



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E
GEOQUÍMICA**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 576

**PALEOAMBIENTE E EVOLUÇÃO DOS
ESTROMATÓLITOS GIGANTES DA CAPA
CARBONÁTICA MARINOANA DO
CRÁTON AMAZÔNICO, TANGARÁ DA SERRA-MT**

Dissertação apresentada por:

RENAN FERNANDES DOS SANTOS

Orientador: Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira (UFPA)

**BELÉM - PARÁ
2020**

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP) de acordo com ISBD Sistema de Bibliotecas da Universidade Federal do Pará

Gerada automaticamente pelo módulo Ficat, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

S237p Santos, Renan Fernandes dos

Paleoambiente e evolução dos estromatólitos gigantes da capa carbonática marinoana do Cráton Amazônico, Tangará da Serra- MT / Renan Fernandes dos Santos. — 2020.

xiv, 34 f.: il. color.

Orientador(a): Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira
Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2020.

1. Geologia estratigráfica. 2. Estromatólito Gigante. 3. Capa Carbonática. 4. Marinoana (635Ma). 5. Ediacarano. I. Título.

CDD 560.17



Universidade Federal do Pará

Instituto de Geociências

Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**PALEOAMBIENTE E EVOLUÇÃO DOS
ESTROMATÓLITOS GIGANTES DA CAPA
CARBONÁTICA MARINOANA DO
CRÁTON AMAZÔNICO, TANGARÁ DA SERRA-MT**

DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR:

RENAN FERNANDES DOS SANTOS

Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de Geologia, Linha de Pesquisa de Análise de Bacias Sedimentares.

Data da aprovação: 10/03/2020

Banca Examinadora:

**Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira
(Orientador – UFPA)**

**Prof. Dr. Werner Truckenbrodt
(Membro - UFPA)**

**Prof. Dr. Lucas Warren
(Membro - UNESP)**

Dedico este trabalho, aos meus pais, Arlindo Fernandes e Renata Nunes, e a minha avó, Maria Conceição (Rainha) e ao meu avô, Pedro Waldivino.

AGRADECIMENTOS

A Universidade Federal do Pará (UFPA) e ao programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG), do Instituto de Geociências pela infraestrutura e apoio financeiro. A coordenação de Aperfeiçoamento Pessoal de Nível Superior (CAPES, código de financiamento 001) pela concessão da bolsa de mestrado.

A Mina Calcário Tangará, na pessoa do Sávio Cardoso, por todo o apoio logístico, fundamentais para a campanha de campo e por ceder os testemunhos de sondagens JOR e JBN.

Ao meu querido orientador, Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira, pela oportunidade, confiança, paciência e por todo incentivo, discussões e questionamento que foram fundamentais para elaboração dessa pesquisa, agradeço por sua amizade, por me receber tão bem em Belém-PA. Muito obrigado por tudo.

Ao laboratório de Microanálises do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará, nas pessoas do Prof. Dr. Claudio Nery Lamarão, Msc. Gisele Tavares Marques, e a Ana Paula Corrêa pela disposição, gentileza e auxílio na obtenção das imagens no Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV).

Ao laboratório de catodoluminescência do PPGG-UFPA, na pessoa do Dr. Hudson Santos pela disponibilidade e auxílio na interpretação das imagens de catodoluminescência. Agradeço muito a Joelma Lobato e Bruno Veras, do laboratório de laminação do Instituto de Geociências, pela confecção das lâminas delgadas e polidas e por serem sempre tão maravilhosos.

Ao Dr. Guilherme Raffaeli Romero, pela amizade, discussões científicas e por todas as revisões, questionamento e apontamentos que foram essenciais para o desenvolvimento deste trabalho, muito obrigado por tudo.

Aos professores Dr. Joelson Soares e Dr. José Bandeira, muito obrigado pela amizade, por todo o conhecimento transmitido, por serem sempre solícitos quando os procurava, por todas as sugestões, críticas, apontamentos, que foram fundamentais para o aperfeiçoamento desta dissertação.

A Fabiele Spode, pela revisão do inglês, gratidão pelas dicas e sugestões.

Ao Msc. Edvaldo de Oliveira, pelo auxílio na segunda etapa de campo, por realizar o sobrevoo de drone e disponibilizar as imagens, muito obrigado.

A Amanda Suany, pela amizade, companheirismo e por todas os infinitos auxílios com *Softwares* e formatação.

A todos os colegas do Grupo de Análise de Bacias Sedimentares da Amazônia, principalmente aos: Dr. Luiz Andrade, Dr. Hudson Santos, Dr. Pedro Augusto, Dr. Ana Andressa, Msc. Alexandre Ribeiro, aos Mestrandos e Doutorandos Lucas Cunha, Raphael Araújo, Renato Sol, Davi de Carvalho, Argel Sodré, Isabelle Barros, Walmir Lima, Ivan Romero, Adriana Medina e Sebastian Neita, Gilberto Carneiro, pela amizade, sugestões e troca de conhecimentos durante esse mestrado.

Às secretárias Cleida Feitas e Joanicy Lopes, pela gentileza, atenção e simpatia.

Ao meu querido amigo, Bruno Scudeiro, pela amizade, por todas as conversas e conselhos desde 2013.

A minha irmã, que a vida me presenteou, Bettina Bozi, gratidão por todo o companheirismo e por ser luz na minha vida.

Aos meus queridos amigos que fizeram essa vivência em Belém do Pará, mais leve e maravilhosa, Sergio Patrick, Bettina Bozi, Claudia Arraes, Nayan César, João Paulo, Isabelle Barros e Luiz Felipe (Galera do Braquiópodes), a Renata Veras, Amanda Suany, Bruna Nogueira, Vanisse Rodrigues, Fabio Pereira, Mozaniel Clementino, (Galera da geocrono), Sebastian Neita, Adriana Medina, David Porras, Ivan Romero (Os colômbias), Hugo Paiva, Allan Lima, Thiago Souza, Bianca Jefres, Allan Albuquerque, por todos os bons momentos de descontração, conversas, cafés intermináveis e bons drinks.

Aos meus pais, Renata Nunes e Arlindo Fernandes, por seus esforços na minha criação e educação, por todo apoio e amor em mim depositado. Muito obrigado por tudo.

Enfim, a todos as pessoas que direta ou indiretamente, contribuíram de alguma forma para a realização deste estudo.

RESUMO

Estromatólitos dômicos gigantes, associados a estruturas tubulares, são registrados pela primeira vez na sequência de capa carbonática Puga, no sudeste do Cráton Amazônico, região de Tangará da Serra, Brasil. Os *mounds* gigantes bem preservados com cúpulas dômicas individualizadas, com expressivo relevo sinóptico, métrico a decamétrico atingem cerca de 12 m de diâmetro e até 10 m de altura, formando um biostroma lateralmente contínuo por aproximadamente 200 m. Este trabalho teve como objetivo descrever e atestar sua biogenicidade a ocorrência de estromatólitos gigantes na sequência de capa Carbonática Puga, levando em consideração seus aspectos macro, meso e microscópicos e determinar a relação estratigráfica das fácies: biogênicas, formada por processos de organomineralização, sejam eles bioinduzidos ou bioinfluenciados com as demais fácies inorgânicas, originadas por precipitação e/ou processos sedimentares (mecânicos) e por fim propor um modelo evolutivo para os *giant stromatolites* com as demais fácies, fornecendo novas inferências para a hidrodinâmica do mar epicontinental, do SE do cráton amazônico. O começo do Ediacarano é marcado por mares epicontinentais, rasos e estratificados, formados por águas hipersalinas e densas, contrastando com as águas de degelo, leves e ricas em nutrientes. A origem dos estromatólitos gigantes é produto de uma soma de fatores paleoambientais anômalos, ocorridos após a glaciação Marinoana (635Ma). O substrato de diamicton foi colonizado por comunidades microbianas extremófilas, halófilas, em águas hipersalinas com pouca ou nenhuma influência direta de processos hidrodinâmicos, formando estromatólitos estratiformes com cimento de pseudomorfo de gipsita. Com o avanço das condições de *greenhouse*, ocorre uma contínua geração do espaço de acomodação, ocasionada pela elevação do nível do mar, influenciada pela transgressão sin-deglacial e pelo ajuste glacioisotático (GIA) que ocasionou soerguimento da zona costeira e a mistura das águas. A mistura das águas foi essencial para os desenvolvimentos das esteiras microbianas, pois a água de degelo, rica em nutrientes, produto do intenso intemperismo pós-glacial condicionando um aumento da alcalinidade e de elementos essenciais para a proliferação de comunidades microbianas. As comunidades microbianas desenvolveram-se inicialmente em equilíbrio com a constante migração da zona fótica, ocasionada pelo gradual aumento do nível do mar. Com o fim da influência do GIA o espaço de acomodação passa a ser controlado apenas pela transgressão pós-glacial, acarretando uma maior influência nos processos hidrodinâmicos, registrado no expressivo relevo sinóptico. A soma destas condições teria propiciado o desenvolvimento de comunidades microbianas que viriam a se tornar *mounds* estromatolíticos gigantes, com relevo sinóptico métrico a decamétrico. O constante

aumento de energia, acarretaria o retrabalhamentos das esteiras microbianas, gerando macropeloides. O registro demonstra uma alternância de lâminas de macropeloides e estromatolíticas, o que sugere que em momentos de estabilização, havia uma tentativa de colonização das comunidades microbianas. O declínio dos estromatólitos gigantes, no sudeste do Cráton Amazônico, estaria relacionado ao auge das condições de *greenhouse*, com um aumento da influência da transgressão pós-glacial que condicionaria uma entrada maciça de siliciclásticos, promovendo o soterramento das comunidades microbianas e o súbito aumento do nível do mar. Assim, os estratos estromatolíticos foram sucedidos por uma fábrica calcária, induzidas principalmente por processos inorgânicos, em um mar saturado em CaCO_3 .

Palavras-chave: Estromatólito Gigante. Ediacarano. Terra de Bola de Neve. Glaciação Marinoana. Capa Carbonática Puga.

ABSTRACT

Giant domical stromatolites, associated with tubestone structures, are recorded here for the first time the sequence of the Puga cap carbonate the southeast of the Amazonian Craton region of Tangará da Serra, Brazil. The well-preserved giant mounds reach 12 m in diameter and up to 10 m in height, forming a 200 m laterally continuous biostrom, with individualized domes, which display an expressive synoptic, metric to decametric relief. This work aimed to describe and interpret the first occurrence of giant stromatolites and attest to their biogenicity, considering their macro, meso and microscopic aspects. It also determined the stratigraphic biogenic facies relationship, formed by organomineralization processes, whether bioinduced or bioinfluenced together with the other inorganic facies, originated by precipitation and/or sedimentary (mechanical) processes of the Puga carbonate sequence and finally, proposed an evolutionary model for giant stromatolites with the other facies, providing new inferences for the hydrodynamics of the epicontinental sea, of the SE of the Amazonian craton, with paleoenvironmental and bioevolutionary implications for the beginning of Ediacaran. The beginning of Ediacaran marked by epicontinental, shallow and stratified seas, formed by dense and hypersaline waters, contrasting with the melting waters, light and rich in nutrients. The origin of the giant stromatolites is the product of a sum of anomalous paleoenvironmental and biotic factors, which occurred after the Marinoana glaciation (635Ma). The diamicton substrate was colonized by extremophiles, halophilic microbial communities in hypersaline waters with little or no direct influence of hydrodynamic processes, forming stratiform stromatolites with gypsum pseudomorph cement. With the advancement of greenhouse conditions, there was a continuous generation of accommodation space, caused by rising sea levels, influenced by syn-deglacial transgression and by the glacio-isostatic adjustment (GIA) that caused the uplift of the coastal zone and the mixing of the waters. The mixture of the waters that occurred at the end of the glaciation was essential for the development of microbial mats, since the cool water was, rich in nutrients. The microbial communities developed initially in balance with the constant migration of the photic zone, caused by the gradual rise in sea level, with the end of the GIA's influence. The accommodation space is controlled only by post-glacial transgression, resulting in a more significant impact on hydrodynamic processes, registered in the expressive synoptic relief. The sum of these conditions would have propitiated the development of microbial communities that would become giant stromatolitic mounds, with metric to decametric synoptic relief. The constant increase in energy would result in the reworking of microbial mats, generating macropeloids, agglomerates of micropeloids. The record demon-

strates an alternation of macropeloids and micropeloids blades, which suggests that in times of stabilization, there was an attempt to colonize microbial communities, that were reworked continuously by the wave. The decline of giant stromatolites, in the southern of the Amazonian craton, would be related to the height of greenhouse conditions, with an sudden increase in the influence of post-glacial transgression, which would condition a massive siliciclastic entry, promoting the burial of microbial communities. Thus, the stromatolitic strata were succeeded by a limestone factory, induced mainly by inorganic processes, in a sea saturated with CaCO_3 . Giant stromatolites are considered here as an essential record for understanding post-glacial conditions, from the beginning of Ediacaran.

