-8 cm wide), medium (8-12 cm wide), and large (13-18 cm) (Yochelson and Fedonkin, 1993). The specimens found in Curral the Pedra outcrop are double the biggest *Climactichnites* specimens' size, reinforcing that size is not a criterion for ichnotaxonomic distinction. The occurrence of cf. *Climactichnites wilsoni* in the Curral de Pedra outcrop extends the record of this ichnotaxon to the Silurian.

Ichnogenus *Didymaulichnus* Young, 1972

Didymaulichnus lyelli Rouault,

1850(Fig. 8E)

Analyzed material. In situ specimens, Curral de Pedra outcrop (Tianguá Formation, 4°55'03"S 41°24'40"W).

Description. Bilobed, smooth, straight to sinuous horizontally-oriented furrows with a narrow median groove. Ramifications are absent. The average furrow width is 9 mm, and the observed specimens reach a maximum of 12 mm in length. Preserved aspositive hyporelief.

Remarks. The presence of bilobed morphology precluding ornamentation or scratch marks allows the attribution to *Didymaulichnus lyelli,* a facies-crossing ichnotaxon common in the Paleozoic strata (Fillion and Pickerill, 1990). It is interpreted as a result of locomotion activity, probably of mollusks or trilobites (Crimes, 1970; Hakes, 1976; Bradshaw, 1981). The observed specimens differ

from *D. nankervisi* by the absence of transverse cuts or depressions on both sides of the median ridge, and from *D. tirasensis*

by the absence of overlapping (Bradshaw, 1981; Trewin and McNamara, 1994). In Brazil, *Didymaulichnus lyelli* was also recorded in the Silurian beds of Furnas Formation, Paraná Basin (e.g., Fernandes, 1996; Sedorko et al., 2017).

Ichnogenus *Didymaulyponomos* Bradshaw
1981

Didymaulyponomos rowei Bradshaw

1981(Fig. 9A)

Analyzed material. In situ specimens, Curral de Pedra outcrop (Tianguá Formation, 4°55'03"S 41°24'40"W).

Description. Bilobed, straight to sinuous horizontally-oriented burrows, with no branches or ornaments, preserved as negative hyporelief. Average width 20 mm.

Remarks. The analyzed material presents similar characteristics in the size and shape of*Didymaulyponomos rowei* described by Bradshaw (1981) and Trewin and MacNamara (1994), and are equidimensional in width and height. *Didymaulyponomos* results of arthropod's feeding and dwelling activity bellow the sediment surface and is restrictedto the Silurian-Devonian interval (Bradshaw, 1981; Trewin and MacNamara, 1994; Draganits et al., 2001). Trewin and MacNamara (1994) proposed that *Didymaulichnus* could be a preservational variant of *Didymaulyponomos*, in which only the base of the burrow is preserved due to erosive processes. The ichnogenus *Furnasichnus*, erected from abundant specimens preserved in the Furnas Formation sandstone beds, showedthe same morphology and was identified as a junior synonym of *D. rowei* by Sedorko et al. (2017).

Ichnogenus *Diplocraterion* Torell, 1870

Diplocraterio

n isp.(Fig.

9B)

Analyzed material. In situ specimens, Curral de Pedra outcrop (Tianguá Formation, 4°55’03”S 41°24’40”W).

Description. U-shaped, vertically-oriented burrows preserved in plain view as paired circular apertures connected by a spreite. The burrows’ diameter ranges from 5 to 15 mm, and shafts are 25 to 50 mm apart. Preserved in full relief.

Remarks. Most specimens were observed only in plain view, precluding ichnoespecific attribution. Retrusive spreiten predominate. Fursich (1974) included U-shaped burrows bearing spreiten in the ichnogenus *Diplocraterion*. Apparently, only the basal portion of *Diplocraterion* is preserved in the studied deposits, but morphologies resembling *Bifungites* do not occur in the same beds. *Diplocraterion* is interpreted as dwelling burrows of suspension-feeding organisms, mostly crustaceans or polychaetes (Turner et al., 1981; Savrda and Nanson, 2003). The predominance of retrusive spreiten suggests the prevalence of erosive processes during the formation of the sandstone beds. *Diplocraterion* was previously reported in Pimenteira Formation by Silva et al. (2012).

Ichnogenus *Heimdallia* Bradshaw, 1981

Heimdalli

a isp.(Fig.

9C)

Analyzed material. In situ specimens at Curral de Pedra outcrop (Tianguá Formation, 4°55’03”S 41°24’40”W).

Description. Straight to sinuous branched burrows that in the bedding plane appear as gently curved ribbons composed of inclined sediment packets and showing a vertical component, resembling spreiten. The burrow shows active filling and branch diameter of 15 mm. Preserved in convex hyporelief.

Remarks. The vertical component of *Heimdallia* probably results from the progressive migration of the causative burrow (Buckman, 1996). This ichnogenus ranges from Ordovician to Early Carboniferous. Two ichnospecies have been described, *H. chatwiniani* and *H. mullaghmori*, the latter differing from the former by the presence of ramifications and a preferential occurrence in Carboniferous strata (Buckman, 1996). Due to the absence of well-preserved vertical shafts in the specimens found in Curral da Pedra outcrop, the ichnotaxonomic attribution was possible only at the ichnogeneric level.

Ichnogenus *Lockeia* James,

1879*Lockeia siliquaria*

James, 1879 (Fig. 9D)

Analyzed material. In situ specimens at Cachoeira da Lembrada outcrop (Pimenteira Formation, 5°02'09.3"S 41°24'12.4"W).

Description. Almond-shaped, symmetric, passively filled burrows. They occur mostly perpendicular to the bedding plane, preserved in full relief. The burrows are 50 mm wide and 110 mm length, on average.

Remarks. The general rounded and symmetric shape thinning at the ends allowed the attribution to *Lockeia siliquaria* (*sensu* Schlirf et al., 2001)**.** This ichnotaxon is interpreted as resting or domicile burrows produced by suspension-feeding

bivalve

mollusks (Seilacher and Seilacher, 1994; Mángano et al., 1998, 2002; Ekdale and Bromley, 2001; Lima and Netto, 2012). *Lockeia* is common in marine, deltaic, and estuarine settings (Uchman et al., 2004; Goldring et al., 2005; Buatois et al., 2009). *L. ornata* is bigger and more rounded than *L. siliquaria* (Rindsberg, 1994). *Lockeia* is common in Pimenteira Formation (Agostinho, 2005; Silva et al., 2012).

Ichnogenus *Nereites* MacLeay,

1839*Nereites irregularis*

Schafhaut, 1851(Fig. 10E)

Analyzed material. In situ specimens at Curral de Pedra outcrop (Tianguá Formation, 4°55'03"S 41°24'40"W).

Description. Horizontally-oriented, meandering trails presenting U-shaped cross-section, a pronounced central groove, and elevated walls in the trail's borders. Meanders present 1-2 mm width, and the central core shows lateral scratches, locally removed by weathering. Preserved in positive hyporelief.

Remarks. The specimens were attributed to *Nereites irregularis* due to the high density of meanders, the presence of a core without filling, and the landfill structure (Uchman, 1998). *Nereites* are common trace fossils in Paleozoic strata, representing feeding and locomotion strategies produced in shallow marine settings by a wormlike, detritus- feeding organism, probably an enteropneust (Mángano et al., 2000; Neto de Carvalho and Baucon, 2010).

Nereit

es isp.

(Fig.

9F)

Analyzed material. In situ specimens at Cachoeira da Lembrada outcrop (Pimenteira Formation, 5°02'09.3"S 41°24'12.4"W).

Description. Horizontally-oriented, straight to slight meandering trails presenting U- shaped cross-section and a pronounced central groove. An elevated wall is present in thetrail's borders. The external borders present a symmetric laminated pattern. Trails are

0.8 cm wide on average; the central groove is 0.2 cm wide, and the external borders width is 0.3 cm. Preserved in concave epirelief.

Remarks. These *Nereites* specimens lack characteristic morphological traits, such as the common meandering pattern of *N. irregularis,* or the coiling pattern and size variability of the menisci that filling the median portion of the trail in *N. missouriensis* (Uchman, 1995). For this reason, they were identified only at the ichnogeneric level.

Ichnogenus *Palaeophycus* Hall,

1847*Palaeophycus tubularis*

Hall, 1847 (Fig. 10A)

Analyzed material. In situ specimens at Curral de Pedra outcrop (Tianguá Formation, 4°55'03"S 41°24'40"W).

Description. Straight to slight sinuous, unbranched, horizontally-oriented, burrows,locally presenting intersections, and passive filled by similar the host rock material. The average burrows' diameter is 10 mm. Preserved in positive

hyporelief.

Remarks. *Palaeophycus* is a common, facies-crossing burrow found in the fossil recordfrom Ediacaran to the Recent (Pemberton and Frey, 1982; Bromley, 1996; Buatois and

Mángano, 2011). The burrow wall's characteristic is the main ichnotaxobase to differentiate *Palaeophycus* ichnospecies (Frey and Howard, 1985). *P. tubularis* precludes ornamentation in the burrow wall, like the specimens found in Curral de Pedra outcrop. This ichnotaxon was previously reported for Pimenteira Formation (Agostinho et al., 2012; Silva et al., 2012).

Ichnogenus *Rhizocorallium*

Zenker,1836*Rhizocorallium*

commune Schmid, 1876 (Fig. 10B)

Analyzed material. In situ specimens at Cachoeira da Lembrada outcrop (Pimenteira Formation, 5°02'09.3"S 41°24'12.4"W).

Description. U-shaped, horizontally-oriented, smooth-walled burrows bearing a retrusive internal spreite. The filling is similar to the host rock, and the tube diameter is

2.6 cm on average. The specimens can reach 2.5 cm in length. Preserved in full relief.

Remarks. Only two ichnospecies are recognized for *Rhizocorallium*, *R. jenense*, and *R. commune* (Knaust, 2013). *Rhizocorallium jenense* is an inclined and scratched burrow, with passive filling. *Rhizocorallium commune* consists of general horizontal burrows, with smooth walls and spreiten, like those found in the studied area. *R. commune* is attributed to the feeding and dwelling activities of suspension- or deposit-feeders, probably polychaetes or crustaceans (Knaust, 2013).

Thalassinoides Ehrenberg,

1944*Thalassinoides*

horizontalis (Fig. 10C)

Analyzed material. In situ specimens at Curral de Pedra outcrop (Tianguá Formation, 4°55’03”S 41°24’40”W).

Description. Horizontally-oriented, Y-shaped ramified burrows with a cylindrical cross-section showing smooth walls and enlargements in the branching zone. The burrows are passively filled by the same material of the host rock. The average diameteris 15 mm. Preserved in full relief.

Remarks. *Thalassinoides horizontalis* consists of a system of horizontal burrows that occupy the same plane and form branches with straight to sinuous axes, often with Y or T-shaped bifurcations (Myrow, 1995). It is interpreted as the result of wormlike organisms or decapod crustaceans, which built permanent and semi-permanent domiciles beneath sediments (Myrow, 1995; Ekdale and Bromley, 2003). The difference between *T. horizontalis* and *T. suevicus* is that *T. horizontalis* show tunnels with preferably horizontal orientation, while *T. suevicus* has inclined components along its (horizontal) distribution (Myrow, 1995).

Epichnial ridges(Fig. 10D)

Analyzed material. In situ specimens at Curral de Pedra outcrop (Tianguá Formation, 4°55’03”S 41°24’40”W).

Description. Irregularly sinuous, smooth-walled, non-branched horizontal burrows filled with the same material of the host rock. The burrows show a preferential straight, long trajectory, and intersections are common. The average

burrow diameter is 3 mm. Preserved in positive epirelief.

Remarks. Similar burrows were described by Bradshaw **(**1981) in Devonian beds from the Antarctic and named as "epichnial ridges". According to Bradshaw (1981), these structures represent passively filled burrows by the collapse of the burrow walls. However, no ichnotaxonomical treatment was given to them. Bradshaw (1981) also compared these burrows with those made by beetles in moist substrates and suggested arthropods as tracemakers. These burrows are abundant in the study area, as well as in the Silurian deposits of the Paraná Basin. However, due to the lack of more detailed morphological features, they were not assigned to a particular ichnotaxon.

