



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 597

**ESTRATIGRAFIA E ANÁLISE PALEOAMBIENTAL DE
ROCHAS NEOPROTEROZÓICAS DO CINTURÃO
ARAGUAIA, REGIÃO DE REDENÇÃO-PA, BRASIL**

Dissertação apresentada por:

ADRIANA NATALY MEDINA HIGUERA

Orientador: Prof. Dr. Joelson Lima Soares (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)

M491e Medina Higuera, Adriana Nataly.

Estratigrafia e análise paleoambiental de rochas Neoproterozóicas do Cinturão Araguaia, região de Redenção-PA, Brasil / Adriana Nataly Medina Higuera. — 2020.

xviii, 66 f. : il. color.

Orientador(a): Prof. Dr. Joelson Lima Soares

Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2020.

1. Cinturão Araguaia.. 2. Neoproterozoico.. 3. Formação São Martin.. 4. Formação Rio Arraias. . 5. Snowball Earth Marinoana.. I. Título.

CDD 551.700981



Universidade Federal do Pará
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**ESTRATIGRAFIA E ANÁLISE PALEOAMBIENTAL DE
ROCHAS NEOPROTEROZÓICAS DO CINTURÃO
ARAGUAIA, REGIÃO DE REDENÇÃO-PA, BRASIL**

Dissertação apresentada por:

ADRIANA NATALY MEDINA HIGUERA

**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de
GEOLOGIA e Linha de Pesquisa em Análise de Bacias Sedimentares.**

Data de Aprovação: 26 / 12 / 2020

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Joelson Lima Soares
(Orientador – UFPA)

Prof. Dr. Isaac Daniel Rudnitzki
(Membro – UFOP)

Prof. Dr. José Bandeira Cavalcante Júnior
(Membro – UFPA)

*Aos meus pais Rosaura e Guillermo
Aos meus avós Emperatriz e Miguel (In memoriam)
Pelos sacrifícios, ensinamentos, o imenso amor e dedicação.*

AGRADECIMENTOS

- Agradeço a Deus, por me dar forças para vencer os obstáculos e os momentos difíceis ao longo da minha vida.
- A minha família pelo amor, dedicação e incentivo sempre, agradeço as lições ensinadas que levo para toda a vida, obrigada por se fazerem presente em minha vida, mesmo que houvesse distância, serei sempre grata aos meus queridos pais Rosaura e Guillermo, aos meus irmãos: Sandra, Carolina e Andrés e meus amados sobrinhos (meus bebês) Laura Sofia, Sara Valentina, Miguel Andrés, Emily Gabriela e Isabella.
- Ao programa de pós-graduação em geologia e geoquímica (PPGG) e a Universidade Federal do Pará (UFPA) pela oportunidade de crescimento científico, pessoal e pela infraestrutura dispensada para a realização dessa dissertação.
- À Cleida Freitas e Joalice Lopes, secretárias do PPGG, por todo auxílio e suporte fornecidos durante a pós-graduação.
- A CAPES pelo apoio financeiro através da concessão de bolsa de estudo de mestrado, código de financiamento 001.
- A Western Mining Company (WMC) que disponibilizou o núcleo de perfuração do projeto São Martin.
- Ao Prof. Dr. Joelson Lima Soares, orientador desta pesquisa, o Prof. Dr. Afonso Nogueira e o Prof. Dr. José Bandeira Cavalcante da Silva Jr pelos ensinamentos, discussões, conhecimentos compartilhados e amizade que certamente contribuíram para meu amadurecimento.
- Ao Prof. Dr. Paulo Sergio de Sousa Gorayeb, colaborador desta pesquisa pelos ensinamentos, discussões e conhecimentos compartilhados.
- Ao professor Dr. Cláudio Lamarão, à geóloga Gisele Tavares Marques e à técnica Ana Paula Correa do LABMEV UFPA pelo auxílio nas análises de MEV-EDS.
- À Joelma Lobo e Bruno Fernandes por toda a ajuda e paciência na confecção das lâminas delgadas.
- Ao amigo Dr. Hudson Santos pelo auxílio com as lâminas na catodoluminescência.
- À professora Dra. Lucieth Cruz Vieira, responsável pelo laboratório de isótopos estáveis da Universidade Federal de Brasília, pelas análises de isótopos de Estrôncio, Carbono e Oxigênio.
- À professora Dra. Simone Paz e ao técnico Aldemir Sotero do Laboratório de Difração de Raios-X da UFPA pelo auxílio nos análises.

- Agradeço à Biblioteca da UFPa, especialmente a Lucia Imbiriba pela colaboração nas orientações das Normas e formatação.
- Aos estimados amigos do Grupo de Análise de Bacias Sedimentares da Amazônia (GSED), obrigada por este tempo de convivência, apoio e continuas discussões científicas: Pedro Augusto Santos da Silva, Hudson Santos, Luiz Saturnino, Lucas Cunha, Alexandre Ribeiro, Walmir Lima, Raphael Araújo, Quézia Alencar, Isabele Barros, Renan Fernandes, Nayan César, Sebastian Gomez e Anna Andressa.
- Ao Ivan Romero pela paciência, carinho, apoio, e incentivo nos momentos mais difíceis.
- Aos amigos do Mestrado, obrigada por este tempo de convivência e amizade, David Vega, Amanda Suany, Bettina Bozi e Sergio Nunez.
- Agradeço a todos que, direta ou indiretamente, me auxiliaram a iniciar e concluir este trabalho, cujos nomes não caberiam em poucas páginas.

“El Señor es mi pastor; nada me falta. En verdes praderas me hace descansar, a las aguas tranquilas me conduce, me da fuerzas y me lleva por caminos rectos, haciendo honor a su nombre. Aunque pase por caminos oscuros y tenebrosos, no temeré peligro alguno, porque tú, Padre Celestial, estás conmigo; tu vara y tu cayado me sostienen”.

