

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
Faculdade de Ciências - Câmpus de Bauru

FELIPE NASCIMENTO SOUSA

**TAFONOMIA DE PALEOINVERTEBRADOS E SEUS PADRÕES
BIOESTRATINÔMICOS COMO FERRAMENTAS EM ANÁLISES
PALEOAMBIENTAIS DO DEVONIANO DA BACIA DO PARNAÍBA**

BAURU
2024

FELIPE NASCIMENTO SOUSA

**TAFONOMIA DE PALEOINVERTEBRADOS E SEUS PADRÕES
BIOESTRATINÔMICOS COMO FERRAMENTAS EM ANÁLISES
PALEOAMBIENTAIS DO DEVONIANO DA BACIA DO PARNAÍBA**

Tese apresentada à Universidade Estadual Paulista (UNESP), Faculdade de Ciências, Bauru, para obtenção do título de Doutor em Biociências (Área de Concentração: Caracterização e Aplicação da Diversidade Biológica)

Orientador: Dr. Renato Pirani Ghilardi

Bolsista: Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 88887.485579/2020-00

BAURU

2024

S725t	Sousa, Felipe Nascimento Tafonomia de paleoinvertebrados e seus padrões bioestratinômicos como ferramentas em análises paleoambientais do Devoniano da Bacia do Parnaíba / Felipe Nascimento Sousa. -- Bauru, 2024 186 p. : il., tabs. Tese (doutorado) - Universidade Estadual Paulista (UNESP), Faculdade de Ciências, Bauru Orientador: Renato Pirani Ghilardi 1. Tafonomia comparada. 2. Tafofácies. 3. Formação Pimenteira. 4. Tempestitos. I. Título.
-------	---

Sistema de geração automática de fichas catalográficas da Unesp.
Biblioteca da Universidade Estadual Paulista (UNESP), Faculdade de Ciências, Bauru. Dados fornecidos pelo autor(a).

Essa ficha não pode ser modificada.

ATA DA DEFESA PÚBLICA DA TESE DE DOUTORADO DE FELIPE NASCIMENTO SOUSA, DISCENTE DO PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM BIOCIÊNCIAS, DA FACULDADE DE CIÊNCIAS - CÂMPUS DE BAURU.

Aos 14 dias do mês de junho do ano de 2024, às 14:00 horas, por meio de Videoconferência, realizou-se a defesa de TESE DE DOUTORADO de FELIPE NASCIMENTO SOUSA, intitulada **Tafonomia de paleoinvertebrados e seus padrões bioestratinômicos como ferramentas em análises paleoambientais do Devoniano da Bacia do Parnaíba**. A Comissão Examinadora foi constituída pelos seguintes membros: Prof. Dr. RENATO PIRANI GHILARDI (Orientador(a) - Participação Presencial) do(a) Departamento de Ciências Biológicas / Faculdade de Ciências - Unesp/Câmpus de Bauru, Prof. Dr. SANDRO MARCELO SCHEFFLER (Participação Virtual) do(a) Museu Nacional / Universidade Federal do Rio de Janeiro, Prof. Dr. ÉLVIO PINTO BOSETTI (Participação Virtual) do(a) Setor de Ciências Exatas e Naturais / Universidade Estadual de Ponta Grossa, Prof. Dr. DANIEL SEDORKO (Participação Virtual) do(a) Museu Nacional / Universidade Federal do Rio de Janeiro, Profa. Dra. SABRINA COELHO RODRIGUES (Participação Virtual) do(a) FACIP / Universidade Federal de Uberlândia-Câmpus de Ituiutaba. Após a exposição pelo doutorando e arguição pelos membros da Comissão Examinadora que participaram do ato, de forma presencial e/ou virtual, o discente recebeu o conceito final: APROVADO. Nada mais havendo, foi lavrada a presente ata, que após lida e aprovada, foi assinada pelo(a) Presidente(a) da Comissão Examinadora.

Prof. Dr. RENATO PIRANI GHILARDI



Dedico este trabalho a minha mãe, Rose Mary T. L. do Nascimento, aos meus irmãos, Rafael e Marina, e aos seus respectivos cônjuges, Juliana e Vinícius, aos meus sobrinhos, Beatriz, Leonardo, Laura e Gabriel, e a minha esposa, Bruna B. Della Coletta.

AGRADECIMENTOS

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) – Código de Financiamento 88887.485579/2020-00.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), processo n.º 2016/18275-4 e processo n.º 2020/12409-4, por financiar as atividades de campo desta tese.

À Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho” (UNESP), Bauru, SP, em específico à Faculdade de Ciências (FC), onde está situado o Departamento de Ciências Biológicas (DCB). Agradeço todos os professores do DCB, em especial os professores doutores Renato Ghilardi, Fátima Knoll, Reginaldo Donatelli, Fábio Foresti, Rogério Costa e Sérgio Pereira, que participaram de minha formação acadêmica.

Meus singelos agradecimentos ao Laboratório de Paleontologia de Macroinvertebrados (LAPALMA), em nome do Professor Doutor Renato Pirani Ghilardi, pelos trabalhos, campos, estudos, arrumações, organizações de eventos, reuniões, encontros e cafezinhos. Foi o LAPALMA que abriu as portas para a pós-graduação e deu condições para realizar trabalhos na área de Paleontologia. Na verdade, o responsável por isso foi o professor Renato Ghilardi. Na qualidade de professor de ensino superior, nunca mediu esforços para ensinar o melhor caminho, discutir ideias e instruir para as decisões acadêmicas corretas a serem tomadas. Indubitavelmente, o professor Renato foi, e continuará sendo, um exemplo de pesquisador e professor de ensino superior. A maneira sagaz de explicar as problemáticas de qualquer esfera é de se ter muito respeito e admiração. Desconheço alguém de tanta sapiência. Ainda sobre o professor Renato, na qualidade de amigo, pouco pude conhecer, em razão das limitações profissionais e geracionais. Entretanto, é uma pessoa que gostarei de manter contato mesmo nas adversidades da carreira de professor. Uma pessoa que atura um aluno, muitas vezes cabeça-dura, desde 2012, e ainda permite o trabalho em conjunto, tem que ter muita paciência. Essa virtude, dentre tantas outras, pude aprender com ele. Os meus sinceros agradecimentos ao Professor Dr. Renato Ghilardi.

Agradeço aos colegas de trabalho Fábio Carbonaro, Victor Ribeiro, Geovane Gaia, Beatriz Mello, Ana Laura Dangio, Maria Emilia Meyer, Silvio Limeira Junior, Débora Baumann, Ariane Piccoli, Paulo Kanno, Luana Rapozo, Maurício da Silva,

Gabriel Silvério, Henrique Martins, Carol Faveri, Matheus Parmegiani, Mateus Bocate e Poliany Camargo pelas conversas construtivas ao longo dos anos.

Agradeço ao Prof. Dr. Renato Ghilardi, Prof. Dr. Sandro Scheffler, Dr. Fábio Carbonaro, Me. José Gama Junior, Dr. Victor Ribeiro, Me. Geovane Gaia e Beatriz Mello pelo trabalho de campo e coleta de dados utilizados nesta tese, em especial ao colega de trabalho Victor por coletar as informações geológicas e por horas de discussão sobre o Devoniano.

Demonstro agradecimento aos professores da área de paleontologia que contribuíram para meu conhecimento na área, em especial aos professores doutores Daniel Sedorko, Sabrina Rodrigues, Sandro Scheffler, Rodrigo Horodyski, Willian Matsumura, Elvio Bosetti e Juliana Leme.

Agradeço ao Programa de Pós-Graduação em Biociências, Interunidades Assis/Bauru, em nome do professor Dr. Ciro Branco e demais membros do corpo docente, pelos auxílios fornecidos durante o doutorado para participação em eventos científicos e atividades de campo.

Agradeço os assessores administrativos José Lino, em nome da Seção Técnica de Pós-Graduação de Assis, Letícia Veronez, em nome da Seção Técnica de Pós-Graduação de Bauru, Janaina Ramos e Marcos Correa, em nome da Secretaria do DCB, por contribuírem nos trâmites burocráticos.

Saindo do meio acadêmico, agradeço a pessoa que esteve comigo ao longo desses últimos anos e sempre me deu forças para continuar. Minha atual companheira e futura esposa, Bruna Coletta é uma pessoa que me ensinou muitas coisas na vida, mesmo sem intenção, pois pude observar os diferentes componentes do amor: algo que pode ser leve, sem complicações e de muita cooperação. Eu amo você!

Agradecimentos especiais vão a minha família pelo suporte e colaboração durante esses anos, em nome de minha mãe, Rose Nascimento, irmãos e cônjuges, Rafael e Juliana, Marina e Vinícius, e sobrinhos, Beatriz, Leonardo, Laura e Gabriel. Amo vocês. Aos meus tios e primos que ficaram distantes nesses últimos anos, às famílias Botteon e Coletta que conheci recentemente, meus agradecimentos.

Gostaria de finalizar essa seção agradecendo os amigos que fiz ao longo da vida, que com certeza serão lembrados por onde for.

“It is the quality of one's convictions that determine success, not the number of followers.”

Remus John Lupin

“Naquela mesa ele juntava a gente
E contava contente o que fez de manhã.
E nos seus olhos era tanto brilho,
Que mais que seu filho, eu fiquei seu fã.”

Sérgio Bittencourt, 1972

RESUMO

A Tafonomia com ênfase na fase bioestratinômica foi a metodologia aplicada nesta tese para interpretar os paleoambientes ao longo do Devoniano da Bacia do Parnaíba. Os afloramentos da margem Oeste da Bacia do Parnaíba em sua sucessão Devoniana (formações Jaicós, Itaim, Pimenteira e Cabeças) foram prospectados com foco em seu conteúdo fossilífero, padrões tafonômicos de preservação e composição de fácies sedimentares com a hipótese de que análises tafonômicas possibilitam diferenciar os processos geradores das associações fossilíferas dos dois flancos da bacia. A Tafonomia Comparada foi a abordagem inicial proposta para conulariídeos encontrados em lentes de arenito médio em um contexto de lutitos bioturbados. Duas classes tafonômicas de preservação, que diferem principalmente em relação ao posicionamento do plano corporal em relação ao plano de acamamento, foram propostas para esses organismos e estão relacionadas à energia do ambiente. As assinaturas tafonômicas dos esqueletos de conulariídeos sugerem uma concentração fóssil para autóctone a alóctone. Coletas sistematizadas nos tempestitos da Formação Pimenteira possibilitaram a classificação de tafofácies ao longo de três seções colunares. As tafofácies diferem com relação às taxas de sedimentação, nível de oxigenação do substrato e turbulência. Sete seções de superfície foram analisadas perante o padrão tafonômico e fácies sedimentares. Seis padrões tafonômicos (articulado, desarticulado, em borboleta, completo, fragmentado e dobrado) foram observados nos fósseis ao longo das seções. Fósseis desarticulados e fragmentados são predominantes, o que condiz com os depósitos de tempestades conhecidos para a Formação Pimenteira. A Tafonomia em conjunto com a análise de fácies demonstrou-se de grande potencial para estudos paleoambientais e paleontológicos em razão de sua aplicabilidade nos depósitos siliciclásticos do Devoniano, Formação Pimenteira, borda oeste da Bacia do Parnaíba.

Palavras-chave: Tafonomia comparada; Tafofácies; Formação Pimenteira; Tempestitos

ABSTRACT

Taphonomy, emphasizing the biostratinomic phase, was the methodology applied in this thesis to interpret the paleoenvironments throughout the Devonian of the Parnaíba Basin. The outcrops of the western margin of the Parnaíba Basin in its Devonian succession (Jaicós, Itaim, Pimenteira, and Cabeças formations) were prospected focusing their fossil content, taphonomic patterns of preservation, and composition of sedimentary facies with the hypothesis that taphonomic analyses allow differentiating the generating processes of the fossil associations of the two flanks of the basin. Comparative Taphonomy was the initial approach proposed for conulariids found in medium-sandstone lenses in a bioturbated lutite context. Two taphonomic classes of preservation, which differ mainly about the positioning of the body plan in relation to bedding, were proposed for these organisms and are related to the energy of the environment. The taphonomic signatures of the conulariid skeletons suggest a parautochthonous to allochthonous fossil concentration. Systematic collections in the tempestites of the Pimenteira Formation made it possible to classify taphofacies along three columnar sections. The taphofacies differ concerning sedimentation rates, substrate oxygenation level, and turbulence. Seven surface sections were analyzed based on the taphonomic pattern and sedimentary facies. Six taphonomic patterns (articulated, disarticulated, butterflyed, complete, fragmented, and folded) were observed in the fossils throughout the sections. Disarticulated and fragmented fossils are predominant, which is consistent with storm deposits known for the Pimenteira Formation. Taphonomy, in conjunction with facies analysis, has shown great potential for paleoenvironmental and paleontological studies due to its applicability in Devonian siliciclastic deposits in the Pimenteira Formation, on the western edge of the Parnaíba Basin.

Keywords: Comparative taphonomy; Taphofacies; Pimenteira Formation; Tempestites.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Diferentes etapas percorridas por bioclastos após a morte do organismo, com os processos tafonômicos atuando como filtros da informação paleontológica.	17
Figura 2: Tafonomia e suas subdivisões com os processos responsáveis pela gênese da associação fossilífera.....	18
Figura 3: Mapa litoestratigráfico simplificado da Bacia do Parnaíba e seu posicionamento na América do Sul. Destaque para a área de ocorrência dos grupos Serra Grande e Canindé.....	22
Figura 4: Carta estratigráfica adaptada da Bacia do Parnaíba. A geocronologia pré-Llandovery e pós-Mississipiano está fora de escala. As discordâncias em vermelho são apresentadas por Vaz et al. (2007). As discordâncias em cinza são apresentadas por Abram e Holz (2020).....	30
Figura 5: Simplificação das propostas de divisões estratigráficas da sequência Devoniana da Bacia do Parnaíba. As sequências de terceira ordem são apresentadas ao lado da coluna das rochas.....	38
Figura 6: Localização geográfica da Bacia do Parnaíba (A), com destaque para as seções estudadas (B).....	43
Figura 7: Seção Palmas-Cabeceiras.....	44
Figura 8: Fácies sedimentares da seção Palmas-Cabeceiras. Fácies St (A, B), fácies FI (C, E) e fácies FSr (D, F, G).....	45
Figura 9: Fósseis da seção Palmas-Cabeceiras. Laudonomphalus (CCLP 1176) (A, B); Australocoelia (CCLP 1179) (C), (CCLP 1180) (D).....	46
Figura 10: Seção Taquaralto-Taquaruçu.....	47
Figura 11: Fácies sedimentares da seção Taquaralto-Taquaruçu. Fácies SGt (A, B, C), fácies Sr (D, E), fácies FI (B, D, E, G), fácies Shc (F) e fácies Sh (H).....	48
Figura 12: Fósseis da seção Taquaralto-Taquaruçu. Planolites (A); bioturbação (B); Australocoelia (CCLP 1170) (C); Hostinella (CCLP 1183) (D); Spongiophyton CCLP (1173) (E); Australocoelia (CCLP 1195) (F); Monstrocrinus (CCLP 1193.3) (G); Crinoidea indet. (CCLP 1193.6) (H); Laudonomphalus (CCLP 1194.2B) (I, J); coquina de braquiópodes e crinóides (CCLP 1261) (K).....	49
Figura 13: Seção Malhadinha-Monte do Carmo.....	50
Figura 14: Fácies sedimentares da seção Malhadinha-Monte do Carmo. Fácies Sm (A), fácies Sr (B), fácies Sh e Sx (C), fácies SGt (D), fácies FSr (E, F), fácies FI (G), fácies St (G), fácies Gm (H).....	51
Figura 15: Fósseis da seção Malhadinha-Monte do Carmo. Icnofósseis sem identificação (A); provável fragmento de escama de peixe (CCLP 1177) (B).....	52
Figura 16: Seção Poção-Barrolândia.....	53
Figura 17: Fácies sedimentares da seção Poção-Barrolândia. Fácies Sr e FSI (A), fácies Sf (B), fácies FSI (C), fácies FI (D).....	54
Figura 18: Fósseis da seção Poção-Barrolândia. Sanguinolites (CCLP 1196) (A), (CCLP 1197) (B).....	55
Figura 19: Seção Pedro Afonso-Santa Maria.....	56
Figura 20: Fácies sedimentares da seção Pedro Afonso-Santa Maria. Fácies SFI (A), fácies FSb (B), fácies Sx (C), fácies Sr (D, E).....	57
Figura 21: Fósseis da seção Pedro Afonso-Santa Maria. Discinidae (CCLP 1142) (A, B); bioturbação (CCLP 1154) (C); Conularia quichua (CCLP 1142) (D); Conularia	

quichua e Orbiculoidea (CCLP 1162) (E); Discinidae (CCLP 1142) (F); Conularia quichua (CCLP 1141) (G), (CCLP 1138) (H).....	58
Figura 22: Seção Aparecida do Rio Negro-Novo Acordo.....	60
Figura 23: Fácies sedimentares da seção Aparecida do Rio Negro-Novo Acordo. Fácies Sh (A, topo F), fácies Shc (B, D), fácies Sr (C, F), fácies FI (E), fácies SFdc (G), fácies Gm (H).....	62
Figura 24: Fósseis da seção Aparecida do Rio Negro-Novo Acordo. Palaeoneilo (CCLP 1252) (A), (CCLP 1253) (B); Australospirifer (CCLP 1250) (C); Schuchertella (CCLP 1251) (D); coquina com Tropidoleptus e Platyceras (E); Burmeisteria (CCLP 1572) (F); lingulídeo infaunal (CCLP 1186) (G); Orbiculoidea observado em campo (H); lingulídeo infaunal (CCLP 1228) (I); Orbiculoidea bodenbenderi (CCLP 1240) (J), (CCLP 1246) (K); Nuculites (CCLP 1247) (M); Australocoelia (CCLP 1239) (N); Bifungites observado em campo (O); Platyceras (CCLP 1255) (Q, R); Australocoelia (CCLP 1244) (S); Bivalvia indet. (CCLP 1236) (T); fragmentos de peixes (CCLP 1225) (L), (CCLP 1242) (P).....	64
Figura 25: Seção Miranorte-Miracema.....	65
Figura 26: Fácies sedimentares da seção Miranorte-Miracema. Fácies FI (A, base C), fácies Fb (B), fácies SFI (C), fácies Sp (D).....	66
Figura 27: Fóssil da seção Miranorte-Miracema. Spongiophyton (CCLP 1182) (A)...	67
Figura 28: Tafofácies descritas para mares epíricos do paleozoico médio. As sete tafofácies reconhecidas são resultado da interação entre as dinâmicas ambientais da bacia (taxa de sedimentação, oxigenação e turbulência) e as assinaturas tafonômicas (desarticulação, reorientação, fragmentação e corrosão).....	73

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Resumo das assinaturas tafonômicas e suas respectivas interpretações no uso das análises de tafofácies.....	19
Tabela 2. Localização dos afloramentos estudados.....	40
Tabela 3. Código de fácies utilizado.....	70

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO.....	16
1.2 OBJETIVOS.....	27
2 MATERIAL E MÉTODOS.....	29
2.1 GEOLOGIA DA BACIA DO PARNAÍBA.....	29
2.1.1 Contexto geológico.....	29
2.1.1.1 Grupo Serra Grande.....	32
2.1.1.2 Grupo Canindé.....	33
2.1.2 Sequências estratigráficas.....	36
2.2 MATERIAL ESTUDADO.....	39
2.3 ÁREA DE ESTUDO.....	40
2.3.1 Seção Palmas-Cabeceiras.....	43
2.3.2 Seção Taquaralto-Taquaruçu.....	46
2.3.3 Seção Malhadinha-Monte do Carmo.....	50
2.3.4 Seção Poção-Barrolândia.....	52
2.3.5 Seção Pedro Afonso-Santa Maria.....	55
2.3.6 Seção Aparecida do Rio Negro-Novo Acordo.....	59
2.3.7 Seção Miranorte-Miracema.....	65
2.4 METODOLOGIA DE COLETA.....	68
2.5 TAFOFÁCIES.....	70
3 CAPÍTULO 1.....	74
4 CAPÍTULO 2.....	96
5 CAPÍTULO 3.....	125
6 CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	148
REFERÊNCIAS.....	150
Anexo 1.....	160
Anexo 2.....	161

APRESENTAÇÃO

Este documento apresentado é parte dos requisitos para titulação de Doutor em Biociências, área de caracterização da diversidade biológica, pelo Programa de Pós-Graduação em Biociências, Interunidades Assis/Bauru, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”.

A Tafonomia é uma metodologia utilizada para interpretar depósitos fossilíferos visando compreender quais processos contribuíram para preservar determinada concentração de fósseis. A partir da análise tafonômica é possível diferenciar ambientes de deposição onde os restos dos organismos foram soterrados. Uma análise tafonômica pode indicar se determinada concentração fossilífera é autóctone ou alóctone, se há média temporal e espacial elevada, quais eram as taxas de sedimentação e o nível de oxigenação no local de depósito, auxiliando em interpretações paleoecológicas. Uma abordagem tafonômica deve ser feita em conjunto com uma análise de fácies a fim de se obter um maior poder interpretativo, pois o contexto sedimentar contribui na interpretação dos processos geradores da concentração fossilífera. Nesse caso, a Bacia do Parnaíba se destaca pois apresenta uma ampla representação devoniana com considerável exposição das unidades, sendo uma área interessante para a aplicação de estudos tafonômicos.

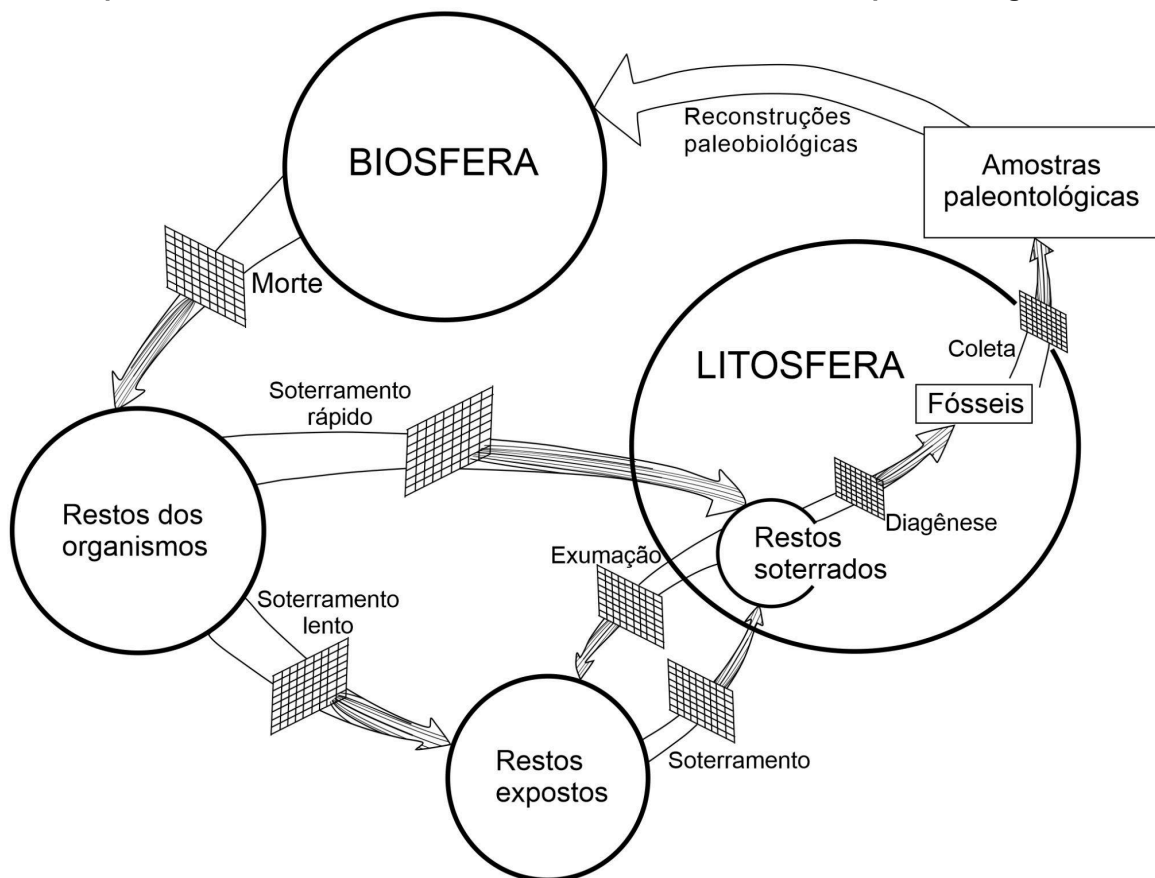
A aplicabilidade da Tafonomia no campo da Biociências, área de atuação do Programa de Pós-graduação, pode ser observada no âmbito da paleoecologia, uma vez que as assinaturas tafonômicas podem evidenciar relações entre organismos e se existe média temporal ou espacial. Entretanto, uma associação fossilífera representa apenas parte de todos os organismos que viveram naquele ambiente. Ao longo de uma sucessão sedimentar, a descrição de tafofácies pode ser útil para calibrar o espaço de acomodação e os processos que atuaram na gênese dessas concentrações fossilíferas. Dessa maneira, essa tese busca aplicar a metodologia tafonômica na sucessão Devoniana da Bacia do Parnaíba, principalmente na Formação Pimenteira, por meio da descrição das assinaturas tafonômicas e de tafofácies, e testar sua utilização nesta área de estudo.

1 INTRODUÇÃO

A Tafonomia é um ramo da Paleontologia que se dedica ao estudo dos processos que atuam na transição dos restos orgânicos da biosfera para a litosfera (Efremov, 1940). É um termo amplo que abriga diversas fontes de informação (e.g. sedimentologia, estratigrafia) e se objetiva, atualmente, a estudar como os processos físicos, químicos e biológicos afetam a informação do registro fóssilífero (Figura 1) (Behrensmeyer e Kidwell, 1985; Behrensmeyer *et al.*, 2000).

Os processos tafonômicos que afetam o registro fóssilífero são divididos nas fases da bioestratinomia e da fossildiagênese (Figura 2). A bioestratinomia abarca os processos sofridos pelos restos orgânicos antes do soterramento final, incluindo as causas da morte, necrólise, decomposição, transporte, abrasão, fragmentação, desarticulação e soterramento (Speyer e Brett, 1988; Holz e Simões, 2005). Já a diagênese do fóssil abrange os processos pouco antes (Clark e Lutz, 1980) e após a morte do organismo, como necrólise, recristalização e substituição, além dos processos químicos e físicos que alteram a mineralogia dos restos esqueléticos após o soterramento (Speyer e Brett, 1988; Holz e Simões, 2002). As fases de coleta e pós-coleta também podem causar tendenciamentos na análise tafonômica (Flessa *et al.*, 1992; Battista *et al.*, 2023). As concentrações fóssilíferas são o resultado de condições ambientais e climáticas existentes durante o processo de fossilização e simbolizam apenas uma parte da comunidade viva daquele local.

Figura 1: Diferentes etapas percorridas por bioclastos após a morte do organismo, com os processos tafonômicos atuando como filtros da informação paleontológica.



Fonte: Adaptado de Behrensmeyer e Kidwell, 1985.

A análise tafonômica de uma concentração fossilífera pode elucidar tendenciamentos preservacionais ocasionados pelo paleoambiente deposicional. Os principais parâmetros que podem ser atingidos nas análises tafonômicas de mares epeiricos são taxas de sedimentação, energia hidrodinâmica, nível de oxigenação, grau de transporte e médias temporal e espacial (Speyer e Brett, 1988; Davies *et al.*, 1990; Kowalewski *et al.*, 1995; Kowalewski, 1996; Zabini *et al.*, 2010; Erthal *et al.*, 2016). Um estudo tafonômico pode ser realizado através das assinaturas tafonômicas dos bioclastos em conjunto com a análise faciológica, já que o contexto sedimentar contribui para as interpretações paleoambientais (Kidwell, 1985).

As assinaturas tafonômicas se resumem em características controladas pelo ambiente de origem que podem ser aplicadas a bioclastos para inferir tafofácies e ambiente deposicional (Davies *et al.*, 1989). Tafofácies são fácies definidas a partir de atributos tafonômicos (Speyer e Brett, 1986; Brett e Baird, 1986) e sua definição está na correlação entre as assinaturas tafonômicas e as condições paleoambientais responsáveis pela gênese da concentração fossilífera. Os atributos tafonômicos

aplicados nas assinaturas para macroinvertebrados são referentes ao grau de articulação, de fragmentação, de orientação na camada, de empacotamento dos bioclastos, dentre outros (Speyer e Brett, 1986, 1988).

Figura 2: Tafonomia e suas subdivisões com os processos responsáveis pela gênese da associação fossilífera.



Fonte: Holz e Simões, 2002.

Speyer e Brett (1986) utilizaram dados tafonômicos corroborados com evidências estratigráficas, sedimentológicas e paleontológicas para diferenciar nove tafofácies reguladas pela taxa de sedimentação e variação dos níveis eustáticos no Grupo Hamilton, Devoniano Médio, Nova Iorque. Speyer e Brett (1986) introduziram o conceito de tafofácies no sentido da tafonomia comparativa para caracterizar ambientes sedimentares específicos. As assinaturas do registro fossilífero devem refletir as condições sedimentares do local de soterramento, de forma que, ao comparar as assinaturas tafonômicas de locais diferentes, torna-se possível comparar ambientes deposicionais (Brett e Baird, 1986).

Muitos trabalhos do final da década de 1980 criterizaram e detalharam os estudos com tafofácies (Brett e Baird, 1986; Kidwell *et al.*, 1986; Speyer e Brett, 1986, 1988; Davies *et al.*, 1989). Esses autores abordaram a metodologia principal de investigação de assinaturas tafonômicas para interpretar tafofácies a partir de diversos tipos de esqueletos, como maciços (e.g. corais), arborescentes (e.g. briozoários), univalves (e.g. gastrópodes), bivalves (e.g. braquiópodes ou moluscos

bivalves) e multielementos (e.g. crinoides). As assinaturas consideradas variam entre os esqueletos e são de fragmentação, desarticulação, reorientação, abrasão, corrosão e segregação, associadas a composição taxonômica, biofábrica, geometria e estrutura interna (Tabela 1). As assinaturas podem se combinar de formas diferentes, gerando interpretações distintas ao seu significado paleoambiental (Holz e Simões, 2002).

Tabela 1. Resumo das assinaturas tafonômicas e suas respectivas interpretações no uso das análises de tafofácies.

Atributo tafonômico	Interpretação
Desarticulação	Processo que pode afetar esqueletos bivalves e multielementos. Os diferentes graus de desarticulação irão refletir a energia hidrodinâmica do meio e a taxa de sedimentação do ambiente. <i>Articulado</i> . Pode indicar associação autóctone, em posição de vida, indicando um rápido soterramento ou um curto tempo de residência. <i>Desarticulado</i> . Indica uma longa exposição na interface água-sedimento, geralmente associada a um ambiente energético. A temperatura da água e a presença de decompositores afeta a velocidade da desarticulação. <i>"Butterflied"</i> . Associada a uma rápida sedimentação, mas não ao soterramento instantâneo. Indica uma boa preservação (Simões e Kowalewski, 1998). Um grande número de esqueletos articulados em uma mesma associação fossilífera pode indicar uma mortalidade em massa associada a um soterramento rápido.
Fragmentação	Processo que pode indicar tempo de exposição do bioclasto e energia hidrodinâmica do meio. Ambientes com maior energia tendem a favorecer a fragmentação dos esqueletos através do impacto esqueleto-esqueleto ou sedimento-esqueleto. Processos diagenéticos podem facilitar a fragmentação, como a dissolução, ou também a espessura da concha e dureza do material. <i>Completo</i> . Pode indicar um ambiente calmo, com soterramento rápido, geralmente abaixo do nível de onda de tempo bom. <i>Fragmentado</i> . Típico de ambientes turbulentos ou de ambientes calmos, a depender da espessura da concha. Associada a longa exposição na interface água-sedimento.
Reorientação	Indica qualquer alteração à posição de vida do organismo pós-morte. Importante ressaltar que a reorientação pode acontecer por algum animal escavador de infauna. Bioclastos preservados <i>in situ</i> indicam um rápido soterramento e alta taxa de sedimentação, sem possibilidade de exumação, associados a um ambiente calmo abaixo do nível de base de ondas de tempo bom. Bioclastos fora da posição de vida indicam uma

Atributo tafonômico	Interpretação
	baixa, porém episódica, taxa de sedimentação, associado a um ambiente afetado por fortes correntes e ondas de tempestade. A orientação da convexidade pode caracterizar batimetria e diferenciar retrabalhamentos de tempestade e de tempo bom (Simões <i>et al.</i>, 2005). <i>Convexidade para cima</i>. Indicam prolongada exposição a correntes de fluxos unidirecionais e geralmente retratam ambientes mais energéticos com distúrbios recorrentes por correntes de tempestades, sendo a posição de estabilidade hidrodinâmica. <i>Convexidade para baixo</i>. Valvas desarticuladas tendem sempre a decantar desta forma, podendo indicar ambientes turbulentos ou calmos, além de serem característicos de tempestitos (McKittrick, 1987; Simões <i>et al.</i>, 2005). As orientações em relação ao plano de acamamento a seguir podem indicar preservação <i>in situ</i> a depender do grupo taxonômico estudado. <i>Concordante</i>. Indica que o bioclasto está paralelo ao plano de acamamento segundo seu maior eixo. <i>Oblíquo</i>. Indica uma posição intermediária entre paralelo e perpendicular ao plano. Pode representar eventos de alta energia. <i>Perpendicular</i>. Indica bioclastos em posição perpendicular, segundo o seu maior eixo, em relação ao plano de acamamento. <i>Orientação conforme a corrente</i>. Usualmente representada por diagramas em roseta indicando o norte geográfico e o alinhamento do maior eixo do bioclasto. Pode indicar paleocorrente principal. Orientação unimodal, bimodal e plurimodal representam o sentido principal da corrente.
Biofábrica	A biofábrica é indicada pela disposição tridimensional dos esqueletos dentro da matriz. Parte dos parâmetros deste atributo discutidos por Kidwell <i>et al.</i> (1986) já foi apresentado no atributo anterior, como orientação concordante, oblíqua ou perpendicular, além de orientação conforme a corrente. O empacotamento dos bioclastos na matriz sedimentar pode ser denso, frouxo ou disperso, a depender da quantidade de bioclastos. Ainda, bioclastos podem estar imbricados, empilhados, aninhados ou encaixados.
Geometria	Estabelecida a partir de parâmetros de dimensão que dependem da superfície de deposição, da atividade dos animais da infauna, do modo de vida dos organismos com partes duras e das condições ambientais. As acumulações fossilíferas bidimensionais são chamadas de <i>pavimento</i> ou <i>barbante</i>, se diferenciando na extensão lateral. As acumulações espessas, tridimensionais, são classificadas de acordo com a forma da acumulação e a quantidade de bioclastos, podendo ser chamadas de <i>pod</i>, <i>clump</i>, lente, cunha e camada (<i>bed</i>).
Estrutura	Variação vertical ou lateral dos atributos tafonômicos presentes

Atributo tafonômico	Interpretação
interna	nas concentrações. As estruturas internas são denominadas de <i>simples</i> , que são concentrações homogêneas geradas por um único evento deposicional, e <i>complexas</i> , que possuem variação lateral e vertical das feições bioestratinômicas, paleoecológicas e sedimentológicas.
Abrasão	Responsável pelo arredondamento e por superfícies lapidadas de margens das conchas. Pode ser facilitada por processos biológicos, como a bioerosão, ou por desgaste físico, como a ação de correntes com clastos que se chocam, de modo a polir a face externa do bioclasto (Driscoll e Weltin, 1973). Indicativo de ambientes de alta energia, mais proximais e acima do nível de onda de tempo bom, como também de elevada exposição na interface água-sedimento. A abrasão não é comum nos ambientes de offshore, onde a bioerosão e a dissolução atuam de maneira mais eficaz na destruição dos bioclastos (Driscoll, 1970).
Corrosão	Indica elevada exposição na interface água-sedimento. Pode resultar em perda de material nos bioclastos.
Segregação	Pode haver seleção de tamanho de bioclastos ou de partes do esqueleto. <i>Seleção de tamanho</i> . Bioclastos de tamanhos similares em uma mesma acumulação são indicativos de que houve seleção durante o transporte antes do soterramento final. <i>Partes do esqueleto</i> . Inclui valvas esquerda e direita de moluscos bivalves e ventral e dorsal de braquiópodes. Associada a transporte, energia do meio e tempo de exposição na interface água-sedimento. A proporção esperada é 1:1; entretanto, com a diferença morfológica entre as valvas, somado ao elevado tempo de exposição, pode haver separação das valvas (Lever, 1958).

Fonte: Kidwell *et al.*, 1986; Speyer e Brett, 1988; Horodyski, 2014.

É importante destacar que tafofácies representa um estrato sedimentar que se distingue de outros estratos relacionados lateralmente e verticalmente com base no conjunto das propriedades tafonômicas. Essas propriedades tafonômicas, por sua vez, são resultado de condições ambientais específicas que produzem um mosaico gerador de tafofácies (Brett e Baird, 1986; Speyer e Brett, 1988).

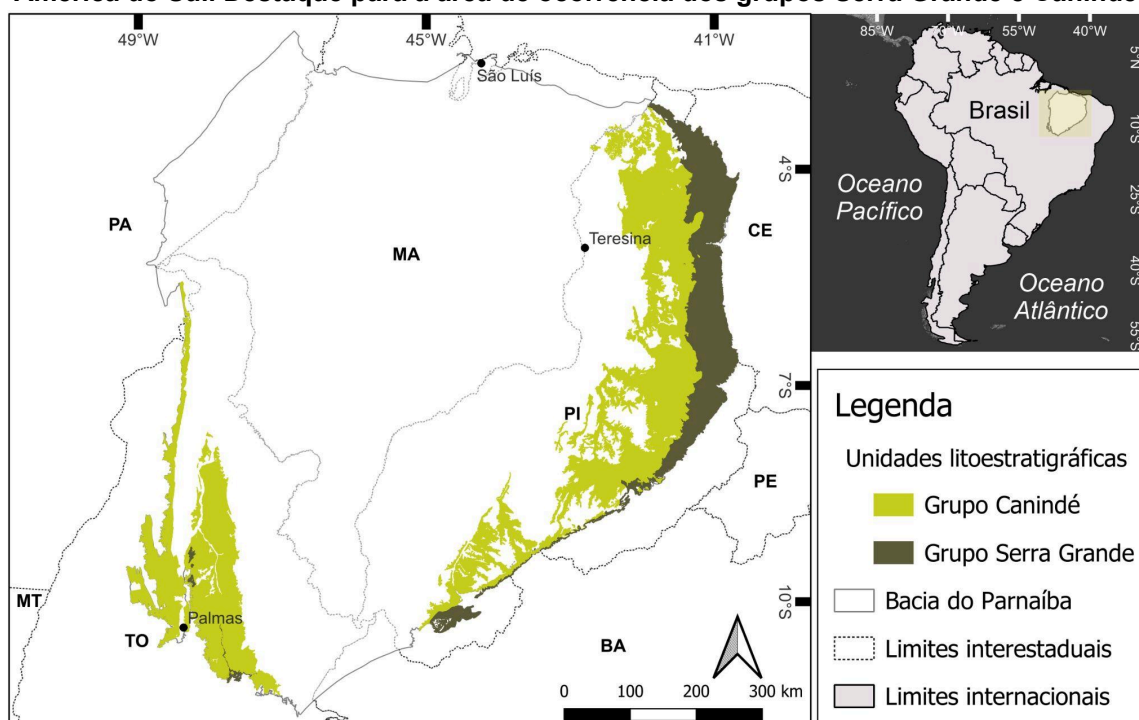
Todo o contexto apresentado pode ser uma boa ferramenta de trabalho para contribuir na caracterização paleoambiental de uma determinada formação geológica. Nesse ponto, a Formação Pimenteira da Bacia do Parnaíba demonstra

ser de grande potencial para aplicar as metodologias propostas, as quais se definem em estabelecer tafofácies ou classes tafonômicas em ambientes de mares epeiricos.

A Bacia do Parnaíba é caracterizada por ter um dos registros geocronológicos devonianos mais completos do Brasil (Bigarella *et al.*, 1965; Melo, 1988). O devoniano da Bacia do Parnaíba aflora nos estados do Piauí e Tocantins em uma faixa orientada no sentido N-S (Grahm *et al.*, 2008). As primeiras descrições de rochas devonianas foram realizadas na margem leste da bacia, quando Small (1914) descreveu os folhelhos de Pimenteira, próximo ao vilarejo homônimo.

As primeiras tentativas de organização estratigráfica foram realizadas por Lisboa (1914) e Small (1914), sendo reformuladas em vários trabalhos entre os anos 1940 e 1970 (e.g. Plummer, 1948; Campbell *et al.*, 1949; Blankennagel, 1952; Kegel, 1953; Mesner e Wooldridge, 1964; Rodrigues, 1967; Aguiar, 1971; Carozzi *et al.*, 1975). As adaptações e propostas realizadas neste período foram formalizadas nos boletins da Petrobrás por Góes e Feijó (1994) e Vaz *et al.* (2007), que estabelecem, dentre outras, as sequências deposicionais Siluriana e Mesodevoniana-Eocarbonífera, correspondendo respectivamente aos grupos Serra Grande e Canindé, materiais de estudo desta tese (Figura 3).

Figura 3: Mapa litoestratigráfico simplificado da Bacia do Parnaíba e seu posicionamento na América do Sul. Destaque para a área de ocorrência dos grupos Serra Grande e Canindé.



Fonte: modificado de Schobbenhaus *et al.* (2004).

Os primeiros trabalhos de caráter paleontológico foram realizados apenas entre os anos 1940 e 1960 em rochas da margem leste (Caster, 1948; Kegel, 1953; Suarez-Riglos, 1967; Castro, 1968), mostrando a diversidade de invertebrados fósseis da Formação Pimenteira (e.g. braquiópodes, bivalves, gastrópodes, trilobites, euripterídeos, crinoides, tentaculitoideos e conulários). Em contrapartida, as pesquisas paleontológicas na margem oeste aconteceram de forma mais tardia por meio do Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM) (Barbosa *et al.*, 1966), evidenciando uma fauna semelhante mas menos diversificada (e.g. conulários, braquiópodes, bivalves, gastrópodes, tentaculitoideos). Os macroinvertebrados fósseis da Bacia do Parnaíba são caracterizados a partir dos braquiópodes como uma fauna mista pertencentes à biorregião amazônica com ocorrência de indivíduos das américas ocidentais e malvinoshoanicos (Penn-Clarke e Harper, 2021).

Destarte, estudos mais específicos de trilobites (Carvalho, 1995; Carvalho *et al.*, 1997), braquiópodes (Fonseca e Melo, 1987; Fonseca, 2001; Fonseca, 2004) e conulários (Siviero, 2002) avançaram no conhecimento sistemático desses táxons de macroinvertebrados presentes na margem leste da Bacia do Parnaíba. Por outro lado, estudos dessa temática tardaram a serem executados na margem oeste com braquiópodes (Gama Júnior, 2008) e crinoides (Scheffler *et al.*, 2011).

Apesar dos recentes avanços no campo da sistemática dos fósseis devonianos da Bacia do Parnaíba, estudos tafonômicos são incipientes. Salvo exceção de Ponciano *et al.* (2012), que descreveram tafofácies do Membro Passagem, Formação Pimenteira (*sensu* Ponciano *et al.*, 2012), no estado do Piauí, trabalhos que relacionam as características tafonômicas das associações fósseis dentro do contexto sedimentar são escassos.

A literatura disponível sobre características tafonômicas de grupos de organismos que são encontrados na Bacia do Parnaíba é variada, como de conulários (e.g. Simões *et al.*, 2000; Rodrigues *et al.*, 2003), trilobites (e.g. Speyer e Brett, 1986; Li e Droser, 1999; Ghilardi, 2004), crinoides (e.g. Brett *et al.*, 1997), braquiópodes (e.g. Li e Droser, 1999; McFarland *et al.*, 1999; Zabini *et al.*, 2010; Li *et al.*, 2016) e gastrópodes (e.g. Allmon *et al.*, 1995; Li e Droser, 1999; Sørensen e Surlyk, 2011). Ainda, análises das concentrações fossilíferas de invertebrados são amplamente utilizadas para interpretar as características abióticas do meio, como energia hidrodinâmica atuante, taxa de sedimentação e variação da corrente

(Kidwell *et al.*, 1986; Fürsich e Oschmann, 1993; Fürsich, 1995; Simões e Kowalewski, 1998).

Análises tafonômicas aliadas à análises faciológicas podem auxiliar no entendimento dos processos geradores das concentrações fossilíferas ao longo de uma sucessão sedimentar, sendo de grande utilidade para caracterizar o paleoambiente (Kidwell, 1985; Speyer e Brett, 1986; Fürsich, 1995; Li e Droser, 1999; Li *et al.*, 2016). A tafonomia neste sentido é a ferramenta que relaciona os padrões de preservação dos fósseis com a arquitetura estratigráfica, já que a análise tafonômica reconhece e estabelece tendenciamentos preservacionais dos fósseis causados por fatores ambientais, responsáveis pela formação das concentrações fossilíferas (Holz e Simões, 2002). Portanto, aplicar estes estudos acima relacionados aos fósseis da Formação Pimenteira pode auxiliar a compreender os processos causadores das associações fossilíferas durante o Devoniano.

1.1 PROBLEMÁTICA ENVOLVIDA

O estudo proposto visa aplicar a metodologia da Tafonomia na sucessão Devoniana da Bacia do Parnaíba, principalmente em sua fase bioestratinômica, a partir da utilização dos conceitos de tafofácies e de assinaturas tafonômicas nos bioclastos de mares epeiricos. Dado que as características tafonômicas são controladas pelo ambiente de deposição, é possível identificar e reconhecer os processos geradores das concentrações fossilíferas devonianas da Bacia do Parnaíba de acordo com a mudança dos padrões tafonômicos de preservação ao longo do empilhamento.

A Tafonomia Comparada (*sensu* Brett e Baird, 1986), que aborda o estudo da preservação diferencial dos fósseis através de aspectos bioestratinômicos e diagenéticos, pode fornecer elementos importantes sobre as concentrações fossilíferas, sendo de grande interesse em análises paleoambientais (Speyer e Brett, 1986; Speyer, 1987; Boessenecker *et al.*, 2014; Horodyski *et al.*, 2019; Rich e Zambito IV, 2022). O reconhecimento desses padrões tafonômicos dentro de um arcabouço estratigráfico é uma importante ferramenta para elucidar os agentes energéticos responsáveis na formação das concentrações fossilíferas (Kidwell *et al.*, 1986; Brett, 1995; Fürsich, 1995).

As unidades devonianas da Bacia do Parnaíba são compreendidas nas formações Itaim, Pimenteira, Cabeças e Longá, as quais foram depositadas de maneira discordante sobre a Formação Jaicós (Emsiano Inferior) (Grahm *et al.*, 2005; Vaz *et al.*, 2007). As interpretações estratigráficas clássicas (e.g. Kegel, 1953; Bigarella, 1973; Góes e Feijó, 1994; Silva *et al.*, 2003; Milani *et al.*, 2007; Vaz *et al.*, 2007), no entanto, não são apropriadas para aplicações tafonômicas por terem baixa resolução na escala de segunda ordem. Dessa forma, com o devido apoio dos conhecimentos litoestratigráficos, uma análise faciológica das seções se adequa mais às propostas tafonômicas.

Os estudos de caráter paleontológico que focam o Devoniano da Bacia do Parnaíba são concentrados na margem leste, estado do Piauí (e.g. Kegel, 1953, 1965; Bigarella *et al.*, 1965; Carvalho *et al.*, 1997; Fonseca, 2004; Ponciano e Della Fávera, 2009; Leme *et al.*, 2013; Figueroa e Machado, 2016). Por outro lado, a margem oeste é menos favorecida em estudos dessas temáticas, o que demanda uma maior atenção para a região (para uma revisão histórica, veja Ribeiro *et al.*,

2021, Anexo 1 desta tese). No âmbito da tafonomia, tafofácies foram reconhecidas em afloramentos da margem leste por Ponciano *et al.* (2012).

Em razão dessa disparidade de conhecimentos entre as margens leste e oeste da Bacia do Parnaíba, é de interesse desta tese aplicar os conceitos de tafofácies e assinaturas tafonômicas, com ênfase na bioestratinomia, ao longo da seção Devoniana da borda ocidental da Bacia do Parnaíba. Apoiado nessas aplicações e com a realização de análises faciológicas, pressupõe-se compreender os processos responsáveis pela gênese dos depósitos fossilíferos e os ambientes deposicionais existentes durante a Formação Pimenteira em seu flanco oeste. Então, esta tese apresenta como hipótese de trabalho que análises tafonômicas possibilitam diferenciar os processos geradores das associações fossilíferas da Formação Pimenteira dos dois flancos da bacia, tendo em vista interpretar as características paleoambientais existentes durante o Devoniano da Bacia do Parnaíba.

1.2 OBJETIVOS

Com fundamentação nos conceitos de tafofácies (Speyer e Brett, 1988) e da tafonomia comparada (Brett e Baird, 1986), em associação ao estudo de fácies, o objetivo principal desta tese é interpretar as características paleoambientais e os processos que atuaram na gênese dos depósitos fossilíferos de macroinvertebrados devonianos da margem ocidental da Bacia do Parnaíba a partir da aplicação da metodologia tafonômica, com ênfase em sua fase bioestratinômica. Para isso, será necessário atingir os seguintes objetivos específicos:

a- aplicar as metodologias da tafonomia comparada aos conulariídeos fósseis da Formação Pimenteira que ocorrem em lentes de arenitos em fácies de siltitos e argilitos bioturbados, no estado do Tocantins;

b- analisar as associações fossilíferas (tempestitos) de braquiópodes e outros macroinvertebrados fósseis a partir da aplicação dos conceitos de tafofácies;

c- estabelecer seções estratigráficas para a borda oeste da Bacia do Parnaíba;

d- integrar os dados tafonômicos e faciográficos ao longo da seção Devoniana da borda oeste da Bacia do Parnaíba, com foco na Formação Pimenteira, estado do Tocantins.

O objetivo específico “a” está discutido no Capítulo 1. Essa abordagem foi aplicada especificamente aos conulariídeos por se tratar de um grupo viável neste tipo de metodologia, em vista que abordagens semelhantes já foram aplicadas neste grupo do Devoniano da Bacia do Paraná. O objetivo específico “b” está discutido no Capítulo 2. Três afloramentos foram selecionados como material de estudo deste capítulo em razão de suas ocorrências fossilíferas singulares. A abordagem definida aqui vai de encontro com a hipótese deste trabalho, que visa aplicar a metodologia de tafofácies para analisar o paleoambiente gerador dessas concentrações. Os objetivos específicos “c” e “d” estão discutidos no Capítulo 3. As sete seções apresentadas estão examinadas em função dos padrões tafonômicos de preservação encontrados nas associações fossilíferas. Paralelamente, as fácies sedimentares são apresentadas para dar maior contextualização paleoambiental ao longo da seção devoniana da margem oeste da Bacia do Parnaíba.

Além dos capítulos citados acima, os anexos que compõem este documento estão relacionados com a hipótese dessa pesquisa. **Anexo 1:** este artigo retrata as

ocorrências fossilíferas de algumas das áreas de estudo deste trabalho. Sua importância está no acréscimo de informações referentes ao devoniano da borda oeste da Bacia do Parnaíba. O DOI de publicação deste trabalho é 10.5212/TerraPlural.v.15.2118016.034. **Anexo 2:** os afloramentos deste estudo estão disponíveis neste anexo.

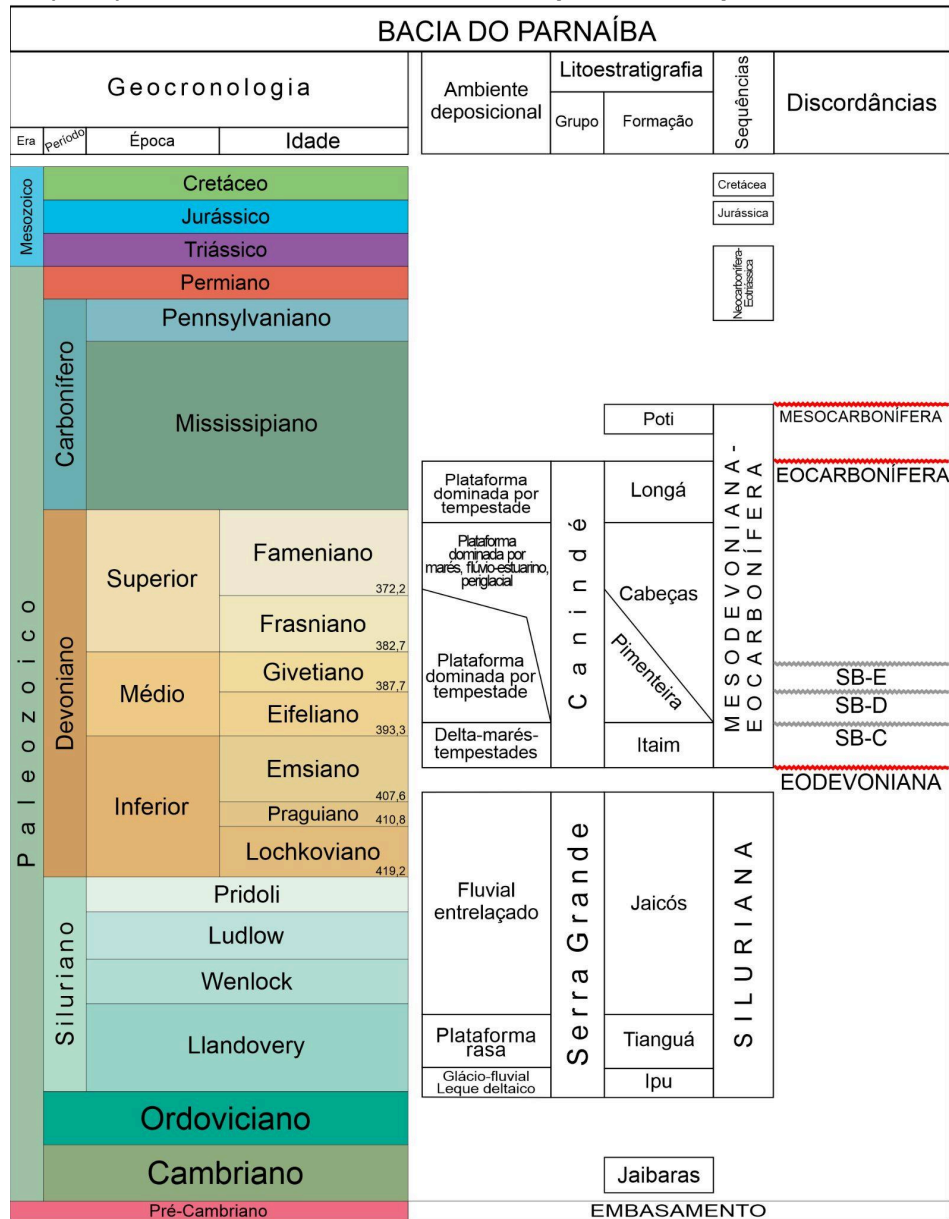
2 MATERIAL E MÉTODOS

2.1 GEOLOGIA DA BACIA DO PARNAÍBA

2.1.1 Contexto geológico

A Bacia do Parnaíba está localizada na porção nordeste da Plataforma Brasileira, sobre embasamento formado durante o Ciclo Brasileiro (Cordani *et al.*, 1984). A Formação Riachão e o Grupo Jaibaras são as unidades que compõem o embasamento (Vaz *et al.*, 2007). Inicialmente chamada de Bacia do Maranhão, Bacia do Piauí-Maranhão ou ainda Bacia do Meio Norte, a Bacia do Parnaíba é localizada nas regiões norte e nordeste do território brasileiro, apresenta uma área de cerca de 600 mil km² e abrange parte dos estados do Ceará, Maranhão, Piauí, Pará, Bahia e Tocantins (Figura 3) (Aguilar, 1971; Góes e Feijó, 1994; Caputo *et al.*, 2005; Vaz *et al.*, 2007). É uma bacia representada por cinco supersequências deposicionais que vão desde o Siluriano até o Cretáceo (Vaz *et al.*, 2007) (Figura 4). As três primeiras supersequências, Siluriana, Mesodevoniana-Eocarbonífera e Neocarbonífera-Eotriássica, são controladas principalmente por variações relativas do nível dos mares epicontinentais (Vaz *et al.*, 2007).