6. Paleoecological and paleoenvironmental significance of the ichnofauna fromTianguá and Pimenteira formations

The integrated analysis of the ichnology and the sedimentology of the studied deposits allowed a better characterization of the sedimentary dynamics and benthic colonization of the Silurian-Devonian epeiric seas in the western Gondwana. The basal Ipu Formation characterizes chiefly the mouth bar deposits of the Facies Association 1. Except for the presence of *Heimdallia* at the very top of this unit, trace fossils are absent, suggesting ecologically harsh conditions, possibly due to the high-energy, high- frequency sedimentation events in these settings. *Heimdallia* is a truly marine trace fossil recorded in Paleozoic shallow marine settings (Bradshaw, 1981; Buckman, 1996; Sedorko et al., 2017), and its occurrence at the top of the Ipu Formation announces the establishment of the transgressive deposits of Facies Association 2. Thus, the shift of facies that demarks the FA1-FA2 transition occurs at the top of the Ipu Formation and characterizes a transgressive surface. The erosive character of the basal FA2

deposits due to wave ravinement attests this interpretation.

The shallow marine deposits of the FA2 characterizes the sedimentary succession of the Tianguá Formation and contains the most diverse trace fossil assemblage in the Curral de Pedra area. The trace fossil assemblage from the Tianguá Formation is mainly characterized by the prevalence of horizontal burrows showing long, somewhat rectilinear trajectories, such as *Didymaulichnus, Didymauliponomos,* and the epchnial ridges, suggesting grazing activity. *Diplocraterion, Palaeophycus,* and *Thalassinoides* are also frequent in this assemblage, and *Heimdallia* and cf. *Climactichnites* occurs locally. They represent dwelling, feeding, and crawling structures made by filter- and detritus-feeder arthropods, mollusks, and possibly worm- like animals. Shallow and mid-tier burrows produced by vagile invertebrates in softgrounds, mostly arthropods and mollusks, dominate this assemblage.

Although *Palaeophycus tubularis* is the most abundant ichnotaxon in the Tianguá Formation, the long trajectory of some burrows is noteworthy, covering large areas in exposed beds in the study area. This bioturbation pattern is recurrent in the successive stacked sandy beds and is commonly observed in modern intertidal flats during low tide, when the animals move towards the sea due to the sea-level fall. Thus, the bioturbation pattern and the set of lithofacies allow recognizing substrate colonization of lower upper shoreface settings under fair weather conditions. Low diverse suites dominated by horizontal endogenic and epigenic structures produced mainly by deposit and/or suspension-feeders are indicative of proximal expressions of the Cruziana ichnofacies (Ekdale and Bromley, 2003; Knaust and Bromley 2012; MacEachern et al, 2005, 2007; Buatois and Mángano, 2011).

In the overlying Pimenteira Formation, trace fossils are restricted to middle

shoreface deposits (Fig. 2) The ichnodiversity is low, with low intensities of trace fossils, such as *Beaconites, Bifungites, Lockeia, Nereites,* and *Rizocorallium*. These

trace fossils represent feeding, crawling, and dwelling structures made by detritus- and suspension-feeder arthropods, mollusks, and possibly worm-like animals. Shallow-tier burrows produced by vagile organisms predominate in this assemblage, that correspond to a proximal expression of the Cruziana ichnofacies. They restricted occurrence in interbeded HCS-sandstone beds indicates the prevalence of high-energy regimes and substrate colonization during fair weather, relatively calm periods that provided colonization windows for benthic organisms. The absence of vertically-oriented trace fossils reinforces this scenario, precluding colonization during storm events, and suggest that the storm surges were frequent, limiting post-event colonization by opportunistic tracemakers or erasing their burrows (e.g., Howard, 1972; MacEachern and Pemberton, 1992).

Expressions of Cruziana ichnofacies are common in shoreface to offshore strata (e.g., Frey and Pemberton, 1982; MacEachern et al, 2007; Buatois and Mángano, 2011). In Brazil, Silurian-Devonian deposits bearing trace fossils that reflect proximal Cruziana ichnofacies were mostly reported for Paraná Basin, but presenting higher ichnodiversity (e.g., Sedorko et al., 2017, 2019). These deposits also show a prevalence of storm-deposits in Devonian strata (Horodyski et al., 2019) and are locally rich in *Zoophycos* (e.g., Sedorko et al., 2018a,b,c,d), which is absent in the tempestite beds preserved in the study area. However, this particular occurrence of *Zoophycos* was interpreted as a taphonomic artifact resulting from erosion of shallow-tiers and preferential preservation of deep-tiers structures (Sedorko et al., 2018c). Thus, the virtual absence of trace fossils in lower shoreface to offshore settings of Pimenteira Formation must be further investigated.

7. Conclusions

The integrated analysis of the sedimentology and ichnology of the Lower Paleozoic beds of the Parnaíba Basin allowed recognizing the occurrence of a particular Cruziana ichnofacies trace fossil assemblage and better inferring the dynamics of the transgressive cycle that characterizes the Silurian-Devonian deposits of Ipu, Tianguá, and Pimenteira formations exposed in the Poti River canyon. The occurrence of resting morphological preservations of *Climactichnites* is a novelty in the Gondwana realm and extends its record to the Silurian.

The composition of trace fossil assemblage reported herein contains trace fossils common in other Silurian-Devonian Gondwana basins of same age and will be useful to expand trace fossil correlations and refine the Lower Paleozoic ichnostratigraphy acrossthe Gondwana.

8. References

Agostinho, S., 2005. Revisão sistemática de icnofósseis da Formação Pimenteira, Devoniano da Bacia do Parnaíba, no Estado do Piauí. Doctorate Thesis, IGEO/UFRJ, Rio de Janeiro. p. 123.

Agostinho, S., Batista, Z.B., Barros, C.L., Gomes, C.R., Santos, C.A., 2012. Icnofósseis devonianos da Formação Pimenteira, Estado do Piauí, e suas aplicações paleoambientais e paleogeográficas. Estudos Geológicos 22, p. 117 - 130.

Agostinho, S., Viana, M.S.S., Fernandes, A.C.S., 2004. Duas novas icnoespécies de *Bifungites* Desio, 1940 na Formação Pimenteira, Devoniano da Bacia do Parnaíba, Brasil. Arquivos do Museu Nacional 62, p. 519 - 530

Albuquerque, O.R. Dequech, V. 1946. Contribuições para a Geologia do Meior Norte, especialmente maranhão e Piauí. In: Congresso panamericano de Engenharia de Minas eGeologia, 2, Petrópolis., 3, p. 69-109.

Bhattacharya, J. and Walker, R.G. 1991. Facies and facies successions in river- and wave-dominated depositional systems of the Upper Cretaceous Dunvegan Formation, northwestern Alberta. Bull. Can. Petrol. Geol., 39, p. 165-191.

Bhattacharya, J. P. and Walker, R. G. 1992. Deltas. In: Facies Models: Response to Sea- Level Change (Eds R.G. Walker and N.P. James). Geological Association of Canada, St Johns, p. 157–177.

Bhattacharya, J. P. and Giosan, L. 2003. Wave-influenced deltas: geomorphological implications for facies reconstruction. Sedimentology, 50, p. 187–210.

Bhattacharya, J.P. 2010. Deltas. In: Facies Models 4 (Eds N.P., James and R.W. Dalrymple). St. John's Newfoundland, Geological Association of Canada, p. 233-264.

Boyd, C., McIlroy, D. 2017. Three-dimensional morphology of *Beaconites capronus* from Northeast England. Ichnos 24, p.250–258. http://dx.doi.org/10.1080/10420940.2017.1282862

Bradshaw, M. A., 1981. Paleoenvironmental interpretations and systematics of Devonian trace fossils from the Taylor Group (lower Beacon Supergroup), Antarctica. New Zealand Journal of Geology and Geophysics 24, p. 615–652.

Bridge J. & Best J. 1997. Preservation of planar laminae due to migration of low-relief bed waves over aggrading upper-stage plane beds: comparison of experimental datawith theory. Sedimentology, 44, p. 253-262.

Bromley, R.G., 1996. Trace Fossils – Biology, Taphonomy and Applications. Chapman and Hall, London, 361 p.

Buatois, L. A., Mángano, M. G. 2011. Ichnology: Organism-Substrate Interactions in Space and Time. Cambridge, Cambridge University Press, 358 p.

Buatois, L. A., Mángano, M. G., Brussa, E. D., Benedetto, J. L., Pompei, J. F., 2009. The changing face of the deep: colonization of the Early Ordovician deep-sea floor, Puna, northwest Argentina. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 280, p. 291–299.

Buatois, L. A., Mángano, M. G., 2011. Ichnology: Organism-Substrate Interactions in Space and Time. Cambridge University Press, 358 p.

Buckman, J. O. 1996. *Heimdallia* from the Lower Carboniferous of Ireland: a new icnhnospecies and *H. mullaghmori* re-evaluation of the three-dimensional format of the ichnogenus. Ichnos 5, 43–51. http://dx.doi.org/10.1080/10420949609386405.

Caputo, M. V. 1984. Stratigraphy, tectonics, paleoclimatotogy, and paleogeography ofnorthern basins of Brazil. Ph.D. Thesis, University of California Santa Barbara, 583 pp. Caputo, M.V.; Lima, E.C. 1984. Estratigrafia, Idade e Correlaçãodo Grupo SerraGrande - Bacia do Parnaíba. Anais do XXIII Congresso Brasileiro de geologia, Rio de Janeiro, p. 740-753.

Caputo, M.V. 1985. Late Devonian glaciation in South America. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 51, p. 291–317.

Caputo, M. V., Crowell, J. C., 1985. Migration of glacial centers across Gondwana during Paleozoic Era. Geological Society of America Bulletin 96, p. 1020–1036.

Carozzi, A. V., Falkenhein, F. V. H., Carneiro, R. G., Esteves, F. R., Contreiras, C. J. A., 1975. Análise ambiental e evolução tectônica sinsedimentar da seção siluro-eocarbonífera da Bacia do Maranhão. Ciência-Técnica-Petróleo, Seção: Exploração de Petróleo 7, 89 p.

Caputo, M. V., Iannuzzi, R., Fonseca, V. M. M. 2005. Bacias sedimentares brasileira: Bacia do Parnaíba. Fundação Paleontológica PHOENIX, 81(7). p.1-6.

Clifton, H. E. 2006. A reexamination of facies models for clastic shorelines. In: Facies Models Revisited (Eds Posamentier H.W., and Walker R.G.), Tulsa, Society for Sedimentary Geology, p. 293-337.

Crimes, T.P., 1970. Trilobite tracks and other trace fossils from the Upper Cambrian of North Wales. Geological Journal 7, p. 47–68.

Catuneanu, O. and Zecchin, M. 2013. High-resolution sequence stratigraphy of clastic shelves II: controls on sequence development. Mar. Pet. Geol., 39, p. 26 – 38.

Daly, M.C., Tozer, B. Watts, A.B., 2018a. Cratonic basins and the Wilson cycle: a perspective from the Parnaíba Basin, Brazil. In: Wilson, R.W., Houseman, G.A., McCaffrey, K.J.W., Doré, A.G., Buiter, S.J.H. (Eds.), Fifty Years of the Wilson Cycle Concept in Plate Tectonics. Geological Society, London Special Publication 470, p. 463-477. https://doi.org/10.1144/SP470.13.

Daly, M. C., Fuck, R. A., Julià, J., Macdonald, D. I. M., Watts, A. B., 2018b. Cratonicbasin formation: a case study of the Parnaíba Basin of Brazil. In: Daly, M. C., Fuck, R. A., Julià, J., MacDonald, D. I. M., Watts, A. B. (Eds.), Cratonic Basin Formation: A Case Study of the Parnaíba Basin of Brazil. Geological Society, London Special Publication 472, p. 1-15. https://doi.org/10.1144/SP472.20

Dalrymple, R.W. 1992. Tidal depositional systems. In: Facies Models: Response to Sea-Level Change (Eds R.G. Walker and N.P. James). Geological Association of Canada, StJohns, pp. 195–218.

