

UNIVERSIDADE FEDERAL DO AMAZONAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS EXATAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

PATRÍCIA FERREIRA ROCHA

PALINOESTRATIGRAFIA E INTERPRETAÇÃO
PALEOAMBIENTAL DA FORMAÇÃO MANACÁPURU,
REGIÃO DE PRESIDENTE FIGUEIREDO (AM),
LOCHKOVIANO DA BACIA DO AMAZONAS.

MANAUS

2018

PATRÍCIA FERREIRA ROCHA

PALINOESTRATIGRAFIA E INTERPRETAÇÃO PALEOAMBIENTAL DA
FORMAÇÃO MANACAPURU, REGIÃO DE PRESIDENTE FIGUEIREDO (AM),
LOCHKOVIANO DA BACIA DO AMAZONAS

Dissertação apresentada ao
Programa de Pós-Graduação
em Geociências da
Universidade Federal do
Amazonas, como requisito
parcial para a obtenção do título
de Mestre em Geociências,
área de concentração Geologia
Sedimentar e Meio Ambiente.

Orientadora: Prof.^a Dr.^a Rosemery Rocha da Silveira

Manaus

2018

Ficha Catalográfica

Ficha catalográfica elaborada automaticamente de acordo com os dados fornecidos pelo(a) autor(a).

R672p Rocha, Patrícia Ferreira
Palinoestratigrafia e interpretação paleoambiental da Formação Manacapuru, região de Presidente Figueiredo (AM), Lochkoviano da Bacia do Amazonas. / Patrícia Ferreira Rocha. 2018
82 f.: il. color; 31 cm.

Orientadora: Rosemary Rocha da Silveira
Dissertação (Mestrado em Geociências) - Universidade Federal do Amazonas.

1. Quitinozoários . 2. Devoniano. 3. Formação Manacapuru. 4. Bacia do Amazonas. I. Silveira, Rosemary Rocha da II. Universidade Federal do Amazonas III. Título

PATRÍCIA FERREIRA ROCHA

PALINOESTRATIGRAFIA E INTERPRETAÇÃO PALEOAMBIENTAL DA
FORMAÇÃO MANACAPURU, REGIÃO DE PRESIDENTE FIGUEIREDO
(AM), LOCHKOVIANO DA BACIA DO AMAZONAS

Dissertação apresentada ao
Programa de Pós-Graduação em
Geociências da Universidade Federal
do Amazonas, como requisito parcial
para obtenção do Título de Mestre
em Geociências, área de
concentração em Geociências.

Aprovado em 14 de dezembro de 2018.

BANCA EXAMINADORA



Prof.^a Dr.^a Rosemary Rocha da Silveira, Presidente.
Universidade Federal do Amazonas



Prof.^a Dr.^a Valquíria Porfírio Barbosa, Membro.
Universidade Federal do Amazonas



Prof. Dr. Lucindo Antunes Fernandes Filho, Membro.
Universidade Federal do Amazonas

AGRADECIMENTOS

Nenhum homem é uma ilha, isolado em si mesmo; todo homem é um pedaço do continente, uma parte da terra firme.

Se cheguei até aqui foi porque pude contar com circunstâncias e com pessoas que muito me apoiaram nessa caminhada. Meus sinceros agradecimentos à UFAM e ao DEGEO - PPGGEO por proporcionarem a estrutura necessária para a realização desta pesquisa e pela formação gratuita e de qualidade.

Ao LPMMT-UFRGS pela preparação das lâminas palinológicas utilizadas neste trabalho. À Capes pelo apoio financeiro e incentivo à pesquisa.

Agradeço à minha orientadora Profa. Dra. Rosemary Silveira por confiar esse trabalho a mim e dessa forma acreditar na minha capacidade de realizá-lo, pelos ensinamentos e pela paciência.

Agradeço ao Prof. Dr. Roberto César Barbosa pela valiosa contribuição nesse trabalho e pelas discussões sedimentológicas que tanto me ensinaram. Agradeço a todos os funcionários do DEGEO/UFAM, aos professores e em especial ao Marcos, secretário do PPGGEO, por estar sempre de braços abertos para ajudar.

Agradeço aos amigos da UFAM: Carlos, Johanna, Katy, Ericka, Pâmella, Eli, Nay, Vani, Yasmin, Mauro Igor, Tamna, Elane, Lilian, Henrique Villani e Henrique Rede. Obrigada meus queridos por dividirem alegrias, angústias, pelas risadas, pelas cervejas para desestressar no Cabelo e tantos outros momentos...Levo vocês comigo para a vida.

Agradeço às queridas manas-irmãs que tive o prazer de reconhecer em Manaus: Dani e Camila. Vocês foram âncora nos momentos mais difíceis e tenho orgulho e admiração por ser amiga de mulheres tão fortes. Ao amigo Robson, sempre alto astral!

Minha eterna gratidão à família MinhoCasa em especial Lau e Mariana. Obrigada minhas meninas, por serem amigas, irmãs e companheiras, por fazerem o peso da rotina se tornar mais leve, pelo apoio, pelas receitas de cupuaçu, pelas conversas, por tudo!

Agradeço à minha amiga Maya, mesmo distante sempre tão presente, disposta a ouvir e com conselhos sábios... Obrigada pelo apoio, minha irmã.

Agradeço à cidade de Manaus, palco de toda essa jornada. Cidade linda que tive o prazer de conhecer e amar, onde fui muito feliz e bem recebida. Meus sinceros agradecimentos a todas as pessoas dessa terra diversa e única. Deixo um pedaço do meu coração na curva de um desses imensos rios.

Agradeço à toda sociedade brasileira, que resiste com coragem e mantém o funcionamento das instituições de pesquisa e universidades públicas, onde fiz a minha formação acadêmica e onde espero que ainda muitos brasileiros e brasileiras possam se qualificar. Espero com este trabalho poder retribuir um pouco do que foi investido em mim.

Por fim e mais importante, agradeço à minha família e em especial ao meus pais Maria Alice e Leonardo, minhas irmãs Drika e Renata e meus sobrinhos Beto e Ian. Sem vocês nada disso seria possível. Obrigada por confiarem em mim, por me apoiarem em todas as escolhas, por serem sempre tão atenciosos e por serem só amor. A distância não é nada, ela só nos fortalece. Amo vocês.

A todos, citados aqui ou não, e que direta ou indiretamente fizeram parte desse processo, meu muito obrigada!

*Porque se chamava moço
Também se chamava estrada
Viagem de ventania
Nem lembra se olhou pra trás
Ao primeiro passo, aço, aço*

...

*Porque se chamavam homens
Também se chamavam sonhos
E sonhos não envelhecem*

...

*De tudo se faz canção
E o coração na curva
De um rio, rio, rio, rio, rio...*

RESUMO

A Formação Manacapuru, Bacia do Amazonas, aflora às margens da rodovia federal BR-174 na região de Presidente Figueiredo, estado do Amazonas. Uma análise faciológica e palinológica foi realizada no local com o objetivo de contribuir com o entendimento do paleoambiente em que a unidade foi depositada, bem como seu posicionamento cronoestratigráfico. A análise faciológica levou em conta parâmetros como textura, granulometria e estruturas e permitiu o reconhecimento de 6 fácies predominantemente argilosas intercaladas a lentes arenosas, sendo elas: Argilito maciço, Folhelho, Arenito fino a muito fino com laminação plano-paralela, Arenito fino a muito fino com laminação ondulada, Arenito fino a muito fino com laminação cruzada *swaley* e Arenito fino a muito fino com laminação cruzada *hummocky*. Foi possível observar a presença de conteúdo microfóssil associado à algumas litofácies descritas. Os processos relacionados as mesmas sugerem que a deposição se deu em uma região de *offshore* inserida em uma plataforma marinha de lâmina d'água rasa e constantemente influenciada por tempestade. Um total de 27 amostras foram coletadas para análises palinológicas e encaminhadas para processamento de acordo com procedimento padrão no Laboratório de Palinologia Marleni Marques Toigo, da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. O processamento se deu a partir de ataques ácidos à fração inorgânica da rocha. Os palinomorfos recuperados compreendem esporomorfos (representantes de fungos e esporos), matéria orgânica amorfa, escolecodonte, acritarcos e quitinozoários, sendo o último utilizado como ferramenta para fins bioestratigráficos. Os espécimes recuperados foram devidamente descritos e ilustrados. Os gêneros *Ancyrochitina* e *Angochitina* se destacam como os mais diversos. Foi possível identificar uma assembleia de idade Lochkoviana Inferior, atribuída à Formação Manacapuru Superior e cuja as espécies características são *Angochitina filosa*, *Cingulochitina ervensis*, *Lagenochitina navicula* e *Pterochitina megavelata*. Também foi possível identificar um intenso retrabalhamento na exposição, evidenciado pela presença de paleofaunas de idade Ludfordiana a Pridoliana, que pode estar associado aos constantes eventos de tempestade que atingiam a plataforma.

Palavras-chaves: Quitinozoários, Devoniano, Formação Manacapuru, Bacia do Amazonas

ABSTRACT

The Manacapuru Formation, Amazonas Basin, crops out on the banks of the federal highway BR-174 in the region of Presidente Figueiredo, state of Amazonas. A faciological and palynological analysis was carried out in the place with the aiming to contribute to paleoenvironmental understanding in which the unit was deposited, as well its chronostratigraphic position. The faciology analysis took into account parameters such as texture, granulometry and structures and allowed the recognition of 6 predominantly muddy facies interbedded with sandy lenses, they are: Massive Mudstone, Shale, Parallel-laminated Sandstone, Wave-laminated Sandstone, Hummocky cross-laminated Sandstone and Swaley cross-laminated Sandstone. It was possible to observe the presence of macrofossil content associated with some described facies. The processes related to them suggest that the deposition occurred in an offshore region inserted in a shallow marine shelf and constantly influenced by storm. A total of 27 samples were collected for palynological analysis and forwarded for processing according to standard procedure at Marleni Marques Toigo Palynology Laboratory, Federal University of Rio Grande do Sul. The processing took place from acid attacks to the inorganic fraction of the rock. The recovered palynomorphs comprise sporomorph (representatives of fungi and spores), amorphous organic matter, scolecodont, acritarch and chitinozoa, the latter being used as a tool for biostratigraphic purposes. The recovered specimens were duly described and illustrated. The genus *Ancyrochitina* and *Angochitina* stand out as the most diverse. It was possible to identify an assemblage of lower Lochkovian, attributed to the Upper Manacapuru Formation and whose characteristic species are *Angochitina filosa*, *Cingulochitina ervensis*, *Lagenochitina navicula* and *Pterochitina megavelata*. It was also possible to identify an intense reworking in the exposure, evidenced by the presence of paleofaunas ranging from Ludfordian to Pridolian, which may be associated to the constant storm events that reached the shelf.

Keywords: Chitinozoa, Devonian, Manacapuru Formation, Amazonas Basin.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1 - Localização da área de estudo. Em vermelho, o afloramento alvo deste trabalho. Modificado de Souza & Nogueira (2009).....17
- Figura 2 - Vista geral do afloramento estudado, situado nas coordenadas 02°06'45.5" S e 59°59'31.0" W. Na imagem é possível observar o aspecto laminado do folhelho e suas intercalações com níveis arenosos.....18
- Figura 3 - Perfil estratigráfico levantado para o afloramento com os respectivos níveis amostrados e a associação faciológica interpretada.....19
- Figura 4 - Principais caracteres morfológicos dos quitinozoários. A distinção dos mesmos se torna essencial para a correta identificação das espécies. Modificado de Paris (1981).....22
- Figura 5 - Mapa de localização geográfica da bacia, representando seus limites. Modificado de Gonçalves et al. 2017.....24
- Figura 6 - Carta estratigráfica da Bacia do Amazonas. Destaque (em azul) para a Formação Manacapuru, alvo deste trabalho. Modificado de Cunha et al. 2007....28
- Figura 7 - Quadro comparativo de atribuições de idade da Formação Manacapuru. Na lateral, as associações ou palinozonas propostas em alguns trabalhos selecionados.....33
- Figure 1. A. Location and geological map of the region where the outcrop is located (modified from Souza and Nogueira 2009). B. Location of the Amazon Basin and its regional boundaries.....40
- Figure 2. General appearance and details of the Manacapuru Formation exposure target of the investigation. A. Section interpreted with emphasis on the depositional geometry of the unit, represented by muddy layers (facies F and Mm) with sandy lenses interbedded with pinch-and-sweel bedding, internally structured with the litofácies Sp, Sw, Sh and Ss. B and C. Detail of contact relations and the facies in the sandstone lenses interbedded with muddy beds.....43
- Figure 3. Composite columnar section of the Manacapuru Formation on federal highway BR 174 with sedimentary facies defined and interpreted in this study. Rocks of this unit are below and in abrupt contact by argillite of the Alter do Chão Formation, of Cenozoic age.....44
- Figure 4. Main details feature of the Manacapuru Formation sedimentary facies evaluated in this work. A. Massive mustone (Mm) with endichnial trace fossil (TF) and massive sandstone dike. B, C, D. Remains and moulds of Lingulida brachiopods found in F facies and their evident growth lines. The scale bar represents 1 cm. E, F. Horizontal and oblique trace fossil that occur associated with the facies Ss.....45
- Figure 5. Chitinozoan from outcrop of Manacapuru Formation. The scale bar represents 50 µm. In parentheses, slide and location in the England Finder.....52
- Figure 6. Chitinozoan from outcrop of Manacapuru Formation. The scale bar represents 50 µm. In parentheses, slide and location in the England Finder.....55
- Figure 7. Chitinozoan from outcrop of Manacapuru Formation. The scale bar represents 50 µm. In parentheses, slide and location in the England Finder.....56

Figure 8. Chitinozoan from outcrop of Manacapuru Formation. The scale bar represents 50 µm. In parentheses, slide and location in the England Finder.....	57
Figure 9. Distribution of the recovered specimens along the profile.....	66
Figure 10. Stratigraphic amplitude of the taxa identified according to literature. (1) Chitinozoan Zones of Western Gondwana according to Grahn (2006) for the Silurian, Grahn (2005b) and Mauller et al. (2009) for the Devonian. (2) Global Chitinozoan Zones according to Verniers et al. (1995) for the Silurian and Paris et al. (2000) for the Devonian Period.....	68

LISTA DE TABELAS

Table 1. Relation of recovered chitinozoan and their respective locations on the figures.....	50
-----------------------------------------------------------------------------------------------	----

SUMÁRIO

CAPÍTULO 01.....	14
INTRODUÇÃO.....	14
1.1 Justificativa e relevância.....	15
1.2 Objetivos	15
1.3 Área de estudo.....	16
1.4 Materiais e Métodos	20
CAPÍTULO 02.....	24
CONTEXTO GEOLÓGICO	24
2.1 A Bacia do Amazonas: geologia regional e estratigrafia	24
CAPÍTULO 03.....	29
FORMAÇÃO MANACAPURU: ESTRATIGRAFIA E REGISTRO FÓSSIL.....	29
3.1 Geologia da Formação Manacapuru	29
3.2 O registro fóssil	30
CAPÍTULO 04.....	37
RESULTADOS	37
1 INTRODUCTION.....	39
2 THE AMAZONAS SEDIMENTARY BASIN AND THE MANACAPURU FORMATION.....	40
3 MATERIAL AND METHODS	41
4 SEDIMENTARY FACIES.....	42
5 PALYNOLOGY.....	49
5.1 Systematic Paleontology.....	50
6. DISCUSSION.....	63
7. CONCLUSION	69
ACKNOWLEDGEMENTS.....	70
REFERENCES.....	71
CAPÍTULO 05.....	76
CONCLUSÕES.....	76
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	78

APRESENTAÇÃO

Esta dissertação intitulada “Palinoestratigrafia e Interpretação Paleoambiental da Formação Manacapuru, Região de Presidente Figueiredo (AM), Lochkoviano da Bacia do Amazonas” foi desenvolvida entre 2016 a 2018, nas dependências do Departamento de Geociências, Instituto de Ciências Exatas (DEGEO/UFAM), junto ao Programa de Pós-Graduação em Geociências.

A Dissertação está estruturada da seguinte forma:

- Capítulo 1 – Introdução

Aborda-se aspectos fundamentais do corpo da dissertação, tais como objetivos, justificativas, área de estudo e materiais e métodos, para compreensão geral da temática.

- Capítulo 2 – Contexto Geológico

É resumidamente abordado o preenchimento da Bacia do Amazonas.

- Capítulo 3 – O Registro Fóssil da Formação Manacapuru e suas Implicações bioestratigráficas e paleoambientais.

Discorre sobre a estratigrafia da unidade alvo de estudo, a Formação Manacapuru e sobre seus estudos paleontológicos.

- Capítulo 4 – Resultados

Nesse capítulo é apresentado de maneira objetiva, além dos temas abordados nos capítulos supracitados, informações referentes aos resultados, discussões e conclusões obtidas. É apresentado em formato de artigo.

- Capítulo 5 – Conclusões

São apresentadas as conclusões obtidas a partir dos dados taxonômicos e estratigráficos.

CAPÍTULO 01

INTRODUÇÃO

A Bacia do Amazonas é classificada como uma sinéclise Paleozóica do tipo intracratônica, localizada no norte do Brasil e que possui uma área de aproximadamente 480.000 km² (REIS, 2006). A bacia é reconhecida como uma área pioneira na exploração de petróleo no norte do país e as atividades de pesquisa na região iniciaram em 1917 através do antigo Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, que então tinha como principal objetivo a descoberta de jazidas de carvão. As primeiras investigações direcionadas à exploração de óleo e gás são reportadas ao ano de 1925 na região de Itaituba, estado do Pará (ANP, 2015).

Foi no contexto da prospecção e exploração de hidrocarbonetos que diversas campanhas de mapeamento geológico foram realizadas na bacia, principalmente pela estatal brasileira Petrobrás (e. g. KREMER, 1956; SWAN, 1957 e FREYDANCK, 1958 *apud* GRAHN & MELO, 2003).

Especificamente para o Grupo Trombetas, unidade na qual se insere a formação abordada nesse trabalho, os estudos palinológicos iniciaram a partir dos anos de 1960, utilizando, em parte as amostras coletadas nos mapeamentos anteriormente citados.

O principal objetivo dessas investigações era propor um zoneamento bioestratigráfico para o Paleozóico da bacia. Assim, se destacam os trabalhos de Lange (1967), Costa (1969, 1971), Daemon & Contreiras (1971), Grahn (1992a, 1992b), Grahn & Paris (1992).

Os trabalhos de cunho palinológico relacionados ao Grupo Trombetas, principalmente a partir da década 2000, tiveram como objetivo um refinamento bioestratigráfico das colunas propostas pelos autores anteriores (e.g. GRAHN & MELO, 2003; GRAHN, 2005; AZEVEDO-SOARES, 2007, 2009). O grupo objeto de estudo foram principalmente os quitinozoários, que por possuírem ampla distribuição geográfica e relativamente curta distribuição estratigráfica são bastante utilizados para fins bioestratigráficos em estratos Paleozóicos (ARMSTRONG & BRASIER, 2005).

Embora existam estudos palinológicos realizados na bacia, para os estratos Paleozóicos estes são majoritariamente em subsuperfície. Em superfície são poucos e quase sempre destituídos de correlações estratigráficas.

Um dos grandes limitadores de pesquisas dessa natureza é a escassez de afloramentos e/ou a dificuldade de acesso. Portanto, neste trabalho é proposto um estudo palinológico sistemático de rochas da Formação Manacapuru, de idade Siluro-Devoniano, com o intuito de contribuir com questões relativas ao entendimento do paleoambiente à época de formação da unidade e seu posicionamento cronoestratigráfico.

1.1 Justificativa e relevância

Estudos paleontológicos na região de Presidente Figueiredo são poucos, e voltados aos levantamentos de icnofósseis (NOGUEIRA *et al.* 1999; SOUZA & NOGUEIRA, 2009), e ainda que ocorram em outras unidades, estes são reportados formalmente apenas aos arenitos da Formação Nhamundá. Na região de Presidente Figueiredo há uma exposição correspondente à unidade Formação Manacapuru, ao longo da rodovia BR-174, onde o acesso é facilitado.

Apesar da exposição ser objeto de estudo de Grahn & Melo (2003) e Steemans *et al.* (2008), nenhum dos autores menciona o número de amostras utilizadas ou mesmo seus posicionamentos no afloramento. A idade é consenso entre os autores, o qual associam ao Lochkoviano Inferior. No local foi identificada uma associação retrabalhada de idade Pridoliana Inferior.

Os dados bibliográficos levantados mostram que essa unidade Paleozoica da Bacia do Amazonas permanece pouco explorada do ponto de vista paleontológico, principalmente em contexto de superfície. Dos levantamentos palinológicos realizados, não há detalhamento das exposições. São apresentados elementos pouco diversos destas formas, talvez resultado de pequena amostragem nos trabalhos anteriores. A pesquisa se justifica em decorrência dos poucos dados palinológicos, bem como falta de posicionamento estratigráfico em alguns estudos.

1.2 Objetivos

O objetivo geral desta pesquisa é desenvolver um estudo palinológico com ênfase em quitinozoários, em exposição de idade Devoniana pertencente à Formação Manacapuru. O intuito da pesquisa é contribuir para o entendimento

do paleoambiente em que a unidade foi formada, bem como seu posicionamento cronoestratigráfico. Algumas etapas prévias foram necessárias para alcançar o objetivo geral, a saber:

- Levantamento de perfil estratigráfico com o devido posicionamento dos níveis amostrados no afloramento da Formação Manacapuru;
- Descrição das fácies sedimentares observadas no perfil;
- Classificação sistemática dos quitinozoários encontrados e o levantamento de sua distribuição estratigráfica;
- Estabelecimento de correlações entre o conteúdo fossilífero encontrado e aqueles provenientes de estudos paleontológicos anteriores realizados na Formação Manacapuru.

1.3 Área de estudo

O afloramento alvo de estudo está localizado em um corte de estrada no quilômetro 982 (antigo km 99) da rodovia BR-174, que conecta a cidade de Manaus (AM) a Boa Vista (RR). (Figura 1).