Salmos 23:1-4

RESUMO

O Neoproterozoico foi marcado por intensas mudanças climáticas que foram acompanhadas pela reorganização das massas continentais a nível global. Estes eventos climáticos estão representados pelas glaciações globais Sturtiana e Marinoana registradas nas rochas do período Criogeniano. O rearranjo das massas continentais esteve marcado pela ruptura do supercontinente Rodinia (870 – 750 Ma) e posterior colisões intracratônicas (600 Ma) que geraram a amalgamação de Gondwana, que por sua vez originou diversos orógenos como o Cinturão Araguaia. Esta unidade geotectônica neoproterozóica situada na porção norte da Província Tocantins, é composta pelas rochas sedimentares do Supergrupo Baixo Araguaia, que está subdividido nos grupos Estrondo e Tocantins. O Grupo Tocantins é constituído pelas formações Pequizeiro e Couto Magalhães. Na região de Redenção, a empresa WMC Resources Ltda furou vários testemunhos de sondagem, denominados de SMD, para desvendar a gênese do prospecto São Martim. Inicialmente, as rochas carbonáticas e siliciclásticas sem indícios de metamorfismo, nestes testemunhos (SMD 08 e SMD 15), foram posicionadas na Formação Couto Magalhães. Contudo, a definição original desta unidade envolve rochas com metamorfismo de baixo grau. Este fato motivou uma revisão litoestratigráfica da Formação Couto Magalhães que ocorre em subsuperfície na região de Redenção, além da reconstituição paleoambiental proposta no trabalho original. Assim, esta unidade foi redefinida, na região de estudo, exclusivamente com base em suas características litológicas e denominadas de Formação São Martim (rochas carbonáticas) e Formação Rio Arraias (rochas siliciclásticas). Devido aos poucos testemunhos que existem não é possível definir sua extensão lateral em subsuperfície. Para alcançar os objetivos propostos foram realizadas análises faciológicas, prográficas e geoquímicas isotópicas, assim como interpretações de microfácies sedimentares e microestruturas glaciais. A porção mais basal dos testemunhos é caracterizada pela ocorrência de formações ferríferas bandadas (*Banded Iron Formation*, BIF) que são interpretadas como o assoalho da bacia, estas formações tem idade e similitude composicional correlacionável com as BIF's da Formação Carajás. Na sequência sobrejacente foram definidas dezenove fácies sedimentares que foram agrupadas em quatro associações de fácies correspondentes. Na Formação São Martim as rochas carbonáticas são interpretadas como o registro de um ambiente de plataforma carbonática (AF1) que se encontra em contato discordante com os BIF's. A Formação Rio Arraias é caracterizada pelos depósitos de turbiditos de planície de talude ricos em lama-areia (AF2), glacial (AF3) e turbiditos de planície de talude ricos em areia (AF4). As idades destas rochas foram inferidas a partir do levantamento bibliográfico. Idades meso-arqueanas ($2.952,3 \pm 7,3$

Ma e $2.994,0 \pm 5,8$ Ma) dos BIF's foram determinadas com base em dados U-Pb (SHRIMP) de zircões detríticos. Não há idades disponíveis para os carbonatos da Formação São Martin. As idades obtidas para as rochas siliciclástica da Formação Rio Arraias estão baseadas na metodologia Pb/Pb em pirita clástica (716 a 670 Ma), piritas diagenéticas (668– 616 Ma) e pirita em veios (438 Ma – 394 Ma). Assim como idades Sm/Nd de proveniência sedimentar entre 1660 Ma, 1710 Ma e 1720 Ma em clastos de diamictitos da Formação Rio Arraias. Adicionalmente, foram datadas rochas piroclásticas riolíticas (idades U-Pb) de 634 ± 21 e 624 ± 11 Ma sobrepostas diretamente aos depósitos glaciais da Formação Rio Arraias. Conforme estas idades geocronológicas são inferidas neste trabalho uma idade criogeniana para a sequência sedimentar carbonática-siliciclástica. O primeiro evento de sedimentação após a formação das BIF's foi à deposição de sedimentos carbonáticos que compõem a AF1, o contato entre estas duas associações é abrupto e caracterizado pela presença de uma fina camada de folhelho negro. A AF1 é constituída na porção basal por *mudstone* pseudonodular a pseudolaminar, as quais apresentam estruturas geradas por compactação química como *dissolution seams* e estilólitos, além de finos níveis de tufo vulcânico, na porção superior se encontram as fácies de brecha carbonática e siltito com laminação ondulada. O segundo evento de deposição foi possivelmente marcado pela subsidência da bacia gerada pelo fechamento pós-colisional dos crátons Amazônico com São Francisco/Congo, onde se depositou a AF2 que é composta por arenitos maciços e com laminação plano-paralela, truncada por onda e deformada, ritmitos com laminação plano-paralela e truncada por onda, pelitos maciços e com laminação plano-paralela. O terceiro evento de sedimentação ocorreu no máximo avanço glacial e subsequente rebaixamento do nível do mar, com a deposição dos materiais correspondentes à AF3. Esta associação está constituída por diamictitos foliados e maciços associados à deposição de sedimentos a partir de geleiras que avançam nos corpos de água. A transição entre a AF2 e AF3, apresenta camadas com deformações possivelmente produzidas por glaciectônica. O quarto evento de sedimentação está marcado por um rápido degelo acompanhado de um aumento do nível do mar que aumentou o potencial de preservação dos depósitos subglaciais e possivelmente controlou a deposição dos materiais da AF4. Esta associação é composta por arenitos maciços e com laminação plano-paralela, ondulada, truncada por onda e deformada, em menor proporção ritmitos com laminação plano-paralela e truncada por onda e finas camadas de pelitos maciços, além de dois níveis de brecha siliciclástica. Em resumo, é proposta uma nova definição litoestratigráfica neoproterozoica para o Cinturão Araguaia que sugere pela primeira vez que a plataforma, em

determinados períodos, esteve submetida a processos glaciais possivelmente dentro do contexto de *Snowball Earth*, precisamente a glaciação Marinoana.

Palavras-chave: Cinturão Araguaia. Neoproterozoico. Formação São Martin. Formação Rio Arraias. Snowball Earth. Marinoana.