Figura 4: Carta estratigráfica adaptada da Bacia do Parnaíba. A geocronologia pré-Llandovery e pós-Mississippiano está fora de escala. As discordâncias em vermelho são apresentadas por Vaz *et al.* (2007). As discordâncias em cinza são apresentadas por Abram e Holz (2020).



Fonte: Adaptado de Vaz *et al.* (2007) e Cohen *et al.* (2013). Os limites entre as idades em milhões de anos (Ma) são provenientes de Gradstein *et al.* (2012).

A Bacia do Parnaíba é uma bacia sedimentar de sinéclise do tipo intracratônica com subsidência e sedimentação iniciais registradas na Formação Ipu (Ordoviciano Médio) durante o Estádio de Estabilização da Plataforma Sul-Americana (Almeida e Carneiro, 2004; Milani *et al.*, 2007). As acomodações sedimentares deram prosseguimento no Siluriano com um hem ciclo transgressivo, marcado na Formação Tianguá (Siluriano Inferior) (Milani *et al.*, 2007). A Sequência Siluriana, representada pelo Grupo Serra Grande, se encerra com os sedimentos da Formação Jaicós (Llandoveryano Médio – Emsiano Inferior), que foram depositados

em ambientes deposicionais de sistemas fluviais entrelaçados, deltaicos, plataformais e transicionais (Góes e Feijó, 1994; Grahn *et al.*, 2005; Vaz *et al.*, 2007; Barrera *et al.*, 2020).

A Sequência Mesodevoniana-Eocarbonífera (ou Sequência Gama, de Soares *et al.*, 1974) corresponde ao Grupo Canindé e representa um novo ciclo transgressivo-regressivo que retrata a maior ingressão marinha na bacia (Góes e Feijó, 1994). As unidades litológicas de idade devoniana desta sequência são representadas pelas formações Itaim (Emsiano Médio – Eifeliano Inferior), Pimenteira (Eifeliano Inferior – Fameniano Inferior), Cabeças (Eifeliano Inferior – Fameniano Superior) e pela porção inferior da Formação Longá (Fameniano Superior – Tournaisiano Superior) (Loboziak *et al.*, 2000; Caputo *et al.*, 2005; Grahn *et al.*, 2006; Vaz *et al.*, 2007). O ciclo sedimentar desta sequência se encerra na Formação Poti, de idade Mesocarbonífera. A faixa aflorante dos estratos devonianos é orientada no sentido norte-sul, infletida para sudeste e sudoeste, ocorrendo nas margens leste e oeste da Bacia, predominantemente nos estados do Piauí e Tocantins (Santos e Carvalho, 2004; Grahn *et al.*, 2008).

Os estratos da sequência devoniana foram depositados de maneira discordante sobre a sequência siluriana (Grahn *et al.*, 2005; Vaz *et al.*, 2007). Os ambientes deposicionais das unidades de idade devoniana indicam ambientes fluviais entrelaçados (porção superior da Formação Jaicós), sucedidos por depósitos deltaicos e plataformais induzidos por processos de marés e tempestades (Formação Itaim), seguidos por ambientes distais e plataformais rasos dominados por tempestades e marés (Formação Pimenteira), coetâneo com ambientes deltaicos, fluvio-estuarinos e, posteriormente, periglaciais (Formação Cabeças), sendo cessado por ambientes plataformais dominados por tempestades (porção inferior da Formação Longá) (Caputo, 1984; Góes e Feijó, 1994; Vaz *et al.*, 2007; Ponciano e Della Fávera, 2009; Caputo e Santos, 2020).

2.1.1.1 Grupo Serra Grande

O termo “série da serra Grande” foi proposto por Small (1914) para designar arenitos calcários espessos, de grãos grossos ou conglomeráticos, além de folhelhos calcários e arenitos, de pelo menos 900 metros de espessura. Com base em caracteres litológicos e condições de mapeabilidade, Carozzi *et al.* (1975), de maneira informal, elevaram essa formação a Grupo Serra Grande, por constituir uma sequência de, até então, quatro unidades litológicas distintas, os então membros Mirador, Tianguá, Jaicós e Itaim, adotados por Rodrigues (1967).

O entendimento de Grupo Serra Grande nesta tese será o mesmo de Caputo (1984) com as formações Ipu, Tianguá e Jaicós. Das formações propostas, a Formação Jaicós é de maior interesse por ser devoniana em sua porção superior, pois é neste período que ocorre a transgressão marinha mais importante da Bacia do Parnaíba (Góes e Feijó, 1994; Grahn *et al.*, 2005; Vaz *et al.*, 2007; Assis *et al.*, 2019; Barrera *et al.*, 2020).

O Membro Ipu foi atribuído por Campbell *et al.* (1949) para a seção basal da então Formação Serra Grande. Posteriormente, foi elevado à formação por Caputo (1984) para individualizar a porção inferior do Grupo Serra Grande. A Formação Ipu foi depositada de maneira discordante sobre o embasamento, sendo o contato com a Formação Tianguá transicional (Barrera *et al.*, 2020) ou com discordâncias regionais (Assis *et al.*, 2019). É composta por arenitos, conglomerados e diamictitos que refletem um ambiente deposicional continental de ambientes fluviais e glaciais, sendo depositada durante o Ordoviciano Médio ao Siluriano Inferior (Caputo e Lima, 1984; Grahn e Caputo, 1994; Grahn *et al.*, 2005; Barrera *et al.*, 2020). Até então considerada como afossilífera (Caputo e Lima, 1984), novos achados sugerem a ocorrência de Anthozoa nesta formação (Barroso, 2017).

A Formação Tianguá foi proposta inicialmente por Rodrigues (1967) como membro da então Formação Serra Grande para designar folhelhos, siltitos e arenitos finos que afloram nas proximidades da cidade de Tianguá, Ceará (Caputo e Lima, 1984). Carozzi *et al.* (1975) a elevaram para formação e designaram três membros sem denominações: folhelho preto a cinza escuro, bioturbado ou laminado, siderítico; arenito fino a médio, com intercalações de folhelho; e folhelho e silito intercalados, cinza escuro a esverdeados, micáceos e sideríticos (Caputo e Lima, 1984). A Formação Tianguá foi depositada em ambientes de mar raso, neríticos,

durante o Llandoveryano, de maneira concordante com as formações Ipu e Jaicós (Caputo e Lima, 1984; Góes e Feijó, 1994; Le Hérisse *et al.*, 2001; Grahm *et al.*, 2005). Ambientes pós-glaciais transgressivos e contato angular discordante com a Formação Ipu são registrados para a Formação Tianguá (Assis *et al.*, 2019; Barrera *et al.*, 2020).

A Formação Jaicós foi proposta por Plummer (1948) para designar os arenitos e conglomerados da escarpa de Serra Grande. O termo caiu em desuso por prioridade ao nome Serra Grande de Small (1914), sendo novamente validado por Rodrigues (1967) para a condição de membro da então Formação Serra Grande. A unidade foi ajustada para sobreposta à Formação Tianguá por Carozzi *et al.* (1975), correspondendo ao topo da Formação Serra Grande de Kegel (1953) e à parte inferior da Formação Itaim de Mesner e Wooldridge (1964) (Caputo e Lima, 1984). O topo da Formação Jaicós é estabelecido por Grahm *et al.* (2005) como Praguiano Superior – Emsiano Inferior. A composição litológica é de arenitos médios, grossos e conglomerados, cinza esbranquiçados, com estratificação cruzada, de textura imatura, depositados sobre ambientes fluviais (Carozzi *et al.*, 1975; Caputo e Lima, 1984; Góes e Feijó, 1994).

O ambiente fluvial da Formação Jaicós é interpretado como regimes de descargas diferentes. O primeiro e mais basal é dominado por barras de acreção frontais e dunas agradacionais depositadas sob um regime de baixa variabilidade de energia; enquanto o superior se caracteriza por uma maior variedade de elementos arquiteturais gerados sob fluxos com variações energéticas (Manna *et al.*, 2021). O caráter deposicional da unidade é de um ciclo regressivo, o último do Grupo Serra Grande (Assis *et al.*, 2019; Barrera *et al.*, 2020).

2.1.1.2 Grupo Canindé

O Grupo Canindé foi proposto por Rodrigues (1967) com as formações Pimenteira, Cabeças e Longá, e mantido por Carozzi *et al.* (1975). As formações Itaim e Poti foram incluídas por Caputo (1984) e Góes *et al.* (1992), respectivamente (Góes e Feijó, 1994). Portanto, as formações Itaim, Pimenteira, Cabeças, Longá e Poti representam o Grupo Canindé (Góes e Feijó, 1994; Silva *et al.*, 2003; Vaz *et al.*, 2007). As camadas desta sequência deposicional afloram nos flancos leste e oeste

da Bacia do Parnaíba e seus estratos foram depositados de maneira discordante sobre a sequência anterior (Vaz *et al.*, 2007).

A Formação Itaim foi inicialmente proposta como Membro da Formação Pimenteira por Kegel (1953) para descrever arenitos micáceos, arenitos siltosos de coloração avermelhada, arroxeados, cinzenta ou amarelada. Kegel (1953) ainda cita intercalações de siltitos e folhelhos, com estratificação cruzada menos pronunciada que a formação subjacente e marcas de ondas esparsas. O autor cita icnofósseis de artrópodes e vermes, *Orbiculoidea* na região de Picos, Piauí, *Pholidops*, *Nuculites*, restos de euripterídeos e vegetais psilófitas ao sul de Pimenteiras, Piauí.

Mesner e Wooldridge (1964) ainda consideravam o Membro Itaim da Formação Pimenteira, e o dividiram nas unidades inferior, composta por arenitos finos acinzentados pouco micáceos, mediana, com arenitos grossos, e a superior, composta por arenitos finos micáceos com folhelhos escuros e betuminosos. Ainda, a Formação Itaim foi considerada como membro da Formação Serra Grande por Rodrigues (1967) e como Formação do Grupo Serra Grande por Carozzi *et al.* (1975).

A Formação Itaim é interpretada como a unidade mais basal do Grupo Canindé, sendo representada por arenitos finos a médios, friáveis, com estratificação cruzada e laminação paralela, amarelados, acinzentados, amarronzados, arroxeados ou avermelhados, com grãos subarredondados, intercalados por algumas camadas de folhelhos e siltitos avermelhados, amarronzados ou arroxeados, de ambientes deltaicos e plataformais (Caputo, 1984; Góes e Feijó, 1994; Vaz *et al.*, 2007; Caputo e Santos, 2020).

O termo “folhelhos de Pimenteira” foi atribuído por Small (1914) para designar 20 metros de uma das camadas da “série do Piauí de arenitos e folhelhos”, também atribuída pelo autor, no estado do Piauí. Plummer (1948) utilizou o mesmo termo para atribuir a Formação Pimenteira e a dividiu nos membros Oitis (inferior) e Picos (superior). Kegel (1953), entretanto, sugeriu o abandono do termo Oitis para a porção inferior e propôs os membros Itaim (inferior) e Picos (superior) para a Formação Pimenteira. Blankennagel e Kremer (1954) adotaram apenas o Membro Picos como representante da Formação Pimenteira. Beurlen (1965), Campanha e Mabelsoone (1976) e Caputo (1984) consideraram ainda o Membro Passagem da Formação Cabeças como parte da Formação Pimenteira.

No entanto, é consenso atualmente que a Formação Pimenteira foi depositada durante o Eifeliano Inferior ao Fameniano Inferior, tendo registros do Fameniano apenas nas porções oeste e central da bacia, e do Givetiano Médio nos estratos orientais (Loboziak *et al.*, 2000; Grahn *et al.*, 2008; Breuer e Grahn, 2011). Essa restrição na margem leste se dá pelo desenvolvimento completo da Formação Cabeças (Grahn *et al.*, 2008). A composição litológica é formada por intercalações de arenitos e siltitos, gerados por depósitos de tempestades (tempestitos, *sensu* Della Fávera, 1982) com ocorrência de folhelhos radioativos que indicam a transgressão máxima devoniana (Góes e Feijó, 1994; Grahn e Melo, 2005; Vaz *et al.*, 2007; Trindade *et al.*, 2015). O contato com as formações Jaicós e Itaim é discordante e concordante, respectivamente, sendo concordante a gradativo com a Formação Cabeças (Caputo, 1984; Vaz *et al.*, 2007).

Uma rica fauna de braquiópodes, conulários, crinoides, trilobitas, bivalves e gastrópodes é registrada para os estratos da Formação Pimenteira (e.g. Kegel, 1953; Suarez-Riglos, 1967; Fonseca e Melo, 1987; Melo, 1988; Carvalho *et al.*, 1997; Fonseca, 2004; Gama Junior, 2008; Scheffler *et al.*, 2011; Leme *et al.*, 2013; Queiroz *et al.*, 2013; Figueroa e Machado, 2016; Ribeiro *et al.*, 2021, 2023).

A Formação Pimenteira no flanco oeste foi inicialmente descrita por Barbosa (1966). O autor relata folhelhos cinza esverdeados, castanho arroxeados por decomposição, siltitos cinzentos e micáceos, castanho avermelhados por intemperismo e arenitos claros, amarelos e pardos por decomposição. O autor ainda relata a presença de fósseis, como *Spirifer*, *Derbyina*, *Orbiculoidea*, *Tentaculites*, crinoides, bivalves, *Australocoelia*, *Chonetes*, *Conularia*, lingulídeos e trilobitas em localidades regionais.

A Formação Cabeças foi proposta inicialmente na margem leste por Plummer (1948) nas proximidades de Picos, Oeiras e Valença do Piauí, no estado do Piauí, que a dividiu em três membros: Passagem, composto por leitos de conglomerados mais grosseiros e mais estratificados que o Membro Oeiras e arenitos brancos finos quartzosos com marcas de ondas; Oeiras, composto por arenitos maciços e cinzentos; e Ipiranga, composto por arenitos médios (Freitas, 1990). Trabalhos posteriores (e.g. Blankennagel, 1952; Kegel, 1953; Mesner e Wooldridge, 1964; Beurlen, 1965; Rodrigues, 1967; Aguiar, 1971; Lima e Leite, 1978; Caputo, 1984; Freitas, 1990) tiveram outras interpretações para os estratos da Formação Cabeças observando seus aspectos texturais.

O litotipo predominante da Formação Cabeças consiste em arenitos médios a grossos, esbranquiçados a acinzentados, intercalados por siltitos e folhelhos (Vaz *et al.*, 2007). O topo da formação é caracterizado por diamictitos, configurando um ambiente periglacial (Caputo e Santos, 2020).

A Formação Longá foi proposta por Albuquerque e Dequech (1946) e compreende folhelhos como sua litologia dominante, com ocorrências de arenitos e siltitos claros em sua porção média (Lima e Leite, 1978; Caputo, 1984). Ela representa a última formação de idade devoniana sendo caracterizada por ambientes plataformais dominados por tempestades (Góes e Feijó, 1994; Vaz *et al.*, 2007). O contato com a unidade superior, Formação Poti, é gradacional (Aguiar, 1971).

A última unidade geológica do Grupo Canindé é conhecida como Formação Poti e foi apresentada inicialmente por Paiva e Miranda (1937) em camadas atravessadas em uma sondagem do Serviço Geológico Mineralógico em Teresina, Piauí (Góes, 1995). São reconhecidos dois membros: o inferior, composto principalmente por arenitos com conglomerados, e o superior, de arenitos intercalados por folhelhos (Aguiar, 1971).

2.1.2 Sequências estratigráficas

As variações litológicas observadas em afloramentos e poços são de grande interesse para estudos estratigráficos, como tamanho do grão e textura, além das estruturas sedimentares. Essas variações podem ser usadas para interpretar a mudança paleoambiental por meio de superfícies estratigráficas, como Superfície Transgressiva Máxima e Superfície Regressiva Máxima (Van Wagoner *et al.*, 1988; Catuneanu *et al.*, 2009).

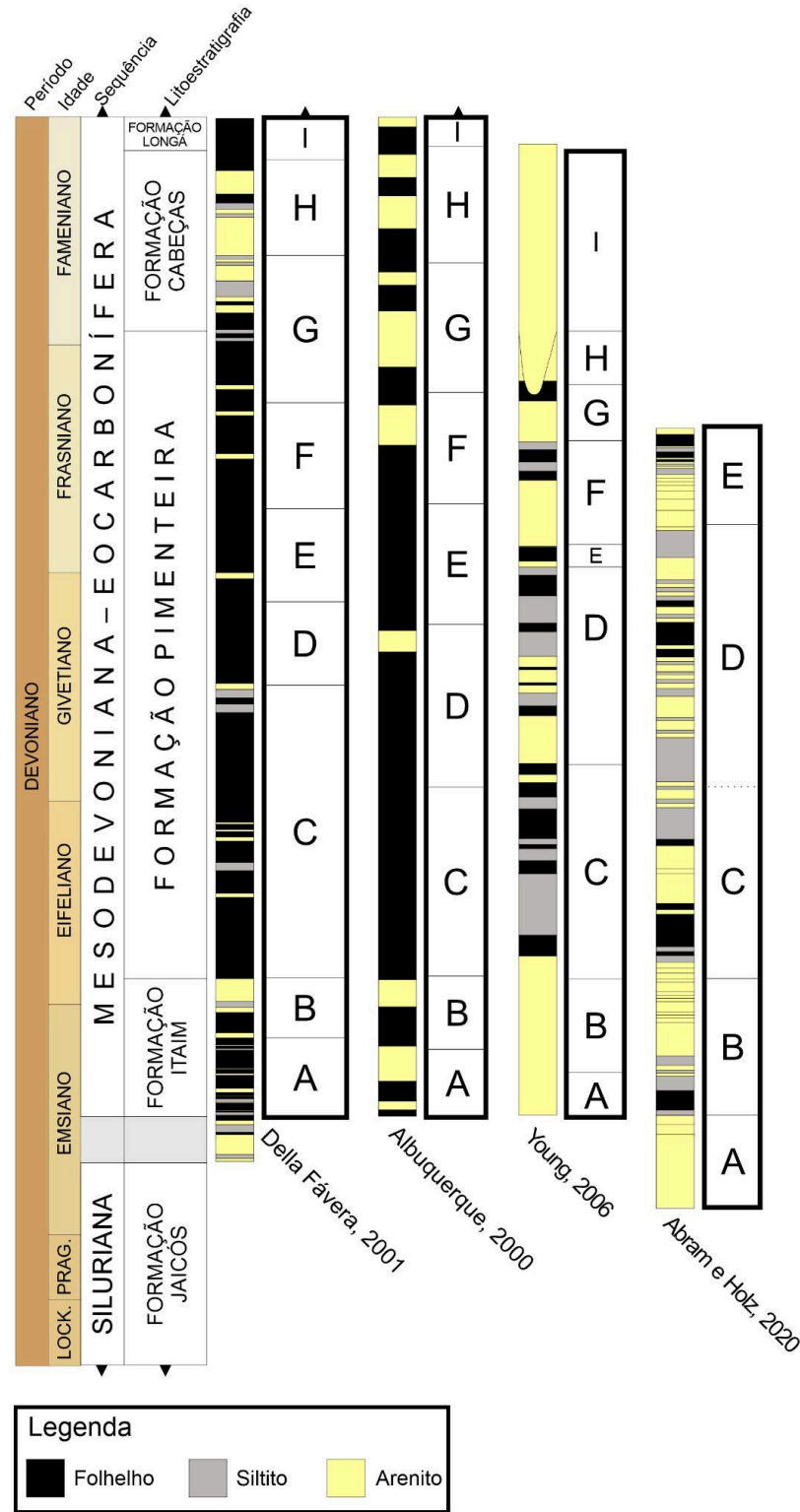
Como visto anteriormente, diversas propostas estratigráficas já foram elaboradas para a Bacia do Parnaíba. No entanto, a interpretação dos estratos com o viés da estratigrafia de sequências é incomum, o que configura maior resolução para análises tafonômicas (Figura 5). O trabalho pioneiro com essa abordagem na Bacia do Parnaíba foi realizado por Della Fávera (1990) com a proposta de nove sequências de terceira ordem a partir da análise de raios gama. Em seguida, Albuquerque (2000), também a partir de raios gama, mas fundamentada no método

de Galloway (1989), estabelece os marcos estratigráficos a partir das superfícies de inundação máxima (SIM) definindo nove sequências de terceira ordem.

Young (2006) definiu nove sequências deposicionais de quarta ou quinta ordem. Mais recentemente, Abram e Holz (2020) definiram cinco sequências de terceira ordem delimitadas por transgressões e regressões integrando dados de poços das margens leste e oeste e afloramentos da margem leste.

As propostas estratigráficas que apresentam sequências de terceira ordem relatadas na Figura 5 foram elaboradas a partir de poços e afloramentos localizados majoritariamente na margem leste da Bacia do Parnaíba, o que evidencia a necessidade de trabalhos com foco na borda oeste.

Figura 5: Simplificação das propostas de divisões estratigráficas da sequência Devoniana da Bacia do Parnaíba. As sequências de terceira ordem são apresentadas ao lado da coluna das rochas.



Fonte: Albuquerque 2000; Della Fávera 2001; Grahn *et al.*, 2005, 2008; Young 2006; Vaz *et al.*, 2007; Abram e Holz, 2020.

2.2 MATERIAL ESTUDADO

O material de estudo consiste em 1075 amostras, incluindo os espécimes utilizados no Capítulo 1 (43 espécimes), os bioclastos utilizados nas análises tafonômicas do Capítulo 2 (958 bioclastos) e as amostras depositadas na coleção científica do LAPALMA (117 amostras), que foram utilizadas no Capítulo 3. Todos os fósseis são provenientes das localidades mencionadas na Área de Estudo.

O material utilizado no Capítulo 1 é representado por 43 espécimes de *Conularia quichua* Ulrich (*in* Steinmann e Döderlein, 1890), que estão depositados no LAPALMA sob número de tombo (CCLP) 1138–1141, 1143, 1144, 1146–1149, 1155 e 1157–1165. Esta espécie pertence à Família Conulariidae Walcott, 1886, a única válida para conulários (Leme *et al.*, 2008).

O material do Capítulo 2 consiste em 958 bioclastos de esqueletos univalve, bivalve e multielemento (*sensu* Brett e Baird, 1986). Os univalves (n = 54) são representados por Gastropoda Cuvier, 1795 pertencentes à Família Platyceratidae Hall, 1879. Os multielementos (n = 96) são representados por Crinoidea Miller, 1821 (n = 91), pertencentes às famílias Rhodocrinitidae Roemer, 1855, Exaesioidiscidae Moore e Jeffords, 1968 e Flucticharacidae Moore e Jeffords, 1968, e Trilobita Walch, 1771 (n = 5), pertencentes à Família Homalonotidae Chapman, 1890. Por fim, os bivalves (n = 809) são representados por Brachiopoda Duméril, 1806, pertencentes à ordem Spiriferida Waagen, 1883 e às famílias Chonetidae Bronn, 1862, Leptocoeliidae Boucot e Gill, 1956, Tropicoleptidae Schuchert, 1896, Mucrospiriferidae Pitrat, 1965, Ambocoeliidae George, 1931, Chilidiopsidae Boucot, 1959, Anoplothecidae Schuchert, 1894, Derbyiidae Stehli, 1954, Lingulidae Menke, 1828 e Discinidae Gray, 1840 e por Bivalvia Linnaeus, 1758, pertencentes às famílias Malletiidae Adams e Adams, 1848 e Cucullellidae Fischer, 1886.

Para o Capítulo 3, foram utilizadas 117 amostras que estão depositadas no LAPALMA sob número de tombo (CCLP) 1138–1149, 1154–1218 e 1225–1264. Esses fósseis são pertencentes aos grupos taxonômicos Conulariidae, Crinoidea, Brachiopoda, Bivalvia, Gastropoda e Trilobita, além de fragmentos vegetais e de peixes.

A taxonomia dos macroinvertebrados fósseis, no entanto, não foi o foco deste trabalho. Em razão das coletas tafonômicas priorizarem o grau de preservação do bioclasto, e por muitas vezes existir a impossibilidade em classificar devido à

preservação dos mesmos, é de maior interesse o tipo de esqueleto do que o grupo taxonômico a que pertence a nível de espécie. Esse nível de detalhamento não é crucial para as análises tafonômicas executadas (Speyer e Brett, 1986).

2.3 ÁREA DE ESTUDO

O material fossilífero e as informações litológicas e sedimentares provêm de afloramentos prospectados durante o trabalho de campo no estado do Tocantins (Tabela 2). Tais afloramentos foram visitados com base no mapeamento geográfico realizado em laboratório e a partir da literatura disponível (e.g. Gama Júnior, 2008).

Tabela 2. Localização dos afloramentos estudados.

Ponto	Latitude	Longitude	Elevação	Seção	Cidade	
TO-01	10 14 40 S	48 17 21 W	283 m		Palmas	
TO-02	10 13 16 S	48 09 52 W			Palmas	
TO-03	10 12 48 S	48 09 16 W	535 m	Palmas-Cabeceiras	Palmas	
TO-04	10 01 42 S	48 09 17 W	613 m	Palmas-Cabeceiras	Aparecida do Rio Negro	
TO-05	9 59 51 S	47 49 26 W			Novo Acordo	
TO-06	09 59 30 S	47 45 6 W	355 m	Aparecida do Rio Negro-Novo Acordo	Novo Acordo	
TO-07	10 15 39 S	48 18 35 W	258 m	Palmas-Cabeceiras	Palmas	
TO-08	10 20 32 S	48 18 W	270 m	Taquaralto-Taquaruçu	Palmas	
TO-09	10 24 30 S	48 18 30 W	238 m		Palmas	
TO-10	10 40 21 S	48 21 44 W	263 m		Porto Nacional	
TO-11	10 46 13 S	48 03 0 W	638 m	Malhadinha-Monte do Carmo	Monte Carmo	do
TO-12	10 46 20 S	48 02 40 W	685 m	Malhadinha-Monte do Carmo	Monte Carmo	do
TO-13	10 45 18 S	48 01 05 W	694 m	Malhadinha-Monte do Carmo	Monte Carmo	do

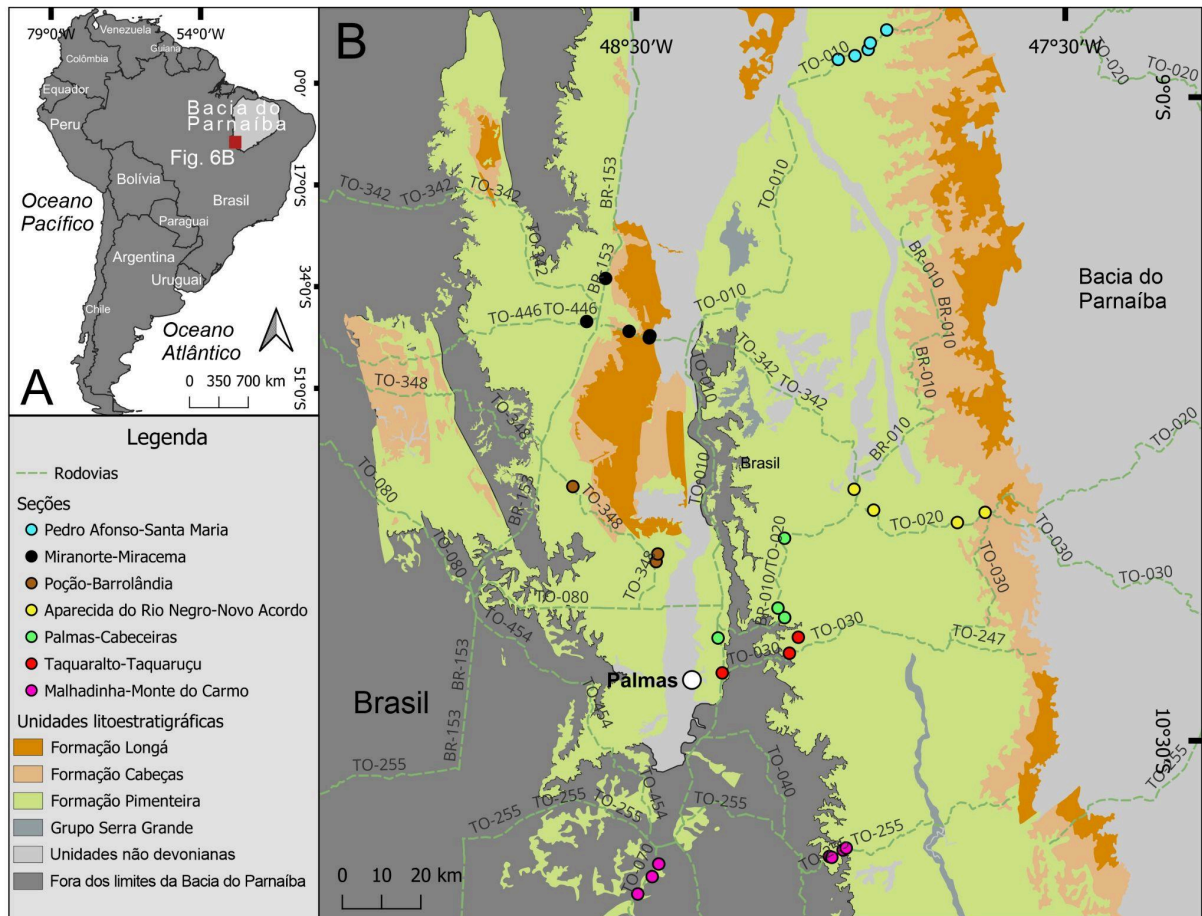
TO-14	10 45 02 S	48 00 39 W	732 m	Malhadinha-Monte do Carmo	Monte do Carmo
TO-15	10 47 16 S	48 26 53 W	261 m	Malhadinha-Monte do Carmo	Porto Nacional
TO-16	10 48 28 S	48 27 34 W	322 m		Porto Nacional
TO-17	10 49 02 S	48 27 48 W	350 m	Malhadinha-Monte do Carmo	Porto Nacional
TO-18	10 51 28 S	48 29 49 W	423 m	Malhadinha-Monte do Carmo	Porto Nacional
TO-19	10 31 18 S	48 33 20 W	419 m		Palmas
TO-20	10 19 41 S	48 31 50 W	245 m		Palmas
TO-21	10 17 47 S	48 08 36 W	572 m	Taquaralto-Taquaruçu	Taquaruçu
TO-23	10 15 33 S	48 7 21 W	637 m	Taquaralto-Taquaruçu	Taquaruçu
TO-24	10 11 28 S	48 10 12 W	669 m	Palmas-Cabeceiras	Palmas
TO-25	9 57 46 S	47 56 49 W		Aparecida do Rio Negro-Novo Acordo	Aparecida do Rio Negro
TO-26	9 58 05 S	47 41 13 W	280 m	Aparecida do Rio Negro-Novo Acordo	Novo Acordo
TO-27	9 54 51 S	47 59 33 W	300 m	Aparecida do Rio Negro-Novo Acordo	Aparecida do Rio Negro
TO-28	9 54 35 S	47 59 35 W	318 m		Aparecida do Rio Negro
TO-29	9 54 21 S	47 59 26 W	330 m		Aparecida do Rio Negro
TO-34	9 46 45 S	48 04 03 W	354 m		Aparecida do Rio Negro
TO-35	9 44 33 S	48 04 04 W	270 m		Aparecida do Rio Negro
TO-36	9 36 18 S	48 14 32 W	267 m		Miracema do Tocantins
TO-37	9 59 25 S	48 19 10 W	262 m		Palmas
TO-38	10 04 58 S	48 27 15 W	297 m	Poção-Barrolândia	Palmas

TO-39	10 3 54 S	48 27 1 W	265 m	Poção-Barrolândia	Palmas
TO-40	10 1 25 S	48 32 13 W	270 m		Palmas
TO-41	09 54 28 S	48 38 54 W	294 m	Poção-Barrolândia	Barrolândia
TO-42	9 31 23 S	48 36 58 W	218 m	Miranorte-Miracema	Miranorte
TO-43	9 32 45 S	48 31 2 W	241 m	Miranorte-Miracema	Miranorte
TO-44	9 33 5 S	48 30 39 W	242 m		Miranorte
TO-45	9 33 40 S	48 28 13 W	220 m	Miranorte-Miracema	Miracema do Tocantins
TO-46	09 33 22 S	48 28 7 W	215 m	Miranorte-Miracema	Miracema do Tocantins
TO-47	09 25 21 S	48 34 19 W	328 m	Miranorte-Miracema	Miranorte
TO-48	08 54 43 S	48 01 46 W	219 m	Pedro Afonso-Santa Maria	Pedro Afonso
TO-49	08 54 12 S	47 59 26 W	228 m	Pedro Afonso-Santa Maria	Pedro Afonso
TO-50	08 53 20 S	47 57 35 W	220 m	Pedro Afonso-Santa Maria	Pedro Afonso
TO-51	08 52 25 S	47 57 17 W	254 m	Pedro Afonso-Santa Maria	Pedro Afonso
TO-52	08 50 36 S	47 54 59 W	255 m	Pedro Afonso-Santa Maria	Pedro Afonso
TO-53	08 43 35 S	47 44 35 W	324 m	Pedro Afonso-Santa Maria	Santa Maria do Tocantins

Fonte: elaborado pelo autor.

A sequência Devoniana presente na margem oeste da Bacia do Parnaíba foi interpretada segundo as seções de superfície provenientes dos afloramentos descritos em campo (Figura 6). Os afloramentos estão disponibilizados no Anexo 2.

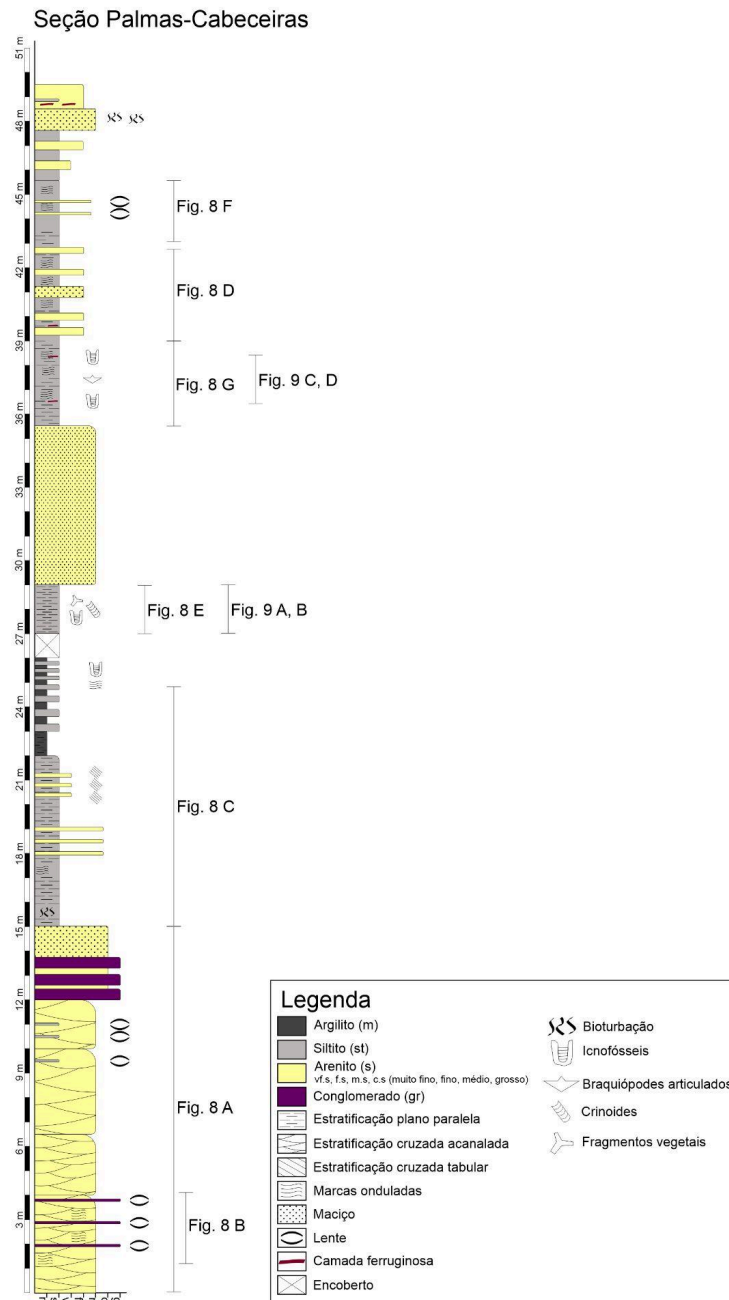
Figura 6: Localização geográfica da Bacia do Parnaíba (A), com destaque para as seções estudadas (B).



Fonte: Adaptado de Schobbenhaus *et al.* (2004).

2.3.1 Seção Palmas-Cabeceiras

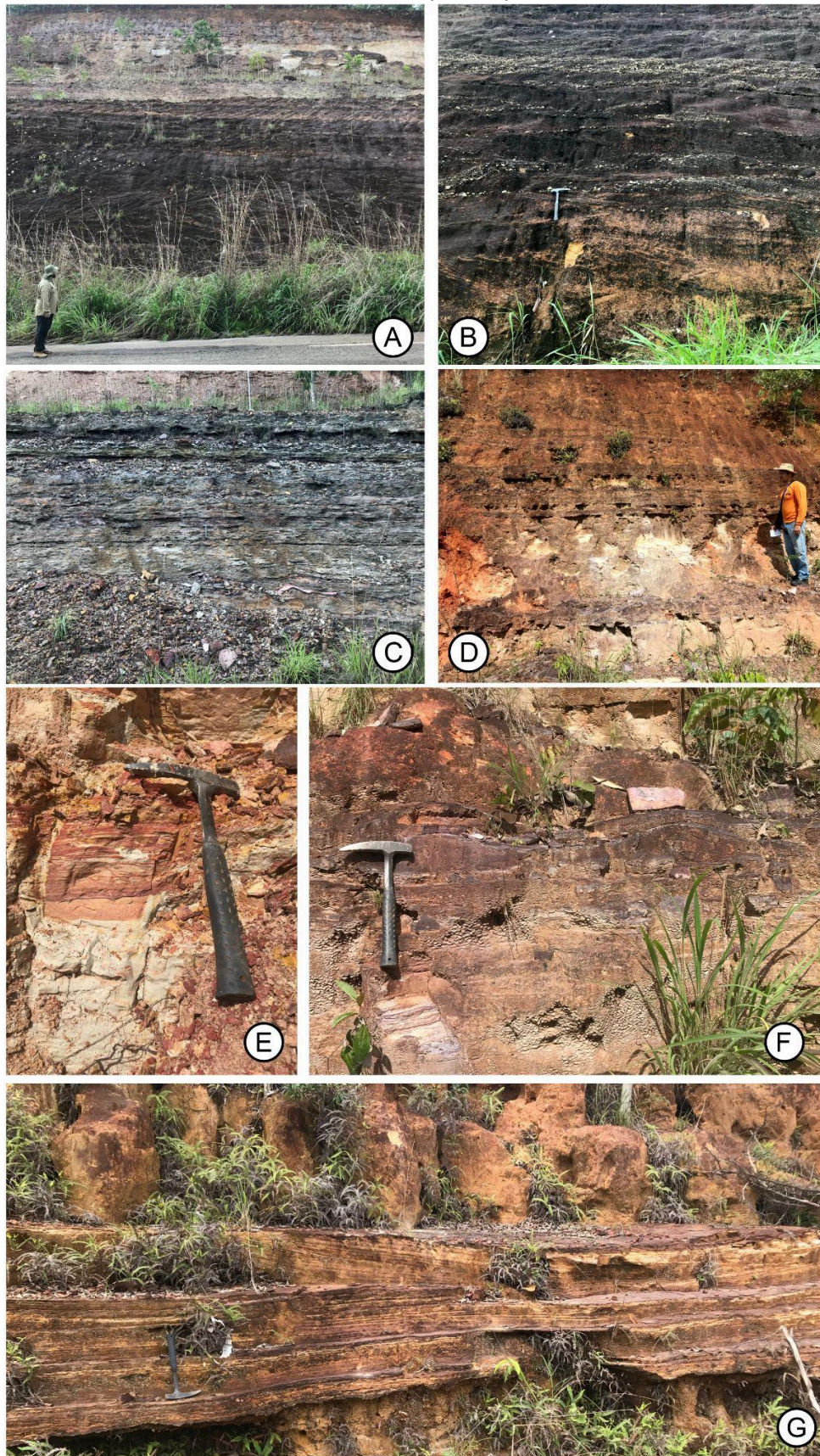
A seção nomeada de modo informal como Palmas-Cabeceiras é localizada nos arredores da cidade de Palmas, ao longo da rodovia TO-020, sentido leste, com aproximadamente 35 km de extensão (Figura 6). A seção é composta por aproximadamente 50 metros de espessura de variações de arenitos, siltitos, argilitos e conglomerados (Figura 7).

Figura 7: Seção Palmas-Cabeceiras.

Fonte: elaborado pelo autor.

Esta seção é dominada por arenitos médios a grossos com estratificação cruzada acanalada e lentes de conglomerados (fácies St; Figura 8 A, B), siltitos e argilitos com laminação plano paralela (fácies Fl; Figura 8 C, E), arenitos médios maciços (fácies Sm) e siltitos com marcas de ondas de alta amplitude e laminação plano paralela, com ocorrências de arenitos finos e lentes de arenitos médios (fácies FSr; Figura 8 D, F, G).

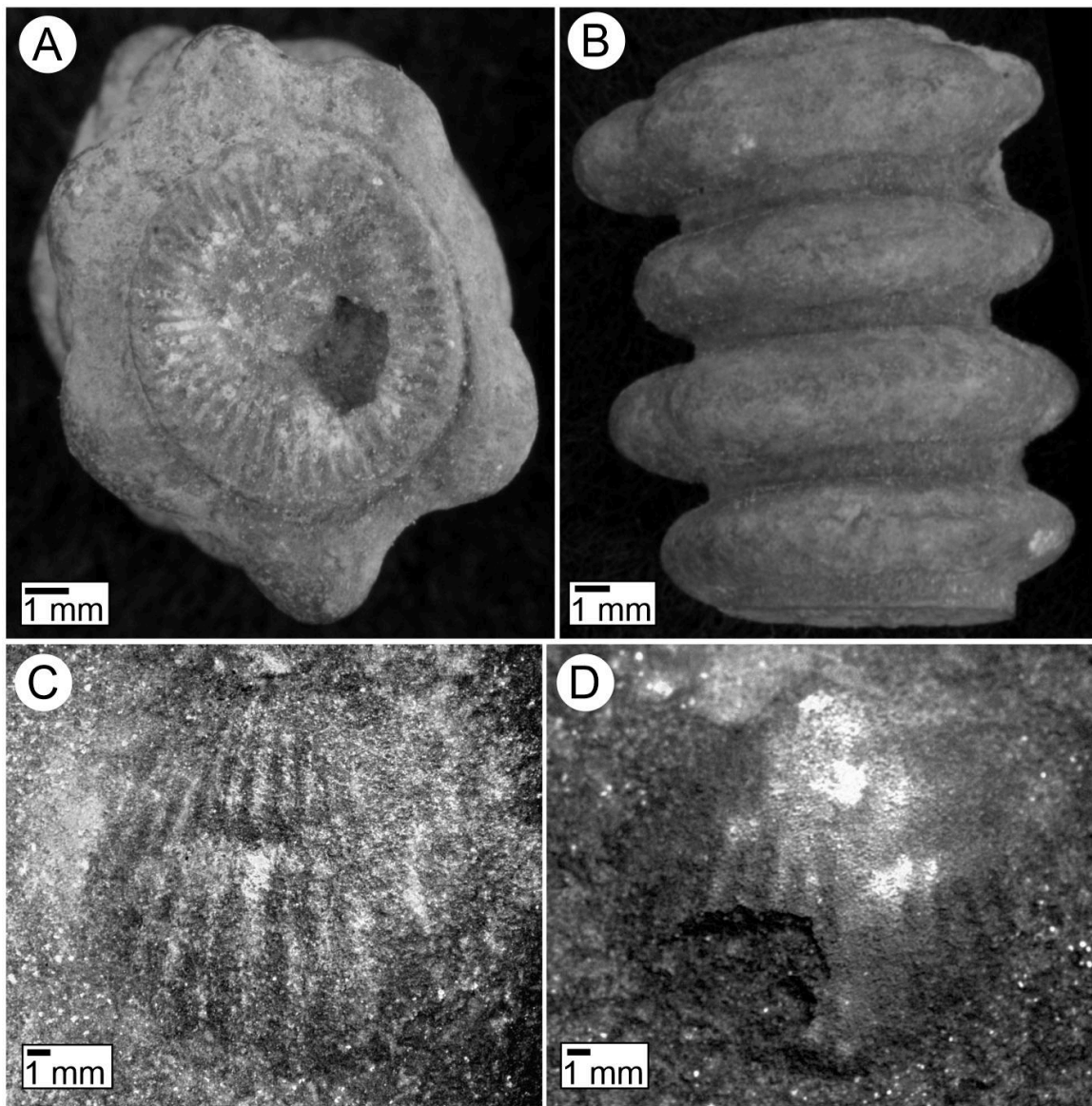
Figura 8: Fácies sedimentares da seção Palmas-Cabeceiras. Fácies St (A, B), fácies Fl (C, E) e fácies FSr (D, F, G).



Fonte: elaborado pelo autor.

Os fósseis registrados ao longo da seção compreendem crinoides *Laudonomphalus* (CCLP 1176) e braquiópodes ?*Australocoelia* (CCLP 1179 e CCLP 1180) (Figura 9).

Figura 9: Fósseis da seção Palmas-Cabeceiras. *Laudonomphalus* (CCLP 1176) (A, B); *Australocoelia* (CCLP 1179) (C), (CCLP 1180) (D).



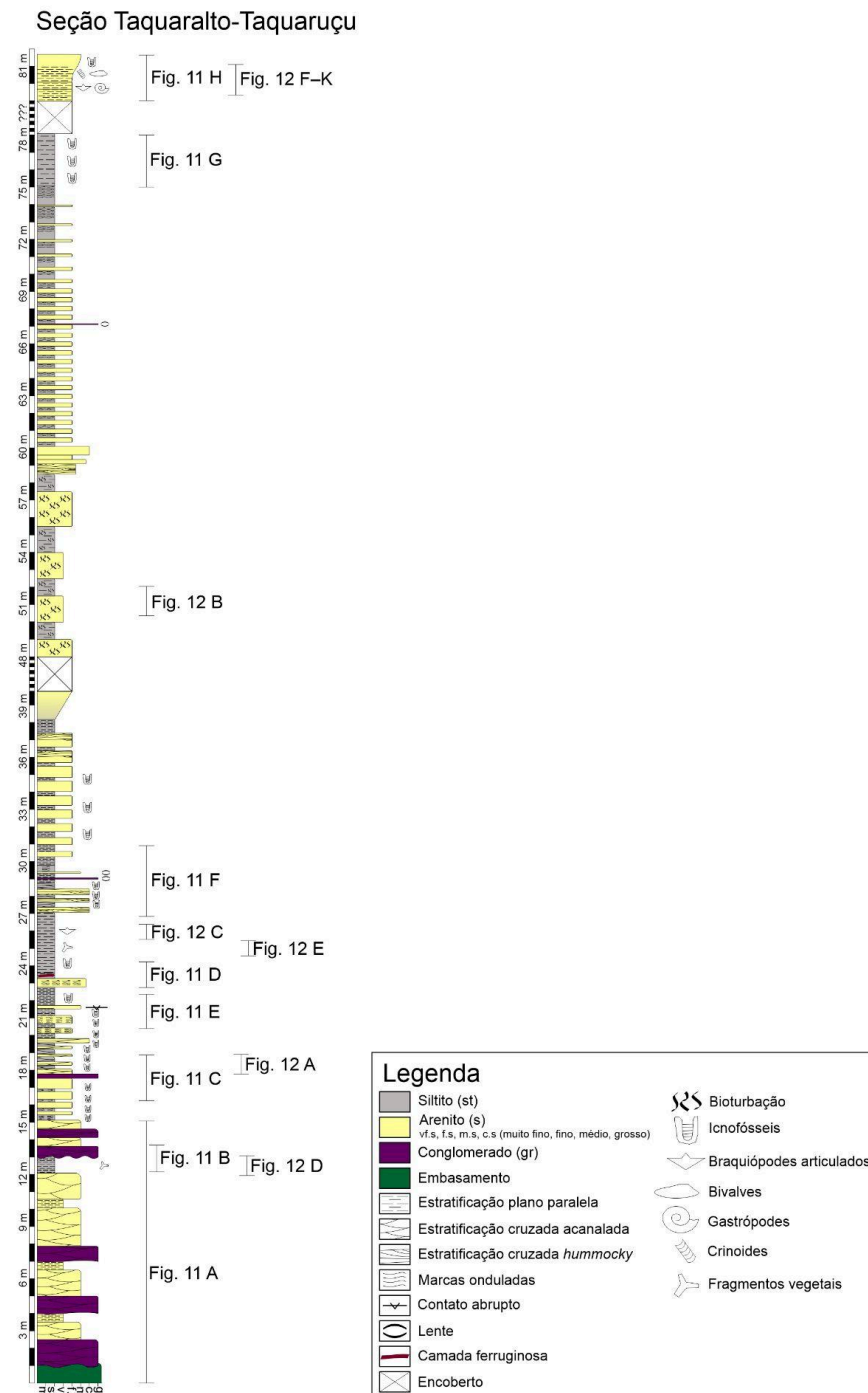
Fonte: elaborado pelo autor.

2.3.2 Seção Taquaralto-Taquaruçu

A seção nomeada de maneira informal como Taquaralto-Taquaruçu se localiza na região sul da cidade de Palmas, ao longo da rodovia TO-030 sentido leste, próxima ao distrito de Taquaruçu, totalizando aproximadamente 25 km de

extensão (Figura 6). A seção é representada por um pacote de aproximadamente 80 metros de espessura de arenitos, siltitos e conglomerados (Figura 10).

Figura 10: Seção Taquaralto-Taquaruçu.

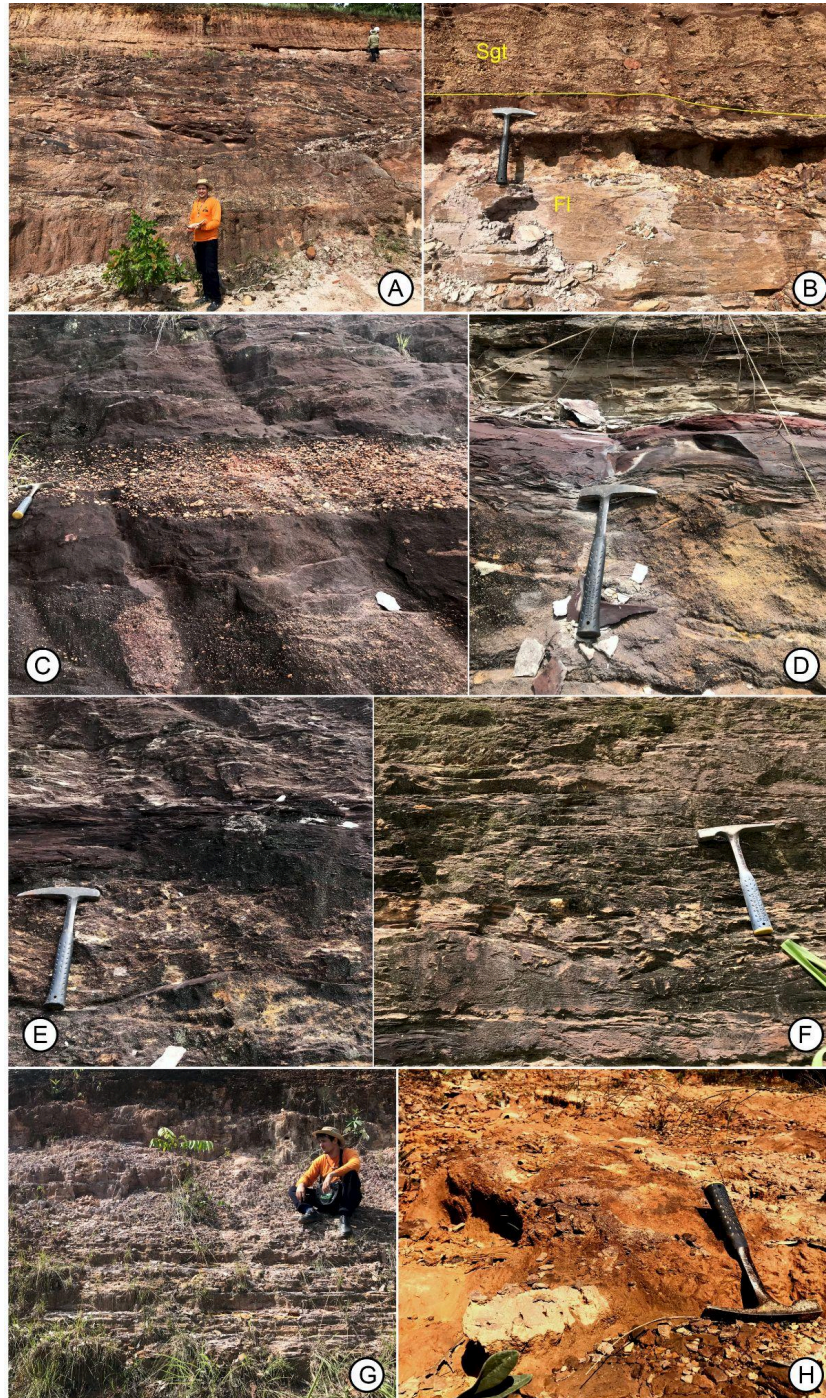


Fonte: elaborado pelo autor.

Esta seção é dominada por arenitos muito finos a grossos de estratificação cruzada acanalada com ocorrência de conglomerados (fácies SGt; Figura 11 A, B,

C), arenitos finos a muito grossos com marcas onduladas (fácies Sr; Figura 11 D, E), siltitos com laminação plano paralela (fácies FI; Figura 11 B, D, E, G), arenitos finos a médios com estratificação cruzada *hummocky* (fácies Shc; Figura 11 F) e arenitos finos com estratificação horizontal (fácies Sh; Figura 11 H).

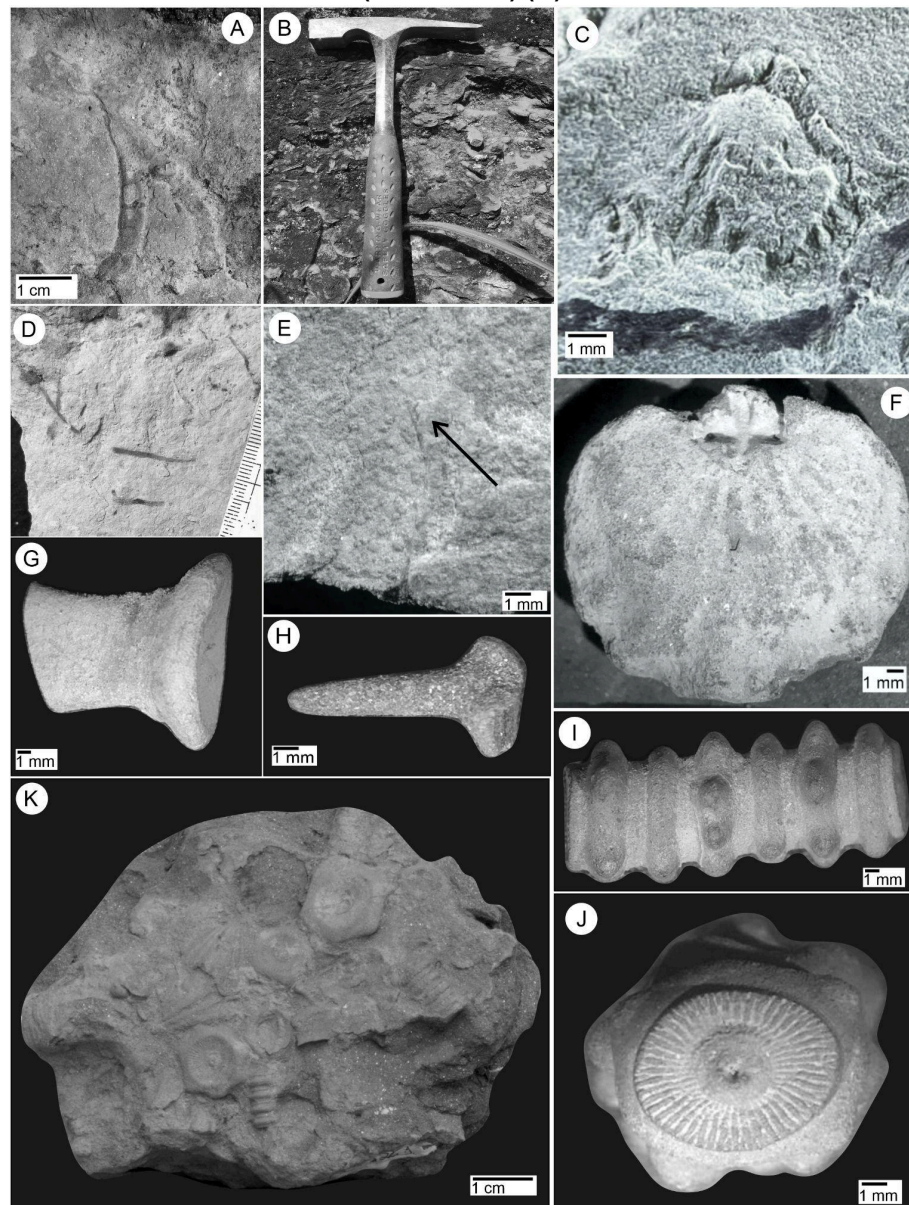
Figura 11: Fácies sedimentares da seção Taquaralto-Taquaruçu. Fácies SGt (A, B, C), fácies Sr (D, E), fácies FI (B, D, E, G), fácies Shc (F) e fácies Sh (H).