Dalrymple, R.W. 2010. Tidal depositional systems. In: Facies Models 4 (Eds N.P., James and R.W. Dalrymple). St. John's Newfoundland, Geological Association of Canada, pp. 201-231

Dalrymple, R.W. 2010. Tidal depositional systems. In: Facies Models 4 (Eds N.P., James and R.W. Dalrymple). St. John's Newfoundland, Geological Association of Canada, pp. 201-231.

Della Fávera, J.C. 1990. Tempestitos da Bacia do Parnaíba. Tese (Doutorado em Geociências). Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, 243p.

de Raaf, J.F.M., Boersma, J.R., van Gelder, A. 1977. Wave-generated structures and sequences from a shallow marine succession, Lower Carboniferous, County

Cork, Ireland. Sedimentology, 24, 451-483.

Draganits, E., Braddy, S.J., Briggs, D.E.G., 2001. A Gondwanan coastal arthropod ichnofauna from the Muth Formation (Lower Devonian, Northern India): paleoenvironment and tracemaker behavior. Palaios 16, 126–147.

Dott, R.H., Jr. And Bourgeois, J. 1982. Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequences: Geological Society of America, Bulletin, v. 32, p. 167–194. Duke, W.L., 1985. Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes, and intense winter storms. Sedirnentology, 32,167- 194.

Duke, W.L., Arnott, R.W.C., Cheel, R.J., 1991. Shelf sandstones and hummocky cross stratification: new evidence on a stormy debate: Geology, v. 19, p. 625–628.

Ekdale, A.A., Bromley, R.G., 2001. A day and a night in the life of a cleft-foot clam: *Protovirgularia–Lockeia–Lophoctenium*. Lethaia 34, 119–124.

Ekdale, A.A., Bromley, R.G., 2003. Paleoethologic interpretation of complex *Thalasinoides* in shallow-marine limestones, Lower Ordovician, southern Sweden. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 192, 221–227.

Fernandes, A.C.S., 1996. Os icnofósseis do Ordoviciano, Siluriano e Devoniano da Bacia do Paraná (Unpublished PhD Thesis). Graduate Program in Geosciences, Federal University of Rio de Janeiro, Rio de Janeiro (183 p).

Fernandes, A.C.S., Fonseca, V.M.M., Ponciano, L.C.M.O., 2012. Icnofósseis da Bacia do Parnaíba: as contribuições de Wilhelm Kegel. Revista Brasileira de Paleontologia 15,13–163. http://dx.doi.org/10.4072/rbp.2012.2.04

Figueiredo, A.M.F., Raja Gabaglia, G.P., 1986. Sistema classificatório aplicado às bacias sedimentares brasileiras. Revista Brasileira de Geociências 16, 350–369.

Fillion, D., Pickerill, R.K., 1990. Ichnology of the Upper Cambrian? to Lower Ordovician Bell Island and Wabana groups of eastern Newfoundland, Canada. Palaeontogr. Can. 7, 1–119.

Figueroa, R.T.; Machado, D.M.C. 2016. Paleoictiofauna da Formação Pimenteira, (Devoniano), Bacia do Parnaíba PI, Brasil. Revista Brasileira de Paleontologia. 19(3): 491-504. http;//dx.doi.org/10.4072/rbp.2016.3.13

Pemberton, S.G.; Frey, R.W. 1982. Trace fossils nomenclature and the Planolites-Palaeophycus dilemma. Journal of Paleontology 56 (4), 83-881 pp.

Fonseca, V.M.M; Ponciano, L.C.M.O. Braquiópodes do Devoniano Médio das bacias do Amazonas e Parnaíba., 2011. Paleontologia: Cenários da Vida, 127-148 pp.

Fursich, F.T., 1974. Corallian (Upper Jurassic) trace fossils from England and Normandy. Stuttgarter Beiträge zur Naturkunde, Serie B (Geologie und Paläontologie) 13, 1–15.

Góes, A.M.O., Feijó, F.J., 1994. Bacia do Parnaíba. Boletim de Geociências da Petrobrás 8, 57–67 pp.

Goldring, R., Pollard, J. E., Radley, J. D., 2005. Trace fossils and pseudofossils from the Wealden strata (non-marine Lower Cretaceous) of southern England. Cretaceous Research 26, 665–685.

Getty, P.R., Hagadorn, J.W. 2008. Reinterpretation of Climactichnites Logan 1860 to include subsurface burrows and erection of musculopodus for resting traces of thetrailmaker. Journal paleont 82 (6), 1161-1172 pp.

Gutschick, R.C., Lamborn, R., 1975. *Bifungites* trace fossils from Devonian-Mississipian rocks of Pennsylvania and Montana, U.S.A. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 18, 193–212. http://dx.doi.org/10.1016/0031-0182(75)90033-4

Häntzschel, W., 1975. Treatise on Invertebrate Paleontology. Part W, Miscellanea, Suplement 1, Trace fossils and problematica. University of Kansas and Geological Society of America, 269 pp.

Hakes, W.G., 1976. Trace fossils and depositional environment of four clastic units, Upper Pennsylvanian megacyclothems, northeast Kansas. University of KansasPaleontological Contributions 63, 1–46.

Horodyski, R.S., Brett, C.E., Sedorko, D., Bosetti, E.P., Scheffler, S.M., Ghilardi, R.P., Iannuzzi, R., 2019. Storm-related taphofacies and paleoenvironments of Malvinokaffric assemblages from the lower/Middle Devonian in southwestern Gondwana. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 514, 706–722.

Howard, J.D., 1972. Trace fossils as criteria for recognizing shorelines in stratigraphic record. In: Rigby, J.K., Hamblin, W.K. (Eds.), Recognition of Ancient Sedimentary Environments. SEPM Special Publication 16, pp. 215–225.

Jopling, A.V. 1965. Hydraulic factors controlling the shape of laminae in laboratory deltas. Journal of Sedimentary Research, 35(4): 777–791.

Johnson, H.D. and Baldwin, C.T. 1996, Shallow clastic seas. In: Sedimentary Environments. Processes, Facies and Stratigraphy (Ed H.G., Reading), pp 232-280, Blackwell Science, Oxford.

Reineck, H.E. and Singh, I.B., 1975. Depositional Sedimentary Environments.

Springer-Verlag, pp. 439.Kegel, W., 1953. Contribuição para o estudo do Devoniano da Bacia do Parnaíba. Rio de Janeiro, Departamento Nacional da Produção Mineral, Divisão de Geologia e Mineralogia, Boletim 141, 48 pp.

Kegel, W., 1957. Sobre vermes recentes e fósseis. Departamento Nacional da Produção Mineral, Divisão de Geologia e Mineralogia, Notas Preliminares e Estudos 100, 1–11.

Kegel, W., 1961. Rasto de um trilobita (?*Homalonotus*) do Devoniano Inferior do Piauí. Anais da Academia Brasileira de Ciências 33, 163–167.

Kegel, W., 1965a. Rastos de Bilobites no Devoniano Médio do Piauí. Rio de Janeiro, Departamento Nacional da Produção Mineral, Divisão de Geologia e Mineralogia, Avulso, vol. 40, p. 55–56.

Kegel, W., 1965b. Rastos de Bilobites no Devoniano Médio do Piauí. Departamento Nacional da Produção Mineral, Divisão de Geologia e Mineralogia, Notas Preliminarese Estudos 122, 1–11.

Kegel, W., 1966. Rastos do Devoniano da Bacia do Parnaíba. Departamento Nacional da Produção Mineral. Divisão de Geologia e Mineralogia, Boletim 233, 1–32.

Keighley, D.G., Pickerill, R.K., 1994. The ichnogenus *Beaconites* and its distinction from *Ancorichnus* and *Taenidium*. Palaeontology 37, 305–338.

Knaust, D., 2013. The ichnogenus *Rhizocorallium*: classification, trace makers, palaeoenvironments, and evolution. Earth Science Reviews 126, 1–47. http://dx.doi.org/0022-3360/00/0074-0149$03.00. Lima, E.A.M., Leite J.F., 1978. Projeto estudo global dos recursos Minerais da Bacia Sedimentar do Parnaíba. Integração geológico-metalogenética. DNPM-CPRM, Etapa III, Recife, Relatório Final 16, 212 pp.

Lima, J.H.D., Netto, R.G., 2012. Trace fossils from the Permian Teresina Formation at Cerro Caveiras (S Brazil). Revista Brasileira de Paleontologia 15, 5–22. http://dx.doi.org/10.4072/rbp.2012.1.01.

MacEachern, J.A., Bann, K.L., Bhattacharya, J.P., Howell, C.D., 2005. Ichnology of deltas, organism responses to the dynamic interplay of rivers, waves, storms, and tides. In: Giosan, L., Bhattacharya, J.P. (Eds.), River Deltas: Concepts, Models and Examples,SEPM Special Publication 83, pp. 49–85.

MacEachern, J.A., Gingras, M.K., Bann, K.L., Pemberton, S.G., Dafoe, L.T., 2007. Application of ichnology to high-resolution genetic stratigraphic paradigms.

In: MacEachern, J.A., Bann, K.L., Gingras, M.K., Pemberton, S.G. (Eds.), Applied Ichnology. SEPM Short Course Notes 52, pp. 93–127.

MacEachern, J.A., Pemberton, S.G., 1992. Ichnological aspects of Cretaceous shoreface successions and shoreface variability in the Wester Interior Seaway of North America. In: Pemberton, S.G. (Ed.), Applications of Ichnology to Petroleum Exploration. SEPM Core Workshop Notes 17, pp. 57–84.

McPherson, J.G., Shanmugam, G., Mioloa, R.J. 1987. Fan-deltas and braid deltas: Varieties of coarse-graned deltas. Geological Society of America Bulletin, v. 99, p. 331
- 340.

Mángano, M.G., Buatois, L.A., Maples, C.G., West, R.R., 2000. A new ichnospecies of *Nereites* from Carboniferous tidal-flat facies of eastern Kansas, USA: Implications for the *Nereites-Neonereites* debate. Journal of Paleontology 74, 149–157 pp..

Mángano, M.G., Buatois, L.A., Maples, C.G., West, R.R., 2002. Ichnology of a Pennsylvanian equatorial tidal flat; the Stull Shale Member at Waverly, eastern Kansas. Kansas Geological Survey 245, 133 pp.

Mángano, M.G., Buatois, L.A., West, R. R., Maples, C.G., 1998. Contrasting behavioral and feeding strategies recorded by tidal-flat bivalve trace fossils from the Upper Carboniferous of eastern Kansas. Palaios 13, 335–351.

Midtgaard, H.H. 1996. Inner-shelf to lower-shoreface hummocky sandstone bodies with evidence for geostrophic influenced combined flow, Lower Cretaceous, west Greenland.Journal of Sedimentary Research, 66(2): p 343-353.

Milani, E.J., Zalán, P.V., 1999. An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America. Episodes 22, 199–205.

Myrow, P.M., 1995. *Thalassinoides* and the enigma of Early Paleozoic open-frameworkburrow systems. Palaios 10, 58–74.

Myrow, P.M., Fischer, W., Goodge, J.W. 2002. Wave-modified turbidites: combined- flow shoreline and shelf deposits, Cambrian, Antarctica: Journal of Sedimentary Research, v. 72, p. 641–656.

Muniz, G.C.B. 1982. Ichnofósseis Devonianos da Formação Longá, no etado do Piauí. In: Congresso brasileiro de Geologia, 32, Salavador. Anais, Salvador, Sociedade Brasileira de Geologia, 4:1305 – 1316 pp.

Mutti, E., Tinterri, R., Benevelli, G., Di Biase, D., Cavanna, G. 2003. Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins: Marine and Petroleum Geology, v. 20, p. 733–755.

Neto de Carvalho, C., Baucon, A. 2010. *Nereites* trails and other sandflat trace fossils from Portas de Almourão geomonument (Lower Ordovician, Naturtejo Geopark). Revista Eletrónica de Ciências da Terra, Geoscience On-line Journal 17/18, 1–4.