Keywords: Giant Stromatolite. Ediacaran. Snowball Earth. Marinoan. Puga Cap Carbonate.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1.1- Comparação litoestratigráfica das sequências de capas carbonática, Esturtiana (710Ma) e Marinoana (635Ma) TST=Trato de Sistema transgressivo; HST=Trato de Sistema de Mar Alto e MF=Superfície de Inundação Máxima. Extraído de Hoffman *et al.* (2017).
..... 1
- Figura 1.2- Ocorrência dos Estromatólitos, desde o arqueano, com maior abundância no Proterozoica. Modificado de Fairchild & Sanchez 2015.
..... 2
- Figura 1.3- Localização das ocorrências da sequência de capa carbonática Puga, no sudeste do Cráton Amazônico, em destaque a área de estudo, na mina Calcário Tangará, na região de Tangará da Serra
..... 4
- Figura 2.1- Localização e mapa geológico simplificado do sudeste do Cráton Amazônico. Mostrando o contexto da bacia intracratônica, Araras Paraguai, a norte da faixa de dobramentos Paraguai e Sudeste do Cráton Amazônico. Destaque paras as ocorrências de capa carbonática. Extraído de Nogueira *et al.* (2019)
..... 7
- Figura 2.2- Litoestratigráfica da margem sul do Cráton Amazônico e Faixa Paraguai, em destaque o limite Criogeniano/Ediacarano. Extraído de Nogueira *et al.* (2019)
..... 9
- Figure 3.1- A) Geological map of the southwestern Amazon Craton. Indicating the Araras-Paraguai Basin, Paraguai Belt and the occurrences of Puga Cap carbonate with giant stromatolites (star). B) Neoproterozoic cap carbonate measured sections with an indication of giant stromatolites (*) overlaid by megaripple bedded dolostone and cap cementstone limestone. The ^{13}C and Sr/Sr curves were obtained from Nogueira *et al.* 2003, 2007, 2019, Font *et al.* 2006, Soares *et al.* 2013. C) Lithostratigraphy, chemostratigraphy (^{13}C and Sr/Sr curves) and paleobathymetry of the Neoproterozoic-Cambrian deposits (cf. Nogueira & Riccomini, 2006 and Nogueira *et al.* 2019)
..... 12
- Figure 3.2- The giant biostrome of PCC. A) large-scale pseudo-columnar mound; scale= 1,86 m. B) and C) drone flyover image outlined the elliptical pattern of the mounds (scale = 1.86 m). D) Tubestone in the axial zone of the domes showed in detail in E).
..... 15

- Figure 3.3- The PCC stromatolite microstructures. A) Dolomicritic peloids clustered in microclots. B) Coalescent grumose peloids with dendritic to dense patterns similar to shrubs. C) Dolomitized gypsum pseudomorph filling interpeloidal porosity D) Bladed crystal displaying isolated swallowtail twinned gypsum pseudomorph. E) Dense dark laminae (opaque) alternating with irregular fenestral porosity filled with calcite. G) Macropeloids intercalation with stromatolitic laminations. 16
- Figure 3.4- A model for the PCC Giant Stromatolites growth. T=Time A) T1. The syn-deglacial transgression with diamicton substrate colonized by extremophiles without the influence of hydrodynamic processes, forming stratiform stromatolites with gypsum pseudomorph cement. B) T2. Increased accommodation space and water mixing as a result of GIA with marine transgression allowing abundant growth of the microbial communities in giant biostromes. C) T3. The end of GIA conditions is marked by the advancement of post-glacial transgression and hydrodynamic processes start to act more effectively, with wave action and currents reworking the microbial mats D) T4. The end of the stromatolites from PCC is caused by the massive influx of siliciclastics generating intense turbidity and burial of the communities, with a subsequent change of the carbonate factory. 19
- Figure 3.5- Complete set of core and outcrop based sedimentary logs of the Puga Cap Carbonate Sequence in the Calcário Tangará quarry, in Tangará da Serra region, showing the interpreted lateral relationship and distribution of the facies associations in the relation to Giant Stromatolite. The positions of the recorded sections are shown in the facies map on the left. 22
- Figure 3.6- Photograph of the drill core JOR (open pit in Bananal quarry) with the contact between glaciogenic diamictites Puga and cap dolostone - arrow (Mirassol d'Oeste Formation). 24
- Figure 3.7- Photograph of the drill core JOR (open pit in Ornamental quarry) showing the contact between glaciogenic diamictites Puga and cap dolostone (Mirassol d'Oeste Formation). 25
- Figure 3.8- A) Photomosaic of the main exposure of giant stromatolite in PCC, forming a laterally continuous biostrome for 200 meters, B) photointerpretation of C). Photomosaic of the upper part of the main exposure of the giant stromatolite of PCC in contact with the marls and limestone layer. D) photointerpretation of C). 26

Figure 3.9- Photomicrograph mosaic showing detail of the locations of previous images
 Figure 3.3f exhibits in the manuscript. A) Under Polarized light. B) Doubly polarized
 and C) and D) Cathodoluminescence image in different scales with presence of
 enhanced terrigenous (arrows)
27

Table 3.1- Summary of depositional facies and microfacies, structures and processes of the
 sequence Puga Cap carbonate (PCC).

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA		iv
AGRADECIMENTOS		v
RESUMO		vii
ABSTRACT		ix
LISTA DE ILUSTRAÇÕES		xi
1	INTRODUÇÃO	1
1.1	APRESENTAÇÃO	1
1.2	ÁREA DE ESTUDO	3
1.3	OBJETIVOS	4
1.4	MATERIAIS E METÓDOS	4
2	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	6
2.1	CONTEXTO GEOLOGICO	6
2.1.1	Grupo Araras	6
3	RESULTADOS	10
3.1	LIFE IN THE AFTERMATH MARINOAN GLACIATION: THE GIANT STROMATOLITES SAGA IN THE PUGA CAP CARBONATE, SOUTHERN AMAZON CRATON- BRAZIL	10
3.2	INTRODUCTION	10
3.3	GEOLOGIC SETTING	11
3.4	MATERIALS AND METHODS	13
3.5	RESULTS	13
3.5.1	Stratigraphy and Sedimentology	13
3.5.2	Giant Stromatolites from PCC	14
3.6	DISCUSSION	17
3.6.1	Biogenicity	17
3.6.2	Flourishment and Growing of Microbial Communities	17
3.7	CONCLUSION	20
3.8	MATERIAL SUPPLEMENTARY	22
4	CONCLUSÕES	28
	REFERÊNCIAS	30

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

O Neoproterozoico (~1000-542Ma) foi uma Era de intensas mudanças paleogeográficas e paleoclimáticas que interferiram de maneira crucial na evolução da vida. Condições de temperaturas extremas caracterizam o fim do pré-cambriano, registrando glaciações globais do tipo *Snowball Earth*, atingindo as baixas paleolatitudes, sendo encerradas por um brusco aquecimento, condicionado por efeito estufa, passando de condições *Icehouse* para de *greenhouse* (Hoffman *et al.* 1998, 2017). De acordo com Fairchild & Kennedy (2007) são conhecidos dois episódios de glaciações durante o Neoproterozoico em escala global, Esturtiana (710Ma) e Marinoana (635 Ma) (Fig1). Segundo Corsetti & Lorentz (2006) o Criogeniano é um período importante para o entendimento da teoria do Snowball Earth, pois ocorrem duas glaciações em escala global (Esturtiana em 710 Ma e Marinoana em 635 Ma). As sequências de capas carbonáticas são importantes registros das intensas mudanças climáticas, ligadas a um rápido aquecimento e tem distribuição em âmbito global, estando depositadas sobre diamictitos glaciais, sem indícios de retrabalhamentos ou hiatos deposicionais, (Fig.1.1), (Hoffman *et al.* 1998, Hoffman & Scharg 2002) Ocorrem como camadas contínuas, constituídas predominantemente por dolomitos e calcários finos, são caracterizadas por suas estruturas anômalas como tubstones associados a estromatólitos, megaripples, leques de cristais de aragonita, além das excursões negativas de $\delta^{13}C$ (Hoffman *et al.* 2017).

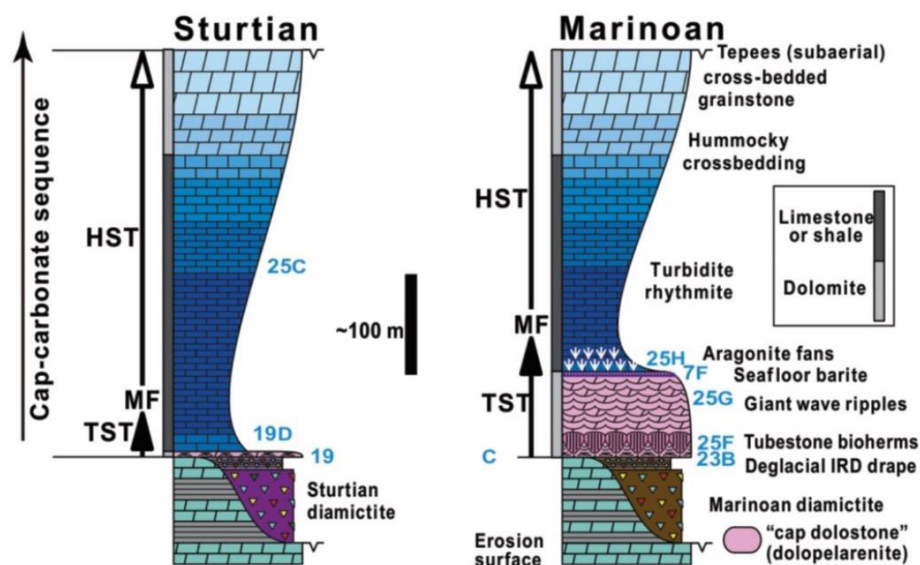


Figura 1.1- Comparação litoestratigráfica das sequências de capas carbonáticas, Esturtiana (710Ma) e Marinoana (635Ma) TST=Trato de Sistema transgressivo; HST=Trato de Sistema de Mar Alto e MF=Superfície de Inundação Máxima. Extraído de Hoffman *et al.* (2017).

Estromatólitos são estruturas organossedimentares originadas pela interação de processos metabólicos de esteiras microbianas, com processos químicos e físicos. Ocorrem desde 3,5 Ga até o recente (Fig.1.2), e são excelentes indicadores paleoambientais (Allwood *et al.* 2007, Brehm *et al.* 2004). São os mais antigos registros de vida em vários crátons e representam um dos principais registros fósseis componentes de depósitos pós-glaciais de seqüências de capas carbonáticas, associados ao fim do evento *Snowball Earth* (Bosak *et al.* 2013a; Chacón 2010, Schopf 1994). Embora os estromatólitos possuam baixa resolução bioestratigráfica, seu uso como *proxy* paleoambiental ainda é subutilizado em seqüências de capa carbonáticas, pois a maioria dos trabalhos concentram-se em atestar a biogenicidade dessas estruturas (Bosak *et al.* 2013a, Pruss *et al.* 2010). A ocorrência de estromatólitos associados a mudanças paleoceanográficas e paleoambientais extremas, são respostas diretas aos fenômenos pós-glaciais e fornecem um excelente *proxy* para o entendimento da interação entre processos biológicos e sedimentológicos (Bosak *et al.* 2013b, Riding 2011). A ocorrência de estromatólitos tem sido atribuída a um clima quente, com um aumento de nutrientes, oriundo de águas de degelo, produto dos intensos intemperismos pós-glacial (Fabre & Berger 2012, Hoffman *et al.* 2017). Por outro lado, o desaparecimento repentino dessas estruturas estaria relacionado principalmente à transgressão e retrabalhamentos desses depósitos por ação de correntes em um mar sem gelo (Lamb *et al.* 2012, Nogueira *et al.* 2019).

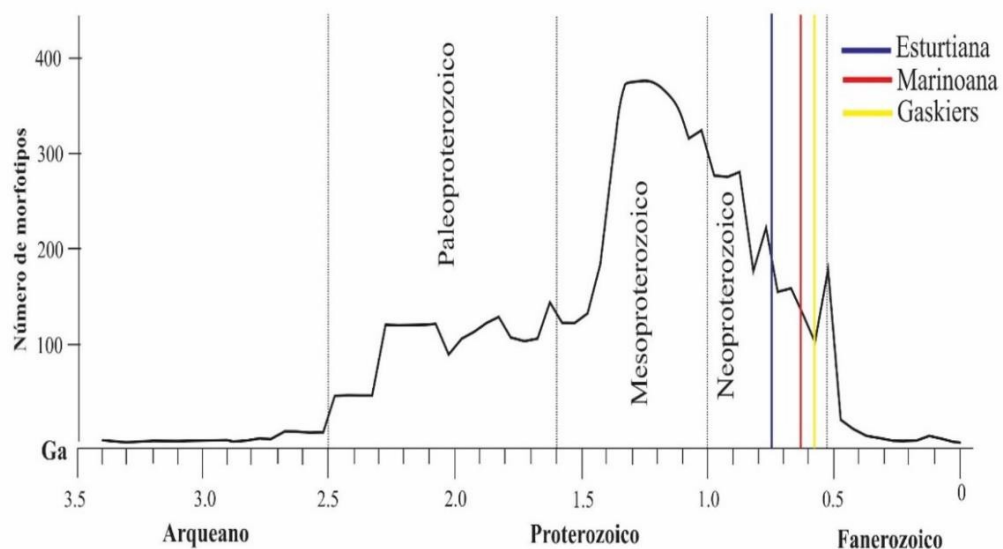


Figura 1.2- Ocorrência dos Estromatólitos, desde o arqueano, com maior abundância no Proterozoica. Modificado de Fairchild & Sanchez (2015).

Estromatólitos dômicos associado a estruturas tubulares são descritos para o sul do cráton amazônico, na porção superior de capa dolomítica, da sequência de Capa Carbonática Puga, relacionada a Formação Mirassol d'Oeste, base do Grupo Araras (Nogueira *et al.* 2003, Romero 2015). Estruturas tubulares são típicas dos registros pós-Marinoano, início do Ediacarano, e sua origem ainda é alvo de discussões, mas dois modelos são mais aceitos: Escape de fluidos, sob altas pressões (Nogueira 2003, Romero *et al.* 2011, 2016) o outro modelo explica que as estruturas tubulares são resultado da interação contemporânea entre o crescimento de microbialitos e sedimentação/cimentação em um mar supersaturado em CaCO₃ (Corsetti & Grotzinger 2005). Na sequência de capa carbonática Puga, assume-se o primeiro modelo de escape de fluidos, ainda relacionados aos metabolismos das comunidades microbianas, em uma plataforma rasa com intensa atividade biogênica. Essas estruturas organossedimentares são sobrepostas por fácies de retrabalhamentos como laminações quasi- planares e megari-pples demonstrando um aumento do nível do mar e da influência dos processos hidrodinâmicos, principalmente onda (Font *et al.* 2010, Nogueira *et al.* 2003, 2007, 2019).

Este trabalho descreve a ocorrência de estromatólitos gigantes, registrada na sequência de capa carbonática Puga (PCC), no sul do cráton amazônico. São formas dômicas gigantes, com estruturas tubulares associadas, configurando um biostroma lateralmente contínuo. O tamanho anômalo destas estruturas organossedimentares, em conjuntos com as demais associações de fácies, fornecem novas inferências paleoambientais e bioevolutivas para o início do Ediacarano. Os estromatólitos gigantes na PCC são a primeira ocorrência no contexto do pós-*Snowball Earth* para a América do Sul, enquanto a segunda ocorrência em capa dolomítica no mundo, na sucessão ediacaranas do Death Valley (Cloud *et al.* 1974). Os estromatólitos gigantes são os principais candidatos para avaliar os processos sedimentares e biológicos ocorridos após a glaciação Marinoana (635Ma), nas plataformas dolomíticas ediacaranas, precedendo a transgressão de longo termo.

1.2 ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está localizada na porção oeste da região de Tangará da Serra, Estado do Mato Grosso, distante 240 km da capital Cuiabá. O estudo concentrou-se na mina Calcário Tangará, (Fig. 1.3) nas frentes de lavras, as quais exibem as melhores exposições da sequência de capa carbonática Puga, para a região. O acesso para a área de estudo é feito pela da rodovia MT-358, km 18, saindo-se de Tangará da Serra em direção à cidade de Campo Novo e segue-se por 15 km em estrada vicinal até a entrada da mina de Calcário Tangará.