ABSTRACT

The Neoproterozoic age was marked by intense climatic changes that were accompanied by the reorganization of the continental masses at a global level. These climatic events are represented by the Sturtian and Marinoan Snowball Earth glaciations registered in the rocks of the Cryogenic age. The rearrangement of the continental masses was marked by the rupture of the Rodinia (870 - 750 Ma) and subsequent intracratonic collisions (600 Ma) that generated the amalgamation of Gondwana, which in turn originated several orogens such as the Araguaia Belt. This Neoproterozoic geotectonic unit located in the northern portion of the Tocantins Province, is composed of the sedimentary rocks of the Baixo Araguaia Supergroup, which subdivided into the Estrondo and Tocantins Groups. In the region of Redenção, the company WMC Resources Ltda drilled several cores, called SMD, to unveil the genesis of the São Martim prospect. Initially, the carbonate and siliciclastic rocks without evidence of metamorphism, in these cores (SMD 08 and SMD 15), were positioned in the Couto Magalhães Formation. However, the original definition of this unit involves rocks with low-grade metamorphism. This fact led to a lithostratigraphic review of the Couto Magalhães Formation that occurs on a subsurface in the Redenção region, in addition to the paleoenvironmental reconstitution proposed in the original work. Thus, this unit was redefined, in the study region, exclusively based on its lithological characteristics and named São Martim Formation (carbonate rocks) and Rio Arraias Formation (siliciclastic rocks). Due to the few testimonies that exist, it is not possible to define its lateral extension in subsurface. To achieve the proposed objectives, faciological, sedimentological and geochemical analyzes were performed, as well as interpretations of sedimentary microfacies and glacial microstructures. The most basal portion of the cores is characterized by the occurrence of banded iron formations (BIF) that are interpreted as the basin floor, these formations have age and compositional similarity correlated with the BIF's of the Carajás Formation. In the overlying sequence, nineteen sedimentary facies were defined, which were grouped into four facies associations corresponding. In the São Martim Formation, carbonate rocks are interpreted as the record of a carbonate platform environment in an epicontinental sea (AF1) that is in discordant contact with the BIF's. The Rio Arraias Formation is characterized by deposits of mud-sand-rich slope plain turbidites (AF2), glacial (AF3) and sand-rich slope turbidites (AF4). The ages of these rocks were inferred from the bibliographic survey. Meso-Archean ages ($2,952.3 \pm 7.3$ Ma and $2,994.0 \pm 5.8$ Ma) of the BIF's were determined based on U-Pb (SHRIMP) data of detritical zircons. There are no ages available for carbonates from the São Martim Formation. The ages obtained for the siliciclastic rocks of the Rio Arraias

Formation are based on the Pb / Pb methodology in clastic pyrite (716 to 670 Ma), diagenetic pyrites (668–616 Ma) and vein pyrite (438 Ma - 394 Ma). As well as Sm / Nd ages of sedimentary provenance between 1660 Ma, 1710 Ma and 1720 Ma in diamictite clasts of the Rio Arraias Formation. Additionally, rhyolitic pyroclastic rocks (ages U-Pb) dated 634 ± 21 and 624 ± 11 Ma superimposed directly on the glacial deposits of the Rio Arraias Formation. According to these geochronological ages, a Cryogenian age for the carbonate-siliciclastic sedimentary sequence is inferred in this work. The first sedimentation event after the formation of BIF was the deposition of carbonate sediments that make up AF1, the contact between these two associations is abrupt and characterized by the presence of a thin layer of black shale. The AF1 is constituted in the basal portion by pseudonodular to pseudolaminar mudstone, which present structures generated by chemical compaction such as dissolution seams and stylolites, in addition to fine levels of volcanic tuff, in the upper portion are the carbonate and siltstone breccia facies with wavy lamination. The second deposition event was possibly marked by the subsidence of the basin generated by the post-collisional closure of the Amazon with São Francisco / Congo cratons, where the AF2 was deposited, which is composed of massive sandstones and with plane-parallel lamination, truncated by wave and deformed, rhythms with plane-parallel lamination and truncated by wave, massive mudstones and with plane-parallel lamination. The third sedimentation event occurred at the maximum glacial advance and subsequent lowering of sea level, with the deposition of materials corresponding to AF3. This association is made up of foliated and massive diamictites associated with the deposition of sediments from glaciers that advance in water bodies. The transition between AF2 and AF3, presents layers with deformations possibly produced by glaciotectionic. The fourth sedimentation event is marked by a rapid thaw accompanied by an increase in sea level which increased the potential for preservation of subglacial deposits and possibly controlled the deposition of AF4 materials. This association is composed of massive sandstones with planar-parallel, wavy, wave-truncated and deformed lamination, to a lesser extent rhythms with planar and wave-truncated lamination and thin layers of massive mudstones, in addition to two levels of siliciclastic breccias. In summary, a new Neoproterozoic lithostratigraphic definition for the Araguaia Belt is proposed that suggests for the first time that the platform, in certain periods, was subjected to glacial processes possibly within the context of Snowball Earth, precisely to the Marinoan glaciation.

Keywords: Araguaia Belt. Neoproterozoic. São Martim Formation. Rio Arraias Formation. Snowball Earth. Marinoana.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1.1- Localização da área de estudo na região de Redenção no Estado do Pará. O ponto vermelho indica o posicionamento dos furos SMD 8 E SMD 15. Modificado de Alvarenga *et al.* (2000). 3
- Figura 1.2- Testemunhos de sondagem furos SMD do prospecto do Alvo São Martim fornecido pela empresa de mineração WMC. 5
- Figura 2.1- Épocas glaciais na Terra durante o Neoproterozoico. As bandas brancas indicam a duração das glaciações globais Sturtiana e Marinoana. O início gradual do Marinoano denota incerteza cronométrica. (MacDonald *et al.* 2010, Denyszyn *et al.* 2009). Modificada de Hoffman *et al.* (2017). 9
- Figura 2.2- Histórico de estudos sobre a estratigrafia do Neoproterozoico do Cinturão Araguaia, com destaque para a Formação Couto Magalhães e as formações Rio Arraias e São Martim, propostas neste trabalho. Modificado de Moraes Rêgo (1933), Barbosa *et al.* (1966), Silva *et al.* (1974), Hasui (1975), Hasui *et al.* (1977), Abreu (1978), Gorayeb (1981), Teixeira (1984), Gorayeb (1989), Moura *et al.* (2008), Pinheiro *et al.* (2011) e Paixão *et al.* (2014). 15
- Figura 3.1- Mapa geológico do Cinturão Araguaia, modificado de Alvarenga *et al.* (2000). Em destaque a Formação Couto Magalhães, pertencente ao Grupo Tocantins, objeto de estudo. O ponto vermelho indica o posicionamento dos furos SMD 8 e SMD 15. 20
- Figura 3.2- Perfis estratigráficos e associações de fácies dos furos SMD 8 e SMD 15 no prospecto São Martim, região de Redenção, norte do Brasil. Note-se os ciclos granodecrescentes ascendentes nas AF2 e AF4 23
- Figura 3.3- Aspectos microestruturais e microtexturais do assoalho da bacia. A) Imagem macroscópica das BIF's, pode se observar a intercalação de lâminas de hematita, *chert* e siltito maciço, deformadas e fraturadas (Escala gráfica de 2cm). B) Imagem de MEV mostrando camada de óxidos hematíticos pseudomorfs e magnetíticos cortada por vênula de clorita, presença de *encrusting quartz* (setas brancas). C) Intercalação de camadas de óxidos hematíticos pseudomorfs e magnetíticos com camadas de *chert*, presença de vênulas de calcita (seta branca) e de óxidos de ferro (seta vermelha). 25