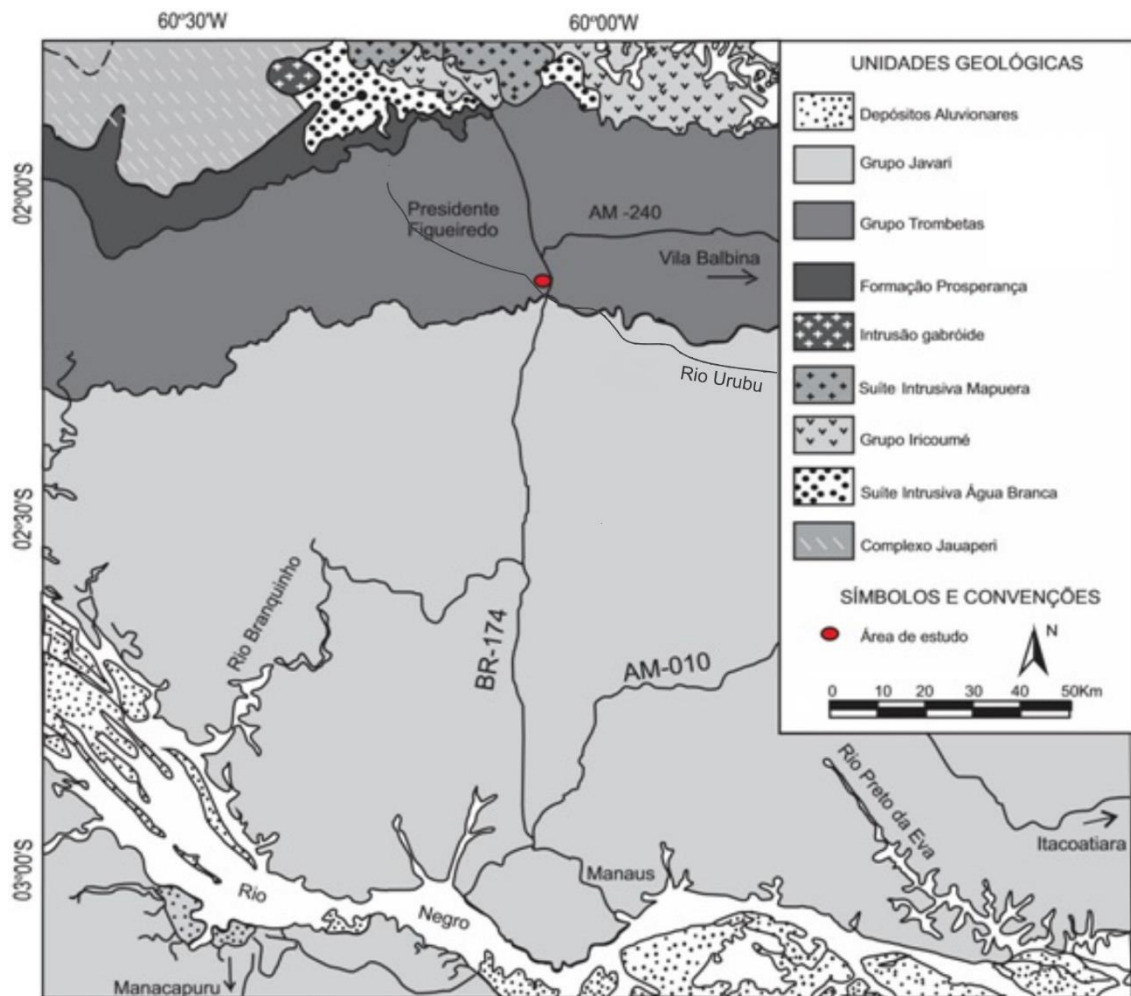


Figura 1 - Localização da área de estudo. Em vermelho, o afloramento alvo deste trabalho. Modificado de Souza & Nogueira (2009).

A exposição da Formação Manacapuru (Figura 2) pode ser vista à margem esquerda da rodovia após a ponte sobre o Rio Urubu, sentido Manaus – Presidente Figueiredo e suas coordenadas geográficas são 02°06'45.5" S e 59°59'31.0" W. O ponto está localizado, geograficamente, na margem norte da porção central da Bacia do Amazonas.



Figura 2 - Vista geral do afloramento estudado, situado nas coordenadas $02^{\circ}06'45.5''$ S e $59^{\circ}59'31.0''$ W. Na imagem é possível observar o aspecto laminado do folhelho e suas intercalações com níveis arenosos.

O afloramento é composto por um pacote de camadas horizontais de folhelho intercalado a níveis de argilito e arenito fino (Figura 3), totalizando cerca de 6,5 metros de espessura e estendendo-se por aproximadamente 65 metros. Uma descrição detalhada da exposição e as fácies identificadas, bem como suas implicações paleoambientais são apresentadas no Capítulo 4.

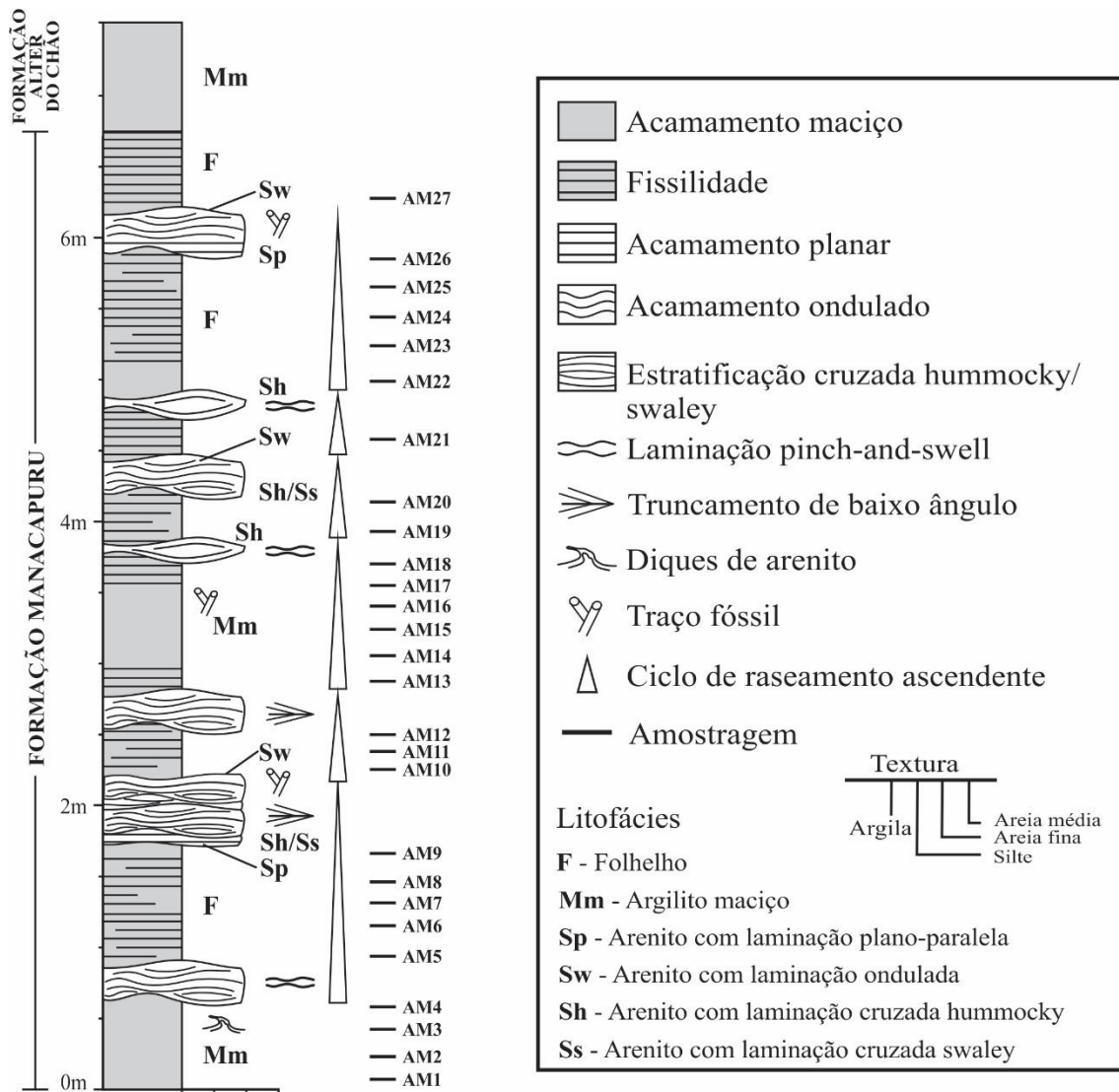


Figura 3 - Perfil estratigráfico levantado para o afloramento com os respectivos níveis amostrados e a associação faciológica interpretada.

1.4 Materiais e Métodos

Durante todas as etapas de desenvolvimento da pesquisa foram realizadas consultas à literatura referente ao tema estudado (paleontologia, taxonomia, palinologia, estratigrafia) e ao contexto na qual ela se insere, como a geologia regional e, especificamente, a Formação Manacapuru.

Amostragem

Para a realização do estudo foram coletadas 27 amostras no afloramento selecionado (Figura 2), as quais foram posteriormente encaminhadas para processamento orgânico palinológico. A amostragem foi feita da base para o topo da exposição e nomeadas de AM1 a AM27 (Figura 3).

A coleta foi realizada em um intervalo de aproximadamente 20 em 20 cm (Figura 3) e preferencialmente nos níveis mais escuros, pois são portadores de maiores quantidades de matéria orgânica. As amostras foram acondicionadas em sacos plásticos devidamente fechados para evitar possíveis contaminações com material recente.

Processamento das amostras

Após a etapa de campo, as amostras coletadas seguiram para o Laboratório de Geoquímica da Universidade Federal do Amazonas (UFAM), para procedimento de trituração e pesagem, em alíquotas de 10 g (para níveis mais escuros) a 30 g (material mais claro).

Em seguida, as amostras foram encaminhadas para o Laboratório de Palinologia Marleni Marques Toigo (LPMMT), da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) para fase de tratamento químico e confecção das lâminas palinológicas, conforme metodologia padrão para amostras pré-quadernárias seguida pelo laboratório e descrita em Wood *et al.* (1996).

O tratamento químico consiste primeiramente na adição de ácido clorídrico (HCl) a 32-37% para remoção dos carbonatos presentes na rocha. A amostra foi inserida em um béquer de plástico e após o término da reação foi lavada com água destilada. Seguiu-se repouso da solução até decantar e se sucedeu o descarte da água. Esse procedimento é realizado três vezes, até que ocorra a neutralização das amostras.

Posteriormente, foi feito o ataque com adição de ácido fluorídrico (HF) 40-48%, para a eliminação dos silicatos. Após repouso de 24h adiciona-se água

à solução. Após a decantação do material, foi feito lentamente o descarte da água. Uma segunda adição de HCl foi realizada, com o intuito de remover os flúor-silicatos gerados na reação anterior. O concentrado obtido foi lavado com hidróxido de potássio (KOH) 10% visando a remoção do excesso de matéria orgânica amorfa.

Após esse tratamento químico, seguiu-se o peneiramento com auxílio de malhas de tamanhos entre 20 a 250 μm . Com o resíduo resultante foram confeccionadas as lâminas microscópicas. O resíduo palinológico foi fixado às lâminas de vidro através de lamínulas, que por sua vez foram coladas com o auxílio de cola Entellan.

Foram confeccionadas 3 lâminas por estrato amostrado, o que totalizou 81 lâminas palinológicas que foram devidamente identificadas e estão depositadas no Laboratório de Paleontologia da UFAM sob codificação MP-P 13327 a MP-P 13359.

Análise palinológica

A análise das lâminas palinológicas foi feita em microscópio petrográfico de luz transmitida, no Laboratório de Microscopia da Pós-Graduação da UFAM. Os espécimes foram visualizados com auxílio das objetivas de 10X e 20X. A objetiva de 40X foi utilizada para maior detalhamento dos organismos e seus registros fotográficos, que por sua vez foram feitos com câmera acoplada ao microscópio e através do *software* Olympus Image Analysis.

As estampas foram confeccionadas a partir da seleção das fotomicrografias mais representativas de cada espécie identificada e com o auxílio do *software* CorelDraw X7. Alguns espécimes se apresentaram bem escuros, o que de certa forma dificultou a identificação. Nesses casos, as imagens foram tratadas com o objetivo de clareá-las usando CorelPHOTO X7.

Nas estampas algumas informações pertinentes foram descritas nas legendas: nome da espécie, identificação da lâmina na qual ela foi encontrada e sua respectiva localização de acordo com as coordenadas que constam na lâmina auxiliar *England Finder*.

A classificação taxonômica dos quitinozoários encontrados seguiu a proposta de classificação descrita em Paris *et al.* (1999), no qual os autores

propõem uma classificação supra genérica essencialmente empírica para o táxon, baseada exclusivamente em caracteres morfológicos (Figura 4).

Nesta proposta são reconhecidas duas Ordens – Operculatífera e Prosomatífera, ou seja, aqueles dotados de opérculo e de prossoma, respectivamente. A classificação em Família é feita de acordo com a diferenciação do pescoço e Subfamília está relacionado à superfície da câmara. Para distinção genérica, os critérios utilizados são a forma da câmara e o arranjo da ornamentação da testa.

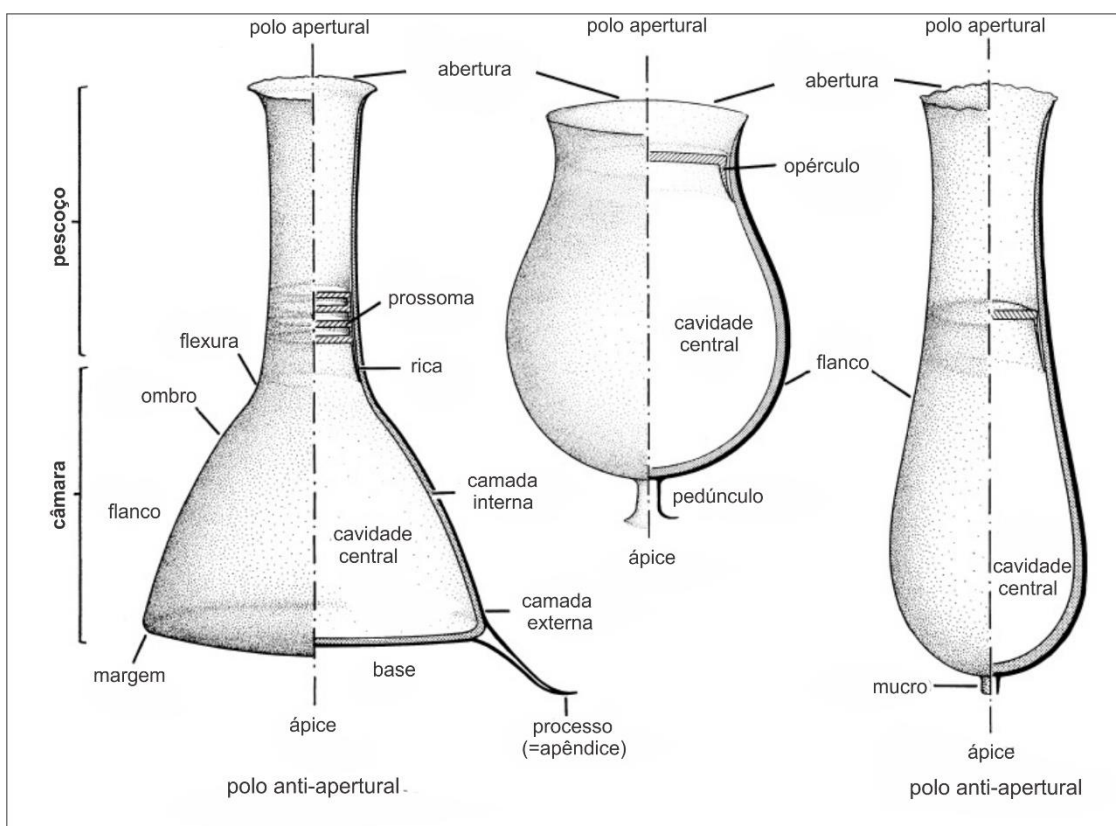


Figura 4 - Principais caracteres morfológicos dos quitinozoários. A distinção dos mesmos se torna essencial para a correta identificação das espécies. Modificado de Paris (1981).

Como auxílio na identificação dos organismos e para análise bioestratigráfica, foram consultados trabalhos realizados na Bacia do Amazonas e em outras sinéclises paleozoicas brasileiras (CRUZ, 1987; COSTA, 1972; GRAHN *et al.* 2000; GRAHN & MELO, 2003; GRAHN, 2005; AZEVEDO-SOARES, 2007, 2009) e trabalhos consagrados na literatura referente à quitinozoários (e. g. EISENACK, 1931; LAUFELD, 1974; CRAMER, 1964; PARIS, 1981)

Análise faciológica

A descrição das fácies sedimentares considerou parâmetros como litologia, textura e estruturas sedimentares, segundo a concepção de Walker (1992). Como instrumento de auxílio à descrição das fácies, a interpretação dos seus processos e respectivos ambientes deposicionais, elaborou-se seções colunares e panorâmicas baseadas nas propostas de Wizevic (1991) e Arnot *et al.* (1997).

A seção panorâmica do afloramento foi feita de acordo com a técnica de fotomosaico, a partir do qual é possível definir os elementos arquiteturais que definem o paleoambiente deposicional (Miall, 1985).

CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1 A Bacia do Amazonas: geologia regional e estratigrafia

A Bacia do Amazonas (Figura 5) se localiza entre os crátons das Guianas, ao norte, e do Brasil, ao sul. Sua área é de aproximadamente 480.000 km² e abrange parte dos estados do Amazonas e Pará. A leste, o Arco de Gurupá limita a Bacia do Amazonas com a bacia tafrogênica do Marajó e a oeste o limite com a Bacia do Solimões se dá pelo Arco de Purus (REIS, 2006).

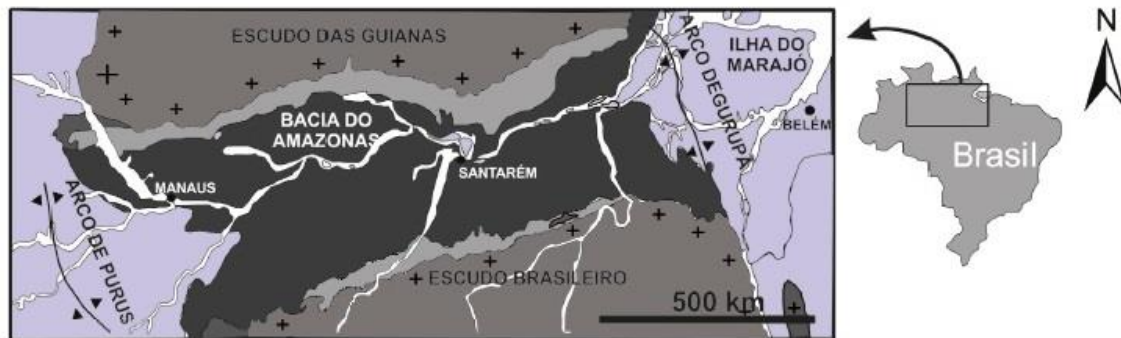


Figura 5 - Mapa de localização geográfica da bacia, representando seus limites. Modificado de Gonçalves *et al.* 2017.

A Bacia do Amazonas é uma sinéclise intracratônica cujo preenchimento sedimentar é, em grande parte, reflexo das variações eustáticas do nível do mar, ocasionadas por eventos tectônicos Paleozóicos na borda oeste da placa gondwânica. Os arcos e discordâncias regionais que ocorrem na bacia são resultados de movimentos orogênicos ocasionados por esses eventos, os quais também controlaram as ingressões e regressões marinhas, que influenciaram diretamente nas fácies e ambientes deposicionais descritos na bacia (CUNHA *et al.* 2007).

A sucessão de rochas sedimentares da Bacia do Amazonas recobre o Cráton Amazônico, substrato Pré-Cambriano representado por rochas metamórficas de faixas móveis acrescentadas a um núcleo central mais antigo denominado Província Amazônia Central, composto por rochas graníticas, pouco ou não orientadas (CORDANI *et al.* 1984). Várias províncias geocronológicas têm sido propostas para o Cráton Amazônico, com destaque para os estudos de

Tassinari & Macambira (1999, 2004) e Santos *et al.* (2000, 2006). O embasamento da bacia apresenta comportamento rígido desde o final do Proterozóico, entretanto alguns autores como Almeida *et al.* (2000) e Cunha (2000) acreditam que durante a orogenia brasileira as estruturas preexistentes foram reativadas, controlando a origem da bacia.

Segundo Neves *et al.* (1989) a origem da Bacia do Amazonas está relacionada à dispersão de esforços no fim do ciclo brasileiro. A instalação da faixa móvel Araguaia-Tocantins, relacionada à orogenia Brasileira/Pan-Africana (ALMEIDA, 1967) permitiu esforços compressivos na direção leste-oeste e de alívio na direção norte-sul. Essa zona de alívio foi a responsável pela instalação do rifte precursor da bacia, se propagando ainda de leste para oeste através de reativação de zonas de fraqueza. O resfriamento das massas magmáticas após esse evento distensivo permitiu uma subsidência térmica regional e a implantação da sinéclise (CUNHA, 2000).

O preenchimento sedimentar se iniciou, segundo Teixeira (2001) com os sedimentos da Formação Prosperança e Acari, depositados na fase rifte da bacia durante o Cambriano. No entanto, a idade do Grupo Purus não é consenso. Para Cunha (2000) os sedimentos das Formações Prosperança (arenitos aluviais e fluviais) e Acari (carbonatos de planícies de maré) foram depositados anteriormente à implantação da sinéclise, nas etapas finais do ciclo brasileiro em condições tardias pós-orogênicas.

Segundo Cunha *et al.* (2007) o arcabouço estratigráfico da bacia (Figura 6) apresenta duas megassequências de primeira ordem, Paleozóica e Meso-Cenozóica. A primeira é marcada por um grande volume de intrusões de diques e soleiras de diabásio Mesozóicos e pode ser subdividida em quatro sequências de segunda ordem:

Sequência Ordovício-Devoniana

Representa o estágio inicial de deposição na sinéclise. A ingressão dos sedimentos foi de leste para oeste, com caráter pulsante transgressivo-regressivo e com alternância de sedimentos glaciais e marinhos em *onlap* sobre o Arco de Purus, que impedia a conexão com a Bacia do Solimões. A leste a conexão era livre com as bacias do oeste africano, devido a inexistência do Arco de Gurupá (MATSUDA *et al.* 2010).

Nesse estágio, ocorreu a deposição do Grupo Trombetas (CAPUTO, 1984) composto, da base para o topo, pelas seguintes formações: *Autás-Mirim* (arenitos e folhelhos neríticos) de idade Neo-Ordoviciano (GRAHN, 1992a, 1992b) no intervalo Caradoc – Ashgill; *Nhamundá* (arenitos neríticos e glaciogênicos) datada por análises bioestratigráficas (GRAHN, 1992a; GRAHN & PARIS, 1992) como Eo-Siluriano (Llandoveryano – Eo-Wenlockiano); *Pitinga* (folhelhos e diamictitos marinhos) datados do Llandoveryano Médio ao Pridoliano Inferior (GRAHN, 2005); *Manacapuru* (arenitos e pelitos neríticos) Neo-Siluriano – Eo-Devoniano (Ludloviano Superior – Lochkoviano Inferior) segundo Grahn & Melo (2003) e por fim, a Formação Jatapu (arenitos e siltitos marinhos parálicos) depositados no intervalo Lochkoviano – Eo-Emsiano (CUNHA *et al.* 2007).

Sequência Devono-Tournaisiana

De acordo com Pereira *et al.* (2012) esta sequência ocorre em todas as sinéclises brasileiras e representa um segundo ciclo transgressivo-regressivo iniciado no Devoniano e encerrado no Eo-Carbonífero. A sedimentação dessa sequência se inicia após a discordância relacionada à Orogenia Caledoniana (CUNHA *et al.* 2007) e a sedimentação é de origem marinha com o registro de incursões glaciais, sem conexão com a Bacia do Solimões.

O Grupo Urupadi é representado, da base para o todo, pela Formação Maecuru (arenitos e pelitos neríticos a deltáicos) de idade Eo a Meso-Devoniano e Formação Ererê (siltitos, folhelhos e arenitos neríticos) datada do Meso-Devoniano. O Grupo Curuá é representado pelas formações *Barreirinha* (folhelhos e siltitos marinhos) datada do Eo-Frasniano ao Eo- ou Meso-Fameniano; *Curiri* (diamictitos, folhelhos, siltitos e arenitos de ambientes glacial a periglacial) de idade Neo-Devoniano; e *Oriximiná* (arenitos e siltitos depositados em ambiente marinho raso/fluvial) datados do Neo-Devoniano ao Tournasiano (CUNHA *et al.* 2007).