Fonte: elaborado pelo autor.

Os fósseis encontrados ao longo da seção são representados por um braquiópode *Australocoelia* (CCLP 1170), aos 26 metros da base, fragmentos vegetais (CCLP 1168, 1169, 1171–1173, 1183 e por coquinas de braquiópodes com ocorrências de bivalves, gastrópodes e crinoides (CCLP 1189–1195 e CCLP 1258–64), ao topo da seção (Figura 12). Uma quadrícula de coleta tafonômica foi realizada nesse estrato, sendo melhor detalhada no Capítulo 2.

Figura 12: Fósseis da seção Taquaralto-Taquaruçu. *Planolites* (A); bioturbação (B); *Australocoelia* (CCLP 1170) (C); *Hostinella* (CCLP 1183) (D); *Spongiophyton* CCLP (1173) (E); *Australocoelia* (CCLP 1195) (F); *Monstrocrinus* (CCLP 1193.3) (G); Crinoidea indet. (CCLP 1193.6) (H); *Laudonomphalus* (CCLP 1194.2B) (I, J); coquina de braquiópodes e crinoides (CCLP 1261) (K).

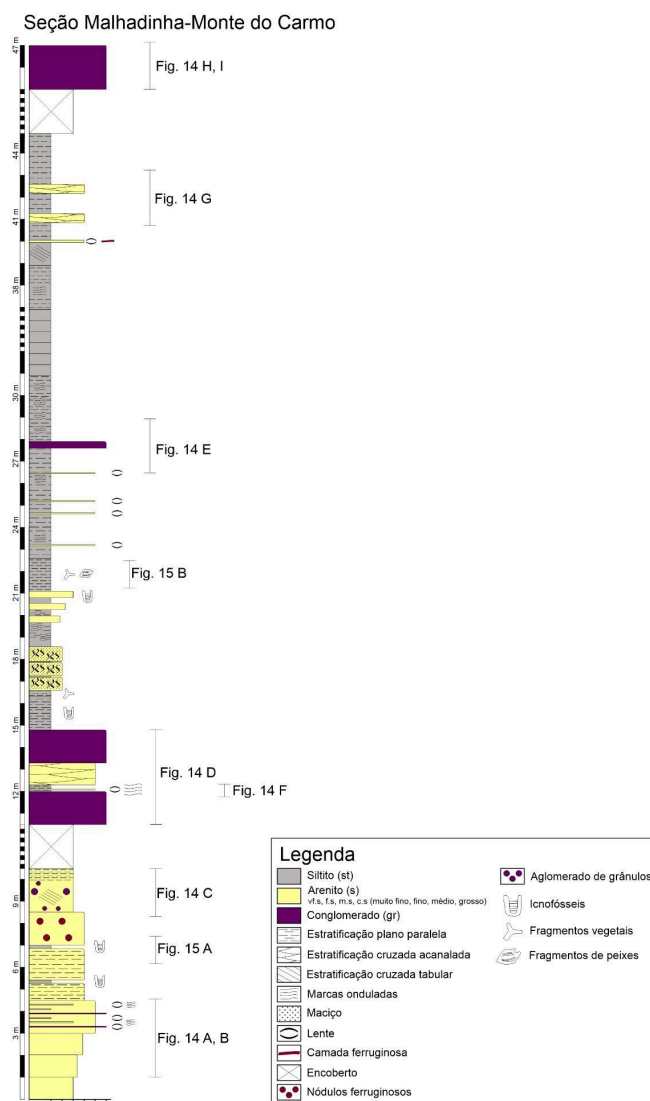


Fonte: elaborado pelo autor.

2.3.3 Seção Malhadinha-Monte do Carmo

A seção denominada de maneira informal de Malhadinha-Monte do Carmo está localizada a sul da cidade de Porto Nacional, ao longo das rodovias TO-070 e TO-255, com aproximadamente 60 km de extensão (Figura 6). A seção é representada por 47 metros de arenitos finos a grossos na porção basal, conglomerados e siltitos (Figura 13).

Figura 13: Seção Malhadinha-Monte do Carmo.

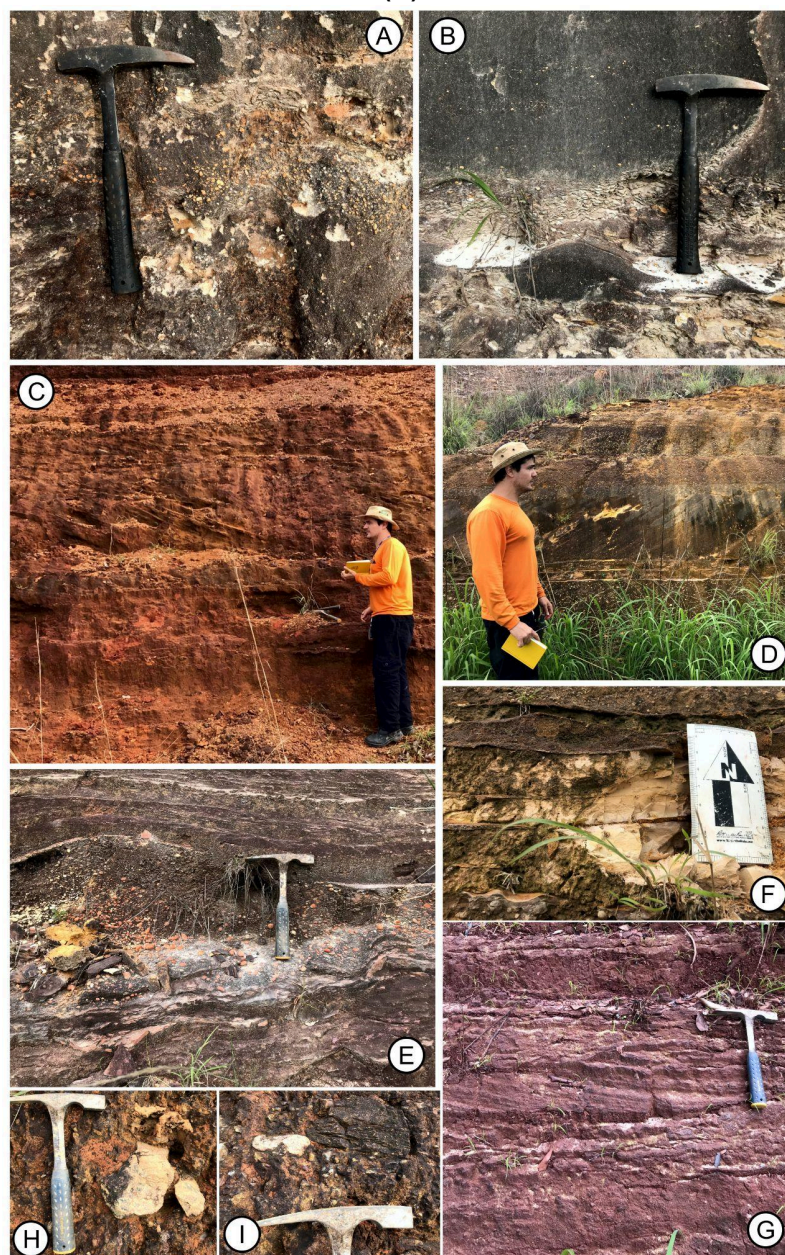


Fonte: elaborado pelo autor.

Essa seção é representada pela sucessão de arenitos finos a grossos maciços com lentes de conglomerados (fácies Sm; Figura 14 A), arenitos finos com marcas de ondas (fácies Sr; Figura 14 B), arenitos finos a médios com laminação

plano paralela e com estratificação cruzada tabular (fácies Sh e Sx; Figura 14 C), arenitos grossos com estratificação cruzada acanalada com conglomerados (fácies SGt; Figura 14 D), siltito arenoso com marcas de ondas (fácies FSr; Figura 14 E, F), siltitos com laminação plano paralela (fácies FI; Figura 14 G), arenitos médios com estratificação cruzada acanalada (fácies St; Figura 14 G) e conglomerados (fácies Gm; Figura 14 H, I).

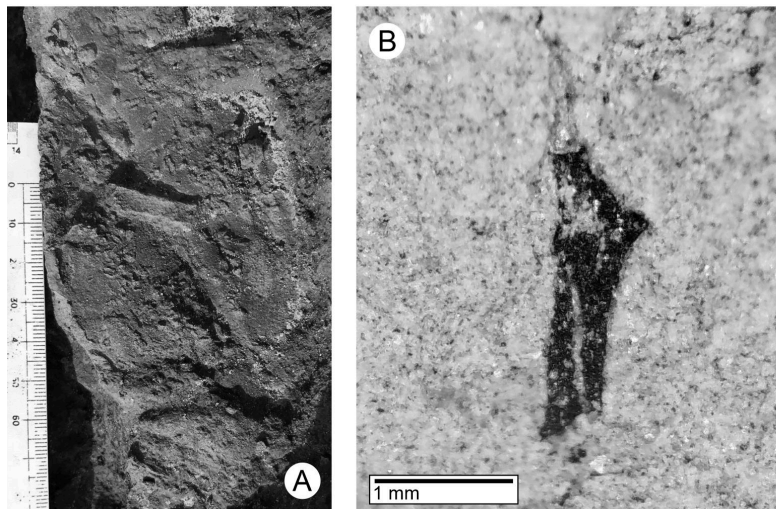
Figura 14: Fácies sedimentares da seção Malhadinha-Monte do Carmo. Fácies Sm (A), fácies Sr (B), fácies Sh e Sx (C), fácies SGt (D), fácies FSr (E, F), fácies FI (G), fácies St (G), fácies Gm (H).



Fonte: elaborado pelo autor.

Os fósseis encontrados nesta seção compreendem fragmentos de vegetais e fragmentos de peixes (CCLP 1177–1178), além dos icnofósseis observados em campo (Figura 15).

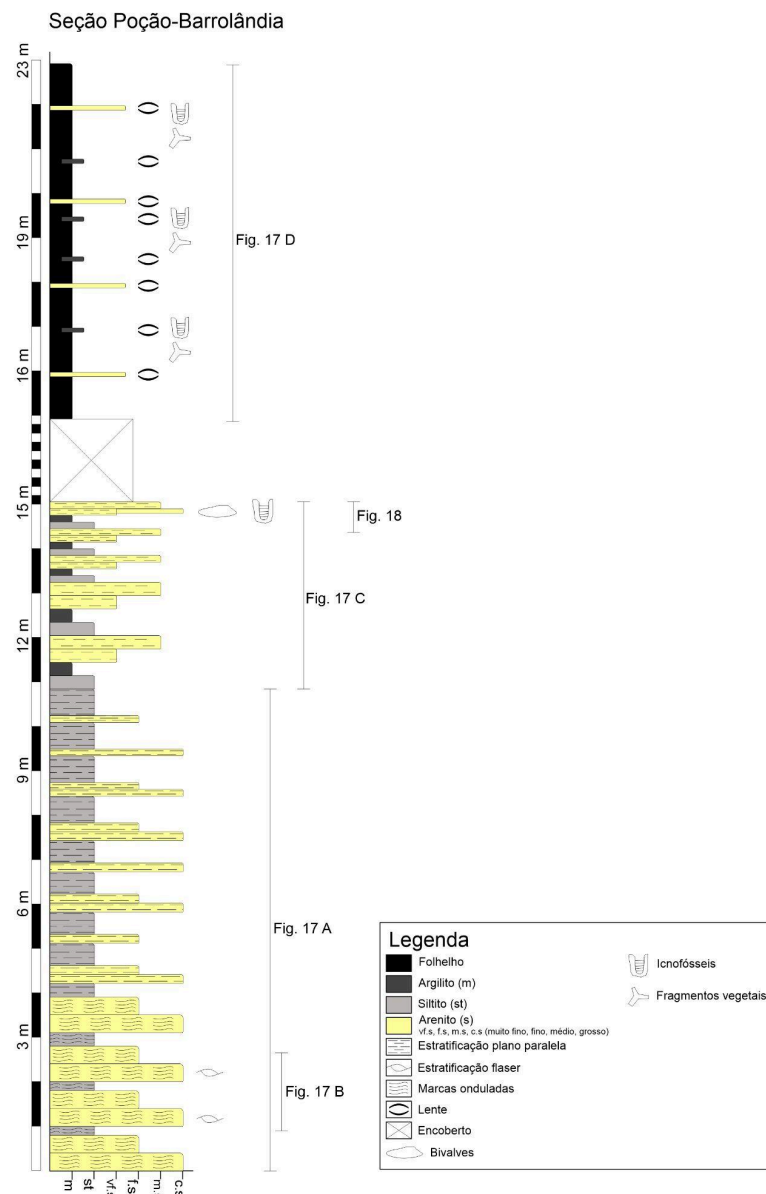
Figura 15: Fósseis da seção Malhadinha-Monte do Carmo. Icnofósseis sem identificação (A); provável fragmento de escama de peixe (CCLP 1177) (B).



Fonte: elaborado pelo autor.

2.3.4 Seção Poção-Barrolândia

A seção denominada de maneira informal de Poção-Barrolândia é localizada a nordeste da cidade de Palmas, ao longo da rodovia TO-348, com aproximadamente 30 km de extensão (Figura 6). Os 23 metros de seção compreendem intercalações de arenitos grossos, finos e siltitos na base, com predomínio dos siltitos no meio e folhelhos no topo (Figura 16).

Figura 16: Seção Poção-Barrolândia.

Fonte: elaborado pelo autor.

Essa seção é dominada por arenitos finos a grossos e siltitos, com marcas de ondas (fácies Sr; Figura 17 A), arenitos grossos com estratificação flaser (fácies Sf; Figura 17 B), argilitos, siltitos e arenitos finos a grossos com laminação plano paralela (fácies FSl; Figura 17 A, C) e folhelhos com lentes esparsas de arenitos finos e argilitos (fácies FI; Figura 17 D).

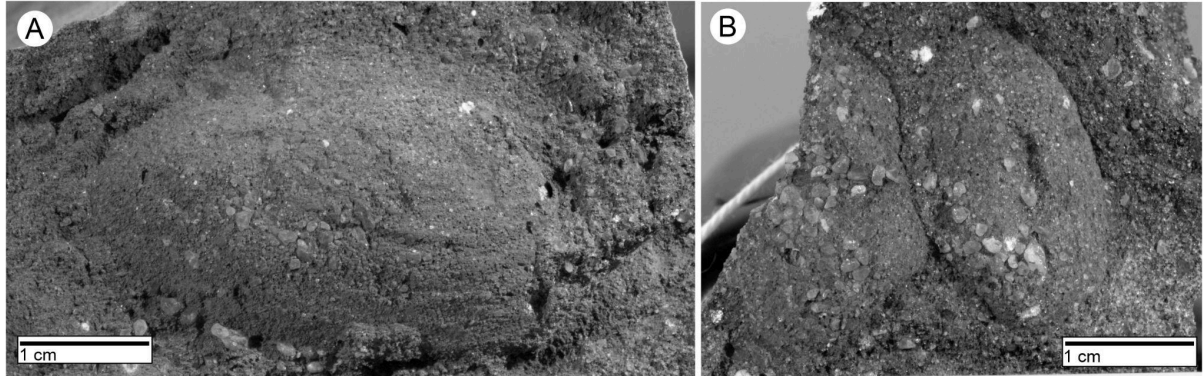
Figura 17: Fácies sedimentares da seção Poção-Barrolândia. Fácies Sr e FSI (A), fácies Sf (B), fácies FSI (C), fácies FI (D).



Fonte: elaborado pelo autor.

Os fósseis de macroinvertebrados encontrados ao longo desta seção são representados por dois exemplares de bivalves *Sanguinolites* (CCLP 1196–1197), sendo um deles em borboleta (Figura 18). As outras ocorrências fossilíferas são de um possível fragmento de peixe (CCLP 1198), além de icnofósseis e fragmentos vegetais observados em campo.

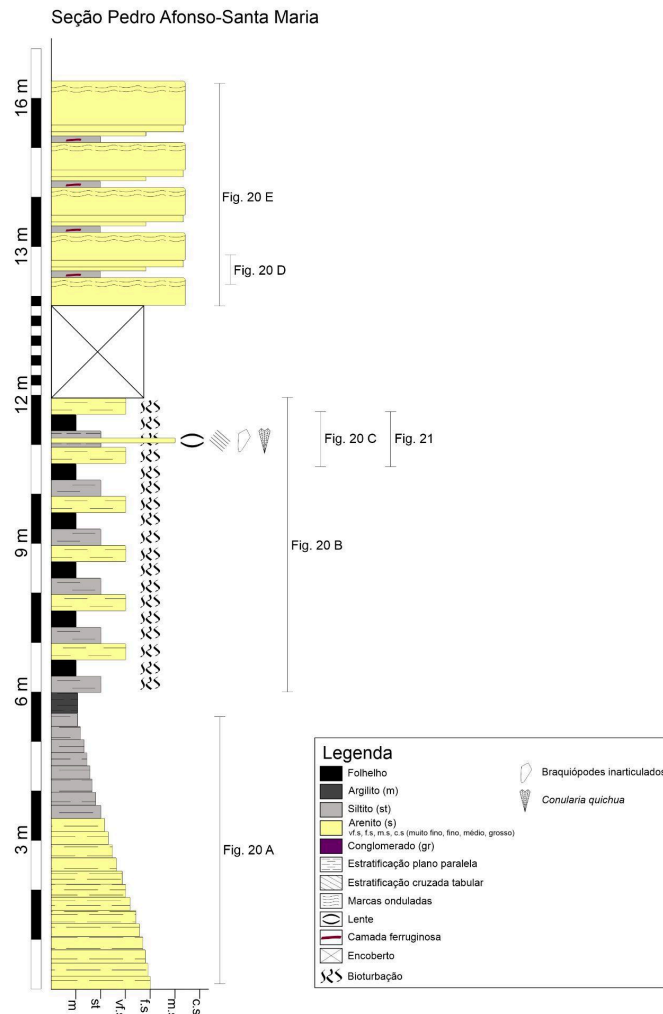
Figura 18: Fósseis da seção Poção-Barrolândia. *Sanguinolites* (CCLP 1196) (A), (CCLP 1197) (B).



Fonte: elaborado pelo autor.

2.3.5 Seção Pedro Afonso-Santa Maria

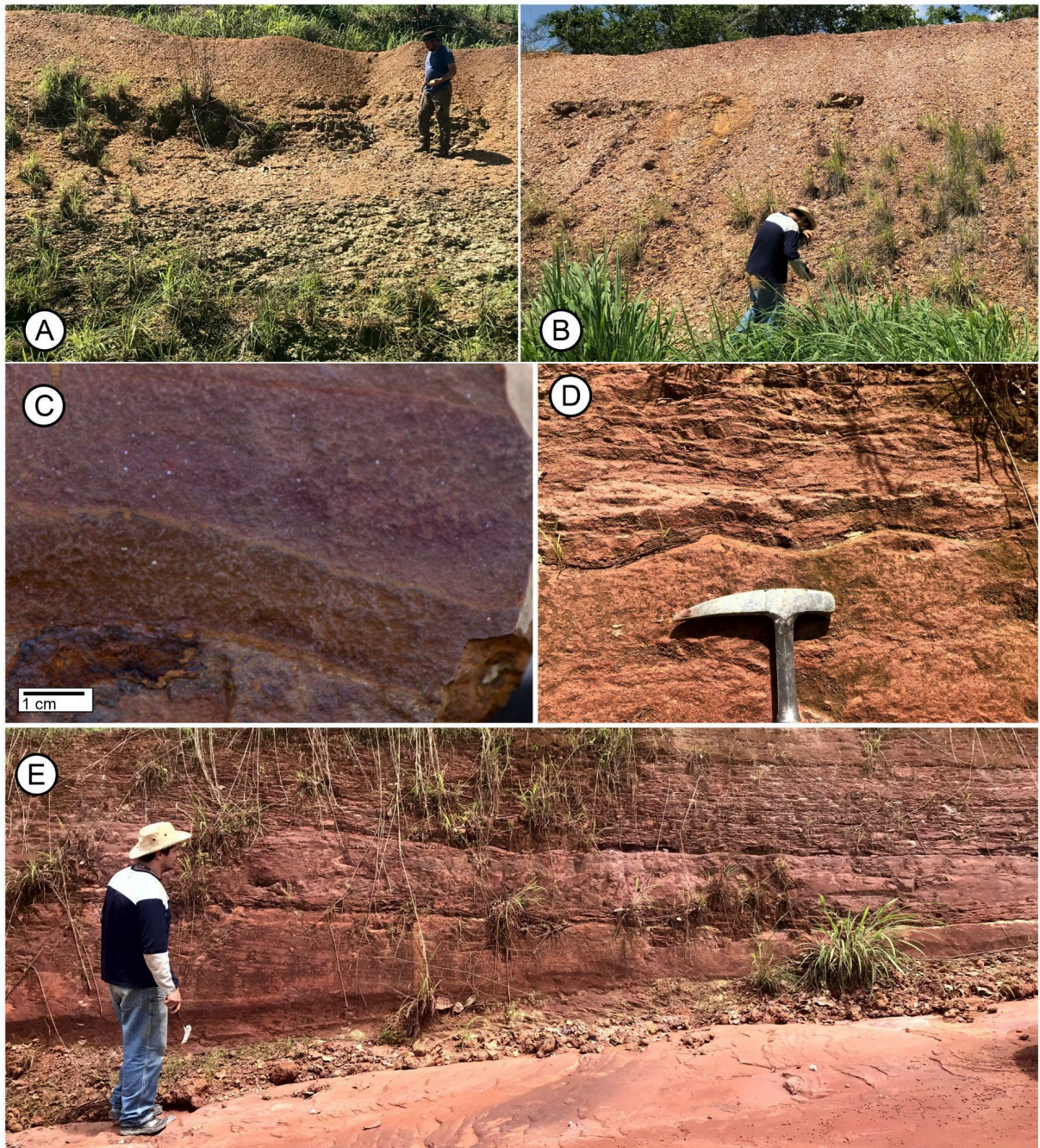
A seção denominada de maneira informal de Pedro Afonso-Santa Maria é localizada nas proximidades da cidade de Pedro Afonso, 180 km ao norte de Palmas, ao longo da rodovia TO-010, com 40 km de extensão (Figura 6). A seção de 16 metros de espessura corresponde a arenitos finos, siltitos e folhelhos nos primeiros 12 metros e a arenitos grossos no topo (Figura 19).

Figura 19: Seção Pedro Afonso-Santa Maria.

Fonte: elaborado pelo autor.

A seção é dominada por arenitos finos e siltitos com laminação plano paralela (fácies SFI; Figura 20 A), arenitos finos, siltitos e folhelhos bioturbados com laminação plano paralela (fácies FSb; Figura 20 B), lentes de arenitos médios com estratificação cruzada (fácies Sx, Figura 20 C) e arenitos grossos com marcas de ondas com ocorrência de siltitos (fácies Sr; Figura 20 D, E).

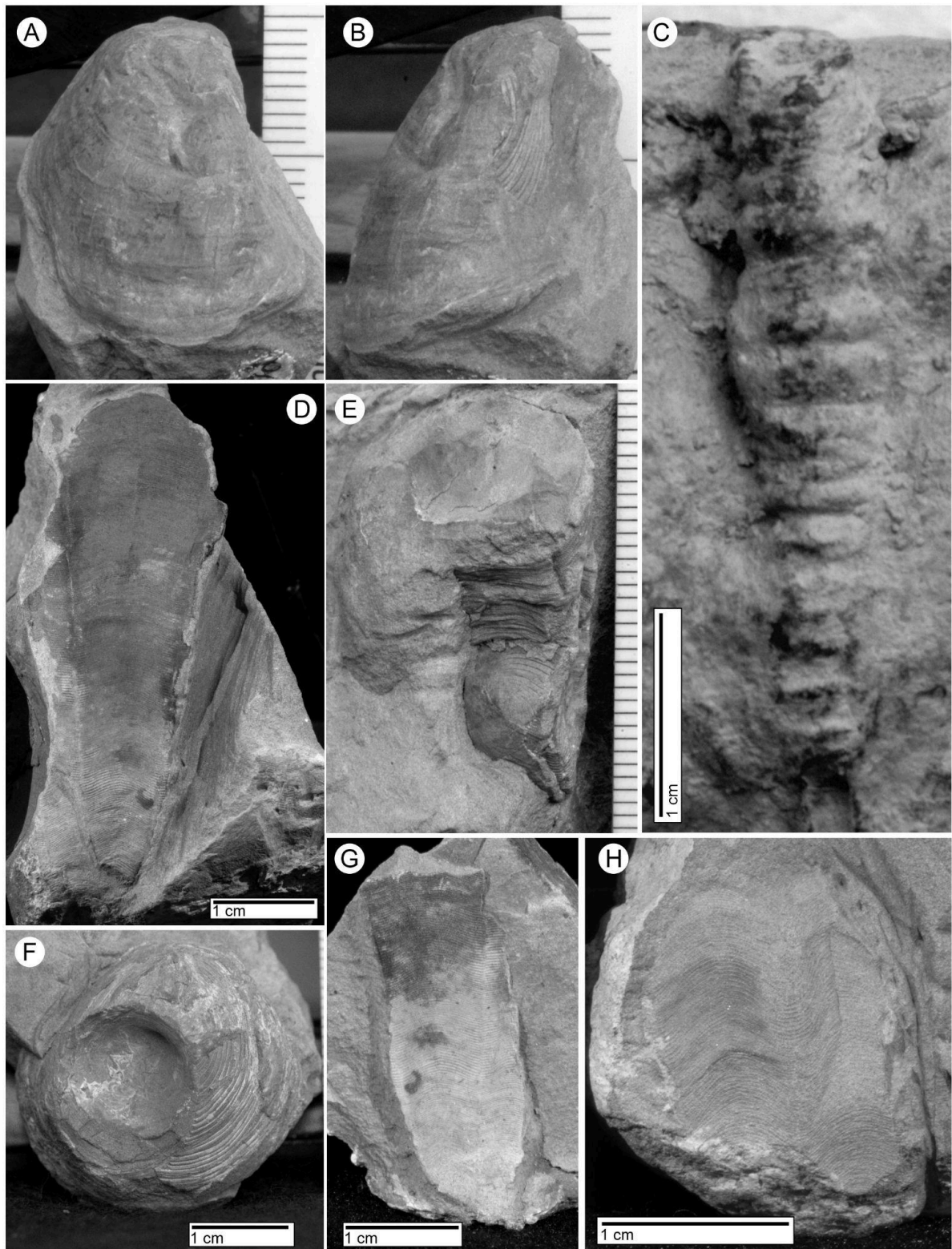
Figura 20: Fácies sedimentares da seção Pedro Afonso-Santa Maria. Fácies SFI (A), fácies FSB (B), fácies Sx (C), fácies Sr (D, E).



Fonte: elaborado pelo autor.

Os fósseis de macroinvertebrados encontrados nesta seção compreendem cnidários *Conularia quichua* (CCLP 1138–1149, CCLP 1154–1167) e braquiópodes discinídeos (CCLP 1145 e CCLP 1156) (Figura 21).

Figura 21: Fósseis da seção Pedro Afonso-Santa Maria. Discinidae (CCLP 1142) (A, B); bioturbação (CCLP 1154) (C); *Conularia quichua* (CCLP 1142) (D); *Conularia quichua* e *Orbiculoidea* (CCLP 1162) (E); Discinidae (CCLP 1142) (F); *Conularia quichua* (CCLP 1141) (G), (CCLP 1138) (H).



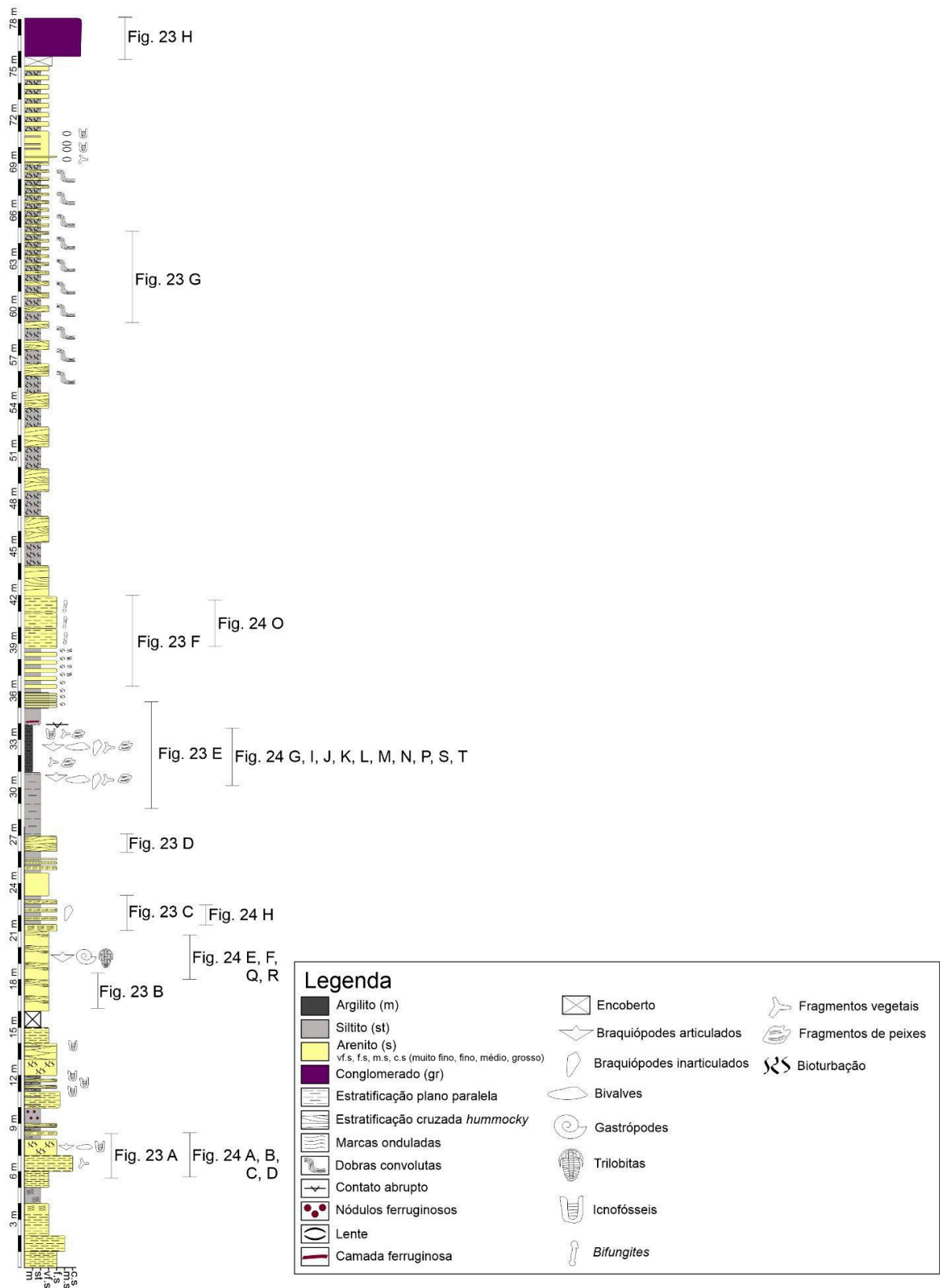
Fonte: elaborado pelo autor.

2.3.6 Seção Aparecida do Rio Negro-Novo Acordo

A seção denominada informalmente de Aparecida do Rio Negro-Novo Acordo é localizada nas proximidades da cidade de Novo Acordo, a 115 km a leste de Palmas, nas rodovias TO-010 e TO-020, com extensão aproximada de 40 km (Figura 6). A seção compreende principalmente intercalações de arenitos e siltitos com ocorrência de argilitos (Figura 22).

Figura 22: Seção Aparecida do Rio Negro-Novo Acordo.

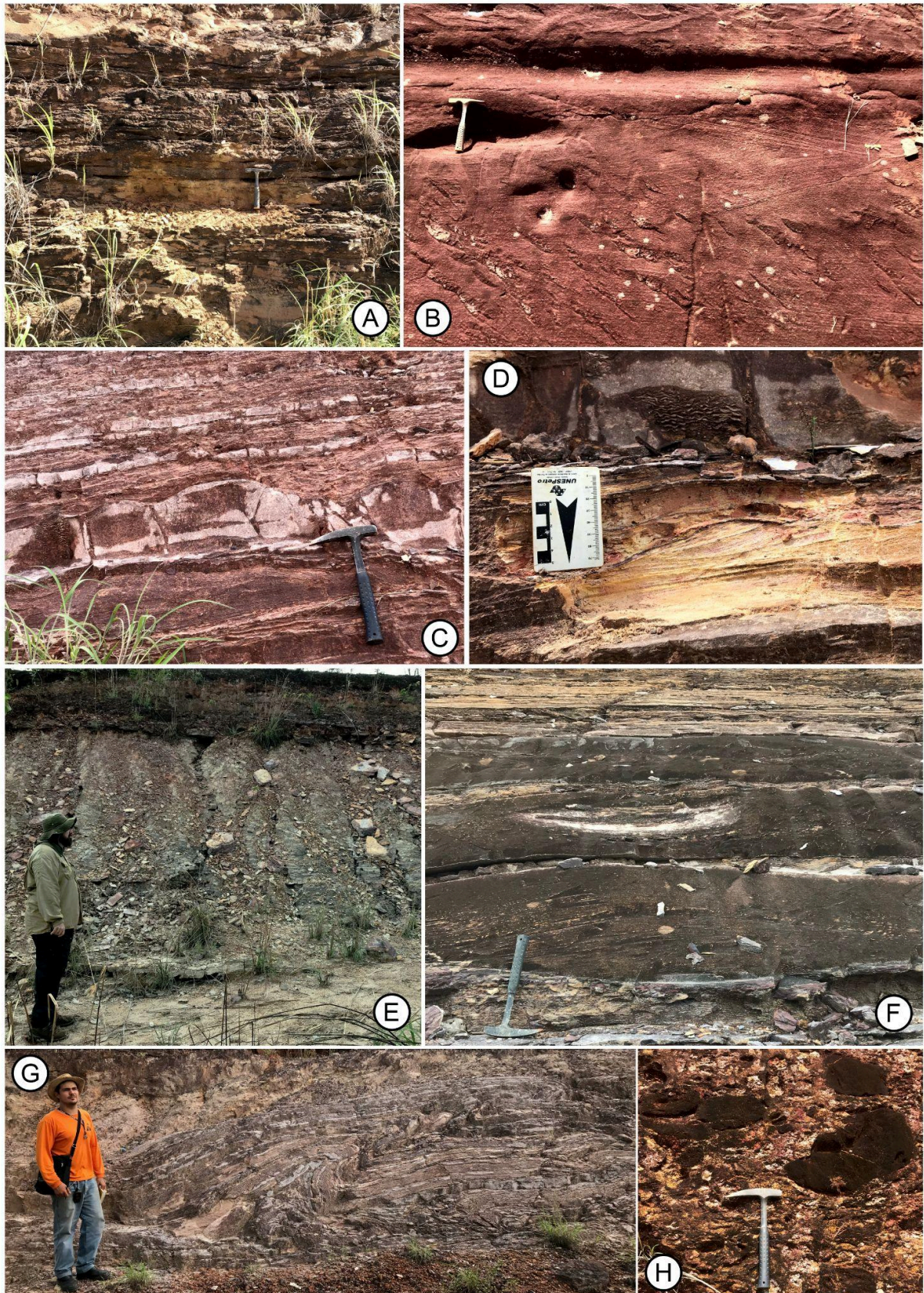
Seção Aparecida do Rio Negro-Novo Acordo



Fonte: elaborado pelo autor.

A seção é representada por arenitos muito finos a médios com estratificação plano paralela com ocorrências de siltitos (fácies Sh; Figura 23 A, F), arenitos muito finos com estratificação cruzada *hummocky* (fácies Shc; Figura 23 B, D), arenitos finos com marcas de ondas (fácies Sr; Figura 23 C, F), siltitos e argilitos com laminação plano paralela (fácies Fl; Figura 23 E), siltitos e arenitos muito finos com dobras convolutas e bioturbados (fácies SFdc; Figura 23 G) e conglomerados (fácies Gm; Figura 23 H).

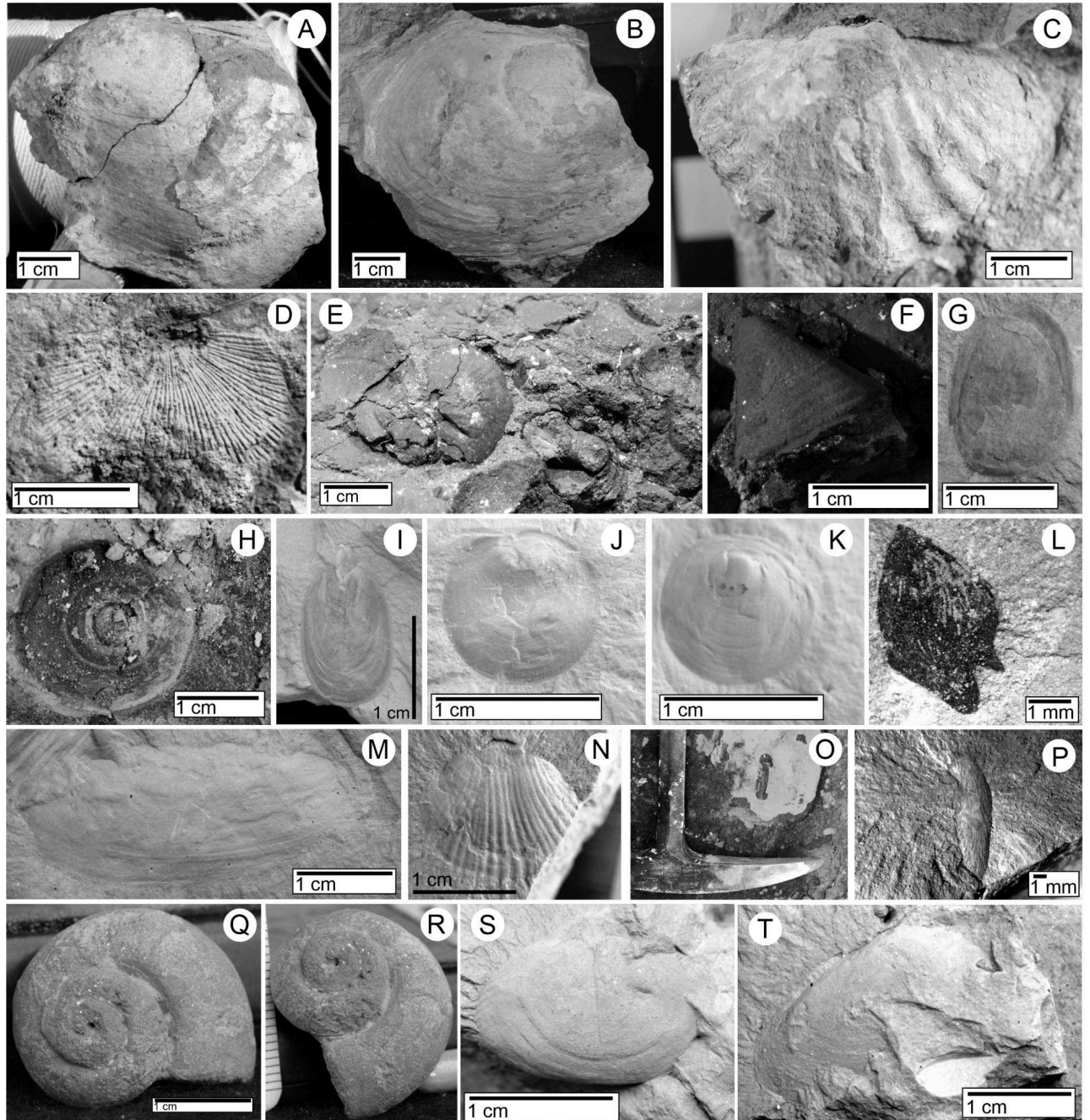
Figura 23: Fácies sedimentares da seção Aparecida do Rio Negro-Novo Acordo. Fácies Sh (A, topo F), fácies Shc (B, D), fácies Sr (C, F), fácies Fl (E), fácies SFdc (G), fácies Gm (H).



Fonte: elaborado pelo autor.

Os fósseis de macroinvertebrados encontrados nesta seção compreendem bivalves *Palaeoneilo* (CCLP 1252–1254), braquiópodes *Australospirifer* (CCLP 1250), *Schuchertella* (CCLP 1251) e *Australocoelia* (CCLP 1256 e CCLP 1257) aos 8 metros da base, coquinas de braquiópodes *Tropidoleptus* com ocorrências de gastrópodes *Platyceras* e trilobitas *Burmeisteria* aos 20 metros da base, um braquiópode *Orbiculoidea* aos 22 metros da base observado em campo e bivalves *Nuculites* e braquiópodes *Orbiculoidea bodenbenderi*, *Australocoelia* e lingulídeos infaunais distribuídos dos 31 aos 33 metros da base (Figura 24). As coquinas e as ocorrências fossilíferas aos 30 metros são mais detalhadas no Capítulo 2. Também foram registrados fragmentos vegetais e escamas de peixes (CCLP 1224–1249) aos 30 metros da base e *Bifungites* observados em campo aos 40 metros da seção (Figura 24).

Figura 24: Fósseis da seção Aparecida do Rio Negro-Novo Acordo. *Palaeoneilo* (CCLP 1252) (A), (CCLP 1253) (B); *Australospirifer* (CCLP 1250) (C); *Schuchertella* (CCLP 1251) (D); coquina com *Tropidoleptus* e *Platyceras* (E); *Burmeisteria* (CCLP 1572) (F); lingulídeo infaunal (CCLP 1186) (G); *Orbiculoidea* observado em campo (H); lingulídeo infaunal (CCLP 1228) (I); *Orbiculoidea bodenbenderi* (CCLP 1240) (J), (CCLP 1246) (K); *Nuculites* (CCLP 1247) (M); *Australocoelia* (CCLP 1239) (N); *Bifungites* observado em campo (O); *Platyceras* (CCLP 1255) (Q, R); *Australocoelia* (CCLP 1244) (S); Bivalvia indet. (CCLP 1236) (T); fragmentos de peixes (CCLP 1225) (L), (CCLP 1242) (P).

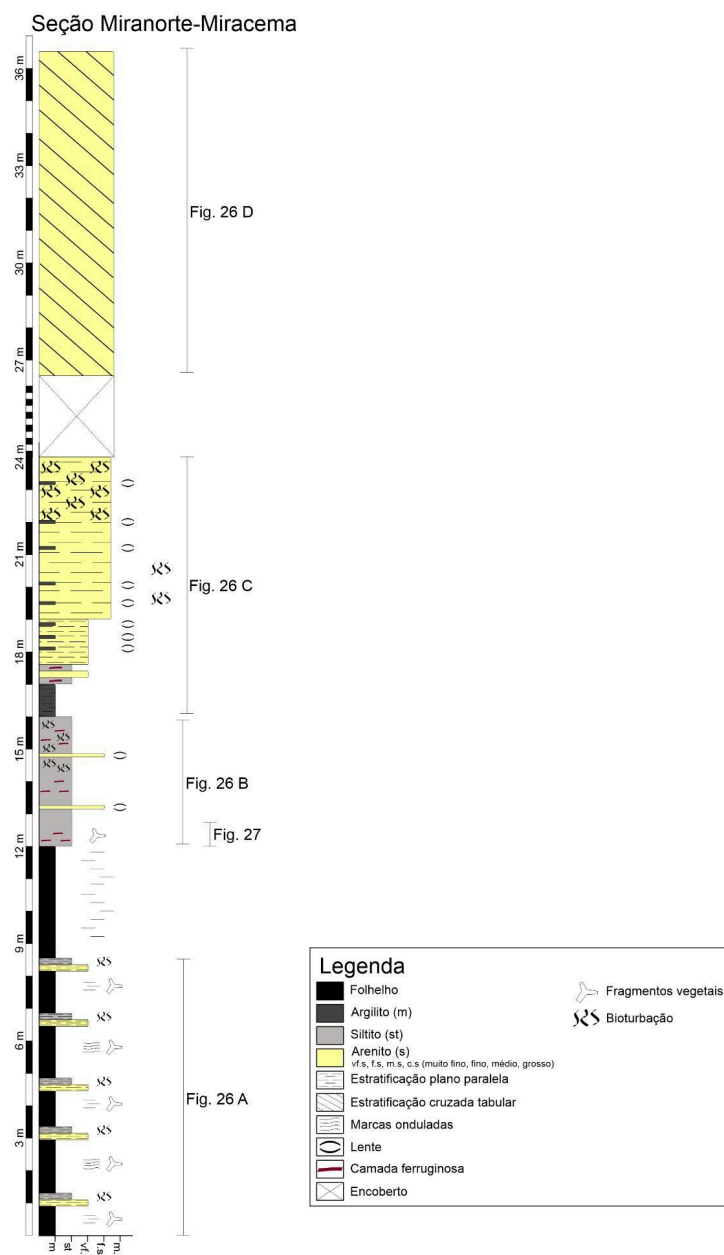


Fonte: elaborado pelo autor.

2.3.7 Seção Miranorte-Miracema

A seção denominada de maneira informal de Miranorte-Miracema é localizada nos arredores da cidade de Miranorte, a cerca de 100 km ao norte de Palmas, ao longo das rodovias TO-342, TO-446 e BR-153, com aproximadamente 20 km de extensão (Figura 6). A seção compreende 36 metros de folhelhos, argilitos, siltitos e arenitos (Figura 25).

Figura 25: Seção Miranorte-Miracema.



Fonte: elaborado pelo autor.

A seção é representada por folhelhos com siltitos e arenitos muito finos com laminação plano paralela e marcas de ondas esparsas (fácies FI; Figura 26 A e base C), siltitos com camadas ferruginosas, bioturbações e lentes de arenitos finos (fácies Fb; Figura 26 B), arenitos muito finos a médios com laminação plano paralela e lentes de argilitos (fácies SFI; Figura 26 C) e arenitos médios com estratificação cruzada tabular (fácies Sp; Figura 26 D).

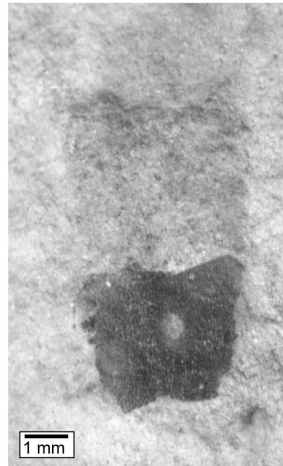
Figura 26: Fácies sedimentares da seção Miranorte-Miracema. Fácies FI (A, base C), fácies Fb (B), fácies SFI (C), fácies Sp (D).



Fonte: elaborado pelo autor.

Fósseis de paleoinvertebrados não foram encontrados nesta seção. O registro fóssilífero é de um fragmento de *Spongiophyton* (CCLP 1182) (Figura 27).

Figura 27: Fóssil da seção Miranorte-Miracema. *Spongiophyton* (CCLP 1182) (A).



Fonte: elaborado pelo autor.

2.4 METODOLOGIA DE COLETA

A porção oeste da Bacia do Parnaíba, como citado anteriormente, não possui o mesmo número de trabalhos que a porção leste (Santos e Carvalho, 2004). Por esta razão, afloramentos com potencial fossilífero não são facilmente encontrados na literatura, com algumas exceções (e.g. Gama Júnior, 2008; Scheffler *et al.*, 2011).

Previamente à viagem de campo, áreas com exposições rochosas do Devoniano foram triadas via imagens de satélite (Google Earth; Schobbenhaus *et al.*, 2004). Regiões com grande declividade, cortes de estrada e de ferrovias são de interesse nesta etapa. Localidades de coleta que são relatadas na literatura são adicionadas no mapa de campo.

As seções definidas na área de estudo são resultado do trabalho de campo de prospecção, onde se prioriza conhecer os afloramentos de uma área maior em detrimento de coletas fossilíferas metodológicas. Esse conhecimento se dá através do levantamento do perfil geológico dos afloramentos e de coletas fossilíferas esparsas, mas posicionadas no perfil. A litologia, a estrutura sedimentar, a presença de bioturbação e a ocorrência fossilífera são os fatores que foram levados em consideração na elaboração dos perfis. Dessa forma, as seções com maior potencial fossilífero foram obtidas, possibilitando a realização de coletas sistematizadas. Os afloramentos utilizados nesta tese são encontrados no Anexo 2.

As médias temporal e espacial representam um dos principais fatores que podem causar erros em análises paleoambientais (Simões e Ghilardi, 2000). Uma coleta fossilífera realizada sem controle pode gerar incongruências nas interpretações tafonômicas, paleoambientais e paleoecológicas (Holz e Simões, 2002). Para evitar esses problemas, o protocolo tafonômico de Simões e Ghilardi (2000) estabelece uma série de critérios a serem cumpridos, padronizando alguns procedimentos do laboratório ao campo.

A coleta dos fósseis utilizados nesta tese procurou seguir o protocolo tafonômico de Simões e Ghilardi (2000) com alguns ajustes quando necessário (ver Ghilardi, 2004). Foram estabelecidos três afloramentos com grande potencial fossilífero (TO-06, TO-23 e TO-27) onde foram confeccionadas as quadrículas de coleta tafonômica. Essa metodologia configura uma padronização no volume de rocha coletado por quadrícula a partir das seguintes dimensões: 2 metros de largura por 2 metros de altura e 20 centímetros de profundidade, o que resulta em 0,8 metro

cúbico. As dimensões podem sofrer variações dependendo da exposição do afloramento, mas é importante ressaltar que o volume de rocha coletado deve se manter constante em uma mesma área de coleta e em diferentes posicionamentos espaciais dos afloramentos (Ghilardi, 2004).

As quadrículas foram posicionadas em localidades com potencial fossilífero preestabelecido, de modo a abranger as variações ambientais nos processos tafonômicos. Dentro das quadrículas, a coleta é feita de centímetro a centímetro observando a ocorrência de macrofósseis de invertebrados quanto aos seus atributos tafonômicos e posição dentro da quadrícula. Essas informações devem ser anotadas em uma tabela para futuro uso em laboratório e para análises estatísticas. As principais assinaturas tafonômicas coletadas são: 1. desarticulação (articulado, desarticulado); 2. fragmentação (completo, fragmentado); 3. valva (ventral ou dorsal, direita ou esquerda); 4. orientação na camada (concordante, oblíquo, perpendicular); 5. convexidade (*up*, *down*). Além desses dados, outras informações coletadas em campo são: 1. orientação espacial x/y (metros); 2. tipo de esqueleto; 3. táxon; 4. medidas de largura, altura e comprimento (milímetros); 5. observações.

Simões e Ghilardi (2000) propõe a coleta de blocos de rochas orientados (topo, base e norte geográfico) para futuras análises tafonômicas em laboratório. Na Formação Pimenteira foram encontradas ocorrências fossilíferas bem definidas em camadas tridimensionais, o que possibilitou a coleta de blocos orientados totalizando 12,974 cm³ que serão melhor trabalhados no Capítulo 2 (TO-27, seção Aparecida do Rio Negro-Novo Acordo).

Os demais fósseis coletados foram posicionados no perfil estratigráfico invariavelmente. Essa abordagem é pertinente para estudos de variações paleoambientais, já que correlaciona litologia, estrutura sedimentar e ocorrências fósseis. O Capítulo 3 irá trazer essa discussão com mais detalhes.

2.5 TAFOFÁCIES

Em conjunto com as descrições dos atributos tafonômicos, a descrição das fácies sedimentares é essencial para uma melhor compreensão do contexto paleoambiental. A definição de fácies sedimentares se refere a porções segregadas de origem diferente e que pertencem a qualquer tipo de depósito sedimentar geneticamente relacionado (Moore, 1949). Embora não seja o intuito discutir a verdadeira definição do termo (veja Feng [2019] para uma revisão dos termos de fácies sedimentares), a aplicação de análises faciológicas em conjunto com a abordagem tafonômica é crucial para melhor contextualização paleoambiental (e.g. Brett e Baird, 1986; Speyer e Brett, 1986, 1988; Fürsich e Oschmann, 1993; Zabini *et al.*, 2012; Horodyski *et al.*, 2014; Sedorko *et al.*, 2018; Bosetti *et al.*, 2021).

A nomenclatura dos termos faciológicos aplicada nesta tese compreende agrupar duas letras: uma maiúscula, para determinar o tamanho do grão ou composição do sedimento, e outra minúscula, que designa a estrutura sedimentar (Tabela 3). O código de letras proposto por Smith (1980) foi usado nesta tese para caracterizar as fácies apresentadas na seção Área de Estudo. De modo geral, a letra “G” representa conglomerados, a letra “S” representa arenitos e a letra “F” representa siltitos e argilitos. As letras minúsculas que aparecem em sequência representam as inúmeras estruturas sedimentares, onde “h” representa estratificação plano paralela, “r” representa marcas onduladas e “t” representa estratificação cruzada acanalada, dentre outras. Ainda, segundo o autor, é possível representar um arenito siltoso pelas letras “SF”. Portanto, um arenito com estratificação cruzada acanalada é representado pela fácies St.

Tabela 3. Código de fácies utilizado.

Tamanho do sedimento siliciclástico
G – conglomerado
SG – arenito conglomerático
S – arenito
SF – arenito siltoso
FS – siltito arenoso

F – siltito e argilito

Estruturas sedimentares

x – estratificação cruzada indiferenciada

p – estratificação cruzada planar

t – estratificação cruzada acanalada

hc – estratificação cruzada *hummocky*

h – estratificação horizontal

f – estratificação flaser

r – marcas onduladas indiferenciadas

l – laminação plano paralela

m – massivo sem estrutura

b – bioturbação

dc – dobra convoluta

Fonte: Harms, 1979; Smith, 1980.