- Figura 3.4- Feições estruturais, microestruturais e microtexturais da AF1. A) Imagem macroscópica de *mudstone* com estruturas pseudonodulares em contato com um nível de cristal tufo vulcânico (Escala gráfica de 2cm). B) Imagem microscópica de *mudstone* com estruturas pseudonodular presente na fácies Mpn. C) Imagem microscópica de *mudstone* com estruturas pseudolaminares presente na fácies Mpn. D) Imagem de MEV de pirita framboidal. 27
- Figura 3.5- Feições estruturais, microestruturais e microtexturais da AF2. A) Imagem macroscópica de ritmito com laminação plano–paralela e presença de deformações (Escala gráfica de 2 cm). B) Imagem microscópica mostrando finas lâminas de arenito muito fino intercalado ritmicamente com lâminas de silte de coloração vermelha. C) Imagem microscópica de arenito fino maciço, com presença de grãos angulares numa matriz de sílica. 29
- Figura 3.6- Aspectos estruturais, microestruturais e micromorfológicos da fácies Diamictito foliado e maciço. Estas rochas apresentam clastos angulares a subangulares. A) Imagem macroscópica de diamictito foliado (Escala gráfica de 2 cm). B) e C) Microestruturas tais como *boudinage* e alinhamento de grãos. D) e E) Microestruturas de *boudinage*, alinhamento de grãos, *dispersion tails* e domínios. F) e G) Microestruturas rotacionais, *boudinage*, alinhamento de grãos, sombras de pressão e zonas de cisalhamento. H) e I) Clastos angulares a subangulares imersos em uma matriz argilosa cinza escura. 31
- Figura 3.7- Aspectos macroestruturais, microestruturais e micromorfológicos da AF4. A) Imagem macroscópica de ritmito deformado e fraturado (Escala gráfica de 2 cm). B) Imagem microscópica de ritmito deformado e fraturado, presença de vênulas de calcita. Foto tomada de Figueiredo *et al.* 2009. C) Imagem macroscópica de ritmito com laminação ondulada (Escala gráfica de 2 cm). D) Imagem microscópica de brecha siliciclástica maciça. 33
- Figura 3.8- Aspectos microestruturais e micromorfológicos da fácies Diamictito foliado. Estas rochas apresentam clastos angulares a subangulares. A) e B) Microestruturas rotacionais e *boudinage*. C) e D) Microestruturas de *boudinage*, alinhamento de grãos, *boudinage*, *dispersion tails* e domínios. E) e F) Microestruturas de *necking*. 36

- Figura 3.9- Evolução sequencial que originou as formações São Martim e Rio Arraias a oeste do Cinturão Araguaia. Criogeniano inicial. A) Instalação da plataforma carbonática, sobre o embasamento/assoalho da bacia (BIF); B) Ocorreu uma subsidência da bacia aumentando o nível do mar que possibilitou a deposição de turbiditos. Final do Criogeniano. C) Aconteceu o máximo avanço glacial durante o Criogeniano-Ediacarano. D) Finalmente um rápido degelo acompanhado de um aumento do nível do mar possivelmente controlou a deposição de turbiditos. 40
- Figura 3.10- Curvas isotópicas de C-O-Sr para os depósitos de plataforma carbonática do Cinturão Araguaia. 44
- Figura 3.11. Distribuição de $\delta^{13}\text{C}$ em função de $\delta^{18}\text{O}$ dos carbonatos da plataforma carbonática do Cinturão Araguaia. 46
- Figura 3.12- Distribuição de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em função de $\delta^{18}\text{O}$ dos carbonatos da plataforma carbonática do Cinturão Araguaia. 47
- Figura 3.13- Distribuição de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em função de $\delta^{13}\text{C}$ dos carbonatos da plataforma carbonática do Cinturão Araguaia. 48
- Figura 3.14- Recopilação das curvas de Sr marinho para o Neoproterozoico, modificado de Romero *et al.* (2012), Melezhik *et al.* (2001) e Halverson *et al.* (2010), o ovalo rosa representa a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para a capa carbonática do Grupo Araras: Nogueira *et al.* (2007), Alvarenga *et al.* (2008, 2009), Paula-Santos *et al.* (2010), os pontos vermelhos correspondem aos dados obtidos neste trabalho. 49
- Figura 3.15- Recopilação de dados isotópicos de C, O e Sr a nível mundial das ocorrências de *Snowball Earth*, em vermelho os dados obtidos neste trabalho dos depósitos neoproterozoicos carbonáticos do Cinturão Araguaia. 51

LISTA DE TABELAS

Tabela 1- Descrição das fácies deposicionais e de seus respectivos processos sedimentares da formação ferrífera e das associações de fácies estudadas neste trabalho.	22
Tabela 2- Valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ e de razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para as amostras de calcário dos depósitos neoproterozoicos do Cinturão Araguaia.	42

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
RESUMO	viii
ABSTRACT	xi
LISTAS DE ILUSTRAÇÕES	xii
LISTAS DE TABELAS	xv
CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO	1
1.2 ÁREA DE ESTUDO.....	3
1.3 OBJETIVOS.....	4
1.4 MATERIAL E MÉTODOS.....	4
1.4.1 Análise de fácies e estratigráfica	4
1.4.2 Análise Petrográfica.....	5
1.4.3 Caracterização Mineralógica e microtextural	6
1.4.4 Análises Químicas	7
CAPÍTULO 2 CONTEXTO GEOLÓGICO	9
2.1 NEOPROTEROZOICO	9
2.2 CINTURÃO ARAGUAIA.....	10
2.2.1 Aspectos Estruturais e Deformações.....	10
2.2.2 Estratigrafia do Supergrupo Baixo Araguaia.....	11
CAPÍTULO 3 A NEOPROTEROZOIC GLACIATION ON THE ARAGUAIA BELT: SEDIMENTOLOGIC, STRATIGRAPHIC AND ISOTOPIC EVIDENCE OF A DEPOSITS CRYOGENIAN SNOWBALL EARTH IN BRAZIL	16
3.1 INTRODUÇÃO.....	16
3.2 CONTEXTO GEOLÓGICO.....	18
3.3 MATERIAIS E MÉTODOS	19
3.4 REDEFINIÇÃO ESTRATIGRÁFICA	20
3.4.1 Formação Carajás.....	24
3.4.2 Formação São Martim.....	26