Sequência Neoviseana

Depositada após a Orogenia Acadiana e representada apenas pela Formação Faro, constituída de arenitos e pelitos flúvio-deltáicos e litorâneos (CUNHA *et al.* 2007). O topo da formação foi afetado por intensos processos erosivos. Estudos baseados em miósporos realizados por Melo & Loboziak (2003) permitiram a datação da unidade como Viseana.

Seqüência Pensilvaniano-Permiana

A última seqüência de segunda ordem do Paleozóico da bacia formou-se após um hiato de cerca de 15 Ma e caracteriza um novo ciclo transgressivo-regressivo. É marcada pela sedimentação do Grupo Tapajós, que reúne as formações *Monte Alegre* (arenitos eólicos, siltitos e folhelhos de interdunas e lagos) datados do Neo-Bashkiriano; *Itaituba* (folhelhos, carbonatos e anidritas lagunar e marinho rasa/inframaré) com idade Neo-Bashkiriana – Moscoviana; *Nova Olinda* (calcários, anidritas e halitas de inframaré) datados do Moscoviano – Eo-Permiano; e *Andirá* (siltitos e arenitos fluviais e lacustrinos) de idade Permiana.

A megasseqüência Meso-Cenozóica é composta pelas formações *Alter do Chão* (arenitos e conglomerados de planícies e leques aluviais) datada do Cretáceo; *Solimões* (sedimentos argilosos) datado do Mioceno-Plioceno e *Marajó* (sedimentos arenosos/argilosos) de idade Paleógena (CUNHA *et al.* 2007; REIS, 2006). Trabalhos de cunho estratigráfico, sedimentar e paleontológico (e. g. SOARES, 2007; SOARES *et al.* 2010) propuseram a individualização de sedimentos Miocenos, que ocorrem no topo da Formação Alter do Chão, em *Formação Novo Remanso*. Essa unidade ainda não foi formalizada.

FORMAÇÃO MANACAPURU: ESTRATIGRAFIA E REGISTRO FÓSSIL

3.1 Geologia da Formação Manacapuru

O Membro Manacapuru foi proposto por Caputo *et al.* (1971) para designar a unidade superior da então Série Trombetas de Derby (1878 *apud* CAPUTO, 1984). Caputo (1984) elevou a Série Trombetas à hierarquia de grupo e suas subdivisões à categoria de formações.

Segundo Carozzi *et al.* (1973) a unidade é constituída de camadas de arenitos intercaladas a folhelhos, com ocorrência de níveis sideríticos associado aos arenitos no topo e na base da seção. Para os autores, a formação é resultado de uma sequência regressiva – transgressiva onde se desenvolveram ambientes deltáico, distal-deltáico, litorâneo, *shoreface* e *offshore*. As fácies *shoreface* e *offshore* dominavam a bacia, e eram limitadas a N e S por faixas litorâneas. Na margem oeste predominavam as fácies deltáicas, e as áreas situadas a NW e SW eram importantes fontes de suprimento. A margem sul seria caracterizada por fácies litorâneas, representando uma zona protegida e estagnante.

Caputo (1984) descreveu a formação como camadas de arenito com folhelhos e siltitos intercalados. Sua espessura máxima é cerca de 200 m na porção central da bacia. Em afloramento, ocorre como arenitos brancos e amarelados, bem selecionados, com granulometria areia fina a muito fina, e camadas de arenito com estratificação cruzada, intercaladas com folhelhos e siltitos.

Em subsuperfície, os arenitos são principalmente finos, com laminação paralela, bioturbados, com camadas de espessura de 5 a 20 cm, com siltitos intercalados. Três corpos principais de arenito separados por folhelhos e siltitos são identificados em muitos poços (CAPUTO, 1984). A formação registraria uma regressão generalizada na bacia com algumas oscilações transgressivas, em ambientes deltáico e seus canais distributários, litorâneo, *shoreface*, *offshore*. Para o autor, o contato basal com a Formação Pitinga seria aparentemente

concordante. O contato de topo com a Formação Jatapu também seria concordante (CUNHA *et al.* 2007).

Já para Cunha (2000), a Formação Manacapuru é constituída principalmente por arenitos finos a médios intercalados com pelitos acinzentados e laminados, característicos de ambientes neríticos e costeiros associados ao rebaixamento do nível do mar.

3.2 O registro fóssil

O Grupo Trombetas é uma das unidades litoestratigráficas mais antigas com registros de macrofósseis, encontrados principalmente nas Formações Pitinga e Manacapuru (WANDERLEY-FILHO *et al.* 2005).

De acordo com Cardoso & Rodrigues (2005), a maioria do macrofósseis descritos na literatura para o Grupo Trombetas são reportados à Formação Pitinga na região da corredeira Viramundo e a jusante, no Rio Trombetas, município de Oriximiná (Pará), situado na margem norte da Bacia do Amazonas. No entanto, macrofósseis são raros em afloramentos da Formação Manacapuru (JANVIER & MELO, 1988, 1992; STEEMANS *et al.* 2008; TOMASSI *et al.* 2015), especialmente para a área de estudo deste projeto.

A seguir será feita uma revisão dos registros de macro e microfósseis da Formação Manacapuru, em distintas porções da Bacia do Amazonas, bem como suas implicações cronoestratigráficas e paleoambientais.

O registro de macrofósseis

Os primeiros registros de macrofósseis na unidade são creditados à Derby (1878) e Clarke (1899) (*apud* GRAHN, 1992a), que relataram a ocorrência de *Arthropycus harlani* nas proximidades do Rio Trombetas. Caputo (1984) relata a ocorrência de arenitos finos bioturbados com *Skolithos* na porção mais ocidental da bacia e que sugerem para essa região onde aflora a Formação Manacapuru a deposição em um ambiente litorâneo.

Janvier & Melo (1988) registram a ocorrência de impressões de partes de *Acanthodii* (coluna, escama e dentes). Os fósseis foram coletados na porção noroeste do estado do Pará, em uma região onde o Rio Trombetas e seu tributário Mapuera atravessam afloramentos Siluro – Devonianos do flanco norte da Bacia do Amazonas. A fauna encontrada pelos autores ocorre em arenitos e siltitos muito bioturbados e sugere uma idade do Devoniano inferior, embora os

autores não descartem uma idade do Siluriano superior. O conteúdo fossilífero foi relacionado ao então Membro Pitinga superior.

Entretanto, em trabalho posterior (JANVIER & MELO, 1992) na mesma região e à luz de novas investigações de campo, concluiu-se que os fragmentos de vertebrados encontrados anteriormente pertenciam à Formação Manacapuru. Esses autores encontraram mais fósseis que confirmaram as descrições anteriores, e ainda sugeriam a possibilidade de se tratar de fragmentos de Chondrichthyes, que teriam sido depositados sob condições de baixa energia, em ambiente marinho.

Wanderley-Filho *et al.* (2005) destacam a ocorrência de conulárias, fragmentos de euripterídeos, braquiópodes inarticulados dos gêneros *Lingula* e *Orbiculoidea*, além do icnofóssil *Arthropycus* na unidade, mas não discutem as implicações bioestratigráficas e/ou paleoambientais dos achados.

Tomassi *et al.* (2015) registraram a ocorrência de macrofósseis na mesma unidade, resultado da recuperação de achados paleontológicos em áreas adjacentes à hidrelétrica de Belo Monte (estado do Pará). Foram identificados diversos e abundantes braquiópodes da ordem dos Lingulata, nos afloramentos Siluro – Devonianos estudados. Além desses, também foram registrados braquiópodes Rhynchonellata, sendo uma espécie do gênero *Spiriferidae* não identificada, e uma segunda, identificada como *Paucicrura rogata*. Nos sítios estudados também ocorre diversa assembleia de graptólitos, entretanto somente duas espécies puderam ser identificadas: o mais abundante, *Monograptus aff. priodon* e *Climacograptus innotatus brasiliensis*. Fósseis pertencente à classe de peixes Agnata também foram descritos.

O registro microfóssil

Por constituírem, em geral, uma importante ferramenta que permite a datação das rochas sedimentares, os microfósseis vêm sendo o principal alvo de estudos na Formação Manacapuru, com destaque para o grupo dos quitinozoários, miósporos e acritarcos, a exemplo dos trabalhos de Grahn & Paris (1992); Grahn & Melo (2003); Grahn (2005); Cardoso & Rodrigues (2005); Steemans *et al.* (2008); Azevedo-Soares (2007, 2009).

Quitinozoários

Coube a Lange (1967) a execução de um estudo bioestratigráfico pioneiro empregando Chitinozoas e Leiofusidae, recuperados de afloramentos dos rios Urubu e Urupadí. O objetivo do estudo era estabelecer o zoneamento bioestratigráfico da coluna Siluro - Devoniana, na então Bacia do Baixo Amazonas.

Daemon & Contreiras (1971) propuseram um zoneamento palinológico para a bacia e, especificamente para a Formação Trombetas e os quitinozoários constituíram uma ferramenta útil para datação, posicionando esta unidade no Siluriano Inferior.

Os quitinozoários também foram estudados com objetivo de datação da Formação Trombetas por Quadros (1985a, 1985b *apud* GRAHN, 1992a) que posicionou o Membro Manacapuru no intervalo Lochkoviano Superior - Pragiano. Esse grupo de palinomorfos serviu de base para trabalhos de Grahn (1992a) e Grahn & Paris (1992), que dataram a base da Formação Manacapuru no intervalo Ludloviano superior ao Pridoliano, e seu topo como pertencente ao Lochkoviano Inferior.

Grahn & Melo (2003) propuseram uma revisão da coluna estratigráfica proposta por Lange (1967) para a região dos rios Urubu, Uatumã e Abacate, localizados na margem norte da porção central da Bacia do Amazonas. No trabalho, os autores distinguiram cinco associações de quitinozoários denominadas A (Ludloviano superior), B (Pridoliano inferior), C (Lochkoviano inferior), D (Givetiano inferior) e E (Frasniano). Somente as associações A, B e C foram relacionadas à Formação Manacapuru. A associação "A" corresponde supostamente à base da Formação Manacapuru. Apesar disso, a possibilidade de ser correspondente à porção superior da Formação Pitinga não foi descartada pelos autores.

No poço 1-AM-1-AM, a seção de referência para o limite Siluro – Devoniano em subsuperfície para a Bacia do Amazonas, a base da Formação Manacapuru está situada no Pridoliano Inferior. No entanto, a ocorrência conjunta de *Ancyrochitina polentinensis*, *Cingulochitina* sp. e *Tanuchitina* aff. *T. cylindrica* exclui a idade Pridoliana para essa associação. Já a presença das espécies *Eisenackitina granulata*, *Euconochitina gordonensis* e *Pterochitina perivelata* indicam uma idade Ludloviano Superior.

A associação “B” é característica da Formação Manacapuru Inferior. *Angochitina* sp., *Armigutta urubuense*, *Ramochitina bjornsundquisti* e *Saharochitina gomphos* indicam uma idade do Pridoliano Inferior. Os autores afirmam que essa associação se encontra retrabalhada dentro da Formação Manacapuru Superior.

A associação “C” de Grahn & Melo (2003) representa a porção superior da unidade. A presença de espécies como *Eisenackitina* cf. *E. bohémica*, *Lagenochitina navicula* e *Pterochitina megavelata* posicionam o estrato como pertencente ao Lochkoviano Inferior. A associação “A”, segundo os autores, deve ser alvo de maiores investigações ao longo do Rio Urubu, e se confirmada como pertencente à Formação Manacapuru, isso implicará que a base da unidade é diácrona.

CRONOESTRATIGRAFIA		Lange, 1967	Daemon & Contreiras, 1971	Quadros, 1985a, 1985b	Grahn, 1992 Grahn & Paris, 1992	Grahn & Melo, 2003	Grahn, 2005	Azevedo-Soares 2009		
Devoniano inferior	Pragianos			3 Mb. Manacapuru						
	Lochkoviano inferior			2		C	Fm. Manacapuru sup.	7	Fm. Manacapuru sup.	VII
Siluriano	Pridoliano inferior					não foi proposta divisão em biozonas				
	Ludfordiano superior						B	Fm. Manacapuru inf.	5	Fm. Manacapuru inf.
	Llandoveriano inferior	I-III	Fm. Trombetas	I-III	Fm. Trombetas					
					A					

Figura 7 - Quadro comparativo de atribuições de idade da Formação Manacapuru. Na lateral, as associações ou palinozonas propostas em alguns trabalhos selecionados.

Grahn (2005) analisou quitinozoários Silurianos e Devonianos, em afloramentos ao longo do Rio Trombetas e seus tributários Cachorro e Mapuera, na margem norte da bacia, estado do Pará, e em afloramentos ao longo do Igarapé da Rainha e Igarapé Ipiranga, margem sul.

O autor distinguiu sete associações de quitinozoários que variam do Eo-Siluriano ao Eo-Devoniano. A associação 5 é referida como a transição entre a Formação Pitinga e a Formação Manacapuru e foi posicionada no Pridoliano Inferior. Espécies restritas a essa associação na Bacia do Amazonas incluem *Angochitina* sp. aff. *A. cyrenaicensis*, *Angochitina?* sp., *Fungochitina kosovensis*, *Ramochitina bjornsundquisti*, *Rhabdochitina conocephala?*, *Saharochitina gomphos*, *Urochitina* sp. A, e *Vinnalochitina corinnae*.

A associação 6 está relacionada à Formação Manacapuru Inferior/Média e se posiciona na base do Lochkoviano. A presença de *Margachitina catenaria*

confirma essa idade. *Angochitina* cf. *Sphaerochitina densibaculata* e *Ramochitina* sp. cf. *R. devonica* são espécies características.

A associação 7 de Grahn (2005) é pertencente à Formação Manacapuru superior de idade Lochkoviano inferior. Espécies características incluem *Ancyrochitina* aff. *A. asterigis*, *Ancyrochitina cantabrica*, *Ancyrochitina ollivierae*, *Angochitina filosa*, *Angochitina strigosa*, *Cingulochitina ervensis*, *Eisenackitina* cf. *E. bohémica*, *Plectochitina* sp. A, e *Pterochitina megavelata*. O autor conclui que a porção mais basal da Formação Manacapuru pertence ao Pridoliano Inferior na área do Rio Trombetas (Pará), mas pode alcançar idades do Ludloviano superior para área do Rio Urubu (GRAHN & MELO, 2003). O autor também constatou a existência de um intervalo mal caracterizado pertencente à base do Lochkoviano Inferior que ocorre sobre o Pridoliano Inferior na área estudada.

Miósporos

Melo & Loboziak (2003) propuseram um zoneamento bioestratigráfico com base em miósporos para o Devoniano - Carbonífero da Bacia do Amazonas. Esse trabalho foi realizado em afloramentos e testemunhos, em regiões que abrangem as porções sul, norte e central da bacia, onde os autores puderam associar 18 palinozonas.

Para a Formação Manacapuru a associação recuperada foi pouco diversificada e com poucos e pequenos exemplares. Segundo os autores, esse resultado provavelmente se justifica pela pequena amostragem. Especificamente a Formação Manacapuru se correlaciona à palinozona *Non-spinose Zonates Interval Zone* (NsZ), caracterizada pelos táxons *Archaeozonotriletes chulus*, *Synorisporites tripapillatus*, *Biornatispora salopiensis*, *Brochotriletes foveolatus*, *Chelinospora cassicula* e *Cirratriradites diaphanus*. Essa palinozona se insere na seção Devoniano Inferior e compreende a porção mais superior da Formação Manacapuru e uma pequena porção do Membro Jatupu (Formação Maecuru). Os autores atribuíram, mais especificamente, uma idade do Lochkoviano Inferior para a unidade.

Stemans *et al.* (2008) recuperaram miosporos bem preservados e em sua maioria de coloração amarela em amostras previamente estudadas por Grahn & Melo (2003), na região do Rio Urubu. Apesar das amostras serem

relativamente pobres, o estudo revelou a mais diversificada palinoflora do intervalo Siluriano - Lochkoviano Inferior já reportada para a América do Sul, em um intervalo onde miósporos são relativamente raros.

As amostras investigadas pelos autores são ricas em quitinozoários e microfítolâncton de parede orgânica (acritarcos, prasinófitas). Miosporos são raros, demonstrando o caráter marinho dos estratos. Entretanto, o progressivo aumento da razão miosporos/palinomorfos marinhos permite inferir uma configuração marinha mais proximal para os sedimentos Lochkovianos. Ao todo, 64 espécies foram identificadas, das quais duas são novas: *Artemopyra urubuense* e *Retusotriletes amazonenses*.

Os autores concluíram que apesar de estudos bioestratigráficos com base em miosporos serem ainda escassos para a América do Sul, a associação de miosporos identificada na Bacia do Amazonas para o intervalo estudado não apresenta diferenças significativas em relação a palinofloras de outras áreas do Gondwana Noroeste. Os miosporos estudados eram amplamente distribuídos em regiões de altas a baixas latitudes, ou seja, de temperaturas frias a subtropicais secas.

Acritarcos

Estudos baseados em acritarcos são também raros para o Siluro – Devoniano da Bacia do Amazonas. Cardoso & Rodrigues (2005) em testemunhos procedentes das regiões dos rios Trombetas em Mapuera (flanco norte da bacia) encontraram uma associação diversa de acritarcos para o Grupo Trombetas.

Especificamente para a porção basal da Formação Manacapuru, as espécies que se destacam são *Baltisphaeridium pilar*, *B. carinosum*, *Multiplicisphaeridium saharicum*, *M. scaber*, *Domasia rochesterensis*, *Dateriocradus monterrosae*, *Neoveryhachium carminae* e *Perforela perforata*, atribuídas ao Pridoliano. O acritarco *Perforela perforata* é característico de altas paleolatitudes da região perigondwana e Gondwana Norte. As autoras concluíram que a distribuição dos acritarcos do Siluriano Médio a Superior estudados coincidem com a distribuição de outros grupos fósseis (graptólitos, trilobitas e braquiópodes) em relação às massas continentais. A temperatura da água e barreiras físicas são fatores que podem ter influenciado na distribuição

desses organismos. Os acritarcos recuperados revelaram uma grande semelhança com aqueles registrados em bacias nos Estados Unidos, Canadá, Arábia Saudita, Argentina, Espanha, entre outros, o que revela um caráter cosmopolita dos táxons identificados.

O trabalho de Grahn & Melo (2003) apesar de ter como enfoque o estudo dos quitinozoários, revelou a ocorrência do acritarco *Tyrannus giganteus* e os autores registraram essa ocorrência devido ao seu significado bioestratigráfico. A ocorrência desse táxon na associação A descrita pelos autores, juntamente com os quitinozoários encontrados, corrobora o posicionamento da mesma no Ludloviano superior, visto que a espécie não ocorre em camadas mais jovens que o Ludloviano.

Da mesma forma, Steemans *et al.* (2008) registram a ocorrência do acritarco *Schizocystia* spp. pela primeira vez em camadas inferiores ao limite Siluro – Devoniano. Poucos espécimes de *Schizocystia* cf. *S. saharica* foram encontrados nas associações A e B (Ludloviano Superior e Pridoliano, respectivamente).

CAPÍTULO 04

RESULTADOS

 Brazilian Journal of Geology

[Home](#) [Author](#)

[Author Dashboard](#) / [Submission Confirmation](#)

Submission Confirmation



Thank you for your submission

Submitted to	Brazilian Journal of Geology
Manuscript ID	BJGEO-2018-0130
Title	Palynostratigraphy and palaeoenvironmental significance of the Manacapuru Formation, Presidente Figueiredo (AM) region, Lochkovian of the Amazonas Basin.
Authors	Rocha, Patrícia Silveira, Rosemary Barbosa, Roberto César
Date Submitted	26-Nov-2018

**PALYNOSTRATIGRAPHY AND PALAEOENVIRONMENTAL
SIGNIFICANCE OF THE MANACAPURU FORMATION, PRESIDENTE
FIGUEIREDO (AM) REGION, LOCHKOVIAN OF THE AMAZONAS BASIN**

Patrícia Ferreira Rocha^{1*}, Rosemery Rocha da Silveira¹, Roberto César de Mendonça Barbosa¹.

¹ Postgraduate Program in Geosciences, Institute of Exact Sciences, Department of Geology, Universidade Federal do Amazonas. Av. General Rodrigo Otávio Jordão Ramos, 3000, 69077-000, Manaus, AM, Brasil. *E-mails:* *patriciarochageologia@gmail.com; rrsilveira@ufam.edu.br; rcarbosa@ufam.edu.br*

* Corresponding author.

ABSTRACT: The Manacapuru Formation, Amazonas Basin, crops out on the margins of a highway in the region of Presidente Figueiredo, state of Amazonas. A faciological and a systematic palynological analysis was carried out with the aiming to contribute to paleoenvironmental understanding of the Manacapuru Formation and its respective age. The faciological analysis allowed the recognition of 6 predominantly muddy sedimentary facies with sandy intercalations that suggest deposition in a region of offshore inserted in a shallow marine shelf and influenced by storm. This work uses as a tool for biostratigraphic purposes the analysis of the chitinozoan. A total of 27 samples were collected in which an assemblage of Lower Lochkovian can be recognized, whose characteristic species are *Angochitina filosa*, *Cingulochitina ervensis*, *Lagenochitina navicula* and *Pterochitina megavelata*. It was possible to identify an intense reworking in the exposure, evidenced by the presence of paleofaunas ranging from Ludfordian to Pridolian, which may be associated to the constant storm events that reached the shelf.

KEYWORDS: Chitinozoan, Devonian, Manacapuru Formation, Amazonas Basin.

1 INTRODUCTION

In the Silurian and Devonian period, the South Pole was located close to the South American paleoplate margins (Stemans *et al.* 2008, Breuer *et al.* 2017). This paleogeographic setting resulted in extensive glaciers formation in the South Pole region, which affects some South American basins, including the Amazonas Basin. Subsequently, large sea transgressions occurred that invaded part of the emerged areas of the supercontinent Gondwana (Carozzi *et al.* 1973, Johnson 2006, Díaz-Martínez and Grahn 2007). In the lower Paleozoic Gondwana was located in high latitudes, which turned its Silurian seas cold and explains calcareous formations absence and siliciclastic rocks predominance (Almeida and Carneiro 2004). In this context, the sediments that constitute the Manacapuru Formation were deposited.

In Brazil, paleontology studies in the Silurian-Devonian rocks are numerous, but in the Amazonas Basin these investigations are few and are based mainly on subsurface data, particularly for palynological surveys (a historical review is given in Grahn 1992), while the surface ones are related to ichnology (Nogueira *et al.* 1999, Matsuda *et al.* 2010, Gonçalves *et al.* 2017).

Grahn and Melo (2003) presented the chitinozoan taxonomy and biostratigraphy in outcrops along the Urubu, Uatumã and Abacate rivers, in Amazonas state. The authors compared the results with more intensively investigated areas in Brazil, and proposed five chitinozoan assemblages. In some sections reworking was recognized. Among them, the outcrop named by the authors as Pt. 10 stands out, which is the target section of this study. The site was correlated by the authors to the Upper Manacapuru Formation, Lochkovian in age, supported by the preliminary study of the reference well for the Trombetas Group 1-AM-1-AM and later formalized by Azevedo-Soares and Grahn (2005). This outcrop was also investigated by Stemans *et al.* (2008). The authors used as a biostratigraphic tool the study of miospore, which indicated an age of the Lower Lochkovian.