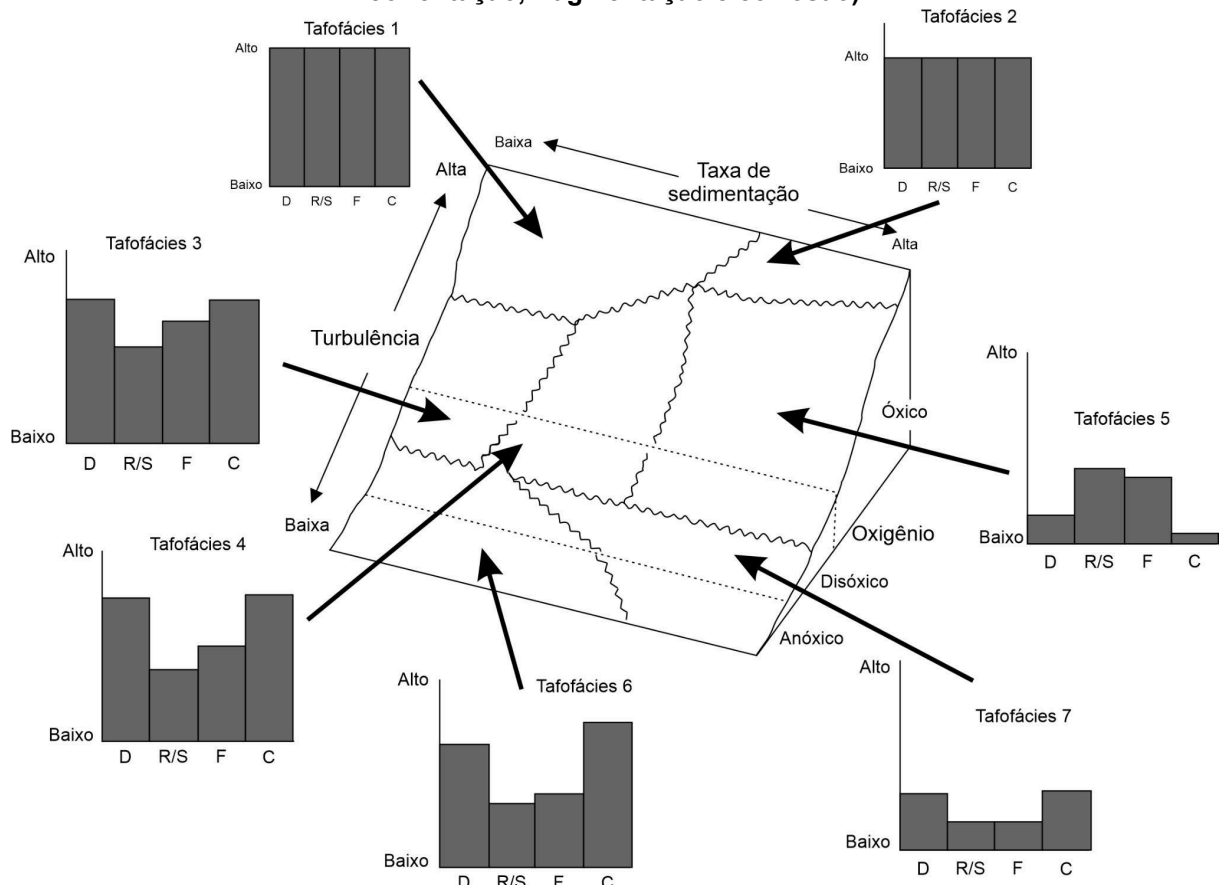
O conceito de tafofácies foi introduzido por Speyer e Brett (1986) em um estudo sobre a distribuição dos trilobitas devonianos do Grupo Hamilton, em Nova Iorque, em razão da distribuição deste grupo por quase todas as litofácies. Tafofácies representa uma fácies que é definida através dos traços tafonômicos diagnosticados nos bioclastos presentes. Neste estudo pioneiro, Speyer e Brett (1986) indicam que os atributos tafonômicos não estão distribuídos de forma aleatória na coluna estratigráfica, sendo possível inferir batimetria e taxa de sedimentação relativas.

Os diferentes tipos de esqueletos (univalve, bivalve, multielemento) sofrem de maneira diferente os processos bioestratinômicos. Esqueletos bivalves são os mais úteis neste tipo de avaliação, pois estão em diversos tipos de ambientes e são sujeitos a variados processos bioestratinômicos. Por outro lado, esqueletos multielemento são rapidamente desarticulados após a morte, sendo necessário um rápido soterramento para a preservação completa. Esqueletos completos de briozoários, ainda, podem indicar mudanças na taxa de sedimentação em ambientes com baixa energia do meio (Boucot, 1981; Speyer e Brett, 1988).

Um exemplo da aplicação da distribuição de assinaturas tafonômicas descrevendo tafofácies pode ser visto no trabalho de Speyer e Brett (1988). Os autores delinearam sete tafofácies gerais para os mares paleozoicos utilizando as propriedades tafonômicas de desarticulação, reorientação/segregação, fragmentação e corrosão/abrasão, as quais variam principalmente de acordo com a hidrodinâmica, taxa de sedimentação e oxigenação do ambiente (Figura 28).

A título de exemplificação, a tafofácies 1 (T1) é a mais destrutiva. As taxas de sedimentação são baixas e a energia do ambiente e oxigenação são altas. Os bioclastos representativos desta tafofácies são expostos a longos períodos no substrato, ficando sujeitos a fragmentação, reorientação, desarticulação e abrasão. Alterando apenas a taxa de sedimentação para níveis maiores, a tafofácies 2 (T2) apresenta características muito semelhantes a T1, porém de modo menos extremo. Os bioclastos permanecem menos tempo no substrato, mas ainda sim apresentam níveis de fragmentação, corrosão, reorientação e desarticulação altos devido ao ambiente energético de ambientes proximais. As características da tafofácies 3 (T3) refletem uma diminuição da turbulência em decorrência do declive da superfície. As taxas de desarticulação, corrosão e fragmentação ainda se mantêm altas em razão da baixa taxa de sedimentação indicando um longo tempo de exposição no substrato. A tafofácies 4 (T4) evidencia um aumento na taxa de sedimentação e diminuição do tempo de exposição no substrato, favorecendo a bioturbação e uma maior ocorrência de bioclastos articulados. Os bioclastos da tafofácies 5 (T5) são soterrados logo após a morte em razão do aumento do aporte sedimentar, o que diminui as assinaturas de desarticulação e corrosão. A tafofácies 6 (T6) e a tafofácies 7 (T7) são controladas principalmente pela anoxia, o que restringe a ocorrência dos organismos e influencia a quantidade de material esquelético disponível. De toda maneira, a T6 sugere que os bioclastos depositados em ambientes distais e anóxicos ainda são suscetíveis a desarticulação e corrosão, em razão da longa exposição no substrato. Por outro lado, a T7 indica que o rápido soterramento contribui para o baixo grau de eventos tafonômicos nos bioclastos. As bioturbações são restringidas pela anoxia e as turbulências distais não são eficazes.

Figura 28: Tafofácies descritas para mares epíricos do paleozoico médio. As sete tafofácies reconhecidas são resultado da interação entre as dinâmicas ambientais da bacia (taxa de sedimentação, oxigenação e turbulência) e as assinaturas tafonômicas (desarticulação, reorientação, fragmentação e corrosão).



Fonte: Adaptado de Speyer e Brett (1988).

Processos bioestratinômicos e em qual ambiente deposicional ocorreu a preservação de uma acumulação fóssil são, portanto, de grande interesse para a tafonomia (Behrensmeyer e Kidwell, 1985; Fürsich, 1995; Ghilardi, 2004; Bosetti, 2004; Horodyski, 2014). O reconhecimento dos níveis de base e dos tratos de sistemas em uma sequência sedimentar, aliado ao controle tafonômico, podem contribuir para um melhor entendimento das mudanças paleoambientais em razão de ambos dependerem dos processos hidrodinâmicos do meio (Brett, 1995; Holland, 1995).

3 CAPÍTULO 1

Este capítulo visa responder o primeiro objetivo específico, que busca **aplicar as metodologias da tafonomia comparada aos conulariídeos fósseis da Formação Pimenteira que ocorrem em lentes de arenitos em fácies de siltitos e argilitos bioturbados, no estado do Tocantins**, Devoniano da Bacia do Parnaíba. Este artigo foi escrito nas normas da revista *Brazilian Journal of Geology* (ISSN 2317-4692) e foi aceito dia 03 de julho de 2024.

Bioclastos de conulariídeos foram analisados a partir de suas assinaturas tafonômicas (preservação, concentração, orientação em relação ao plano de acamamento e preenchimento). Duas classes tafonômicas foram interpretadas com base nos dados obtidos. Os eventos deposicionais geradores dessa concentração e as condições ambientais antes do soterramento final também foram discutidas. A abordagem de classes tafonômicas foi preferível nesta etapa em razão dos conulariídeos já terem sido utilizados para este fim em outras bacias brasileiras. Isso demonstra a aplicabilidade do grupo neste tipo de abordagem.

Taphonomic analyses of *Conularia quichua* (Cnidaria, Conulariidae) from Pimenteira Formation (Middle Devonian), Parnaíba Basin, Tocantins State, Brazil

Felipe N. Sousa^{*1}; Ana L. Dangiό¹; Renato P. Ghilardi¹

¹ Laboratório de Paleontologia de Macroinvertebrados (LAPALMA), Departamento de Ciências Biológicas, Faculdade de Ciências, Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho", Bauru, Brazil.
E-mail: fn.sousa@unesp.br, ana.dangio@unesp.br, renato.ghilardi@unesp.br

Abstract: Conulariids are extinct scyphozoans, have benthic and sessile life modes, and inhabited shallow marine platforms. Taphonomic studies of these animals from the Parnaíba Basin are scarce, distinctly from the Paraná Basin. The present work seeks to analyze the taphonomic characteristics of *Conularia quichua* from the Pimenteira Formation, Parnaíba Basin, and infer deposition events that influenced this fossiliferous concentration. The material is housed at Laboratório de Paleontologia de Macroinvertebrados (LAPALMA) and consists of 43 specimens. The taphonomic signatures used in the analyses were orientation in relation to the bedding plane, concentration, degree of preservation, and theca filling. The cluster and correspondence analyses evidenced two taphonomic classes for single-unit, fragile skeletons of conulariids from Pimenteira Formation: the taphonomic class 1 comprehends obliquely, filled, and complete skeletons; the taphonomic class 2 comprehends concordantly, fragmented, flattened, grouped, and isolated skeletons. A high-stand system tract, after the maximum transgressive surface of the Pimenteira Formation, is interpreted to be the depositional environment of this concentration, where an episodic high-energy event was responsible for the fossiliferous lens. In addition, the lack of preserved calcium carbonate shells suggests acidic conditions, assuming that diagenetic control occurred in this accumulation.

Keywords: taphonomic signatures; cluster analysis; correspondence analysis; biostratinomy.

*Corresponding author

1. Introduction

The study of biostratigraphic aspects related to hard part morphologies can provide information about the energy environment and rates of sedimentation (Brett and Baird, 1986). Single-unit, fragile skeletons of conulariids are most susceptible to fragmentation during the deposition process and are, therefore, direct products of the environment that generates their concentration.

Conulariids are extinct, benthic, and sessile epifaunal scyphozoans with a pyramidal theca composed of apatite, usually with four faces, positioned with the opening region upward, attached to substrates from the apex using holdfasts (Van Iten et al., 2006; Leme et al., 2008a, b; Van Iten et al., 2013; Vinn and Kirsimäe, 2015; Vinn et al., 2019). The Conulata Moore and Harrington, 1956 are organisms present in the fossiliferous associations of the main Brazilian Devonian basins, with *Conularia quichua* Ulrich (in Steinmann and Döderlein, 1890) being the dominant species (Leme et al., 2015). Simões et al. (2000) identified specimens oriented perpendicularly in the strata from Ponta Grossa Formation, Paraná Basin, which indicates rapid sedimentation with the organisms still in a living position and an autochthonous pattern. Conulariids from Ponta Grossa Formation, Paraná Basin, were identified under three taphonomic classes based on four criteria (Rodrigues et al., 2003).

These organisms inhabited preferentially shallow marine platforms (see Barth et al., 2013 for freshwater occurrences) and had life habits in groups (clusters) or individually (Van Iten and Cox, 1992; Sabbatini and Hlebszevitsch, 2004; Rodrigues et al., 2006). *Conularia quichua* exhibits continuous transverse ribs at the corner sulcus, opposites at the midline, a gothic format articulation in the apical region, and a

circular angle in the apertural region, with interspaces crossed by ridges that do not align longitudinally and have nodes (Leme et al., 2004) (Figure 1).

In view of the above, this study aimed to carry out a taphonomic analysis of *Conularia quichua* from the Pimenteira Formation, Parnaíba Basin, and to compare it with other preservations of conulariids from Brazil.

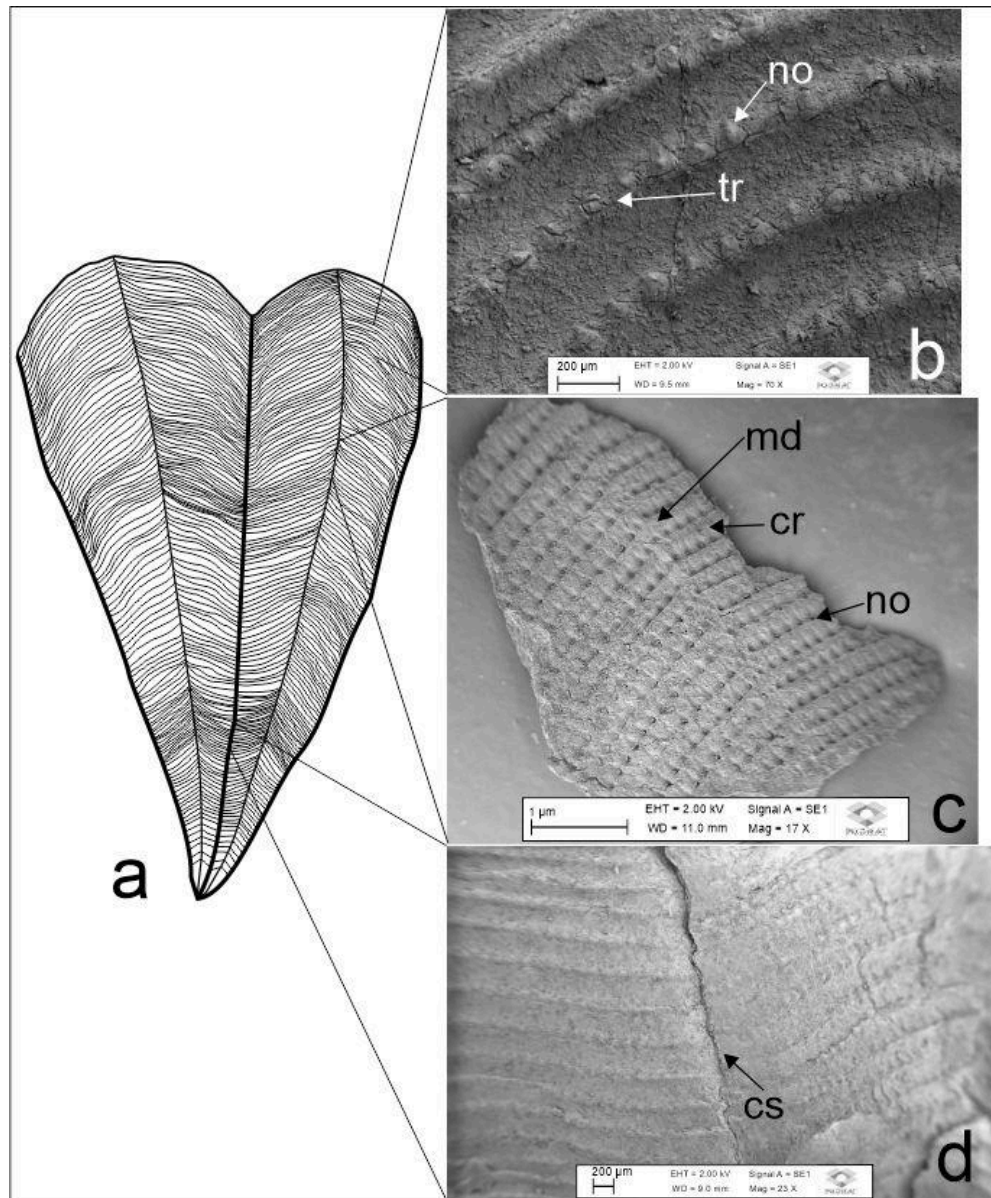


Figure 1. Main morphological features of Conulariida. (a) Schematic showing two faces of the theca. (b) Detail of the nodes (no) in the transverse ribs (tr) (CCLP 1155 70X). (c) Inner view of the theca showing details of the facial midline (md), nodes (no), and crests (cr) (CCLP 1158 17X). (d) Outer view of the theca with details of the corner sulcus (cs) (CCLP 1155 23X).

2. Materials and Methods

2.1. Study Area

The Parnaíba Basin occupies the northeastern region of South America in the Brazilian states of Tocantins, Maranhão, Pará, Ceará, Bahia, and Piauí, reaching approximately 600,000 km² in area (Góes and Feijó, 1994; Vaz et al., 2007). The development of the Parnaíba Basin occurred over the basement rocks of the Cambrian-Ordovician age (Jaibaras Group) (Vaz et al., 2007) and Middle or Upper Paleozoic age (Riachão Formation). The Devonian sequences outcrop in the eastern and western edges of the basin and include shales, siltstones, sandstones, diamictites, and tilites from the Canindé Group within the Itaim, Pimenteira, Cabeças, and Longá formations (Lima and Leite, 1978; Caputo et al., 2005; Vaz et al., 2007; Scheffler et al., 2011; Caputo and Santos, 2020).

The Pimenteira Formation is composed mainly of dark shale, siltstones, and sandstones, representing the first and most important Devonian transgressive system of the Parnaíba Basin (Melo, 1988; Grahn, 1992; Vaz et al., 2007). The strata were formed in storm-dominated marine platform environments (Góes and Feijó, 1994; Vaz et al., 2007) with Late Emsian to Early Frasnian in age for the western border of the Basin (Grahn et al., 2006).

The specimens described here come from an outcrop on the western edge of the Parnaíba Basin, Brazil. The collection site named TO-51 is located near Pedro Afonso municipality, Tocantins State, under the geographical coordinates 08°52'25.6"S 47°57'17.8"W (Figure 2).

The material is represented by 43 specimens of *Conularia quichua* that are deposited at Laboratório de Paleontologia de Macroinvertebrados (LAPALMA), located at Faculdade de Ciências of the Universidade Estadual Paulista "Júlio de

Mesquita Filho” (UNESP), Bauru campus. The specimens are listed in the LAPALMA scientific collection (CCLP) under the numbers 1138–1141, 1143, 1144, 1146–1149, 1155, and 1157–1165.

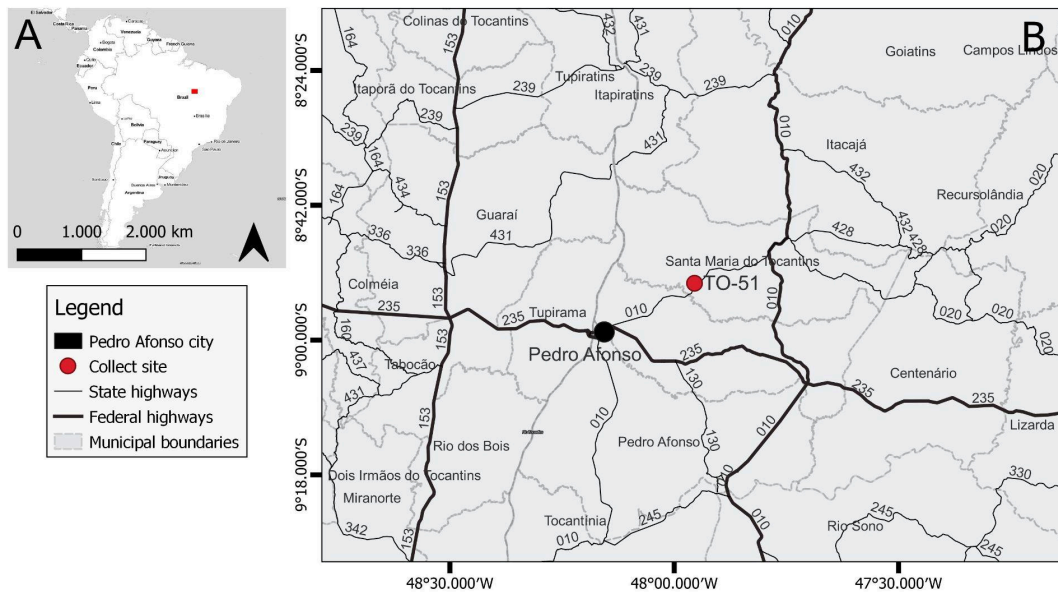


Figure 2. Geographical maps showing the collection site. (A) South American territory. The red spot indicates the collection location. (B) Detailed map with Federal and State highways around TO-51.

2.2. Methods

The fossils of *Conularia quichua* were collected in a 5-m-thick outcrop with several inverse grading cycles alternating between gray-white claystones and very fine sandstones, with purplish-yellow siltstones and light gray shales, with a bioturbation index of 4–5 (Miller and Smail, 1997) (Figure 3). All the conulariids studied herein were found on the top of the outcrop, in a 0.5 m lens of medium yellowish sandstone with tabular cross-bedding. Some Discinidae brachiopods occur in association with the conulariids. These layers are related to the high-stand system tract (HST) deposited after the maximum flooding surface between the Givetian-Frasnian of Pimenteira Formation (Loboziak et al., 2000; Grahn and Melo, 2005; Zambrano et al., 2017).

The samples were taken to the laboratory for mechanical preparation. The sediment matrix was removed using pneumatic and dental rotary tools to reveal maximum information and cause minimal damage to the specimen (Green, 2001). The photographs were taken using a Nikon D7000 camera and a Leica S8AP0 magnifying glass with a 0.65x lens coupled to the LAS V4 imaging software.

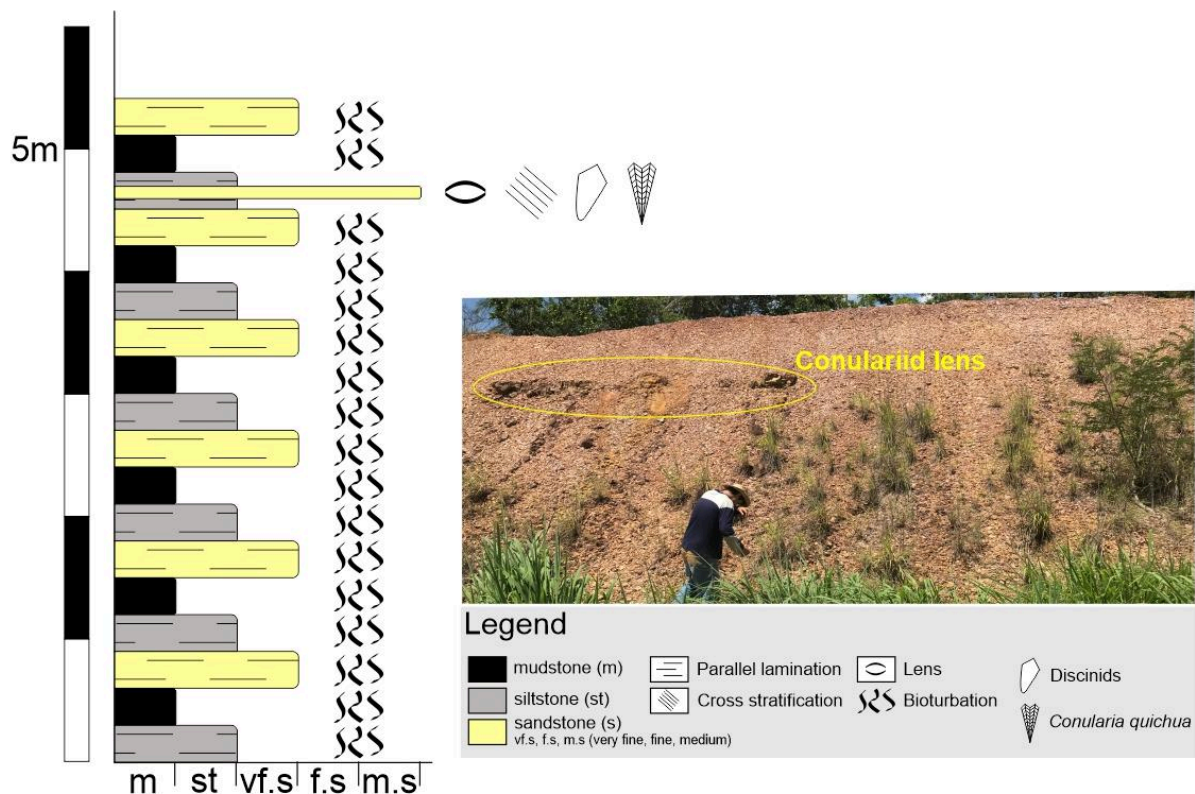


Figure 3. General view of the outcrop and stratigraphic profile.

The taphonomic signatures considered in this study were: orientation of the specimen in relation to the bedding plane, concentration, degree of preservation, and theca filling. Only one person observed these signatures to avoid taphonomic inconsistencies (Rothfus, 2004; Ritter et al., 2016).

The orientation was classified according to Kidwell et al. (1986): concordant, defined as parallel to subparallel alignment of long axes of hard parts in relation to

the bedding plane; perpendicular, defined for elements arranged at a right angle to the bedding; and oblique, when hard parts exhibit intermediate positions to the bedding plane. The concentration parameter was examined as isolated, if the analyzed skeleton had no other skeleton preservation in the same sample, or grouped, if the analyzed skeleton had a cluster-like or association preservation with another skeleton. The degree of preservation was determined as complete, if the skeleton has intact preservation, with the complete face but not necessarily all body regions, or fragmented, with signs of disintegration. Finally, the theca filling was classified as flattened, with shaped skeletons, or filled, when skeletons are full of sediments.

The multivariate statistical analyses were performed in the software Paleontological Statistics (PAST, version 4.13, Hammer et al., 2001) with the purpose of identifying relations and similarities among the taphonomic signatures. Classical cluster (R-mode) and correspondence analyses were performed in order to join up the taphonomic signatures to reflect proximity between them considering similar energetic conditions. A data matrix was produced based on the taphonomic signatures which were scored as absence (0) or presence (1) in each skeleton (supplementary data). The obtained data matrix was subjected to a classical cluster analysis using the unweighted pair group method with a simple arithmetic mean (UPGMA) algorithm and a correspondence analysis. The classical cluster analysis was performed using the Dice Similarity Index (Sørensen Coefficient) to put more weight on joint occurrences, under group constraints to only allow the joining of clusters within the given groups.

In the chosen algorithm, clusters are joined based on the average distance between all members of the two groups. In the R-mode cluster analysis, the

taphonomic signatures were grouped up based on the similarities of their appearance in the samples. Bootstrap test (N=10000) was applied to verify the consistency of the clustering, where the percentage of replicates shown in each node shows that it is still supported (Hammer and Harper, 2006).

The correspondence analysis finds the eigenvalues and eigenvectors of the data matrix containing the chi-squared distances between all rows. This type of ordination method is applicable for counted data across associations (Legendre and Legendre, 2012; Hammer and Harper, 2006).

3. Results

3.1. Taphonomic Signatures

The taphonomic signatures found in the conulariid skeletons were concordant or oblique orientations in relation to the bedding plane, isolated in the sample or grouped with another conulariid or discinid, fragmented or complete degree of preservation, and flattened or filled theca. In general, the skeletons were mainly preserved concordantly, grouped, fragmented, and flattened (Figure 4). Perpendicular modes of preservation were not observed in the 43 analyzed specimens. Taphonomic classes were defined based on the orientation in relation to the bedding plane.

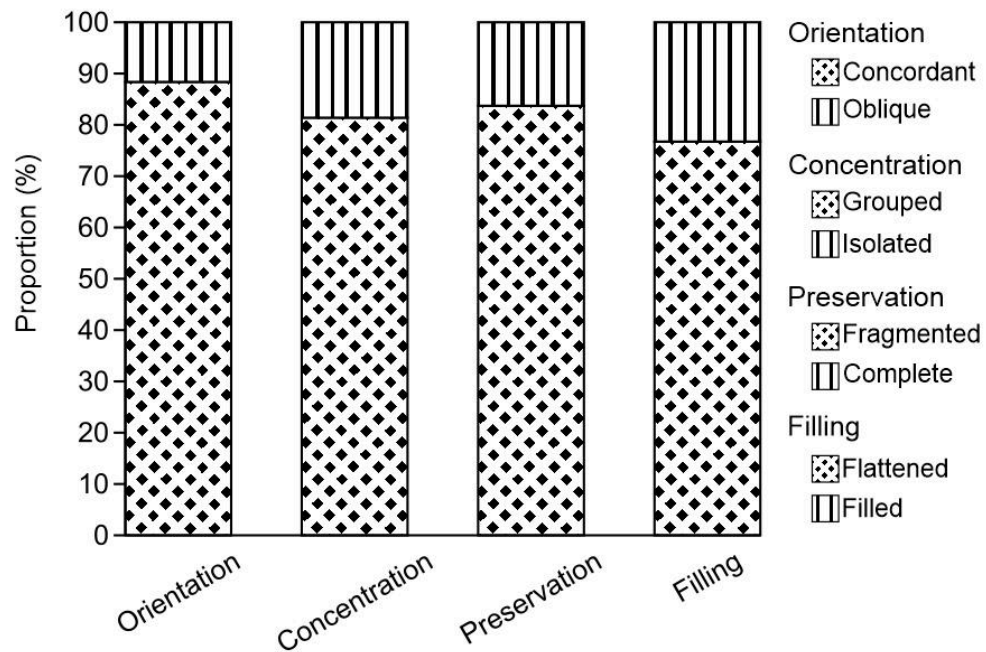


Figure 4. Taphonomic signatures identified for *Conularia quichua* in Pimenteira Formation, west margin of Parnaíba Basin.

3.2 Statistical Analysis

The multivariate statistical analysis returned a cophenetic correlation coefficient of 0.9203 and demonstrated two major groups of preservation (Figure 5A). The taphonomic class 1 is composed of complete, filled, and oblique skeletons (purple circle, Figure 5B). The taphonomic class 2 is composed of isolated, grouped, fragmented, concordant, and flattened preservations (red circle, Figure 5B).

Subclasses were inferred based on the correspondence analysis in view of the filling of the theca. The subclass 1-a is formed of filled and complete skeletons, and the subclass 2-a is formed of flattened, concordant, grouped, and fragmented skeletons (Figure 5B).

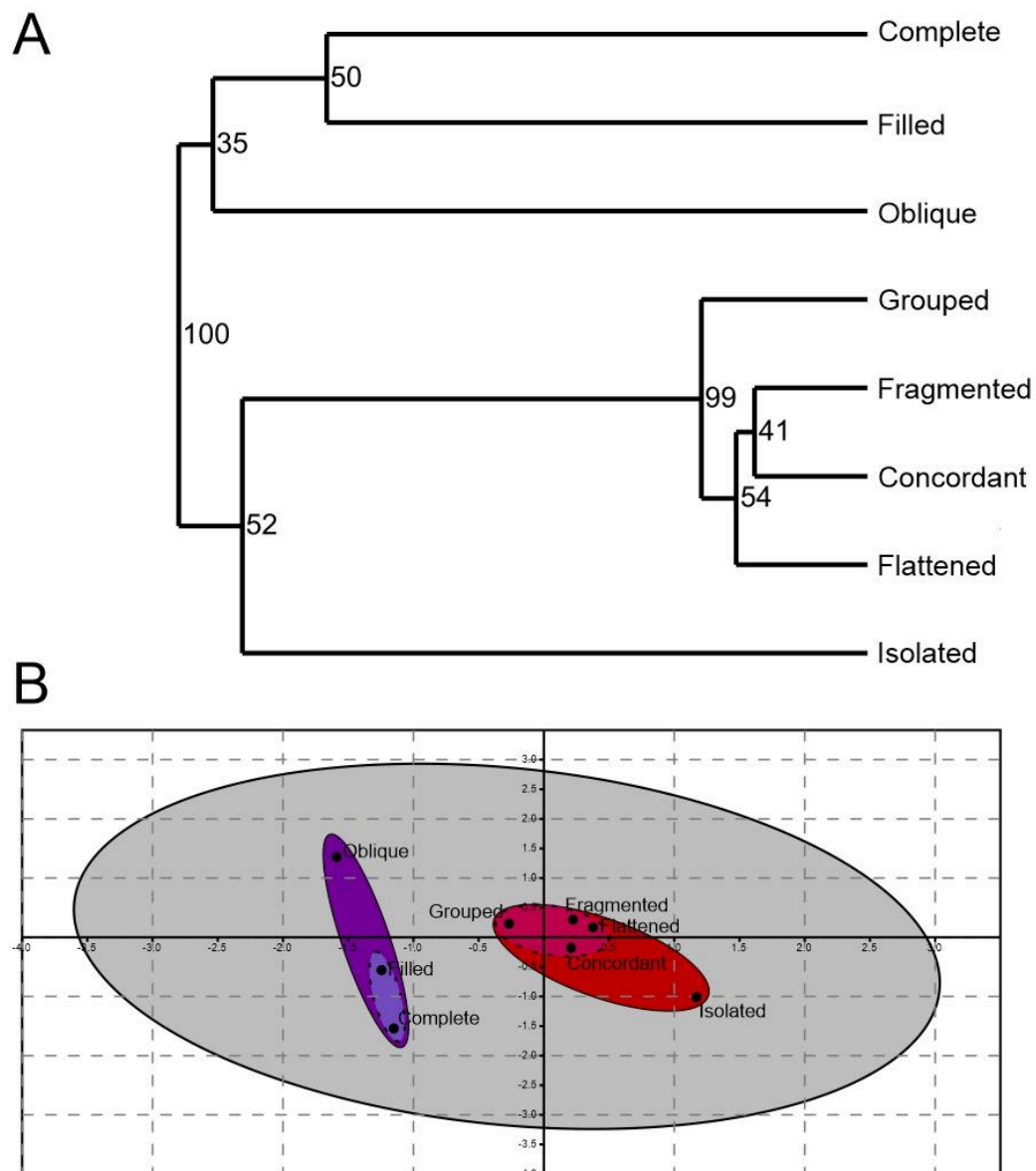


Figure 5. Multivariate statistical analysis of the association between taphonomic signatures in each single-unit, fragile skeletons. (A) Classical cluster (R-mode) analysis. The numbers represent the percentage of reliability at each node. (B) Correspondence analysis. The gray area shows the 95% confidence ellipse. The purple circle evidences taphonomic class 1. The red circle evidences taphonomic class 2. The subclasses are evidenced inside the circles.

4. Discussion

Taphonomic signatures is a methodological approach very much used in actualistic taphonomy (e.g. Staff and Powell, 1990; Kidwell et al., 2001; Erthal et al., 2016; Limeira Junior et al., 2023a) as it highlights the energetic fluxes acting in hardparts and how the energetic process affects the skeletons (Behrensmeyer and

Kidwell, 1985; Brett and Baird, 1986; Kowalewski and Labarbera, 2004). Bioerosion, corrosion, and dissolution signatures are useful in actualistic taphonomy (Lescinsky et al., 2002; Limeira Junior et al., 2023b). However, this information is not always preserved in the fossil record, and other signatures are usually required to understand the energetic process responsible for the formation of the fossiliferous association (Zabini et al., 2010; Horodyski et al., 2019; Reid et al., 2019). Fragmentation, orientation, disarticulation, and position in relation to bedding plane signatures, as well as sedimentary texture and structures are important to understand the energetic process responsible for fossil accumulations (Zabini et al., 2012; Ritter et al., 2013; Quaglio et al., 2014; Vinn et al., 2016; Martins et al., 2018).

The orientation of the hard part in relation to the bedding plane is associated with the energetic process responsible for the deposits (Kidwell et al., 1986). In our analyses, concordant skeletons (n=38, 88.3%) indicate that they were transported before burial, configuring a parautochthonous to allochthonous pattern associated with a high-energy event of deposition. Oblique skeletons (n=5, 11.6%) are not much representative but can indicate a lack or little transportation, associated with parautochthonous assemblage. Other obliquely oriented conulariids (inclined) from Ponta Grossa Formation were interpreted as in situ occurrences, probably buried in life positions but taphonomically altered by bioturbation (Simões et al., 2000; Rodrigues et al., 2003). This interpretation is rejected for the conulariids of Pimenteira Formation as they were preserved in a lens of medium sandstone representing tempestites.

The isolated or grouped modes of preservation can indicate the ecological habits of *Conularia quichua* and the degree of transportation. As cited above, conulariids are found in clusters (Van Iten and Cox, 1992; Sabbatini and

Hlebszevitsch, 2004; Rodrigues et al., 2006) with their apex zone in contact. Grouped skeletons (n=35, 81.4%) reported here do not necessarily have this contact. In this case, this taphonomic signature shows that the organisms were part of the same biocenosis (in conulariid-grouped and discinid-grouped cases) and were buried together, suggesting a low spatial resolution. Isolated skeletons (n=8, 18.6%) are representative of individual occurrences in hand samples. Both cases here indicate a parautochthonous to allochthonous assemblage.

The degree of preservation of the theca was analyzed in two ways: complete or fragmented. Fragmented skeletons (n=36, 83.7%) indicate a long-term exposure before burial and transportation. This taphonomic signature points out that this fossiliferous association is parautochthonous to allochthonous. Complete skeletons (n=7, 16.2%) were assumed to be with little or no sign of disintegration of the theca, but never with the four faces recognized for *Conularia quichua* specimens (see Leme et al., 2004). This is indicative of little transportation, indicating a parautochthonous pattern. These preservation conditions show that the conulariids were removed from their living environment and deposited in an out-of-life position, also suggesting time-averaging between these signatures.

Finally, filling of the theca is indicative of exposure time before burial and represents the resistivity of the theca to an energetic process. Flattened skeletons (n=33, 76.7%) represent long exposure and transportation before burial. Filled skeletons (n=10, 23.2%) indicate the plasticity of the phosphatic theca of conulariids (Simões et al., 2000; Rodrigues et al., 2003). In this case, this taphonomic signature is not recommended to infer transportation, unless it is associated with perpendicular preservation.

The conulariids preservation of Ponta Grossa Formation varies according to its orientation in relation to the bedding plane, whether isolated or grouped, the bioturbation degree, and the type of deformation of the theca (Simões et al., 2000; Rodrigues et al., 2003). Based on these variables, Rodrigues et al. (2003) established three taphonomic classes. They are represented by perpendicular conulariids (taphonomic class 1), oblique conulariids (taphonomic class 2), and concordant and isolated conulariids (taphonomic class 3). The last one has four other subclasses.

In relation to the conulariids from Pimenteira Formation, only two taphonomic classes were established based on the orientation in relation to the bedding plane. The taphonomic class 1 of this study is represented by oblique conulariids encompassing filled and complete skeletons. The subclass 1-a was defined in view of the filling of the theca, and is composed of filled and complete skeletons, as evidenced by cluster and correspondence analyses. This taphonomic class indicates a parautochthonous assemblage and can be associated with taphonomic class 2 of Rodrigues *et al.* (2003).

The taphonomic class 2 of this study is represented by concordant conulariids encompassing fragmented, flattened, grouped, and isolated skeletons. The cluster and correspondence analyses revealed a proximate association between grouped, concordant, fragmented, and flattened preservations establishing the taphonomic subclass 2-a. This subclass is the more representative since it encompasses most specimens analyzed (n=20, 46.5%). Still, if the grouped taphonomic signature is removed from this subclass, a greater number of individuals is achieved (n=26, 60.4%).

As noted, both concentration taphonomic signatures (grouped and isolated) were closer to each other in the cluster and correspondence analyses. However, the isolated preservation was demonstrated to be distant from the taphonomic subclasses 1-a and 2-a.

These fossiliferous layers represented here are related to the HST deposited after the maximum flooding surface of Pimenteira Formation (see locality BR-30 of Loboziak et al., 2000; see outcrop 30 of Grahn and Melo, 2005). This fossiliferous concentration was generated under high energetic conditions related to tempestites indicating that episodic events were responsible for this concentration.

Such burial trends and lithology characteristics allow to interpret the depositional environment as upper offshore storm-influenced. Most of the organisms are preserved concordantly to the bedding plane, demonstrating that they were removed from their original life position and deposited in another place, probably not far from their initial locus due to the good preservation of theca ornamentation in some specimens (Figure 6). The conulariids of Pimenteira Formation were transported before final burial and are preserved *ex situ* when compared with *in situ* occurrences from Ponta Grossa Formation (see taphonomic class 1 of Rodrigues et al. (2003)).

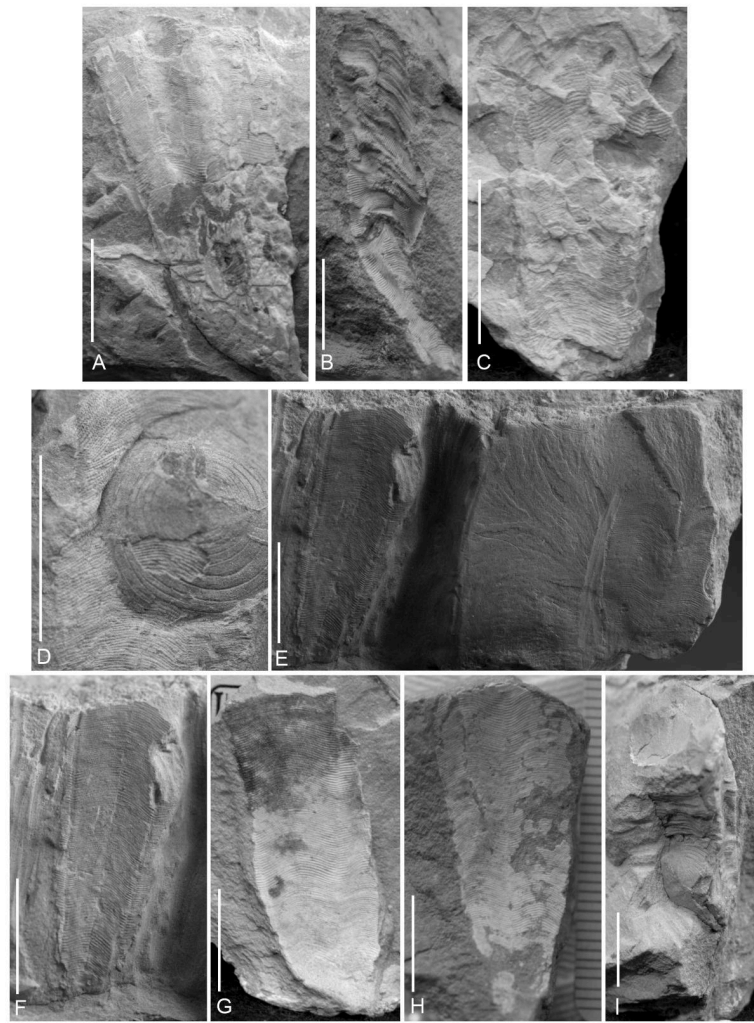


Figure 6. Taphonomic signatures of the conulariids from Pimenteira Formation. (A) Concordant (CCLP 1140). (B) Oblique (CCLP 1142). (C) Fragmented (CCLP 1148). (D) Grouped (CCLP 1142). (E) Grouped (CCLP 1143). (F) Complete (CCLP 1143). (G) Flattened (CCLP 1141). (H) Isolated (CCLP 1147). (I) Filled (CCLP 1162). Scale bars: 1cm.

The degree of concentration of the fossils is not enough to characterize them as cluster occurrences (e.g., Van Iten and Cox, 1992; Sabattini and Hlebszevitsch, 2004; Rodrigues et al., 2006) in view of the absence of a linked apex. Discinid brachiopods attached to conulariids have already been registered in Ponta Grossa Formation (Rodrigues et al., 2006, p. 278), in Quebec (Mississippian, *Paraconularia sorrocula* Beede, 1911, Babcock and Feldmann, 1986b, p. 435), and in New York (Upper Devonian, *Conularia congregata* Hall, 1876, Babcock and Feldmann, 1986a, p. 362), to name a few. The discinids attached to *Conularia quichua* presented here

are identified as *Orbiculoidea* d'Orbigny, 1847, *Rugadiscina* Mergl, 2006, and *Gigadiscina* Mergl & Massa, 2005, which are folded without fragmentation.

Furthermore, there is no preservation coefficient for fossils with calcium carbonate shells, denoting possible diagenetic control in this accumulation (Speyer and Brett, 1988). The preservation of chitin phosphatic organisms in sporadic concentrations in HST environments likely reflects more acidic conditions.

5. Conclusion

The taphonomic preservation of single-unit, fragile skeletons of conulariids from Pimenteira Formation, the western border of Parnaíba Basin, Tocantins, Brazil, is interpreted according to two taphonomic classes. Hard parts preserved obliquely, filled, and complete are representatives of taphonomic class 1. Hard parts preserved concordantly, fragmented, flattened, grouped, and isolated are representatives of taphonomic class 2.

The taphonomic signatures of conulariids from Pimenteira Formation suggest a parautochthonous to allochthonous fossil concentration that can be related to Rodrigues et al. (2003) taphonomic classes 2 and 3 established for Ponta Grossa Formation. This type of deposition is related to an HST after the maximum transgressive surface of Pimenteira Formation, caused by high-energy events associated with storms.

Thus, the Brazilian Devonian fossil faunas studied from the western edge of the Parnaíba Basin are an example of diagenetically controlled fossil accumulation where ecosystem diversity should be underestimated since this bias affects palaeoecological studies.

6. Acknowledgments

The authors thank FAPESP Process number 2016/18275-4 and Process number 2020/12409-4. F.N. Sousa thanks Capes Process number 88887.485579/2020-00. A.L. Dangiό thanks Capes Process number 88887.892876/2023-00. The authors acknowledge M.N. Ritter and an anonymous revisor for suggestions and comments to improve this paper. F.N. Sousa concedes gratitude for the suggestions of D. Sedorko and S.C. Rodrigues to ameliorate this paper.

7. References

- Babcock, L.E., Feldmann, R.M. 1986a. Devonian and Mississippian conulariids of North America, Part A, General description and Conularia. *Annals of Carnegie Museum*, 55:349–410.
- Babcock, L.E., Feldmann, R.M. 1986b. Devonian and Mississippian conulariids of North America, Part B. *Paraconularia*, *Reticulaconularia*, new genus, and organisms rejected from Conulariida. *Annals of Carnegie Museum*, 55:411–479.
- Barth, G., Kozur, H.W., Franz, M., Weems, R. 2013. *Paraconularia bachmanni* n. sp. from the germanic upper Triassic, the first fresh-water occurrence of a conulariid. In: Tanner, L.H., Spielmann, J.A., Lucas, S.G. (eds), *The Triassic System*. New Mexico Museum of Natural History and Science, Bulletin 61, 42–47.
- Behrensmeyer, A.K., Kidwell, S.M. 1985. Taphonomy's contributions to paleobiology. *Paleobiology*, 11(1), 105–119.
- Brett, C.E., Baird, G.C. 1986. Comparative taphonomy: a key to paleoenvironmental interpretation based on fossil preservation. *Palaos*, 1(3), 207–227.
- Caputo, M.V., Iannuzzi, R., Fonseca, V.M.M. 2005. Bacias sedimentares brasileiras: Bacia do Parnaíba. *Fundação Paleontológica Phoenix*, 81, 1–6.
- Caputo, M V., Santos, R.O.B. 2020. Stratigraphy and ages of four Early Silurian through Late Devonian, Early and Middle Mississippian glaciation events in the Parnaíba Basin and adjacent areas, NE Brazil. *Earth-Science Reviews*, 207, 1–27. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.103002>
- Erthal, F., Ritter, M.N., Kotzian, C.B. 2016. Assinaturas tafonômicas em moluscos recentes e seu significado paleoambiental. *Terræ Didática*, 13(1), 5–30. <https://doi.org/10.20396/td.v13i1.8648624>
- Góes, A.M.O., Feijó, F.J. 1994. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 8(1), 57–67.

- Grahn, Y. 1992. Revision of silurian and devonian strata of Brazil. *Palynology*, 16(1), 35–61. <http://dx.doi.org/10.1080/01916122.1992.9989406>
- Grahn, Y., Melo, J.H.G. 2005. Middle and Late Devonian Chitinozoa and biostratigraphy of the Parnaíba and Jatobá basins, northeastern Brazil. *Palaeontographica Abteilung B*, 272, 1–50. 10.1127/palb/272/2005/1
- Grahn, Y., Melo, J.H.G., Loboziak, S. 2006. Integrated Middle and Late Devonian miospore and chitinozoan biozonation of the Parnaíba Basin, Brazil: an update. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 9(3), 283–294.
- Green, O.R. 2001. *A Manual of Practical Laboratory and Field Techniques in Palaeobiology*. University of Oxford, United Kingdom. Kluwer Academic Publishers, 538pp. 10.1007/978-94-017-0581-3
- Hammer, Ø., Harper, D.A.T., Ryan, P.D. 2001. Past: paleontological statistics software package for education and data analysis. *Palaeontologia Electronica*. 4(1), 9pp.
- Hammer, Ø., Harper, D.A. 2006. *Paleontological data analysis*. Blackwell Publishing, 351pp. 10.1002/9780470750711
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2018.10.001>
- Kidwell, S.M., Fürsich, F.T., Aigner, T. 1986. Conceptual framework for the analysis and classification of fossil concentrations. *Palaïos*, 1(3), 228–238.
- Kidwell, S.M., Rothfus, T.A., Best, M.M. 2001. Sensitivity of taphonomic signatures to sample size, sieve size, damage scoring system, and target taxa. *Palaïos*, 16(1), 26–52. 0883-1351/01/0016-0026/\$3.00
- Kowalewski, M., Labarbera, M. 2004. Actualistic taphonomy: death, decay, and disintegration in contemporary settings. *Palaïos*, 19(5), 423–427.
- Legendre, P., Legendre, L. 2012. *Numerical ecology*. Elsevier.
- Leme, J.M., Rodrigues, S.C., Simões, M.G., Van Iten, H. 2004. Sistemática dos conulários (Cnidaria) da Formação Ponta Grossa (Devoniano), do Estado do Paraná, Bacia do Paraná, Brasil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 7(2), 213–222.
- Leme, J.M., Simões, M.G., Rodrigues, S.C., Van Iten, H., Marques, A.C. 2008a. Major developments in conulariid research: problems of interpretation and future perspectives. *Ameghiniana*, 45, 407–420.
- Leme, J.M., Simões, M.G., Rodrigues, S.C., Van Iten, H., Marques, A.C. 2008b. Cladistic analysis of the suborder Conulariina Miller and Gurley, 1896 (Cnidaria, Scyphozoa; Vendian–Triassic). *Palaeontology*, 51, 649–662. <https://doi.org/10.1111/j.1475-4983.2008.00775.x>
- Leme, J.M., Ghilardi, R.P., Bissaro Jr., M.C. 2015. Conulários do Devoniano do Brasil: importância paleobiogeográfica. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Ciências Naturais*, 10(1), 83–90. <https://doi.org/10.46357/bcnaturais.v10i1.495>

- Lescinsky, H.L., Edinger, E., Risk, M.J. 2002. Mollusc shell encrustation and bioerosion rates in a modern epeiric sea: taphonomy experiments in the Java Sea, Indonesia. *Palaaios*, 17(2), 171–191.
- Lima, E.A.M., Leite, J.F. 1978. *Projeto estudo global dos recursos minerais da Bacia Sedimentar do Parnaíba: Integração geológico-metalogenética*. Ministério das Minas e Energia, Departamento Nacional da Produção Mineral, CPRM.
- Limeira Junior, S.C.M., Rodrigues, S.C., Ghilardi, R.P. 2023a. Actualistic approach to the chemical preservation potential and its influence on the Caenogastropoda biodiversity. *Historical Biology*, 1–11. <https://doi.org/10.1080/08912963.2023.2231971>
- Limeira Junior, S.C.M., Rodrigues, S.C., Ghilardi, R.P. 2023b. Characterization of the cross-lamellar structure of *Olivancillaria urceus* (Gastropoda: Olividae) and its dissolution pattern. *Micron*, 166, 103416. <https://doi.org/10.1016/j.micron.2023.103416>
- Loboziak, S., Caputo, M.V., Melo, J.H.G. 2000. Middle Devonian-Tournaisian miospore biostratigraphy in the southwestern outcrop belt of the Parnaíba Basin, north-central Brazil. *Revue de Micropaléontologie*, 43(4), 301–318.
- Martins, G.P.O., Rodrigues-Francisco, V.M.C., Rodrigues, M.A.C., Araújo-Júnior, H.I. 2018. Are early plants significant as paleogeographic indicators of past coastlines? Insights from the taphonomy and sedimentology of a Devonian taphoflora of Paraná Basin, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 505, 234–242. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2018.05.047>
- Melo, J.H.G. 1988. The Malvinokaffric realm in the Devonian of Brazil. In: McMillan, N.J., Embry, A.F., Glass, D.J. (eds), *Devonian of the world: Proceedings of the 2nd International Symposium on the Devonian System*, Canadian Society of Geologists, Calgary, 14, 669–703.
- Miller, M.F., Smail, S.E. 1997. A semiquantitative field method for evaluating bioturbation on bedding planes. *Palaaios*, 12(4), 391–396. 0883-1351/97/0012-0391/\$3.00
- Quaglio, F., Warren, L.V., Anelli, L.E., Santos, P.R., Rocha-Campos, A.C., Gaździcki, A., Strikis, P.C., Ghilardi, R.P., Tiozzi, A.B., Simões, M.G. 2014. Shell beds from the Low Head Member (Polonez Cove Formation, early Oligocene) at King George Island, west Antarctica: new insights on facies analysis, taphonomy and environmental significance. *Antarctic Science*, 26(4), 400–412. 10.1017/S0954102013000783
- Reid, M., Taylor, W.L., Brett, C.E., Hunter, A.W., Bordy, E.M. 2019. Taphonomy and paleoecology of an ophiuroid-stylophoran obrution deposit from the Lower Devonian Bokkeveld Group, South Africa. *Palaaios*, 34(4), 212–228.
- Ritter, M.N., Francischini, H., Kuhn, L.A., Luz, N.C., Michels, F.H., Morais, A.L.M., Paim, P.A.V., Xavier, P.L.A. 2016. El sesgo del operador en la replicabilidad de los estudios tafonómicos comparativos. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 19(3), 449–464.
- Ritter, M.N., Erthal, F., Coimbra, J.C. 2013. Taphonomic signatures in molluscan fossil assemblages from the Holocene lagoon system in the northern part of the coastal plain, Rio Grande do Sul State, Brazil. *Quaternary International*, 305, 5–14. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2013.03.013>
- Rodrigues, S.C., Simões, M.G., Leme, J.M. 2003. Tafonomia comparada dos Conulatae (Cnidaria), Formação Ponta Grossa (Devoniano), Bacia do Paraná, Estado do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, 33(4), 381–390.