Pedreira, A.J., Lopes, R.C., Vasconcelos, A.M., Bahia, R.B.C., 2003. Bacias sedimentares paleozoicas e meso-cenozoicas interiores. In: Bizzi, L.A., Schobbenhaus,

C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H. (Eds.), Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), pp. 55–85.

Pemberton, S.G., Frey, R.W., 1982. Trace fossil nomenclature and the *Planolites–Palaeophycus* dilemma. Journal of Paleontology 56, 843–881.

Pemberton, S.G., Spila, M., Pulham, A.J., Saunders, T., MacEachern, J.A., Robbins, D., Sinclair, I.K. 2001. Ichnology and sedimentology of shallow to marginal marine systems. Geological Association of Canada, Short Course Notes 15, 343 pp.

Peters, S.E. and Loss, D.P. 2012. Storm and fair-weather wave base: A relevant distinction? Geology, 40(6): p. 511–514.

Plint, G. 2010. Wave- and storm-dominanted shoreline and shallow-marine systems. In James, N.P., Dalrymple, R.W. (Eds.), Facies Models 4: St. John's Newfoundland,Geological Association of Canada, pp. 167-199.

Plummer, F.B., 1946. Report on Maranhão-Piauí Geosyclinae. PETROBRÁS, DIREX/RENOR, Belém, Relatório 1M, 83 pp.

Quin, J.G. 2011. Is most hummocky cross-stratification formed by large-scale ripples? Sedimentology, 58, 1414–1433

Reineck, H.E. and Singh, I.B., 1975. Depositional Sedimentary Environments. Springer-Verlag, pp. 439.

Rindsberg, A., 1994. Ichnology of the Upper Mississippian Hartselle sandstone of Alabama, with notes on other carboniferous formations. Geological Survey of Alabama,158, 113 pp.

Santos, M.E.C.M., Carvalho, M.S., 2004. Paleontologia das Bacias do Parnaíba,

Grajaú e São Luís – Reconstituições Paleobiológicas. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), pp 41–47.

Savrda, C.E., Nanson, L.L., 2003. Ichnology of fair-weather and storm deposits in an Upper Cretaceous estuary (Eutaw Formation, western Georgia, USA).

Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 202, 67–83. Schlirf, M., Wurzburg, Krakow, A.U., Wurzburg, M.K. 2001. Palaotologische Zeitschrift, 75. 71-96 pp. https://doi.org/: 10.1007/BF03022599

Sedorko D., Netto R.G., Savrda C.E., Assine M.L., Tognoli F.M.W., 2017. Chronostratigraphy and environment of Furnas Formation by trace fossil analysis: calibrating the Lower Paleozoic Gondwana realm in the Paraná Basin (Brazil). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 487, 307–320.

Sedorko, D., Netto, R.G., Savrda, C.E., 2018a. Ichnology applied to sequence stratigraphic analysis of Siluro-Devonian mud-dominated shelf deposits, Paraná Basin, Brazil. Journal of South American Earth Sciences 83, 81–95.

Sedorko D., Bosetti E.P., Ghilardi R.P., Myszynski Jr. L.J., Silva R.C., Scheffler, S.M., 2018b. Paleoenvironments of a regressive Devonian section from Paraná Basin (Mato Grosso do Sul state) by integration of ichnologic, taphonomic and sedimentologicanalyses. Brazilian Journal of Geology 48, 805–820.

Sedorko, D., Bosetti, E.P., Netto, R.G., 2018c. An integrative ichnological and taphonomic approach in a transgressive-regressive cycle: a case study from Devonian ofParaná Basin, Brazil. Lethaia 51, 15–34.

Sedorko, D., Netto, R.G., Horodyski, R.S., 2018d. A *Zoophycos* carnival in Devonian beds: Paleoecological, paleobiological, sedimentological, and paleobiogeographic insights. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 507, 188–200. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2018.07.016.

Sedorko, D., Netto, R. G., Horodyski, R. S., 2019. Tracking Silurian-Devonian events and paleobathymetric curves by ichnologic and taphonomic analyzes in the southwestern Gondwana. Global and Planetary Change 179, 43–56.

Seilacher, A., Seilacher, E., 1994. Bivalvian trace fossils: a lesson from actuopaleontology. Cour. Forschungsinst. Senck. 169, 5–15.

Silva R.C., Dominato V.H., Fernandes A.C.S., 2012. Novos registros e aspectos paleoambientais dos icnofósseis da Formação Pimenteira, Devoniano da Bacia do Parnaíba, Piauí, Brasil. Gaea – Journal of Geoscience 8, 33-41.

Suter, J.R. 2006. Facies Models Revisited: Clastic Shelves. In: Facies Models

Revisited (Eds Posamentier H.W., and Walker R.G.), Tulsa, Society for Sedimentary Geology, p. 339-397.

Trewin, N.H., MacNamara, K.J., 1994. Arthropods invade the land: trace fossils and palaeoenvironments of the Tumblagooda Sandstone (?Late Silurian) of Kalbarri, Western Austrália. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences 85, 177–210.

Turner, B.R., Stanistreet, I.G., Whateley, M.K.G., 1981. Trace fossils and palaeoenvironments in the Ecca Group of the Nongoma Graben, northern Zululand, South Africa. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 36, 113–123.

Turner, B.R., Benton, M.J., 1983. Paleozoic trace fossils from the Kufra Basin, Libya. Journal of Paleontology, 57, 447–460 pp.Uchman, A., 1995. Taxonomy and palaeoecology of flysch trace fossils: The Marnoso-arenacea Formation and associated facies (Miocene, Northern Apennines, Italy). Beringeria 15, 115 pp.

Uchman, A., 1998. Taxonomy and palaeoecology of flysch trace fossils: Revision of the Marian Ksiazkiewicz collection ans studies of complementary material. Annales Societatis Geologorum Poliniae, 68, 105-218 pp.

Uchman, A., Paszkowskic, D.D. M., Bscik, S.J.P., Turnal, E., 2004. Early Devonian trace fossils in marine to non-marine redbeds in Podolia, Ukraine: palaeoenvironmental implications Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 214, 67– 83.

Vaz, P.T., Resende, N.G.A.M., Wanderley Filho, J.R., Travassos, W.A., 2007. Bacia doParnaíba. Boletim de Geociências Petrobrás 15, 253–263.

Vialov, O.S. 1962. Problematica of the Beacon Sandstone at Beacon Height West, Antarctica, New Zealand. Journal of Geology and Geophysic, 5:5, 718 - 732 pp. http://dx.doi.org/10.1080/00288306.1962.10417633

Viana, M.S.S., Oliveira, P.V., Sousa, M.J.G., Barroso, F.R.G., Vasconcelos, V.A., Melo, R.M., Lima, T.A., Oliveira, G.C., Chaves, A.P.P., 2010. Ocorrências icnofossilíferas do Grupo Serra Grande (Siluriano da Bacia do Parnaíba), noroeste do Estado do Ceará. Revista de Geologia, Fortaleza 23, 77–89.

Pickerril, R.K., Forbes, W.B. 1977. Bifungites cf Hall from the Ordovician (Caradocian) tretron limestone of the Quebec city area. Atlatic Geology, 13 (3), 87-92 pp.

Willis, B.J., Bhattacharya, J.B., Gabel., S.L., White, C.D. 1999. Architecture of a

tide- influenced delta in the Frontier Formation of Central Wyoming, USA. Sedimentology, v. 46, p. 667–688.

Wright, L.D. 1977. Sediment transport and deposition at river mouths: A synthesis. Geological Society of America Bulletin, v. 88, p. 857 - 868.

Yochelson, E.L., Fedonkin, M.A., 1993. Paleobiology of *Climactichnites*, an enigmatic Late Cambrian fossil. Smithsonian Contributions to Paleobiology 74, 74 pp.

Zecchin, M. and Catuneanu, O. 2013. High-resolution sequence stratigraphy of clastic shelves I: units and bounding surfaces. Mar. Pet. Geol., 39, 1–25.

Zecchin M., Caffau M., Catuneanu O., Lenaz D. 2017. Discrimination between wave-ravinement surfaces and bedset boundaries in Pliocene shallow-marine deposits, Crotone Basin, southern Italy: An integrated sedimentological, micropalaeontological and mineralogical approach. Sedimentology, 64(7):1755-1791.

Figure and Table captions

Figure 1. Location of the study area. A. Simplified map of the Parnaíba Basin in NNEBrazil, showing the regional distribution of Paleozoic deposits (modified from Góes, 1994). B. Geologic and location map of the ichnofossiliferous outcrops in Cachoeira daLembrada (1) and Curral de Pedra (2) localities.

Figure 2. Representative sedimentary graphic log of the studied succession cropping out in the Cachoeira da Lembrada locality. Facies-logs comprising a shallowing-upwardfacies succession corresponding to progradational shallow marine wave and storm- dominated shoreface to shelf environment.

Figure 3. A. Overview of the studied section in Cachoeira da Lembrada locality showing the thickening-upward pattern of sand-dominated lithofacies in a shallowing- up succession typically of wave-dominated shoreface. Observe tabular to amalgamated and gently undulated sandstone bedsets (yellow arrows), reflecting the predominance ofwave dominated depositional processes. Man = 1.7 m. B, C. Detail of basal portion withsuccessive hummocky cross-lamination (Sh)

evidenced by low-angle scours and upward-flattening (red arrows). C'. Interpretative drawing of "C" showing a detail of truncation surfaces (red arrow), diagnostic features Sh, beyond lateral and vertical grading to planar lamination and/of a massive aspect due to granulometric contrastabsence.

Figure 4. A. Amalgamated waves sandstones lithofacies. Notice the exhumed hummock and swale topography typically of the storm-dominated shoreface deposits. Yellow circle; sedimentary hammer = 28 cm. B. Detail in centimeter-scale of the hummocks and swales (yellow and red arrows, respectively), beyond the asymmetricalripples (black arrows) resulting from unidirectional currents. C. Plan view of surface ornamented with small wave ripples. Yellow circle; scale bar = 15 cm. D. Symmetricalstraight-crested small oscillation ripples. E. Asymmetric and interference ripples. In some places, asymmetrical crests indicate preferential migrations (white arrows). Scalebar in D and E same from C.

Figure 5. A detailed sedimentary log of the studied succession correspondent of part ofthe Serra Grande Group (Ipu and Tinguá formations) exposed in the eastern margin of the Parnaíba Basin, at Curral de Pedra outcrop.

Figure 6. A. Panoramic view of the shores the Poti River Canyon documenting part of the Serra Grande Group section and mouth bar (FA1) and shoreface (FA2) facies associations. A'. Depositional architecture of sandstone sigmoidal lobes under unidirectional current setting (FA1) and amalgamated macroforms under wave setting (FA2). B-C'. Dominantly (St) and subordinate (Sp) lithofacies in FA1. Notice the intense granules segregation on foresets in B, a characteristic of lithofacies St. The totaloutcrop is about 13 m high.

Figure 7. Shoreface deposits of the FA2. A-A'. Low-angle planar cross-stratification sandstone (lithofacies Sla). B-B'. Trough cross-stratified sandstone (lithoacies Str). C.Very coarse-grained sandstone/gravel/conglomerate lag (lithofacies Sg). C'. Plan viewof lithofacies Sg showing a conglomerate lag. Erosional discontinuity (orange dashed line) on the base of FA2 that mark the contact with underlying FA1. D. Small wave ripples on the top of lithofacies Sla. Pocketknife = 9 cm; hammer = 28 cm.