Grahn (2005a) also studied outcrops and wells in the Amazon Basin, using the 1-AM-1-AM well as a reference and identified seven assemblages of chitinozoa, related to the Pitinga, Manacapuru and Maecuru Formations. In the Trombetas River region the Manacapuru Formation is of Early Pridoli in age, but in the Urubu River area the unit can reach Upper Ludlow age (Grahn and Melo 2003).

In this work a systematic faciological and palynological (based on chitinozoan group) study of Manacapuru Formation rocks, Silurian-Devonian in age, is presented,

aiming to contribute with questions regarding to the paleoenvironmental understanding in the formation time of the unit and its chronostratigraphic position. The outcrop is located at kilometer 982 (former km 99) on BR-174 highway, which connect the city of Manaus (AM) to Boa Vista (RR) (Figure 1A).

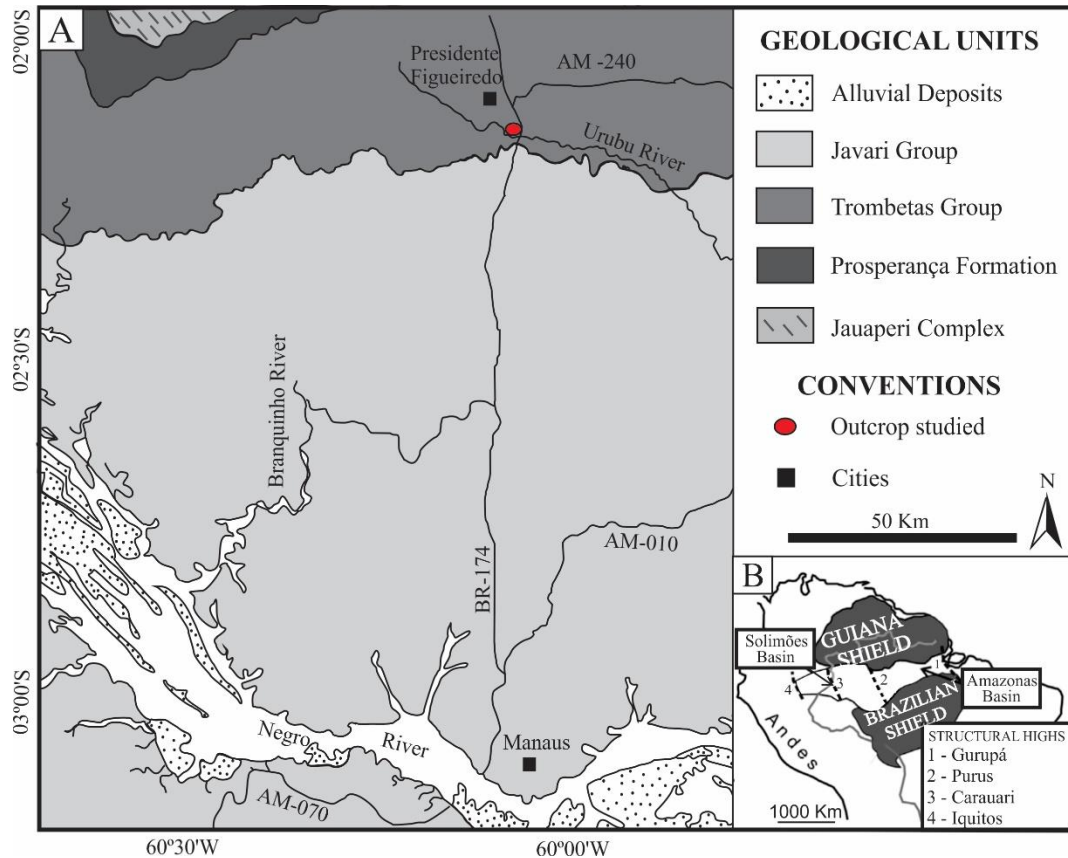


Figure 1. A. Location and geological map of the region where the outcrop is located (modified from Souza and Nogueira 2009). **B.** Location of the Amazonas Basin and its regional boundaries.

2 THE AMAZONAS SEDIMENTARY BASIN AND THE MANACAPURU FORMATION

The Amazonas Basin has an approximately area of 480.000 km² and it covers part of the Amazonas and Pará states (Figure 1B). According to Teixeira (2001), the sedimentary filling began with the sediments of the Prosperança and Acari Formation deposited in the rift phase of the basin during the Cambrian. However, the age of Purus Group sediments is not consensus. For Cunha (2000) the sediments of the Prosperança (alluvial and fluvial sandstones) and Acari (tidal plateau carbonates) formations were deposited prior to the basin implantation, in the final stages of the Brazilian cycle in late post-orogenic conditions. According to Cunha *et al.* (2007) the current stratigraphic

framework of the basin presents two first-order mega sequences, one Paleozoic and the other Meso-Cenozoic.

The first is marked by eustatic variations of sea level and a large volume of Mesozoic diabase dikes and sills intrusions, and it can be subdivided into four sequences of second order: Ordovician-Devonian, Devonian-Tournaisian, Neovisean and Pennsylvanian-Permian Sequence. In this study, part of the Ordovician-Devonian Sequence was analyzed, which deposited the Trombetas Group. This is composed, from the base to the top, by the following formations: Autás-Mirim; Nhamundá, Pitinga, Manacapuru and Jatapu.

The Manacapuru Member was elevated to formation category by Caputo (1984). According to Cunha (2000), this unit is characterized by fine to medium sandstones interbedded with grayish and laminated mudstones, which occur alternately to layers of shales, with fossiliferous content composed mainly of chitinozoan, graptolites, acritarch, sporomorphs (Grahn 1992, Grahn and Paris 1992, Grahn and Melo 2003, Melo and Loboziak 2003, Cardoso and Rodrigues 2005, Steemans *et al.* 2008) and brachiopods (Tomassi *et al.* 2015).

The sedimentary fill is a record of sea level oscillations (Cunha *et al.* 2007), where a general regression with some transgressive oscillations allowed sedimentation in the deltaic, coastal, shoreface and offshore environments (Carozzi *et al.* 1973, Caputo 1984).

3 MATERIAL AND METHODS

The faciological analysis was performed in an outcrop (Figure 1) along the BR-174 highway, on the Urubu River banks with geographical coordinates 02°06'45.5 " S and 59°59'31.0 " W. The outcrop was described based on the elaboration of a vertical profile, according to a scheme proposed by Walker (1992).

For the palynological analysis, mainly pelitic layers were collected, which are common in the outcrop. In total, 27 samples were collected. Sampling was done from the base to the top of the section and named from AM1 to AM27. The weighing and grinding of the samples were carried out at the Geochemistry Laboratory of the Amazonas Federal University (UFAM) and then sent to the organic palynological processing.

The palynological processing was done at the Marleni Marques Toigo Palynology Laboratory (LPMMT) of the Federal University of Rio Grande do Sul and consisted of successive attack steps with acidic reagents (HCl and HF) in order to remove the inorganic fraction of the samples, according to procedure described in Wood *et al.* (1996).

Eighty-one palynological slides were made, 3 of them for each sampled level. The slides were deposited at the Paleontology Laboratory of the Amazonas Federal University under MP-P 13327 at MP-P 13359 coding. The analysis of the palynological slides was performed using a binocular microscope at the Microscopy Laboratory of the UFAM.

4 SEDIMENTARY FACIES

The sedimentary rocks of the Manacapuru Formation analysed are located on BR-174 federal highway (Figure 1) and are below and in abrupt contact with argillite of the Alter do Chão Formation, of Cenozoic age.

The Manacapuru Formation is represented by predominantly clay lithotypes with fine to very fine sandstone interbedded, which surface with a maximum thickness of approximately 7 m and are laterally continuous for up to 65 m (Figure 2). The rocks show yellowish coloration, greyish to reddish, and are friable and intensely oxidized. However, the sedimentary structures are well preserved, especially in sandstones.

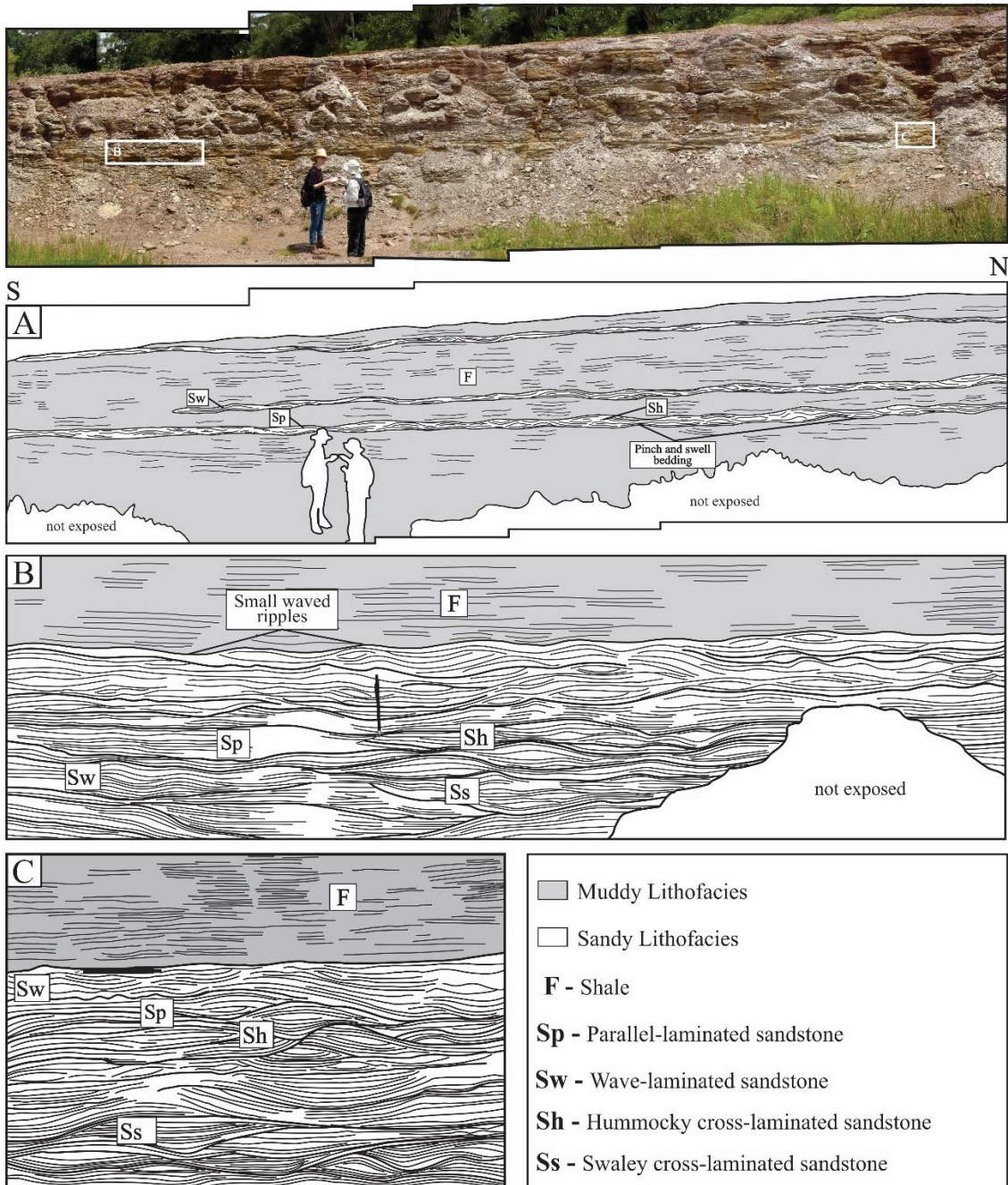


Figure 2. General appearance and details of the Manacapuru Formation exposure target of the investigation. **A.** Section interpreted with emphasis on the depositional geometry of the unit, represented by muddy layers (facies F and Mm) with sandy lenses interbedded with pinch-and-swell bedding, internally structured with the litofácies Sp, Sw, Sh and Ss. **B and C.** Detail of contact relations and the facies in the sandstone lenses interbedded with muddy beds.

The muddy and sandy facies are composed mainly of lenticular bodies, however the intercalated sandy facies occur in discontinuous lenses form, which exhibit lateral thickening and thinning (pinch-and-swell bedding) and can reach thickness of up to 70 cm (Figure 2A). Additionally, the sandstone lenses have a slightly erosive base and wavy top.

The faciologycal analysis carried out in this work allowed the construction of a composite stratigraphic column and defined six sedimentary facies, namely: massive mudstone (Mm), shale (F), fine to very fine sandstone with plan-parallel lamination (Sp), fine to very fine sandstone with wave lamination (Sw), fine to very fine sandstone with swaley cross-lamination (Ss) and fine to very fine sandstone with hummocky cross-lamination (Sh), comprised in a marine platform under the action of storm waves (Figure 3).

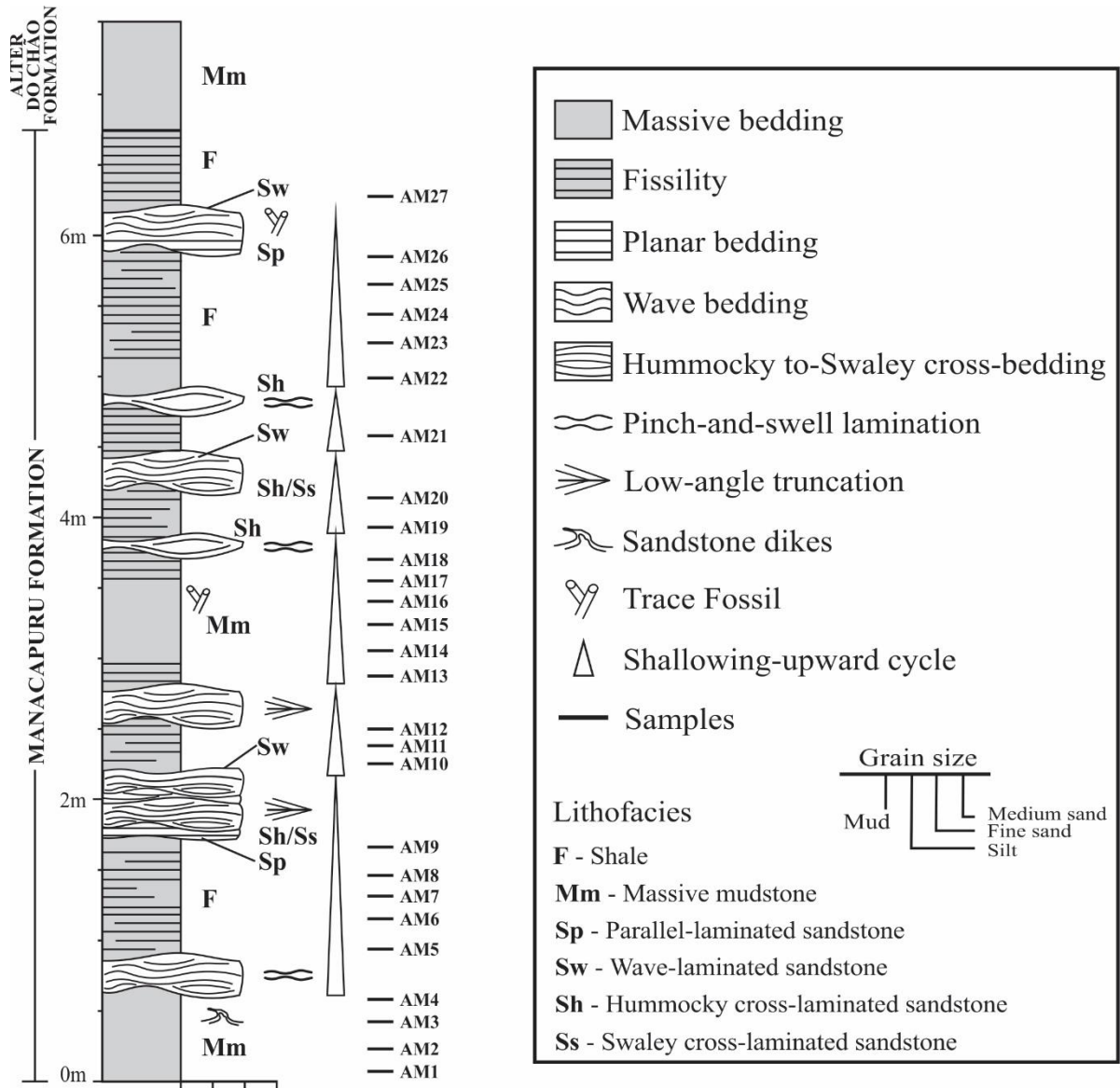


Figure 3. Composite columnar section of the Manacapuru Formation on federal highway BR 174 with sedimentary facies defined and interpreted in this study. Rocks of this unit are below and in abrupt contact by argillite of the Alter do Chão Formation, of Cenozoic age.

Massive Mudstone Facies (Mm)

Mm facies occur in a lenticular layer form, dark gray color, with a thickness varying from 20 to 70 cm and a massive structure (Figures 2, 3 and 4). In an isolated way, this facies is intruded by vertical features up to 3cm long and filled by very fine sandstone that increase in thickness in the upper portion, forming sub-horizontal lenses up to 7cm in length and maximum thickness of 1cm (Figure 4A).

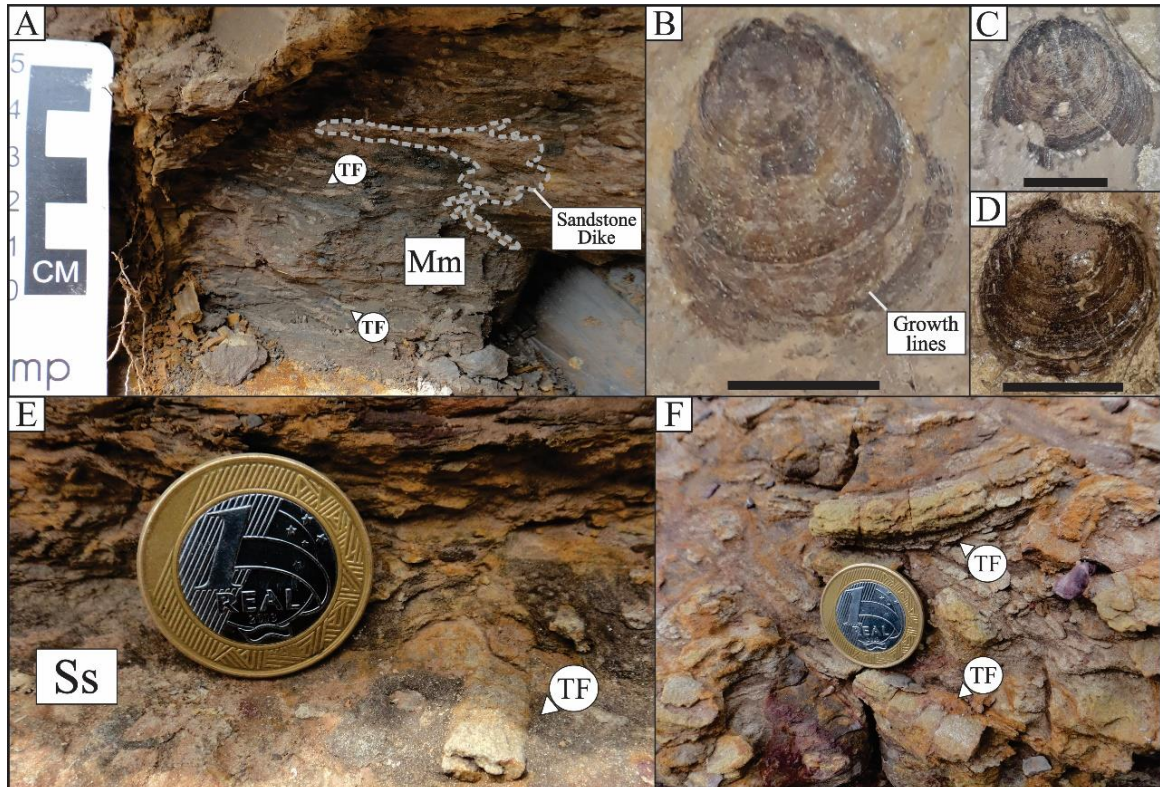


Figure 4. Main details feature of the Manacapuru Formation sedimentary facies evaluated in this work. **A.** Massive mudstone (Mm) with endichnial trace fossil (TF) and massive sandstone dike. **B, C, D.** Remains and moulds of Lingulida brachiopods found in F facies and their evident growth lines. The scale bar represents 1 cm. **E, F.** Horizontal and oblique trace fossil that occur associated with the facies Ss.

In this facies, simple and isolated endichnial tubular features occur uniformly distributed, horizontally to oblique oriented in relation to bedding and with a very fine massive sandstone filling (Figure 4A). In longitudinal sections its length varies between 0.8 and 3cm, while in cross sections they have circular to semicircular shapes with a of up to 0.8cm diameter.

Sedimentary process

Mudstone lenticular layers are compatible with deposition with absence of traction and dominated by decantation processes of clay granulometry particle in suspension.

Additionally, the massive structure may be linked to granulometric contrast absence or even to intense weathering (Potter et al. 2005). Massive fine sandstones dykes occurring in the Mm facies are related to restricted processes of total liquefaction and injection of water supersaturated sediments directed to areas of lower pressure (Owen 2003). The massive filling of the intrusion coincides with this interpretation.

Shale Facies (F)

The facies F is the most representative of the outcrop, composed of dark grey lenticular bodies that reach a 1m maximum thickness and are laterally continuous for more than 50 m. The lower contact of this facies conform to waved sandstone lenses (described below), while the upper limit is slightly erosive. Internally, it presents fissility planes, sometimes incipient, and slightly waved with up to 2 mm thickness (Figures 2B, C and 3). Remains and molds of inarticulate and fragmented brachiopods make up the macrofossil content. The brachiopods have length and width between 1.5 cm and 2.5 cm and 1.4 cm and 2.2 cm, respectively. In the found specimens it is possible to observe the organisms well marked growth lines. They have a circular to elongate outline and are related to the Lingulidae (Figures 4B, C and D).

Sedimentary process

Lenticular and laterally continuous shales layers are traditionally bound to depositional sites with no traction processes and dominated by clay-sized particles deposition related to decantation under low energy conditions (Tucker 2003). However, slightly wavy fissile planes suggest incipient performance of basin processes related to oscillatory flow (Schieber et al. 2007, Schieber and Southard 2009, Schieber 2011).

Parallel-laminated Sandstone Facies (Sp)

This facies occurs in the form of grey to yellowish lenticular bodies, up to 15 cm thick, laterally restricted and composed of very fine to fine sandstones, with rounded and well selected grains (Figures 2 and 3). Internally, they are structured with plane-parallel lamination with millimetric foresets organized in sets up to 7 cm thick (Figures 2B and C). The lower and upper contact relationships with other sandy facies are usually erosive.

Sedimentary Process

The Sp facies formation may be related to the migration of sandy bed forms in both the unidirectional and the combined flow. In the first example, it refers to the process of sand-bed migration (sandsheets) in pipelines under upper-flow (Miall 2006, Nichols

2007). On the other hand, when associated to combined-flows is the result of sandy grains migration in flat beds form related to greater contribution of the unidirectional component (Dumas and Arnott 2006, Plint 2010). The absence of pipes in the associated sandstone facies is consistent with the second interpretation.