3.4.3	Formação Rio Arraias	27
3.5	MICROESTRUTURAS DO REGISTRO GLACIAL.....	34
3.6	MODELO DEPOSICIONAL.....	37
3.7	POSICIONAMENTO GEOCRONOLÓGICO	40
3.8	ESTRATIGRAFIA ISOTÓPICA DE C E O	41
3.8.1	Amostragem e avaliação dos dados isotópicos.....	41
3.8.2	Valores de $\delta^{13}\text{C}$ versus $\delta^{18}\text{O}$	45
3.8.3	Valores $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	46
3.8.5	Quimiostratigrafia isotópica de Sr e avaliação de influência terrígena	48
3.8.6	Correlação da composição de $\delta^{13}\text{C}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ das águas marinhas do Neoproterozoico	49
3.9	CONCLUSÕES.....	52
CAPÍTULO 4 CONSIDERAÇÕES FINAIS.....		53
REFERÊNCIAS		54

CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

Durante o Neoproterozoico grandes flutuações eustáticas do nível do mar foram acompanhadas por extremos climáticos caracterizados por glaciações globais, denominadas de Sturtiana e Marinoana que estão registradas nas rochas do Criogeniano de várias regiões cratônicas do mundo (Hoffman *et al.* 1998, Hoffman & Schrag 2002, Hoffman *et al.* 2017, Kirschvink 1992, Young 1995). Adicionalmente, ocorreu uma grande reorganização das massas continentais entre 750 e 550 Ma (Hasui *et al.* 2010), que iniciou-se com a ruptura de Rodinia (870 – 750 Ma, Gorayeb *et al.* 2004, Gorayeb *et al.* 2008) e posterior colisões intracratônicas (600 Ma) que gerou a amalgamação de Gondwana Oeste (Gorayeb *et al.* 2020, Hasui 2010, Trindade *et al.* 2006). A colisão destas massas deu origem às faixas de dobramentos brasileiras da Província Tocantins Araguaia, Paraguai e Brasília (Abreu 1990, Almeida *et al.* 1981, Alvarenga *et al.* 2000, Brito-Neves & Cordani 1991, Daly *et al.* 2014, Hasui *et al.* 1977, Hasui *et al.* 1980, Hasui *et al.* 1984, Herz *et al.* 1989, Moura & Gaudette 1993, Pimentel *et al.* 2000, Trompette *et al.* 1993, Valeriano *et al.* 2004).

O Cinturão Araguaia é uma unidade geotectônica neoproterozoica localizada na porção norte da Província Tocantins, ao Norte do Brasil, estendendo-se por mais de 1200 km na direção N-S, com largura média de 100 km. Limita ao oeste com o Cráton Amazônico e é coberto em seus limites norte e leste pelas unidades fanerozoicas da Bacia do Parnaíba (Alvarenga *et al.* 2000). Diversos autores têm se referido à origem do Cinturão Araguaia como associada com a colisão continental entre os paleocontinentes Amazônia, África Ocidental, São Francisco-Congo e do bloco Parnaíba durante a orogenia Pan-Africana / Brasileira (Almeida *et al.* 1981, Daly *et al.* 2014, Gorayeb *et al.* 2020, Moura & Gaudette 1993). Geralmente, os corpos ofiolíticos inseridos tectonicamente na Formação Couto Magalhães, durante a colisão (Barros & Gorayeb 2019, Gorayeb *et al.* 2020, Miyagawa & Gorayeb 2013), são considerados remanescentes da crosta oceânica que foi formada durante a fase extensional tectônica inicial do Cinturão Araguaia (Barros 2015, Gorayeb 1989, Kotschoubey *et al.* 2005, Miyagawa & Gorayeb 2013, Paixão & Nilson 2002). As rochas sedimentares do Cinturão Araguaia e as unidades ofiolíticas presentes provavelmente estão associadas ao rompimento de Rodinia e à posterior assembleia de Gondwana, exibem a transição de depósitos oceânicos a continentais presentes na fronteira leste do Cráton Amazônico (Hodel *et al.* 2019).

O Cinturão Araguaia, definido por Costa *et al.* (1988) como um Cinturão de cisalhamento oblíquo cavalgante, apresenta as rochas do Neoproterozoico constituídas por depósitos carbonáticos e siliciclásticos bem preservados relacionados no passado à Formação Couto Magalhães, porém redefinida no presente trabalho como as formações São Martim (rochas carbonáticas) e Rio Arraias (rochas siliciclásticas). Na região de Redenção, estado do Pará, Figueiredo *et al.* (2007) e Moura *et al.* (2008) definem estas unidades como depósitos carbonáticos associados ao assoalho da bacia e siliciclásticos correspondentes a talude inferior dominado por correntes de turbidez. Entretanto, após uma nova avaliação feita neste trabalho foram identificadas camadas de diamictitos glaciais, ainda não descritos, intercalados aos depósitos tubidíticos.

Nas últimas décadas na comunidade científica tem se desenvolvido uma discussão a respeito do posicionamento estratigráfico desta sucessão. No prospecto São Martim Osborne (2001), mediante a metodologia de U-Pb (SHRIMP), obteve idades meso-arqueanas ($2.952,3 \pm 7,3$ Ma e $2.994,0 \pm 5,8$ Ma) para zircões plutônicos extraídos de formações ferríferas bandadas (BIF) do embasamento. Villas *et al.* (2007), apresentam idades modelo Pb/Pb de 716 – 670 Ma, de 668 – 616 Ma e 438 – 394 Ma correspondentes a pirita clástica, pirita diagenética e pirita de veio, respectivamente. Moura *et al.* (2008), propõem idades modelo Sm/Nd (TDM) obtidas em metasiltitos de 1660 Ma, 1710 Ma e 1720 Ma, para a rocha fonte destas unidades. Adicionalmente, Osborne (2001) datou rochas piroclásticas riolíticas (idades U-Pb) de 634 ± 21 e 624 ± 11 Ma sobrepostas diretamente aos depósitos glaciais da Formação Rio Arraias. Conforme a revisão bibliográfica destas idades geocronológicas é inferida neste trabalho uma provável idade criogeniana para a deposição dos depósitos glaciais, idade que é corroborada com os dados isotópicos obtidos. A descoberta de rochas de idade criogeniana e a variação no sinal isotópico de C em calcários logo abaixo destes diamictitos levanta a possibilidade do primeiro registro de uma glaciação dentro do contexto de *Snowball Earth* Marinoana no Cinturão Araguaia.