- Rodrigues, S.C., Leme, J.M., Simões, M.G. 2006. Significado paleobiológico de agrupamentos (coloniais/gregários) de *Conularia quichua* Ulrich, 1890 (Cnidaria), Formação Ponta Grossa, Devoniano (Pragian-Emsiano), Bacia do Paraná, Brasil. *Ameghiniana*, 43(2), 273–284. AMGHB2-0002-7014/06\$00.00+.50
- Rothfus, T.A. 2004. How many taphonomists spoil the data? Multiple operators in taphofacies studies. *Palaos*, 19(5), 514–519. 0883-1351/04/0019-0514/\$3.00
- Sabattini, N., Hlebszevitch, J.C. 2004. Agrupamientos radiales de conuláridos del Pérmico inferior de la Provincia del Chubut, Argentina. *Ameghiniana*, 41(3), 399–404.
- Scheffler, S.M., Dias-da-Silva, S., Gama Jr., J.M., Fonseca, V.M.M., Fernandes, A.C.S. 2011. Middle Devonian Crinoids from the Parnaíba Basin (Pimenteiras Formation, Tocantins State, Brazil). *Journal of Paleontology*, 85(6), 1188–1198. 0022-3360/11/0085-1188\$03.00
- Simões, M.G., Mello, L.H.C., Rodrigues, S.C., Leme, J.M., Marques, A.C. 2000. Conulariid taphonomy as a tool in paleoenvironmental analysis. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(4), 757–762.
- Speyer, S.E., Brett, C.E. 1988. Taphofacies models for epeiric sea environments: Middle Paleozoic examples. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 63(1-3), 225–262.
- Staff, G.M., Powell, E.N. 1990. Local variability of taphonomic attributes in a parautochthonous assemblage: can taphonomic signature distinguish a heterogeneous environment?. *Journal of Paleontology*, 64(4), 648–658. 0022-3360/90/0064-0648\$03.00
- Steinmann, G., Döderlein, L. 1890. *Elemente der Paläontologie*. Wilhelm Engelmann, Leipzig, 848pp.
- Van Iten, H., Cox, R.S. 1992. Evidence of clonal budding in a radial cluster of *Paraconularia crustula* (White) (Pennsylvanian: ?Cnidaria). *Lethaia*, 25(4), 421–426.
- Van Iten, H., Leme, J.M., Simões, M.G., Marques, A.C., Collins, A.G. 2006. Reassessment of the phylogenetic position of conulariids (?Ediacaran-Triassic) within the subphylum Medusozoa (phylum Cnidaria). *Journal of Systematic Palaeontology*, 4(2), 109–118. <https://doi.org/10.1017/S1477201905001793>
- Van Iten, H., Tollerton Jr., V.P., Ver Straeten, C.A., Leme, J.M., Simões, M.G., Rodrigues, S.C. 2013. Life mode of *in situ* *Conularia* in a Middle Devonian epibole. *Palaeontology*, 56(1), 29–48.
- Vaz, P.T., Rezende, N.G.A.M., Wanderley Filho, J.R., Travassos, W.A.S. 2007. Bacia do Parnaíba. *B. Geoci. Petrobras*, 15(2), 253–263.
- Vinn, O., Kirsimäe, K. 2015. Alleged cnidarian Sphenothallus in the Late Ordovician of Baltica, its mineral composition and microstructure. *Acta Palaeontologica Polonica*, 60(4), 1001–1008.
- Vinn, O., Zabini, C., Sene-Silva, G., Kirsimäe, K., Susan-Marcos, L. 2016. Possible polychaete tubeworms from the Late Emsian (Early Devonian) of the Paraná Basin, Brazil. *Acta Palaeontologica Polonica*, 61(3), 627–632.
- Vinn, O., Ernst, A., Wilson, M.A., Toom, U. 2019. Symbiosis of conulariids with trepostome bryozoans in the Upper Ordovician of Estonia (Baltica). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 518, 89–96. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2019.01.018>

- Zabini, C., Bosetti, E.P., Holz, M. 2010. Taphonomy and taphofacies analysis of lingulid brachiopods from Devonian sequences of the Paraná Basin, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 292(1-2), 44–56. 10.1016/j.palaeo.2010.03.025
- Zabini, C., Holz, M., Bosetti, E.P., Matsumura, W.M.K., Horodyski, R.S. 2012. Sequence stratigraphy and taphonomic signatures of marine invertebrates: a Devonian (Pragian/Eifelian) example of the Paraná Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 33(1), 8–20. 10.1016/j.jsames.2011.08.001
- Zambrano, E.R.N., Oliveira, O.M.C., Ribeiro, H.J.P.S. 2017. Caracterização geoquímica com indícios paleoambientais de folhelhos da Formação Pimenteiras, estado do Tocantins, Bacia do Parnaíba, Brasil. *Geologia USP. Série Científica*, 17(3), 67–78. 10.11606/issn.2316-9095.v17-395

4 CAPÍTULO 2

Este capítulo se insere no segundo objetivo específico, que se resume na **análise das associações fossilíferas (tempestitos) de braquiópodes e outros macroinvertebrados fósseis a partir da aplicação dos conceitos de tafofácies**, buscando interpretar os paleoambientes da Formação Pimenteira através das assinaturas tafonômicas dos bioclastos de esqueletos univalves, bivalves e multielementos. O artigo ainda está em fase de redação.

Três tafofácies foram identificadas e caracterizadas a partir das assinaturas tafonômicas dos bioclastos e de análises estatísticas multivariadas. Diferenças na taxa de sedimentação e nos níveis de oxigênio e de turbulência foram reconhecidas a partir dos atributos tafonômicos de desarticulação, fragmentação, proporção de valvas ventrais/dorsais e esquerda/direita, orientação no plano de acamamento e segregação de tamanho e de convexidade. Este artigo discute tafonomicamente os tempestitos da Formação Pimenteira.

A abordagem escolhida para ser aplicada neste capítulo se insere no contexto metodológico de tafofácies em conjunto com fácies sedimentares, atribuindo mais informações a respeito da gênese das associações fossilíferas. As áreas escolhidas são em razão da grande quantidade de fósseis e da possibilidade de elaborar quadrículas de coletas tafonômicas.

Taphofacies analysis of Middle Devonian fossil assemblages of the Pimenteira Formation, Parnaíba Basin (Tocantins, Brazil)

Abstract

Devonian storm-generated beds of the Parnaíba Basin, Brazil, were analyzed using taphonomic data to understand the preservation of macroinvertebrate shells and the relationship between biostratigraphic features and environmental inferences. Taphonomic signatures on skeletal types can distinguish environmental settings related to turbulence, sedimentation rate, and sediment oxygenation, making them useful in taphofacies analyses. Storm deposits are common on the Devonian of the Parnaíba Basin, particularly on the Pimenteira Formation, but few taphonomic studies were performed. This study aims to characterize fossiliferous accumulations from the Pimenteira Formation and infer the environmental conditions responsible for these accumulations. The studied sections represent the Pimenteira Formation deposits of Eifelian – Givetian in age. Two taphonomic grids were performed during field work and 12,974cm³ of rock were collected in blocks for laboratory analyses. The analyzed taphonomic signatures were articulation, fragmentation, valve ratios, orientation in relation to bedding plane, and orientation of concavity. Taphofacies T-1 encompasses complete and disarticulated shells, with preference to ventral valves and concave-up positions. Taphofacies T-2 comprehends fragmented and disarticulated shells, with concave-down positions, without preference to ventral/dorsal valves. Taphofacies T-3 embrace fragmented and disarticulated shells, with preference to ventral valves and equal ratio of shell concavity. Crinoid occurrence solely at T-2 and trilobite occurrence solely at T-3 indicates taxonomic differences between the taphofacies. Indexes of sedimentation rate, turbulence, and sediment oxygenation were highlighted by taphonomic signature of bioclasts. The results suggests that T-1 were deposited on an offshore environment with low sedimentation rate, low turbulence, and dysoxic conditions, T-2 were deposited on foreshore to shoreface environment, high sedimentation rate, high turbulence, and oxic conditions, on proximal environments, while T-3 were deposited on shoreface to offshore environments, with middle conditions of turbulence and sedimentation, on proximal environments, under fair-weather storm base. The depositional paleoenvironment of the interval studied herein shows sea-level rise, showing an opposite paleoenvironment behavior of the eastern margin, which tends to be regressive.

1. Introduction

The study of storm-generated beds through taphonomic approach has provided useful considerations on the depositional events that acted on the preservation of macroinvertebrate shells (e.g. Drummond and Sheets, 2001; Zhao *et al.*, 2009). The taphonomic signatures of skeletons in this depositional system have received attention aiming to better describe the relation between biostratinomic features (*i.e.* fragmentation, disarticulation, sorting) and paleoenvironmental inferences (Speyer and Brett, 1988; Hendy *et al.*, 2006; Li *et al.*, 2007; Dattilo *et al.*, 2012; Horodyski *et al.*, 2019). Biostratinomic features have shown to be non-randomly distributed in the stratigraphic record, as offshore environments display different turbulence conditions when compared to shoreface proximate environments (Speyer and Brett, 1986, 1988).

The identification of taphonomic signatures on skeletal types can distinguish environmental properties related to turbulence, sedimentation rate, and sediment oxygenation, thus being beneficial in taphofacies studies (Speyer and Brett, 1986, 1988; Staff and Powel, 1990; Parsons-Hubbard, 2005). If made with facies analysis, this approach can calibrate the position of the fossil concentration in relation to the wave base levels, as fragmentation and disarticulation signs are more expected above normal wave base (shallow waters) due to high disturbance, for example (Myrow, 1992; Pérez-López and Pérez-Valera, 2012; Boessenecker *et al.*, 2014; Chinelatto *et al.*, 2020; Jelby *et al.*, 2020).

Storm deposits are representative elements of episodic sedimentation and are very common on the Devonian of the Parnaíba Basin, especially on the Pimenteira Formation (Seilacher, 1982; Fonseca and Melo, 1987; Della Fávera, 2001; Gama Júnior, 2008; Scheffler *et al.*, 2011; Ribeiro *et al.*, 2021). Tempestites from the

eastern margin of the Parnaíba Basin have already been discussed (Ponciano *et al.*, 2012; Neto *et al.*, 2023). However, few taphonomic studies have highlighted the macroinvertebrate fossiliferous accumulations from the western margin of the Parnaíba Basin. In view of this, the objectives of this study were (i) to taphonomically characterize the fossiliferous accumulations from the Pimenteiras Formation, Parnaíba Basin, Brazil, and (ii) to infer the environmental conditions responsible for these accumulations.

1.1 Geological context

The Parnaíba Basin is located in the northeastern portion of the South American Platform and is filled by five depositional supersequences from the Silurian to the Cretaceous, in addition to the igneous rocks related to the rupture of Pangea (Figure 1) (Cordani *et al.*, 1984; Góes and Feijó, 1994; Vaz *et al.*, 2007). The Devonian lithostratigraphic units comprise the upper portion of the Jaicós Formation (Serra Grande Group) additionally to the Itaim, Pimenteiras, Cabeças, and the lower portion of the Longá formations (Canindé Group) (Vaz *et al.*, 2007). The depositional paleoenvironments were fluvial, marine, fluvio-deltaic, glacial and marine, controlled mainly by eustatic variations and without any kind of orogenic influence (Caputo, 1984; Vaz *et al.*, 2007; Ponciano and Della Fávera, 2009; Barrera *et al.*, 2020).

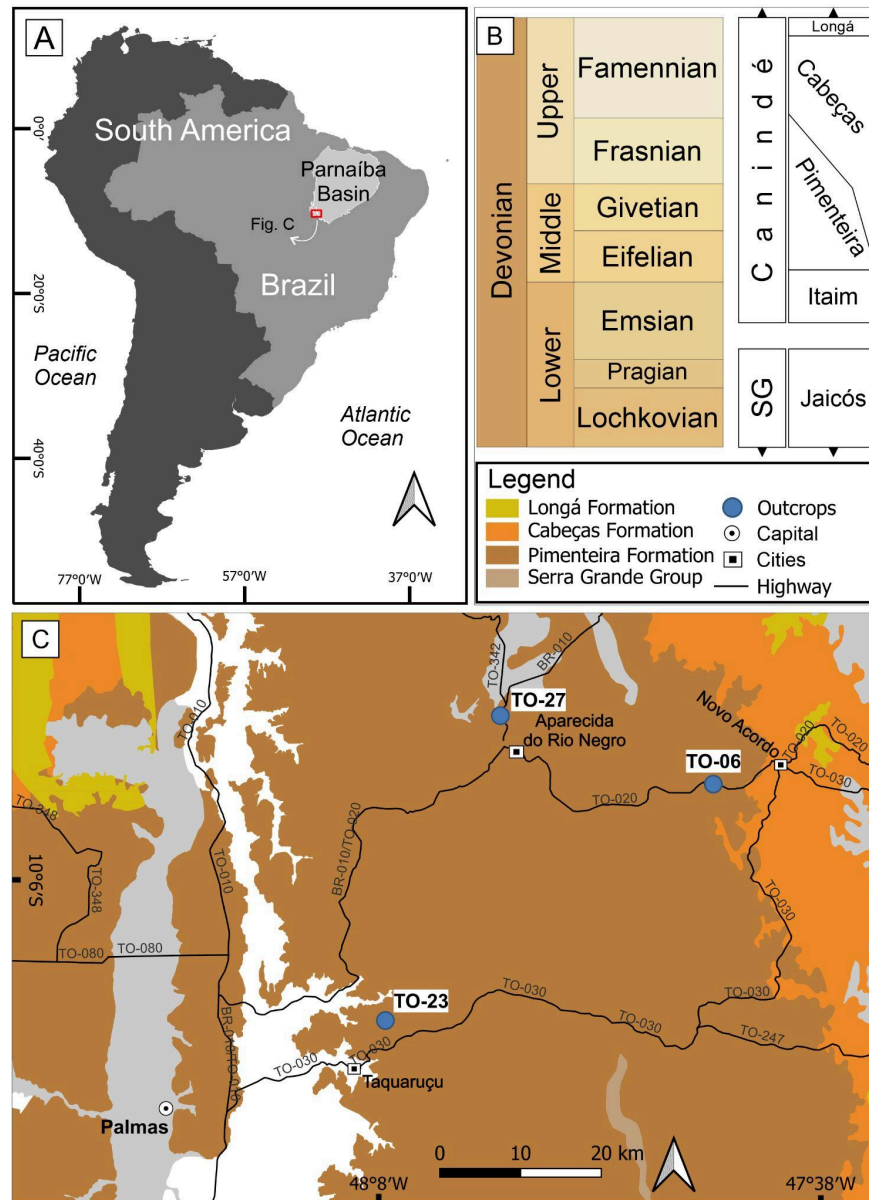


Figure 1. A: Geographic context of Parnaíba Basin in the South America continent. B: General lithostratigraphy and ages of Devonian strata. C: Outcrops studied in this work. The gray area represents non-Devonian units of Parnaíba Basin, and the white area represents territory outside of the Parnaíba Basin. SG: Serra Grande Group. Adapted from Vaz *et al.* (2007).

The miospore and chitinozoan biostratigraphy suggests a Lower Eifelian to Lower Famennian age for the Pimenteira Formation, with Famennian age only on western and central portions of the basin (Figure 1B). On the eastern portion of the basin the deposits range to Middle Givetian due to the complete development of the Cabeças Formation (Loboziak *et al.*, 2000; Grahn *et al.*, 2008; Breuer and Grahn, 2011).

The lithology of the Pimenteira Formation is described as intercalations of sandstones and siltstones from marine shelf environment, strongly influenced by storm (tempestites), with radioactive shales correlated to the maximum Devonian transgression (Góes and Feijó, 1994; Della Fávera, 1982; Grahn and Melo, 2005; Vaz *et al.*, 2007; Trindade *et al.*, 2015). The fossils in the Pimenteira Formation can be found in the base of tempestites as fossil accumulations or within concretions (Fonseca and Melo, 1987; Melo, 1988; Ponciano *et al.*, 2012).

2. Material and Methods

The outcrops are situated on the western border of the Parnaíba Basin, in Tocantins State, around the cities of Novo Acordo, Palmas, and Aparecida do Rio Negro. Three outcrops (named as TO-06 (9°59'30.40"S; 47°45'6.80"W), TO-23 (10°15'33.40"S; 48°7'21.20"W) and TO-27 (9°54'51.20"S; 47°59'33.40"W); all coordinates are in datum WGS84) were defined for the taphonomic approach considering their sedimentologic features (Figure 1C).

The sections studied herein represent the Pimenteira Formation deposits of Eifelian – Givetian in age (Scheffler *et al.*, 2011; Trindade and Carvalho, 2018). The fossils collected during fieldwork are deposited in the Laboratório de Paleontologia de Macroinvertebrados (LAPALMA) at Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, UNESP - Bauru, São Paulo State, Brazil. All the outcrops were evaluated in terms of lithology, primary sedimentary structures and paleontological composition during the field work (Figure 2).

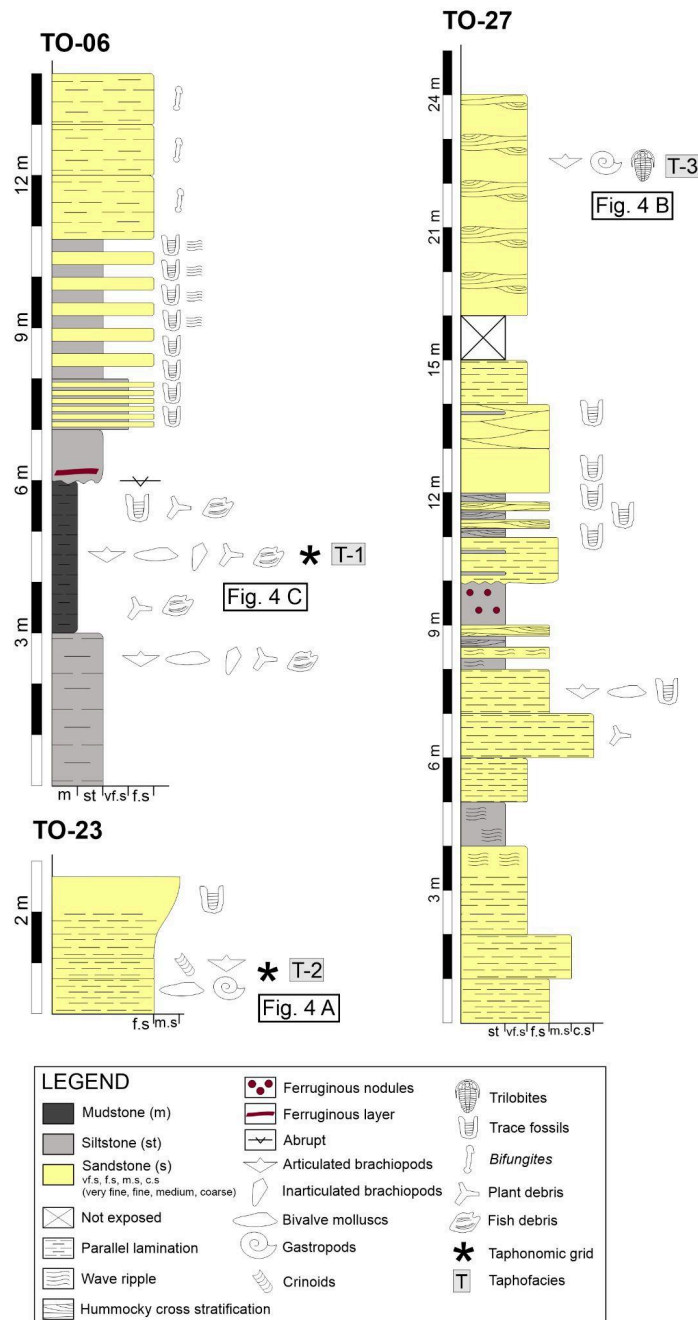


Figure 2. Studied sections of Pimenteiras Formation, Parnaíba Basin, in Tocantins state.

Collections using grid systems were made at TO-06 and TO-23 outcrops, in a cutout of 2x2x0.3 m in the best exposed fossiliferous area as proposed by Simões and Ghilardi (2000). The blocks of rock were collected from TO-27 outcrop for laboratory analysis and totaled 12,974cm³. All blocks were collected with the top and bottom indications of the layer, and oriented with geographic north using a compass. The collected skeletons were classified as univalved, bivalved or multielement, and

the analyzed taphonomic signatures were articulation, fragmentation, valve ratios (dorsal/ventral or left/right), orientation in relation to bedding plane, and orientation of concavity, as established by Speyer and Brett (1988). Size measurements and taxonomic groups were also noted for comparable reasons (Figure 3). All bioclasts were registered even though one or other taphonomic signature could not be observed.

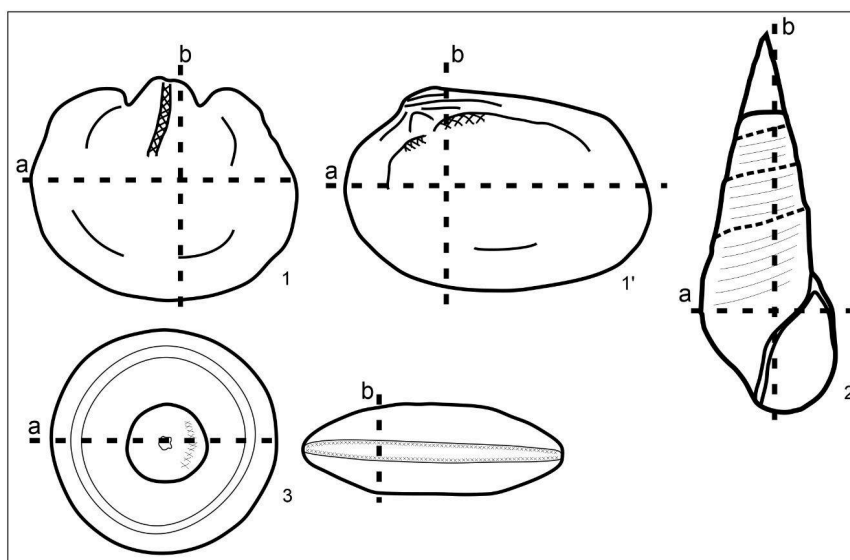


Figure 3. Size measurements applied to different types of skeletons. (1) bivalved (1. brachiopod; 1'. mollusc bivalve); (2) univalved; (3) multielement.

The raw data (Table 1 in the Suppl. Data) was organized using Microsoft Excel 365 spreadsheets, and the statistical analyses were performed using the PAST software (Hammer *et al.*, 2001). Eventually, the RStudio software v. 2023.06.1 was used to group and compare specific taphonomic signatures using the *dplyr* package (R Core Team, 2023; Wickham *et al.*, 2023). Non-parametric Kruskal-Wallis tests were used to check size frequency distributions.

Correspondence analysis (CA) was performed to compare taphonomic variables between outcrops in order to establish taphofacies. For the quantitative analysis, each disarticulated valve and independent hardpart was counted as a

bioclast (Gilinsky and Bennington, 1994; Simões and Kowalewski, 1998) and fragmented bioclasts were not extrapolated in size measurements.

3. Results

The Eifelian bioclasts examined herein totaled 98.3% of the studied samples, represented by bivalved, multielement, and univalved skeletons from TO-23 and TO-27 outcrops, while the remaining 1.7% are representative of Givetian bivalved skeletons from TO-06 outcrop (Table 1). Bivalved skeletons (84.3%) are present in all outcrops, while univalved (5.6%) and multielement (10%) skeletons are absent only at TO-06.

Table 1. Summary of the quantitative data used in this work. The numbers represent each occurrence of each taphonomic signature (variable). TG: taxonomic group; SM: size measurements; D: disarticulation; F: fragmentation; V/D: ventral/dorsal valve; OBP: orientation to bedding plane; OC: orientation to concavity; OA: orientation to azimuth; SPG: spatial position in the grid; BS: bivalved skeletons; US: univalved skeletons; MS: multielement skeletons.

Locality	Number of samples	Number of bioclasts for a given variable											
		TG	SM	D	F	V/D	OBP	OC	OA	SPG	BS	US	MS
TO-06	16	16	16	16	16	16	16	16	-	16	16	-	-
TO-23	361	361	204	336	358	151	357	218	-	361	245	25	91
TO-27	581	-	580	577	581	580	581	498	488	-	547	29	5
TOTAL	958	377	800	929	955	747	954	732	488	377	808	54	96

The taphofacies are referred to as T-1–T-3 in relation to offshore-onshore position based on sedimentological and taphonomic characteristics (see facies characteristics on Table 2 and Figure 4). Such attributes make it possible to infer sedimentation rate, turbulence and oxygenation, associated with levels of fair-weather wave base and storm wave base.

Table 2. Sedimentary facies, inferred processes and taphofacies association of the studies section.

Facies code	Sedimentary texture	Sedimentary structures	Sedimentary process	Taphofacies
Sh (Fig. 4 A)	Fine grained sandstones	Horizontal lamination	High energetic flows above fair-weather wave base	T-2
Shc (Fig. 4 B)	Very fine grained sandstones	Hummocky cross-stratification	Oscillatory flows generated by storms, between storm and fair-weather wave base	T-3
Fl (Fig. 4 C)	Mudstones	Parallel laminated	Deposition from suspension, episodic decantation, under quiet conditions, below storm wave base	T-1



Figure 4. Sedimentary facies in studied sections. (A) Fine sandstones with horizontal lamination (facies Sh). (B) Very fine sandstones with hummocky cross-stratification (facies Shc). (C) Parallel laminated mudstones (facies Fl).

Taphofacies T-1 (Fl facies; Figures 4, 5, 6). This taphofacies is characterized by disarticulated and complete bivalved skeletons that occur concordant to the bedding plane of parallel laminated mudstones. Infaunal lingulids, *Orbiculoidea*, *Australocoelia*, and *Nuculites* are the representative taxonomic groups (Table 1 in the

Suppl. Data). Body fossils are dispersed in the sedimentary matrix. This distal taphofacies is represented at the Givetian strata from the TO-06 outcrop. Skeletons are preserved concordant to the bedding plane with preference to ventral and concave-up valves (Figure 5).

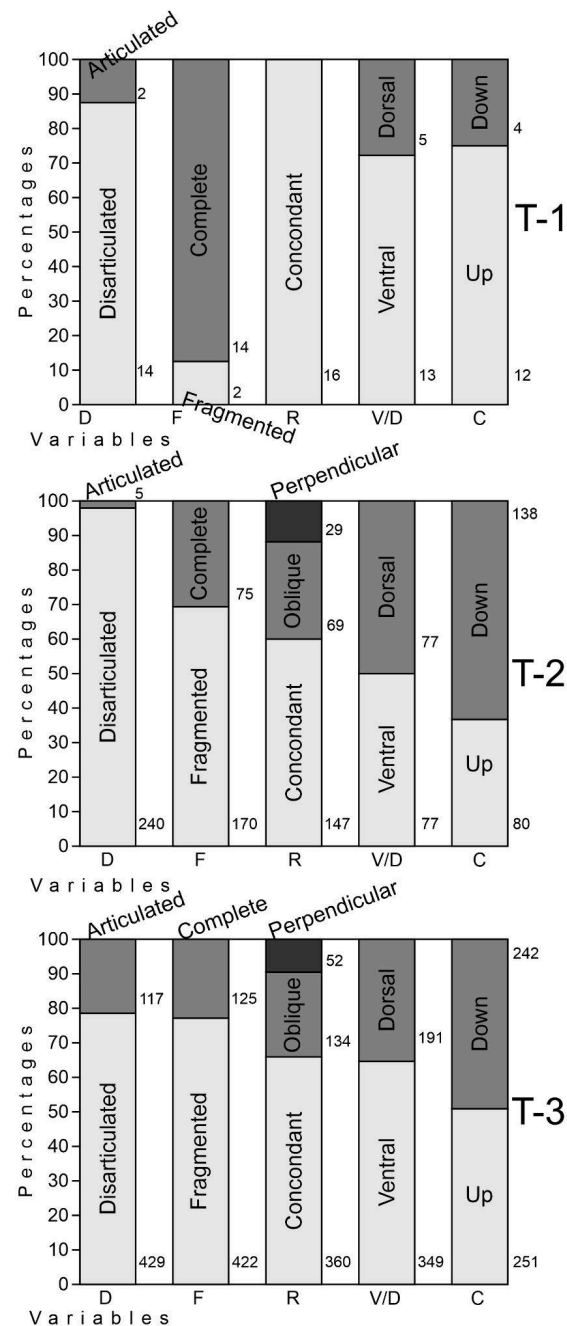


Figure 5. Taphonomic signatures of bivalved skeletons from each taphofacies. D: disarticulation; F: fragmentation; R: reorientation; V/D: ventral/dorsal valve; C: concavity. Numbers are indicative of the quantity of samples for each variable.

Taphofacies T-2 (Sh facies; Figures 4, 5, 6). This taphofacies is represented by disarticulated and fragmented bivalved skeletons occurring concordant to the bedding plane of parallel laminated fine sandstones. Associated with them are the presence of disarticulated and complete multielement skeletons, and fragmented univalved skeletons (Table 1). The body fossils are arranged as stacking clusters of lenses or beds geometry of accumulations due to the high concentration of bioclasts observed in the sedimentary matrix. This proximal taphofacies is represented at the Upper Eifelian strata of the TO-23 outcrop. Random segregation of ventral/dorsal valves was observed in bivalve skeletons, but with preference for concave-down orientation (Figure 5). Taxonomic groups composing T-2 are *Australocoelia*, *Tropidoleptus*, *Coelospira*, *Iridistrophia*, *Pustulatia*, *Australospirifer*, *Derbiyna*, *Orbiculoidea*, *Palaeoneilo*, *Nuculites*, *Platyceras*, *Laudonomphalus*, *Exaesioidiscus dimerocrinosus*, and *Monstrocrinus* (see Ribeiro *et al.*, 2021; Table 1 in the Suppl. Data).

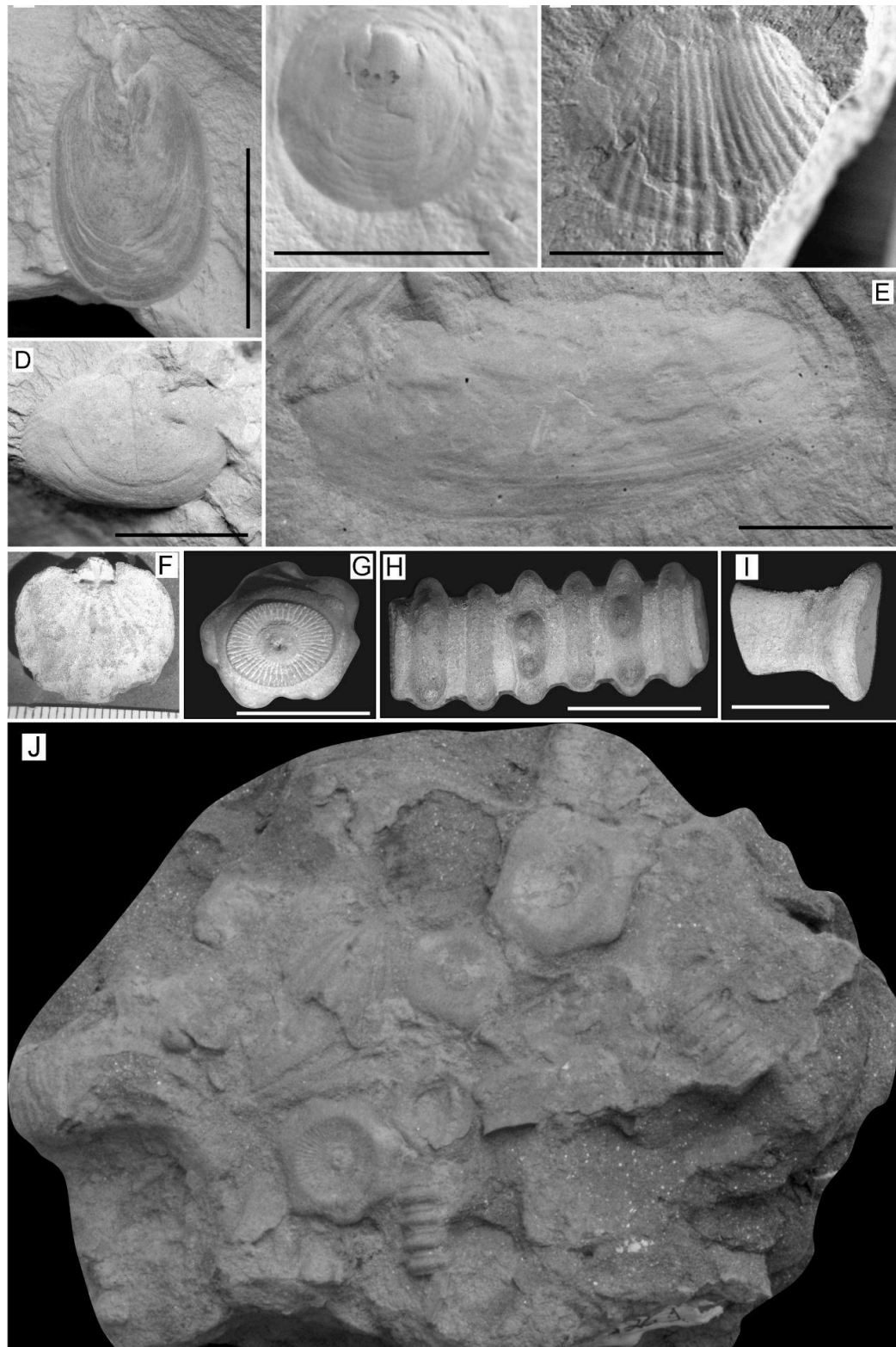


Figure 6. Examples of taphofacies T-1 (FI facies) (A, B, C, D, E) and taphofacies T-2 (Sh facies) (F, G, H, I, J). (A) complete and disarticulated ventral valve of infaunal lingulid (CCLP 1228); (B) complete and disarticulated ventral valve of *Orbiculoidea bodenbenderi* (CCLP 1246); (C) fragmented and disarticulated dorsal valve of *Australocoelia* sp. (CCLP 1239); (D) complete and articulated valve of *Australocoelia* sp. (CCLP 1244); (E) complete and disarticulated right valve of *Nuculites* sp. (CCLP 1247); (F) complete and articulated valve of *Australocoelia* sp. (CCLP 1195); (G, H) pluricolumnals of *Laudonomphalus* sp. (CCLP 1194.2B); (I) calix plate of *Monstrocrinus* sp. (CCLP 1193.3); (J) brachiopod and crinoid coquina (CCLP 1261). Scale bar = 1 cm.

Taphofacies T-3 (Shc facies; Figures 4, 5 and 7). This taphofacies consists of disarticulated and fragmented bivalved skeletons occurring concordant to the bedding plane of very fine sandstones with hummocky cross stratification. This proximal taphofacies is represented at the Eifelian strata of the TO-27 outcrop. The hardparts are densely packed in the matrix configuring brachiopod-rich shell beds. A preference to ventral valves, but randomly concavity distribution, was observed in the bivalve skeletons (Figure 5). Taxonomic groups of T-3 are *Tropidoleptus*, *Montsenetes*, *Australocoelia*, Spiriferids, tentaculitoids, *Platyceras*, and *Burmeisteria* (Figure 7).

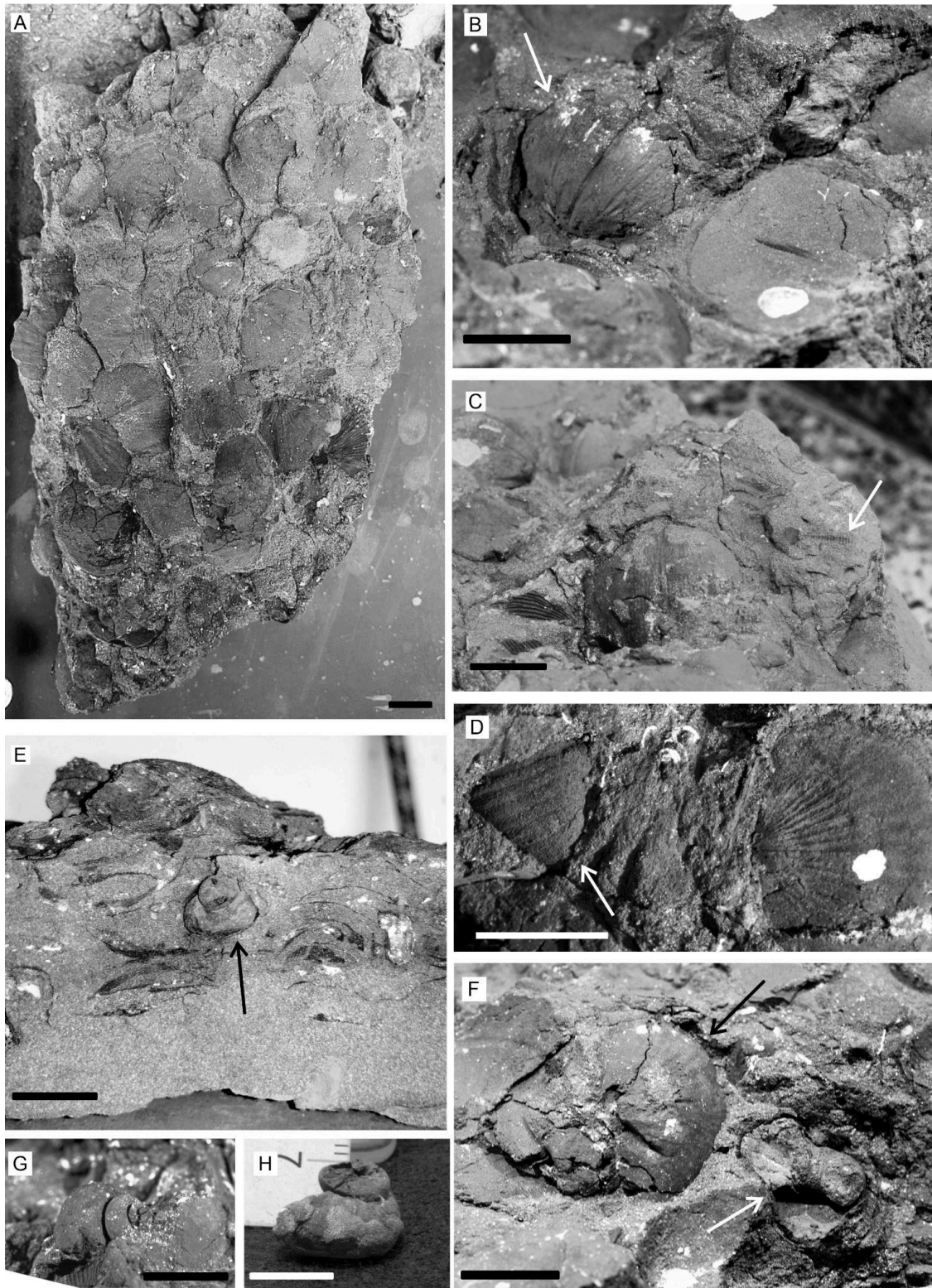


Figure 7. Examples of taphofacies T-3 (Shc facies). (A) broad view of bivalve skeletons shell bed; (B) bivalved skeletons of *Montsenetes* and *Tropidoleptus*. White arrow points to a complete and perpendicular oriented valve of *Montsenetes*; (C) concordant and complete univalved skeleton of tentaculitoid (white arrow); (D) complete pygidium of *Burmeisteria* (white arrow) and a fragmented bivalved skeleton; (E) brachiopod-rich shell beds in side view with a fragmented univalved skeleton of *Platyceras* (black arrow). Note the concavity distribution of bivalved skeletons; (F) univalved skeleton of *Platyceras* (white arrow) and a concordant oriented valve of *Tropidoleptus* (black arrow); (G) oblique orientation of *Platyceras*; (H) encrustation in univalved skeleton. Scale bar = 1cm.

The size dimensions observed in bivalve skeletons are significantly different between the three outcrops as shown by Kruskal-Wallis test ($p = 9.014 \cdot 10^{-59}$) (Table 2 in the Suppl. Data). Bivalved skeletons of T-1 were size segregated of small dimension, while a random segregation of size measurements was observed in T-2. Taphofacies T-3 bivalved skeletons show some size segregation as well, but 25-75 percent quartiles are more restricted than in T-2 (Figure 8).

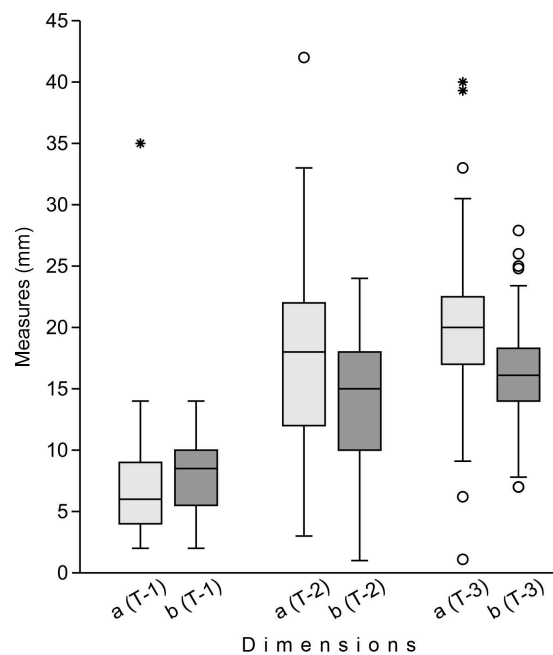


Figure 8. Box plot of bivalved skeleton dimensions of the taphofacies T-1, T-2, and T-3. The circles and stars represent outliers.

Correspondence analyses were carried out with the binary data of taphonomic signatures of bivalved skeletons of each taphofacies (Figure 9). Axes 1 and 2 of T-1 yielded 0.27 and 0.23 of eigenvalues with 37.3% and 32.2% of total, respectively. The most important taphonomic signatures evidenced by the data are disarticulated, complete, concordant to the bedding plane, ventral valve and concave-up. Axes 1 and 2 of T-2 yielded 0.25 and 0.23 of eigenvalues with 23% and 21% of total, respectively. Taphonomic signatures that defines most of the hardparts is disarticulated, fragmented, and concordant to the bedding plane. Axes 1 and 2 of T-3 yielded 0.25 and 0.21 of eigenvalues with 21.2% and 17.7% of total, respectively.

The most important taphonomic signatures highlighted by the analysis are disarticulated, fragmented, and concordant to bedding plane (Table 3 in the Suppl. Data).

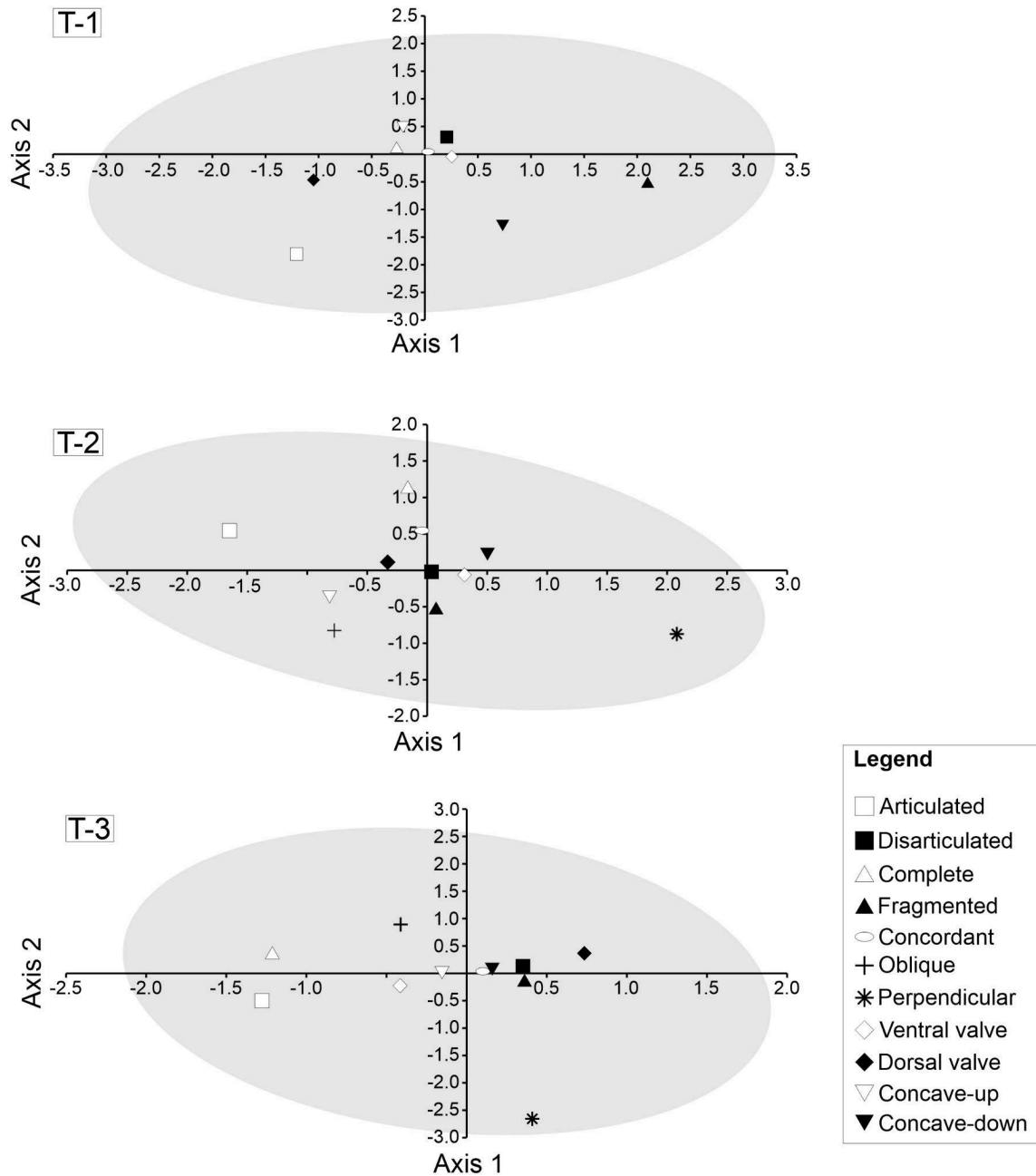


Figure 9. Correspondence analysis scatter plots of the studied taphofacies. The axes represent the most reliable eigenvalues. Concordant, disarticulated, ventral valve, concave-up and complete signatures define most of the skeletons of T-1. Disarticulated, concave-down, fragmented and concordant signatures define most of the skeletons of T-2. Concordant, disarticulated and fragmented signatures define most of the skeletons of T-3. Legend is applied to all graphics.

The azimuthal orientation of 478 bivalved skeletons from TO-27 outcrop was individually analyzed in the laboratory using a protractor (Table 1 in the Suppl. data). Three blocks of rock were collected with geographic north and top of bed orientations to further laboratory work. With the geographic north orientation, it was possible to measure almost all bivalved skeletons by positioning the umbo axis in the protractor. The preferred orientation observed this way resulted in a north-south orientation (Figure 9).

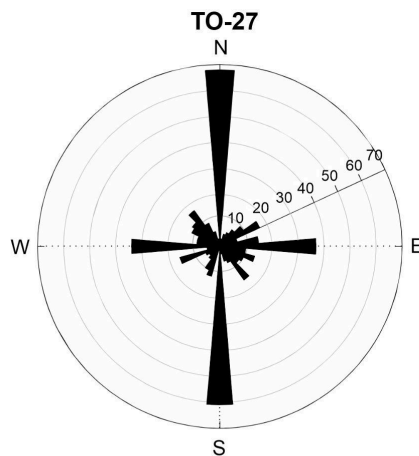


Figure 10. Preferred azimuthal orientation of bioclasts from TO-27.

4. Discussion

The taphonomic signatures described here are applied majoritarily to the bivalved skeletons as they are common to three taphofacies and are the most useful skeletal types in this kind of analyses (Speyer and Brett, 1988). Generally, valve transportation is associated with asymmetry, fragility and morphology (Menard and Boucot, 1951; Lever, 1958; Shimoyama and Fujisaka, 1992; Simões *et al.*, 2005). Segregation patterns of valve sorting and concavity were observed between the taphofacies.

The complete, disarticulated, and concordant taphonomic signatures were the principal features observed in T-1 (Figure 5). FI facies indicates a depositional process of suspension of sediments in a low-energy environment (Smith, 1980). Complete bioclasts are indicative of low energy of transport, but disarticulated and concordant preservations point to temporal exposition in the surface before burial. This combination of preservation is related to low sedimentation rates associated with low turbulence (Speyer and Brett, 1988).

The dominant taphonomic signatures of T-2 are disarticulated, fragmented, and concordant (Figure 5). Sh facies are indicative of turbulence flows (Smith, 1980). Almost all bioclasts were disarticulated, showing reworking before burial. The fragmentation ratio is close to 70% of fragmented shells, which suggests a turbulence substrate with high sedimentation rate. 60% of the bivalved skeletons were observed as concordant to the bedding plane, suggesting that organisms were removed from life position before burial. General indexes of isolated multielement skeletons indicate high energy of transport and reworking before burial (Ausich and Sevastopulo, 1994). A random size segregation is observed in T-2, suggesting a high turbulence environment with low current winnowing (Figure 8).

Taphofacies 3 exhibits disarticulated, fragmented, and concordant to bedding planes as dominant taphonomic signatures. Shc facies indicate pulses of rapid deposition with mild turbulence associated with low sedimentation periods (Harms, 1979). This brachiopod-dominated shell-bed differs from T-2 in disarticulation ratio, as 78% of bivalved skeletons are disarticulated (Figure 5). This same proportion is observed in fragmentation ratios, suggesting long-time exposure in the interface water-substrate before burial (Speyer and Brett, 1988). Reorientation ratios of concavity show reworking associated with some turbulence (Speyer and Brett, 1988).

Well sorted bioclasts are observed in T-3, suggesting a constant hydrodynamic at the depositional site (Figure 8).

The spatial orientation of bioclasts regarding current flow response are related to the format of the bioclast, as the shell in the taphonomic active zone behaves as a sedimentary particle (Nagle, 1967; Brenchley and Newall, 1970). Brachiopod preferred orientation inferences made by Jones and Dennison (1970) points to beak, symmetry plane or sulcus direction, depending on the current. Experiments made with *Donax* Linnaeus, 1758 concluded a perpendicular orientation of the long axis of shell in relation to shoreline (Wobber, 1967). Bigarella *et al.* (1965) described paleocurrents that prevailed on the sedimentary environment to the northwest for the lower parts of the Pimenteiras Formation, east border of the Parnaíba Basin. The bimodal, north-south orientation of bivalved skeletons observed at TO-27 (Figure 10) indicates oscillatory flow behavior, with influence of lateral currents, suggesting northern-southern wave direction at this deposition site.

Bivalves skeletons of T-2 ventral/dorsal valve sorting show a 1:1 ratio, indicating transport with a low degree of selection before burial. In contrast, the selection of ventral valves from taphofacies T-1 and T-3 is an indication that there was selection during transport before burial (Figure 5).

Concavity orientations is a useful mechanism to differentiate depositional processes that acted during deposition and to infer hydrodynamics settings (Clifton and Boggs, 1970; Salazar-Jiménez *et al.*, 1982; Speyer and Brett, 1988; Simões *et al.*, 2005). Concave up bioclasts are dominant in T-1, suggesting a quiet water with low turbulence, while concave down bioclasts are dominant in T-2, suggesting high-energy regimes. T-3 bivalved bioclasts are chaotic dispersed in the bed, with no preferred orientation (Figure 5).

The taxonomic composition, although negligible for taphonomic analyses (Speyer and Brett, 1986), is important for biocoenosis contexts and palaeoenvironmental reconstructions. Crinoid organisms were observed only at T-2, while trilobites were noticed only at T-3. This is an indicative of distinct, but related, depositional environments.

4.1 General palaeoenvironmental considerations with emphasis on Parnaíba Basin

Taphofacies analyses applied to palaeoenvironmental studies are an important tool in inferring sedimentological processes and depositional environment. Biostratigraphic features affect different skeletons differently according to the chemical and physical processes present in the environment before final burial (Brett *et al.*, 1997; Ponciano *et al.*, 2012; Martins *et al.*, 2018; Sedorko *et al.*, 2018; Horodyski *et al.*, 2019).

Tempestites are related to high environmental energy of deposition associated with episodic sedimentation (Seilacher, 1982). This kind of deposits have already been registered in Pimenteiras Formation, State of Piauí, eastern border of the Parnaíba Basin (Della Fávera, 1982; Fonseca and Melo, 1987). The tempestites presented by Fonseca and Melo (1987) are dominated by *Tropidoleptus* with some rare exogene elements of *Plectonotus*, nuculoid bivalves, and homanolotid fragments, which is similar to taphofacies T-3 described here, to the western margin of the Parnaíba Basin. As proposed by Fonseca and Melo (1987), this faunal mix evidenced sporadic entrances of exogenous elements due to storm and tidal currents, with deposition below fair-weather wave base in offshore environments. Nevertheless, faunal mix of the taphofacies T-3 described here comprehends offshore elements (chonetids and spiriferids) with *Tropidoleptus*, suggesting spatial

averaging and storms before final burial (Figure 7). Still, an univalved skeleton encrusted observed in T-3 (Figure 7h) indicates a long exposure period on the thanatocoenosis before burial.

The three taphofacies described by Ponciano *et al.* (2012) from Passagem Member (late early Givetian) of Pimenteira Formation, eastern border of Parnaíba Basin, are associated with shallow water turbidity currents generated by flood-dominated fluvio-deltaic systems entering shallow marine settings. They are differentiated in a mouth bar deltaic environment based on stacking pattern, macrofossil content, facies composition, and environmental settings through taphonomic signatures.

Our taphofacies T-1 (FI facies) of Givetian age can be related to a parautochthonous assemblage of offshore settings based on the preservational condition of the hardparts and laminated mudstone facies combined with the lack of bioturbation, suggesting distal, oxygen-stressed environments (Speyer and Brett, 1988). These characteristics are similar to Taphofacies 6 of Speyer and Brett (1988), indicating a high system tract and probably the maximum flooding surface (Figure 11).

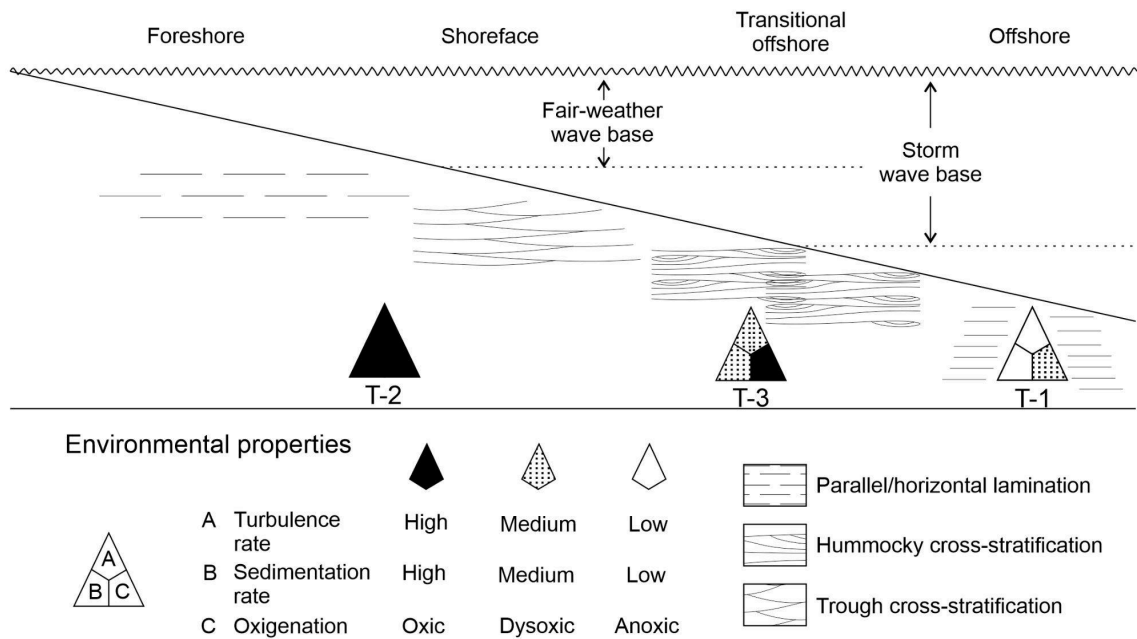


Figure 11. Interpretation of the taphofacies from Pimenteira Formation, western bordered of Parnaíba Basin. T-1: Givetian; T-2 and T-3: Emsian-Eifelian.

Taphofacies T-2 (Sh facies) of this work is related to a shoreface to foreshore settings on proximal environments above fair-weather wave base established on poorly selected bioclasts (size measurements, Figure 8, and valve ratios, Figure 5) observed in the fossil assemblage and horizontal lamination fine sandstones facies. The huge amount of fossils is related to high turbulence settings on sediment traps (e.g. Toots, 1965) associated with high rate of sedimentation, similar to Taphofacies 2 of Speyer and Brett (1988) (Figure 11).

Much like to T-2, taphofacies T-3 (Shc facies) of this work is related to shoreface to offshore settings between fair-weather wave base and storm wave base, in a very fine sandstone with hummocky cross-stratification facies context. Reworking of hardparts on the substrate is evidenced by azimuthal orientation, valve ratios (preference to ventral valves but no up/down preferred orientation), and faunal mix (Figures 5, 7). This taphofacies can be related to Taphofacies 4 of Speyer and

Brett (1988) in view of the average sedimentation rate and average turbulence of the environment (Figure 10).

Finally, the depositional paleoenvironment depicted here through taphofacies assemblages evidences sea-level rise throughout the Emsian-Givetian of Pimenteira Formation, western border of the Parnaíba Basin, following trends opposite to those observed on the eastern edge (Jaju *et al.*, 2018). The authors stated that an asymmetrical environmental change can be observed between both margins from the Silurian to Permian. The eastern margin changed from an arid to a humid environment, while the western margin showed a reverse pattern. It is possible to observe during the Devonian the asymmetrical environmental change stated by Jaju *et al.* (2018) when comparing both margins of the Parnaíba Basin.

5. Conclusion

Three taphofacies were described for the Pimenteira Formation, western portion of the Parnaíba Basin, based on biostratinomic analyses. Taphofacies differ in taphonomic signatures, bioclast size, and taxonomic groups.

In offshore deposits (T-1, facies FI), concave-up bivalve skeletons were observed, fragmented and concordant in relation to the bedding plane, characterizing a parautochthonous concentration under storm wave base. The shoreface to offshore deposits of T-3 (facies Shc) were individualized by its taphonomic signatures and size sorting, configuring a parautochthonous assemblage between fair-weather wave base and storm wave base. Finally, taphonomic signatures of the poorly selected skeletons characterizes T-2 (facies Sh) as a foreshore to shoreface environment of final burial, above fair-weather wave base.