Wave Laminated Sandstone Facies (Sw)

The Sw facies exhibits grey to yellowish lenticular bodies. They reach up to 16 cm thick and they are laterally continuous for up to 15m and found more frequently on top of sandstone lenses interbedded in F facies (Figures 2 and 3). They are composed of very fine to fine sandstones with rounded and well selected grains, structured with wave lamination with 15 cm and 4 cm maximum length and width, respectively. The millimetric foresets are organized in wavy sets of up to 8 cm that locally develop erosive bases (Figures 2B and C).

Sedimentary process

Fine to very fine wavy laminated sandstones are related to the sandy bed forms migration associated to oscillatory currents under shallow water depth hydrodynamic conditions (Dumas and Arnott 2006, Nichols 2007). The base of the Sw facies waved sets with locally erosive character, together with the high ratio between the length and width of the foresets reinforce this proposal.

Swaley Cross-laminated Sandstone Facies (Ss)

The facies Ss is characterized by greyish to yellowish lenticular layers, composed of very fine to fine sandstone with rounded and well selected grains, up to 12 cm thick and laterally continuous for more than 10 m (Figures 2 and 3). They exhibit swaley cross lamination with millimetric foresets, arranged in sets of up to 7 cm with concave, slightly excavated and asymmetric bases which laterally gradate to the Sw or Sh facies, described later (Figures 2B and C).

The fossiliferous content observable in the Ss facies is concentrated in the upper portion of the bed and are described as predominantly horizontal to oblique trace fossil in relation to the bedding, simple and slightly sinuous, ranging from endichnial to exichnial, without branching and intercrossed (Figures 4E and F). They are tubular features without active filling, internally massive and with same host rock texture. The outer portion of the tube is smooth and without ornamentation, however trace fossil occurs with external wall

with apparent longitudinal groove. The trace fossils are between 2 and 8 cm length, which in cross sections show semi-circular to elliptical forms with a 1.5 cm maximum diameter.

Sedimentary process

Fine to very fine sandstones with wavy sets and asymmetric erosive bases structured with swaley cross lamination are associated to erosion and filling features of the sandy substrate by dunes influenced by combined flow, with unidirectional component predominance over the oscillatory, related to the energy decline phase of the storm events (Cheel and Leckie 1993, Dumas and Arnott 2006, Plint 2010). The lateral association with facies related to oscillatory and unidirectional flow, Sh and Sp facies respectively, are compatible with laterally changes in the hydrodynamical conditions of the bed forms, traditionally attributed to storm stream (Plint 2010).

Hummocky Cross-laminated Sandstone Facies (Sh)

This facies is composed of yellowish to greyish lenticular bodies of fine to very fine sandstone, with rounded and well selected grains, presenting a maximum thickness of 15 cm and laterally continuous for more than 12 m (Figures 2 and 3). The Sh facies are organized in wavy sets up to 10 cm thick, with a concave and slightly erosive base, where symmetrical shapes predominate. Internally to the sets, isotropic to anisotropic hummocky cross-laminations occur, with an 85 cm maximum wavelength and a 7cm width, with inclined foresets with angles smaller than 8° that develop low angle truncations. Laterally, the facies Sh gradate for planar to wavy laminations (Sp and Sw facies) (Figures 2B and C).

The fossiliferous content associated with Sh facies is represented by trace fossils in the form of endichnial to exichnial tubes, horizontal to oblique in relation to the bedding and concentrated in the upper portion of the layers, similar to those described in Ss facies.

Sedimentary process

Fine to very fine sandstones with isotropic to anisotropic hummocky cross-lamination are compatible with the migration of dunes under combined flow, with predominance of the oscillatory component under the unidirectional, related to storm events in marine shelves (Arnott and Southard 1990, Cheel and Leckie 1993). The lateral gradation for the plane and wavy facies is related to the decrease of the oscillatory component and increase of the unidirectional currents acting with the storm energy decline (Dumas and Arnott 2006).

5 PALYNOLOGY

The 27 stratigraphic levels sampled showed satisfactory palynological results, with different concentrations and degrees of palynomorph preservation. In general, the samples are fertile, with diverse and abundant palynological content. The most representative groups of the recovered association are the acritarch followed by the chitinozoan, which reinforces the marine character of the assemblage. Subordinately occur miospore, scolecondont and fungus spore. There is a significant amount of amorphous organic matter, which in some cases makes it difficult to visualize the diagnostic characters of the chitinozoan.

In relation to chitinozoan, it was possible to identify them at a generic and specific level. These organisms occur predominantly as isolated tests and less commonly in short chains. For this study were consulted mainly the papers of Grahn and Melo (2003), Grahn (2005a) and Azevedo-Soares (2009), recent work on the Silurian-Devonian interval of the Amazonas Basin and based on chitinozoan.

All chitinozoan genera and species recovered in the studied outcrop are alphabetically listed by genus and species, as well as their respective illustrations are indicated (Table 1).

Table 1. Relation of recovered chitinozoan and their respective locations on the figures

Taxon	Figure
<i>Ancyrochitina fragilis</i> Eisenack 1955	Fig. 5.1
<i>Ancyrochitina</i> aff. <i>A. tomentosa</i> Taugourdeau and Jekhowsky 1960	Fig. 5.2
<i>Ancyrochitina</i> cf. <i>A. brevis</i> Taugourdeau and Jekhowsky 1960	Fig. 5.3
<i>Ancyrochitina</i> ex. gr. <i>A. ancyrea</i> Eisenack 1931	Fig. 5.4
<i>Ancyrochitina</i> ex. gr. <i>A. gutnica</i> Laufeld 1974	Fig. 5.5
<i>Ancyrochitina?</i> ex. gr. <i>A. floris</i> Jaglin 1986	Fig. 5.6
<i>Ancyrochitina</i> sp. <i>A sensu</i> Grahn and Melo 2003	Fig. 5.7
<i>Angochitina echinata</i> Eisenack 1931	Fig. 5.8
<i>Angochitina elongata</i> Eisenack 1931	Fig. 5.9
<i>Angochitina filosa</i> Eisenack 1955	Fig. 5.10
<i>Angochitina</i> sp. aff. <i>A. cyrenaicensis</i> Paris 1988 <i>sensu</i> Grahn and Paris 1992	Fig. 5.11
<i>Angochitina</i> sp. aff. <i>A. mourai</i> Schweineberg 1987 <i>sensu</i> Grahn and Melo 2003	Fig. 6.1
<i>Angochitina</i> sp. <i>B sensu</i> Grahn 2005a	Fig. 6.2
<i>Angochitina?</i> sp. <i>sensu</i> Grahn and Paris 1992	Fig. 6.3, 6.4
<i>Armigutta urubuense</i> Grahn and Melo 2003	Fig. 6.5, 6.6
<i>Belonechitina</i> cf. <i>B.</i> sp. <i>A sensu</i> Grahn 2005a	Fig. 5.12
<i>Bursachitina</i> sp. <i>A sensu</i> Grahn and Melo 2003	Fig. 5.13
<i>Cingulochitina ervensis</i> Paris 1979 in Paris 1981	Fig. 6.7
<i>Cingulochitina serrata</i> Taugourdeau and Jekhowsky 1960	Fig. 6.8, 6.9
<i>Cingulochitina wronai</i> Paris and Kriz 1984	Fig. 6.10
<i>Cingulochitina</i> aff. <i>C. serrata</i> Taugourdeau and Jekhowsky 1960	Fig. 6.11, 6.12
<i>Conochitina gordonensis</i> Cramer 1964	Fig. 6.13, 6.14
<i>Conochitina pachycephala</i> Eisenack 1964	Fig. 6.15
<i>Conochitina tuba</i> Eisenack 1932	Fig. 6.16
<i>Desmochitina cortesiana</i> Schweineberg 1987	Fig. 7.1
<i>Eisenackitina granulata</i> Cramer 1964	Fig. 7.2, 7.3
<i>Eisenackitina</i> cf. <i>E. bohémica</i> Eisenack 1934	Fig. 7.4, 7.5
<i>Fungochitina kosovensis</i> Paris 1981	Fig. 7.6
<i>Hoegisphaera</i> sp. <i>A</i>	Fig. 7.7
<i>Lagenochitina navicula</i> Taugourdeau and Jekhowsky 1960	Fig. 7.8
<i>Linochitina</i> sp. <i>A sensu</i> Grahn and Melo 2003	Fig. 7.9
<i>Plectochitina carminae</i> Cramer 1964	Fig. 7.10, 7.11
<i>Pterochitina megavelata</i> Boumendjel 2002	Fig. 7.12, 7.13
<i>Pterochitina perivelata</i> Eisenack 1937	Fig. 7.14, 7.15
<i>Ramochitina bjornsundquisti</i> Grahn and Melo 2003	Fig. 7.16, 7.17
<i>Ramochitina</i> sp. <i>sensu</i> Grahn and Paris 1992	Fig. 7.18
<i>Saharochitina gomphos</i> Grahn and Melo 2003	Fig. 7.19
<i>Saharochitina</i> sp. <i>A</i>	Fig. 7.20
<i>Sphaerochitina acanthifera</i> Eisenack 1955	Fig. 8.1, 8.2
<i>Sphaerochitina sphaerocephala</i> Eisenack 1932	Fig. 8.3, 8.4
<i>Vinnalochitina corinnae</i> Jaglin 1986	Fig. 8.5

5.1 Systematic Paleontology

The taxonomy follows the scheme proposed by Paris *et al.* (1999). Only the species left in open nomenclature are discussed below. The photomicrographs of the organisms recovered are shown in the Figures 5, 6, 7 and 8 and the information about its respective provenance are shown in the Figure 9.

Group Chitinozoa Eisenack 1931

Order Operculatifera Eisenack 1931

Family Desmochitinidae Eisenack 1931 emend. Paris 1981

Subfamily Desmochitinae Paris 1981

Genus *Bursachitina* Taugourdeau 1966

Type species – *Desmochitina bursa* Taugourdeau and Jekhowsky 1960

Bursachitina sp. A *sensu* Grahn and Melo 2003

Figure 5.13

2003 *Bursachitina* sp. A – Grahn and Melo, plate III, figs. 14, 15.

Discussion: The specimen found here is some smaller than those described by Grahn and Melo (2003), who characterized them by a conical, smooth chamber and a rounded basal margin.

Dimension (1 specimen measured): Total length 160 μm , width of aperture 76 μm ; maximum width 160 μm .

Occurrence: Lower Manacapuru Formation, Assemblage B from Grahn and Melo (2003). Level 11, this work.

Genus *Hoegisphaera* Staplin 1961 emend. Paris *et al.* 1999

Type species – *Hoegisphaera glabra* Staplin 1961

Hoegisphaera sp. A

Figure 7.7

Discussion: specimen of *Hoegisphaera* with the glabrous chamber, a widened aperture and absence of collarete.

Dimension (one specimen measured): Total length 98 μm , maximum width 82 μm , width of aperture 38 μm .

Occurrence: level 13, Manacapuru Formation.

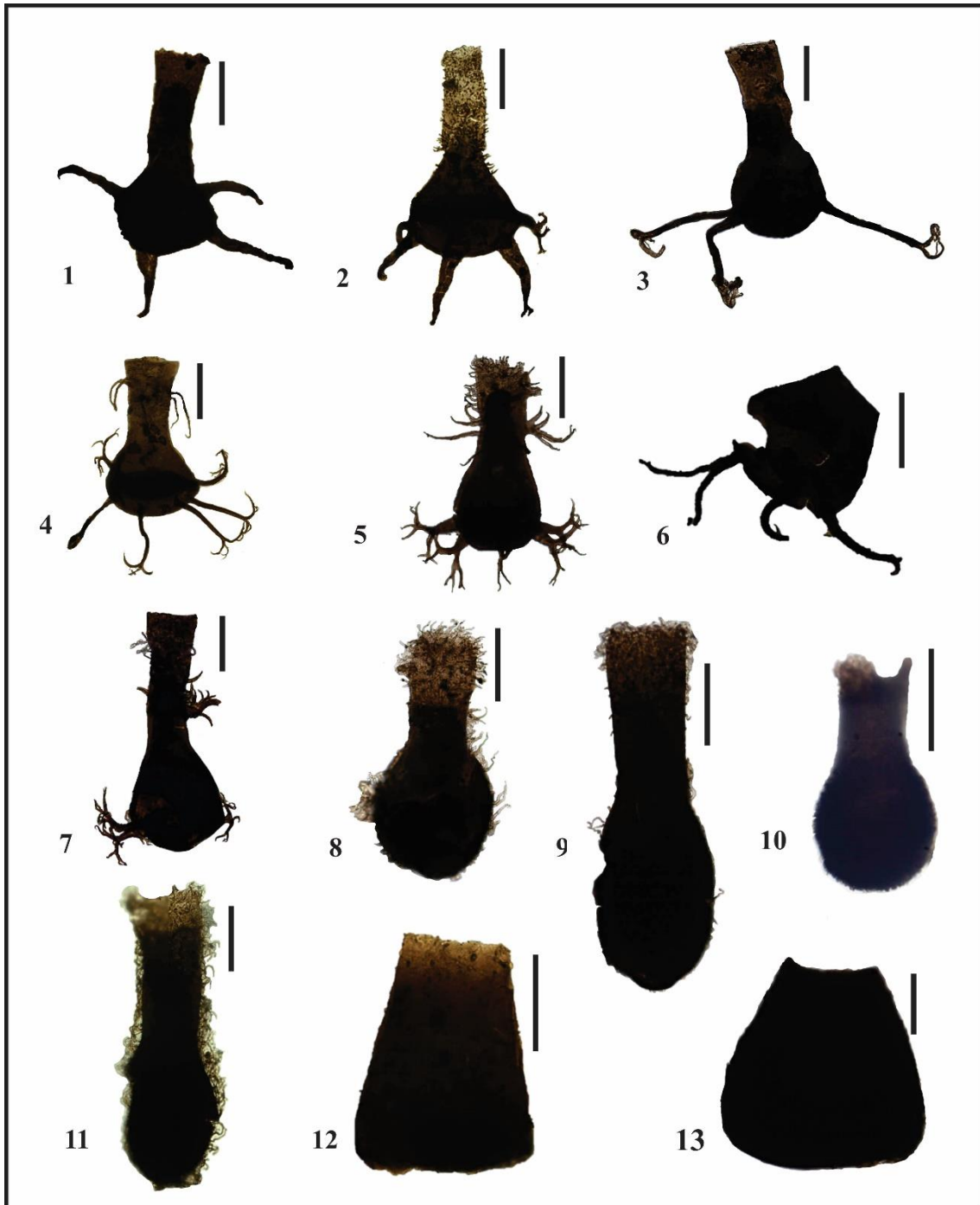


Figure 5. Chitinozoan from outcrop of Manacapuru Formation. The scale bar represents 50 μm . In parentheses, slide and location in the England Finder. **1.** *Ancyrochitina fragilis* Eisenack 1955 (13342, E30). **2.** *Ancyrochitina* aff. *A. tomentosa* Taugourdeau and Jekhowsky 1960 (13339, O35-3). **3.** *Ancyrochitina* cf. *brevis* Taugourdeau and Jekhowsky 1960 (13285, P49-2). **4.** *Ancyrochitina* ex. gr. *A. ancyrea* Eisenack 1931 (13323, S54-3). **5.** *Ancyrochitina* ex. gr. *A. gutnica* Laufeld 1974 (13300, S33). **6.** *Ancyrochitina?* ex. gr. *floris* Jaglin 1986 (13279, R29). **7.** *Ancyrochitina* sp. A *sensu* Grahn and Melo 2003 (13288, P50). **8.** *Angochitina echinata* Eisenack 1931 (13303, S50). **9.** *Angochitina elongata* Eisenack 1931 (13306, X48). **10.** *Angochitina filosa* Eisenack 1955 (13312, Q30). **11.** *Angochitina* sp. aff. *A. cyrenaicensis* Paris 1988 *sensu* Grahn and Paris 1992 (13345, X61-4). **12.** *Belonechitina* cf. *B.* sp. A *sensu* Grahn 2005a (13351, P38-3). **13.** *Bursachitina* sp. A *sensu* Grahn and Melo 2003 (13310, Q47-1).

Subfamily Eisenackitininae

Genus *Eisenackitina* Jansonius 1964 emend. Paris 1981

Type species – *Eisenackitina castor* Jansonius 1964

Eisenackitina cf. *E. bohémica* Eisenack 1934

Figure 7.4 and 7.5

1934 *Desmochitina?* *bohémica* – Eisenack, plate 5, figs. 14, 15.

1981 *Eisenackitina bohémica* – Paris, plate 25, figs. 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12.

1992 *Eisenackitina* cf. *E. bohémica* – Grahn and Paris, plate 3, fig. 10.

2003 *Eisenackitina* cf. *E. bohémica* – Grahn and Melo, plate V, figs 1, 2.

2005a *Eisenackitina* cf. *E. bohémica* – Grahn, plate III, fig. 19.

Discussion: *Eisenackitina bohémica* is characterized by having a cylindrical collar, a base with a mucron and small spines in the chamber (Paris 1981). *Eisenackitina* cf. *E. bohémica* differs from *Eisenackitina bohémica* by its smaller length and its broader aperture (Grahn and Melo 2003, Grahn 2005a).

Dimension (3 specimens measured): Total length 224 μm , maximum width 189 μm , width of aperture 86 μm .

Occurrence: Assemblage C of Grahn and Melo (2003), early Lochkovian – upper Manacapuru Formation. Assemblage 7 of Grahn (2005a). Levels sampled 4, 14, 18, 21, 23.

Subfamily Margachitininae Paris 1981

Genus *Linochitina* Eisenack 1968 restrict. Paris 1981

Type species – *Desmochitina erratica* Eisenack 1931

Linochitina sp. A *sensu* Grahn and Melo 2003

Figure 7.9

2003 *Linochitina* sp. A – Grahn and Melo, plate I, figs. 3, 4.

Discussion: see Grahn and Melo (2003). The specimens observed here have a maximum width slightly smaller than those described by the authors.

Dimension (2 specimens measured): Total length 100 μm , length of neck 32 μm , maximum width 42 μm , width of aperture 35 μm .

Occurrence: Late Ludlow, Lower Manacapuru Formation, Assemblage A (Grahn and Melo 2003). Level 27, this work.

Subfamily Pterochitinae Paris 1981

Genus *Cingulochitina* Paris 1981

Type species – *Desmochitina cingulata* Eisenack 1937

Cingulochitina aff. *C. serrata* Taugourdeau and Jekhowsky 1960

Figure 6.11 and 6.12

1981 *Cingulochitina serrata* – Paris, plate 21, figs. 17, 20.

1992 *Cingulochitina* sp. aff. *serrata* – Grahn and Paris, plate 1, fig. 10.

2003 *Cingulochitina* aff. *C. serrata* – Grahn and Melo, plate IV, fig. 10

2005a *Cingulochitina* aff. *C. serrata* – Grahn, plate III, fig. 5.

2011 *Cingulochitina* sp. aff. *C. serrata* – Grahn, plate 4, figs. K, O.

Discussion: *Cingulochitina* aff. *C. serrata* has a shorter neck and more convex flanks than *C. serrata* (Grahn, 2011). The specimens observed here have a maximum width slightly smaller than those described by the authors

Dimension (3 specimens measured): Total length 80 μm , length of neck 35 μm , maximum width 40 μm , width of aperture 45 μm .

Occurrence: Assemblages 2 and 3 of Grahn (2005a) and Assemblages A and B in Grahn and Melo (2003). Lower Pitinga Formation and Lower Manacapuru Formation, respectively. Levels 8, 10, 11 and 14 of this study.

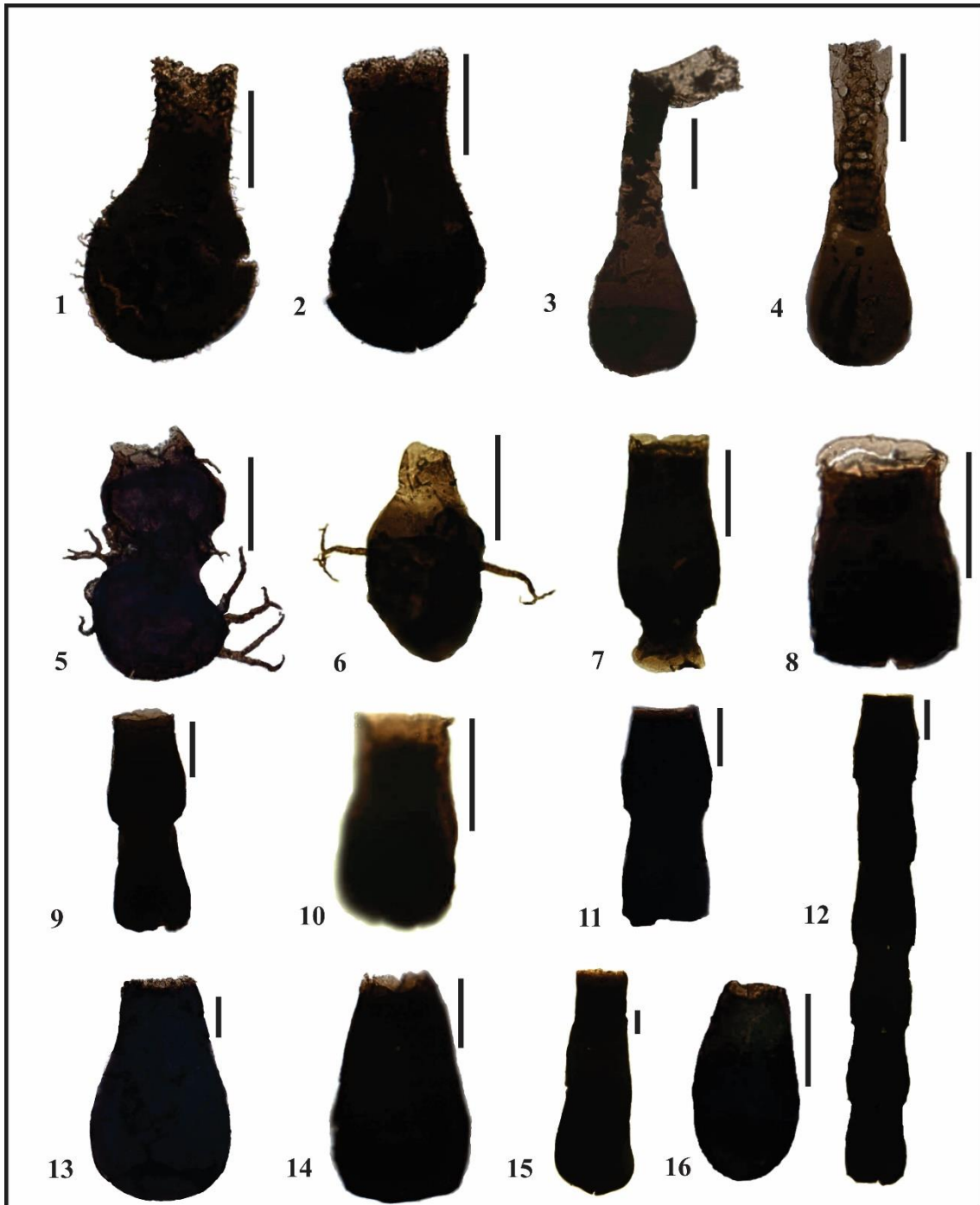


Figure 6. Chitinozoan from outcrop of Manacapuru Formation. The scale bar represents 50 μm . In parentheses, slide and location in the England Finder. **1.** *Angochitina* sp. aff. *A. mourai* Schweineberg 1987 *sensu* Grahn and Melo 2003 (13291, C57-1). **2.** *Angochitina* sp. B *sensu* Grahn 2005a (13311, U35-3). **3.** *Angochitina?* sp. *sensu* Grahn and Paris 1992 (13280, J34-4). **4.** *Angochitina?* sp. *sensu* Grahn and Paris 1992 (13358, U51-4). **5.** *Armigutta urubuense* Grahn and Melo 2003 (13311, M59-3). **6.** *Armigutta urubuense* Grahn and Melo 2003 (13351, N53-4). **7.** *Cingulochitina ervensis* Paris 1979 in Paris 1981 (13358, F40). **8.** *Cingulochitina serrata* Taugourdeau and Jekhowsky 1960 (13357, E32-2). **9.** *Cingulochitina serrata* Taugourdeau and Jekhowsky 1960 (13357, P44). **10.** *Cingulochitina wronai* Paris and Kriz 1984 (13359, L49). **11.** *Cingulochitina* aff. *C. serrata* Taugourdeau and Jekhowsky 1960 (13311, F48). **12.** *Cingulochitina* aff. *C. serrata* Taugourdeau and Jekhowsky 1960 (13318, J47). **13.** *Conochitina gordonensis* Cramer 1964 (13309, V32-1). **14.** *Conochitina gordonensis* Cramer 1964 (13310, U44). **15.**

Conochitina pachycephala Eisenack 1964 (13332, P50-3). **16.** *Conochitina tuba* Eisenack 1932 (13285, K47).