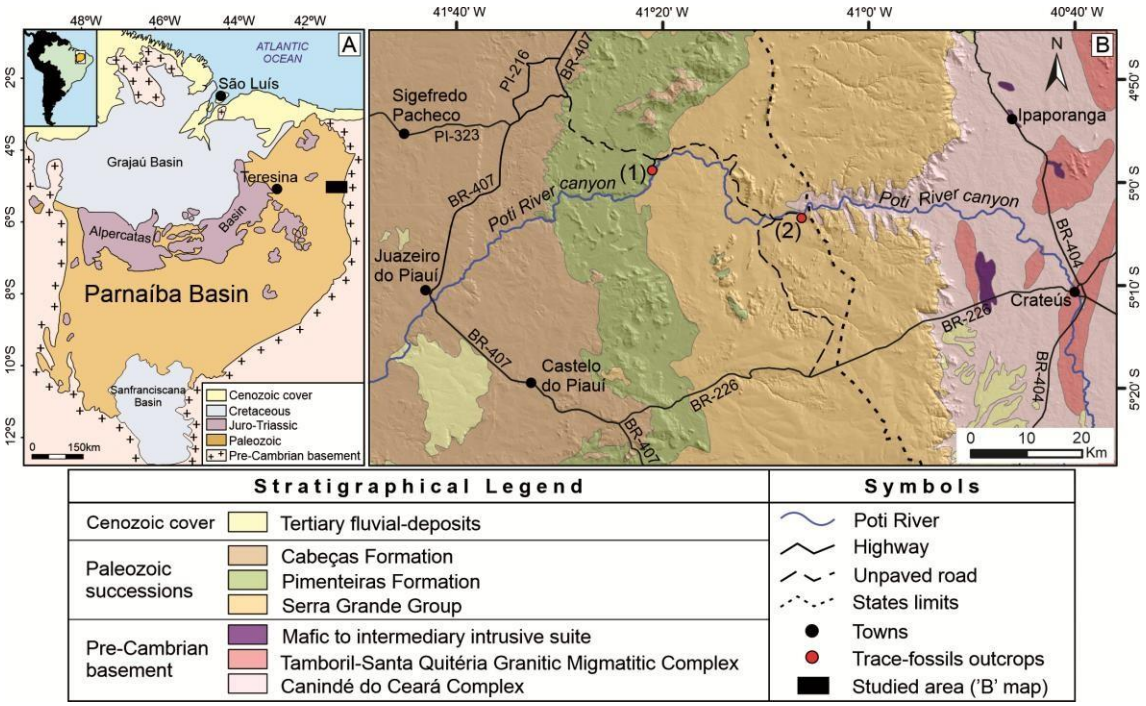
Figure 8. Icnofauna das Formações Tianguá e Pimenteira. A, *Beaconites antarcticus.* B,*Bifungites cruciforms*. C. *Bifungites munizi*. D, *Climactichnites* isp. E, *Didymaulichnus lyelli.* Scale bars = 0.5 cm.

Figure 9. Ichnofauna from Tianguá and Pimenteira formations. A. *Didymauliponomosrowei,* B. *Diplocaterion* isp. C. Epchnial ridges. D. *Heimdallia* isp. E. *Lockeia siliquaria*. F. *Nereites isp*. Scale bars = 0.5 cm.

Figure 10. Ichnofauna from Tianguá and Pimenteira formations. A, *Nereites irregularis*. B, *Palaeophycus tubulais*. C, *Rizocorallium comunne*. D, *Thalassinoidessuevicus.* Scale bars = 0.5 cm.

Table 1. Summary of the recognized lithofacies in Cachoeira da Lembrada outcrop withmain sedimentary features, depositional interpretations process, and trace fossils associated.

Table 2. Summary of lithofacies observed in the sedimentary succession cropping outin Curral de Pedra locality (Ipu and Tianguá formations) with main sedimentary features, depositional interpretations process, and trace fossils associated.



Stratigraphical Legend		Symbols
Cenozoic cover	Tertiary fluvial-deposits	Poti River
Paleozoic successions	Cabeças Formation	Highway
	Pimenteiras Formation	Unpaved road
	Serra Grande Group	States limits
Pre-Cambrian basement	Mafic to intermediary intrusive suite	Towns
	Tamboril-Santa Quitéria Granitic Migmatitic Complex	Trace-fossils outcrops
	Canindé do Ceará Complex	Studied area ('B' map)

Figure 1

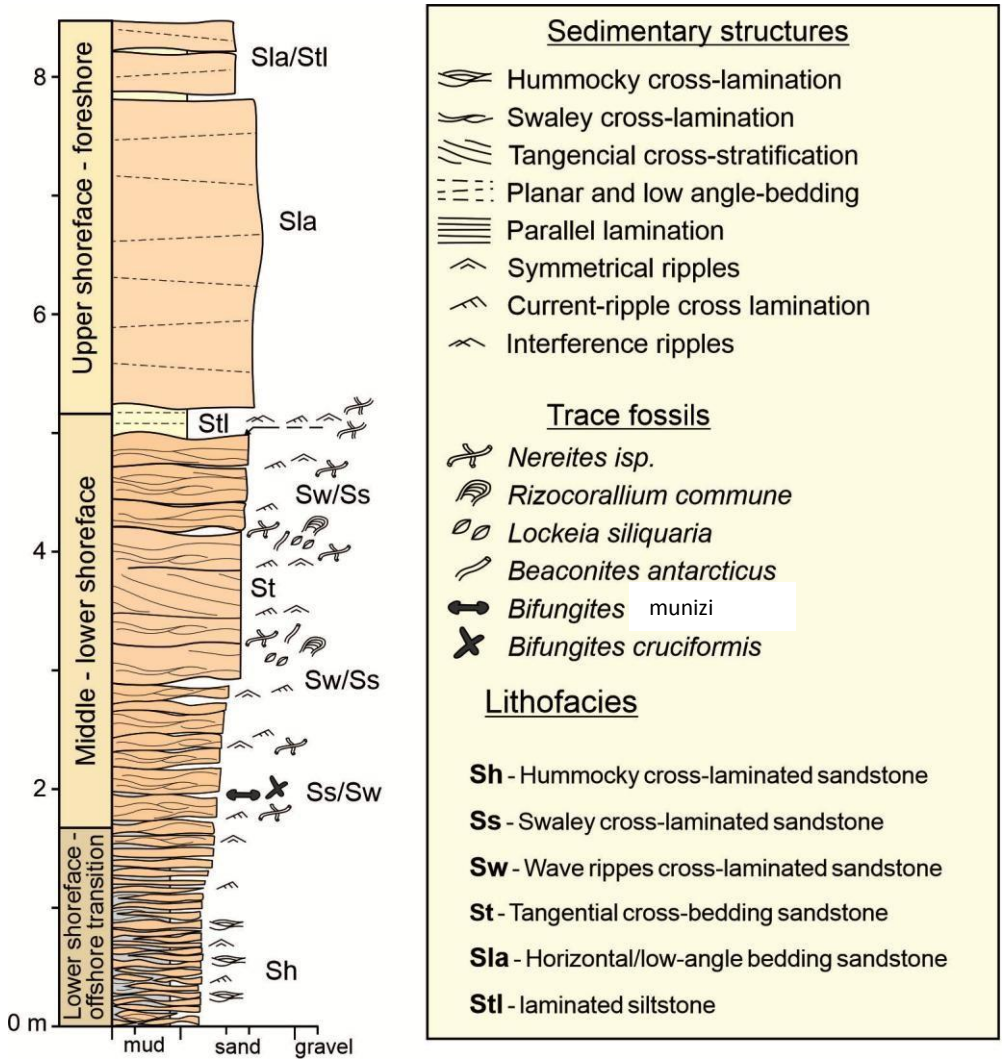

Upper shoreface - foreshore
Middle - lower shoreface
Lower shoreface - offshore transition
8
6
4
2
0 m
Sla/Stl
Sla
Stl
Sw/Ss
St
Sw/Ss
Ss/Sw
Sh
mud
sand
gravel
Sedimentary structures
Hummocky cross-lamination
Swaley cross-lamination
Tangencial cross-stratification
Planar and low angle-bedding
Parallel lamination
Symmetrical ripples
Current-ripple cross lamination
Interference ripples
Trace fossils
Nereites isp.
Rizocorallium commune
Lockeia siliquaria
Beaconites antarcticus
Bifungites munizi
Bifungites cruciformis
Lithofacies
Sh - Hummocky cross-laminated sandstone
Ss - Swaley cross-laminated sandstone
Sw - Wave rippes cross-laminated sandstone
St - Tangential cross-bedding sandstone
Sla - Horizontal/low-angle bedding sandstone
Stl - laminated siltstone

Figure 2.

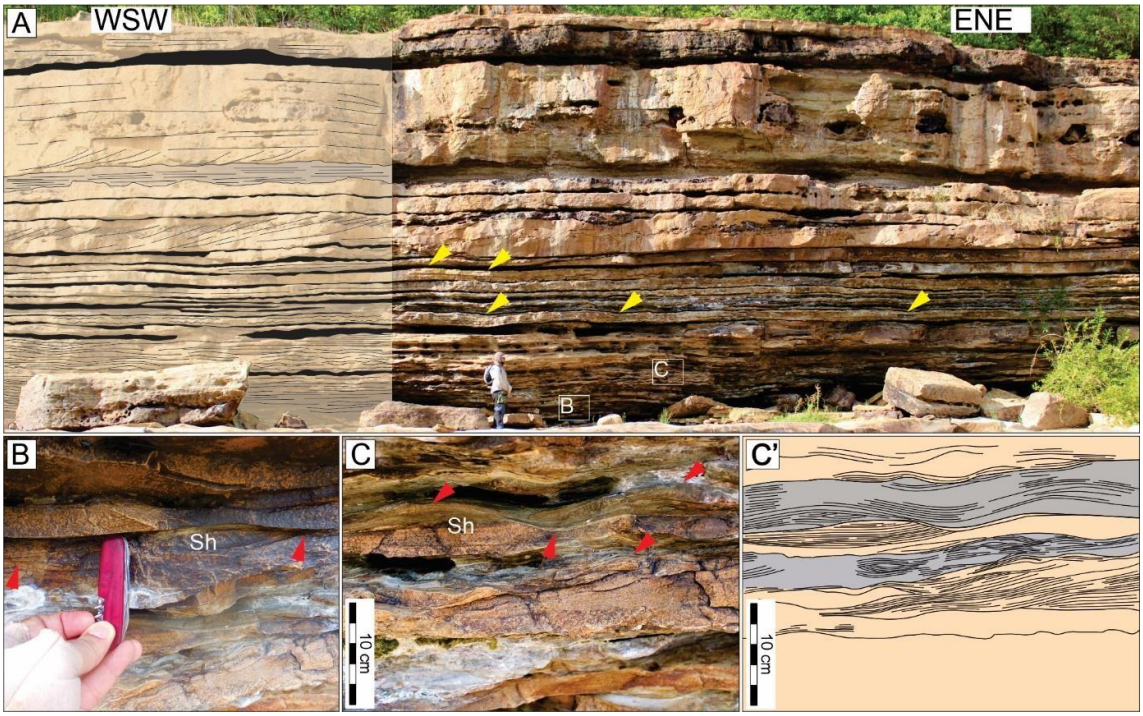


Figure 3.