It is possible to assume that palaeoenvironmental differences between both sides of Parnaíba Basin were already notable since the Givetian.

6. Acknowledgement

The authors thanks to FAPESP Process number 2016/18275-4 and Process number 2020/12409-4. F.N. Sousa thanks to Capes Process number 88887.485579/2020-00. Also Scheffler, S.M., Carbonaro, F.A., and Gama Junior, J.M. are thanked for field work.

7. Reference

- Ausich, W.I., Sevastopulo, G.D. 1994. Taphonomy of Lower Carboniferous crinoids from the Hook Head Formation, Ireland. *Lethaia*, 27(3), 245–256.
- Barrera, I.A.R., Nogueira, A.C.R., Bandeira, J. 2020. The Silurian glaciation in the eastern Parnaíba Basin, Brazil: paleoenvironment, sequence stratigraphy and insights for the evolution and paleogeography of West Gondwana. *Sedimentary Geology*, 406, 105714.
- Bigarella, J.J., Mabesoone, J.M., Lins, C.J.C., Mota, F.O. 1965. Palaeogeographical features of the Serra Grande and Pimenteiras formations (Parnaíba Basin, Brazil). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1, 259–296.
- Boessenecker, R.W., Perry, F.A., Schmitt, J.G. 2014. Comparative taphonomy, taphofacies, and bonebeds of the Mio-Pliocene Purisima Formation, Central California: strong physical control on marine vertebrate preservation in shallow marine settings. *PLoS One*, 9(3), e91419.
- Brenchley, P.J., Newall, G. 1970. Flume experiments on the orientation and transport of models and shell valves. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 7(3), 185–220.
- Brett, C.E., Moffat, H.A., Taylor, W.L. 1997. Echinoderm taphonomy, taphofacies, and Lagerstätten. *The Paleontological Society Papers*, 3, 147–190.
- Breuer, P., Grahn, Y. 2011. Middle Devonian spore stratigraphy in the eastern outcrop belt of the Parnaíba Basin, northeastern Brazil. *Revista Española de Micropaleontología*, 43(1-2), 19–38.
- Caputo, M.V. 1984. Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of northern basins of Brazil. University of California, Santa Barbara. Tese de Doutorado, 583 p.
- Chinelatto, G.F., Belila, A.M.P., Basso, M., Souza, J.P.P., Vidal, A.C. 2020. A taphofacies interpretation of shell concentrations and their relationship with petrophysics: A case study of Barremian-Aptian coquinas in the Itapema Formation, Santos Basin-Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 116, 104317.

- Clifton, H.E., Boggs Jr, S. 1970. Concave-up pelecypod (*Psephidia*) shells in shallow marine sand, Elk River beds, Southwestern Oregon. *Journal of Sedimentary Petrology*, 40(3), 888–897.
- Cordani, U.G., Neves, B.B.B., Fuck, R.A., Porto, R., Thomaz Filho, A., Cunha, F.M.B. 1984. Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. Centro de Pesquisas e Desenvolvimento Leopoldo A. Miguez de Mello (CENPES), Divisão de Exploração (DIVEX), 70 p.
- Dattilo, B.F., Brett, C.E., Schramm, T.J. 2012. Tempestites in a teapot? Condensation-generated shell beds in the Upper Ordovician, Cincinnati Arch, USA. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 367, 44–62.
- Della Fávera, J.C. 1982. Devonian storm-and tide-dominated shelf deposits, Parnaíba Basin, Brazil. *AAPG Bulletin*, 66(5), 562–562.
- Della Fávera, J.C. 2001. Fundamentos de estratigrafia moderna. Petrobrás, Universidade Estadual do Rio de Janeiro, EdUERJ. 264p.
- Drummond, C., Sheets, H. 2001. Taphonomic reworking and stratal organization of tempestite deposition. *Journal of Sedimentary Research*, 71(4), 621–627.
- Fonseca, V.D., Melo, J.H.G. 1987. Ocorrência de *Tropidoleptus carinatus* (Conrad) (Brachiopoda, Orthida) na Formação Pimenteira, e sua importância paleobiogeográfica. In: Congresso Brasileiro de Paleontologia. *Anais do X Congresso Brasileiro de Paleontologia*, Rio de Janeiro, 10, 505–537.
- Gama Júnior, J.M. 2008. Braquiópodes da Formação Pimenteira (Devoniano médio/superior), na região sudoeste da Bacia do Parnaíba, município de Palmas, Estado do Tocantins, Brasil. Universidade de Brasília, Instituto de Geociências. Dissertação de mestrado, 64 p.
- Gilinsky, N.L., Bennington, J.B. 1994. Estimating numbers of whole individuals from collections of body parts: a taphonomic limitation of the paleontological record. *Paleobiology*, 20(2), 245–258.
- Góes, A.M.O., Feijó, F.J. 1994. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 8(1), 57–67.
- Grahn, Y., Melo, J.H.G. 2005. Middle and Late Devonian Chitinozoa and biostratigraphy of the Parnaíba and Jatobá basins, northeastern Brazil. *Palaeontographica Abteilung B*, 272, 1–50.
- Grahn, Y., Young, C., Borghi, L. 2008. Middle Devonian chitinozoan biostratigraphy and sedimentology in the eastern outcrop belt of the Parnaíba Basin, northeastern Brazil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 11(3), 137–146.
- Hammer, Ø., Harper, D.A.T., Ryan, P.D. 2001. Past: paleontological statistics software package for education and data analysis. *Palaeontologia Electronica*. 4(1), 9pp.
- Harms, J.C. 1979. Primary sedimentary structures. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 7(1), 227–248.
- Hendy, A.J., Kamp, P.J., Vonk, A.J. 2006. Cool-water shell bed taphofacies from Miocene-Pliocene shelf sequences in New Zealand: utility of taphofacies in sequence stratigraphic analysis. *Geological Society, London, Special Publications*, 255(1), 283–305.
- 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.
- Jaju, M.M., Mort, H.P., Nader, F.H., Filho, M.L., Macdonald, D.I.M. 2018. Palaeogeographical and palaeoclimatic evolution of the intracratonic Parnaíba Basin, NE Brazil using GPlates plate tectonic reconstructions and chemostratigraphic tools. *Geological Society, London, Special Publications*, 472(1), 199–222.

- Jelby, M.E., Grundvåg, S.A., Helland-Hansen, W., Olaussen, S., Stemmerik, L. 2020. Tempestite facies variability and storm-depositional processes across a wide ramp: Towards a polygenetic model for hummocky cross-stratification. *Sedimentology*, 67(2), 742–781.
- Jones, M.L., Dennison, J.M. 1970. Oriented fossils as paleocurrent indicators in Paleozoic lutites of southern Appalachians. *Journal of Sedimentary Research*, 40(2), 642–649.
- Lever, J. 1958. Quantitative beach research. I. The “left-right-phenomenon”: sorting of Lamellibranch valves on sandy beaches. *Basteria*, 22(2/3), 21–51.
- Li, Y., Sha, J., Wang, Q., Chen, S. 2007. Lacustrine tempestite litho- and biofacies in the Lower Cretaceous Yixian Formation, Beipiao, western Liaoning, northeast China. *Cretaceous Research*, 28(2), 194–198.
- Loboziak, S., Caputo, M.V., Melo, J.H.G. 2000. Middle Devonian-Tournaisian miospore biostratigraphy in the southwestern outcrop belt of the Parnaíba Basin, north-central Brazil. *Revue de Micropaléontologie*, 43(4), 301–318.
- Martins, G.P.O., Rodrigues-Francisco, V.M.C., Rodrigues, M.A.C., Araújo-Júnior, H.I. 2018. Are early plants significant as paleogeographic indicators of past coastlines? Insights from the taphonomy and sedimentology of a Devonian taphoflora of Paraná Basin, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 505, 234–242. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2018.05.047>
- Melo, J.H.G. 1988. The Malvinokaffric realm in the Devonian of Brazil. In: McMillan, N.J., Embry, A.F., Glass, D.J. (eds.). *Devonian of the world: Proceedings of the 2nd International Symposium on the Devonian System*, Canadian Society of Geologists, Calgary, 14, 669–703.
- Menard, H.W., Boucot, A.J. 1951. Experiments on the movement of shells by water. *American Journal of Science*, 249, 131–151.
- Myrow, P.M. 1992. Bypass-zone tempestite facies model and proximity trends for an ancient muddy shoreline and shelf. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62(1), 99–115.
- Nagle, J.S. 1967. Wave and current orientation of shells. *Journal of Sedimentary Research*, 37(4), 1124–1138.
- Neto, E.F., Agostinho, S., Sedorko, D., Andrade, E.J., Batista, Z.V., Moreira Junior, C.A.M., Lima Filho, M. 2023. Ichnology in storm and fair-weather beds of an epeiric sea (Pimenteira Formation, Devonian, Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 122, 104162.
- Parsons-Hubbard, K. 2005. Molluscan taphofacies in recent carbonate reef/lagoon systems and their application to sub-fossil samples from reef cores. *Palaios*, 20(2), 175–191.
- Pérez-López, A., Pérez-Valera, F. 2012. Tempestite facies models for the epicontinental Triassic carbonates of the Betic Cordillera (southern Spain). *Sedimentology*, 59(2), 646–678.
- Ponciano, L.C.M., Della Fávera, J.C. 2009. Flood-dominated fluvio-deltaic system: a new depositional model for the Devonian Cabeças Formation, Parnaíba Basin, Piauí, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 81(4), 769–780.
- Ponciano, L.C.M.O., Fonseca, V.M.M., Machado, D.M.C. 2012. Taphofacies analysis of late early Givetian fossil assemblages of the Parnaíba Basin (State of Piauí, northeast Brazil). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 326, 95–108.
- R Core Team. 2023. R: A Language and Environment for Statistical Computing. *R Foundation for Statistical Computing*, Vienna, Austria. <<https://www.R-project.org/>>.
- Ribeiro, V.R., Sousa, F.N., Gaia, G.A., Carbonaro, F.A., Scheffler, S.M., Ghilardi, R.P. 2021. Devonian macroinvertebrates from the State of Tocantins: occurrence history and new findings. *Terr@ Plural*, 15, 1–16.

- Salazar-Jiménez, A., Frey, R.W., Howard, J.D. 1982. Concavity orientations of bivalve shells in estuarine and nearshore shelf sediments, Georgia. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52(2), 0565–0586.
- Scheffler, S.M., Dias-Da-Silva, S., Gama Jr, J.M., Fonseca, V.M.M., Fernandes, A.C.S. 2011. Middle Devonian Crinoids from the Parnaíba Basin (Pimenteiras Formation, Tocantins State, Brazil). *Journal of Paleontology*, 85(6), 1188–1198.
- Sedorko, D., Bosetti, E.P. & Netto, R.G. 2018: An integrative ichnological and taphonomic approach in a transgressive–regressive cycle: a case study from Devonian of Paraná Basin, Brazil. *Lethaia*, Vol. 51, pp. 15–34.
- Seilacher, A. 1982. General remarks about event deposits. In: Einsele, G., Seilacher, A. (eds.). *Cyclic and Event Stratification*, Springer-Verlag, Berlin, 161–174. 10.1 007/978-3-642-75829-4
- Shimoyama, S., Fujisaka, H. 1992. A new interpretation of the left-right phenomenon during spatial diffusion and transport of bivalve shells. *The Journal of Geology*, 100(3), 291–304.
- Simões, M.G., Kowalewski, M. 1998. Shell beds as paleoecological puzzles: a case study from the Upper Permian of the Paraná Basin, Brazil. *Facies*, 38, 175–195.
- Simões, M.G., Ghilardi, R.P. 2000. Protocolo Tafonômico/Paleoautoecológico com ferramenta nas análises paleossinecológicas de invertebrados: exemplos de aplicação em concentrações fossilíferas do Paleozoico da Bacia do Paraná, Brasil. *Pesquisas em Geociências*, 27(2), 3–13.
- Simões, M.G., Rodrigues, S.C., Leme, J.M., Bissaro Júnior, M.C. 2005. The settling pattern of brachiopod shells: stratigraphic and taphonomic implications to shell bed formation and paleoecology. *Brazilian Journal of Geology*, 35(3), 383–391.
- Smith, G.L.B. 1980. Logical-letter coding system for facies nomenclature: Witbank Coalfield. *South African Journal of Geology*, 83(3), 301–311.
- Speyer, S.E., Brett, C.E. 1986. Trilobite taphonomy and Middle Devonian taphofacies. *Palaios*, 312–327.
- Speyer, S.E., Brett, C.E. 1988. Taphofacies models for epeiric sea environments: Middle Paleozoic examples. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 63(1-3), 225–262.
- Staff, G.M., Powell, E.N. 1990. Local variability of taphonomic attributes in a parautochthonous assemblage: can taphonomic signature distinguish a heterogeneous environment?. *Journal of Paleontology*, 64(4), 648–658.
- Toots, H. 1965. Random orientation of fossils and its significance. *Rocky Mountain Geology*, 4(2), 59–62.
- Trindade, V.S.F., Carvalho, M.A., Borghi, L. 2015. Palynofacies patterns of the Devonian of the Parnaíba Basin, Brazil: Paleoenvironmental implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 62, 164–175.
- Trindade, V.S.F., Carvalho, M.A. 2018. Paleoenvironment reconstruction of Parnaíba Basin (north, Brazil) using indicator species analysis (IndVal) of Devonian microphytoplankton. *Marine Micropaleontology*, 140, 69–80.
- Vaz, P.T., Rezende, N.G.A.M., Wanderley Filho, J.R., Travassos, W.A.S. 2007. Bacia do Parnaíba. *B. Geoci. Petrobras*, 15(2), 253–263.
- Wickham H., François R., Henry L., Müller K., Vaughan D. 2023. dplyr: A Grammar of Data Manipulation. R package version 1.1.4, <<https://CRAN.R-project.org/package=dplyr>>.
- Wobber, F.J. 1967. The orientation of *Donax* on an Atlantic coast beach. *Journal of Sedimentary Petrology*, 37(4), 1233–1251.

Zhao, F., Caron, J.B., Hu, S., Zhu, M. 2009. Quantitative analysis of taphofacies and paleocommunities in the Early Cambrian Chengjiang *Lagerstätte*. *Palaos*, 24(12), 826–839.

O material suplementar pode ser acessado no link abaixo.

 [Supplemental material_updated](#)

5 CAPÍTULO 3

Este último capítulo está inserido nos dois últimos objetivos específicos, que procuraram **estabelecer seções estratigráficas para a borda oeste da Bacia do Parnaíba e integrar os dados tafonômicos e faciográficos ao longo da seção Devoniana da borda oeste da Bacia do Parnaíba, com foco na Formação Pimenteira, estado do Tocantins**. Este capítulo discutiu todos os padrões tafonômicos de preservação ao longo das seções propostas.

A abordagem aplicada buscou coadunar a proposta metodológica de análises tafonômicas com foco na bioestratigrafia e a área de estudo, o Devoniano da margem oeste da Bacia do Parnaíba. Seis padrões tafonômicos de preservação de acordo com graus de desarticulação e fragmentação e doze fácies sedimentares foram interpretadas ao longo das sete seções propostas.

**Palaeoenvironmental trends in a transgressive-regressive Devonian section
from Parnaíba Basin (Pimenteira Formation, Tocantins state)**

Abstract

Paleoenvironmental conclusions are more reliable when produced by studies integrating taphonomic and sedimentologic data rather than by separate methods. Taphonomic research on the western border of the Parnaíba Basin is scarce, as most of the paleontological studies about the Devonian on this basin were performed in the eastern margin, Piauí state. This study examines the paleoecologic and depositional features indicated by taphonomic patterns of preservation, macrofossil contents, and sedimentary facies in a transgressive-regressive Devonian section from the Parnaíba Basin, Tocantins state, Brazil. Degrees of disarticulation and fragmentation were observed through the studied section to establish a relationship between the sedimentary facies and fossil content. The analyses recognized six taphonomic patterns of preservation and twelve sedimentary facies. The studied sections are inserted in a transgressive setting with dominance of sandstone facies. Bivalved skeletons are mostly disarticulated and fragmented and are more associated with hummocky cross-stratified sandstone facies, related to transitional offshore to shoreface settings, and horizontal laminated sandstone facies, related to foreshore to shoreface settings. Complete bivalved skeletons are less common and are associated with FI facies related to offshore settings. Periglacial paleoenvironments are suggested based on convolute folds at Aparecida do Rio Negro-Novo Acordo section. The taphonomic pattern of preservation found in the fossiliferous content from studied Devonian sections of the Parnaíba Basin, state of Tocantins, was fragmented and disarticulated fossils, which are indicative of turbulent and hydrodynamic conditions.

1. Introduction

The distribution of taphonomic patterns of preservations through a sedimentary section is not aleatory, as they are controlled by environmental processes which allows inferences about the depositional settings (Brett and Baird, 1986; Speyer and Brett, 1986, 1988). Sedimentary facies represents some fraction of the geological history of a place referring to the combination of processes, conditions, and events that acted in a deposition area and now can be deciphered by analyzing its primary sedimentary structures (Moore, 1949; Harms, 1979). The integration of these methods can result in more precise depositional inferences.

The Pimenteira Formation, a Devonian unit of Parnaíba Basin, is recognized by fossiliferous content preserved under the influence of storm deposits (Fonseca and Melo, 1987). Still, no taphonomic investigations have brought attention to the fossiliferous accumulations of macroinvertebrates from the western edge of the Parnaíba Basin.

Initially described by Barbosa (1966), the macroinvertebrate fossil record on the western bank of the Parnaíba Basin is composed by *Spirifer*, *Derbyina*, *Australocoelia*, *Chonetes*, *Orbiculoidea*, lingulids, *Tentaculites*, *Conularia*, *Bivalvia* indet., crinoids, and trilobites. More recent works over that margin registrate *Tropidoleptus*, *Australospirifer*, *Australocoelia*, *Montsenetes*, *Mucrospirifer*, *Amphigenia*, *Exaesiodyscus*, *Laudonomphalus*, *Monstrocrinus*, *Palaeoneilo*, *Sanguinolites*, and *Platyceras* (Gama Junior, 2008; Scheffler *et al.*, 2011; Queiroz *et al.*, 2013; Candeiro *et al.*, 2015; Ribeiro *et al.*, 2021). The taphonomic approach has been precarious in the strata of the western margin, and even its fossiliferous potential is understudied. In this way, this study aims to a) infer paleoenvironmental conditions in the Devonian section of Pimenteira Formation, Tocantins state, by integrating taphonomic and sedimentary facies analyses, and b) to present sedimentary sections for the western margin of the Parnaíba Basin Devonian.

2. Material and Methods

The Parnaíba Basin is located in the northeastern portion of the South American Platform and is filled by five depositional supersequences from the Silurian to the Cretaceous (Góes and Feijó, 1994; Vaz *et al.*, 2007). The upper part of the Jaicós Formation (Serra Grande Group), together with the Itaim, Pimenteira, Cabeças, and the lower part of the Longá formations (Canindé Group), are all part of

the Devonian lithostratigraphic units (Vaz *et al.*, 2007). The major depositional paleoenvironments were fluvial, marine, fluvio-deltaic, and glacial, which were controlled through eustatic variations with absence of orogenic influence (Caputo, 1984; Vaz *et al.*, 2007; Ponciano and Della Fávera, 2009; Barrera *et al.*, 2020).

The Pimenteira Formation is composed of sandstone and siltstone intercalations of marine environment, markedly by storm deposits (Góes and Feijó, 1994; Vaz *et al.*, 2007). The suggested age by chitinozoan biostratigraphy suggests a Lower Eifelian to Lower Famennian age (Loboziak *et al.*, 2000; Grahn *et al.*, 2008).

Seven sections were prospected considering their sedimentological and taphonomical features, as well as the macrofossil content. The sections crop out in the surroundings of Palmas, Tocantins state, Brazil (Figure 1). The fossils collected during fieldwork are deposited in the Laboratório de Paleontologia de Macroinvertebrados (LAPALMA) at Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, UNESP - Bauru, São Paulo State, Brazil.

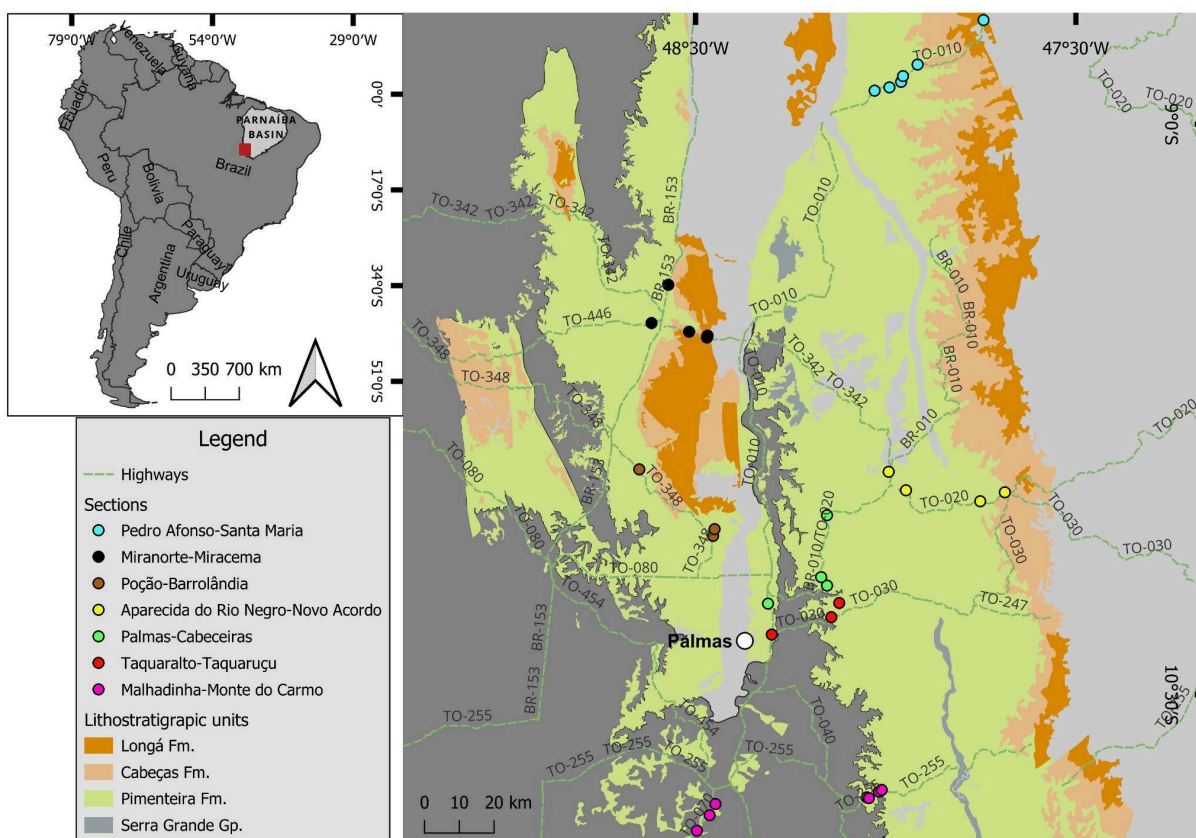


Figure 1. Geographic context of the studied sections. Adapted from Schobbenhaus *et al.* (2004).

The sedimentary analysis considered the texture, primary structures, and macrofossil content, as well as presence of bioturbation and ichnofossil content. The sedimentary facies were established following the coding system of Smith (1980). Taphonomic analysis followed the proposed by Simões & Ghilardi (2000) with a vertical control of the fossiliferous content. The collected skeletons were classified under bivalved, univalved, and multielement types. All taphonomic signatures were observed as established by Speyer and Brett (1988), but only disarticulation and fragmentation degrees were noted.

3. Results

Six taphonomic patterns of preservation and twelve sedimentary facies were recognized in the studied sections. In general, their stacking pattern characterizes a transgressive setting in view of the dominance of siltstones and mudstones, but regressive settings were also observed (Figures 2, 3, 4).

Malhadinha-Monte do Carmo section is represented by massive fine to coarse sandstones with conglomerate lenses (Sm facies), fine sandstones with ripple marks (Sr facies), fine to medium sandstones with plane-parallel lamination and planar cross-stratification (Sh and Sp facies), siltstones with parallel lamination (FI facies), coarse to medium sandstones with trough cross-stratification (St facies), and clast supported conglomerates (Gm facies) (Figures 2 and 5; Table 1). Only fish and plant debris occur associated with FI facies.

Miranorte-Miracema section is represented by shales with siltstones and very fine sandstones with parallel lamination with sparse wave marks (FI facies), siltstones with ferruginous layers, bioturbations and fine sandstone lenses (Fb facies), very fine to medium sandstones with plane-parallel lamination and mudstone lenses (facies SFI), and medium sandstones with planar cross-stratification (facies Sp) (Figures 2 and 5; Table 1). One single plant debris occurs associated with Fb facies.

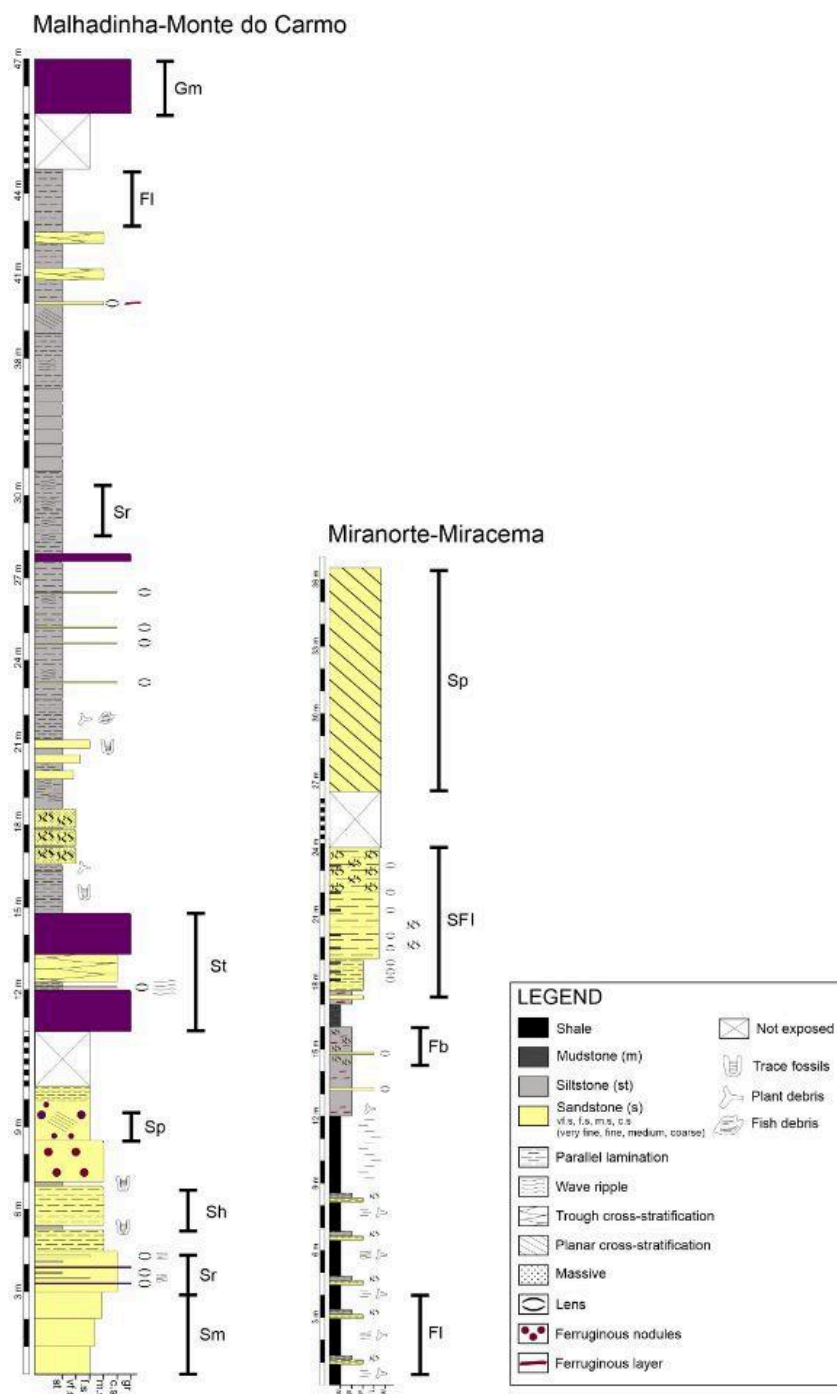


Figure 2. Sedimentary profile and sedimentary facies of Malhadinha-Monte do Carmo and Miranorte-Miracema sections. Gm = massive gravel; St = trough cross-stratification pebbly sandstones; Sp = planar cross-stratification sandstone; Sp = planar cross-stratification sandstone; Sh = horizontally stratified sandstone; Sr = ripple sandstone; Sm = massive sandstone; SFI = laminated muddy sandstone; FI = laminated siltstone and mudstone; Fb = bioturbated siltstone and mudstone.

Poção-Barrolândia section is represented by fine to coarse sandstones and siltstones, with ripple marks (Sr facies), coarse sandstones with flaser stratification (Sf facies), fine to coarse sandstones, siltstones and mudstones with plane-parallel lamination (SFI facies), and shales with sparse lenses of fine sandstones and

mudstones (FI facies) (Figures 3 and 5; Table 1). At the level where there is fossiliferous occurrence (facies SFI), two specimens of *Sanguinolites* were noted. One is a right valve, disarticulated and fragmented in its anterior margin, the other was fragmented during field work and is preserved in a butterfly position.

Pedro Afonso-Santa Maria section is represented by fine sandstones and siltstones with plane-parallel lamination (SFI facies), bioturbated fine sandstones, siltstones and shales with plane-parallel lamination (Fb facies), lenses of medium sandstones with cross-stratification (Sp facies), and coarse sandstones with occurrence of siltstones (Sr facies) (Figures 3 and 5; Table 1). Single unit, fragile skeletons of conulariids, and bivalve skeletons of inarticulate brachiopods were observed at Sp facies in a Fb facies context. The conulariids were preserved mostly fragmented and concordant to the bedding plane. The discinids were preserved deformed, complete and disarticulated. The associated fossils are composed of *Conularia quichua*, *Orbiculoidea*, and *Rugadiscina*.

Aparecida do Rio Negro-Novo Acordo section is represented by very fine to medium sandstones with plane-parallel stratification with occurrences of siltstones (Sh facies), very fine sandstones with hummocky cross-stratification (Shc facies), fine sandstones with ripple marks (Sr facies), mudstones and siltstones with parallel lamination (FI facies), very fine sandstones and siltstones with convolute folds (SFdc facies), and clast supported conglomerates (Gm facies) (Figures 3 and 5; Table 1). The associated macrofossils are related to Sh, Shc, Sr, and FI facies. Articulated (n=2) and disarticulated (n=2) bivalve skeletons, only one of which is complete, are related to Sh facies. Shell-beds composed of disarticulated (78,5%, n=429) and fragmented (77,1%, n=422) bivalve skeletons associated with univalve and multielement skeletons are related to Shc facies. A single occurrence of a disarticulated bivalve skeleton that was fragmented during field work is related to Sr facies. Finally, disarticulated (87,5%, n=14) and complete (87,5%, n=14) bivalve skeletons are related to FI facies. The macrofossil content is represented by *Palaeoneilo*, *Australospirifer*, *Schuchertella*, and *Australocoelia* (Sh facies), *Tropidoleptus*, *Platyceras*, and *Burmeisteria* (shell-beds, Shc facies), *Orbiculoidea* (Sr facies), and *Nuculites*, *Orbiculoidea bodenbenderi*, *Australocoelia*, and infaunal lingulids (FI facies). Also, fish debris are related to FI facies and *Bifungites* are related to Sh facies.

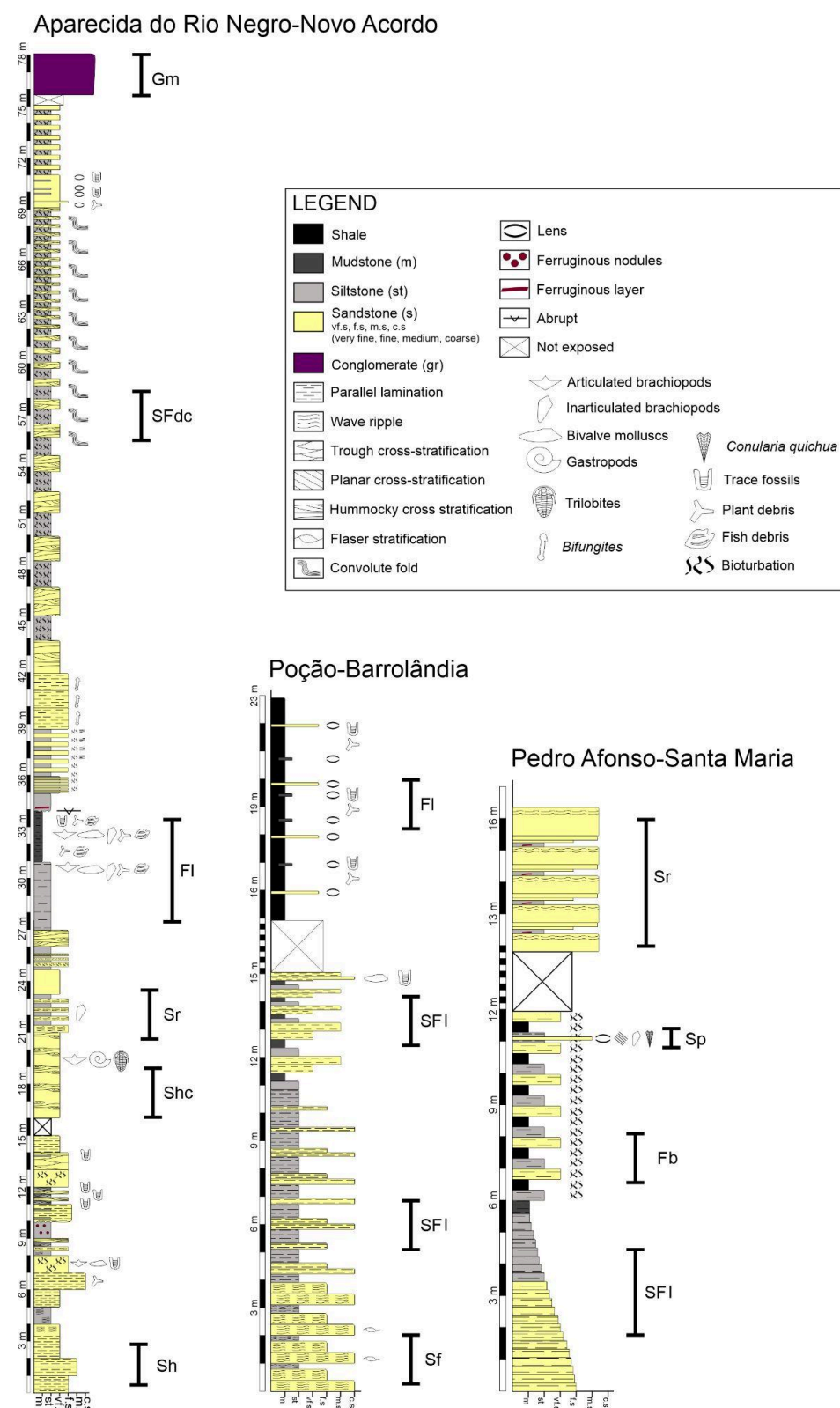


Figure 3. Sedimentary profile and sedimentary facies of Aparecida do Rio Negro-Novo Acordo, Poção-Barrolândia, and Pedro Afonso-Santa Maria. Gm = massive gravel; Sp = planar cross-stratification sandstone; Sh = horizontally stratified sandstone; Sr = ripple sandstone; Sf = flaser stratification sandstones; Shc = hummocky cross-stratification sandstones; SFI = laminated muddy sandstone; SFdc = convolute folds muddy sandstone; Fb = bioturbated sandy mudstone; FI = laminated siltstone and mudstone.

Taquaralto-Taquaruçu section is represented by very fine to coarse sandstones with trough cross-stratification with occurrences of conglomerate (St facies), fine to coarse sandstones with ripple marks (Sr facies), siltstones with plane-parallel lamination (FI facies), fine to medium sandstones with hummocky cross-stratification (Shc facies), and fine sandstones with plane-parallel lamination (Sh facies). The related macrofossils are one single disarticulated and complete bivalve skeleton of *Australocoelia* (FI facies), and dense accumulation of bivalve, univalve and multielement skeletons (facies Sh) (Figure 4; Table 1). This dense accumulation is a coquina predominantly composed of disarticulated (98%, n=240), mostly fragmented (70%, n=170) brachiopods. The associated multielement skeletons are composed of isolated calix or pluricolumnals of crinoids. The associated fossils are composed of *Australocoelia*, *Tropidoleptus*, *Coelospira*, *Iridistrophia*, *Pustulatia*, *Australospirifer*, *Derbiyna*, *Orbiculoidea*, *Palaeoneilo*, *Nuculites*, *Platyceras*, *Laudonomphalus*, *Exaesiocrinus dimerocrinosus*, and *Monstrocrinus*.

Palmas-Cabeceiras section is represented by medium to coarse sandstones with trough cross-stratification and conglomerate lenses (St facies), mudstones and siltstones with plane-parallel lamination (FI facies), massive medium sandstones (Sm facies), and siltstones with high-amplitude wave marks and plane-parallel lamination, with occurrences of fine sandstones and lenses of medium sandstones (Sr facies) (Figure 4; Table 1). The related macrofossils are disarticulated bivalve skeletons (n=2) (Sr facies), one is complete and the other was fragmented due to field work, and isolated pluricolumnals multielement skeletons (FI facies). The associated fossils are composed of *Australocoelia* and *Laudonomphalus*.

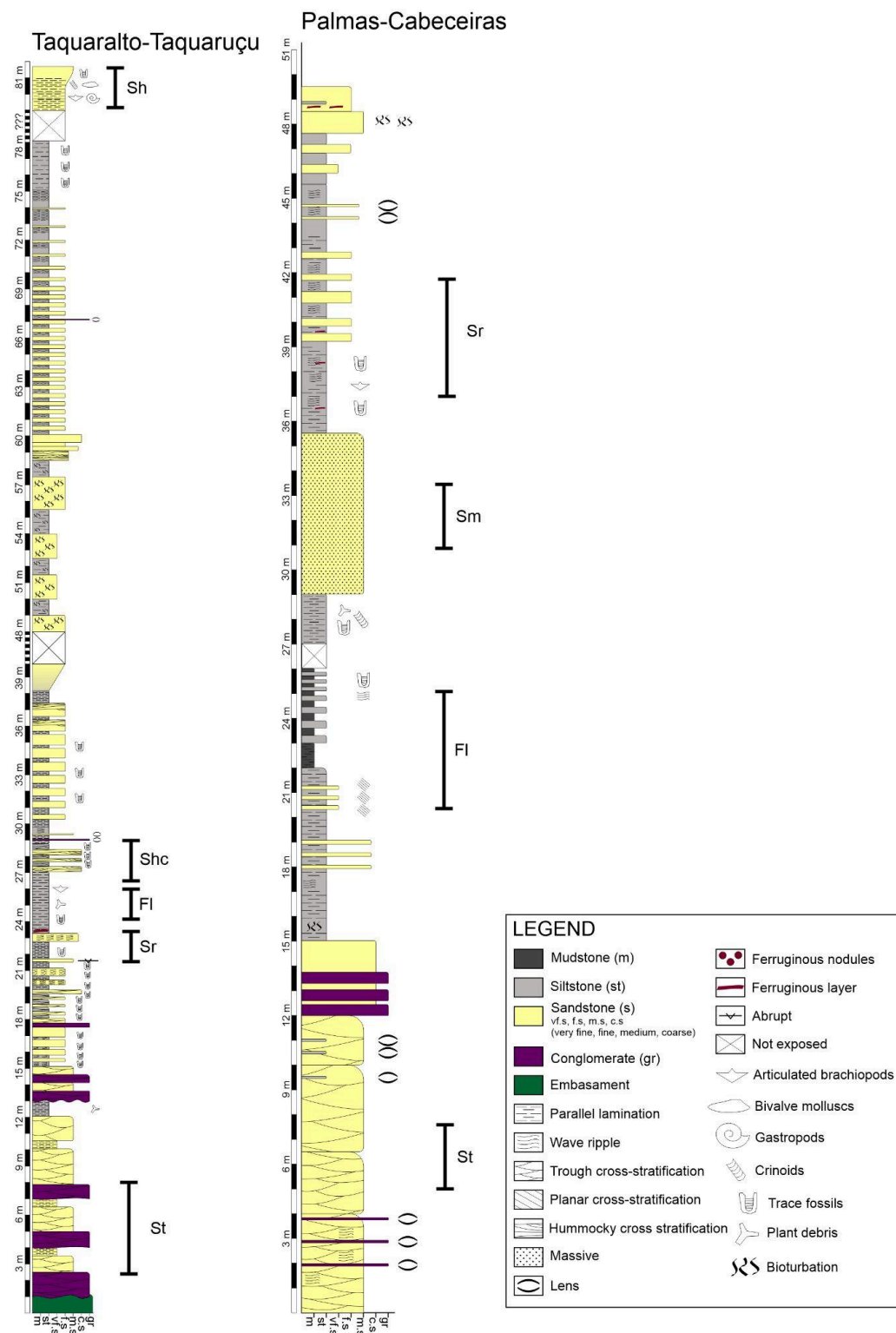


Figure 4. Sedimentary profile and sedimentary facies of Taquaralto-Taquaruçu and Palmas-Cabeceiras sections. St = trough cross-stratification sandstones; Sh = horizontally stratified sandstone; Sr = ripple sandstone; Sm = massive sandstone; Shc = hummocky cross-stratification; FI = laminated siltstone and mudstone.

Table 1. Sedimentary facies and interpreted processes from studied sections (Harms, 1979; Smith, 1980).

Facies code	Sedimentary texture	Sedimentary structures	Sedimentary process	Section
Gm (Fig. 5.12)	Gravel	Massive, structureless	Transport and depositional processes in which the clasts were less free to move relative to each other, unable to respond individually to fluid stress	Aparecida do Rio Negro-Novo Acordo; Malhadinha-Monte do Carmo
Sp (Fig. 5.1, 5.3)	Fine to medium grained sandstones	Planar cross-bedded	Migrating sand waves under unidirectional flow in a lower flow intensity than trough sets by dunes	Miranorte-Miracema; Malhadinha-Monte do Carmo; Pedro Afonso-Santa Maria
St (Fig. 5.5, 5.8)	Very fine to coarse-grained sandstones	Trough cross-bedded	Migrating dunes under unidirectional flow	Palmas-Cabeceiras; Malhadinha-Monte do Carmo; Taquaralto-Taquaruçu
Sh (Fig. 5.15)	Very fine to medium grained sandstones	Horizontally stratified	Deposition on a plane bed. Flow velocities higher than ripples, sand waves or dunes, and flow depths great enough that waves are not developed	Aparecida do Rio Negro-Novo Acordo; Taquaralto-Taquaruçu; Malhadinha-Monte do Carmo
Sr (Fig. 5.11, 5.14)	Fine to coarse grained sandstones	Ripple cross-laminated, undifferentiated	Product of combination of current and wave motion or by waves alone. Low energy hydrodynamics	Taquaralto-Taquaruçu; Aparecida do Rio Negro-Novo Acordo; Malhadinha-Monte do Carmo; Pedro Afonso-Santa Maria; Poção-Barrolândia; Palmas-Cabeceiras
Sf (Fig. 5.6)	Coarse grained sandstones	Flaser-bedded	Availability of sandstones and mudstones with alternation of currents activity periods and quiescence periods	Poção-Barrolândia
Sm (Fig. 5.2)	Medium-grained sandstones	Massive, structureless	Grain flow processes or deposition of homogeneous sand	Palmas-Cabeceiras; Malhadinha-Monte do Carmo
Shc (Fig. 5.10)	Very fine to medium grained sandstones	Hummocky cross-bedded	Oscillatory flows generated by storm waves	Taquaralto-Taquaruçu; Aparecida do Rio Negro-Novo Acordo
SFl (Fig. 5.4, 5.13)	Muddy sandstone	Laminated	Deposition from suspension, episodic decantation	Miranorte-Miracema; Pedro Afonso-Santa Maria; Poção-Barrolândia
SFdc (Fig. 5.16)	Muddy sandstone	Convolute-bedded	Gravity forces on liquefied sediments in slopes, and shear stress exerted upon recently deposited sediment by a flow	Aparecida do Rio Negro-Novo Acordo
FI (Fig. 5.7)	Siltstone and mudstone	Laminated	Deposition from suspension, episodic decantation, under quiet	Palmas-Cabeceiras; Taquaralto-Taquaruçu; Aparecida do Rio

			conditions	Negro-Novo Acordo; Miranorte-Miracema; Malhadinha-Monte do Carmo; Poção-Barrolândia
Fb (Fig. 5.9, 5.17)	Siltstone and mudstone	Bioturbation structures, undifferentiated	Structures formed through the process of deposition. Evidence of benthic activity of organisms	Miranorte-Miracema; Pedro Afonso-Santa Maria

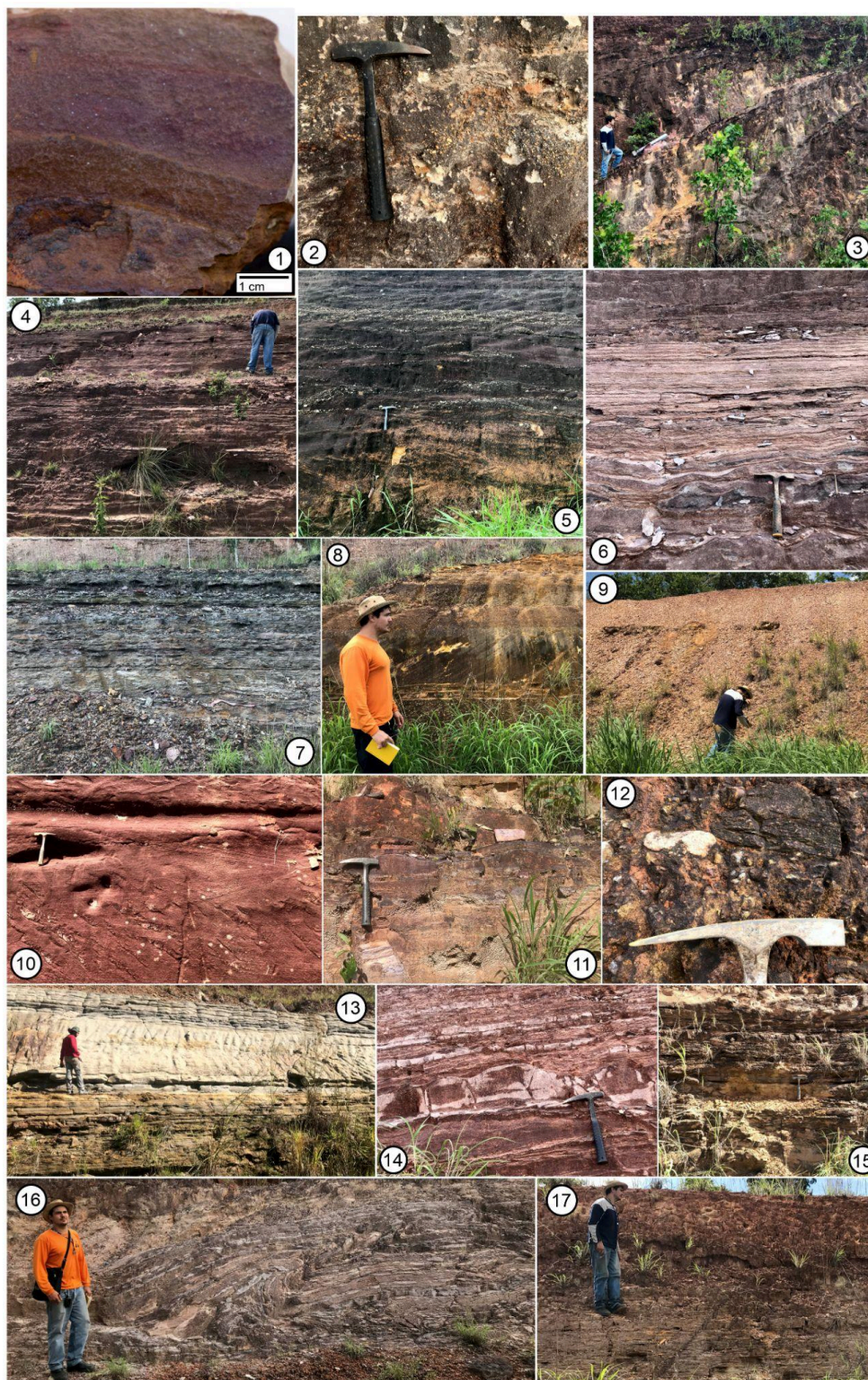


Figure 5. Sedimentary facies from the studied sections. 1. planar cross-stratification sandstone (Sp facies); 2. massive sandstone (Sm facies); 3. planar cross-stratification sandstone (Sp facies); 4. laminated muddy sandstone (SFI facies); 5. trough cross-stratification sandstones (St facies); 6. flaser stratification sandstones (Sf facies); 7. laminated siltstone and mudstone (FI facies); 8. trough cross-stratification sandstones (St facies); 9. bioturbated mudstone (Fb facies); 10. hummocky cross-stratification (Shc facies); 11. ripple sandstone (Sr facies); 12. massive gravel (Gm facies); 13. laminated muddy sandstone (SFI facies); 14. ripple sandstone (Sr facies); 15. horizontally stratified sandstone (Sh facies); 16. convolute folds muddy sandstone (SFdc facies); 17. bioturbated siltstone and mudstone (Fb facies).

4. Discussion

Integrated sedimentologic and taphonomic analyses, considering two taphonomic signatures, revealed six modes of taphonomic preservation related to disarticulation and fragmentation degree. The macrofossil content is associated mainly with the sedimentary facies Sp in a Fb context, Sh, Sr, Shc, Sr, SFI, FI, and Fb.

Disarticulation degree

The taphonomic signature of disarticulation/articulation is a feature that can be used in paleoenvironmental inferences for bivalved and multielement skeletons (Speyer and Brett, 1988). Articulated bivalved skeletons are inferences of slow background sedimentation interrupted by episodic burial, mostly related to autochthonous preservation (Worsley and Broadhurst, 1975; Alexander, 1986). However, closed bivalves indicate lack of transportation only if they are found in situ (Cadée, 2001), and transportation do not necessarily disarticulate a shell (Messina and Labarbera, 2004). Bivalves preserved in butterfly mode are suggestive of high background sedimentation, but not instantaneous burial (Allmon, 1985; Brett and Baird, 1986). Disarticulated bivalved skeletons are predominant on turbulent settings with low rate of background sedimentation (Speyer and Brett, 1988).

Articulated bivalved skeletons found at Aparecida do Rio Negro-Novo Acordo and Taquaralto-Taquaruçu sections are related to Sh, Shc, and FI facies (Figure 6.1, 6.2). They represent a small proportion of the macrofossil content. In many instances, articulated occurrences are indicative of rapid burial caused by episodic sedimentation, preventing the organism escaping from burial, or disintegration of joints by bacterial deterioration. The associated bivalved skeletons present here are mainly related with sandy facies (Sh and Shc facies), which corresponds to hydrodynamic energetic settings (Harms, 1979; Smith, 1980), disfavoring this kind of preservation.

In other hand, disarticulated bivalved skeletons are the most representative disarticulation degree, as it was observed at Poção-Barrolândia, Pedro Afonso-Santa Maria, Taquaralto-Taquaruçu, Palmas-Cabeceiras, and Aparecida do Rio Negro-Novo Acordo sections (Figure 6.3, 6.4). This preservation is mainly associated with Sh and Shc facies, but was observed related to Sr, SFI, Sp in a Fb context, and FI facies. The both huge accumulations of brachiopods (coquina and shell beds) are related to Sh and Shc facies, respectively, which indicates high hydrodynamic energy

settings, a required condition for this kind of preservation (e.g. Cooper, 1997). Finally, butterfly preservation was observed on a single bivalved skeleton at Poção-Barrolândia section related to SFI facies (Figure 6.5). The episodic decantation process assumed for facies SFI corroborates with the butterfly position of preservation (Smith, 1980). This bivalved skeleton could have been transported in suspension to offshore areas before final burial by storm events (e.g. Fürsich *et al.*, 2016).

Almost complete, articulated multielement skeletons can be indicative of very rapid episodic burial (Fürsich and Heinberg, 1983; Brett and Baird, 1986). Skeletal disarticulation of crinoids occurs within a few days or after months of exposition (Brett *et al.*, 1997). In case of trilobites, disarticulation remains are associated with shallow or deeper bioturbation, and turbulence (Speyer, 1987). Multielement skeletons are related to FI, Sh, and Shc sedimentary facies among the Aparecida do Rio Negro-Novo Acordo, Taquaralto-Taquaruçu, and Palmas-Cabeceiras sections (Figure 6.6, 6.7, 6.8, 6.9). A huge concentration of isolated calix and disarticulated pluricolumnals of crinoids is associated with Sh facies, and a solely occurrence of pygidia of trilobite is associated with Shc facies.

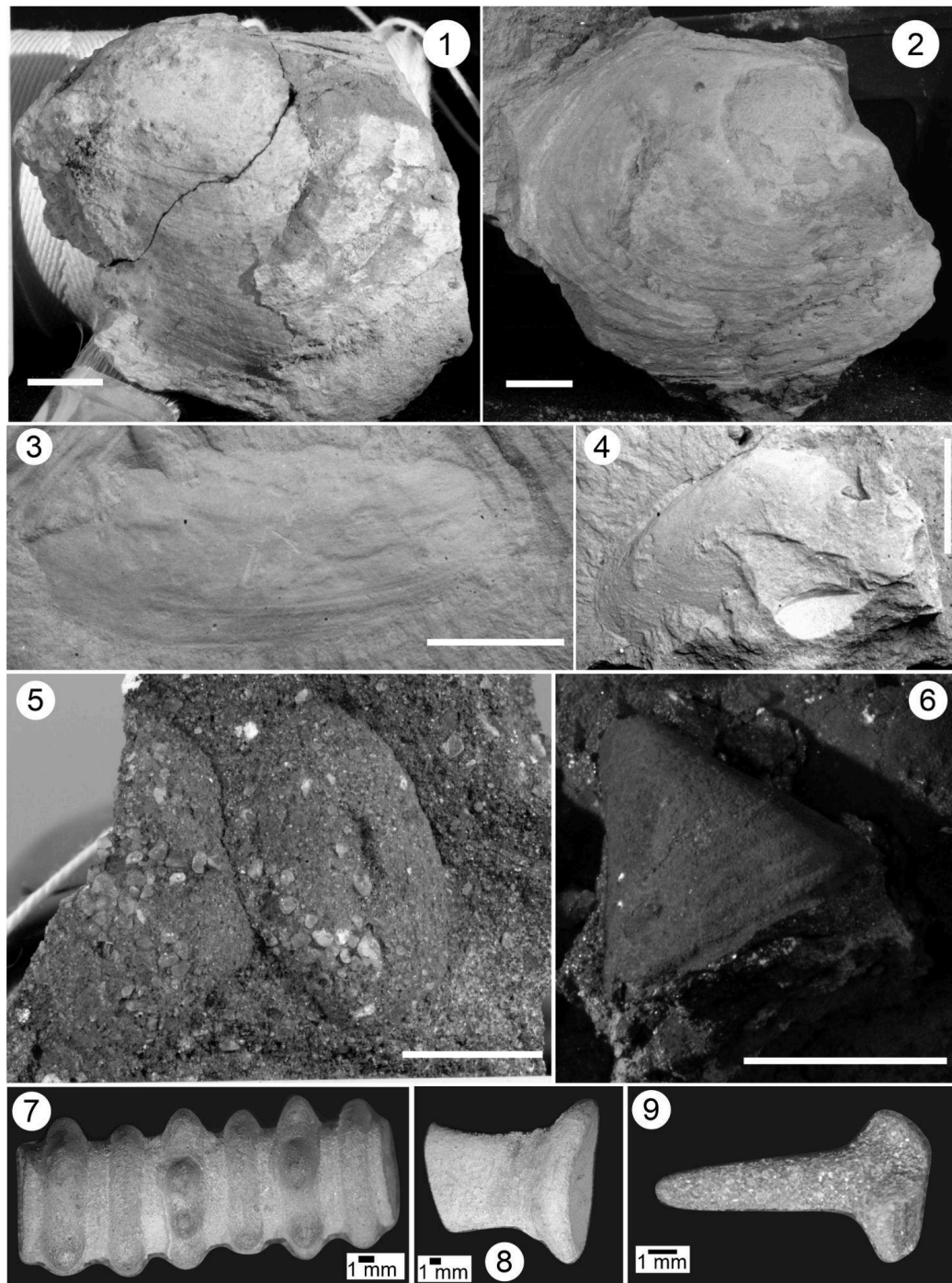


Figure 6. Bivalved and multielement skeletons of the studied section representing disarticulation degree. 1 and 2 = articulated bivalved skeleton (*Palaeoneilo* CCLP 1252 [1], CCLP 1253 [2]); 3 and 4 = disarticulated bivalved skeleton (*Nuculites* CCLP 1247 [3]; *Bivalvia* indet. CCLP 1236 [4]); 5 = butterflyed bivalved skeleton (*Sanguinolites* CCLP 1197); 6–9 = multielement skeletons (disarticulated pygidia [*Burmeisteria* CCLP 1572 {6}]; disarticulated pluricolumnal [*Laudonomphalus* CCLP 1192.2B {7}]; isolated calix [*Monstrocrinus* CCLP 1193.3 {8}]; isolated spine [Crinoidea indet. CCLP 1193.6 {9}]. Scale bar = 1 cm.