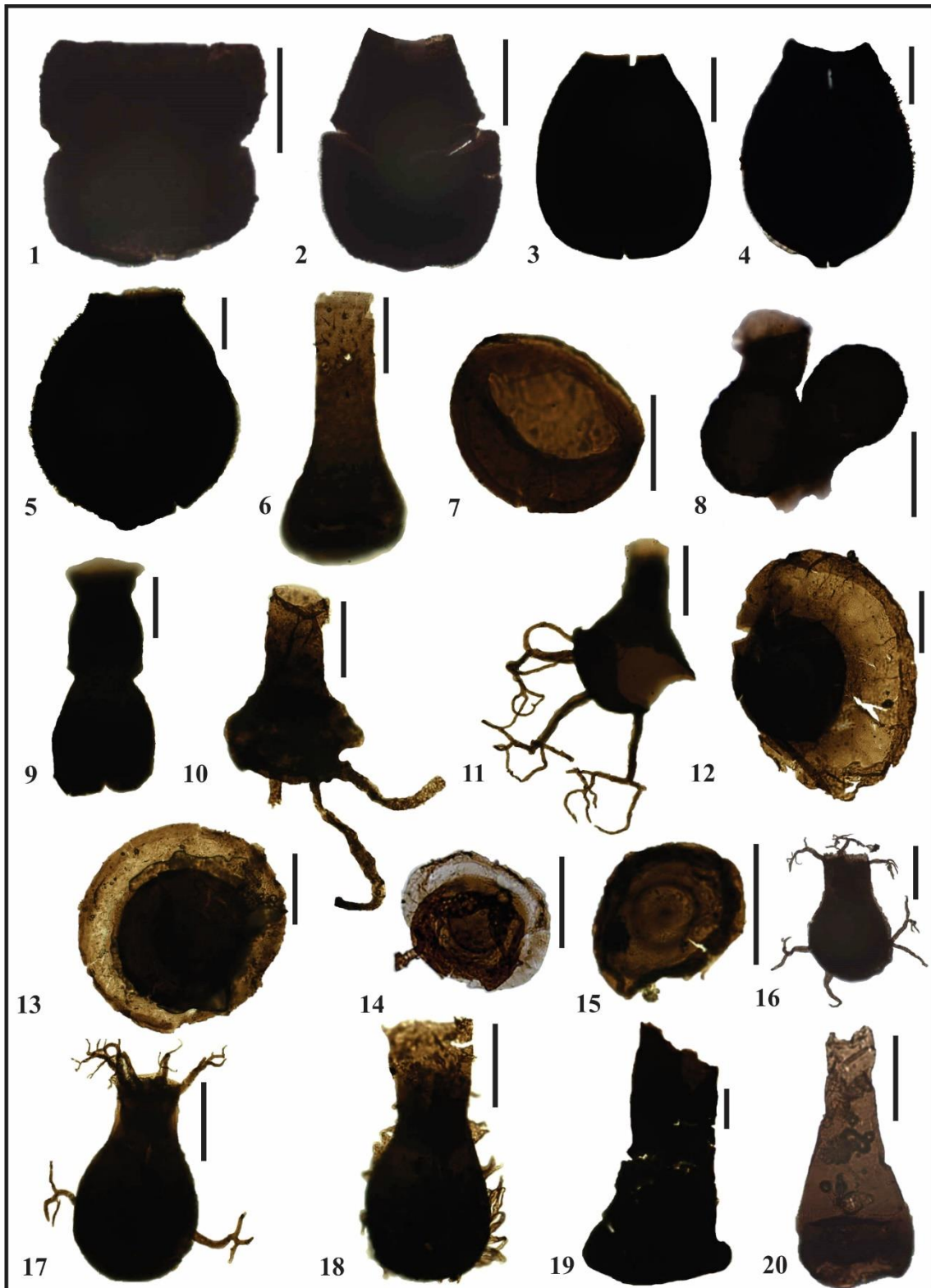


Figure 7. Chitinozoan from outcrop of Manacapuru Formation. The scale bar represents 50 μm . In parentheses, slide and location in the England Finder. 1. *Desmochitina cortesiana* Schweineberg 1987 (13279, F47). 2. *Eisenackitina granulata* Cramer 1964 (13280, M38-2). 3. *Eisenackitina granulata* Cramer 1964 (13337, M39-4). 4. *Eisenackitina* cf. *E. bohémica* Eisenack 1934 (13288, G52-1). 5. *Eisenackitina* cf. *E. bohémica* Eisenack 1934 (13332, N33-3). 6.

Fungochitina kosovensis Paris 1981 (13359, L44-2). 7. *Hoegisphaera* sp. A (13317, M44-4). 8. *Lagenochitina navicula* Taugourdeau and Jekhowsky 1960 (13313, W49-3). 9. *Linochitina* sp. A sensu Grahn and Melo 2003 (13357, J31-1). 10. *Plectochitina carminae* Cramer 1964 (13322, E41). 11. *Plectochitina carminae* Cramer 1964 (13352, U53-1). 12. *Pterochitina megavelata* Boumendjel 2002 (13351, M27-4). 13. *Pterochitina megavelata* Boumendjel 2002 (13318, L42). 14. *Pterochitina perivelata* Eisenack 1937 (13279, P28-4). 15. *Pterochitina perivelata* Eisenack 1937 (13356, F42-4). 16. *Ramochitina bjornsundquisti* Grahn and Melo 2003 (13279, U37-2). 17. *Ramochitina bjornsundquisti* Grahn and Melo 2003 (13318, Q45-3). 18. *Ramochitina* sp. sensu Grahn and Paris 1992 (13344, O33). 19. *Saharochitina gomphos* Grahn and Melo 2003 (13359, L28). 20. *Saharochitina* sp. A (13280, J43-3).



Figure 8. Chitinozoan from outcrop of Manacapuru Formation. The scale bar represents 50 μm . In parentheses, slide and location in the England Finder. **1.** *Sphaerochitina acanthifera* Eisenack 1955 (13326, X47). **2.** *Sphaerochitina acanthifera* Eisenack 1955 (13320, H36). **3.** *Sphaerochitina sphaerocephala* Eisenack 1932 (13279, N28-4). **4.** *Sphaerochitina sphaerocephala* Eisenack 1932 (13279, F37-2). **5.** *Vinnalochitina corinnae* Jaglin 1986 (13320, S46-2).

Order Prosomatifera Eisenack 1972

Family Conochitinidae Eisenack 1931 emend. Paris 1981

Subfamily Belonechitininae Paris 1981

Genus *Belonechitina* Jansonius 1964

Type species – *Conochitina micracantha* subsp. *robusta* Eisenack 1959

Belonechitina cf. *B.* sp. A *sensu* Grahn 2005a

Figure 5.12

2005a *Belonechitina* sp. A – Grahn, plate V, figs. 3, 4.

Discussion: the specimens recovered here differs from *Belonechitina* sp. A *sensu* Grahn 2005a in having a more conical shape, with the flexure more un conspicuous.

Dimensions (2 specimens measured): total length 116 μm , length of neck 40 μm , maximum width 88 μm , width of aperture 53 μm .

Occurrence: *Belonechitina* sp. A range from Late Llandovery to Early Pridoli, Assemblages 3 to 5 (Grahn 2005a). Level 25 to 26, this work.

Family Lagenochitinidae Eisenack 1931 emend. Paris 1981

Subfamily Ancyrochitinae Paris 1981

Genus *Ancyrochitina* Eisenack 1955

Type species *Conochitina ancyrea* Eisenack 1931

Ancyrochitina aff. *A. tomentosa* Taugourdeau and Jekhowsky 1960

Figure 5.2

1981 *Ancyrochitina tomentosa* – Paris, plate 31, figs. 4, 6, 9, 10, 12, 18.

2005a *Ancyrochitina* aff. *A. tomentosa* – Grahn, plate I, fig. 13.

Discussion: Chitinozoan with a conical body covered by tiny spines which are bigger above the flexure. Its cylindrical neck is bigger than that of *Ancyrochitina tomentosa*, which makes them different. See discussion in Grahn (2005a).

Dimension (2 specimens measured): Total length 165 μm , maximum width 70 μm , width of aperture 45 μm , length of neck 72 μm , length of appendices 35 μm , length of spines 15 μm .

Occurrence: Late Llandovery and lower Pridoli – Lower Pitinga Fm. and Lower Manacapuru Fm., assemblages 3 and 5 of Grahn (2005a) in the southern margin of the Amazonas Basin. Levels 4 and 27 of this work.

Ancyrochitina cf. *A. brevis* Taugourdeau and Jekhowsky 1960

Figure 5.3

- 1989 *Ancyrochitina fragilis brevis* – Quadros, plate 1.
2005a *Ancyrochitina* cf. *A. brevis* – Grahn, plate I, figs. 4, 5.
2011 *Ancyrochitina* sp. cf. *A. brevis* – Grahn, plate 9, figs. V, W.

Discussion: *Ancyrochitina* cf. *A. brevis* has a conical body and in its basal margin has 6 to 8 appendices clavate at their tips (Grahn 2011). The specimens observed here have a slightly larger neck.

Dimensions (4 specimens measured): total length 184 μm , length of neck 89 μm , maximum width 88 μm , width of the aperture 50 μm , maximum length of appendices 78 μm .

Occurrence: Assemblages 4, 5 and 7 which covers Upper Pitinga Formation, Lower and Uppermost Manacapuru Formation and Lower Maecuru Fm (Grahn 2005a). Levels sampled 1, 3, 11, 20 and 21.

Ancyrochitina ex. gr. *A. ancyrea* Eisenack 1931

Figure 5.4

- 1931 *Conochitina ancyrea* – Eisenack, plate 2, fig. 8.
1974 *Ancyrochitina ancyrea* – Laufeld, figs. 4, 5.
1981 *Ancyrochitina ancyrea* – Paris, plate 20, figs. 9, 11, plate 21, figs. 10, 19.
2003 *Ancyrochitina* ex. gr. *A. ancyrea* – Grahn and Melo, plate 2, figs. 11, 12.
2003 *Ancyrochitina ancyrea* – Grahn *et. al.*, plate 5, fig. 1.
2005a *Ancyrochitina* ex. gr. *A. ancyrea* – Grahn, plate 1, fig. 2.
2011 *Ancyrochitina* spp. ex. gr. *A. ancyrea* – Grahn, plate 9, fig. M, N.

Discussion: *Ancyrochitina ancyrea* has up to eight appendices on the margin that curve like antler in its distal portion. *Ancyrochitina* ex. gr. *A. ancyrea* differs from *A. ancyrea* by her thinner form (Grahn and Melo 2003, Grahn 2005a).

Dimension (8 specimens measured): total length 144 μm , maximum width 85 μm , width of aperture 50 μm , length of neck 72 μm , length of appendices 66 μm , length of spines 40 μm .

Occurrence: Assemblages A and B of Grahn and Melo (2003) – late Ludlow and early Pridoli in the Urubu River region, northern margin of the Amazonas Basin. Assemblages 3 and 5 of Grahn (2005a). Assemblage III, IV and V of Azevedo-Soares (2007), late Llandovery to early Pridoli in the Trombetas River region. Sampled levels 6, 10, 11, 13, 14, 15, 20, 21, 22 and 25.

Ancyrochitina? ex. gr. *A. floris* Jaglin 1986

Figure 5.6

1992 *Ancyrochitina* sp. e.g. *floris* – Grahn and Paris, plate 3, fig. 2.

2003 *Ancyrochitina* ex. gr. *A. floris* – Grahn and Melo, plate 2, figs. 13, 14.

2005a *Ancyrochitina* ex. gr. *A. floris* – Grahn, plate 1, fig. 7.

Discussion: Questionably referred to *Ancyrochitina* ex. gr. *A. floris* because the only specimen recovered was poorly preserved. For a description of *Ancyrochitina floris* see Jaglin (1986). *Ancyrochitina* ex. gr. *A. floris* differs from *A. floris* s.s. in having a glabrous chamber (Grahn and Melo 2003).

Dimension (one specimen measured): length of chamber 85 μm , maximum width 92 μm , length of appendices 65 μm .

Occurrence: Uppermost Pitinga Fm. and Lowermost Manacapuru Fm., assemblage A and B of Grahn and Melo (2003). Assemblages 4 and 5 (Grahn 2005a) – Late Ludlow and Lower Pridoli. Level 1 of this work.

Ancyrochitina ex. gr. *A. gutnica* Laufeld 1974

Figure 5.5

1974 *Ancyrochitina gutnica* – Laufeld, plate 9.

2003 *Ancyrochitina* ex. gr. *gutnica* – Grahn and Melo, plate II, figs. 15, 16.

Discussion: *A. gutnica* has a cylindric-conical chamber with a convex base. At its basal margin it carries on average eight long spines, which branch 2-4 times at their tips. The neck is provided with long and curved spines (Laufeld 1974). *A.* ex. gr. *gutnica* differs in having a shorter neck. The specimens observed here are somewhat smaller and thinner than those of Grahn and Melo (2003).

Dimension (4 specimens measured): total length 150 μm , maximum width 70 μm , width of aperture 45 μm , length of neck 72 μm , length of spines 42 μm , length of spines on neck 50 μm .

Occurrence: Assemblage B, early Pridoli of Grahn and Melo (2003) – Lower Manacapuru Formation. Sampled levels 8, 9, 11, this work.

Ancyrochitina sp. A sensu Grahn and Melo 2003

Figure 5.7

2003 *Ancyrochitina* sp. A – Grahn and Melo, plate III, fig. 1.

Discussion: for a description of *Ancyrochitina* sp. A in the sense used here see Grahn and Melo (2003).

Dimension: total length 205 μm , maximum width 85 μm , width of aperture 45 μm , length of neck 116 μm , length of spines 48 μm , length of spines on neck 30 μm .

Occurrence: Lower Manacapuru Formation, late Ludlow – early Pridoli. Assemblage A and B of Grahn and Melo (2003). Level 4 of this work.

Subfamily Angochitinae Paris 1981

Genus *Angochitina* Eisenack 1931

Type species *Angochitina echinata* Eisenack 1931

Angochitina sp. aff. *A. cyrenaicensis* Paris 1988 *sensu* Grahn and Paris 1992

Figure 5.11

1988 *Angochitina cyrenaicensis* – Paris, plate 13, figs. 1-7.

1992 *Angochitina* n. sp. aff. *A. cyrenaicensis* – Grahn and Paris, plate 3, figs. 3a-b.

2005a *Angochitina* n. sp. aff. *A. cyrenaicensis sensu* Grahn and Paris 1992 – Grahn, plate 2, fig. 7.

Discussion: For a description of *Angochitina cyrenaicensis* see Paris (1988). *A.* n. sp. aff. *cyrenaicensis* differ in having longer spines (Grahn 2005a).

Dimension (one specimen measured): total length 230 μm , length of neck 100 μm , maximum width 65 μm , width of aperture 45 μm .

Occurrence: Lower Manacapuru Formation, according Grahn and Paris (1992) and assemblage 5 of Grahn (2005a), Lower Pridoli of this unit.

Angochitina sp. aff. *A. mourai* Schweineberg 1987 *sensu* Grahn and Melo 2003

Figure 6.1

2003 *Angochitina* sp. aff. *A. mourai* – Grahn and Melo, plate III, figs. 9, 10.

2005a *Angochitina* sp. aff. *A. mourai* – Grahn, plate V, fig. 2.

Discussion: *Angochitina mourai* has the wall of the chamber covered by spines randomly distributed. The chamber is subspherical and the neck is cylindrical. *A.* sp. aff. *A. mourai* has simple spines (Grahn and Melo 2003). The specimens observed here are slightly longer than those originally described.

Dimension (3 specimens measured): Total length 175 µm, length of neck 60 µm, length of spines 10 µm, maximum width 75 µm, width of the aperture 40 µm.

Occurrence: Assemblage 4 and 5, Ludlow – Early Pridoli (Grahn 2005a). Assemblages A and B from Grahn and Melo (2003) – Late Ludlow to Early Pridoli in the Urubu River region. Level 5 sampled.

Angochitina sp. B *sensu* Grahn 2005a

Figure 6.2

2005a *Angochitina* sp. B – Grahn, plate II, fig. 15.

Discussion: see Grahn 2005a.

Dimension (4 specimens measured): Total length 200 µm, length of neck 115 µm, maximum width 90 µm, width of aperture 50 µm.

Occurrence: Assemblage 7 from (Grahn 2005a), lower Maecuru Formation. Levels 11, 12, 13, 14, 15, 16 and 20 sampled.

Angochitina? sp. *sensu* Grahn and Paris 1992

Figure 6.3 and 6.4

1992 *Angochitina?* sp. – Grahn and Paris, plate 3, fig. 11.

2003 *Angochitina?* sp. – Grahn and Melo, plate III, figs. 16, 17.

2005a *Angochitina?* sp. – Grahn, plate II, figs. 18, 19.

2011 *Angochitina?* sp. – Grahn, plate 8, figs. N, O.

Description: Uncertain attribution to the genus *Angochitina*. Long and cylindrical neck that expands toward the aperture. Chamber covered by small spines (see Grahn 2011).

Dimension (3 specimens measured): Total length 280 µm; length of neck 95 µm, maximum width 60 µm, width of aperture 32 µm.

Occurrence: Assemblage B (Grahn and Melo, 2003) and Assemblage 5 (Grahn 2005a), Early Pridoli. Levels 1, 3 and 27.

Genus *Ramochitina* Sommer and van Boekel 1964 emend. Paris *et al.* 1999

Type species – *Ramochitina ramosi* Sommer and van Boekel 1964

Ramochitina sp. *sensu* Grahn and Paris 1992

Figure 7.18

1992 *Gotlandochitina* sp. – Grahn and Paris, plate 2, fig. 10.

2005a *Ramochitina* sp. sensu Grahn and Paris – Grahn, plate VII, figs. 7, 8.

Description: For the description of *Ramochitina* sp. as used herein, see Grahn 2005a.

Dimension (2 specimens measured): Total length 180 μm , length of neck 100 μm , maximum width 70 μm , width of the aperture 42 μm .

Occurrence: Assemblage 3 and 4, Late Llandovery to Late Ludlow (Grahn 2005a). Levels 9, 18 and 22 of this study.

Subfamily Lagenochitinae Paris 1981

Genus *Saharochitina* Paris *et al.* 1999

Type species – *Fungochitina? jaglini* Oulebsir and Paris 1993

Saharochitina sp. A

Figure 7.20

Discussion: A *Saharochitina* specie with a glabrous and conical chamber, flexure slightly convex, a rounded edge and a flat base.

Dimension (2 specimens measured): Total length 147 μm , length of neck 56 μm , maximum width 65 μm , width of the aperture 28 μm .

Occurrence: Level 1 sampled in this work.

6. DISCUSSION

In the Mm facies there are the presence of tubular structures that are related to trace fossils of feeding produced by the vermiform organism activity that excavated the rich muddy substrate and generated active filling of the tunnels, features compatible with the ichnogenus *Planolites* and *Thalassinoides* (Pemberton and Frey 1984, Seilacher 2007).

Lingulida brachiopods occur in the facies F. Their living and fossil specimens inhabit or inhabited in greater abundance regions of continental shelf and upper slope, approximately between 50 and 500 m deep (Clarkson 2007, Alvarez and Chacón 2009). Specifically, in the Paleozoic these organisms preferentially colonized the shallow epicontinental seas (Fonseca 2004). The recognition of these lingulids indicates that the muddy substratum was partially colonized by these organisms, which are infaunal, benthic and exclusively marine (Fonseca 2004, Alvares and Chacón 2009), considering an autochthonous assemblage. If the organisms in question are allochthonous, storm

events could be responsible for transporting the organisms. Trace fossil predominantly horizontal and concentrated at the top of the facies (Ss and Sh), with absence of branching and ornamentation, besides the passive filling with massive structure and texturally similar to the matrix rock are compatible with the ichnogenus *Paleophycus* (Keighley and Pickerill 1995). These traces are related to habitat and/or feeding records related to soft body organisms (nematelminths) with suspensivorous habits and/or predators that used the sandy substrate for habitation after the storm event (Pemberton and Frey 1984, Seilacher 2007). All these ichnogenus occurs in the *Cruziana* ichnofacies (Fernandes *et al.* 2002).

From the stratigraphic aspect, it is possible to observe that laterally continuous layers composed of muddy facies (F and Mm) refer to planar deposition sites, with low energy, absence of traction currents and dominated by fine particle decantation processes in suspension (Reineck and Singh 1980, Potter *et al.* 2005). However, the presence of fine to very fine sandstones lenses interbedded in the facies F, formed by the action of oscillatory (Sw facies) and combined (Sp, Ss and Sh facies) flows, suggests that deposition sites dominated by decanting processes were eventually supplanted by the acting of basins currents, represented here by the storm waves action (Cheel and Leckie 1993, Dumas and Arnott 2006).

Sandstone facies exhibiting thickening and thinning lateral patterns (pinch-and-swell bedding) reinforce the interpretation of remobilization and erosion of sandy sediments associated with wave acting (Arnott and Southard 1990).

In storm events, increased wavelengths influenced by increased wind velocities produce two distinct conditions: 1) intensifies the return streams that carry shoreface sediments to offshore, and 2) shifts the wave-base level to deeper regions (Plint 2010). Thus, shales with interbedded sandstones generated predominantly by combined flow form shallowing upward metric cycles in the marine shelf associated to storm events.

Under these conditions, fine to very fine sand sediments carried by return streams and then available to deeper regions could still be remobilized by combined flow (Dumas and Arnott 2006, Della Favera 2008). Additionally, the sandy sediments input by return streams over offshore clays could also induce total liquefaction processes (massive structure) and injection of sediments found in the Mm facies (Nichols 2007, Plint 2010).

With the storm energy decline, the wavelength decreases and the base level returns to good weather conditions, in this way the sandy sediments were reworked by vermiform organisms. Layers of the facies F with waved and concordant basal contact with the

sandstone lenses reinforce the return of the normal sedimentation conditions of suspended muds that cover the sandy macroform (Della Favera 2008).