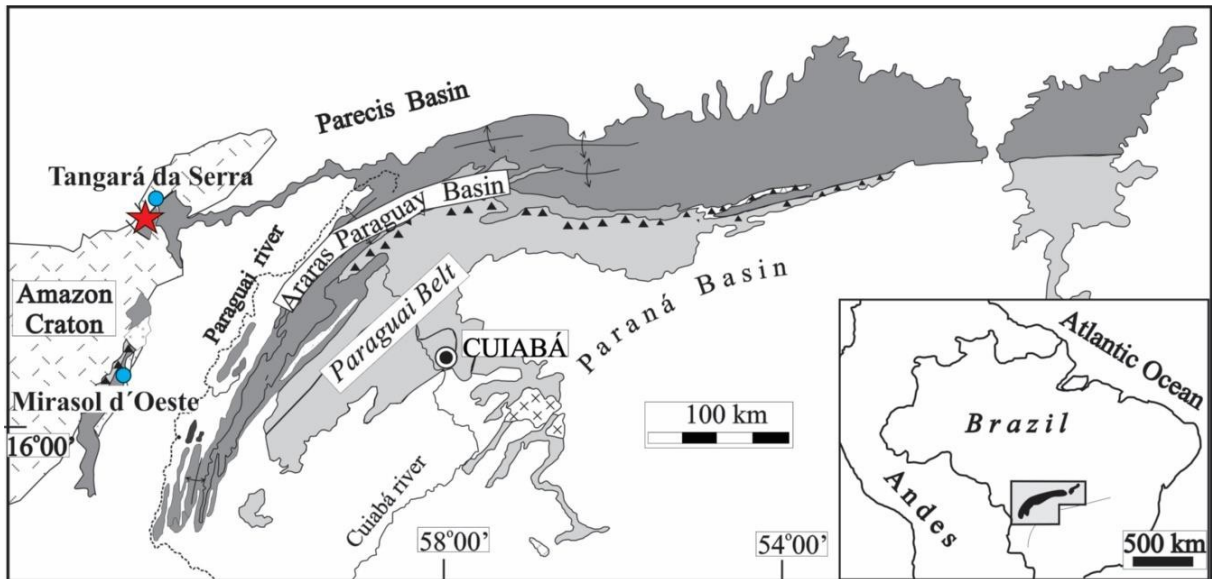


Figura 1.3- Localização das ocorrências da sequência de capa carbonática Puga, no sudeste do Cráton Amazônico, em destaque a área de estudo, na mina Calcário Tangará, na região de Tangará da Serra.

1.3 OBJETIVOS

Este trabalho teve como objetivo descrever e interpretar a primeira ocorrência de estromatólitos gigantes no contexto de capa carbonática pós-Marinoana, no SE do Cráton Amazônico, atestar a biogenicidade dos *mounds* gigantes, levando em consideração seus aspectos macro, meso e microscópicos; determinar a relação estratigráfica das fácies: biogênicas, formada por processos de organomineralização, sejam eles bioinduzidos ou bioinfluenciados com as demais fácies inorgânicas, originadas por precipitação e/ou processos sedimentares (mecânicos), da sequência de capa carbonática Puga.

E por fim propor um modelo evolutivo para os giant stromatolites com as demais fácies, fornecendo novas inferências paleoambientais e bioevolutivas para o início do Ediacarano sudeste do cráton amazônico.

1.4 MATERIAIS E METÓDOS

Para alcançar tais objetivos foi realizado um estudo sedimentológico e estratigráfico de detalhe da capa dolomítica, Formação Mirasol d'Oeste, baseado em dados de testemunhos de sondagem e afloramentos, sendo empregadas técnicas agrupadas em dois grupos principais: análise estratigráfica e análise de fácies/Microfácies. As amostras foram coletadas sistematicamente (a cada 20 cm) em dois testemunhos de sondagem, o JOR de 40 metros (Fig. 3.6) e JBN de 32 metros (Fig.3.7) e mais espaçadas nos afloramentos das frentes de lava (a cada 1 m), seguindo principalmente a individualização das fácies.

As características mesoscópicas foram observadas em lajes polidas e as microscópicas em 93 lâminas polidas, confeccionadas no laboratório de laminação da UFPA. Estas seções foram tingidas com alizarina vermelha S (0,2g/100 ml de 1,5% HCl). (Dickinson *et al.* 1966) e posteriormente descritas no Laboratório de Petrografia do Grupo de Análises de bacias Sedimentares da Amazônia - GSED da UFPA. Para a classificação dos litotipos e das Microfacies utilizou-se a proposta modificada de Dunham (1962), além de Wright (1992), Tucker (1992) e Tucker & Dias Brito (2017).

O estudo contou também com o auxílio de microscopia com catodoluminescência que estimula a luminescência em seções polidas, através do bombeamento de elétrons. A luminescência é condicionada pelas características composicionais (Hemmig *et al.* 1989), as imagens de catoluminescência fornecem a distribuição espacial dos elementos traços, principalmente Fe^{2+} e Mn^{2+} , em calcita, dolomita e cimentos. Para este estudo a microscopia com catodoluminescência contribuiu para os detalhes sobre a composição e disposição dos tipos de carbonato de cimento, demonstrando as fases de cimentação, permitindo ordenamento de eventos diagenéticos e destacou, quando presente conteúdo siliciclásticos dispersos na matriz dos dolomitos estudados. As imagens de catodoluminescência foram obtidas utilizando um microscópio óptico Leica, modelo DM 4500 PLED acoplado ao aparelho Optical catholuminescence CL 8200 mk5-2. s do laboratório de Catodoluminescência do Instituto de Geociências (UFPA).

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1 CONTEXTO GEOLOGICO

Grupo Araras

O Grupo Araras ocorre de maneira descontínua na porção sul do Cráton Amazônico e com maior continuidade a norte da Faixa de Dobramentos Paraguai, no estado de Mato Grosso, (Fig.2.1) (Nogueira & Riccomini 2006, Soares & Nogueira 2008). A primeira menção das rochas carbonáticas Araras, como "grupo", foi feita por Almeida (1964) que o dividiu em duas possíveis formações: uma inferior pelítica-carbonática e uma superior predominantemente pelítica. Nogueira & Riccomini (2006) subdividiram formalmente o Grupo Araras em quatro formações, (Fig. 2.2), baseando-se em dados faciológicos e estratigráficos, da base para o topo: Mirassol d'Oeste, Guia, Serra do Quilombo e Nobres.

O Grupo Araras é comumente associado ao contexto da Faixa de Dobramentos Paraguai, segundo a proposta clássica, os depósitos metassedimentares do Grupo Cuiabá, sedimentares da Formação Puga, Grupo Araras e Grupo Alto Paraguai estariam ligados ao contexto do evento de orogenia Brasiliano-Pan-Africano, que originou a Faixa de Dobramentos Paraguai de (Almeida 1964, Alvarenga & Trompette 1993, Nogueira *et al.* 2003). Porém, Santos *et al.* (2019), demonstraram que apenas as rochas do Grupo Cuiabá registram o evento compressional que originaram o cinturão Paraguai, com padrões estruturais transpressivos. Já os depósitos sedimentares possuem um padrão transtensional, não coerente com eventos de fechamento. Os depósitos relacionados as formações: Puga (Criogeniano), Grupo Araras (Ediacarano) e Grupo Alto Paraguai (Cambriano-Ordoviciano) estariam relacionados a bacia intracratônica, Araras Paraguai, invertida durante o Ordoviciano com a colação das Bacias Paleozoicas (Nogueira *et al.* 2018, 2019, Santos *et al.* 2017, Santos *et al.* 2019).

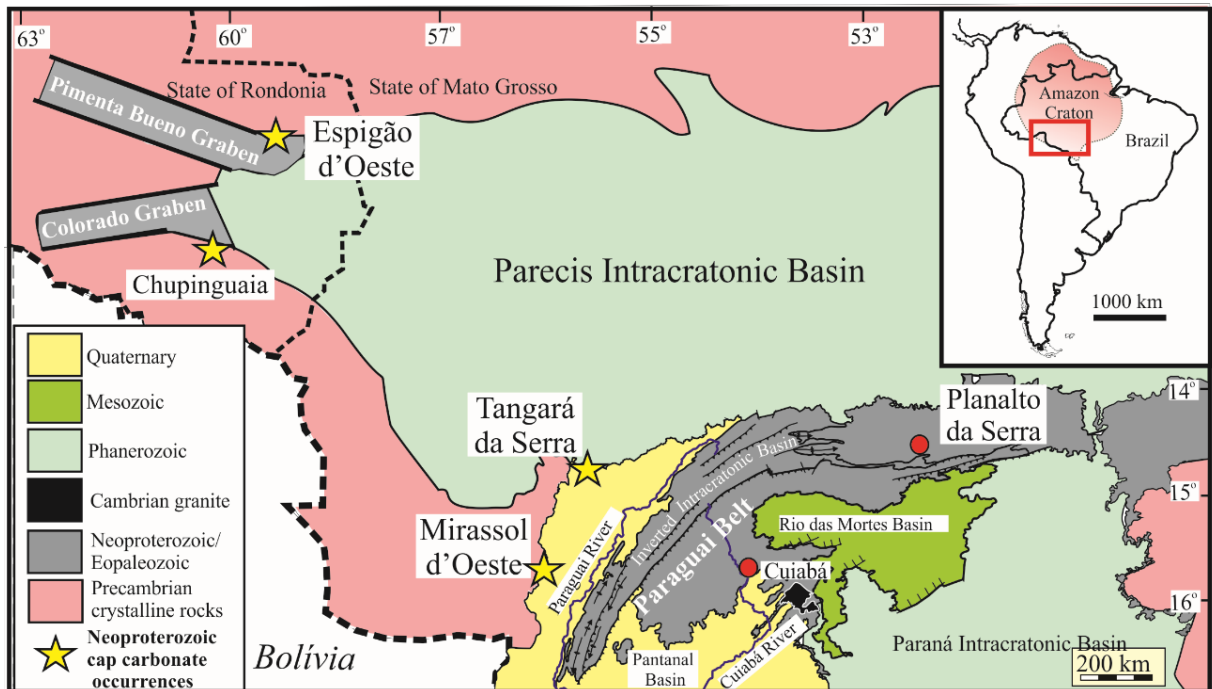


Figura 2.1- Localização e mapa geológico simplificado do sudeste do Crátom Amazônico. Mostrando o contexto da bacia intracratônica, Araras Paraguai, a norte da faixa de dobramentos Paraguai e Sudeste do Crátom Amazônico. Destaque para as ocorrências de capa carbonática. Extraído de Nogueira *et al.* (2019).

A Formação Mirassol d'Oeste, com espessura aproximada de 15m, é composta predominantemente por dolomitos finos, dolomitos peloidais, com estromatólitos estratiformes e estruturas tubulares associadas a estromatólitos dômicos, além de fácies como laminações quasi-planares e megaripples. Esta unidade encontra-se assentada diretamente sobre os depósitos glaciais da Formação Puga. (Nogueira *et al.* 2003; Nogueira & Riccomini 2006). Os depósitos da Formação Mirassol d'Oeste, são interpretados como de plataformas rasas, sob intensa influência de atividades biogênicas (Nogueira *et al.* 2019; Soares & Nogueira, 2007).

A Formação Guia possui espessura aproximada de 200m e consiste em calcários finos betuminosos, folhelhos, brechas calcáreas, pelitos com leques de cristais de calcita e laminação plana. Localmente ocorrem brechas e estruturas deformacionais, interpretadas como ambientes de plataformas rasas a profundas, registrando altas concentrações de CaCO_3 (Brelaz, 2012; Nogueira & Riccomini 2006; Soares & Nogueira 2008). A Formação Mirassol d'Oeste e a base da Formação Guia constituem a sequência de capa carbonática Puga, cap dolostone e cap cemenstone limestone, respectivamente, estando relacionadas ao contexto pós-Marinoana (635Ma), (Nogueira *et al.* 2003, 2007, 2019, Soares *et al.* 2013).

A Formação Serra do Quilombo, com exposição de aproximadamente 100m de espessura, é constituída por dolomitos finos, dolomitos arenosos com estratificação cruzada hummocky, brechas com cimento dolomítico. Essa associação é interpretada como depósitos ori-

undos de plataforma rasa a profunda com influências sísmicas e tempestades (Nogueira & Riccomini, 2006). A zona de contato entre as formações Guia e Serra do Quilombo é marcada por intenso fraturamento (Nogueira *et al.* 2003). A Formação Nobres consiste em dolomitos finos, dolomitos oolíticos, estromatólitos de ocorrência subordinada, além de dolomitos arenosos, brechas, ritimitos arenito/pelito e arenitos que são interpretados como depósitos de planície de maré/Sabkha (Nogueira & Riccomini, 2006; Rudnitzki & Nogueira, 2012; Rudnitzki *et al.* 2016).

As idades dos depósitos carbonáticos do Sul do cráton amazônico, relacionados ao Grupo Araras, foram estimadas principalmente com base nas relações quimioestratigráficas e cronoestratigráficas (Nogueira *et al.* 2007; Romero *et al.* 2013; Rudnitzki *et al.* 2016). Idades Pb/Pb foram obtidos para a sequência de capa carbonática Puga, base do Grupo Araras, 627 ± 32 para a capa dolomítica (Formação Mirassol d'Oeste (Babinski *et al.* 2006) e 622 ± 33 para a capa calcária (Formação Guia) (Romero *et al.* 2013).

De forma discordante, as rochas siliciclasticas do Grupo Alto Paraguai recobrem a Formação Nobres, topo do Grupo Araras (Nogueira, 2003; Nogueira & Riccomini, 2006). Entre a Formação Raizama, base do Grupo Alto Paraguai, e a Formação Nobres é registrado um gap de ao menos 80 milhões de anos entre os depósitos Ediacaranos do Grupo Araras, isso porque Santos *et al.* 2017, descreveram a ocorrência de traço fóssil, icnofácies Skolithos, *Skolithos linearis*, *Diplocraterion parallelum* e *Arenicolites* isp, marcando o Cambriano para a bacia intracratônica Araras Paraguai (Nogueira *et al.* 2018; 2019; Santos *et al.* 2017).