Em resumo, este trabalho teve como objetivo principal fazer uma reconstituição paleoambiental e estratigráfica dos depósitos antes denominados de Formação Couto Magalhães a partir da análise e interpretação de furos sondagens na região de Redenção. Permitindo assim uma compreensão maior das variações paleoambientais e paleogeográficas que influenciaram esta sucessão carbonático-siliciclástica. Além disso, pela primeira vez foram identificadas evidências de processos glaciais no registro sedimentar estudado, possivelmente dentro do contexto de *Snowball Earth*.

1.2 ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está localizada no sudeste do estado do Pará, na região de Redenção, ao norte do Brasil (Fig. 1.1). O estudo se baseia na análise dos testemunhos de sondagem SMD08 e SMD15 cedidos pelo grupo WMC (Western Mining Company) obtidos da prospecção do Alvo São Martin. A área de obtenção dos furos SMD, localiza-se ao sul da cidade de Redenção, ao longo da estrada para Nova Esperança, entre a PA-287 e a PA-327 nas coordenadas 49°50'42"; 8° 18' 05".

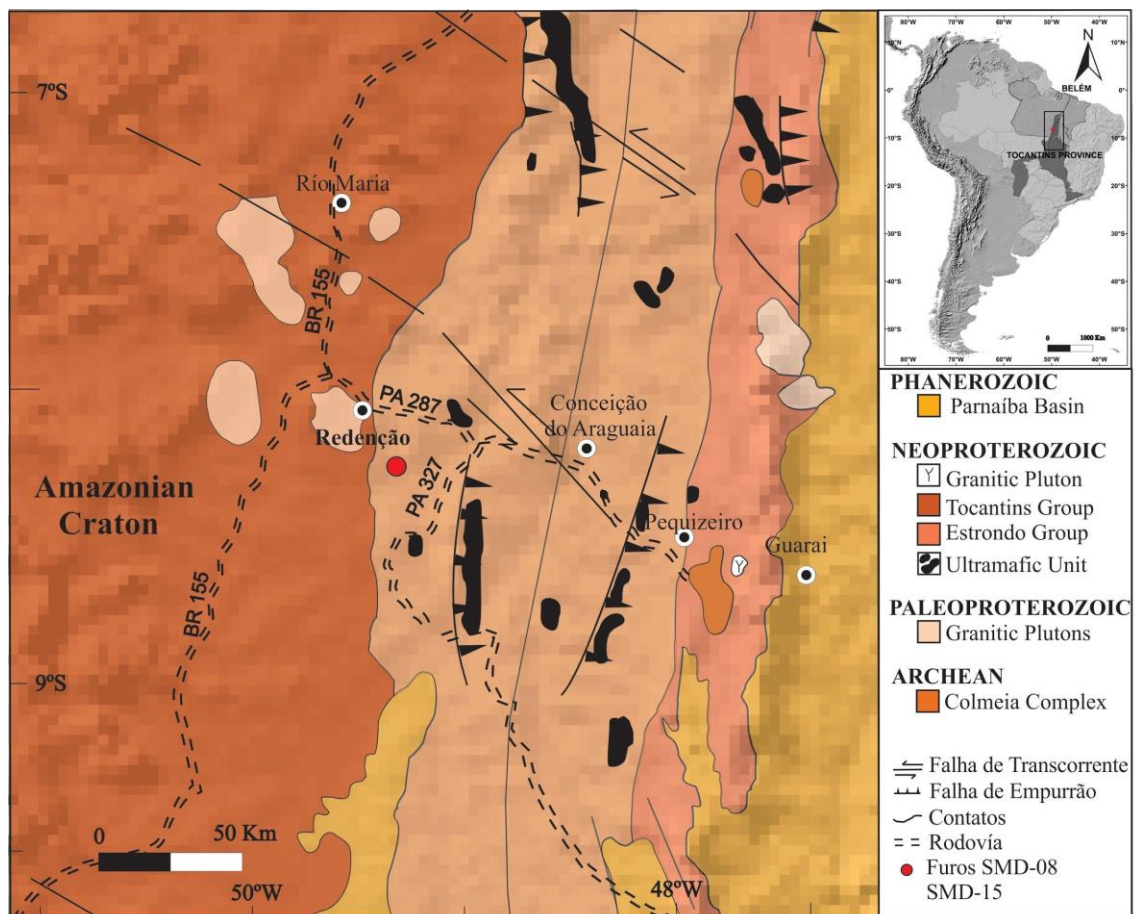


Figura 1.1- Localização da área de estudo na região de Redenção no Estado do Pará. O ponto vermelho indica o posicionamento dos furos SMD 8 E SMD 15. Modificado de Alvarenga *et al.* (2000).

1.3 OBJETIVOS

O objetivo geral desta dissertação foi construir um arcabouço estratigráfico associado à reconstituição paleoambiental e estratigráfica dos depósitos neoproterozoicos do Cinturão Araguaia na região de Redenção, Estado do Pará. Os objetivos específicos foram: a) determinar as condições paleoambientais no período de deposição e fazer a redefinição estratigráfica dos depósitos; b) posicionar estratigraficamente os depósitos estudados e estabelecer a relação com os eventos glaciais globais ocorridos durante o Neoproterozoico com base em datações isotópicas e geocronológicas.

1.4 MATERIAL E MÉTODOS

Para a reconstituição paleoambiental e estratigráfica dos depósitos neoproterozoicos do Cinturão Araguaia na região de Redenção, foram aplicados métodos de análise faciológica e microfaciológica de testemunhos, técnicas analíticas laboratoriais e de tratamento dos dados que serão descritos abaixo. A prospecção do Alvo São Martim feita pela empresa de mineração WMC permitiu a obtenção de testemunhos de sondagem dos depósitos sedimentares do Cinturão Araguaia. Atualmente estes testemunhos encontram-se armazenados na Universidade Federal do Pará, sob a responsabilidade do Instituto de Geociências.