The predominance of muddy facies with interbedded sandstone lenses generated by the combined flow action coincides with deposition sites related to the offshore sub-environment inserted in a shallow-water marine shelf and influenced by storm events.

Regarding the analysis of the chitinozoan, the assemblage here reported belongs to the Upper Manacapuru Formation, according to the correlation to the 1-AM-1-AM reference well, also used by Grahn and Melo (2003) and Grahn (2005a).

The recovered organisms, in general, are well preserved, although some elements are torn or corroded. The Manacapuru Formation in the studied outcrop presents diversity and abundance, with 385 specimens of chitinozoan being recognized along the stratigraphic levels analysed (Figure 9). The systematic classification allowed to recognize 41 species, however 18 of them were left in open nomenclature.

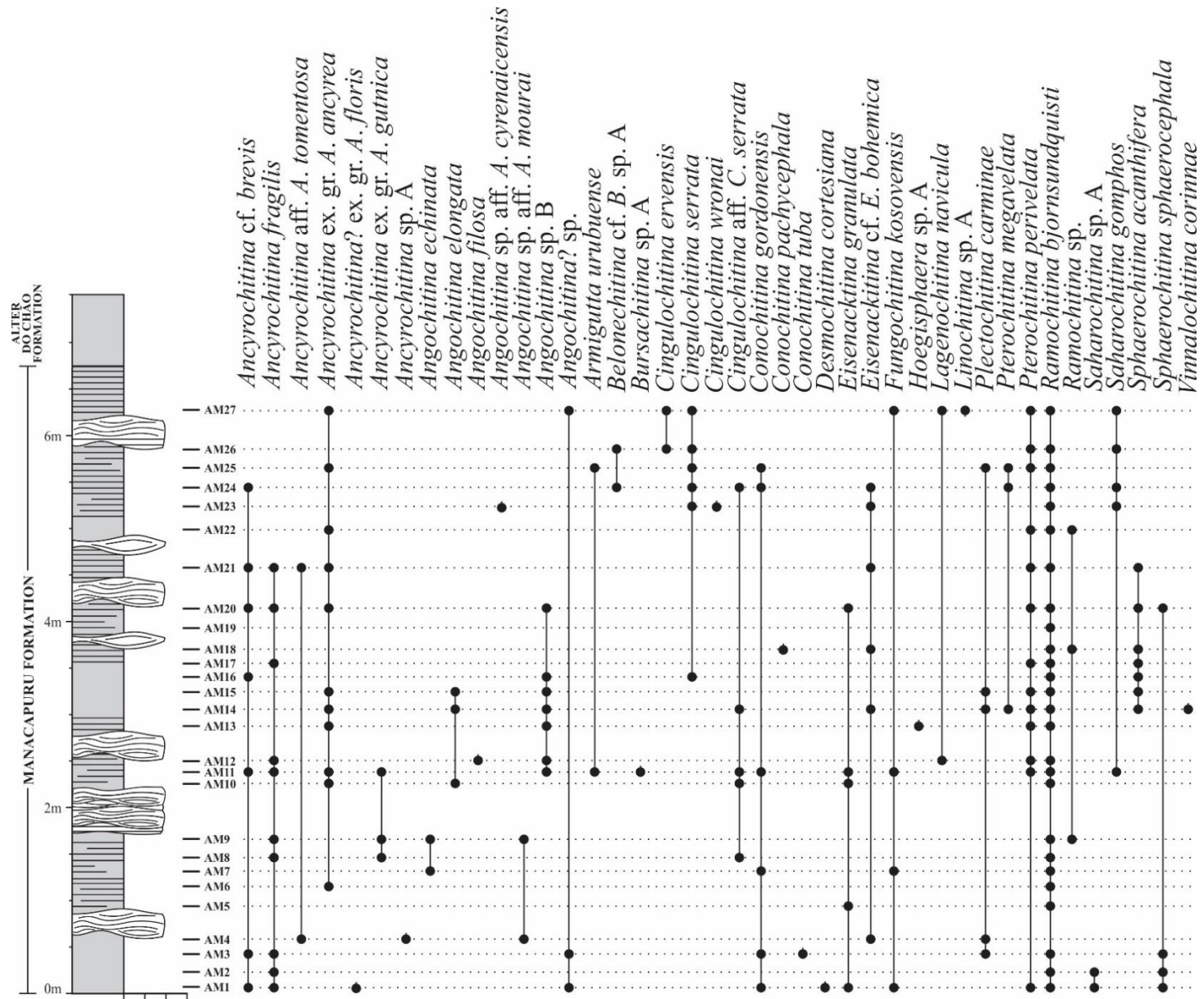


Figure 9. Distribution of the recovered specimens along the profile.

Of the 41 recognized taxa, twenty differ from those presented by Grahn and Melo (2003) in the Pt. 10, they are: *Ancyrochitina* cf. *A. brevis*, *A. aff. A. tomentosa*, *A.?* ex. gr. *A. floris*, *A. sp. A sensu* Grahn and Melo 2003, *Angochitina elongata*, *Angochitina* sp. aff. *A. cyrenaicensis*, *Armigutta urubuense*, *Belonechitina* cf. *B. sp. A sensu* Grahn 2005a, *Bursachitina* sp. *A sensu* Grahn and Melo 2003, *Cingulochitina ervensis*, *C. aff. C. serrata*, *Fungochitina kosovensis*, *Hoegisphaera* sp. *A*, *Lagenochitina navicula*, *Linochitina* sp. *A sensu* Grahn and Melo 2003, *Plectochitina carminae*, *Ramochitina* sp. *sensu* Grahn and Melo 2003, *Saharochitina* sp. *A*, *Sphaerochitina sphaerocephala* and *Vinnalochitina corinnae*. Among the most diverse forms are the genus *Angochitina* and *Ancyrochitina*. The recovered organisms allowed the recognition of reworked faunas with two distinctives ages and one assemblage, younger and which defines the age of the exposure.

In relation to the reworked faunas, it can be stated that one of them is characteristic of the Upper Ludlow. Species such *Angochitina elongata*, *Linochitina* sp. *A sensu* Grahn and Melo 2003, *Plectochitina carminae* and *Ramochitina* sp. *sensu* Grahn and Paris 1992 limited the paleofauna to a maximum age of the Upper Ludlow (Figure 10). The joint occurrence of species such as *Conochitina gordonensis*, *Eisenackitina granulata*, *Pterochitina perivelata*, among others, allows to infer a Ludfordian age.

The other paleofauna reworked and recognized in the outcrop can be associated with the Lower Pridoli (Figure 10). In it, occur species that have a long-range stratigraphic distribution like *Ancyrochitina fragilis* and *Cingulochitina serrata*. Abundant species such as *Pterochitina perivelata*, *Sphaerochitina acanthifera* and *Sphaerochitina sphaerocephala* indicate an age no older than Ludfordian. The occurrence of *Angochitina?* sp. *sensu* Grahn and Paris 1992, *Ramochitina bjornsundquisti*, *Saharochitina gomphos*, *Armigutta urubuense*, *Vinnalochitina corinnae* narrows the age of the reworked paleofauna to the Lower Pridoli.

According to the literature, the occurrence of *Ramochitina bjornsundquisti* is restricted to Pridolian strata. It should be emphasized that is the most representative quantitative taxa, with 134 of 385 tests attributed only to the species and with a wide stratigraphic distribution in the profile, indicated in 25 of the 27 levels sampled. This expressive occurrence may be the result of intense reworking or it can be considered that the total age span of the specie could extend into the Early Lochkovian.

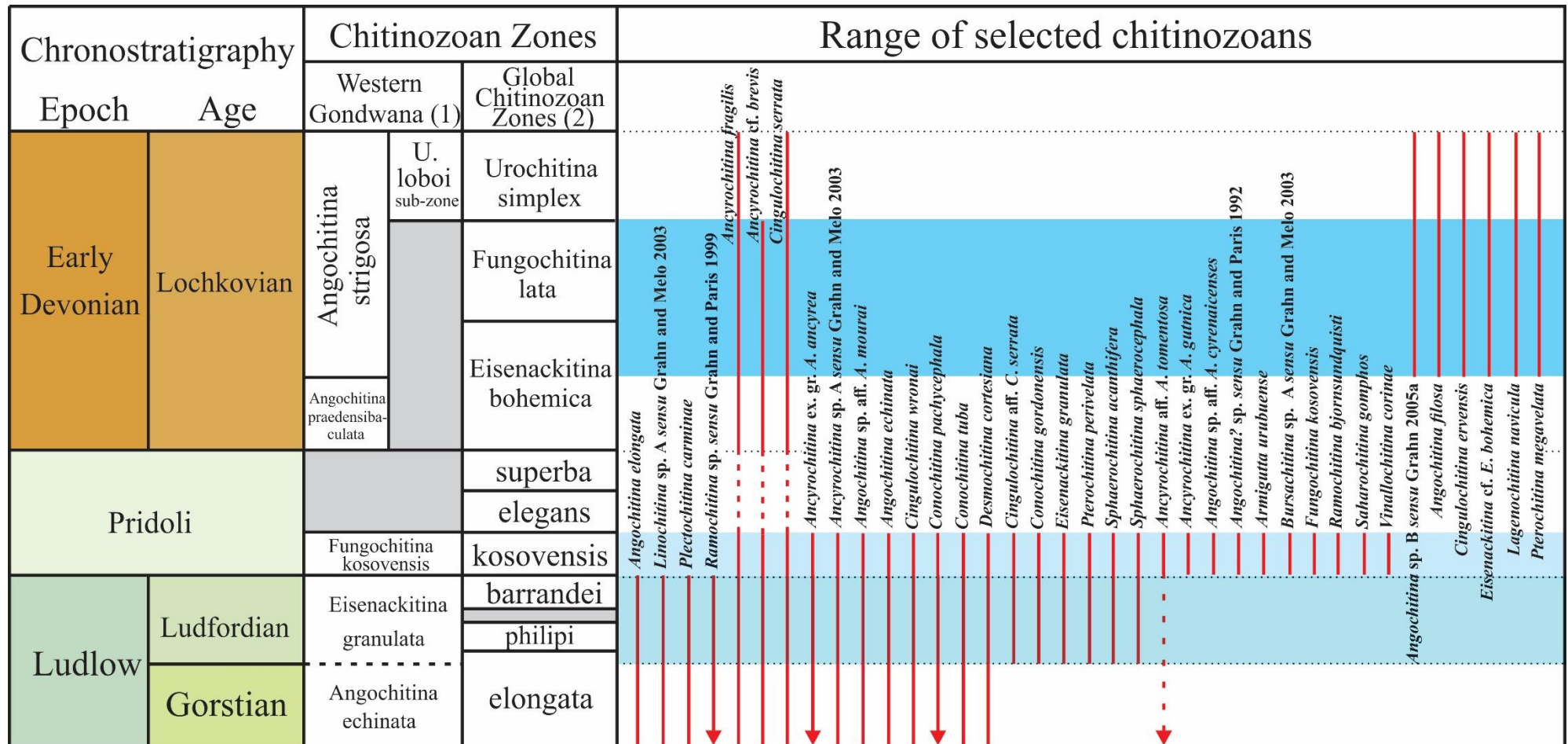


Figure 10. Stratigraphic amplitude of the taxa identified according to literature. (1) Chitinozoan Zones of Western Gondwana according to Grahn (2006) for the Silurian, Grahn (2005b) and Mauller *et al.* (2009) for the Devonian. (2) Global Chitinozoan Zones according to Verniers *et al.* (1995) for the Silurian and Paris *et al.* (2000) for the Devonian Period.

The assemblage identified in the exposure is typical of the Lower Lochkovian. Characteristic species are *Angochitina filosa*, *Cingulochitina ervensis*, *Lagenochitina navicula* e *Pterochitina megavelata*. Also presents long-range species such *Ancyrochitina fragilis*, *Ancyrochitina cf. brevis* and *Cingulochitina serrata*. Represents the Upper Manacapuru Formation and it are within the *Angochitina strigosa* Total Range Zone of Western Gondwana, proposed by Grahn (2005b) and revised by Mauller *et al.* (2009). This assemblage is correlated to Assemblage C by Grahn and Melo (2003), Assemblage 7 by Grahn (2005a) and Assemblage VII by Azevedo-Soares (2009).

There are few publications on environmental control over chitinozoan. Apparently, the occurrence of this organisms is minimally controlled by facies (Achab and Paris 2007). It is well known that the group inhabited nearshore and offshore environments, but its greatest diversity occurred in cold waters of high paleolatitudes and upper and lower offshore environments (Laufeld 1974, Grahn and Paris 2011). Shallowing of the shelf is often accompanied by increased abundance of chitinozoan, which may be related to an input of terrigenous (Paris 1981). It was not possible to establish a control between the described facies with their respective implications, and the distribution of the chitinozoan along the profile. This may be related to: 1) the intense reworking in the section, as indicated by the palofaunas recovered and their distribution along the outcrop or 2) by the small representation of the outcrop for environmental control statements.

The successive storm events, evidenced by the shallowing upward cycles (Figure 3), may have been responsible for the intense rework observed in the profile. During these events a large volume of water accumulates in the shallow water areas and returns to the platform through the return streams, which during this process erode and rework the substrate (Holz and Simões 2002).

7. CONCLUSION

In the outcrop six muddy and sandy facies were identified. The muddy facies, resulting from decantation processes, interbedded with the sandstone lenses generated by the combined flow acting indicate that the sedimentation took place in an offshore sub-environment inserted in a shallow-water marine shelf and constantly influenced by storm events. The presence of ichnofossils in the sandy sediments suggests that after these events, the substrate was reworked by vermiform organisms.

The palynological analysis allowed the recognition of an assemblage of chitinozoan attributed to the Lower Lochkovian, which reaffirms what was proposed in other works in the place. There is an intense reworking, evidenced by the occurrence of paleofaunas with Ludfordian to Pridolian ages. Although no faciological control has been observed on the occurrence and distribution of the chitinozoa along the profile, it is possible that the intense reworking observed in the section is due to the constant storm events evidenced by the shallowing upward cycles and other observed structures.

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors would like to thank CAPES for funding the field activities and for granting a master's scholarship (for the first author), the Marleni Marques Toigo Palynology Laboratory - LPMMT / UFRGS for their support in the preparation of the palynological slides and the UFAM for provide all the necessary structure and support to carry out this research.

REFERENCES

- Achab A. and Paris F. 2007. The Ordovician chitinozoan biodiversification and its leading factors. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **245**:5-19.
- Almeida F.F.M and Carneiro C.D.R. 2004. Inundações marinhas fanerozóicas no Brasil e recursos minerais associados. In: Mantesso-Netto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito-Neves B.B. (eds.). *Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, p. 43-58.
- Alvarez F. and Chácon M. L. M. Braquiópodos. 2009. In: Chacón M. L. M. & Rivas P. (eds.). *Paleontologia de Invertebrados*. Oviedo, Ediciones de la Universidad de Oviedo, p. 377-418.
- Arnott R.W.C. and Southard J.B. 1990. Exploratory flows-duct experiments on combined-flow bed configurations, and some implications for interpreting storm-event stratification. *Journal of Sedimentary Petrology*, **60**: 211-219.
- Azevedo-Soares H. L. C. 2007. Chitinozoans of the Pitinga Formation (Trombetas Group, Amazonas Basin, Northern Brazil): preliminary results. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, **246**(3):257-265.
- Azevedo-Soares H. L. C. 2009. The Trombetas Group chitinozoans of the Amazon Basin, Northern Brazil. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, **253**(1):133-143.
- Azevedo-Soares H.L.C. and Grahn Y. 2005. The Silurian – Devonian boundary in the Amazon Basin, northern Brazil. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, **236**(1/2):79-94.
- Breuer P., Al-Hajri S., Lé Hérisse A., Paris F., Steemans P., Verniers J., Wellman C. H. A distinctive marginal marine palynological assemblage from the Pridoli of Northwestern Saudi Arabia. *Revue de Micropaléontologie*, **60**:371-402.
- Caputo M.V. 1984. *Stratigraphy, Tectonics, Paleoclimatology and Paleogeography of Northern Basins of Brazil*. PhD Thesis, University of California, Santa Barbara, 586p.
- Cardoso T.R.M. and Rodrigues M.A.C. 2005. Acritarcos e Prasinófitas do Siluriano da Bacia do Amazonas: um poderoso auxílio na calibração bioestratigráficas do Grupo Trombetas. *Anuário do Instituto de geociências*, **28**(1):131-142.
- Carozzi A.V., Pamplona H.R.P., Castro, J.C., Contreiras, C.J.A. 1973. Ambientes deposicionais e evolução tectono-sedimentar da seção clástica paleozoica da Bacia do Médio Amazonas. In: XXVII Congresso Brasileiro de Geologia. Aracaju, *Anais*, p. 279-314.
- Cheel R.J. and Leckie D.A. 1993. Hummocky cross-stratification. In: Wright V.P. (ed.). *Sedimentology Review*. Cambridge, Blackwell Scientific Publication. p. 103-122.
- Clarkson E. N. K. 2007. *Invertebrate palaeontology and evolution*. Edinburgh, Blackwell Science, 443 p.

Cunha P.R.C. 2000. *Análise estratigráfica dos sedimentos eo/mesodevonianos da porção ocidental da Bacia do Amazonas sob a ótica da estratigrafia de sequências no interior cratônico*. Ms Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 263p.

Cunha P.R.C., Melo J.H.G., Silva O.B. 2007. Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **15**:227-251.

Della Fávera J.C. 2008. Ambientes Marinhos Rasos. In: Silva A. J. C. L. P., Aragão M. A. N. F., Magalhães A. J. C (eds.). *Ambientes de Sedimentação Siliciclástica do Brasil*. São Paulo, Beca, p. 224-243.

Días-Martinez E. and Grahn Y. 2007. Early Silurian glaciation along the western margin of Gondwana (Peru, Bolivia and Northern Argentina): Palaeogeographic and geodynamic setting. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **245**:62-81.

Dumas S. and Arnott R.W.C. 2006. Origin of hummocky and swaley cross-stratification – the controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate. *Geology*, **34**(12): 1073-1076.

Eisenack A. 1931. Neue Mikrofossilien des baltischen Silurs 1. *Paläontologische Zeitschrift*, **13**:74–118.

Eisenack A. 1934. Neue Mikrofossilien des baltischen Silurs 3 und neue Mikrofossilien des böhmischen Silurs 1. *Paläontologische Zeitschrift*, **16**:52–76.

Fernandes A. C. S., Borghi L., Carvalho I.S., Abreu C.J. (eds.) 2002. *Guia dos Icnofósseis de Invertebrados do Brasil*. Rio de Janeiro, Interciência, 260 p.

Fonseca V.M.M. 2004. Braquiópodes. In: Carvalho I.S. (ed.). *Paleontologia*, 1, Rio de Janeiro, Interciência, p. 651-674.

Grahn Y. 1992. Revision of Silurian and Devonian strata of Brazil. *Palynology*, **16**:35–61.

Grahn Y. 2005a. Silurian and Lower Devonian chitinozoan and biostratigraphy from the Trombetas Group in the Amazonas Basin, northern Brazil. *Bulletin of Geosciences*, **80**(4):245–276.

Grahn Y. 2005b. Devonian chitinozoan biozones of Western Gondwana. *Acta Geologica Polonica*, **55**(3):211-227.

Grahn Y. 2011. Reavaliação dos quitinozoários silurianos e devonianos descritos e ilustrados por Lange entre 1949 e 1967. In: Bossetti E.P., Grahn Y., Melo J.H. (eds.). *Ensaio em Homenagem a Frederico Waldemar Lange, pioneiro da micropaleontologia no Brasil*, Rio de Janeiro, Interciência, p. 27-117.

Grahn Y. and Melo J. H. G. 2003. Silurian-Devonian chitinozoan biostratigraphy along the Urubu, Uatumã and Abacate rivers in the western part of the Amazonas Basin, northern Brazil. *Bulletin of Geosciences*, **78**(4):373–391.

- Grahn Y. and Paris F. 1992. Age and correlation of the Trombetas Group, Amazonas Basin, Brazil. *Revue de Micropaléontologie*, **35**(3):20–32.
- Grahn Y. and Paris F. 2011. Emergence, biodiversification and extinction of the chitinozoan group. *Geological Magazine*, **148**(2):226-236.
- Grahn Y., Loboziak S., Melo J.H.G. 2003. Integrated correlation of Late Silurian (Pridoli s.l.) - Devonian chitinozoans and miospores in the Solimões Basin, northern Brazil. *Acta Geologica Polonica*, **53**(4):283-300.
- Gonçalves M.A., Soares J.L., Santos H.P., Nogueira A.C.R. 2017. Traços fósseis dos depósitos marinhos rasos da Formação Pitinga, Siluriano Superior da Bacia do Amazonas, Rio Tapajós, PA, Brasil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, **20**(2):179-194.
- Holz M. and Simões M.G. *Elementos Fundamentais de Tafonomia*. Porto Alegre, Editora da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 231p.
- Jaglin J. C. 1986. Nouvelles espèces de Chitinozoaires du Pridolí de Libye. *Revue de Micropaléontologie*, **29**:44-54.
- Johnson M.E. 2006. Relationship of Silurian sea-level fluctuations to oceanic episodes and events. *GFF*, **128**:115-121.
- Keighley D.G. and Pickerill R.K. 1995. The ichnotaxa *Palaeophycus* and *Planolites*: Historical perspectives and recommendations. *Ichnos*, **3**: 301-309.
- Laufeld S. 1974. Silurian Chitinozoa from Gotland. *Fossils and Strata*, **5**:1:130.
- Matsuda N. S., Winter W. R., Wanderley-Filho J. R., Cacela A. S. M. 2010. O Paleozoico da borda sul da Bacia do Amazonas, Rio Tapajós – Estado do Pará. *Boletim Geociências da Petrobras*, **18**(1): 123-152.
- Maunder P. M., Grahn Y., Cardoso T.R.M. Palynostratigraphy from the Lower Devonian of the Paraná Basin, South Brazil, and a revision of contemporary Chitinozoan biozones from Western Gondwana. *Stratigraphy*, **6**(4):313-332.
- Melo J.H.G. and Loboziak S. 2003. Devonian-Early Carboniferous miospore biostratigraphy of the Amazon Basin, northern Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **124**:131–202.
- Miall, A.D. 2006. *The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology*. Berlin, Springer-Verlag, 582 p.
- Nichols G., Williams E., Paola C. (eds.). 2007. *Sedimentary Processes, Environments and Basins: A Tribute to Peter Friend*, Blackwell Publishing, 636 p.
- Nogueira A.C.R., Truckenbrodt W., Soares E.A.A. 1999. O icnogênero *Arthropycus* de depósitos sublitorâneos da Formação Nhamundá (Siluriano Inferior) da Bacia do Amazonas, região de Presidente Figueiredo. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**(2): 135-140.

Owen G. 2003. Load structures: gravity-driven sediment mobilization in the shallow subsurface. In: Van Rensbergen P., Hillis R.R., Maltman A.J., Morley C.K. (eds.). *Subsurface sediment mobilization*. Special Publication 216, London, Geological Society, p. 21-34.

Paris F. 1981. Les chitinozoaires dans le Paleozoïque du sud-ouest de l'Europe: cadre géologique, étude systématique, biostratigraphie. *Memoires de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne*, **26**: 1-412.

Paris F. 1988. New chitinozoans from the Late Ordovician – Late Devonian of northeast Libya. In: El Arnauti A., Owens B., Thusu B. (eds.). *Subsurface Palynostratigraphy of Northeast Libya*, Benghazi, Garyounis University, p.77–87.