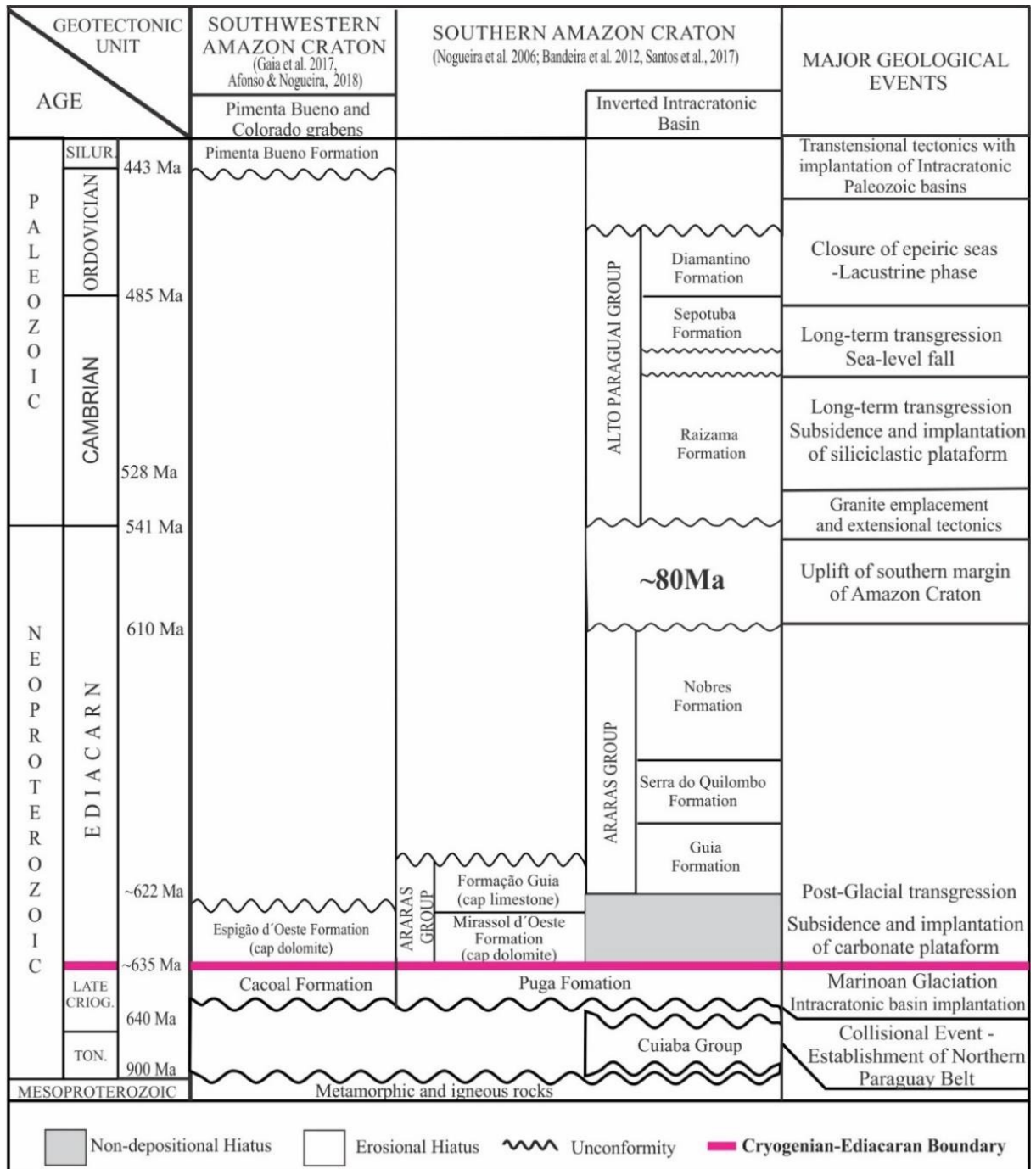


Figura 2.2- Litoestratigráfica da margem sul do Cráton Amazônico e Faixa Paraguai, em destaque o limite Criogeniano/Ediacarano. Extraído de Nogueira *et al.* (2019).

3 RESULTADOS

Submitted in: Geology

3.1 LIFE IN THE AFTERMATH MARINOAN GLACIATION: THE GIANT STROMATOLITES SAGA IN THE PUGA CAP CARBONATE, SOUTHERN AMAZON CRATON- BRAZIL

ABSTRACT

Giant domical stromatolites associated with vertical tubestone structures have been recorded, for the time, in the Marinoan (635 Ma) Puga cap dolostone on the southern Amazon craton, Brazil. The well-preserved giant domic mounds are reaching 12 m in diameter a high at 10m, forming laterally continuous biostromes of at least 200 m. After Icehouse conditions, the diamicton substrate was colonized by microbial communities under hypersaline and dense shallow water. The continuous generation of accommodation space was concomitant with sea-level rise and glacial isostatic adjustment (GIA), causing subsidence on the coastal zone as proposed by the Snowball Earth hypothesis. The oxidizing zone kept stationary during the decrease of post- GIA transgression supplied by expressive nutrient-rich ice-melt waters. These conditions caused the flourishing of microbial mats with the development of lateral continuous giant stromatolitic mounds. The demise of microbial communities by massive siliciclastic inflow caused the end of giant stromatolite saga in the Amazon Craton, afterwards succeeded by the deposition of long-term transgressive lime muds in a CaCO₃- oversaturated sea. The giant stromatolites are considered here as an essential feature of the recognition of Post-Marinoan cap carbonates on the Amazon Craton.

3.2 INTRODUCTION

Stromatolites are the oldest records of life in several Precambrian cratons and represent one of the main components of post-glacial deposits (cap carbonates) linked to the Snowball Earth event (Chacón, 2010, Bosak *et al.* 2013a, Schopf, 1994). Although stromatolites have low biostratigraphy resolution, their use as a paleoenvironmental proxy is still underused in cap carbonates as most of the work focus on the biogenicity of these structures (Bosak *et al.* 2013a, Pruss *et al.* 2010). The occurrence of stromatolites associated with extreme palaeoceanographic and paleoenvironmental changes provide and direct response to post-glacial phenomena provide an excellent tool to understand the interaction between biological and sedimentological processes (Bosak *et al.* 2013b, Riding 2011). Moreover, the oc-

currence of stromatolites has been attributed to a warm climate with an increase of rich-nutrients ice-meltwaters after snowball conditions (Fabre & Berger 2012, Hoffman *et al.* 2017).

In contrast, the sudden disappearance of these structures was related mainly to transgression and reworking by currents in an ice-free sea (Nogueira *et al.* 2019). Giant stromatolites in the Puga Cap Carbonate (PCC), Southern Amazon Craton are an unusual feature that provides new paleoenvironmental inferences as life colonized these Ediacaran dolomitic platforms (Fig. 1A). The Giant stromatolites in PCC are the second occurrence within cap dolostones, also recorded in the Death Valley Ediacaran succession (Cloud *et al.* 1974). They are a prime candidate to evaluate the sedimentary and biological processes that occurred in cap dolostone, preceding the pronounced long-term transgression responsible for cap limestone deposition.

3.3 GEOLOGIC SETTING

The platform carbonate deposits of the Araras Group, inserted in the context of the Cryogenian-Cambrian inverted intracratonic basin (Nogueira *et al.* 2019) are over 700 m thick and exposed in the southern Amazon Craton, Fig. 1A were divided into four formations from the base to the top (Mirassol d'Oeste, dolostone; Guia, limestone and shale, Serra do Quilombo, dolostone, and dolomitic breccia, and Nobres, dolostone, chert, sandstone, and lime mudstone, formations (Nogueira *et al.* 2003) (Fig.1 C).

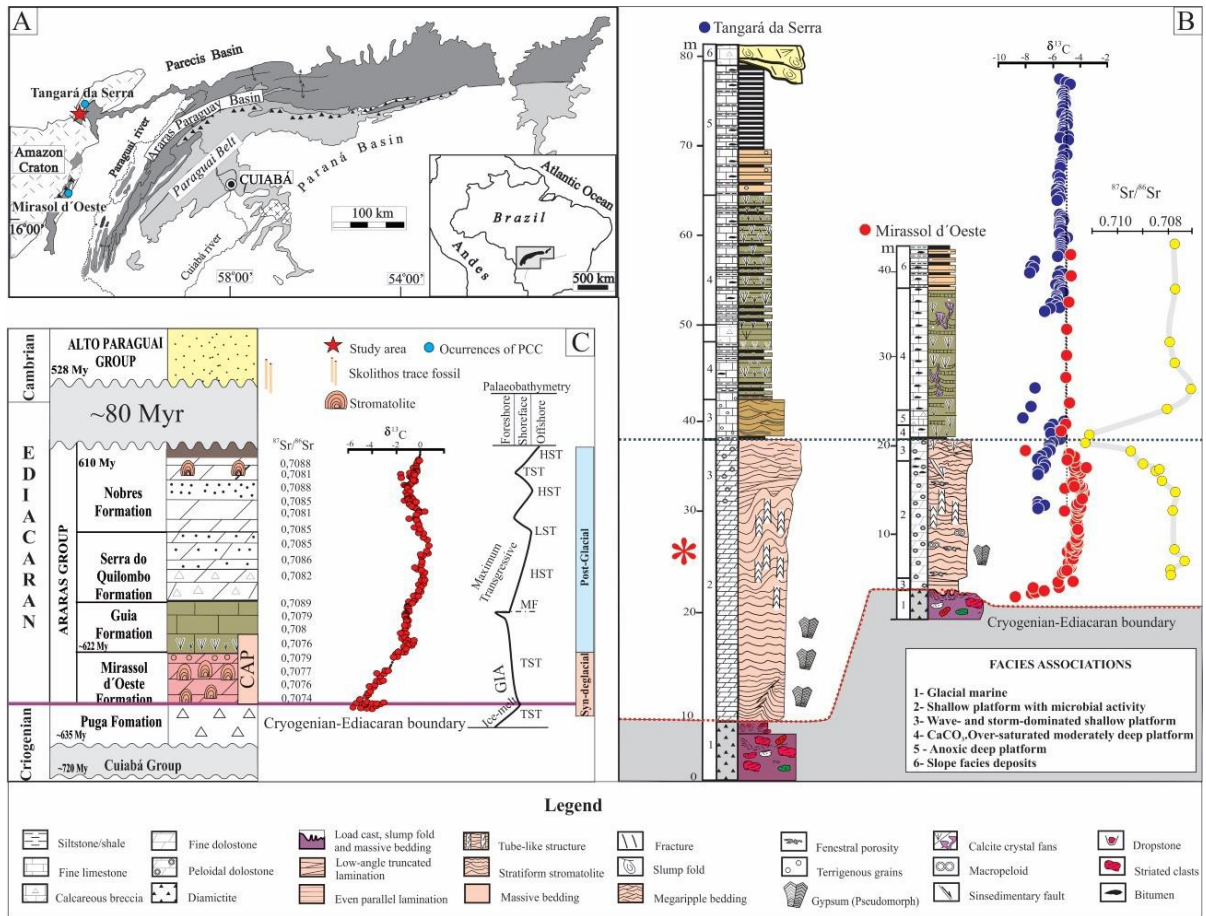


Figure 3.1- A) Geological map of the southwestern Amazon Craton. Indicating the Araras- Paraguai Basin, Paraguai Belt and the occurrences of Puga Cap carbonate with giant stromatolites (star). B) Neoproterozoic cap carbonate measured sections with an indication of giant stromatolites (*) overlaid by megaripple bedded dolostone and cap cementstone limestone. The ^{13}C and Sr/Sr curves were obtained from Font *et al.* 2006, Nogueira *et al.* 2003, 2007,2019, Soares *et al.* 2013. C) Lithostratigraphy, chemostratigraphy (^{13}C and Sr/Sr curves) and paleobathymetry of the Neoproterozoic-Cambrian deposits (cf. Nogueira & Riccomini 2006 and Nogueira *et al.* 2019).

The PCC comprises the Mirassol d'Oeste Formation (cap dolostone) and the lower of the Guia Formation (cap cemenstone limestone), covering the glacial diamictites of the Puga Formation, Fig. 1B. The cap dolostone has a micritic texture and primary precipitation in an anoxic environment, associated with intense biological activity, a shallow marine platform (Font *et al.* 2010, Nogueira *et al.* 2003, 2019, Soares *et al.* 2013). The fast precipitation and early lithification of these bioconstructions increased the preservation potential. The dolostone succession comprises low-angle lamination passing to stromatolites and megaripple bedding, with $\delta^{13}\text{C}$ variation ranging from -3,5 to -8,9 ‰ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values in PCC varies of 0,7074 up to 0,7090 (Nogueira *et al.* 2007, 2019) consistent with another cap carbonates worldwide (Halverson *et al.* 2010, Hoffman *et al.* 2017, Nogueira *et al.* 2019). The study is localized near the Tangará da Serra region, in Calcário Tangará quarry, in Mato Grosso state. (Fig 3.1A).

3.4 MATERIALS AND METHODS

The sedimentological and stratigraphic study of the Mirassol d'Oeste Formation was based on drill core and outcrop data. A sedimentary log was elaborated for each analyzed succession (Fig. 3.5). Samples were collected systematically (every 20 cm) in two drill cores (Fig. 3.6 and 3.7) and spaced (every 1 m) in outcrops, following facies individualization. The mesoscopic features were observed in polished slabs and microscopic features in 93 polished thin sections of the cap dolostone. The petrographic analysis was carried out using a cathodoluminescence image contributed to the details about the composition and disposition of carbonate cement types and highlighted siliciclastic content.

3.5 RESULTS

3.5.1 Stratigraphy and Sedimentology

The base of the succession consists of diamictites and dropstones of the Puga Formation, making up the first 10m of the cores, which directly covered by approximately 30m thick the cap dolostone sequence of the Mirassol d'Oeste Formation. This Formation is initially formed by stratiform stromatolites, passing up section to giant domed stromatolites, associated with tubular structures. Are covered by layers with onlap geometry, consisting of quasi-planar laminations with low angle truncations and megaripples, marking the last 5 meters of the unit. The Guia Formation is the top of the succession, consisting of dolomitic marl interbedded with multi-layered calcite crystal fans bedding limestone (See Table 3.1 and Fig 3.5).

3.5.2 Giant Stromatolites from PCC

In the main section, pseudo-columnar giant stromatolites present an extension of approximately 200m as a biostrome (Fig.3.8). The domes are about 10m in height and 7 m wide and having an expressive high, metric to decametric, synoptic relief (Fig.3.2 A). In plain view, these domes occur as subcircular to elliptic forms with diameters of up to 20m (Fig. 3.2B and Fig 3.2C). These structures present rhythmic laminae, alternating between submillimetric thinner darker and, thicker ones. Vertical tubestone structures are found associated with giant stromatolites and occur within the flattest portion of the domes they are best seen in plain view displaying circular-shaped structures, 2 cm in diameter, with a positive edge (Fig. 3.2D and 3.2E).