Neste trabalho se realizou a descrição macroscópica de 731 m (SMD08 641 m, SMD15 90 m) aproximadamente de testemunhos de sondagem de diamictitos, rochas carbonáticas, pelíticas e BIF (*Banded Iron Formation*) dos Furos SMD08 e SMD15 (Fig. 1.2), os quais apresentam duas (2) polegadas de diâmetro. Dentro das caixas ocorrem intervalos não recuperados e/ou que foram retirados para análises anteriores a este estudo. Durante a descrição, foi anotada a metragem destes intervalos que faltam material, e representados na coluna estratigráfica como “não exposto”.

1.4.1 Análise de fácies e estratigráfica

O estudo de fácies sedimentares dos furos SMD, seguiu a metodologia proposta por Walker (1992) a qual inclui os seguintes critérios: a) Reconhecimento e descrição detalhada de estruturas sedimentares, composição litológica, texturas e geometria; b) Associação de fácies contemporâneas e geneticamente relacionadas, para refletir os diferentes ambientes e subambientes; c) Modelo deposicional, uma representação gráfica geral dos sistemas deposicionais, construída com base nas associações de fácies, onde a relação entre os diferentes paleoambientes é observada. A nomenclatura das fácies utilizada foi estabelecida

conforme a proposta modificada de Miall (1985), na qual são utilizadas siglas composta pela primeira letra maiúscula, correspondente à litologia do depósito e a segunda letra (e terceira, se necessária) minúscula relacionada à presente estrutura sedimentar.

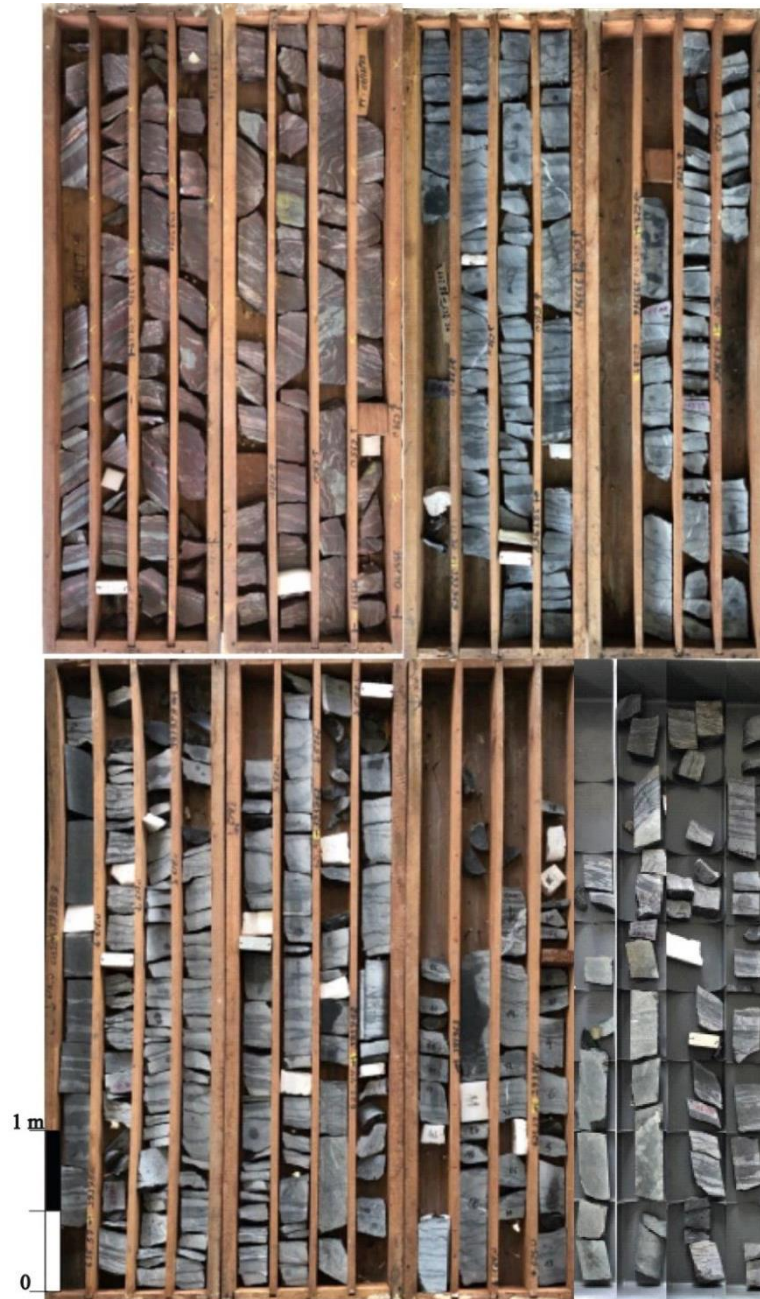


Figura 1.2- Testemunhos de sondagem furos SMD do prospecto do Alvo São Martim fornecido pela empresa de mineração WMC.

1.4.2 Análise Petrográfica

As amostras para análise petrográfica foram selecionadas conforme sua subdivisão faciológica e representatividade dentro do furo, foram descritas um total de 55 lâminas polidas. As descrições e interpretações das microfácies carbonáticas seguiram a proposta de

Flügel (2004) e para sua classificação foi utilizada a proposta de Dunham (1962), que divide as rochas carbonáticas conforme a textura. A classificação de rochas siliciclásticas foi baseada nas propostas de Tucker (1992 e 2003) e Folk (1974). Em resumo, a descrição petrográfica de todas as amostras compreendeu as seguintes etapas: *a*) Descrição dos constituintes da rocha: bioclastos, matriz, cimento, grãos siliciclásticos e feições diagenéticas; *b*) determinação da porcentagem dos constituintes de cada rocha para qual foi realizada a contagem de 300 pontos em cada lâmina; *c*) tingimento com Alizarina vermelho S e ferrocianeto de potássio para a diferenciação mineralógica de calcita e dolomita, ferrosa ou não ferrosa; *d*) nomear as microfácies e definir os principais processos diagenéticos atuantes nas rochas estudadas.

Com o intuito de identificar a presença de deformações produzidas por glaciectônica dentro do registro glacial do Prospecto São Martim, foi realizada a seleção de amostras no intervalo 308 do furo SMD08 e no furo SMD15, seguindo principalmente a individualização das fácies. As feições microscópicas foram avaliadas em 9 lâminas polidas e descritas baseado na proposta de Menzies *et al.* (2016), para descrições micromorfológicas de depósitos glaciais.