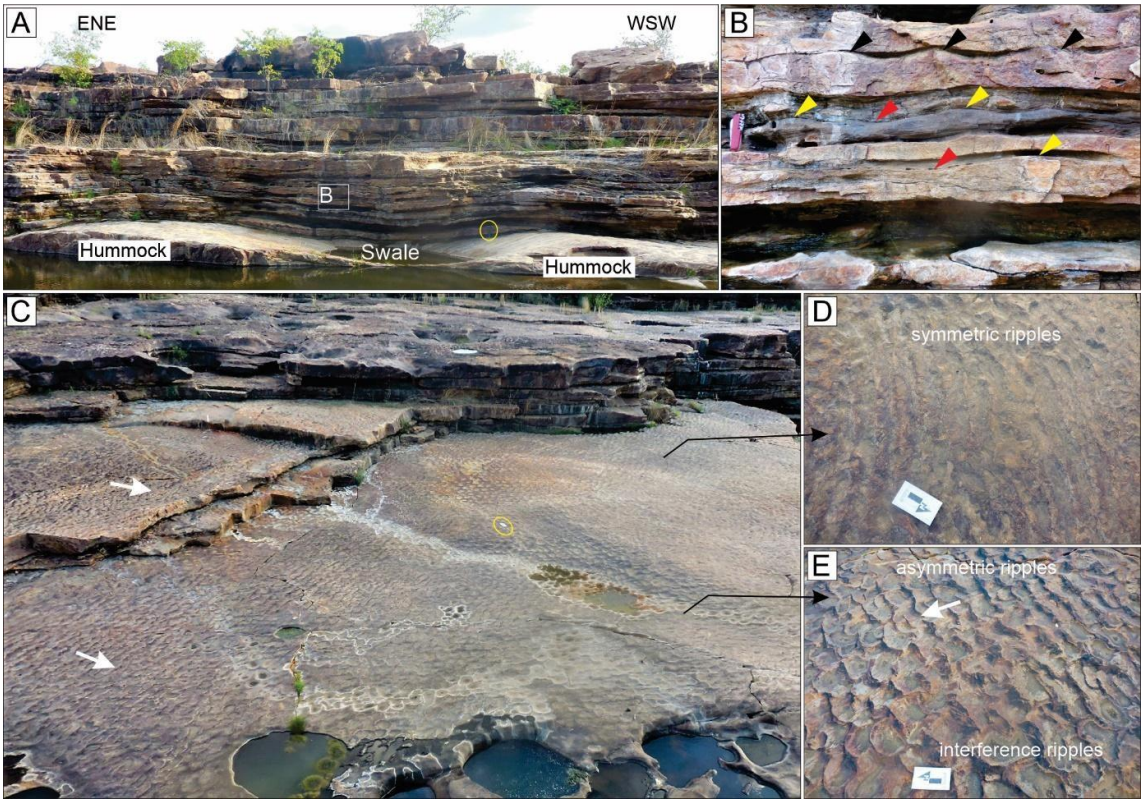


Figure 4.

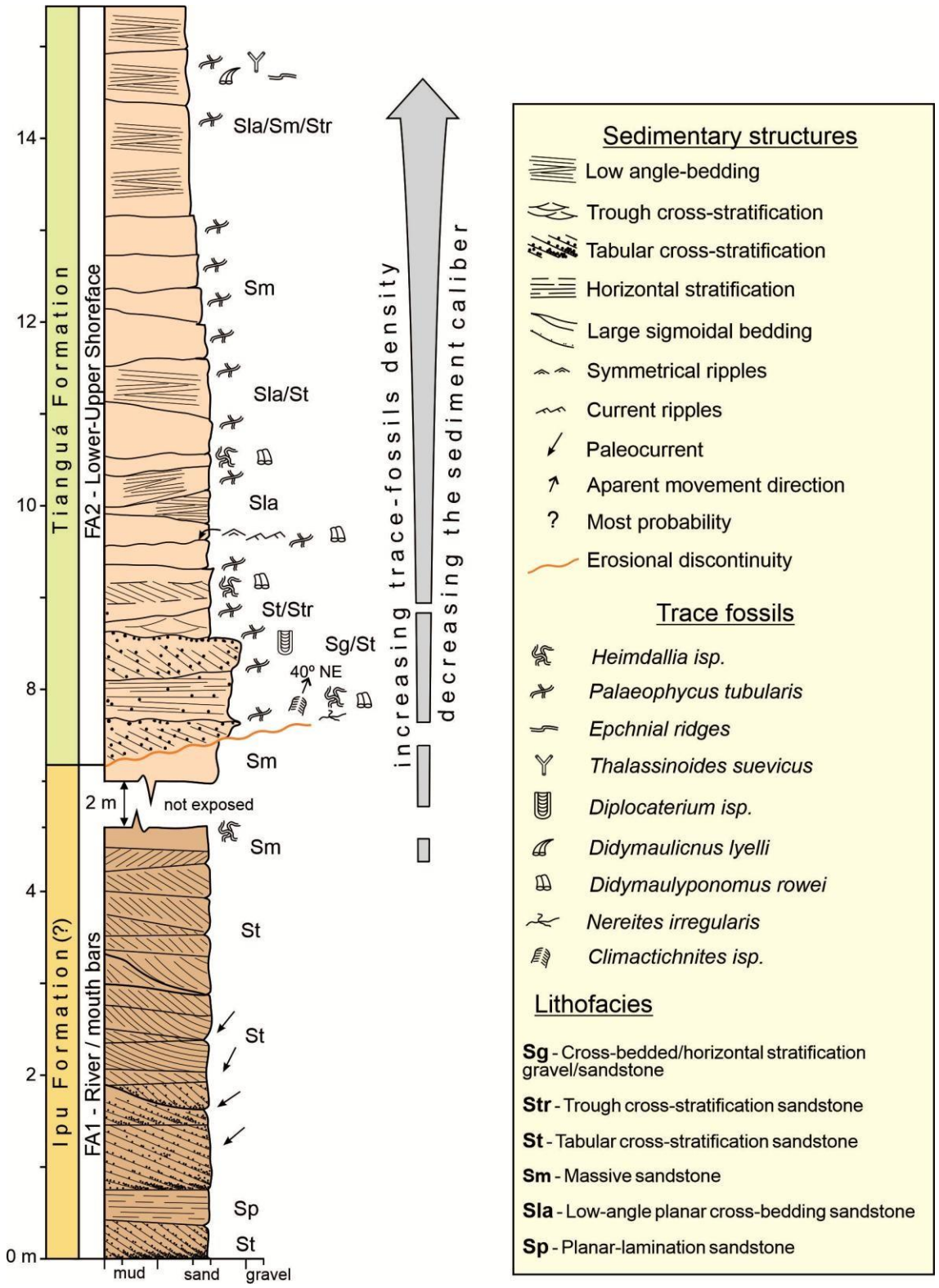

Tianguá Formation
FA2 - Lower-Upper Shoreface
Ipu Formation (?)
FA1 - River / mouth bars
14
12
10
8
4
2
0 m
Sla/Sm/Str
Sm
Sla/St
Sla
St/Str
Sg/St
40° NE
Sm
2 m
not exposed
Sm
St
St
Sp
St
mud
sand
gravel
increasing trace-fossils density
decreasing the sediment caliber
Sedimentary structures
Low angle-bedding
Trough cross-stratification
Tabular cross-stratification
Horizontal stratification
Large sigmoidal bedding
Symmetrical ripples
Current ripples
Paleocurrent
Aparent movement direction
? Most probability
Erosional discontinuity
Trace fossils
Heimdallia isp.
Palaeophycus tubularis
Epchnial ridges
Thalassinoides suevicus
Diplocaterium isp.
Didymaulicnus lyelli
Didymaulyponomus rowei
Nereites irregularis
Climactichnites isp.
Lithofacies
Sg - Cross-bedded/horizontal stratification gravel/sandstone
Str - Trough cross-stratification sandstone
St - Tabular cross-stratification sandstone
Sm - Massive sandstone
Sla - Low-angle planar cross-bedding sandstone
Sp - Planar-lamination sandstone

Figure 5.

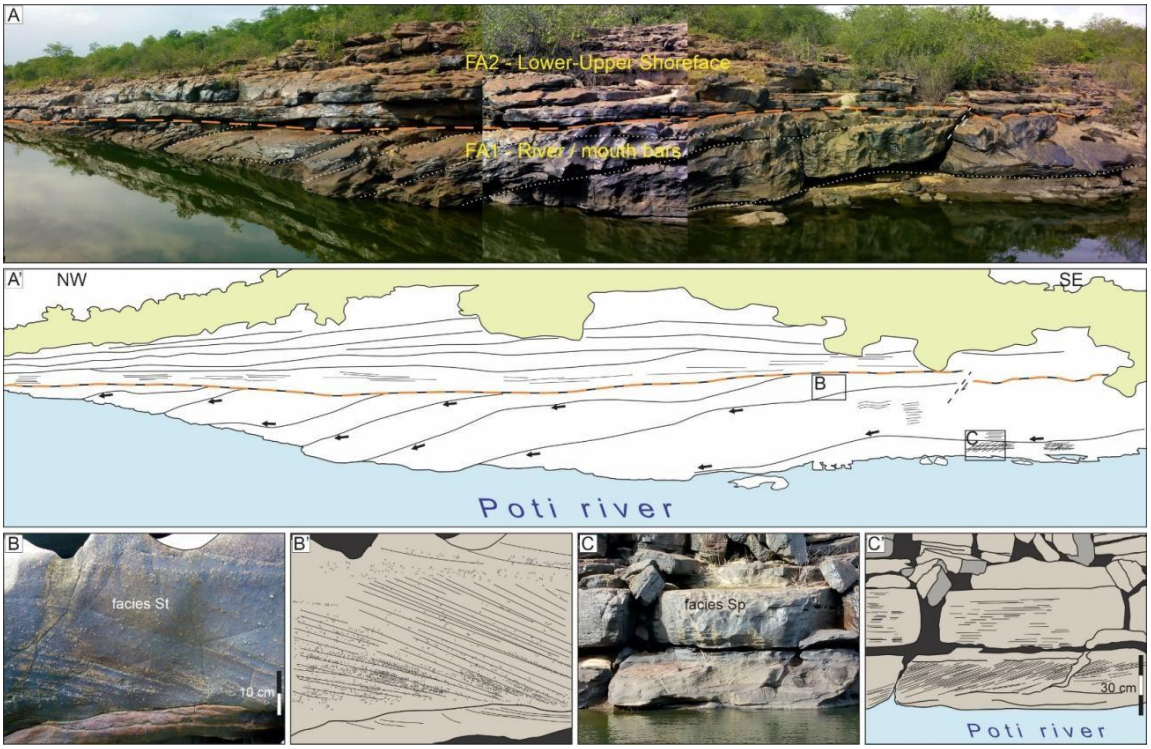

A
FA2 - Lower-Upper Shoreface
FA1 - River / mouth bars
A'
NW
SE
B
C
Poti river
B
facies St
10 cm
B'
C
facies Sp
C'
30 cm
Poti river

Figure 6.

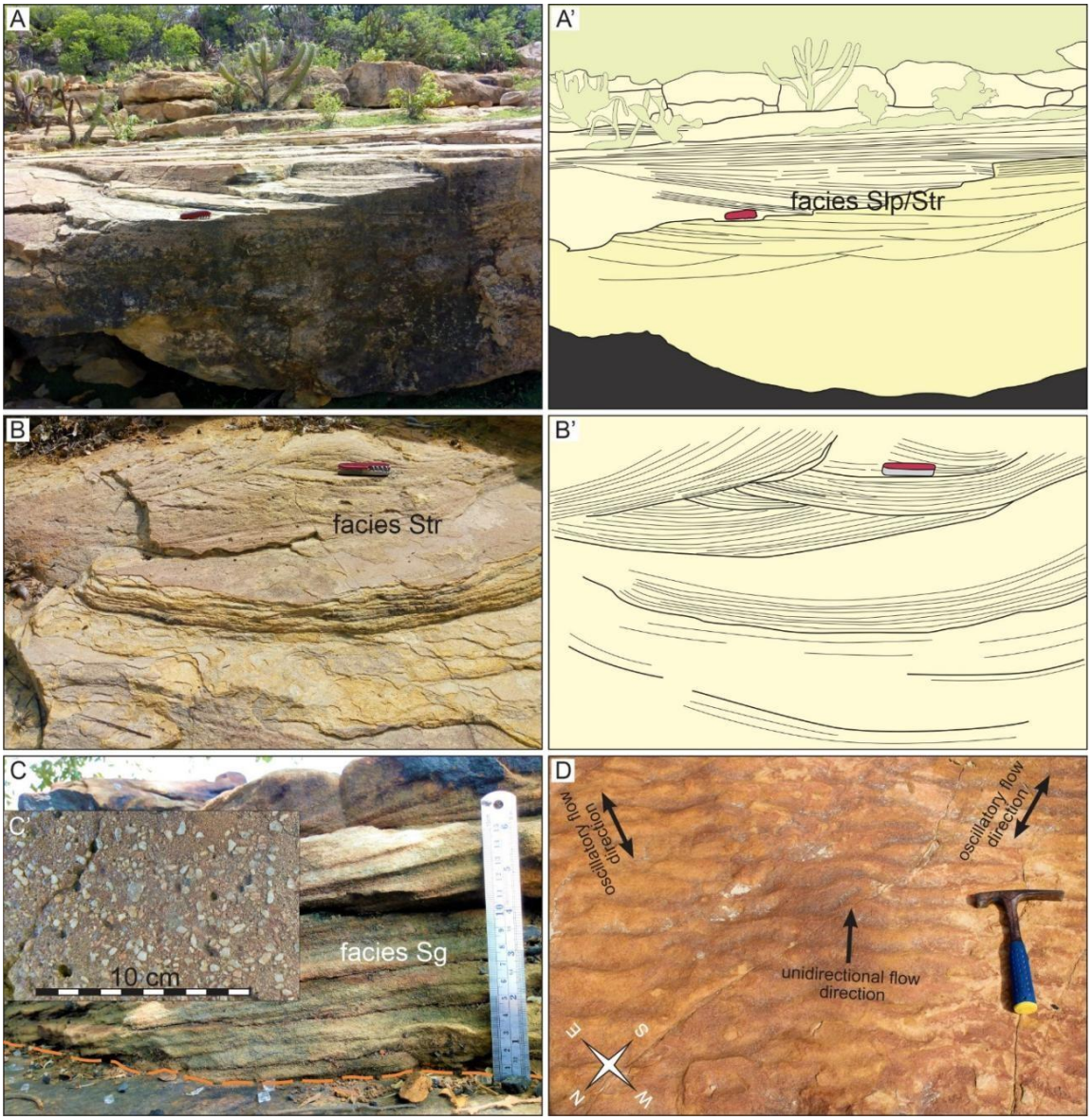

A
A'
facies Slp/Str
B
facies Str
B'
C
C'
10 cm
facies Sg
D
oscillatory flow direction
oscillatory flow direction
unidirectional flow direction
E
S
N

Figure 7.