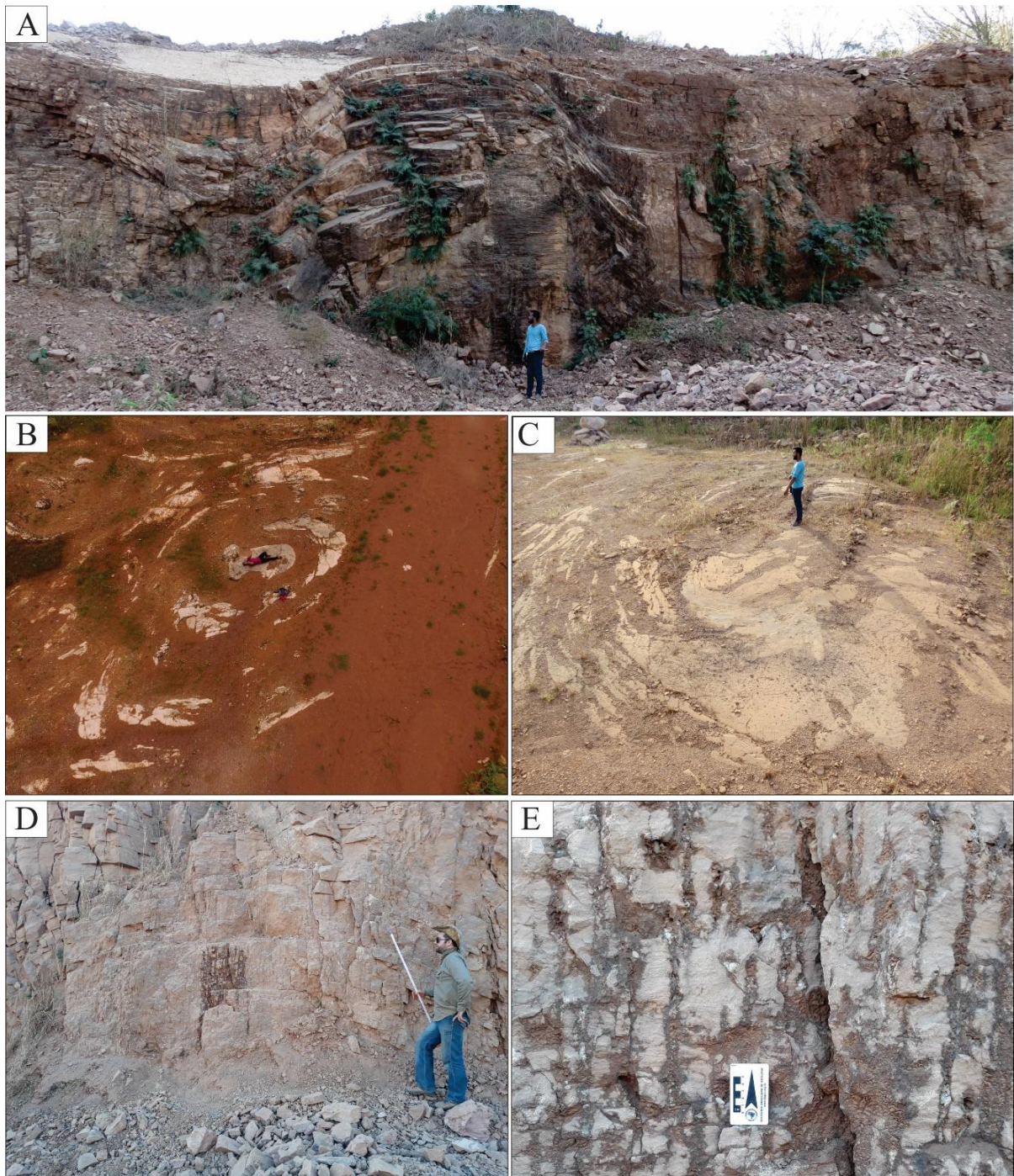


Figure 3.2- The giant biostrome of PCC. A) large-scale pseudo-columnar mound; scale= 1,86 m. B) and C) drone flyover image outlined the elliptical pattern of the mounds (scale = 1.86 m). D) Tubestone in the axial zone of the domes showed in detail in E).

In thin section, the stromatolites show well-preserved lamination, and mainly by dolomicrite peloids clustered in coalesced microclots. That resembles in part shrubs, (Fig.3.3A to 3.3C). Fine detrital particles dispersed in the matrix are observed, with the proportion increasing to the top of the stromatolite (Fig 3.3E and see Fig.3.9). Several generations of cement occur between clots, in laminoid, and irregular fenestrae. Gypsum is pseudomorph is the most common cement that arises from the base to the middle of the microbial succession (Fig.3.3C and 3.3D), succeeded by calcite, which is then the dominated cement.

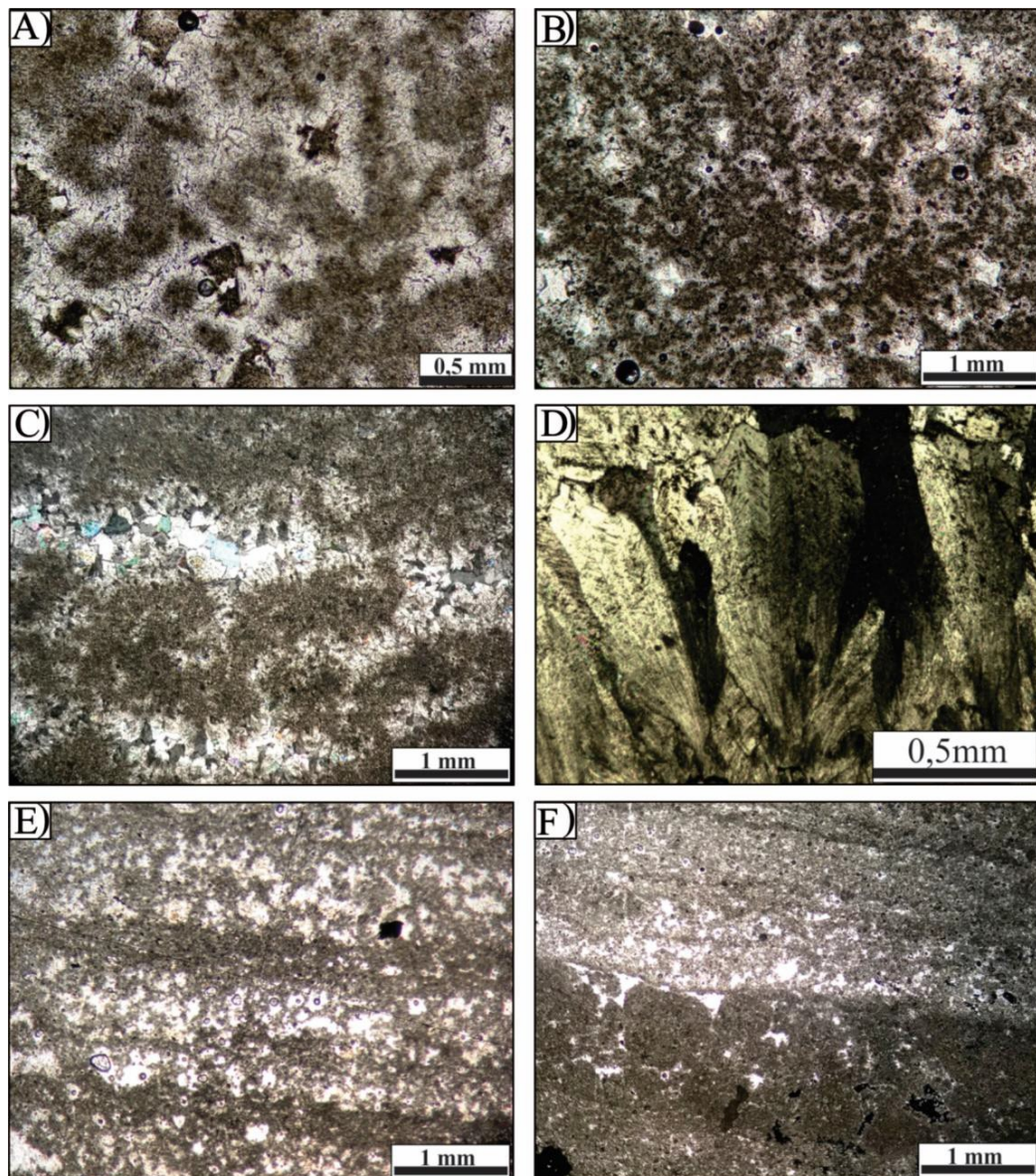


Figure 3.3- The PCC stromatolite microstructures. A) Dolomicritic peloids clustered in microclots. B) Coalescent grumose peloids with dendritic to dense patterns similar to shrubs. C) Dolomitized gypsum pseudomorph filling interpeloidal porosity D) Bladed crystal displaying isolated swallowtail twinned gypsum pseudomorph. E) Dense dark laminae (opaque) alternating with irregular fenestral porosity filled with calcite. G) Macropeloids intercalation with stromatolitic laminations.

The grumose texture changes in the upper part of the stromatolite domes passing to microcyte lamination (0,5mm thick per laminae) (Fig.3.3E) of dense dark laminae alternating with light laminae with irregular fenestral porosity. Between and above the domes, at the top of the succession, dolograinsstones intercalated with microbial mats occur which are composed of different large peloids up to 3 mm (Fig 3.3F) with siliciclastic grains dispersed in the matrix, and calcite cement filling the pores. Above stromatolites level, a 20 cm to 1.60 m of a thick layer of laterally discontinuous dolomitic marls occurs in abrupt contact with the dolomitic cover, consisting of a mixture of dolomite, silt of fine sand and clay.

3.6 DISCUSSION

3.6.1 Biogenicity

Stromatolites are common in cap dolostones worldwide (Bosak *et al.* 2013b, Corsetti & Grotzinger 2005, Hoffman *et al.* 2017) and in the PCC they were described as simple stratiform forms with low synoptic relief (Font *et al.* 2010, Nogueira *et al.* 2003, 2019). The meter-scale domes described here as giant stromatolites have all the biogenicity attributes according to Buick *et al.* (1981) and Bosak *et al.* (2013): 1) large-scale domes with diameter up to 10m, forming concentric laterally continuous beds for dozens of meters comparable with the giant mounds of to the Post-Marinoan Noonday Dolomite (cf. Cloud *et al.* 1974); 2) primary dolomicrite considered as a product of organomineralization (Dupraz *et al.* 2009, Fontes, *et al.* 2005 Nédélec *et al.* 2007, Ridding 2000); 3) isolated and coalescing peloidal clots (Turner *et al.* 2000, Bosak *et al.* 2013) similar to shrub structures (cf. Frasier & Corsetti 2003); 4) occurrence of fenestral fabric interpreted as gas escape feature are related to by degradation of organic matter or phototrophism during the development of microbial mats (Grover & Read 1978, Mata *et al.* 2012); 5) tubestone structures commonly found in stromatolites related to the Marinoan cap dolostone (Cloud *et al.* 1974, Corsetti & Grotzinger 2005, Romero *et al.* 2016); and 6) negative C13 isotope signature considered as a microbial activity which destroyed the magnesium-sulfate ionic pairs and produced organic-derived ¹²C enriched bicarbonate (Nédélec *et al.* 2007).

3.6.2 Flourishment and Growing of Microbial Communities

The initial stressed microbial community of the PCC, colonized the diamicton substrate in hypersaline, cold and dense shallow water, contrasting with the warm and less dense upper water layer (Liu *et al.* 2014, Hoffman *et al.* 2017, Yang *et al.* 2017). The colonization of the substrate in hypersaline waters here interpreted as made by extremophilic, halophilic

microbial communities, commonly described in younger deposits capable of overcoming dolomite precipitation kinetics in a high salt environment, still favors microbial lithification ecosystems (Dupraz & Visscher 2005, Goh *et al.* 2006, Thompson & Ferris 1990). Dolomite pseudomorphs after gypsum and the occurrence of gammacerane biomarkers (Souza Jr. *et al.* 2016, Van Maldegem *et al.* 2019) are indicative of hypersaline waters. The energy generated by oscillatory flows would not be enough to trigger water mixing (Yang *et al.* 2017). Thus, it can be inferred that initially, the PCC microbial communities (Halofilas) developed in a protected, calm environment below thermocline conducive to the growth of the biostromes (Fig.3.4A). However, the increased runoff of nutrient-rich melt-waters gave rise to a high microbial proliferation, expressively manifested in anomalously giant domical mounds, growing in a continuously generated accommodation space generation. The transgression after deglaciation is associated with low or absent riverine inflow and scarce content of terrigenous grains.

The water mixing was essential for the development of the microbial ecosystem in a predominantly oxide stratified water column and restricted anoxia in the water-sediment interface (Nogueira *et al.* 2007, 2019, Sanjofre *et al.* 2014). The sea-level rise in an ice-free ocean with normal salinity together with the continuous increase of an oxidizing zone conditioned the gradual growth of stromatolites with the development of exceptional large mounds. The complete retreat of glaciers was accompanied by the post-glacial isostatic adjustment or GIA characterized by raising continental areas and generating relative sea-level rise through eustatic subsidence (Creveling & Mitrovica 2014). It is difficult to estimate the time related to the duration of GIA because of the lack of specific markers in the cap carbonates (Hoffman *et al.* 2017).

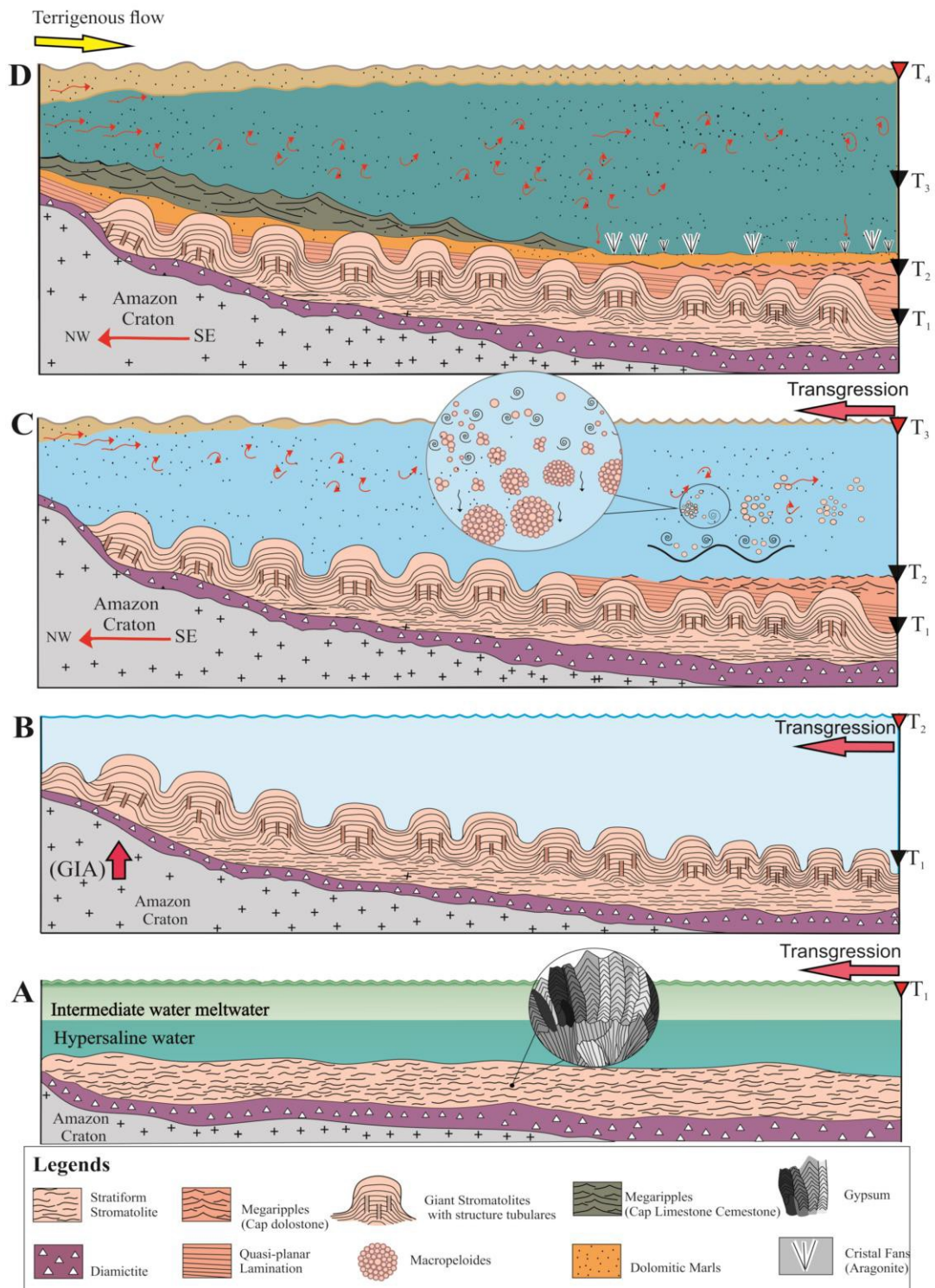


Figure 3.4- A model for the PCC Giant Stromatolites growth. T=Time A) T1. The syn-deglacial transgression with diamicton substrate colonized by extremophiles without the influence of hydrodynamic processes, forming stratiform stromatolites with gypsum pseudomorph cement. B) T2. Increased accommodation space and water mixing as a result of GIA with marine transgression allowing abundant growth of the microbial communities in giant biostromes. C) T3. The end of GIA conditions is marked by the advancement of post-glacial transgression and hydrodynamic processes start to act more effectively, with wave action and currents reworking the microbial mats D) T4. The end of the stromatolites from PCC is caused by the massive influx of siliciclastics generating intense turbidity and burial of the communities, with a subsequent change of the carbonate factory.