Fragmentation degree

Paleoenvironmental inferences with use of fragmentation degrees can be made to univalved, bivalved, and multielement skeletons and are generally related to hydrodynamics, depth of burial, skeletal composition, and predation or bioturbation activities (Driscoll, 1970; Brett and Baird, 1986; Fürsich and Flessa, 1987; Speyer, 1987; Speyer and Brett, 1986, 1988).

Complete bivalved skeletons in the studied sections are less typical in comparison to fragmented ones. They are representative of the Pedro Afonso-Santa Maria, Taquaralto-Taquaruçu, Palmas-Cabeceiras, and Aparecida do Rio Negro-Novo Acordo sections in association with the Sp in a Fb context, FI, Sh, Sr, and Shc facies (Figure 7.1, 7.3, 7.5). Complete skeletons are significant (when compared to fragmented) in FI facies, mostly related to episodic deposition under low turbulence (Smith, 1980), generally related to offshore settings under storm wave base. The preservation of complete discinids in Sp facies in a Fb facies context is a remarkable feature. Generally, bioturbation is related to cause fragmentation on shells (Pérez-Asensio *et al.*, 2017), but the influence of Sp facies can be associated with an episodic deposition of relatively high rate of sedimentation, which contributed for this preservation.

In other ways, fragmented bivalved skeletons were more numerous in the observed sections. This kind of preservation is represented in the same sections of complete ones, in exception to the Pedro Afonso-Santa Maria section, in addition to the Poção-Barrolândia section. Fragmented skeletons are related to SFI, Sh, Sr, FI, and Shc facies (Figure 7.2, 7.4). However, this preservation is dominantly in Sh and Shc facies (when compared to complete) mostly because of high hydrodynamics settings (Harms, 1979; Smith, 1980). Fragmentation associated with Sh facies at Taquaralto-Taquaruçu section, observed in a huge accumulation of coquina mainly composed by brachiopods and crinoids, were assumed to be on foreshore to shoreface settings above fair-weather wave base. The fragmented skeletons from Shc facies at Aparecida do Rio Negro-Novo Acordo sections, preserved on shell beds, were related to transitional offshore below normal wave base.

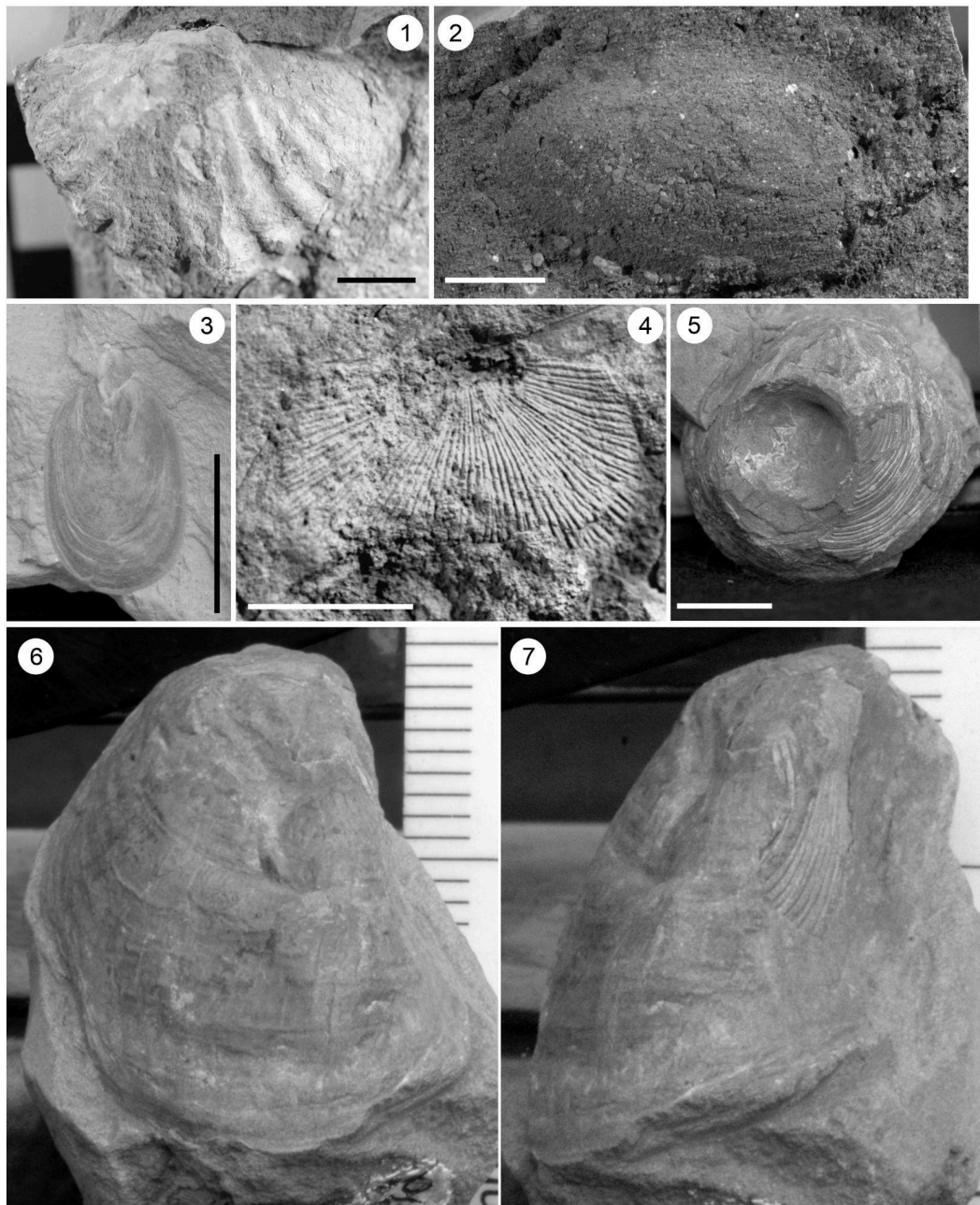


Figure 7. Bivalved and multielement skeletons of the studied section representing fragmentation degree and other preservations. 1, 3 and 5 = complete bivalved skeleton (*Australospirifer* CCLP 1250 [1]; infaunal lingulid CCLP 1228 [3]; *Gigadiscina* CCLP 1142 [5]); 2 and 4 = fragmented bivalved skeleton (*Sanguinolites* CCLP 1196 [2]; *Schuchertella* CCLP 1251 [4]); 6 and 7 = deformed bivalved skeleton (Discinidae CCLP 1142). Scale bar = 1 cm.

Other preservations

An interesting type of preservation was observed at Pedro Afonso-Santa Maria section, on Sp facies in a Fb facies context, kindly wrinkled. A discinid was found to be deformed in relation to its symmetrical axis (Figure 7.6, 7.7). This can be explained by a preservation of a still alive organism or is attributed to a secondary deformation throughout the taphonomic process, as the shell of discinids are easy to deform (Masunaga and Shiino, 2021). A possible paleoenvironmental condition that this deformation can provide is low pH and carbonate undersaturation settings that could be the cause of the shell dissolution and the preservation of a deformed mold (Aller, 1982; Flessa and Brown, 1983; Speyer and Brett, 1988).

Facies association

Perhaps the most uncommon sedimentary facies observed in the studied section are the SFdc facies, which consist of convolute deformations (Figure 5.16) (Smith, 1980). This sedimentary structure is generated under gravity forces on liquefied sediments together with shear stress exerted upon recently deposited sediment. Convolute laminations are related to very loosely packed deposited sand under water, which subsequently get a denser packing liquidizing the sand (Waldron and Snyder, 2020).

Convolute folds were observed at Aparecida do Rio Negro-Novo Acordo section for over than 15m of extension. The deformation is multilayer classification similar to Type 3 of Allen (1977). A possible paleoenvironment that can be inferred on the basis of convolute folds is a periglacial lake setting based on subaqueous sliding of unconsolidated layers (Hudleston, 1977; Carneiro and Costa, 2006). Still, further investigations up on this section is required to confirm this paleoenvironmental proposition.

Flaser beddings are related to the alternation of current action and quiescent water (Reineck and Wunderlich, 1968). During current activity, sand and mud are transported and deposited as ripples, with suspended sediment deposited in troughs and over ripples, preserving ripple beds with mud flasers (Reineck and Wunderlich, 1968; Smith, 1980). The inferred paleoenvironments based on this sedimentary structure are subtidal or intertidal zones (Reineck and Wunderlich, 1968). Flaser beds (Figure 5.6) were observed at Poção-Barrolândia section where a butterflyed

Sanguinolites were noted (Figure 6.5), but the fossil occurrence is unrelated to Sf facies.

5. Conclusion

Six preservational taphonomic patterns (articulated, disarticulated, butterflyed, complete, fragmented, and deformed) and twelve sedimentary facies were recognized in the Devonian sequence from the western border of Parnaíba Basin, Tocantins state, represented by seven studied sections. The fossiliferous association predominates on Sh and Shc sedimentary facies, but were also observed on Sr, Sp in a Fb context, SFI, and FI sedimentary facies.

Offshore settings (FI facies, Aparecida do Rio Negro-Novo Acordo section), transitional offshore to shoreface dominated by storms (Shc facies, Aparecida do Rio Negro-Novo Acordo section), foreshore to shoreface (Sh facies, Taquaralto-Taquaruçu section) were determined by the integration of taphonomy and sedimentary facies analysis. Further stratigraphic and paleontological studies are encouraged to better define the Devonian sequence from Tocantins state, Parnaíba Basin, and refine the stratigraphic distribution of the fossiliferous associations described in this work.

6. Acknowledgement

The authors thanks to FAPESP Process number 2016/18275-4 and Process number 2020/12409-4. F.N. Sousa thanks to Capes Process number 88887.485579/2020-00. Also Gama Junior, J.M. are thanked for field work.

7. Reference

- Alexander, R.R. 1986. Life orientation and post-mortem reorientation of Chesterian brachiopod shells by paleocurrents. *Palaos*, 303-311.
- Allen, J.R. 1977. The possible mechanics of convolute lamination in graded sand beds. *Journal of the Geological Society*, 134(1), 19-31.
- Aller, R.C. 1982. Carbonate dissolution in nearshore terrigenous muds: the role of physical and biological reworking. *The Journal of geology*, 90(1), 79-95.
- Allmon, R.A. 1985. Butterflyed bivalves as paleoenvironmental indicators. *Geol. Soc. Am., Abstr. Programs*, 17(CONF-8510489-).
- Barbosa, O., Ramos, J.R.A.R., Gomes, F.A., Helmbold, R. 1966. Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do "Projeto Araguaia". Ministério das Minas e Energia, Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM), Divisão de Geologia e Mineralogia (DGM), Rio de Janeiro, 94p.

Barrera, I.A.R., Nogueira, A.C.R., Bandeira, J. 2020. The Silurian glaciation in the eastern Parnaíba Basin, Brazil: paleoenvironment, sequence stratigraphy and insights for the evolution and paleogeography of West Gondwana. *Sedimentary Geology*, 406, 105714.

Brett, C.E., Baird, G.C. 1986. Comparative taphonomy: a key to paleoenvironmental interpretation based on fossil preservation. *Palaios*, 207–227.

Brett, C.E., Moffat, H.A., Taylor, W.L. 1997. Echinoderm taphonomy, taphofacies, and Lagerstätten. *The Paleontological Society Papers*, 3, 147–190.

Cadée, G.C. 2001. Floating articulated bivalves, Texel, North Sea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 183(3–4), 355–359.

Candeiro, C.R.A., Alves, Y.M., Souza, F.E., Tavares, L.F., Silva, K.R., Souza, L.B., Morais, F. 2015. Note on the paleobiota from the Paleozoic Pimenteiras and Pedra de Fogo formations of the Central Tocantins State, Brazil. *Terr@ Plural*, 9(1), 84–101.

Caputo, M.V. 1984. Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of northern basins of Brazil. University of California, Santa Barbara. Tese de Doutorado, 583p.

Carneiro, C.D.R., Costa, F.G.D. 2006. Estruturas atectônicas da Bacia do Paraná em Campinas (SP): deformação sin-sedimentar no Subgrupo Itararé. *Terrae Didática*, 2(1), 34–53.

Copper, P. 1997. Articulate brachiopod shellbeds: Silurian examples from Anticosti, eastern Canada. *Geobios*, 30, 133–148.

Driscoll, E.G. 1970. Selective bivalve shell destruction in marine environments, a field study. *Journal of Sedimentary Research*, 40(3), 898–905.

Flessa, K.W., Brown, T.J. 1983. Selective solution of macroinvertebrate calcareous hard parts: a laboratory study. *Lethaia*, 16(3), 193–205.

Fonseca, V.M.M., Melo, J.H.G. 1987. Ocorrência de *Tropidoleptus carinatus* (Conrad) (Brachiopoda, Orthida) na Formação Pimenteiras, e sua importância paleobiogeográfica. In: Congresso Brasileiro de Paleontologia. *Anais do X Congresso Brasileiro de Paleontologia*, Rio de Janeiro, 10, 505–537.

Fürsich, F.T., Heinberg, C. 1983. Sedimentology, biostratigraphy, and palaeoecology of an Upper Jurassic offshore sand bar complex. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, 32(1–2), 67–95.

Fürsich, F.T., Flessa, K.W. 1987. Taphonomy of tidal flat molluscs in the northern Gulf of California: paleoenvironmental analysis despite the perils of preservation. *The Paleontological Society Special Publications*, 2, 200–237.

Fürsich, F.T., Pan, Y.H., Wang, Y.Q. 2016. Biostratigraphy of bivalves from Jurassic and Early Cretaceous lakes of NE China. *Palaeoworld*, 25(3), 399–405.

Gama Jr, J.M. 2008. Braquiópodes da Formação Pimenteiras (Devoniano médio/superior), na região sudoeste da Bacia do Parnaíba, município de Palmas, Estado do Tocantins, Brasil. Universidade de Brasília, Instituto de Geociências. Dissertação de mestrado, 64 p.

Góes, A.M.O., Feijó, F.J. 1994. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 8(1), 57–67.

Grahn, Y., Young, C., Borghi, L. 2008. Middle Devonian chitinozoan biostratigraphy and sedimentology in the eastern outcrop belt of the Parnaíba Basin, northeastern Brazil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 11(3), 137–146.

Harms, J.C. (1979). Primary sedimentary structures. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 7(1), 227–248.

- Hudleston, P.J. 1977. Similar folds, recumbent folds, and gravity tectonics in ice and rocks. *The Journal of Geology*, 85(1), 113-122.
- Loboziak, S., Caputo, M.V., Melo, J.H.G. 2000. Middle Devonian-Tournaisian miospore biostratigraphy in the southwestern outcrop belt of the Parnaíba Basin, north-central Brazil. *Revue de Micropaléontologie*, 43(4), 301-318.
- Masunaga, M., Shiino, Y. 2021. Death or living assemblage? The middle Permian discinid brachiopods in the Kamiyasse area, Southern Kitakami Mountains, northeastern Japan. *Paleontological Research*, 25(3), 258-278.
- Messina, C., Labarbera, M. 2004. Hydrodynamic behavior of brachiopod shells: experimental estimates and field observations. *Palaios*, 19(5), 441-450.
- Moore, R.C. 1949. Meaning of facies. In *Sedimentary Facies in Geologic History: Conference at Meeting of the Geological Society of America Held in New York, New York*, 39, 1-34.
- Pérez-Asensio, J.N., Aguirre, J., Rodríguez-Tovar, F.J. 2017. The effect of bioturbation by polychaetes (Opheliidae) on benthic foraminiferal assemblages and test preservation. *Palaeontology*, 60(6), 807-827.
- Ponciano, L.C.M., Della Fávera, J.C. 2009. Flood-dominated fluvio-deltaic system: a new depositional model for the Devonian Cabeças Formation, Parnaíba Basin, Piauí, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 81(4), 769-780.
- Queiroz, J.P., Gama Junior, J.M., Pires, E.F. 2013. Ocorrência de braquiópodes fósseis no entorno do Rio Balsas, Município de Santa Teresa, Estado do Tocantins, em estratos da Formação Pimenteira, Devoniano da Bacia do Parnaíba. *Brazilian Geographical Journal*, 4(1), 191-212.
- Reineck, H.E., Wunderlich, F. 1968. Classification and origin of flaser and lenticular bedding. *Sedimentology*, 11(1-2), 99-104.
- Ribeiro, V.R., Sousa, F.N., Gaia, G.A., Carbonaro, F.A., Scheffler, S.M., Ghilardi, R.P. 2021. Devonian macroinvertebrates from the State of Tocantins: occurrence history and new findings. *Terr@ Plural*, 15, 1-16.
- Scheffler, S.M., Dias-Da-Silva, S., Gama Jr, J.M., Fonseca, V.M.M., Fernandes, A.C.S. 2011. Middle Devonian Crinoids from the Parnaíba Basin (Pimenteira Formation, Tocantins State, Brazil). *Journal of Paleontology*, 85(6), 1188-1198.
- Schobbenhaus, C., Gonçalves, J.H., Santos, J.O.S., Abram, M.B., Leão Neto, R., Matos, G.M.M., Vidotti, R.M., Ramos, M.A.B., Jesus, J.D.A. (eds.). *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo*. Sistema de Informações Geográficas, Programa Geologia do Brasil, CPRM, Brasília, 2004. Folhas SA.23, SA.24, SB.22, SB.23, SB.24, SC.22, SC.23, SC.24.
- Simões, M.G., Ghilardi, R.P. 2000. Protocolo Tafonômico/Paleoautoecológico com ferramenta nas análises paleossinecológicas de invertebrados: exemplos de aplicação em concentrações fossilíferas do Paleozoico da Bacia do Paraná, Brasil. *Pesquisas em Geociências*, 27(2), 3-13.
- Smith, G.L.B. 1980. Logical-letter coding system for facies nomenclature: Witbank Coalfield. *South African Journal of Geology*, 83(3), 301-311.
- Speyer, S.E. 1987. Comparative taphonomy and palaeoecology of trilobite lagerstätten. *Alcheringa*, 11(3), 205-232.
- Speyer, S.E., Brett, C.E. 1986. Trilobite taphonomy and Middle Devonian taphofacies. *Palaios*, 312-327.
- Speyer, S.E., Brett, C.E. 1988. Taphofacies models for epeiric sea environments: Middle Paleozoic examples. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 63(1-3), 225-262.

Waldron, J., Snyder, M. 2020. Geological Structures: A practical introduction. University of Alberta. 211p.

Worsley, D., Broadhurst, F.M. 1975. An environmental study of Silurian atrypid communities from southern Norway. *Lethaia*, 8(4), 271-286.

Vaz, P.T., Rezende, N.G.A.M., Wanderley Filho, J.R., Travassos, W.A.S. 2007. Bacia do Parnaíba. *B. Geoci. Petrobras*, 15(2), 253–263.

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

O Devoniano da Bacia do Parnaíba, com ênfase na Formação Pimenteira, foi analisado a partir dos conceitos tafonômicos inseridos nas metodologias de tafofácies e tafonomia comparada, associados ao contexto de fácies sedimentares.

Indivíduos de *Conularia quichua* foram analisados a partir de suas assinaturas tafonômicas com intuito de realizar uma análise de tafonomia comparada. A aplicação dessa abordagem é justificada pela viabilidade da metodologia neste grupo, tendo em vista que espécimes da Bacia do Paraná, por exemplo, já foram analisados sob essa perspectiva. A tafonomia como ferramenta paleoambiental evidenciou associações fossilíferas de conulariídeos parautóctones a alóctones, refletindo ambientes deposicionais influenciados por tempestades que puderam ser comparadas com classes tafonômicas da Bacia do Paraná, Formação Ponta Grossa. Os conulários da Bacia do Parnaíba, Formação Pimenteira, foram classificados em duas classes de preservação tafonômica: 1. tecas preservadas de modo oblíquo, preenchidas e completas; 2. tecas preservadas de modo concordante, fragmentadas, achatadas, agrupadas e isoladas. Isso representa a importância da coleta tafonômica durante o trabalho de campo, já que o modo de preservação em relação ao plano de acamamento foi definitivo para interpretar o paleoambiente.

Ambientes deposicionais de *foreshore* a *shoreface*, *shoreface* a *offshore* e *offshore* foram descritos a partir das assinaturas tafonômicas dos bioclastos de macroinvertebrados e de análises estatísticas multivariadas. A abordagem de tafofácies para analisar os tempestitos da Formação Pimenteira vai de encontro com a hipótese deste trabalho, que visa aplicar esta metodologia para interpretar o paleoambiente gerador dessas concentrações. As análises tafonômicas associadas à análises de fácies reconheceram três tafofácies. Os bioclastos que compõem a tafofácies T-1 (fácies FI) são representados por conchas desarticuladas e completas, concordantes ao plano de acamamento, de preferência por valvas ventrais e com concavidade para cima, além de apresentarem dimensões semelhantes e pequenas. Essa tafofácies apresenta características de ambientes deposicionais de *offshore* aliados a condições de baixa energia deposicional. Já a tafofácies T-2 (fácies Sh) é representada por bioclastos desarticulados e fragmentados, concordantes ao plano de acamamento, sem preferência por valvas ventrais ou dorsais, com concavidade de preferência para baixo. Não foi observada seleção de dimensão desses

bioclastos, o que sugere um transporte energético antes do soterramento final, associado a condições ambientais de *foreshore* a *shoreface*, acima do nível de ondas de tempo bom. Por fim, a tafofácies T-3 (fácies Shc) é representada por bioclastos desarticulados e fragmentados, concordantes ao plano de acamamento, preferencialmente por valvas ventrais, mas sem preferência por concavidade. Análises realizadas com as dimensões dos bioclastos aliadas à orientação azimutal de cada esqueleto, que resultou em um depósito bimodal, evidenciaram que houve seleção antes do soterramento final, provavelmente por tempestades. Esta tafofácies está relacionada a condições ambientais de *shoreface* a *offshore*, depositada abaixo do nível de ondas de tempo bom.

Os padrões tafonômicos de preservação distribuídos ao longo da seção Devoniana estudada resultaram em seis modos principais, sendo esqueletos articulados, desarticulados, em posição de borboleta (*butterfly*), completos, fragmentados e dobrados. Preferencialmente, as ocorrências fossilíferas em grande quantidade são em fácies arenosas com estratificação cruzada *hummocky* ou estratificação horizontal. Fósseis de esqueletos bivalves desarticulados e fragmentados são os mais representativos ao longo das seções.

A distribuição dos modos preferenciais de preservação evidenciou que as variações relativas do nível dos mares epicontinentais foi um dos fatores predominantes para o estabelecimento de condições favoráveis para a preservação fóssil.

Em complemento, o artigo apresentado no Anexo 1 demonstra o histórico de estudos paleontológicos no flanco oeste da Bacia do Parnaíba e apresenta grande parte do material utilizado nas análises tafonômicas desta tese.

Assim, a partir das abordagens tafonômicas, o paleoambiente do Devoniano da Bacia do Parnaíba foi analisado. A Tafonomia como ferramenta de trabalho cumpriu o proposto na hipótese apresentada, sendo coerente com o contexto sedimentar, e foi útil na descrição e detalhamento das associações fossilíferas.

REFERÊNCIAS

- Abram, M.B., Holz, M. 2020. Early to Middle Devonian ironstone and phosphorite in the northwestern Gondwana Parnaíba Basin, Brazil: A record of an epeiric margin paleoceanographic changes. *Sedimentary Geology*, 402, 105646.
- Aguiar, G.A. 1971. Revisão Geológica da Bacia Paleozóica do Maranhão. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 25, 1971, São Paulo. *Anais do XXV Congresso Brasileiro de Geologia*, São Paulo: SBG, 3, 113–122.
- Albuquerque, K.R.M. 2000. *Subdivisão estratigráfica da sequência devoniana da Bacia do Parnaíba*. Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia. Dissertação de Mestrado, 117p.
- Albuquerque, O.R., Dequech, V. 1946. Contribuição para a Geologia do Meio-Norte, especialmente Piauí e Maranhão, Brasil. *In*: Congresso Pan-americano de Engenharia de Minas e Geologia, 2, Petrópolis. *Anais*, 3, 69–108.
- Allmon, W.D., Spizuco, M.P., Jones, D.S. 1995. Taphonomy and paleoenvironment of two turrillid-gastropod-rich beds, Pliocene of Florida. *Lethaia*, 28(1), 75–83.
- Almeida, F.F.M., Carneiro, C.D.R. 2004. Inundações marinhas fanerozóicas no Brasil e recursos minerais associados. *In*: Mantesso Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Neves, B.B.B. *Geologia do continente sul americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca Produções Culturais.
- Assis, A.P., Porto, A.L., Schmitt, R.S., Linol, B., Medeiros, S.R., Martins, F.C., Silva, D.S. 2019. The Ordovician-Silurian tectono-stratigraphic evolution and paleogeography of eastern Parnaíba Basin, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 95, 102241.
- Barbosa, O., Ramos, J.R.A.R., Gomes, F.A., Helmbold, R. 1966. Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do “Projeto Araguaia”. Ministério das Minas e Energia, Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM), Divisão de Geologia e Mineralogia (DGM), Rio de Janeiro, 94p.
- Barrera, I.A.R., Nogueira, A.C.R., Bandeira, J. 2020. The Silurian glaciation in the eastern Parnaíba Basin, Brazil: paleoenvironment, sequence stratigraphy and insights for the evolution and paleogeography of West Gondwana. *Sedimentary Geology*, 406, 105714.
- Barroso, F.R.G. 2017. Invertebrados fósseis da Formação Ipu (Siluriano), Grupo Serra Grande, Bacia do Parnaíba. Universidade Federal de Pernambuco, Centro de Tecnologia e Geociências. Tese de Doutorado, 107p.
- Battista, F., Ribeiro, A.M., Erthal, F., Schultz, C.L. 2023. Post-collection taphonomy, sampling effects and the role of the collector in palaeontological collections: A case study from an early Late Triassic bone accumulation in southernmost Brazil. *Acta Palaeontologica Polonica*, 68(2), 359–372.
- Behrensmeyer, A.K., Kidwell, S.M. 1985. Taphonomy's contributions to paleobiology. *Paleobiology*, 11(1), 105–119.
- Behrensmeyer, A.K., Kidwell, S.M., Gastaldo, R.A. 2000. Taphonomy and paleobiology. *Paleobiology*, 26(S4), 103–147.

Beurlen, K. 1965. Observações no Devoniano do Estado do Piauí. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 37(1), 61–67.

Bigarella, J.J., Mabesoone, J.M., Lins, C.J.C., Mota, F.O. 1965. Palaeogeographical features of the Serra Grande and Pimenteiras formations (Parnaíba Basin, Brazil). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1, 259–296.

Bigarella, J.J. 1973. Geology of the Amazon and Parnaíba basins. In: Nairn, A.E.M., Stehli, F.G. (eds.). *The Ocean Basins and Margins. The South Atlantic*, vol. 1, Department of Geology, Case Western Reserve University, Cleveland, Ohio. Springer Science, Plenum Press, Nova Iorque.

Blankennagel, R.K. 1952. Report on the eastern margin of the Maranhão Basin. Petrobras Internal Report N.º 27, Belém, Brazil.

Blankennagel, R.K., Kremer, G.A. 1954 Geological report on the southeastern margin of the Maranhão basin. Petrobras Internal Report N.º 44, Belém, Brazil.

Boessenecker, R.W., Perry, F.A., Schmitt, J.G. 2014. Comparative taphonomy, taphofacies, and bonebeds of the Mio-Pliocene Purisima Formation, Central California: strong physical control on marine vertebrate preservation in shallow marine settings. *PLoS One*, 9(3), e91419.

Bosetti, E.P. 2004. Tafonomia de alta resolução das fácies de offshore da sucessão devoniana da região de Ponta Grossa–Paraná, Brasil. Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), Instituto de Geociências, Porto Alegre. 2v., 112p.

Bosetti, E.P., Netto, R.G., Tognoli, F.M.W., Sedorko, D., Matsumura, W.M.K. 2021. Continental input on shelfal deposits unveiled by integration of ichnology, sedimentology, and taphonomy: A case study in Givetian beds of the Paraná Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 110, 103342.

Boucot, A.J. 1981. Principles of Benthic Marine Paleoecology. Academic Press, New York, N.Y., 463 pp.

Brett, C.E. 1995. Sequence stratigraphy, biostratigraphy, and taphonomy in shallow marine environments. *Palaaios*, 597–616.

Brett, C.E., Baird, G.C. 1986. Comparative taphonomy: a key to paleoenvironmental interpretation based on fossil preservation. *Palaaios*, 207–227.

Brett, C.E., Moffat, H.A., Taylor, W.L. 1997. Echinoderm taphonomy, taphofacies, and Lagerstätten. *The Paleontological Society Papers*, 3, 147–190.

Breuer, P., Grahn, Y. 2011. Middle Devonian spore stratigraphy in the eastern outcrop belt of the Parnaíba Basin, northeastern Brazil. *Revista Española de Micropaleontología*, 43(1-2), 19–38.

Campanha, V.A., Mabesoone, J.M. 1976. Paleoambiente e Paleoecologia do Membro Picos, Formação Pimenteiras (Devoniano do Piauí). In: Congresso Brasileiro de Geologia, 28, Sociedade Brasileira de Geologia. *Anais do XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia*, Porto Alegre: SBG, 2, 221–235.

Campbell, D.F., Almeida L.A., Silva, S.O. 1949. Relatório preliminar sobre a geologia da Bacia do Maranhão. Boletim n.º 1, Conselho Nacional do Petróleo, Rio de Janeiro, 160 p.

Caputo, M.V. 1984. Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of northern basins of Brazil. University of California, Santa Barbara. Tese de Doutorado, 583p.

Caputo, M.V., Lima, E.C. 1984. Estratigrafia, idade e correlação do Grupo Serra Grande – Bacia do Parnaíba. In: Congresso Brasileiro de Geologia. *Anais do XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia*, Rio de Janeiro: SBG, 33, 740–753.

Caputo, M.V., Iannuzzi, R., Fonseca, V.D. 2005. Bacias sedimentares brasileiras: Bacia do Parnaíba. *Fundação Paleontológica PHOENIX*, 81(7), 1–6.

Caputo, M.V., Santos, R.O.B. 2020. Stratigraphy and ages of four Early Silurian through Late Devonian, Early and Middle Mississippian glaciation events in the Parnaíba Basin and adjacent areas, NE Brazil. *Earth-Science Reviews*, 207, 103002.

Carozzi, A.V., Falkenhein, F.U.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, n.º 7, 48 p.

Carvalho, M.G.P. 1995. Trilobitas devonianas da Bacia do Parnaíba (Formações Pimenteira, Cabeças e Longá). Universidade Estadual do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Rio de Janeiro. Tese de Doutorado, 151p.

Carvalho, M.G.P., Edgecombe, G.D., Lieberman, B.S. 1997. Devonian calmoniid trilobites from the Parnaíba Basin, Piauí State, Brazil. *American Museum Novitates*, 3192, 11 p.

Caster, K.E. 1948. Excursão geológica ao estado do Piauí. Mineração e Metalurgia, Rio de Janeiro, 12(72), 271–272.

Castro, J.S. 1968. Trilobitas da Formação Pimenteiras, Devoniano do estado do Piauí. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 40(4), 481–489.

Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, J.P., Blum, M.D., Dalrymple, R.W., Eriksson, P.G., Fielding, C.R., Fisher, W.L., Galloway, W.E., Gibling, M.R., Giles, K.A., Holbrook, J.M., Jordan, R., Kendall, C.G.St.C., Macurda, B., Martinsen, O.J., Miall, A.D., Neal, J.E., Nummedal, D., Pomar, L., Posamentier, H.W., Pratt, B.R., Sarg, J.F., Shanley, K.W., Steel, R.J., Strasser, A., Tucker, M.E., Winker, C. 2009. Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, 92(1-2), 1–33.

Clark, G.R., Lutz, R.A. 1980. Pyritization in the shells of living bivalves. *Geology*, 8(6), 268–271.

Cohen, K.M., Finney, S.C., Gibbard, P.L., Fan, J.-X. 2013. The ICS International chronostratigraphic Chart. Episodes 36: 199–204.

Cordani, U.G., Neves, B.B.B., Fuck, R.A., Porto, R., Thomaz Filho, A., Cunha, F.M.B. 1984. Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. Centro de Pesquisas e Desenvolvimento Leopoldo A. Miguez de Mello (CENPES), Divisão de Exploração (DIVEX), 70 p.

Davies, D.J., Powell, E.N., Stanton Jr, R.J. 1989. Taphonomic signature as a function of environmental process: shells and shell beds in a hurricane-influenced inlet on the Texas coast. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 72, 317–356.

- Della Fávera, J.C. 1982. Devonian storm-and tide-dominated shelf deposits, Parnaíba Basin, Brazil. *AAPG Bulletin*, 66(5), 562–562.
- Della Fávera, J.C. 1990. Tempestitos da Bacia do Parnaíba. Um ensaio holístico. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, UFRGS Porto Alegre, RS. Tese de Doutorado, 2 v., 400 p.
- Driscoll, E.G. 1970. Selective bivalve shell destruction in marine environments, a field study. *Journal of Sedimentary Research*, 40(3), 898–905.
- Driscoll, E.G., Weltin, T.P. 1973. Sedimentary parameters as factors in abrasive shell reduction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 13(4), 275–288.
- Efremov, J.A. 1940. Taphonomy: a new branch of paleontology. *Pan-American Geologist*, 74, 81–93.
- Erthal, F., Ritter, M.N., Kotzian, C.B. 2017. Assinaturas tafonômicas em moluscos recentes e seu significado paleoambiental. *Terræ Didática*, 13(1), 4–29.
- Feng, Z.Z. 2019. A review on the definitions of terms of sedimentary facies. *Journal of Palaeogeography*, 8, 1–11.
- 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.
- Flessa, K.W., Kowalewski, M., Walker, S.E. 1992. Post-collection taphonomy: shell destruction and the Chevrolet. *Palaos*, 7(5), 553–554.
- Fonseca, V.M.M., Melo, J.H.G. 1987. Ocorrência de *Tropidoleptus carinatus* (Conrad) (Brachiopoda, Orthida) na Formação Pimenteira, e sua importância paleobiogeográfica. In: Congresso Brasileiro de Paleontologia. *Anais do X Congresso Brasileiro de Paleontologia*, Rio de Janeiro, 10, 505–537.
- Fonseca, V.M.M. 2001. Brachiopoda (Strophomenoidea, Chonetoida e Delthyridoidea) do Devoniano Médio das bacias do Amazonas e Parnaíba. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências. Tese de Doutorado. 197p., XV estampas.
- Fonseca, V.M.M. 2004. Chonetoida (Brachiopoda) do devoniano médio das bacias do Amazonas e Parnaíba, Brasil. *Arquivos do Museu Nacional*, 62(2), 193–215.
- Freitas, E.L. 1990. Análise estratigráfica da sequência devoniana aflorante na Bacia do Parnaíba entre as cidades de Picos e Oeiras (PI). Universidade Federal de Ouro Preto, Escola de Minas, Departamento de Geologia. Dissertação de Mestrado, 182p.
- Fürsich, F.T., Oschmann, W. 1993. Shell beds as tools in basin analysis: the Jurassic of Kachchh, western India. *Journal of the Geological Society*, 150(1), 169–185.
- Fürsich, F.T. 1995. Shell concentrations. *Eclogae Geol. Helv.*, 88, 643–655.
- Galloway, W.E. 1989. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *AAPG Bull.*, 73(2), 125–142.

- Gama Jr, J.M. 2008. Braquiópodes da Formação Pimenteira (Devoniano médio/superior), na região sudoeste da Bacia do Parnaíba, município de Palmas, Estado do Tocantins, Brasil. Universidade de Brasília, Instituto de Geociências. Dissertação de mestrado, 64 p.
- Ghilardi, R.P. 2004. Tafonomia comparada e paleoecologia dos macroinvertebrados (ênfase em trilobites), da Formação Ponta Grossa (Devoniano, Sub-bacia Apucarana), Estado do Paraná. Universidade de São Paulo (USP), Instituto de Geociências. São Paulo, 113 p.
- Góes, A.M.O., Travassos, W.A., Nunes, K.C. 1992. Projeto Parnaíba - Reavaliação da bacia e perspectivas exploratórias. Belém, Petrobrás. Relatório Interno.
- Góes, A.M.O., Feijó, F.J. 1994. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 8(1), 57–67.
- Góes, A.M. 1995. A Formação Poti (Carbonífero Inferior) da Bacia do Parnaíba. Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências. Tese de Doutorado, 171 p.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D., Ogg, G.M. (Eds.). 2012. The geologic time scale. Elsevier.
- Grahn, Y., Caputo, M.V. 1994. Late Ordovician evolution of the intracratonic basins in north-west Gondwana. *Geologische Rundschau*, 83, 665–668.
- Grahn, Y., Melo, J.H.G. 2005. Middle and Late Devonian Chitinozoa and biostratigraphy of the Parnaíba and Jatobá basins, northeastern Brazil. *Palaeontographica Abteilung B*, 272, 1–50.
- Grahn, Y., Melo, J.H.G., Steemans, P. 2005. Integrated chitinozoan and miospore zonation of the Serra Grande Group (Silurian-Lower Devonian), Parnaíba Basin, northeast Brazil. *Revista Española de Micropaleontología*, 37(2), 183–204.
- Grahn, Y., Melo, J.H.G., Loboziak, S. 2006. Integrated Middle and Late Devonian miospore and chitinozoan zonation of the Parnaíba Basin, Brazil: an update. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 9(3), 283–294.
- Grahn, Y., Young, C., Borghi, L. 2008. Middle Devonian chitinozoan biostratigraphy and sedimentology in the eastern outcrop belt of the Parnaíba Basin, northeastern Brazil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 11(3), 137–146.
- Harms, J.C. 1979. Primary sedimentary structures. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 7(1), 227–248.
- Holland, S.M. 1995. The stratigraphic distribution of fossils. *Paleobiology*, 21(1), 92–109.
- Holz, M., Simões, M.G. 2002. *Elementos fundamentais de tafonomia*. Porto Alegre, Ed. Universidade, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS).
- Holz, M., Simões, M.G. 2005. Taphonomy—Overview of main concepts and applications to sequence stratigraphic analysis. In: Koutsoukos (ed.). *Applied stratigraphy*, 249–278.
- Horodyski, R.S. 2014. Análise tafonômica, bioestratigráfica e paleoambiental dos invertebrados marinhos da região de Tibagi-PR (Devoniano Inferior e Médio da Bacia do Paraná). Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), Instituto de Geociências, Porto Alegre, RS. Tese de doutorado, 205 p.

Horodyski, R.S., Holz, M., Grahn, Y., Bosetti, E.P. 2014. Remarks on sequence stratigraphy and taphonomy of the Malvinokaffric shelly fauna during the Kačák Event in the Apucarana Sub-basin (Paraná Basin), Brazil. *International Journal of Earth Sciences*, 103, 367–380.

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.

Kegel, W. 1953. Contribuição para o estudo do Devoniano da Bacia do Parnaíba. Ministério da Agricultura, Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM), Divisão de Geologia e Mineralogia (DGM), Rio de Janeiro, Boletim n.º 141, 48 p.

Kidwell, S.M. 1985. Palaeobiological and sedimentological implications of fossil concentrations. *Nature*, 318(6045), 457–460.

Kidwell, S.M., Fürsich, F.T., Aigner, T. 1986. Conceptual Framework for the Analysis and Classification of Fossil Concentrations. *Palaaios*, 1, 228–238.

Kowalewski, M. 1996. Time-averaging, overcompleteness, and the geological record. *The Journal of Geology*, 104(3), 317–326.

Kowalewski, M., Flessa, K.W., Hallman, D.P. 1995. Ternary taphograms: triangular diagrams applied to taphonomic analysis. *Palaaios*, 478–483.

Le Hérissé, A., Melo, J.H.G., Quadros, L.P., Grahn, Y., Steemans, P. 2001. Palynological characterization and dating of the Tianguá Formation, Serra Grande Group, northern Brazil. In: Melo, J.H.G., Terra, G.J.S. (eds.). *Correlação de Sequências Paleozoicas Sul-americanas*. Ciência-Técnica-Petróleo, n.º 20.

Leme, J.M., Simões, M.G., Marques, A.C., Van Iken, H. 2008. Cladistic analysis of the suborder Conulariina Miller and Gurley, 1896 (Cnidaria, Scyphozoa; Vendian–Triassic). *Palaeontology*, 51(3), 649–662.

Leme, J.M., Meira, F.V.E., Di Stasi, A.M., Soares, S.P. 2013. The occurrence of Phacopida trilobites from Pimenteira Formation at João Costa, Piauí, Brazil. *Geologia USP. Série Científica*, 13(3), 17–22.

Lever, J. 1958. Quantitative beach research. I. The “left-right-phenomenon”: sorting of Lamellibranch valves on sandy beaches. *Basteria*, 22(2/3), 21–51.

Li, F., Qu, X., Du, L., Dai, T., Yang, Y., Li, J., Yang, C. 2016. Genetic processes and environmental significance of Lower Devonian brachiopod shell concentrations in Longmenshan area, Sichuan, China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 115, 393–403.

Li, X., Droser, M.L. 1999. Lower and Middle Ordovician shell beds from the Basin and Range province of the western United States (California, Nevada, and Utah). *Palaaios*, 215–233.

Lima, E.A.M., Leite, J.F. 1978. Projeto estudo global dos recursos minerais da Bacia Sedimentar do Parnaíba. Integração geológico-metalogenética. Relatório final da etapa III. Ministério das Minas e Energia, Departamento Nacional de Produção Mineral, Convênio DNPM-CPRM. Recife, 3 v.

Lisboa, M.A.R. 1914. Permian geology of northern Brazil. *American Journal of Science*, 4(221), 425–443.

Loboziak, S., Caputo, M.V., Melo, J.H.G. 2000. Middle Devonian-Tournaisian miospore biostratigraphy in the southwestern outcrop belt of the Parnaíba Basin, north-central Brazil. *Revue de Micropaléontologie*, 43(4), 301–318.

Manna, M.O., Scherer, C.M.S., Bállico, M.B., Reis, A.D., Moraes, L.V., Ferrari, L.A.B., Roisenberg, H.B., Oliveira, V.G. 2021. Changes in fluvial architecture induced by discharge variability, Jaicós Formation (Silurian-Devonian), Parnaíba Basin, Brazil. *Sedimentary Geology*, 420, 105924.

McFarland, S., Westrop, S.R., Cheel, R.J. 1999. Allogenic versus autogenic processes in the genesis of Middle Ordovician brachiopod-rich shell beds, Verulam Formation, Ontario. *Palaios*, 14, 282–287.

McKittrick, M.A. 1987. Experiments on the settling of gastropod and bivalve shells: biostratigraphic implications. *The Paleontological Society Special Publications*, 2, 150–163.

Melo, J.H.G. 1988. The Malvinokaffric realm in the Devonian of Brazil. In: McMillan, N.J., Embry, A.F., Glass, D.J. (eds.). *Devonian of the world: Proceedings of the 2nd International Symposium on the Devonian System*, Canadian Society of Geologists, Calgary, 14, 669–703.

Mesner, J.C., Wooldridge, L.P. 1964. Maranhão Paleozoic basin and Cretaceous coastal basins, north Brazil. *AAPG Bulletin*, 48(9), 1475–1512.

Milani, E.J., Rangel, H.D., Bueno, G.V., Stica, J.M., Winter, W.R., Caixeta, J.M., Pessoa Neto, O.C. 2007. Bacias sedimentares brasileiras - Cartas Estratigráficas. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, 15(2), 183–205.

Moore, R.C. 1949. Meaning of facies. In *Sedimentary Facies in Geologic History: Conference at Meeting of the Geological Society of America Held in New York, New York*, 39, 1–34.

Paiva, G., Miranda, J. 1937. Carvão mineral do Piauí. Boletim. Departamento Nacional de Produção Mineral. DNPM. 20, 1–16.

Penn-Clarke, C.R., Harper, D.A. 2021. Early–Middle Devonian brachiopod provincialism and bioregionalization at high latitudes: A case study from southwestern Gondwana. *GSA Bulletin*, 133(3–4), 819–836.

Plummer, F.B. 1948. Estados do Maranhão e Piauí. Relatório de 1946 do Conselho Nacional do Petróleo, 87–134.

Ponciano, L.C.M., Della Fávera, J.C. 2009. Flood-dominated fluvio-deltaic system: a new depositional model for the Devonian Cabeças Formation, Parnaíba Basin, Piauí, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 81(4), 769–780.

Ponciano, L.C.M.O., Fonseca, V.M.M., Machado, D.M.C. 2012. Taphofacies analysis of late early Givetian fossil assemblages of the Parnaíba Basin (State of Piauí, northeast Brazil). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 326, 95–108.

Queiroz, J.P., Gama Junior, J.M., Pires, E.F. 2013. Ocorrência de braquiópodes fósseis no entorno do Rio Balsas, Município de Santa Teresa, Estado do Tocantins, em estratos da Formação Pimenteiras, Devoniano da Bacia do Parnaíba. *Brazilian Geographical Journal*, 4(1), 191–212.

Ribeiro, V.R., Sousa, F.N., Gaia, G.A., Carbonaro, F.A., Scheffler, S.M., Ghilardi, R.P. 2021. Devonian macroinvertebrates from the State of Tocantins: occurrence history and new findings. *Terr@ Plural*, 15, 1–16.

Ribeiro, V.R., Sousa, F.N., Sedorko, D., Matsumura, W.M.K., Ghilardi, R.P. 2023. Occurrence of *Lingulapholis* (Craniopsidae, Brachiopoda) in the Pimenteiras Formation (Devonian, Parnaíba Basin). *Geociências*, UNESP, 42(2), 213–219.

Rich, A.J., Zambito IV, J.J. 2022. Insights from fossil fish taphonomy into the depositional environment of the lower Milwaukee Formation (Berthelet Member, latest Middle Devonian). *Palaos*, 37(1), 1–15.

Rodrigues, R. 1967. Estudo sedimentológico e estratigráfico dos depósitos silurianos e devonianos da Bacia do Parnaíba. Relatório Interno, Belém, Brasil. 273, 63 p.

Rodrigues, S.C., Simões, M.G., Leme, J.M. 2003. Tafonomia comparada dos Conulatae (Cnidaria), Formação Ponta Grossa (Devoniano), Bacia do Paraná, Estado do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, 33(4), 381–390.

Santos, M.E.C.M., Carvalho, M.S.S. 2004. Paleontologia das bacias do Parnaíba, Grajaú e São Luís. Ministério de Minas e Energia, Secretaria de Minas e Metalurgia, CPRM - Serviço Geológico do Brasil. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Rio de Janeiro.

Scheffler, S.M., Dias-Da-Silva, S., Gama Jr, J.M., Fonseca, V.M.M., Fernandes, A.C.S. 2011. Middle Devonian Crinoids from the Parnaíba Basin (Pimenteiras Formation, Tocantins State, Brazil). *Journal of Paleontology*, 85(6), 1188–1198.

Schobbenhaus, C., Gonçalves, J.H., Santos, J.O.S., Abram, M.B., Leão Neto, R., Matos, G.M.M., Vidotti, R.M., Ramos, M.A.B., Jesus, J.D.A. (eds.). *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo*. Sistema de Informações Geográficas, Programa Geologia do Brasil, CPRM, Brasília, 2004. Folhas SA.23, SA.24, SB.22, SB.23, SB.24, SC.22, SC.23, SC.24.

Sedorko, D., Bosetti, E.P., Ghilardi, R.P., Myszynski, L.J., Silva, R.C., Scheffler, S.M. 2018. Paleoenvironments of a regressive Devonian section from Paraná Basin (Mato Grosso do Sul state) by integration of ichnologic, taphonomic and sedimentologic analyses. *Brazilian Journal of Geology*, 48(04), 805–820.

Silva, A.J.P., Lopes, R.C., Vasconcelos, A.M., Bahia, R.B.C. 2003. Bacias sedimentares paleozóicas e meso-cenozóicas interiores. In: Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H. (eds.). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. CPRM, Brasília.

Simões, M.G., Kowalewski, M. 1998. Shell beds as paleoecological puzzles: a case study from the Upper Permian of the Paraná Basin, Brazil. *Facies*, 38, 175–195.

Simões, M.G., Ghilardi, R.P. 2000. Protocolo Tafonômico/Paleoautoecológico com ferramenta nas análises paleossinecológicas de invertebrados: exemplos de aplicação em concentrações fossilíferas do Paleozoico da Bacia do Paraná, Brasil. *Pesquisas em Geociências*, 27(2), 3–13.

Simões, M.G., Mello, L.H.C., Rodrigues, S.C., Leme, J.M., Marques, A.C. 2000. Conulariid taphonomy as a tool in paleoenvironmental analysis. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(4), 757–762.

Simões, M.G., Rodrigues, S.C., Leme, J.M., Bissaro Júnior, M.C. 2005. The settling pattern of brachiopod shells: stratigraphic and taphonomic implications to shell bed formation and paleoecology. *Brazilian Journal of Geology*, 35(3), 383–391.

Siviero, F.N. 2002. Revisão sistemática das conulárias brasileiras. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências. Dissertação de Mestrado, 81 p., V estampas.

Small, H.L. 1914. Geologia e supprimento d'água subterranea no Piauhy e parte do Ceará. Brasil, Insp. Obr. Contra Seccas, Rio de Janeiro, ser. I, D, 32, 146 p.

Smith, G.L.B. 1980. Logical-letter coding system for facies nomenclature: Witbank Coalfield. *South African Journal of Geology*, 83(3), 301–311.

Soares, P.C., Landim, P.M.B., Fúlfaro, V.J. 1974. Avaliação preliminar da evolução geotectônica das bacias intracratônicas brasileiras. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 28, Porto Alegre: SBG. *Anais do XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia*, 4:61–83.

Sørensen, A.M., Surlyk, F. 2011. Taphonomy and palaeoecology of the gastropod fauna from a Late Cretaceous rocky shore, Sweden. *Cretaceous Research*, 32(4), 472–479.

Speyer, S.E. 1987. Comparative taphonomy and palaeoecology of trilobite lagerstätten. *Alcheringa*, 11(3), 205–232.

Speyer, S.E., Brett, C.E. 1986. Trilobite taphonomy and Middle Devonian taphofacies. *Palaios*, 312–327.

Speyer, S.E., Brett, C.E. 1988. Taphofacies models for epeiric sea environments: Middle Paleozoic examples. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 63(1-3), 225–262.

Suarez-Riglos, M. 1967. Some Devonian fossils from the state of Piauí, Brazil. University of Cincinnati, Doctoral dissertation. 120 p., IV estampas.

Trindade, V.S.F., Carvalho, M.A., Borghi, L. 2015. Palynofacies patterns of the Devonian of the Parnaíba Basin, Brazil: Paleoenvironmental implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 62, 164–175.

Van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S., Hardenbol, J. 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. *Special Publications of The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM)*, 42, 39–45.

Vaz, P.T., Rezende, N.G.A.M., Wanderley Filho, J.R., Travassos, W.A.S. 2007. Bacia do Parnaíba. *B. Geoci. Petrobras*, 15(2), 253–263.

Young, C.G.K. 2006. Estratigrafia de alta-resolução da Formação Pimenteiras (Devoniano, Bacia do Parnaíba). Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências. Dissertação de Mestrado, 174p., XV estampas.

Zabini, C., Bosetti, E.P., Holz, M. 2010. Taphonomy and taphofacies analysis of lingulid brachiopods from Devonian sequences of the Paraná Basin, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 292(1-2), 44–56.

Zabini, C., Holz, M., Bosetti, E.P., Matsumura, W.M.K., Horodyski, R.S. 2012. Sequence stratigraphy and taphonomic signatures of marine invertebrates: A Devonian

(Pragian/Eifelian) example of the Paraná Basin, Brazil. *Journal of south American Earth sciences*, 33(1), 8–20.

Anexo 1

Devonian macroinvertebrates from the State of Tocantins: occurrence history and new findings

Artigo publicado no periódico “Terr@Plural” sobre fósseis utilizados nesta tese. O objetivo do trabalho foi realizar um levantamento histórico sobre ocorrências fossilíferas devonianas na margem oeste da Bacia do Parnaíba e apresentar novos registros de fósseis de macroinvertebrados.

O DOI de publicação deste artigo é: 10.5212/TerraPlural.v.15.2118016.034

Ainda, o artigo pode ser acessado via URL: [Macroinvertebrados devonianos do Estado do Tocantins](#).

Anexo 2

O intuito deste anexo é fornecer os perfis colunares de todos os afloramentos utilizados nesta tese para empilhar as seções estratigráficas.

TO-01

Afloramento situado próximo a saída sudeste de Palmas sentido Aparecida do Rio Negro pela rodovia TO-020, sob coordenadas 10°14'40.8"S 48°17'21.2"W. São 10 metros de exposição com siltitos arenosos, roxo esbranquiçado e micáceos na base, a coloração muda para branco amarelada na porção mediana com dobras convolutas, siltitos grossos amarelo avermelhados no topo com lentes ferruginosas (Figura 1).

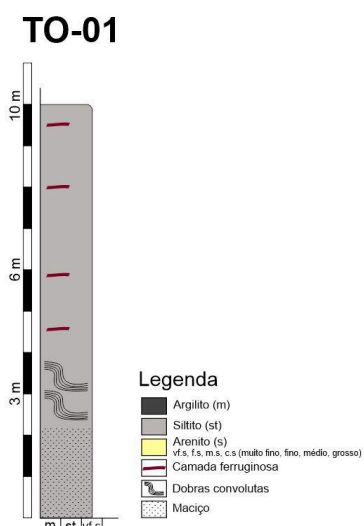


Figura 1. Perfil colunar do afloramento TO-01.

TO-02

Afloramento às margens da rodovia TO-020 sob coordenadas 10°13'16.2"S 48°09'52.9"W. Rochas do embasamento.

TO-03

Afloramento às margens da rodovia TO-020, próximo ao afloramento anterior, sob coordenadas 10°12'48.5"S 48°09'16.3"W. A seção de 46 metros possui três porções, que se inicia com 15 metros arenitos médios amarelados, com estratificação cruzada acanalada, marcas onduladas e lentes esparsas, encerrados com conglomerados e arenitos grossos. O pacote sobreposto é composto por siltitos paralelamente laminados com finas camadas de arenito grosso e arenito muito fino,

argilitos marrom avermelhados com estratificação plano-paralela e alternância de argilitos e siltitos em direção ao topo, onde o afloramento é encoberto. Um pacote de arenito médio micáceo é sotoposto por uma rocha ígnea. A seção se encerra com siltitos avermelhados com arenitos finos marrom avermelhados que gradam para arenitos médios no topo (Figura 2).