B

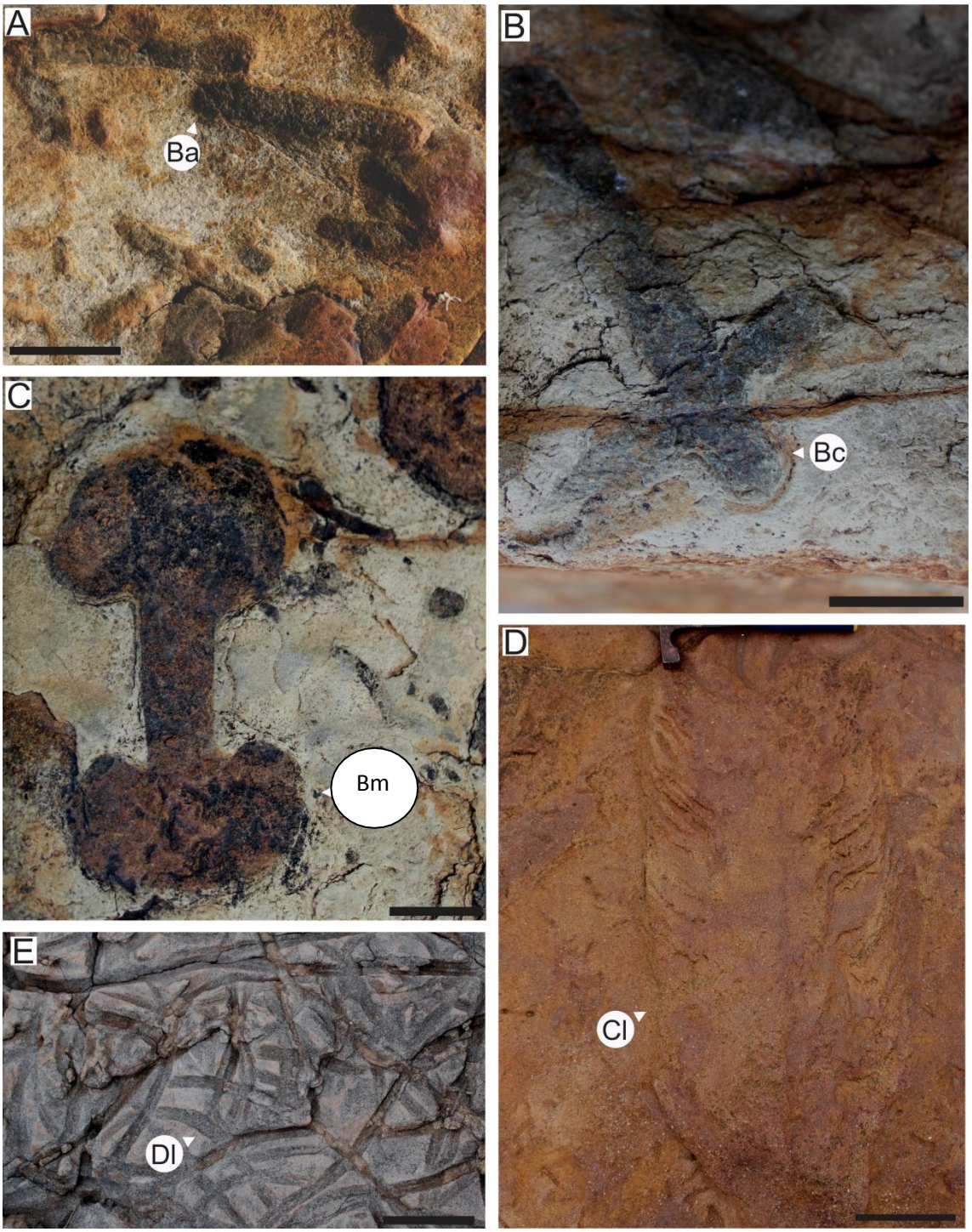


Figure 8.

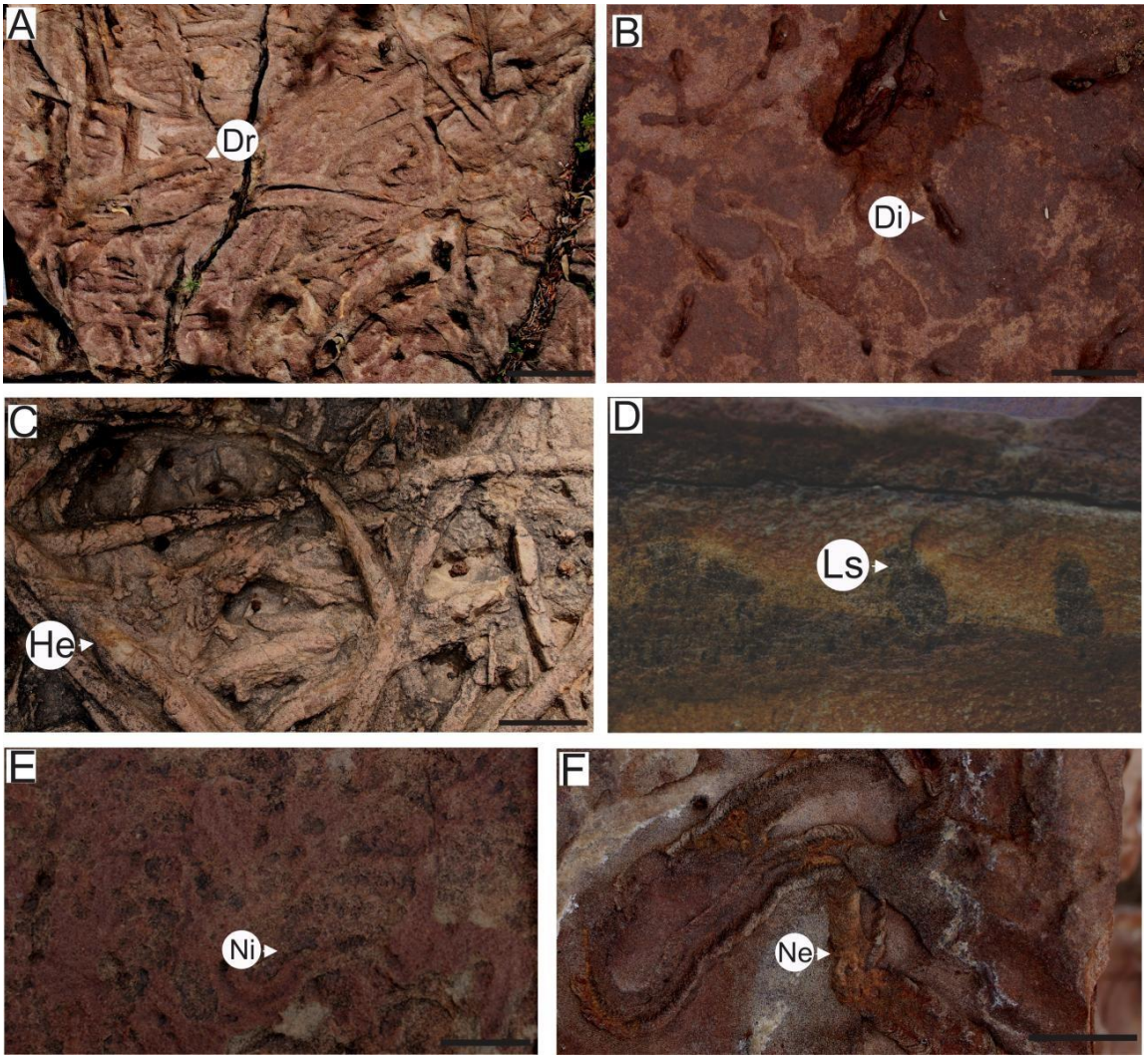


Figure 9.

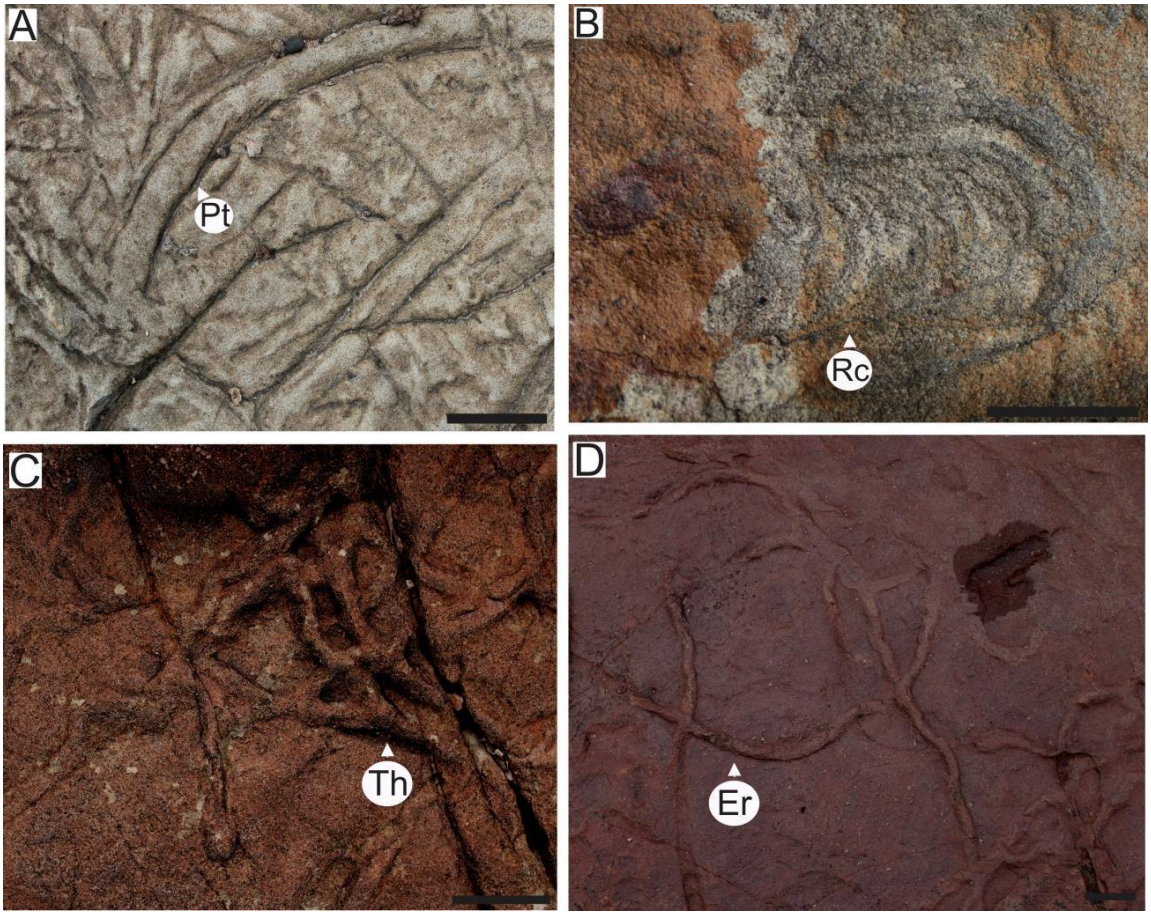


Figure 10.