The initial transgression was probably fast during the GIA strongly induced by the combined action between the post-glacial sea-level rise and the subsidence. When the GIA ceased the accommodation space, the ecosystem was influenced only by a slow transgression keeping an oxidizing zone that allowed the large flourishing of cyanobacteria to develop domical stromatolites (Fig.3.4B). Generating significant synoptic relief. Sporadic siliciclastic inputs created a well-marked lamination at the upper part of the biostrome, evidencing incipient trapping and bedding, very common in transitional and shallow marine environments (Suarez-Gonzalez *et al.* 2019). The synoptic relief of stromatolites during the GIA became progressively more domical upward concomitant with the post-glacial transgression and continuous migration of the oxic zone.

The larger siliciclastic inflow succeeded in the GIA breakdown and the wave reworking of cyanobacteria mats producing macro and micropeloids as well as megaripples and quasi-planar laminations with low angle truncations (Fig.3.4C, indicates high-velocity oscillatory flows in shallow to moderately deep waters (Arnott 1993, James *et al.* 2001, Nogueira *et al.* 2019, Soares *et al.* 2013). The intercalation of stromatolitic slides with macropeloids suggests that under less energetic conditions, there was an attempt to colonize the substrate at stabilization times, that wave constantly intense up the bed by reworking (Bosak *et al.* 2013). The decline of stromatolites is associated with the influx of siliciclastics, generating intense turbidity in the water column (Fig. 3.4D). According to Yang *et al.* (2017), the post-glacial transgression record in the cap carbonate sequences corresponds to the thermal expansion of the oceans, the climax of greenhouse conditions. The cap limestone cementstone that covers the cap dolostone was deposited in a moderately deep-sea but still within the calcite compensation depth. This facies relationship demonstrates a change in the carbonate factory also recording a CaCO₃ supersaturated event (Nogueira *et al.* 2019) and studies of organic fossils at the PCC illustrate the transition from benthic to planktonic communities (Elie *et al.* 2007, Souza Jr. *et al.* 2016, Van Maldegem *et al.* 2019), therefore, the end of ideal conditions for microbial communities to colonize.

3.7 CONCLUSION

Giant domical stromatolites are recorded in the Amazon Craton in the classical Cap Carbonate succession and were resultant mainly by the increase of accommodation space during post-glacial transgression. The flourishing of this microbial ecosystem was influenced by GIA, concomitant with the nutrient-rich ice-melt waters inflow in the sea. The transition from stratiform to domical in morphology was a result of an adaptation to the continuous migration

of the oxic zone. The pronounced long-term transgression and increased siliciclastic inflow caused the demise of microbial communities. The siliciclastics rapidly buried the giant stromatolites by induced lime muds still indicates a CaCO_3 - oversaturated sea. The giant stromatolitic mounds never more returned in the Ediacaran carbonate platforms of the Amazon Craton.

ACKNOWLEDGMENTS

The authors thank the Federal University of Pará (UFPA), especially the PPGG (Graduate Program in Geology and Geochemistry) for the financial and logistic support, the coordination of Higher Education Personnel Improvement (CAPES, financing code 001) for the grant of the master's scholarship. The Calcário Tangará S.A. for logistical support and collaboration. To the Research group "Amazon Sedimentary Basin Analysis" (GSED).

3.8 MATERIAL SUPPLEMENTARY

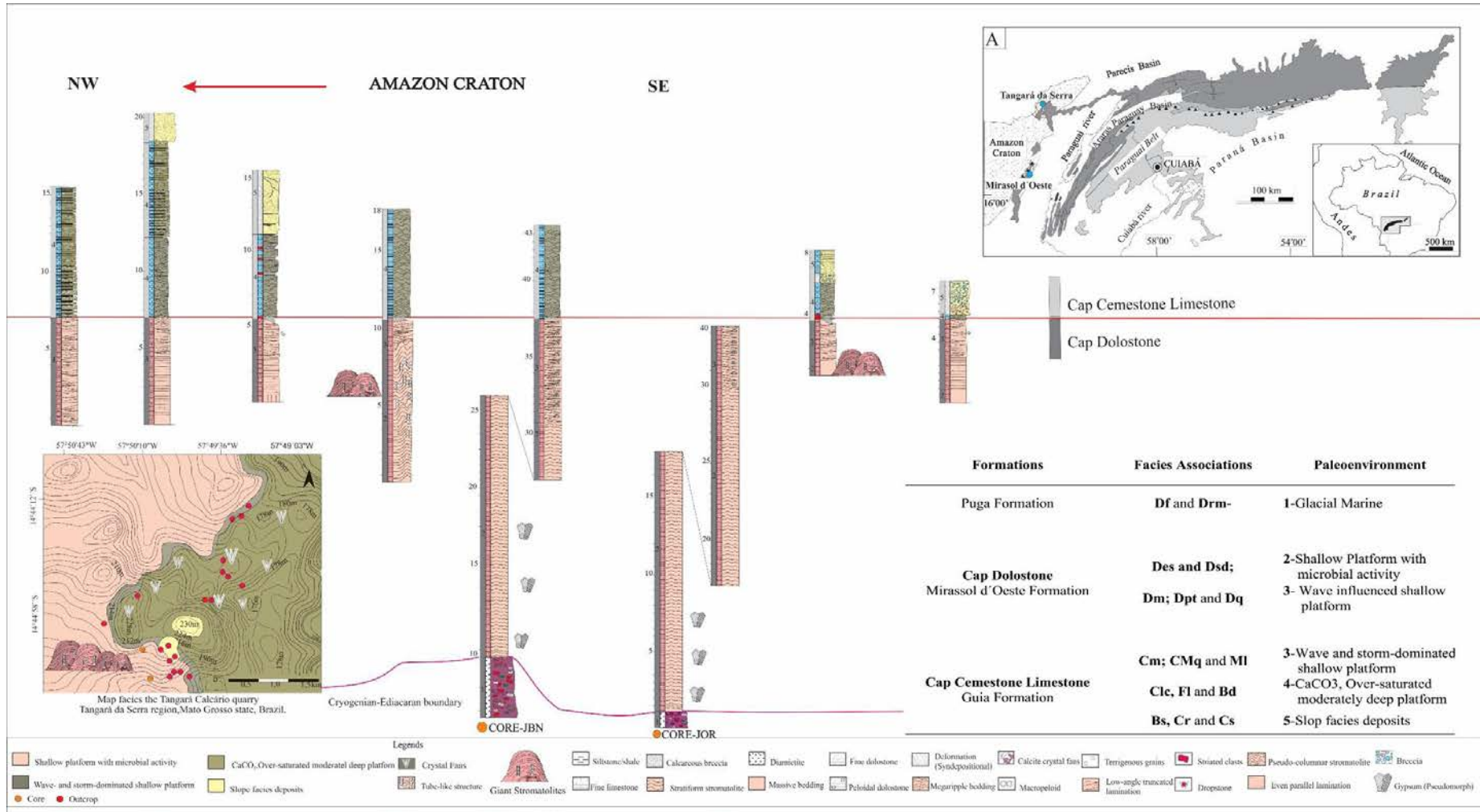


Figure 3.5- Complete set of core and outcrop based sedimentary logs of the Puga Cap Carbonate Sequence in the Calcário Tangará quarry, in Tangará da Serra region, showing the interpreted lateral relationship and distribution of the facies associations in the relation to Giant Stromatolite. The positions of the recorded sections are shown in the facies map on the left.

Table 3.2- Summary of depositional facies and microfacies, structures and processes of the sequence Puga Cap carbonate (PCC).

Facies/microfacies	Description	Process
Df -Foliated Diamictite	Paranconglomerate of clay matrix, with incipient foliation composition exhibiting varied faceted and striated clast sizes up to 10 cm, varying composition (sandstone, gneiss and granite and volcanic etc .)	Abrasion over basement and sedimentary rocks, subsequent deposition from ablation and deformation produced by glaciotectonic.
Drm -massive dropstone	Siltite / sandy matrix, with millimeter to centimeter size dropstone, of varying composition (sandstone, gneiss, granite and volcanic, and etc.).	Subaqueous origin for suspension processes, flow or rain traction debris and resedimentation.
Des -Doloboustone with stratiform stromatolites	Stratiform Organosedimentary structures with syndepositional cement filled laminate fenestras with Gypsum.	Dolomite precipitation through microbial communities, without hydrodynamics influence.
Dsd -Doloboustone with domical pseudo-columnar associated with tubestone structures.	Giant Stromatolite: Domical organosedimentary biostroma. The fenestras are predominantly irregular, filled with spatic calcite cement. Tubestone structures are common in the upper portions of the domes.	Precipitation of dolomite by microbial community, with strong hydrodynamics influence. Incipient trapping and bidding processes at the top of the giant stromatolite.
Dm – Peloidal Dolograinstone with megaripple marks	Corrugated symmetrical lamination, rarely asymmetric with micro and macropeloids.	Carbonate nucleation and fast cementation during oscillatory flows.
Dpt – Peloidal Dolomudstone/ dolopackston with plane parallel lamination)	Parallel lamination, low angle lamination, stylolites, micro- and macro peloids	Predominance of suspension with sporadic oscillatory flows. Nucleação do carbonato seguido de rápida cimentação.
Dq – Dolograinstone/ peloidal dolomudstone with quasi-planar lamination and Low angle truncation	Quasi-planar lamination with low angle truncation, micro-ripples, micro-macropeloids.	High velocity oscillatory flow. Nucleation of carbonate and quick cementation.
Bs –Slump Breccia	Chaotically arranged clasts. Massive matrix.	Fracturing and fragmentation dolomites and limestones during movement of partially lithified masses
Clc –Limestone with crystalfans and wavy lamination	Crystal Fans, wavy corrugated laminations convolutes and deformed layers.	Crystal growth in CaCO_3 supersaturated waters, sporadically influenced by currents.
Cm – Limestones with Wavy bedding Lamination.	Asymmetric Wavy megaripple marks, convolute lamination and Mudrapes.	Migration of bed shapes generated by currents and waves. Periodic continental influx of Terrigenous grains.
CMq – Limestone with quasi-planar lamination and bituminous marl	Quasi-planar lamination and bituminous marl layers.	Calcite Precipitation With sporadic high-speed unidirectional flows and impregnation by hydrocarbon
Ci – Limestone with irregular lamination	Irregular lamination, rare and sparse crystals fans and	Calcite precipitation in deep waters, relatively

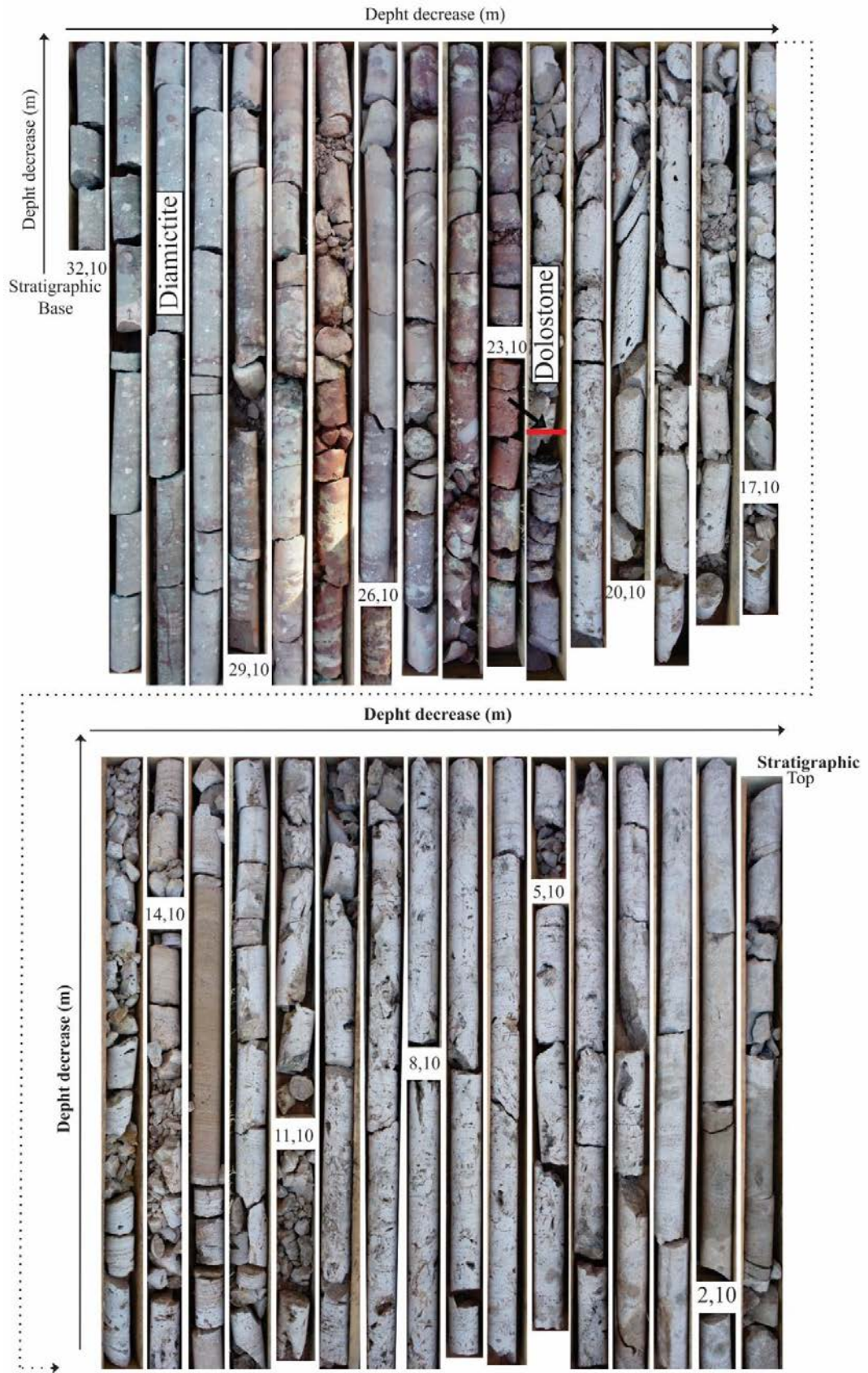


Figure 3.6- Photograph of the drill core JOR (open pit in Bananal quarry) with the contact between glaciogenic diamictites Puga and cap dolostone - arrow (Mirassol d'Oeste Formation).