Paris F., Grahn Y., Nestor V., Lakova I. 1999. Proposal for a revised chitinozoan classification. *Journal of Paleontology*, **73**:549–570.

Pemberton S.G. and Frey R.W. 1984. Ichnology of storm-influenced shallow marine sequence: Cardium Formation (Upper Cretaceous) at Seebe, Alberta. *Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir*, **9**:281-304.

Plint A.G. 2010. Wave-and Storm-Dominated Shoreline and Shallow-Marine Systems. In: James N.P. & Dalrymple R.W. (eds.). *Facies Model 4*. Geological Association of Canada, p. 167-200.

Potter P.E., Maynard J.B., Depetris P.J. 2005. *Mud and Mudstones*. Berlin-Heidelberg-New York, Springer, 244 p.

Quadros L.P. 1989. Ocorrência inédita de *Ancyrochitina fragilis brevis* (chitinozoa) na área do Rio Mapuera, Pará, Brasil. *Boletim do Instituto de Geociências – USP*, **7**:27-33.

Reineck H.E. and Singh I.B. 1980. *Depositional Sedimentary Environments*. New York, Springer-Verlag, 551 p.

Reis N.J. 2006. Bacias Sedimentares Fanerozóicas. In: Reis N.J., Almeida M.E., Riker S.L., Ferreira A.L (eds.). *Geologia e recursos minerais do Estado do Amazonas. Manaus*, CPRM – Serviço Geológico do Brasil, p. 23-34.

Schieber J. 2011. Reverse engineering mother nature: shale sedimentology from an experimental perspective: *Sedimentary Geology*, **238**:1–22.

Schieber J. and Southard J.B. 2009. Bedload transport of mud by floccule ripples: direct observation of ripple migration processes and their implications. *Geology*, **37**(6):483–486.

Schieber J. and Southard J.B., Thaisen K. 2007. Accretion of mudstone beds from migrating floccule ripples. *Science*, **318**:1760–1763.

Seilacher A. 2007. *Trace Fossil Analysis*. Berlin, Springer, 226 p.

Stemans, P., Rubinstein C., Melo J.H.G. 2008. Siluro-Devonian miospore biostratigraphy of the Urubu River area, western Amazon Basin, northern Brazil. *Geobios*, **41**(2):263-282.

Souza V. S. and Nogueira A.C.R. 2009. Seção geológica Manaus – Presidente Figueiredo (AM), borda norte da Bacia do Amazonas: um guia para excursão de campo. *Revista Brasileira de Geociências*, **39**(1):16-29.

Teixeira L.B. 2001. Evidência geofísica de rifts precursores nas bacias paleozóicas do Amazonas, Paraná, Parecis, Parnaíba, Solimões e Alto Tapajós. In: Melo J.H.G. and Terra G.J.S (eds.). *Correlações de Sequências Paleozóicas Sul-Americanas*, 20, Rio de Janeiro, Ciência Técnica Petróleo Seção Exploração de Petróleo, Petrobras, p. 1-8.

Tomassi H.Z., Almeida C.M., Ferreira B.C., Brito M.B., Barberi M., Rodrigues G.C., Teixeira S.P., Capuzzo J.P., Gama-Júnior J.M., Santos M.G.K.G. 2015. Preliminary results of paleontological salvage at Belo Monte Powerplant construction. *Brazilian Journal of Biology*, **75**(3):277-289.

Walker R. G. 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: Walker R.G. and James N. P. (eds). *Facies Models – Response to sea level change*. Geological Association of Canada, p. 1-14.

Wood G.D., Gabriel A.M., Lawson J.C. 1996. Palynological techniques processing and microscopy. In: Jansonius J. and McGregor D.C (eds.). *Palynology: principles and applications*, 1, Dallas, American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, p. 29-50.

CAPÍTULO 05

CONCLUSÕES

A análise faciológica do afloramento alvo deste estudo permitiu o reconhecimento de seis litofácies, sendo elas:

- Argilito maciço (Mm): Caracterizada por deposição por processos de decantação de partículas em suspensão. Na litofácies, foi possível observar a presença de diques de arenitos finos e feições tubulares relacionadas a traços fósseis e atribuídas ao icnogênero *Planolites*.

- Folhelho (F): A mais representativa do afloramento. Estão ligados a sítios deposicionais dominados por deposição a partir da decantação de partículas do tamanho argila em condições de baixa energia. Planos de fissilidade ondulados sugerem atuação de processos baciais. O conteúdo microfóssil está relacionado à braquiópodes Lingulídeos.

- Arenito Fino a Muito Fino com Laminação Plano-Paralela (Sp): Ocorre como corpos lenticulares, estruturados com laminação plano-paralela e associados a fluxos combinados.

- Arenito Fino a Muito Fino com Laminação Ondulada (Sw): Ocorre com geometria lenticular e é encontrada mais frequentemente no topo das lentes de arenito. Estruturada com laminação ondulada e relacionada à migração de formas de leito arenosas ligadas a correntes oscilatórias em condições hidrodinâmicas com lâmina d'água rasa.

- Arenito Fino a Muito Fino com Laminação Cruzada *Swaley* (Ss): Corpos lenticulares estruturados internamente com laminação cruzada *swaley*. Estas estruturas estão ligadas a feições de erosão e preenchimento do substrato por dunas influenciadas por fluxo combinado e relacionadas a fase de declínio de energia em eventos de tempestades. Traços fósseis relacionados ao icnogênero *Paleophycus* foram identificados.

- Arenito Fino a Muito Fino com Laminação Cruzada *Hummocky* (Sh): Apresenta-se como corpos lenticulares estruturados com laminação cruzada *hummocky*, relacionada à migração de dunas sob fluxo combinado relacionado á eventos de

tempestade em plataformas marinhas. O conteúdo fossilífero desta litofácies se assemelha ao da anterior.

O predomínio de litofácies argilosas com intercalações de lentes de arenitos geradas por pela atuação de fluxo combinado sugerem que a deposição dos sedimentos estava relacionada ao subambiente de *offshore* inseridos em uma plataforma marinha com lâmina d'água rasa e influenciada por eventos de tempestades.

Os 27 níveis estratigráficos amostrados apresentaram um resultado palinológico satisfatório. Os grupos mais representativos recuperados foram os acritarcos, seguidos pelos quitinozoários. Subordinadamente, ocorrem escolecodontes e miósporos. Com relação aos quitinozoários, objeto de estudo deste trabalho, foi possível identifica-los em nível genérico e específico. A classificação sistemática permitiu o reconhecimento de 41 espécies, sendo 18 delas deixada em nomenclatura aberta.

Dentre os 41 táxons reconhecidos, 20 diferem dos encontrados por Grahn & Melo (2003), único estudo com base em quitinozoários no mesmo afloramento. Entre as formas mais diversas, destacam-se os gêneros *Angochitina* e *Ancyrochitina*.

Os organismos recuperados permitiram o reconhecimento de uma paleofauna retrabalhada de idade Ludfordiana e Pridoliana. Espécies como *Conochitina gordonensis*, *Eisenackitina granulata*, *Plectochitina carminae*, *Pterochitina perivelata*, são exemplos de faunas Ludfordianas, enquanto que *Ramochitina bjornsundquisti*, *Vinnalochitina corinnae* e *Fungochitina kosovenensis* são restritas ao Pridoliano.

A ocorrência de *Angochitina filosa*, *Cingulochitina ervensis*, *Lagenochitina navicula* e *Pterochitina megavelata* permitiu o reconhecimento de uma assembleia, nomeada de Assembleia 1 e que atribui o posicionamento cronoestratigráfico à seção. Representa a Formação Manacapuru Superior, de idade Lochkoviano Inferior e está relacionada às Assembléias C de Grahn & Melo (2003), 7 de Grahn (2005) e VII de Azevedo-Soares (2009).

Apesar de não ter sido observado um controle faciológico sobre a ocorrência e distribuição do quitinozoários ao longo do perfil, é possível que o intenso retrabalhamento observado na seção se deva aos constantes eventos de tempestade evidenciados pelos ciclos de raseamento ascendente e outras estruturas observadas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F. F. M. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia, n. 241, 36 p, 1967.
- ALMEIDA, F. F. M., BRITO-NEVES, B. B., CARNEIRO, C. D. R. The origin and evolution of the South American Plataform. Earth-Science Reviews, v.50(1-2), p. 77-111, 2000.
- ANP, Agência Nacional de Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis. Bacia do Amazonas, Sumário Geológico e Setores em Oferta. Décima terceira rodada de licitações, 2015.
- AZEVEDO-SOARES, H. L. C. Chitinozoans of the Pitinga Formation (Trombetas Group, Amazonas Basin, Northern Brazil): preliminary results. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, v.246, n.3, p. 257-265, 2007.
- AZEVEDO-SOARES, H. L. C. The Trombetas Group chitinozoans of the Amazon Basin, Northern Brazil. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, v.253, n.1, p.133-143, 2009.
- ARMSTRONG, H. & BRASIER, M. Microfossils. Blackwell Publishing. 2 ed. 296 p., 2005
- ARNOT, M. J., GOOD, T. R., LEWIS, J. J. M. Photogeological and image-analysis techniques for collection of large-scale outcrop data. Journal of Sedimentary Research, v.67, n.5, p.984-987, 1997.
- CAPUTO, M.V. Stratigraphy, Tectonics, Paleoclimatology and Paleogeography of Northern Basins of Brazil. Tese de Doutorado, Universidade da Califórnia, Santa Barbara, 586f, 1984.
- CAPUTO, M. V., RODRIGUES, R., VASCONCELOS, D. N. N. Litoestratigrafia da Bacia do Amazonas. Relatório Interno da Petrobras, Belém, 92p, 1971.
- CARDOSO, T.R.M. & RODRIGUES, M.A.C. Acrítarcos e Prasinófitas do Siluriano da Bacia do Amazonas: um Poderoso Auxílio na Calibração Bioestratigráfica do Grupo Trombetas. Anuário do Instituto de Geociências – UFRJ, v.28, n.1, p.131-142, 2005.
- CAROZZI, A. V., PAMPLONA, H. R. P., DE CASTRO, J. C. & CONTREIRAS, C.J. A. Ambientes deposicionais e evolução tecto-sedimentar da seção clástica Paleozoica da Bacia do Médio Amazonas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 27, Aracaju, Anais, 1973.
- CLARKE, J.M. A fauna siluriana superior do Rio Trombetas. Archivos do Museu Nacional, v. 10, p. 1-48. In: GRAHN, Y. 1992a. Revision of Silurian and Devonian strata of Brazil. Palynology, v.16, p.35–61, 1999.
- COSTA, N.M.M. Quitinozoários Silurianos do Igarapé da Rainha, Estado do Pará. Resumo das Comunicações, XXIII Congresso Brasileiro de Geologia, Núcleo Bahia. Boletim. Salvador: p. 1-58, 1969.

- COSTA, N.M.M. Quitinozoários brasileiros e sua importância estratigráfica. Anais da Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro, vol 42 (2): 207-218, 1971.
- COSTA, N.M.M. Quitinozoários da Cachoeira do Vira-Mundo, estado do Pará. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, 1972.
- CORDANI, U.G., NEVES, B.B.B., FUCK, R.A., PORTO, R., THOMAZ FILHO, A., CUNHA, F.M.B. Estudo preliminar de integração do pré-cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. Rio de Janeiro: PETROBRAS, (Ciência Técnica Petróleo. Seção: Exploração de Petróleo, n.15) 70p, 1984.
- CRAMER, F. Microplankton from three Paleozoic formations in the Province of Leon (NW Spain). Leidse Geologische Mededeelingen, v.30, p.255–361, 1964.
- CRUZ, N.M.C. Quitinozoários da Bacia do Solimões, Brasil. Programa de Estudos de Quitinozoários do Paleozóico. CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 72p, 1987.
- CUNHA, P.R.C. Análise estratigráfica dos sedimentos eo-mesodevonianos da porção ocidental da Bacia do Amazonas sob a ótica da estratigrafia de sequências no interior cratônico. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 263p, 2000.
- CUNHA, P.R., MELO, J.H.G. & SILVA, O.B. Bacia do Amazonas. Boletim de Geociências da Petrobrás, Rio de Janeiro, v. 15, n.2, p. 227-251, 2007.
- DAEMON, R. F. & CONTREIRAS, C. J. A. Zoneamento Palinológico da Bacia do Amazonas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 26, São Paulo, Anais, v. 3, p. 79-92, 1971.
- DERBY, O.A. Contribuições para a geologia da região do baixo Amazonas. Archivos do Museu Nacional. Rio de Janeiro, v.2, p. 77-104, 1878. In: CAPUTO, M.V. Stratigraphy, Tectonics, Paleoclimatology and Paleogeography of Northern Basins of Brazil. Tese de Doutorado, Universidade da Califórnia, Santa Barbara, 586f, 1984
- EISENACK, A. Neue Mikrofossilien des baltischen Silurs 1. Paläontologische Zeitschrift, v.13, p.74–118, 1931.
- FREYDANCK, H. G. Geology of the Rios Uatumã and Abacate. Internal report. Petrobras/Sraz, 1958. In: GRAHN, Y. & MELO, J. H. G. Silurian-Devonian chitinozoan biostratigraphy along the Urubu, Uatumã and Abacate rivers in the western part of the Amazonas Basin, northern Brazil. Bulletin of Geosciences, v.78, n.4, p.373–391. 2003.
- GONÇALVES, M.A. SOARES, J.L. SANTOS, H.P. & NOGUEIRA, A.C.R. Traços fósseis dos depósitos marinhos rasos da Formação Pitinga, Siluriano Superior da Bacia do Amazonas, Rio Tapajós, PA, Brasil. Revista Brasileira de Paleontologia, v.20, n.2, p.179-194, 2017.
- GRAHN, Y. Revision of Silurian and Devonian strata of Brazil. Palynology, v.16, p.35–61, 1992a.

- GRAHN, Y. Ordovician Chitinozoa and stratigraphy of Brazil. *Geobios*, v.25, n.6, p. 703-723, 1992b.
- GRAHN, Y., PEREIRA, E. & BERGAMASCHI, S. Silurian and lower Devonian chitinozoan biostratigraphy of the Paraná Basin in Brazil and Paraguay. *Palynology*, v. 24, p.147-176, 2000.
- GRAHN, Y. Silurian and Lower Devonian Chitinozoa and biostratigraphy from the Trombetas Group in the Amazonas Basin, northern Brazil. *Bulletin of Geosciences*, v. 80, n.4, p.245–276, 2005.
- GRAHN, Y., MELO, J. H. G. Silurian-Devonian chitinozoan biostratigraphy along the Urubu, Uatumã and Abacate rivers in the western part of the Amazonas Basin, northern Brazil. *Bulletin of Geosciences*, v.78, n.4, p.373–391, 2003.
- GRAHN Y., PARIS F. Age and correlation of the Trombetas Group, Amazonas Basin, Brazil. *Revue de Micropaléontologie*, v.35, p.20–32, 1992.
- JANVIER. P., MELO, J.H.G. Acanthodian fish remains from the Upper Silurian or Lower Devonian of the Amazon Basin, Brazil. *Palaeontology*, v. 31, n. 3, p. 771-777, 1988.
- JANVIER, P., MELO, J.H.G. New acanthodian and chondrichthyan remains from the Lower and Middle Devonian of Brazil. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, v. 4, p.193-206, 1992.
- KREMER G. Rio Urubu and Rio Uatumã geological progress report. Internal report. Petrobras/Sraz, 1956. In: GRAHN, Y. & MELO, J. H. G. Silurian-Devonian chitinozoan biostratigraphy along the Urubu, Uatumã and Abacate rivers in the western part of the Amazonas Basin, northern Brazil. *Bulletin of Geosciences*, v.78, n.4, p.373–391. 2003.
- LANGE, F. W. Subdivisão bioestratigráfica e revisão da coluna Siluro-Devoniana da Bacia do Baixo Amazonas. Atas do Simpósio sobre a Biota Amazônica. Rio de Janeiro, v. 1, p. 215-326, 1967.
- LAUFELD, S. Silurian Chitinozoa from Gotland. *Fossils and Strata*, v.5, p.1:130, 1974.
- MATSUDA, N. S., WINTER, W. R., WANDERLEY FILHO, J. R., CACELA, A. S. M. O Paleozoico da borda sul da Bacia do Amazonas, Rio Tapajós – Estado do Pará. *Boletim Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 18, n. 1, p. 123-152. 2010.
- MIALL, A. D. Architectural element analysis - a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Science Review*, v.22, n.4, p.105-118, 1985.
- MELO, J.H.G., LOBOZIAK, S. Devonian-Early Carboniferous miospore biostratigraphy of the Amazon Basin, northern Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology*, v.124, p.131–202, 2003.
- NEVES, C.A.O., CAMPOS, J.N.P., ARANA, J., TEIXEIRA, L.B., RODRIGUES, R., TRIGUIS, J.A. Integração geológica e exploratória da Bacia do Amazonas. Relatório interno da Petrobrás. Manaus, 1989.

- NOGUEIRA, A.C.R., TRUCKENBRODT, W., SOARES, E.A.A. O icnogênero *Arthropycus* de depósitos sublitorâneos da Formação Nhamundá (Siluriano inferior) da bacia do Amazonas, região de Presidente Figueiredo. *Revista Brasileira de Geociências*, v.29, n.2, p.135-140, 1999.
- PARIS, F. Les chitinozoaires dans le Paleozoïque du sud-ouest de l'Europe: cadre géologique, étude systématique, biostratigraphie. *Memoires de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne*, v.26, p.1-412, 1981.
- PARIS F., GRAHN Y., NESTOR, V., LAKOVA, I. Proposal for a revised chitinozoan classification. *Journal of Paleontology*, v.73, p.549–570, 1999.
- PEREIRA, E., CARNEIRO C. D.R, BERGAMASCHI S, ALMEIDA, F. F. M. Evolução das sinéclises paleozoicas: Províncias Solimões, Amazonas, Parnaíba e Paraná. In: HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; ALMEIDA, F.F.M. & BARTORELLI, A. (Org.). *Geologia do Brasil*. São Paulo, v.1, 1 ed, p. 374-394, 2012.
- QUADROS, L.P. Natureza do contato entre as Formações Trombetas e Maecuru (Bacia do Amazonas). Coletânea de trabalhos paleontológicos. Seção de Paleontologia e Estratigrafia. *Anais do 8 Congresso Brasileiro de Paleontologia*. Rio de Janeiro, v.2, p.435-441, 1985a. In: GRAHN, Y. *Revision of Silurian and Devonian strata of Brazil*. *Palynology*, v.16, p.35–61, 1992a.
- QUADROS L.P. Distribuição bioestratigráfica dos Chitinozoa e Acritarcha na bacia do Amazonas. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 178f, 1985b. In: GRAHN, Y. *Revision of Silurian and Devonian strata of Brazil*. *Palynology*, v.16, p.35–61, 1992a.
- REIS, N.J. Bacias Sedimentares Fanerozóicas. In: REIS, N.J., ALMEIDA M.E., RIKER, S.L. & FERREIRA, A.L (Org.) *Geologia e recursos minerais do Estado do Amazonas*. CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Manaus, p. 23-34, 2006.
- SANTOS, J.O.S., HARTMANN, L.A., FARIA, M.S.G., RIKER, S.R.L., SOUZA, M.M., ALMEIDA, M.E., MCNAUGHTON, N.J. A Compartimentação do Cráton Amazonas em Províncias: Avanços ocorridos no período 2000-2006. *Simpósio de Geologia da Amazônia*. Belém, v. 9, 2006.
- SANTOS, J.O.S., HARTMANN, L.A., GAUDETTE, H.E., GROVES, D.I., MCNAUGHTON, N.J., FLETCHER, I.R. A new understanding of the Provinces of the Amazon Cráton based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd Geochronology. *Gondwana Research*, v.3, n.4, p.453 – 488, 2000.
- SOARES, E. A. A. Depósitos pleistocenos da região de confluência dos rios Negro e Solimões, porção oeste da Bacia do Amazonas. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, 189f, 2007.
- SOARES, E. A. A., TATUMI, S. H., RICCOMINI, C. OSL age determinations of Pleistocene fluvial deposits in central Amazonia. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v.82, n.3, p.691-699, 2010.

- SOUZA, V. S., NOGUEIRA, A.C.R. Seção geológica Manaus – Presidente Figueiredo (AM), borda norte da Bacia do Amazonas: um guia para excursão de campo. *Revista Brasileira de Geociências*, v.39, n.1, p.16-29, 2009.
- STEEMANS, P., RUBINSTEIN, C, MELO, J.H.G. Siluro-Devonian miospore biostratigraphy of the Urubu River area, western Amazon Basin, northern Brazil. *Geobios*, v.41, n.2, p. 263-282, 2008.
- SWAN, A. G. Geology of the Paleozoics on Urubu River. Internal report. Petrobras/Sraz, 1957. In: GRAHN, Y., MELO, J. H. G. Silurian-Devonian chitinozoan biostratigraphy along the Urubu, Uatumã and Abacate rivers in the western part of the Amazonas Basin, northern Brazil. *Bulletin of Geosciences*, v.78, n.4, p.373–391, 2003.
- TASSINARI, C.C.G., Macambira, M.J.B. Geochronological Provinces of the Amazonian Cráton. *Episodes*, v.22, n.3, p.174-182, 1999.
- TASSINARI, C.C.G., MACAMBIRA, M.J.B. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A., CARNEIRO, C.D.R. & BRITO NEVES, B.B. (Eds.), *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, p.471-485, 2004.
- TEIXEIRA, L.B. Evidência geofísica de rifts precursores nas bacias paleozóicas do Amazonas, Paraná, Parecis, Parnaíba, Solimões e Alto Tapajós. In: MELO, J.H.G. & TERRA, G.J.S. *Correlações de Seqüências Paleozóicas Sul-Americanas. Ciência Técnica Petróleo*, v.20, 2001.
- TOMASSI, H.Z., ALMEIDA, C.M., FERREIRA, B.C., BRITO, M.B., BARBERI, M., RODRIGUES, G.C., TEIXEIRA, S.P., CAPUZZO, J.P., GAMA-JÚNIOR, J.M., SANTOS, M.G.K.G. Preliminary results of paleontological salvage at Belo Monte Powerplant construction. *Brazilian Journal of Biology*, v. 75, n.3, p.277-289, 2015.
- WALKER, R. G. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: WALKER, R.G & JAMES, N. P (Org.). *Facies Models – Response to sea Level Change*. Geological Association of Canada, p. 1-1, 1992.
- WANDERLEY-FILHO, J.R., MELO, J.H.G., FONSECA, V.M.M., MACHADO, D.M.C. Bacias sedimentares brasileiras: bacia do Amazonas. *Phoenix*, v.7, n. 82, p. 1-6, 2005.
- WIZEVIC, M.C. Photomosaics of outcrops: useful photographic techniques. In: Miall, A. D. & Tyler, N. (eds.). *The three-dimensional facies architectural of terrigenous clastic sediments and its implication for hydrocarbon discovery and recovery*. Tulsa, SEMP (Concepts in sedimentology and Paleontology, 3). p. 22-24, 1991.
- WOOD, G. D., GABRIEL, A. M., LAWSON, J. C. *Palynological techniques-processing and microscopy*. In: JANSONIUS, J. & MCGREGOR, D. C (Org.). *Palynology: principles and applications*. Dallas: American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, v.1, p. 29-50, 1996.