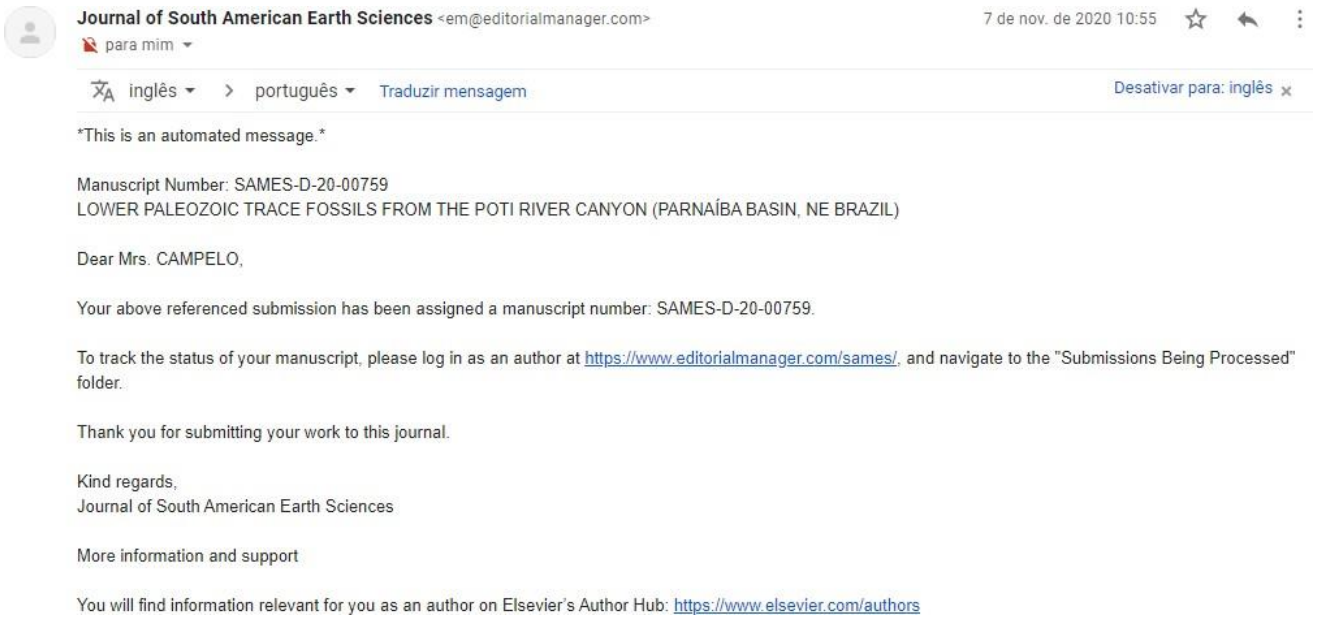
Figure 11

Facies	Sedimentary features and ichnofossils	Thickness/Geometry	Depositional process
Stl	Light-gray laminated siltstone bedsets. Laminations are planar to undulated, frequently truncated. Bedsets in thinning-upwards.	5 to 10 cm beds, amalgamated lens-shaped, discontinuous.	Predominance of decantation under low wave energy zone. Association with sandstones lithofacies suggests periods of high hydraulic energy.
Sh	Light-beige, very fine to fine-grained sandstones, rounded and well selected grains; predominantly quartz. Sets isotropic to anisotropic hummocky cross-laminations; laterally form planar lamination or massive bedding. Grade vertically to SCS. Locally intercalate or truncates SL. SW lithofacies occur in the top of bedsets. Low density of bioturbation, locally *Nereites* isp. and *Beaconites antarcticus.*	5 to 15 cm beds, concave slightly erosive base, amalgamated lens-shaped, discontinuous.	Deposition of bedforms under combined flows having a strong oscillatory component but a weak unidirectional component with sufficient aggradation rates in offshore transition zone just above storm wave base in marine shelves, during storm events. Planar lamination form during both the oscillatory and unidirectional components of flow were strongest. Local intercalation and truncates of the SL, indicates weak hydraulic energy preconditions during periods of quiescence. Trace fossils suggests opportunistic colonization.
Ss	Light-beige, fine-grained sandstones, rounded and well selected grains; predominantly quartz. Sets swaley cross-laminations; laterally form planar lamination or massive bedding. Locally intercalated with SL lithofacies, and laterally grading to ST lithofacies. High density SW lithofacies in the top of bedsets. Bioturbation with moderate abundance and low diversity. Trace fossils include mainly *Nereites* isp. and *Beaconites antarcticus*, locally *Bifungites* isp., *Bifungites cruciformis*, *Lockeia siliquaria* and *Rizocorallium commune.*	20 to 30 cm beds gently undulated tabular- shaped, discontinuous.	Deposition of bedforms under combined flows having a strong oscillatory-dominant combined flow conditions with low rate aggradation and hight potential erosion in the middle shoreface zone, furthermost storm wave base in marine shelves, during storm events. The lateral passing for ST is compatible with lateral changes in the hydrodynamical conditions of the bedforms. The abundance of trace fossils indicates high opportunistic colonization during the storm surges.
St	Light-beige, fine-grained sandstones; predominantly quartz. Tabular bedsets with trough cross bedding. Locally massive. Grades laterally and vertically to SCS and SW lithofacies, respectively. Same trace fossils of SCS.	up to 60 cm beds tabular-shaped. Laterally restricted.	Migration of large 3D dunes (»sandwaves») under shallower-marine water in upper to middle shoreface zones. Triggered migration by storm events. The lateral association with lithofacies related to oscillatory and unidirectional flow, SCS lithofacies, is compatible with lateral changes in the hydrodynamical conditions. Vertical graded for SW lithofacies is suggestive of hydrodynamical conditions during fair weather periods. Inactive migration during periods of fair weather allowed colonization by organisms evidenced by trace fossils suites
Sw	Wavy-bedded very fine to medium-grained current ripples, symmetric ripples and combined-flow ripple cross-laminated. Wave ripples with 8 cm maximum wave length and ~ 1 cm high. Most frequently found on top of sandstones, mainly on the SCS lithofacies. Trace fossils include mainly *Nereites* isp. and *Beaconites antarcticus*, locally *Bifungites* isp. and *Bifungites cruciformis*	up to 10 cm concave slightly erosive base beds-shaped, discontinuous	Migration of small 2D and/or 3D wave ripples into relatively shallower-marine water above fair-weather wave base. Symmetric and asymmetric ripples are formed by oscillatory currents with prevalence or reduction of unidirectional component flow, respectively. Interference ripples result of the combined-flow ripples. Trace fossils indicate organism colonization during periods of low-hydraulic conditions.
Sla	Light-orange medium-grained sandstones; predominantly quartz. Tabular, amalgamated bedsets with horizontal/low angle bedding, locally massive.	up to 3 m bedsets tabular-shaped. continuous	Deposition of sand bedforms in foreshore/upper shoreface zone under high hydrodynamic conditions. Massive structure may be result to rapid sedimentation or even to intense weathering.

Table 1.

Facies	Sedimentary features and ichnofossils	Thickness/Geometry	Depositional process
St	Fine to coarse-grained sandstone with tabular cross-stratification. Foresets showing eventually asymptotic termination. In FA1 occur abundant segregation quartz granules (up to 0.7 cm diameter) on foresets, and the paleocurrents to SW. In FA1 trace fossils is restrict to the top. FA2 ichnofabric is laterally abundant, especially *Heimdallia* isp. and *Palaeophycus tubularis*.	Up to 60 cm sets. Tabular to sigmoidal-shaped. Laterally restricted.	Migration of 2-D subaqueous dunes, even mouth bar sandy lobes under hyperpycnal flows. Foresets asymptotic termination indicating variation of flow velocity and bed shear stress, water depth and sediment caliber.
Sp	Fine to medium-grained sandstone with planar lamination. Segregation quartz granules.	Up to 30 cm sets. Tabular to sigmoidal-shaped. Laterally restricted.	Migration plan-bed phase of high flow regime.
Sg	Light-beige, predominantly coarse-grained to gravel, sub-angular to rounded and poorly sorted sandstones. Cross-bedded to horizontal stratification. Restricted to the lower portion of FA2. Laterally passes to facies 1, 2, 3. Commonly bioturbaded, mainly *Heimdallia* isp*., Palaeophycus tubulari*s, and locally *Didymaulyponomos rowei*, cf. *Climatichnites wilsoni*, and *Nereites irregularis*	Up to 20 cm erosive basebeds-shaped, discontinuous.	Reworking of sediments with some lithification in high flow regime with plan-bed phase under strong subaqueous tractive current alternate with migration of 2-D (even 3-D) dunes during lower flow regime. High rate of infaunal reworking.
Sla	Light-beige, predominantly fine to medium-grained, rounded and moderately to well-sorted sandstones. Low-angle planar cross bedding. Locally occurs symmetrical and current ripples on the top of the bedsets. Ripples have ~ 1 cm high and between 6 and 8 cm wave length. Interbedded with facies 1 and locally facies 2. Bioturbation is intensities, although variable. *Palaeophycus tubularis* and *Didymaulyponomos rowei* dominate trace fossil suite. *Heimdallia* isp., epchnial ridges, *Thalassinoides horizontalis, Didymaulicnus lyellii* relatively common in the lower part of FA2.	15 to 80 cm beds gently undulated tabular-shaped, discontinuous.	High energy currents with strong wave influence. Small 2D and/or 3D wave ripples migration. Intense ichnofauna reworking.
Str	Occurs punctually with equal lithology of facies 1 and 3. Consist of light-beige, fine to coarse-grained sandstones with trough cross bedding. Laterally grade for facies 1 and 3 and is more frequently in the lower portion of FA2. Top may be bioturbaded, usually *Palaeophycus tubularis* and *Diplocaterium* isp.	15 to 20 cm beds, amalgamated lens-shaped, discontinuous.	Migration of 3-D dunes sands in lower shoreface zone under fair-weather longshore or rip currents. Infaunal reworking.
Sm	Light-beige fine to coarse-grained massive sandstone. Disperse gravel or as lenses occur sporadically. Intense bioturbation for all described ichnogenera, especially *Palaeophycus tubularis*. Trace fossils are absent In FA1.	15 to 60 cm beds, amalgamated lens-shaped, discontinuous.	Strong infaunal reworking. Very rapid sedimentation under high hydraulic energy zone also possible.

Table 2.



Journal of South American Earth Sciences <em@editorialmanager.com> 7 de nov. de 2020 10:55

para mim

inglês > português Traduzir mensagem Desativar para: inglês

This is an automated message.

Manuscript Number: SAMES-D-20-00759
LOWER PALEOZOIC TRACE FOSSILS FROM THE POTI RIVER CANYON (PARNAÍBA BASIN, NE BRAZIL)

Dear Mrs. CAMPELO,

Your above referenced submission has been assigned a manuscript number: SAMES-D-20-00759.

To track the status of your manuscript, please log in as an author at https://www.editorialmanager.com/sames/, and navigate to the "Submissions Being Processed" folder.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,
Journal of South American Earth Sciences

More information and support

You will find information relevant for you as an author on Elsevier's Author Hub: https://www.elsevier.com/authors

Submissão do Artigo na revisa Journal of South Ameriacna Earth Sciences.