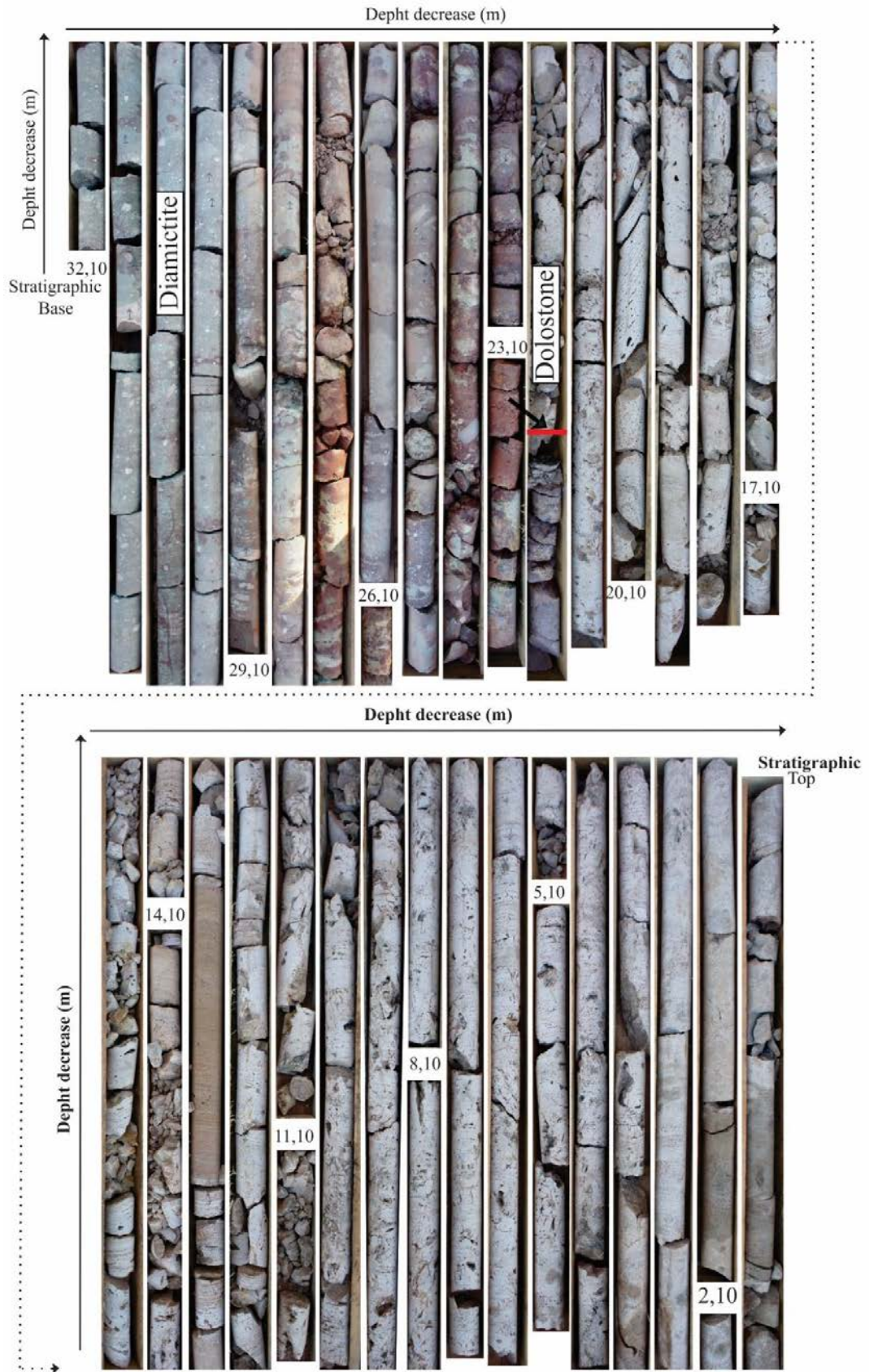


Figure 3.7- Photograph of the drill core JOR (open pit in Ornamental quarry) showing the contact between glaciogenic diamictites Puga and cap dolostone (Mirassol d'Oeste Formation).

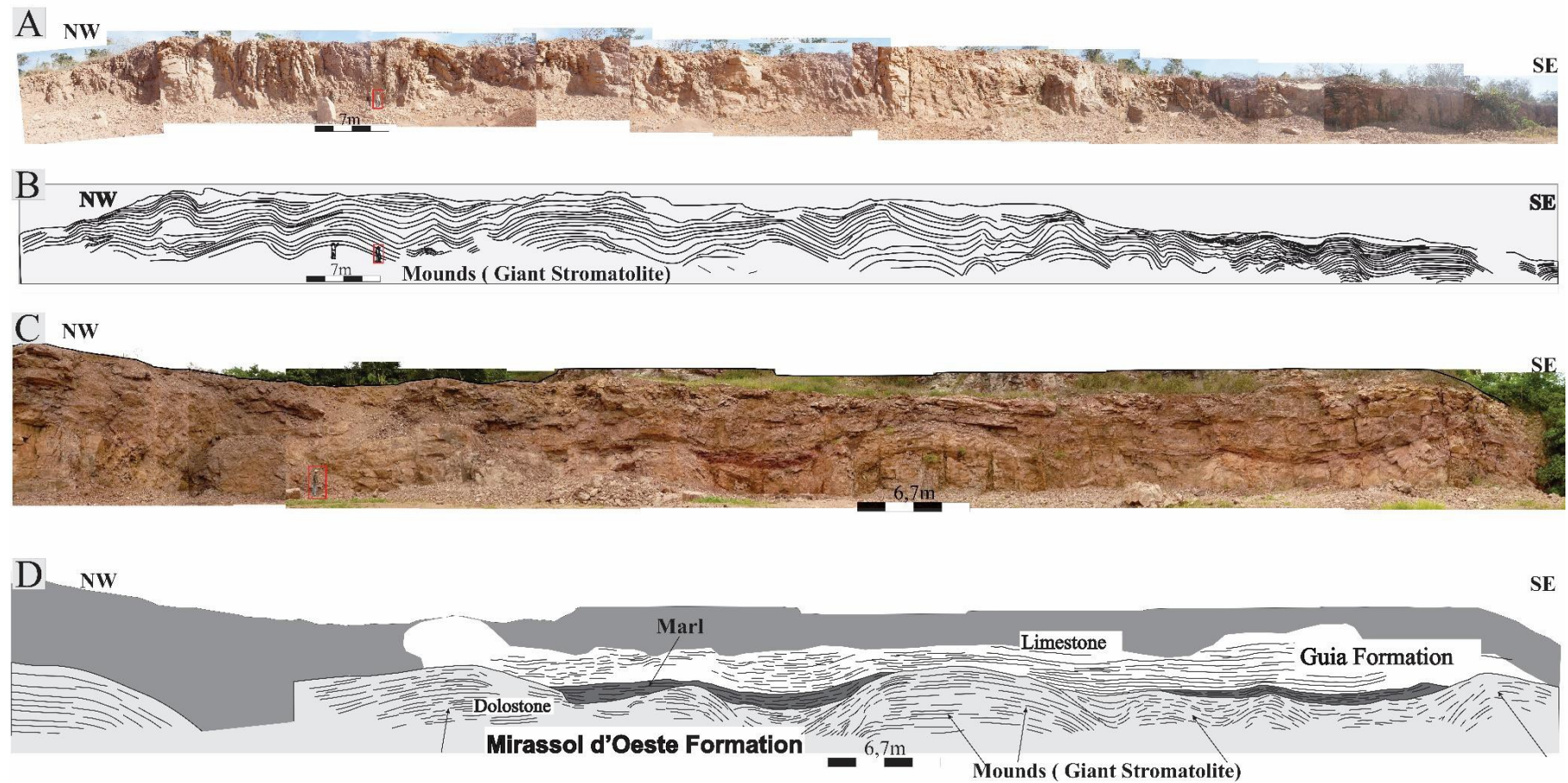


Figure 3.8- A) Photomosaic of the main exposure of giant stromatolite in PCC, forming a laterally continuous biostrome for 200 meters, B) photointerpretation of C). Photomosaic of the upper part of the main exposure of the giant stromatolite of PCC in contact with the marls and limestone layer. D) photointerpretation of C).

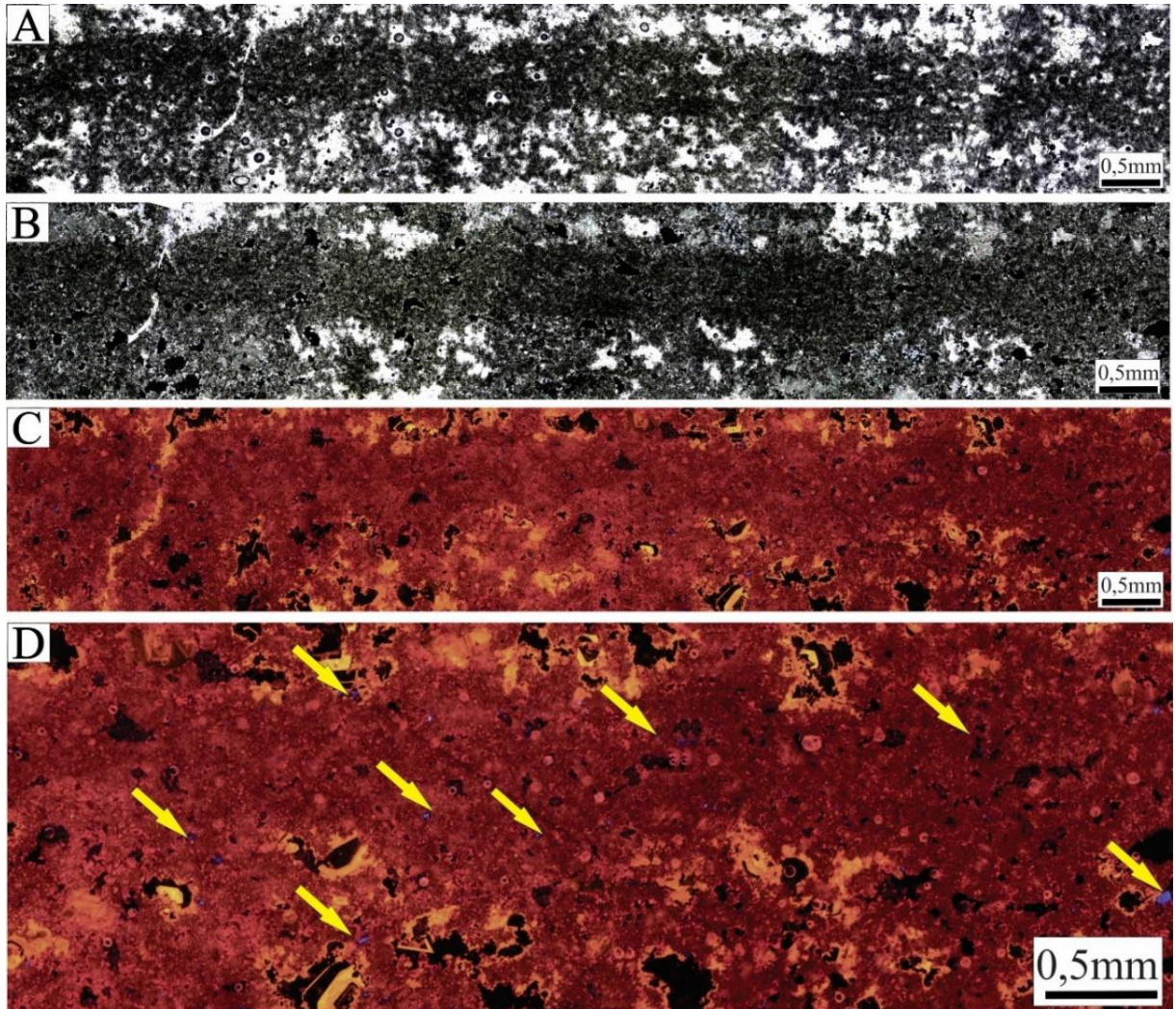


Figure 3.9- Photomicrograph mosaic showing detail of the locations of previous images Figure 3.3f exhibits in the manuscript. A) Under Polarized light. B) Doubly polarized and C) and D) Cathodoluminescence image in different scales with presence of enhanced terrigenous (arrows).

4 CONCLUSÕES

Os estromatólitos dômicos gigantes são pela primeira vez registrados na sequência de capa carbonática Puga, no Sudeste do Cráton Amazônico. A sua ocorrência foi condicionada por uma soma de fatores paleoambientais anômalos que propiciaram um sistema de adaptação e crescimento anômalo distinto pós-glaciação Marinoana (635 Ma) diferente de todas as evidências de vida microbiana previamente registrada para o Ediacarano da América do Sul. As comunidades microbianas que inicialmente colonizaram o substrato de diamicton glacial, experimentaram condições estressantes, em um oceano estratificado com pouca influência dos processos hidrodinâmicos, formado por águas rasas, hipersalinas e densas, contrastando com a água de degelo, leve, quente e rica em nutrientes. Nesse ecossistema cianobacteriano os processos hidrodinâmicos não seriam efetivos o suficiente para desencadear a mistura das águas, com os avanços dos processos de degelo, ocorre um aumento do nível do mar, concomitante ao soerguimento costeiro e continental ligado ao ajuste glacio-isoeustático (GIA). Os processos relacionados ao GIA, gerariam a mistura das águas, promovendo a entrada de águas de degelo, rica em nutrientes, permitindo o florescimento de esteiras microbianas, que gerariam estruturas organossedimentares de grande escala, ou *mounds* estromatolíticos gigantes. O relevo sinóptico reduzido dos estromatólitos durante o GIA teria sido modificado tornando-se progressivamente mais alto concomitante com o avanço da transgressão pós-glacial e a contínua migração ascendente da zona óxica do ambiente marinho. Esta mudança ambiental ampliou os movimentos fototáticos dos organismos promovendo a estabilização e adaptação do crescimento estromatolítico. O clímax da transgressão pós-glacial concomitante com o maior influxo das águas de degelo ocasionou o aumento do influxo siliciclástico que paulatinamente soterraram as comunidades microbianas, promovendo o desaparecimento desse ecossistema. O contínuo aumento do nível do mar associado ao aumento do influxo siliciclásticos e da energia hidrodinâmica nos ambientes costeiros foram condições inóspita que desencadearam o declínio das comunidades microbianas bentônicas. Assim os estratos estromatolíticos foram gradualmente sucedidos por uma fábrica carbonática produzida por plânctons e submetida parcialmente a precipitação inorgânica devido ao aumento da temperatura, em um mar saturado de CaCO_3 . As condições anômalas para ao desenvolvimento dos *mounds* estromatolíticos gigantes não retornaram às plataformas carbonáticas desenvolvidas nas margens do Cráton Amazônico. Os *mounds* estromatolíticos gigantes desenvolvido durante a precipitação da capa carbonática Puga é um dos únicos registros que fornece informações singulares e inequívocas

para o entendimento das condições paleoambientais e paleoclimáticas do início do Ediacarano após o último evento de *Snowball Earth*.