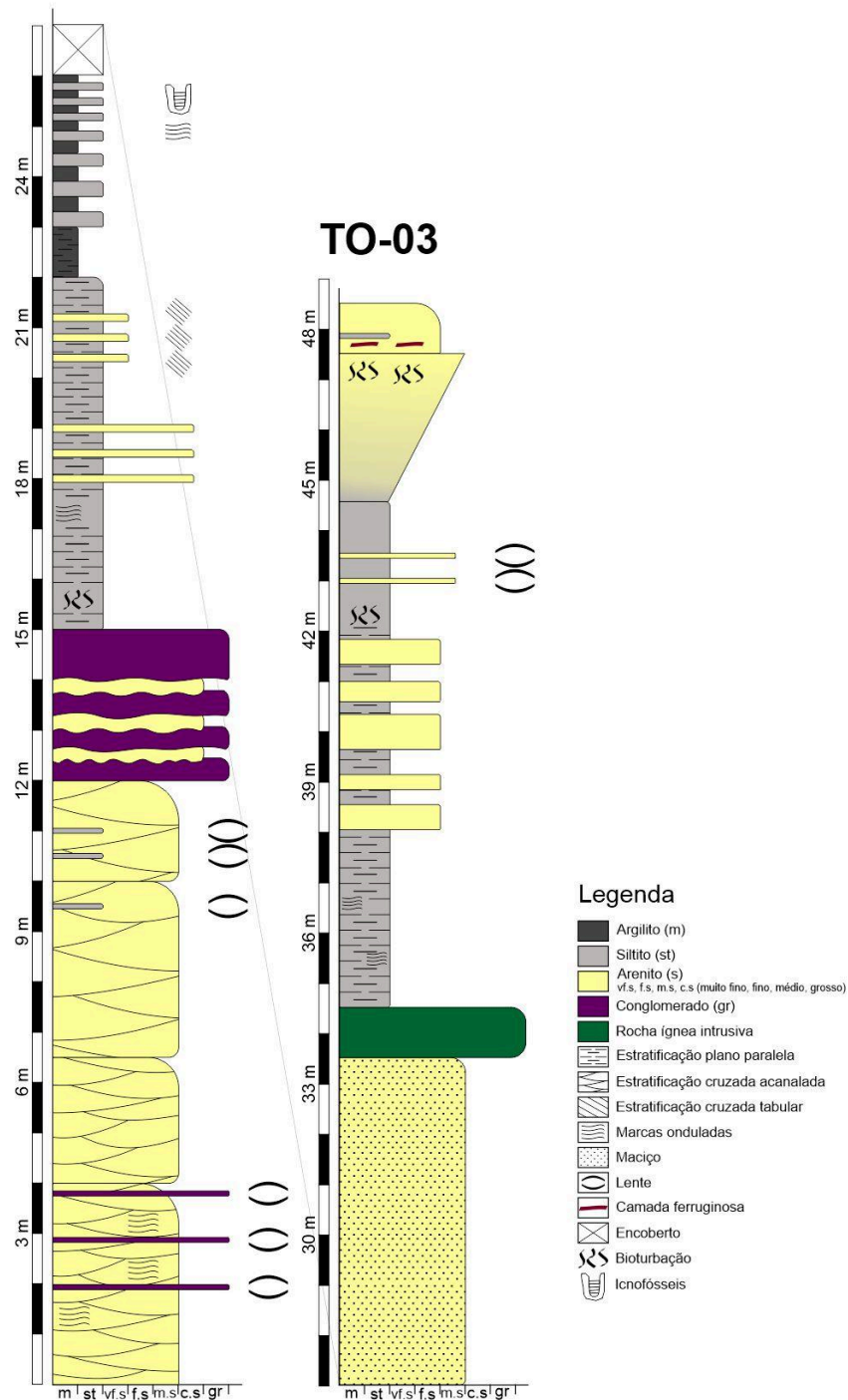


Figura 2. Perfil colunar do afloramento TO-03.

TO-04

Afloramento às margens da rodovia TO-020 sentido Palmas-Aparecida do Rio Negro, sob coordenadas 10°01'42.4"S 48°09'17.7"W. São 8 metros de exposição de siltitos arenosos de coloração branca, amarela e vermelha, finamente laminado, com marcas onduladas de alta amplitude e esparsas lâminas com concreções ferruginosas. Icnofósseis e fósseis de braquiópodes foram encontrados nas camadas ferruginosas (Figura 3).

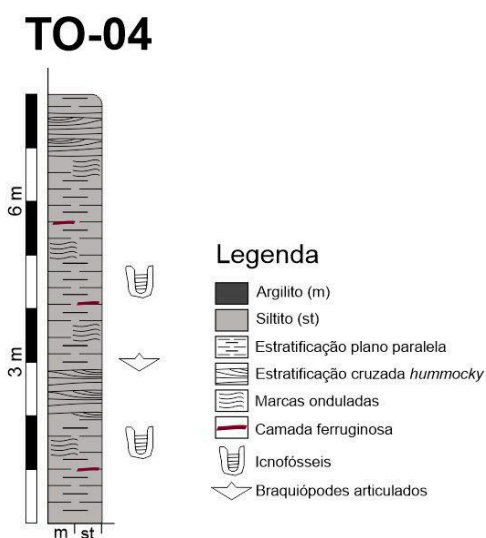


Figura 3. Perfil colunar do afloramento TO-04.

TO-05

Afloramento localizado na rodovia TO-020 entre as cidades de Aparecida do Rio Negro e Novo Acordo sob coordenadas 9°59'51.5"S 47°49'26.6"W. A seção de aproximadamente 10 metros é composta por camadas de siltitos e arenitos médios, esbranquiçados, que se intercalam na base. Essas camadas são escavadas discordantemente por conglomerados polimíticos de arcabouço fechado, estratificação cruzada acanalada, com matriz de arenitos médios, bem arredondados, avermelhados, estratificação cruzada tabular (Figura 4).

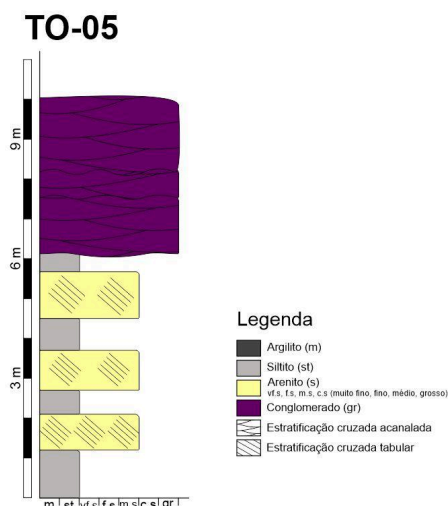


Figura 4. Perfil colunar do afloramento TO-05.

TO-06

Afloramento localizado na rodovia TO-020 entre Aparecida do Rio Negro e Novo Acordo sob coordenadas 09°59'30.4"S 47°45'6.8"W. Os siltitos da base possuem 3 metros e são sobrepostos por argilitos cinzas com estratificação plano paralela de 3 metros de espessura. Fósseis de lingulídeos infaunais, braquiópodes, bivalves, icnofósseis, fragmentos de vegetais e de peixes ocorrem desde o topo do siltito até o final do pacote de argilito. Há um contato abrupto discordante com a camada sobreposta. Os pacotes do topo são de siltitos ferruginosos, interdigitação e intercalação de siltitos cinza claros bioturbados com arenitos muito finos a finos arroxeados, bem selecionados, e se encerram com pacote espesso de arenito fino amarelo acinzentado, estratificação plano-paralela, com *Bifungites* (Figura 5).

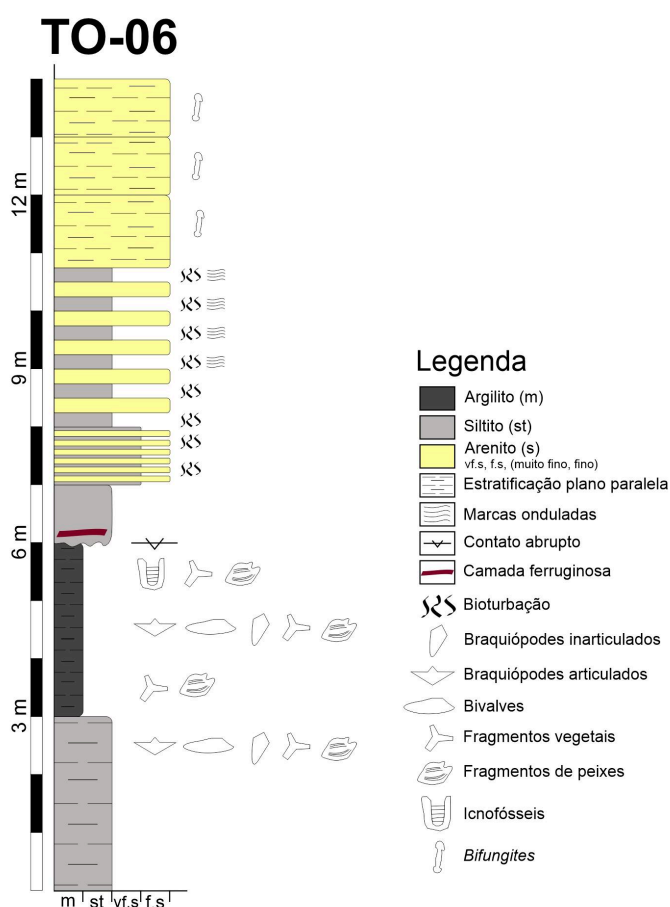


Figura 5. Perfil colunar do afloramento TO-06.

TO-07

O afloramento é localizado na rodovia TO-050, saída sul de Palmas sentido Porto Nacional, sob coordenadas 10°15'39.1"S 48°18'35"W. A seção consiste em 2 metros de siltitos branco arroxeados, micáceos, estratificação plano-paralela, com fragmentos vegetais e iconofósseis (Figura 6).



Figura 6. Perfil colunar do afloramento TO-07.

TO-08

O afloramento é localizado na rodovia TO-050, saída sul de Palmas sentido Porto Nacional, sob coordenadas 10°20'32.3"S 48°18'0.8"W. A exposição rochosa

consiste em 12 metros de um pacote rochas ígneas intrusivas na base, sobrepostas por alternâncias de conglomerados, arenitos médios com estratificação cruzada acanalada e arenitos muito finos arroxeados com estratificação plano-paralela. O topo compreende 1 metro de siltitos, com estratificação plano-paralela, encerrado com 2 metros de intercalações de conglomerados e arenitos similares ao da base (Figura 7). Fragmentos de *Hostinella* foram observados.

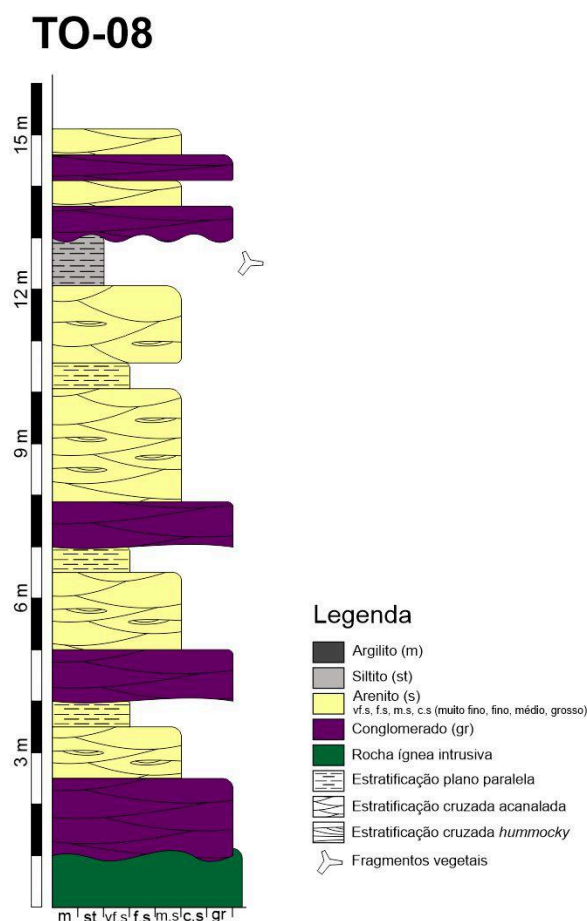


Figura 7. Perfil colunar do afloramento TO-08.

TO-09

Afloramento às margens da rodovia TO-050, saída sul de Palmas sentido Porto Nacional, sob coordenadas 10°24'30.4"S 48°18'30.5"W. A seção consiste em 2 metros de arenitos conglomeráticos, arroxeados, mal selecionados, com lâminas de argila e marcas de onda, ferruginoso, com icnofósseis, sobrepostos por 2 metros de siltitos avermelhados, estratificação plano-paralela, capeados por arenito médio avermelhado (Figura 8).

TO-09

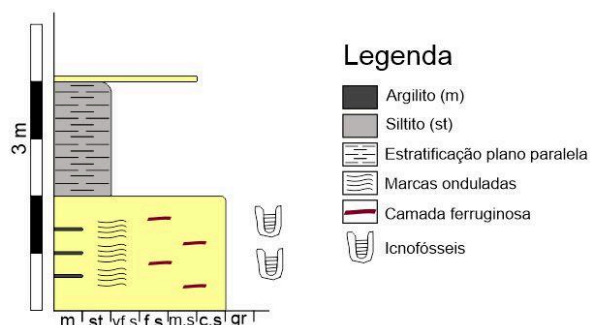


Figura 8. Perfil colunar do afloramento TO-09.

TO-11

Afloramento localizado às margens da rodovia TO-255, a leste de Monte do Carmo, sob coordenadas 10°46'13.8"S 48°03'00.0"W. A seção consiste em 6 metros de siltitos amarelados, estratificação plano-paralela, com lentes de arenitos marrom avermelhados, médios a finos, ferruginosos, com estratificação cruzada acanalada. *Hummocky* na base da seção (Figura 9).

TO-11

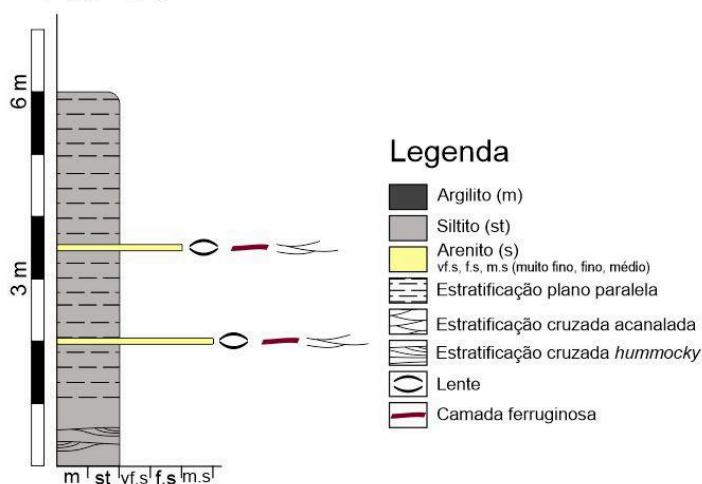


Figura 9. Perfil colunar do afloramento TO-11.

TO-12

Afloramento localizado às margens da rodovia TO-255, a leste de Monte do Carmo, sob coordenadas 10°46'20.1"S 48°02'40.5"W. A seção consiste em arenitos muito finos, alaranjados, bioturbados, maciços, intercalados por camadas de siltito arroxeado bem cimentado. Seguido por siltitos acinzentados, com estratificação plano-paralela, marcas onduladas, granocrescência ascendente a arenito fino

arroxeadado com icnofósseis. Siltitos cinza rosados paralelamente laminados com fragmentos vegetais e peixes encerram a seção (Figura 10).

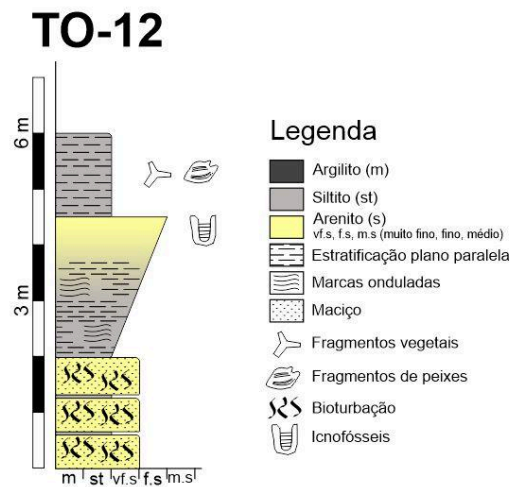


Figura 10. Perfil colunar do afloramento TO-12.

TO-13

Afloramento às margens da rodovia TO-255, sentido leste de Monte do Carmo, sob coordenadas 10°45'18.3"S 48°01'05.8"W. A seção consistem em conglomerados de matriz de arenitos grossos, sobrepostos por siltitos branco amarelados, estratificação plano-paralela, com lentes de arenitos grossos, amarelados, estratificação cruzada tabular e marcas onduladas, sobrepostos por arenitos amarelados grossos, estratificação cruzada acanalada. O mesmo conglomerado da base se repete, sobreposto por siltitos marrom amarelados, estratificação plano-paralela, com icnofósseis e *Haplostigma* (Figura 11).

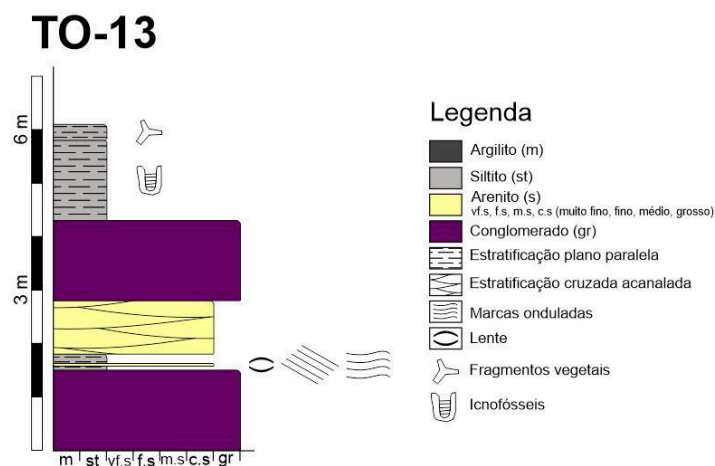


Figura 11. Perfil colunar do afloramento TO-13.

TO-14

Afloramento localizado às margens da rodovia TO-255, sentido leste de Monte do Carmo, sob coordenadas 10°45'02.2"S 48°00'39.6"W. A base da seção é composta por 5 metros de siltitos branco arroxeados, estratificação plano-paralela, com marcas onduladas e lentes de arenitos grossos, sobrepostos por 30 centímetros de conglomerados facetados bem selecionados com matriz de arenito. O topo consiste em 11 metros de siltitos iguais ao da base e ritmitos (Figura 12).

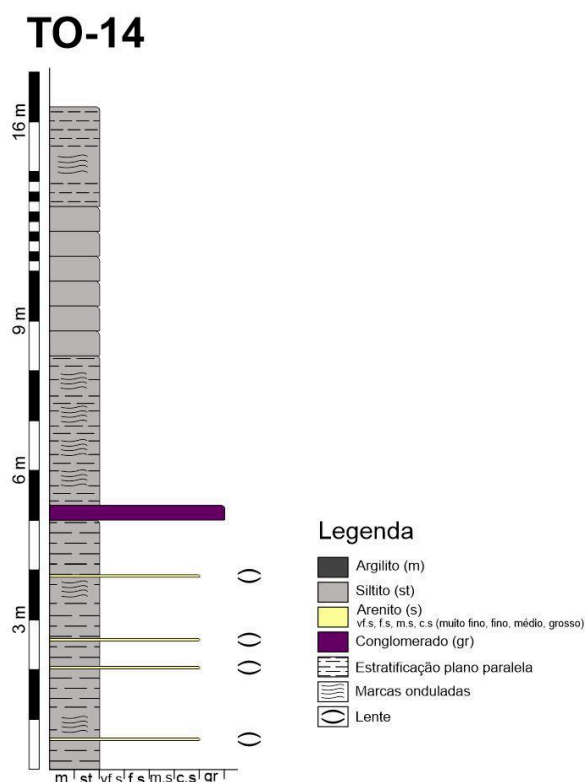


Figura 12. Perfil colunar do afloramento TO-14.

TO-15

Afloramento localizado às margens da rodovia TO-070 sob coordenadas 10°47'16.00"S 48°26'53.00"W, a sudoeste de Porto Nacional. A base é composta de arenitos finos, brancos amarelados, com granocrescência ascendente. O topo é constituído por arenito conglomerático com lentes de siltito esbranquiçado, lentes de conglomerado e lentes de arenito com marcas onduladas (Figura 13).

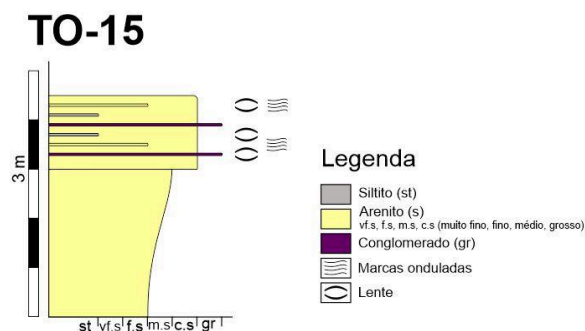


Figura 13. Perfil colunar do afloramento TO-15.

TO-17

Afloramento localizado às margens da rodovia TO-070 sob coordenadas 10°49'2.00"S 48°27'48.00"W, a sudoeste de Porto Nacional. A base é composta por arenitos médios amarelados, com estratificação plano-paralela, lâminas de siltitos arroxeados com icnofósseis horizontais, seguidos por arenitos médios avermelhados com nódulos ferruginosos. O topo é composto por arenitos finos, amarelados e avermelhados, com estratificação cruzada tabular, e arenitos com aglomerado de grânulos, com estratificação plano-paralela (Figura 14).

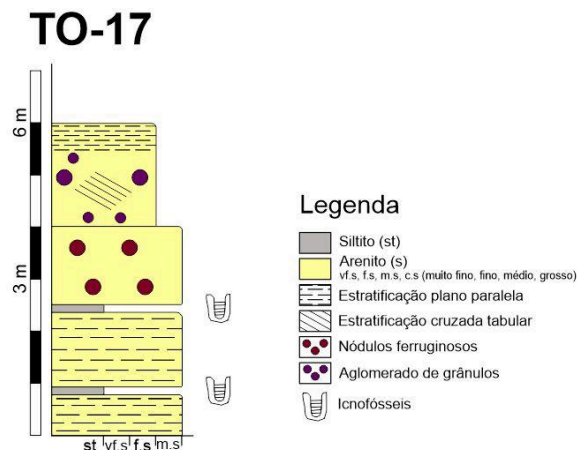


Figura 14. Perfil colunar do afloramento TO-17.

TO-18

Afloramento localizado às margens da rodovia TO-070 sob coordenadas 10°51'28.00"S 48°29'49.00"W, a sudoeste de Porto Nacional. Conglomerado de arcabouço aberto com matriz de arenito fino amarelado, de tamanhos de grãos variados de no máximo 20 cm (Figura 15).

TO-18

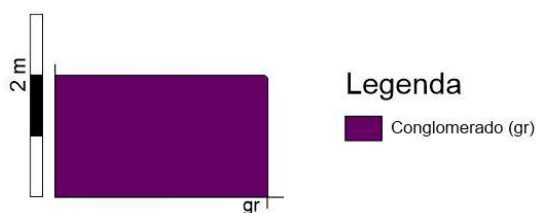


Figura 15. Perfil colunar do afloramento TO-18.

TO-21

Grande afloramento localizado próximo ao distrito de Taquaruçu, a leste de Palmas, sob coordenadas 10°17'47.00"S 48°8'36.00"W. Os 64 metros de exposição tiveram como base definida um conglomerado de arcabouço fechado com matriz de arenito grosso amarelado e bem selecionado. Foi observada ao longo da seção a presença de fósseis de braquiópodes, fragmentos vegetais e icnofósseis diversos, como *Palaeophycus*, aos 12 metros da base. Uma grande variação de granulometria, com ciclos de alternância, estratificação plano-paralela, *hummocky* e marcas de ondas foi observada (Figura 16).

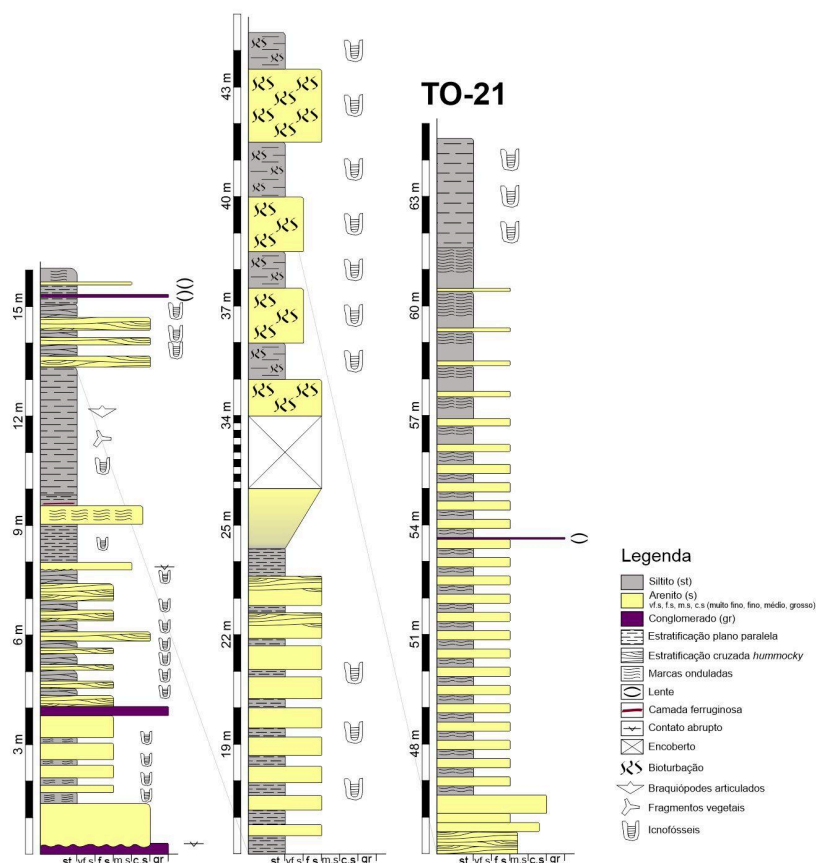


Figura 16. Perfil colunar do afloramento TO-21.

TO-23

Afloramento localizado próximo ao anterior, em uma estrada de terra sob coordenadas 10°15'33.00"S 48°7'21.00"W. Conhecido na literatura como "Fazenda Encantada 2", por se localizar próximo a uma fazenda homônima, esta pequena exposição rochosa contém uma grande quantidade de fósseis de braquiópodes, crinoides, gastrópodes e bivalves (Figura 17).

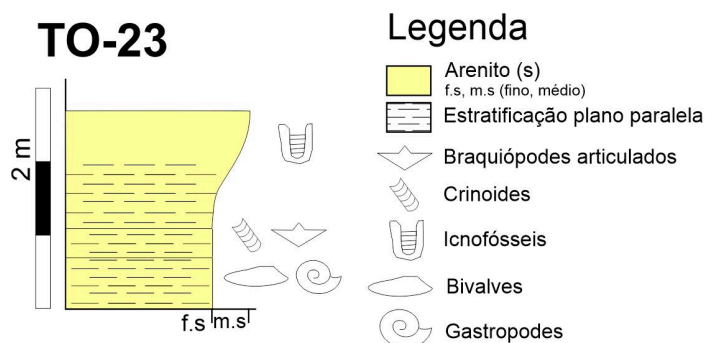


Figura 17. Perfil colunar do afloramento TO-23.

TO-24

Afloramento localizado na rodovia TO-020 a leste de Palmas, sob coordenadas 10°11'28.00"S 48°10'12.00"W. A pequena exposição rochosa apresenta fósseis de crinoides e icnofósseis *Planolites* na porção dos siltitos (Figura 18).

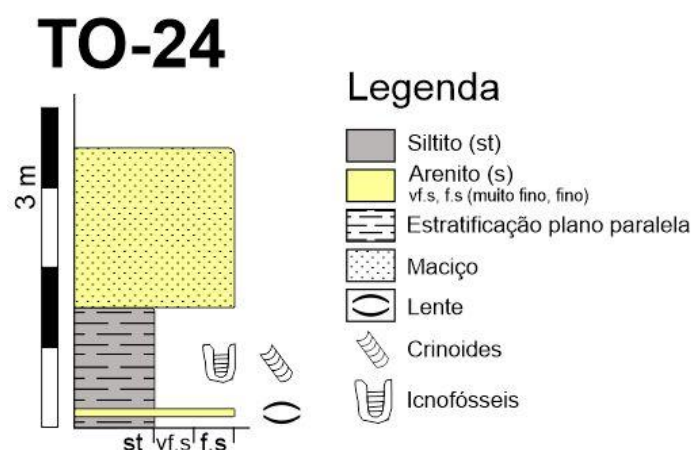


Figura 18. Perfil colunar do afloramento TO-24.

TO-25

Afloramento localizado na rodovia TO-020 a leste de Aparecida do Rio Negro, sob coordenadas 9°57'46.00"S 47°56'49.00"W. Foi observado apenas grãos conglomerados de granitos, rocha extrusiva e arenito roxo (Figura 19).

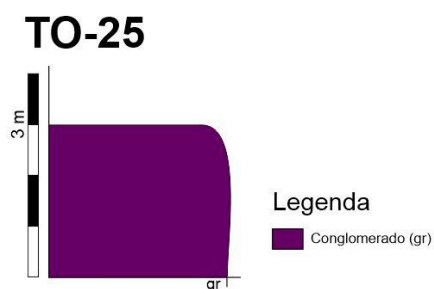


Figura 19. Perfil colunar do afloramento TO-25.

TO-26

Afloramento localizado na rodovia TO-020 logo na entrada oeste da cidade de Novo Acordo, sob coordenadas 9°58'5.00"S 47°41'13.00"W. A exposição rochosa de aproximadamente 40 metros é constituída por alternâncias de siltitos bioturbados e arenitos finos e muito finos com estratificação cruzada *hummocky*. Um braquiópode *Orbiculoidea* foi encontrado na base do afloramento, além de fragmentos vegetais e icnofósseis próximo ao topo. Destaque deve ser feito para as dobras convolutas observadas (Figura 20).

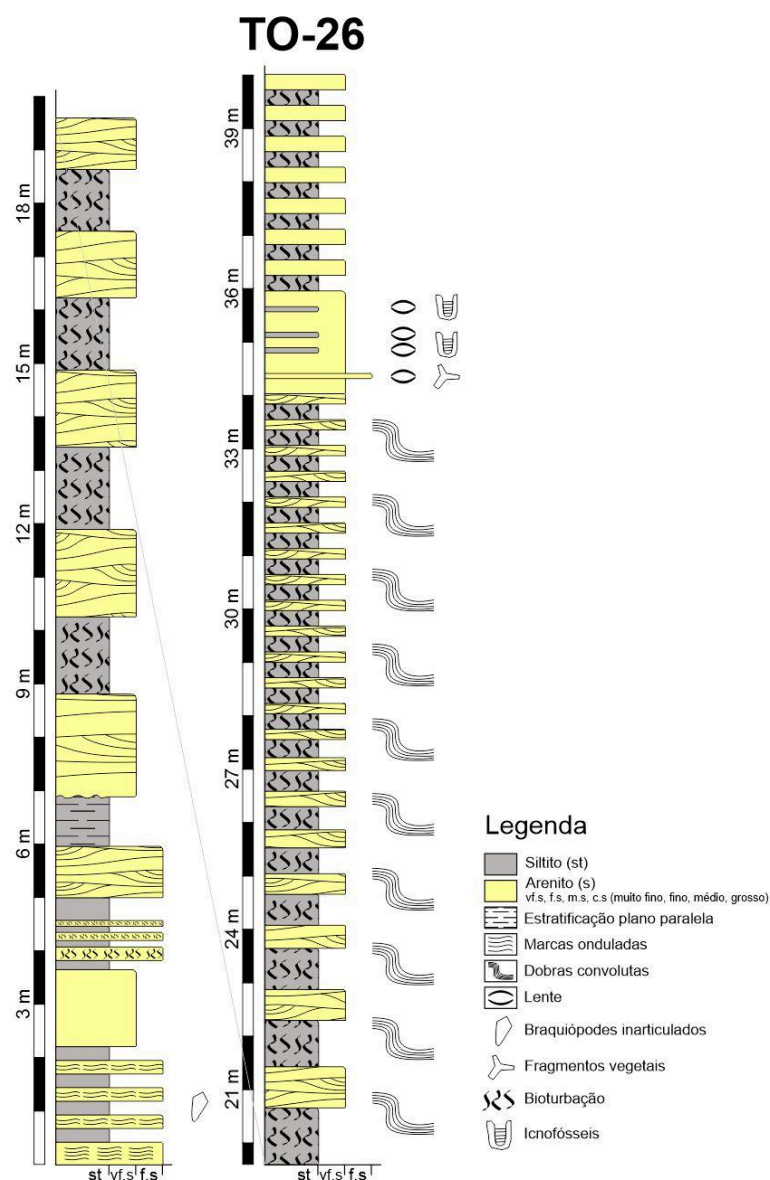


Figura 20. Perfil colunar do afloramento TO-26.

TO-27

Afloramento localizado na rodovia BR-010 a norte de Aparecida do Rio Negro, sob coordenadas 9°54'51.00"S 47°59'33.00"W. Exposição rochosa de aproximadamente 24 metros de sedimentos siliciclásticos que variam de siltitos, arenitos muito finos a arenitos grossos, com estratificação plano-paralela, cruzada *hummocky* e marcas de ondas, além de bioturbações. Nos arenitos médios bioturbados a 6 metros da base foram encontrados fósseis de *Palaeoneilo*, *Schuchertella* e *Australospirifer*, e nos arenitos muito finos do topo, nas cruzadas *hummocky*, uma lente de conchas em camadas (shell-beds) foi encontrada com

Burmeisteria, *Tropidoleptus*, *Montsenetes*, *Platyceras*, spiriferídeos e outros braquiópodes (Figura 21).

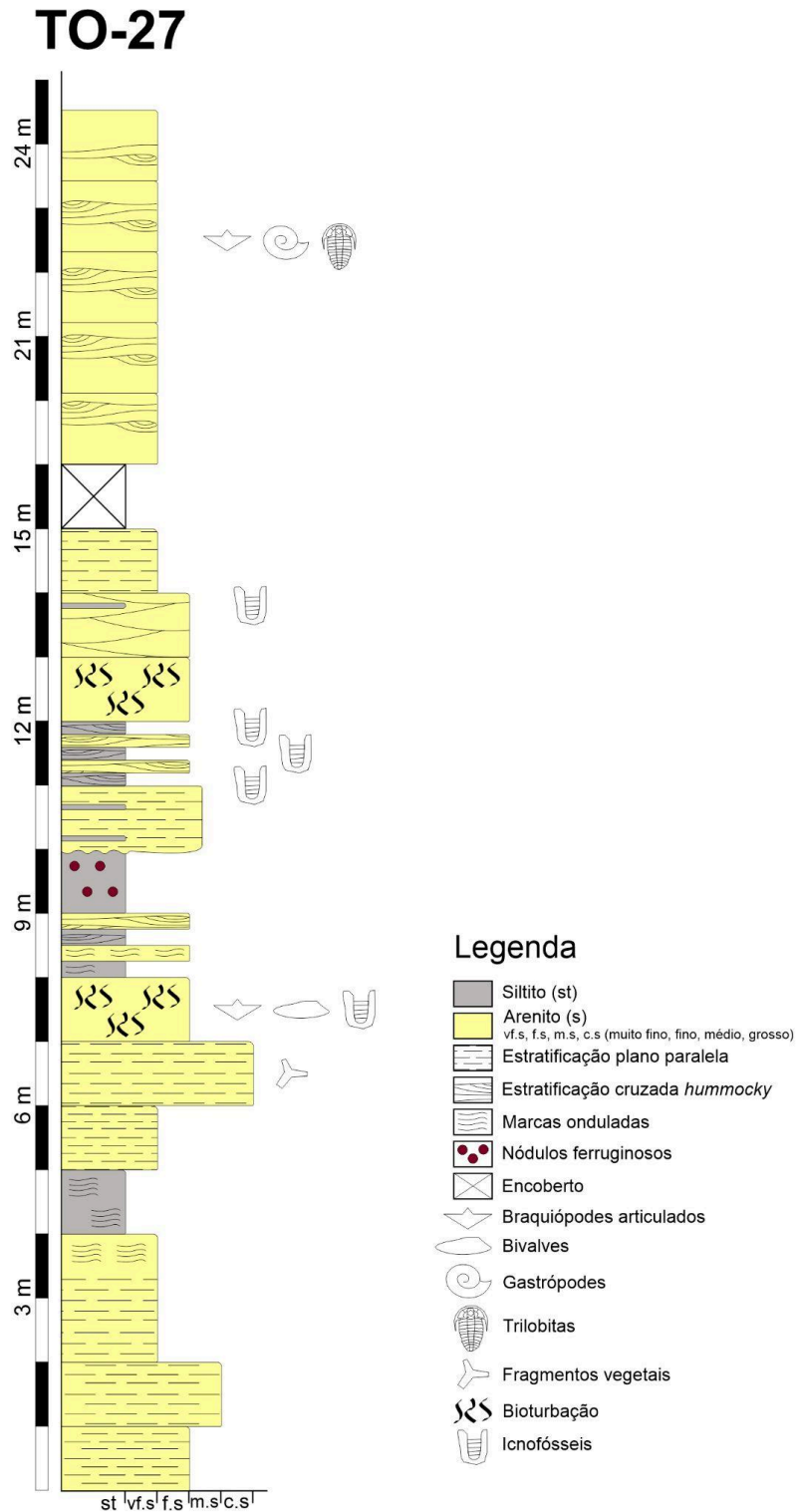


Figura 21. Perfil colunar do afloramento TO-27.

TO-36

Afloramento localizado na rodovia TO-342 a leste de Miracema do Tocantins, sob coordenadas 9°36'18.00"S 48°14'32.00"W. Consiste em um arenito grosso com estratificação cruzada tabular (Figura 22).

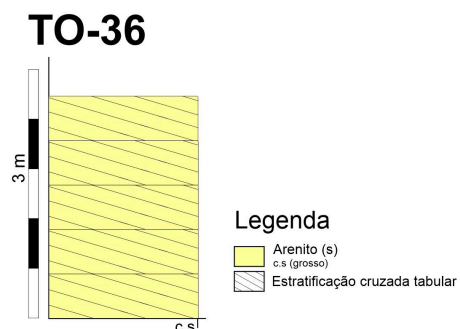


Figura 22. Perfil colunar do afloramento TO-36.

TO-37

Afloramento situado às margens do Rio Tocantins, na rodovia TO-010 sentido norte de Palmas, sob coordenadas 9°59'25.00"S 48°19'10.00"W. Exposição granodecrescente ascendente com finas camadas de conglomerados na base. Os arenitos grossos amarelados avermelhados da base gradam para siltitos arroxeados bioturbados do topo (Figura 23).

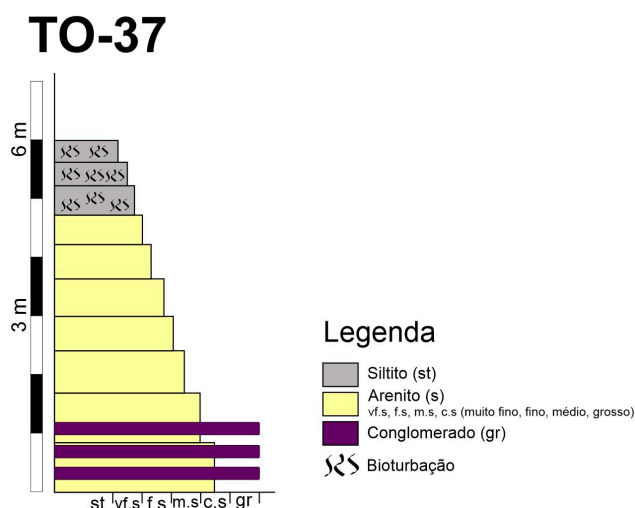


Figura 23. Perfil colunar do afloramento TO-37.

TO-38

Afloramento próximo a cidade de Palmas, na rodovia TO-348, à oeste do Rio Tocantins, sob coordenadas 10°4'58.00"S 48°27'15.00"W. Consiste em uma pequena exposição de 4 metros de sedimentos siliciclásticos alternando entre argilitos, siltitos, arenitos muito finos e arenitos médios com estratificação

plano-paralela e cruzada *hummocky*. Em uma fina camada de arenito grosso do topo, um bivalve foi encontrado preservado em “butterfly” (Figura 24).

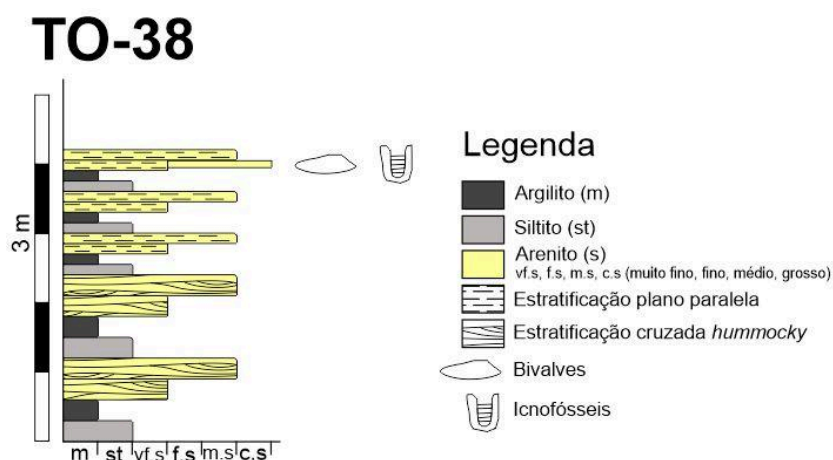


Figura 24. Perfil colunar do afloramento TO-38.

TO-39

Afloramento próximo ao anterior, sentido norte na rodovia TO-348, sob coordenadas 10°3'54.00"S 48°27'1.00"W. Alternância de sedimentos siliciclásticos compostos por arenitos muito grossos na base que se alternam com arenitos finos e siltitos, que ficam mais comuns em direção ao topo. Estratificação plano-paralela, *flaser* e marcas onduladas foram observadas (Figura 25).

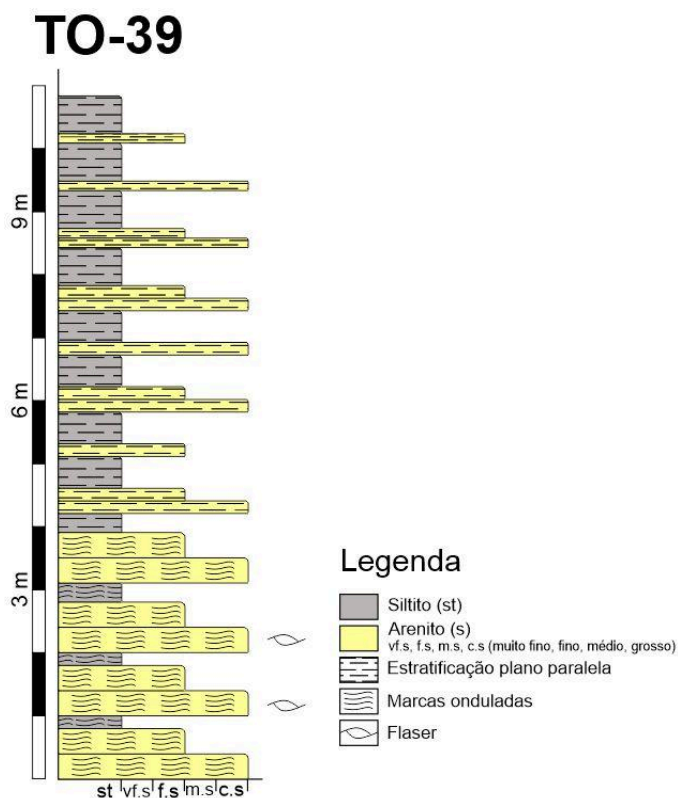


Figura 25. Perfil colunar do afloramento TO-39.

TO-40

Afloramento localizado em uma estrada de terra, próximo ao vilarejo Boa Nova, saída da rodovia TO-348, sob coordenadas 10°1'25.00"S 48°32'13.00"W. Pequena exposição de arenitos médios amarelados esbranquiçados com estratificação cruzada tabular (Figura 26).

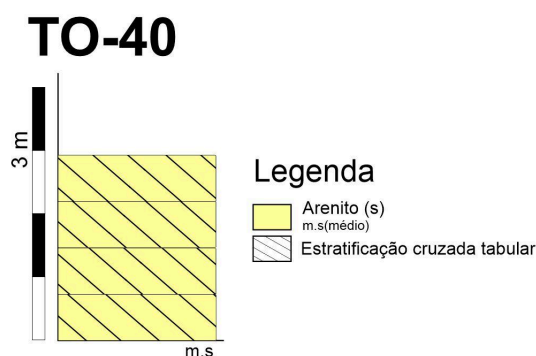


Figura 26. Perfil colunar do afloramento TO-40.

TO-41

Afloramento próximo a Barrolândia, na ferrovia sob coordenadas 9°54'28.00"S 48°38'54.00"W. Os 8 metros de seção são compostos por folhelhos com lentes esparsas de argilitos e arenitos muito finos a finos, com icnofósseis e fragmentos de vegetais dispersos (Figura 27). Amostras para palinologia foram coletadas.

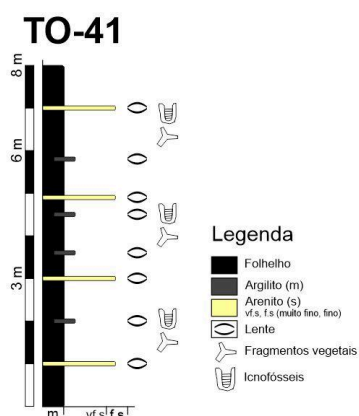


Figura 27. Perfil colunar do afloramento TO-41.

TO-42

Afloramento localizado na rodovia TO-446 a oeste de Miranorte, sob coordenadas 9°31'23.00"S 48°36'58.00"W. Exposição rochosa de 5 metros de siltitos

com lentes esparsas de arenitos muito finos, finos e médios com bioturbação na base e estratificação plano-paralela (Figura 28).

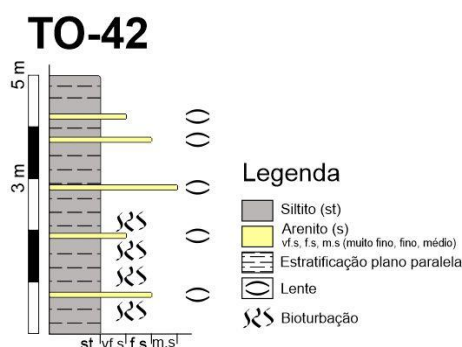


Figura 28. Perfil colunar do afloramento TO-42.

TO-43

Afloramento a leste de Miranorte na rodovia TO-342, sob coordenadas 9°32'45.00"S 48°31'2.00"W. Exposição de 10 metros de arenitos médios a finos, grãos bem selecionados, amarelados, micáceos, com estratificação cruzada tabular de grande porte (Figura 29).

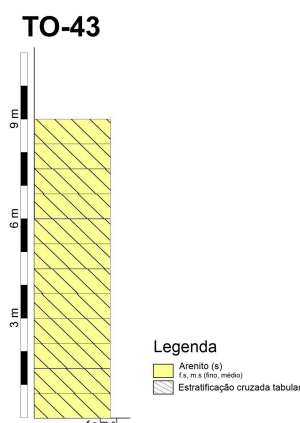


Figura 29. Perfil colunar do afloramento TO-43.

TO-45

Afloramento localizado a oeste de Miracema do Tocantins, na rodovia TO-342 no cruzamento com a ferrovia, sob coordenadas 9°33'40.00"S 48°28'13.00"W. Representado por 3 metros de folhelhos na base, com laminação paralela, e siltitos nos 4 metros seguintes com lentes de arenito fino amarelado, camadas ferruginosas e camadas bioturbadas no topo (Figura 30).

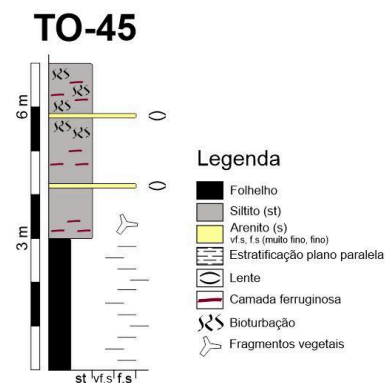


Figura 30. Perfil colunar do afloramento TO-45.

TO-46

Afloramento localizado na mesma ferrovia do ponto anterior, sob coordenadas 9°33'22.00"S 48°28'7.00"W. São 9 metros de uma alternância granocrescente ascendente, que tem argilitos na porção basal sucedidos por siltitos ferruginosos, arenito muito fino arroxado e arenito médio em direção ao topo. Lentes esparsas de argilito foram observadas nos arenitos médios, que são bioturbados no topo (Figura 31). Amostras de palinologia foram coletadas dos argilitos da base.

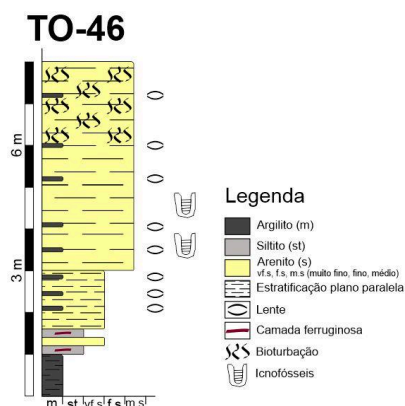


Figura 31. Perfil colunar do afloramento TO-46.

TO-47

Afloramento localizado nas margens da rodovia BR-153 (Transbrasiliana), a norte de Miranorte, sob coordenadas 9°25'21.00"S 48°34'19.00"W. Longa exposição rochosa de 9 metros composta de folhelhos cinza escuros com marcas onduladas e finas camadas dispersas de siltitos e arenitos (Figura 32). Amostras para palinologia foram coletadas a 2 metros do topo. Fragmentos de vegetais e bioturbação foram observados ao longo do afloramento.

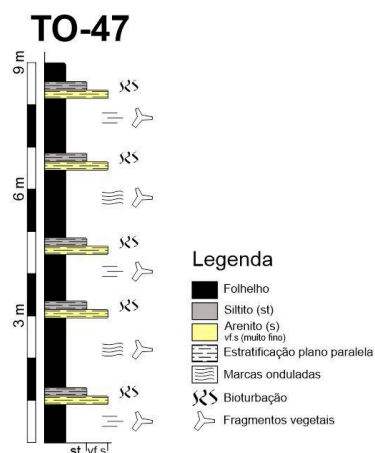


Figura 32. Perfil colunar do afloramento TO-47.

TO-49

Afloramento localizado às margens da rodovia TO-010 a nordeste de Pedro Afonso, sob coordenadas 8°54'12.00"S 47°59'26.00"W. Pacote granodecrescente ascendente com base composta por arenitos finos bem arredondados que gradam para argilito em direção ao topo. Estratificação plano-paralela em toda a exposição (Figura 33). Amostras para palinologia foram coletadas no topo da camada.

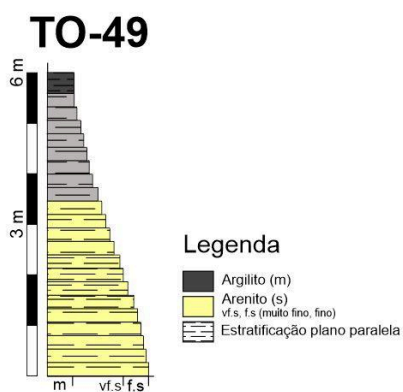


Figura 33. Perfil colunar do afloramento TO-49.

TO-50

Afloramento na mesma rodovia do ponto anterior, em direção a Santa Maria do Tocantins, sob coordenadas 8°53'20.00"S 47°57'35.00"W. Alternância muito parecida com o ponto TO-46 (Figura 34).

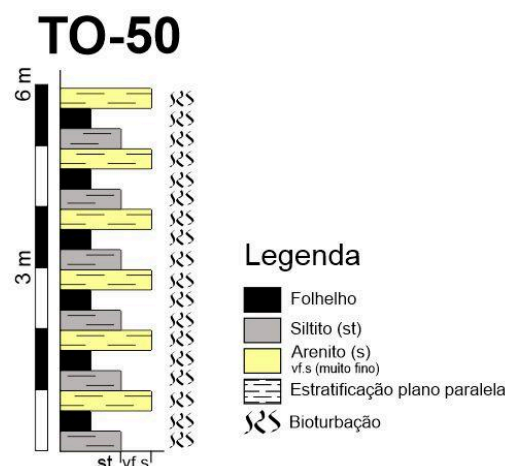


Figura 34. Perfil colunar do afloramento TO-50.

TO-51

Afloramento na mesma rodovia que os dois pontos descritos anteriormente, em direção a Santa Maria do Tocantins, sob coordenadas 8°52'25.00"S 47°57'17.00"W. Alternância igual ao ponto TO-46. Fósseis de *Conularia quichua* e Discinidae foram coletados de uma lente de arenitos médios próximo ao topo (Figura 35).

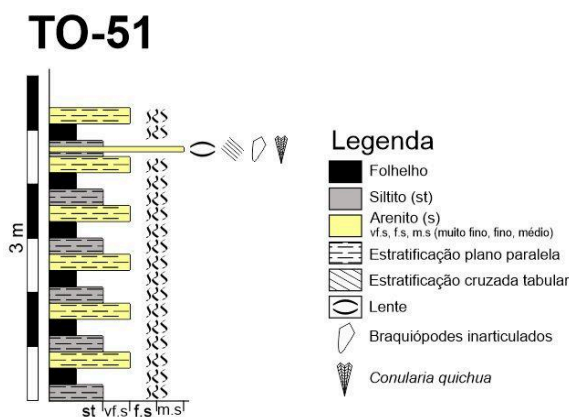


Figura 35. Perfil colunar do afloramento TO-51.

TO-52

Afloramento na direção da rodovia dos três pontos descritos anteriormente, sentido Santa Maria do Tocantins, sob coordenadas 8°50'36.00"S 47°54'59.00"W. Composto por uma alternância parecida com o ponto TO-46, porém é mais arenoso (Figura 36).

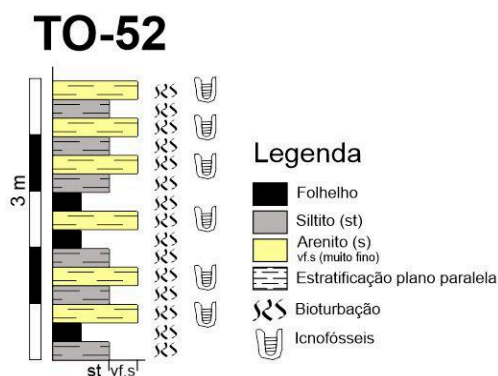


Figura 36. Perfil colunar do afloramento TO-52.

TO-53

Afloramento localizado na mesma rodovia dos quatro pontos descritos anteriormente, a norte de Santa Maria do Tocantins, sob coordenadas 8°43'35.00"S 47°44'35.00"W. Pequena exposição de pacotes alternados de arenito arroxado médio a grosso, micáceo e bem selecionado na base, com marcas onduladas no topo desses arenitos que gradam para siltitos ferruginosos, passando sutilmente para os arenitos médios a grossos da base (Figura 37).

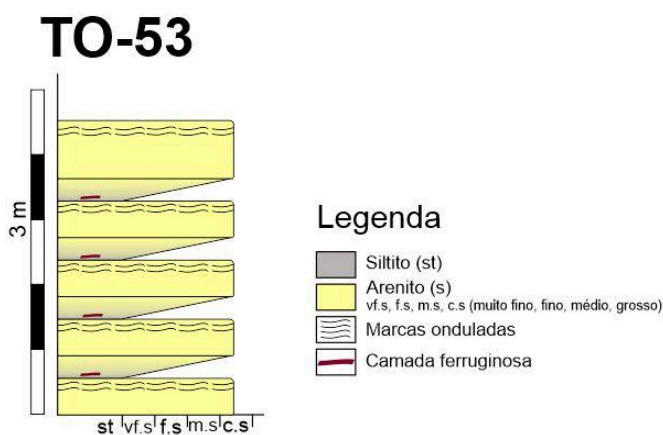


Figura 37. Perfil colunar do afloramento TO-53.