REFERÊNCIAS

- Allwood A., Walter M.R., Kamber B.S., Marshall C.P., Burch I.W. 2006. Stromatolite reef from the Early Archaean era of Australia, *Nature*, **441** (7094):714-718.
- Almeida F.F.M. 1964. Geologia do Centro - Oeste Mato-grossense. 1964. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*, DNPM, Ministério das Minas e Energia, Rio de Janeiro, 53f.
- Alvarenga C.J.S. & Trompette R. 1993. Evolução tectônica brasileira da Faixa Paraguay: a estruturação da região de Cuiabá, *Revista Brasileira Geologia*, **23** (1): 18-30.
- Arnot R. W. C. 1993. Quasi-laminar-laminated sandstone beds of the Lower Cretaceous Booby Legger Member, north-central Montana: evidence of combined-flow sedimentation, *Journal of Sedimentary Research*, **63** (3): 488-494.
- Babinski M., Trindade R.I.F., Alvarenga J.C., Boggiani P.C., Liu D., Santos R.V. 2006. Geochronological constraints on the Neoproterozoic glaciations in Brazil. In: Snowball Earth 2006. Ascona, *Proceedings*, **1**:19-20.
- Bosak T. *et al.* 2013a. Microbial sedimentology of stromatolites in Neoproterozoic cap carbonate: ecosystem paleobiology and geobiology. *The Paleontological Society Short Course.*, **19**: 51-77.
- Bosak T. *et al.* 2013b. The meaning of stromatolites. *AnnU. Rev. Earth Planet Sci.*, **41**: 21-44.
- Brehm U., Palinska K.A., Krumbein W.E. 2004. Laboratory cultures of calcifying biomicrospheres generate ooids: a contribution to the origin of oolites. *Carnets de Géologie/Notebooks on Geology*, Maintenon, Letter **3**:6. CG2004:L03.
- Brelaz L.C. 2012. *Paleoambiente dos calcários e folhelhos betuminosos da Formação Guia, Neoproterozóico, sudoeste do Estado do Mato Grosso*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 64 p.
- Buick R., Dunlop J.S.R., Groves D.I. 1981. Stromatolite recognition in ancient rocks: an appraisal of irregularly laminated structures in an Early Archaean chert-barite unit from North Pole, Western Australia. *Alcheringa*, **5** (3):161-181
- Chacon E. 2010. Microbial mats as a source of biosignatures. In: Seckbach J. & Oren A. (ed.). *Microbial mats: modern and ancient microorganisms in stratified systems*. Amsterdam, Springer, p.149-181. (Cellular Origin, Life in Extreme Habitats and Astrobiology, 14).
- Cloud P., Wright L. A. E., Williams G., Diehl P., Walter M. R. 1974. Giant stromatolites and associated vertical tubes from the Upper Proterozoic Noonday Dolomite, Death Valley region, eastern California, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **85**:1869-1882.
- Corsetti F.A. & Lorentz N.J. 2006. On neoproterozoic cap carbonates as chronostratigraphic markers. In: Xiao S. & Kaufman A.J. (eds.). *Neoproterozoic geobiology and paleobiology: Topics in Geobiology*. New York, Springer, 27:273-294.
- Corsetti, F.A. & Grotzinger, J.P. 2005. Origin and significance of tube structures in Neoproterozoic Post-Glacial cap carbonates: example from noonday dolomite, Death Valley, United States, *Palaios*, **20** (4):348-362.

- Creveling J. R. & Mitrovica J. X., 2014. The sea-level fingerprint of a Snowball Earth deglaciation: *Earth Planet Sci. Lett.*, **399**:74-85.
- Dickson J. A. D. 1966. Carbonate Identification and Genesis as revealed by staining. *Journal of Sedimentary Petrology*, **36**(2):491-505.
- Dunham R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham W.E. (ed.). *Classification of carbonate rocks*. Tulsa, Okla., American Association of Petroleum Geologists, p.108-121. (Am. Ass. Petrol. Geol., Memoir 1).
- Dupraz C. *et al.* 2009. Processes of carbonate precipitation in modern microbial mats. *Earth-Science Reviews*, **96**:141-162.
- Dupraz C. & Visscher P.T. 2005. Microbial lithification in marine stromatolites and hypersaline mats. *Trends in Microbiology*, **13**: 429-438.
- Elie M. *et al.* 2007. A red algal bloom in the aftermath of Marinoan Snowball Earth. *Terra Nova*, **19**:303-308.
- Fabre S. & Berger G., 2012, How tillite weathering during the snowball Earth aftermath induced cap carbonate deposition, *Geology*, **40**:1027-1030.
- Fairchild I. J & Kennedy J. M. 2007. Neoproterozoic glaciation in the Earth System, *Journal of the Geological Society*, **264**(5):895-921.
- Font E., Trindade R.I.F., Nédélec A. 2005. Detrital remnant magnetization in hematite bearing Neoproterozoic Puga cap dolostone, Amazon Craton: a rock magnetic and SEM study, *Geophysical Journal International*, **163**:491-500.
- Font E., Nédélec A., Trindade R.I.F., Moreau C. 2010. Fast or slow melting of the Marinoan snowball Earth? The cap dolostone record, *Palaeogeography, Paleoclimatology, Palaeocology*, **295** (1): 215-225.
- Frasier M.L. & Corsetti F.A. 2003. Neoproterozoic carbonate shrubs. Interplay of microbial activity and unusual environmental conditions, *Palaios*, **18** (4-5): 378-387.
- Goh F. *et al.* 2006. *Halococcus hamelinensis* sp. nov., a novel halophilic archaeon isolated from stromatolites in Shark Bay, Australia. *International Journal of Systematic and Evolutionary Microbiology*, **56**: 1323-1329.
- Grover G. & Read J.F. 1978. Fenestral and associated vadose diagenetic fabrics of tidal flat carbonates, Middle Ordovician New Market Limestone, southwestern Virginia, *Journal of Sedimentary Petrology*, **48**: 453-473.
- Hemming N.G., Meyers W.J., Grams J.C. 1989. Cathodoluminescence in diagenetic calcites: the roles of Fe and Mn as deduced from electron probe and spectrophotometric measurements. *Journal of Sedimentary Petrology*, **59**: 401-411.
- Hoffman P. F. *et al.* 2017, Snowball Earth climate dynamics and Cryogenian geology-geobiology. *In Sci. Adv.* 3, e1600983.
- Hoffman P.F. & Scharg D.P. 2002. The snowball earth hypothesis: testing the limits of global changes. *Terra Nova*, **14**:129-155

Hoffman P.F., Kaufman A.J., Halverson G.P., Scharg D.P. 1998. A Neoproterozoic Snowball Earth, *Science*, **281**:1342-1346.

James N.P., Narbonne G.M., Kyser T.K. 2001. Late Neoproterozoic cap carbonates: Mackenzie Mountains, northwestern Canada: precipitation and global glacial meltdown. *Canadian Journal of Earth Science*, **38**: 1229-1262.

Mata S. A. *et al.* 2012. Influence of gas production and filament orientation on stromatolite microfabric in palaios. *Research Article*, **27**(3): 206-219.

Nédélec *et al.* 2007. Sedimentology and chemostratigraphy of the bwipe Neoproterozoic cap dolostones (Ghana, Volta Basin): a record of microbial activity in a peritidal environment, *C. R. Geoscience*, **339**: 223-239.

Nogueira A.C.R. 2018. The cryogenian-Ediacaran boundary in the Mirassol d'Oeste region, Southern Amazon Craton. *Boletim do Museu de Geociências da Amazônia*, **5**:1-7.

Nogueira A. C. R. & Riccomini C. 2006. O Grupo Araras (Neoproterozóico) na parte norte da Faixa Paraguai e Sul do Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, **36**: 576-587.

Nogueira A. C. R., Romero G. R., Sanchez E. A. M., Domingos F. H. G., Bandeira J. Santos I. M. Dos, Soares J.L., Lafon J.M., Afonso J.L.P., Santos H.P., Rudnitzki I.D. 2019. The cryogenian-Ediacaran boundary in the Southern Amazon Craton. *In*: Sial A. N., Gaucher C., Ramkumar M., Ferreira V. P. (ed.). *Chemostratigraphy across major chronological boundaries*. [S.l.], The American Geophysical Union, p.89-114. (Geophysical Monograph Series).

Nogueira A.C.R. *et al.* 2007. Carbon and strontium isotope fluctuations and palaeoceanographic Changes in the late neoproterozoic araras carbonate platform, Southern Amazon Craton, Brazil. *Chemical Geology*, **237**:168-190.

Nogueira A.C.R. *et al.* 2003. Soft-Sediment deformation at the base of the Neoproterozoic Puga cap carbonate (Southwestern Amazon Craton, Brazil): confirmation of rapid icehouse to greenhouse transition in snowball earth, *Geology*, **31**(7):613-616.

Pruss S.B., Bosak T., Macdonald F.A., McLane M., Hoffman P.F. 2010. Microbial facies in a Sturtian cap carbonate, the Rasthof Formation, Otavi Group, northern Namibia. *Precambrian Research*, **181** (1):187-198.

Riding R. 2011. Microbialites, stromatolites, and thrombolites. *In*: Reitner J. & Thiel V. (eds). *Encyclopedia of geobiology*. Heidelberg, Springer, p. 635-654. (Encyclopedia of Earth Science Series).

Romero G. R., Sanchez E. A. M., Morais L., Boggiani P. C., Fairchild T. R. 2016. Tubestone microbialites association in the Ediacaran cap carbonates in the Southern Paraguay Fold Belt (SW Brazil): Geobiological and stratigraphic implications for a Marinoan cap carbonate. *Journal of South American Earth Sciences*, **71**:172-181. .

Romero G.R. 2015. *Geobiologia de microbialitos do ediacarano da faixa Paraguai e Sul do Cráton Amazônico (MS e MT): implicações paleoambientais, paleoecológicas e estratigráficas*. PhD Thesis, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geotectônica, Universidade de São Paulo, São Paulo, 215 p.

Romero G.R., Fairchild T.R., Petri S., Nogueira A.C.R. 2011. Enigmáticas estruturas tubulares associadas a microbialitos da Formação Mirassol D'Oeste (Grupo Araras, Neoproterozóico). In: Carvalho I.S., Srivastava N.K., Lana C.C. (eds.). *Paleontologia: cenários da vida*. Rio de Janeiro, Editora Interciência, v.3, p. 27-39.

Romero J.A.S., Lafon J.M., Nogueira A.C.R., Soares J.L. 2012. Sr isotope geochemistry and Pb-Pb Geochronology of the Neoproterozoic cap carbonates, Tangará da Serra, Brazil, *International Geology Review*, **55** (2):185-203.

Rudnitzki I.D., Romero G.R., Hidalgo R., Nogueira A.C.R. 2016. High frequency peritidal cycles of the upper Araras Group: Implications for disappearance of the Neoproterozoic carbonate platform Amazon Craton, *Journal of South American Earth Sciences* **65**:6778.

Rudnitzki, I.D. & Nogueira, A.C.R. 2012. Reavaliação paleoambiental e estratigráfica da Formação Nobres do Grupo Araras, Neoproterozóico da Faixa Paraguaí, região de Cáceres (MT), *Revista Brasileira Geociências*, **42** (4):633-645.

Sanjofre P., Trindade R.I.F., Ader M., Soares J.L., Nogueira A.C.R., Tribovillard N. 2014. Paleoenvironmental reconstruction of the Ediacaran Araras platform (Western Brazil) from the sedimentary and trace metals record, *Precambrian Research*, **241**:185-202.

Santos H.P., Mangano M.G., Soares J.L., Nogueira A.C.R., Bandeira J., Rudnitzki I.D. 2017. Ichnologic evidence of a Cambrian age in the Southern Amazon Craton: Implications for the onset of the Western Gondwana history. *Journal of South American Earth Sciences*, **76**, 482-488.

Santos I. A. *et al.* 2020. Basement-cover relationships and deformation in the Northern Paraguai belt, Central Brazil: implications for the Neoproterozoic-Early Paleozoic History of Western Gondwana. *Journal of the Geological Society*, **177**. <https://doi.org/10.1144/jgs2018-184>.

Schopf J.W. 1994. The oldest known records of life: Early Archean stromatolites, microfossils, and organic matter. In: Bengtson S. (ed.). *Early life on Earth*. New York, Columbia University Press, p. 193-206.

Sibley D.F. & Gregg J.M. 1986. Classification of dolomite rock textures, *Journal of Sedimentary Petrology*, **57**:967-975.

Soares J.L. *et al.* 2013, Synsedimentary deformation and the paleoseismic record in Marinoan cap carbonate of the southern Amazon Craton, Brazil, *Journal of South American Earth Sciences*, **48**:58-72.

Sousa Jr. G. R. *et al.* 2016. Organic matter in the Neoproterozoic cap carbonate from the Amazonian Craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **72**:7-24.

Suarez-Gonzalez P. *et al.* 2019. 'Trapping and binding': a review of the factors controlling the development of fossil agglutinated microbialites and their distribution in space and time. *Earth Science Reviews*, **194**: 182-215.

Thompson J. B. & Ferris F. G. 1990. Cyanobacterial precipitation of gypsum, calcite, and magnesite from natural alkaline lake water. *Geology*, **18** (10): 995-998.

Tucker M. & Dias-Brito D. 2017. *Petrologia sedimentar carbonática: iniciação com base no registro geológico do Brasil*. 1. ed. Rio Claro, UNESP-IGCE-UNESPetro, 1, 208p.

- Tucker M.E. 1991. *Sedimentary petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks*. 2ed. Blackwell Scientific Publications, p. 260.
- Turner E. C. *et al.* 2000. Taphonomic control on microstructure in early neoproterozoic reefal stromatolites and thrombolites. *Palaios*, **15**:87-111.
- Van Maldegem L. M. *et al.* 2019. Bisnorgammacerane traces predatory pressure and the persistent rise of algal ecosystems after Snowball Earth. *Nature Communications*, **10** (1): 476.
- Wright V.P. 1992. A revised classification of limestones. *Sedim. Geol.*, **76**:177-185
- Yang J., Jansen M. F., Macdonald F. A, Abbot D. S. 2017. Persistence of a surface freshwater ocean after a snowball earth. *Geology*, **45**: 615-618.