A elaboração de lâminas polidas foi desenvolvida no laboratório de laminação da UFPA e o equipamento utilizado para aquisição dos dados de petrografia microscópica foi o microscópio ótico Leica, acoplado a uma câmera digital Sony CYBERSHOT, com 3.3 Mega Pixels, pertencente ao Grupo de Análise de Bacias Sedimentares da Amazônia (GSED)-IG-UFPA.

1.4.3 Caracterização Mineralógica e microtextural

A caracterização mineralógica e microtextural das rochas estudadas foi dividida em duas etapas, na primeira foi realizada a análise qualitativa e análise química semi-quantitativa de lâminas delgadas e fragmentos de rocha escolhidos sistematicamente em microscopia eletrônica de varredura (MEV), acoplado ao analisador de raios-X de energia dispersiva (EDS). A fim de reconhecer microtexturas presentes nas amostras de diamictitos foliados glaciais, foram extraídos grãos de quartzo para estudar suas superfícies, estes foram revestidos com ouro e fotografados usando elétrons secundários. O equipamento utilizado nesta etapa foi o Microscópio Eletrônico de Varredura modelo Zeiss LEO-1430, pertencente ao Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura da UFPA (LABMEV-UFPA). A segunda foi à análise por difração de raios-X, que proporciona informações das principais fases minerais das rochas. Esta técnica consiste na análise mineralógica da rocha pulverizada, utilizando-se

um difratômetro X'Pert MPD- PRO PANalytical, equipado com ânodo de Cu ($\lambda=1,5406$), no Laboratório de Caracterização Mineral da UFPA (LCM). A identificação mineralógica foi efetuada com o auxílio do *software* X'Pert HighScore Plus, que compara os resultados com as fichas do banco de dados do *International Center on Diffraction Data* (ICDD).

1.4.4 Análises Químicas

1.4.4.1 Geoquímica isotópica de C e O

A análise isotópica baseou-se na coleta sistemática de amostras da sucessão carbonática pertencente ao furo SMD08. As rochas foram pulverizadas com pistilo de ágata, evitando-se fraturas e camadas siliciclásticas produzidas pela compactação química na diagênese. O material foi enviado ao Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília (UnB) sob supervisão da Profa. Dra. Lucieth Cruz Vieira.

Os dados isotópicos de C e O foram obtidos no Finnigan Gas Bench II, com a Opção-Carbonato, que conta com um *autosampler* com preparação de amostra assistida e interface com *loop* de injeção, com sistema de fluxo contínuo acoplado ao espectrômetro de massa *Finnigan DELTA plus Advantage*. O *Finnigan Gas Bench II*, no modo carbonato, faz uso do princípio do banho ácido individual. Ácido fosfórico é adicionado em gotas em cada *vial* com amostra por um sistema de gotejamento completamente automatizado. O CO₂ gerado é passado lentamente através de um loop amostrador em um fluxo de hélio. Injeções repetitivas no *loop* por uma coluna isotérmica GC cria uma série de pulsos de CO₂ puro em He, o qual entra no IRMS via um *open split*. Esse sistema permite alcançar uma precisão de 0.08 ‰ para $\delta^{18}\text{O}$ e de 0.06 ‰ para $\delta^{13}\text{C}$.

Para os estudos geoquímicos, diferenças relativas nas razões isotópicas são utilizadas para reportar abundâncias e variações de isótopos estáveis. Os valores obtidos para as razões isotópicas são reportados com a notação δ (valores de δ), que tem a seguinte definição:

$$\delta \equiv \left(\frac{R_x - R_{\text{padrão}}}{R_{\text{padrão}}} \right) \times 10^3$$

Onde R_x é a razão isotópica das amostras ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ e $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) e R padrão é a razão correspondente a um padrão internacional de referência. O valor de δ é a diferença relativa na razão isotópica (sempre o isótopo pesado e raro versus o isótopo leve e mais abundante) entre a amostra e o padrão, em partes por milhão ou partes por mil (‰) em relação ao padrão VPDB (*Vienna Pee Dee Belemnite*). VPDB é uma escala reconhecida pelo Instituto Nacional

de Padrões e Tecnologia (NIST) que é usada para relatar as abundâncias relativas de $\delta^{13}\text{C}$ ou $\delta^{18}\text{O}$ através da notação delta.

1.4.4.2 Geoquímica isotópica do Sr

Para a análise de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, 15 amostras com peso total de 50 mg de carbonato pulverizado foram enviados ao Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília (UnB) sob supervisão da Profa. Dra. Lucieth Cruz Vieira, onde foram acondicionadas em béqueres de Teflon, sendo posteriormente atacadas com ácido acético (0.5N) para dissolver somente a fração carbonática e evitar a contribuição de ^{87}Sr e Rb de minerais não carbonáticos presentes nas amostras. A razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ das amostras foi determinada pelo espectrômetro de massa de ionização termal (TIMS), marca Finnigan MAT 262. As incertezas nas medições do isótopo de Sr foram $\pm 2\text{SE}$. Análises repetidas do padrão NBS 987 indicaram valores de $0,71028 \pm 1$ e $0,71028 \pm 2$.

CAPÍTULO 2 CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1 NEOPROTEROZOICO

O Neoproterozoico compreende idades de 1000-541±1 Ma e atualmente está dividido em três períodos, o Toniano representado pela quebra e desarticulação do supercontinente Rodínia, o Criogeniano caracterizado por pelo menos dois episódios de glaciação que têm registros globais e o Ediacarano que está relacionado ao término da glaciação Marinoana, presença da fauna de Ediacara e declínio dos estromatólitos (Hoffman *et al.* 1998, Hoffman 1999, Hoffman & Schrag 2002).

O Criogeniano é caracterizado por mudanças climáticas globais, onde evidências paleomagnéticas sugerem que a linha de gelo atingiu o nível do mar próximo ao equador durante pelo menos dois episódios glaciais (Schmidt & Williams 1995). Neste período dois eventos glaciais são reconhecidos em quase todo o planeta: a glaciação Sturtiana (725 Ma) e a glaciação Marinoana (635 Ma), além de uma glaciação, aparentemente mais regional, denominada Gaskiers (580Ma) (Halverson *et al.* 2005, Hoffman *et al.* 2017) no Ediacarano (Fig. 2.1). Existe uma grande discussão sobre se os oceanos estavam cobertos por espessas camadas de gelo durante estes eventos, a denominada "hipótese de *Snowball Earth*" (Hoffman *et al.* 1998, Kirschvink 1992) e a "hipótese de *Slushball Earth*" onde os oceanos tropicais estavam livres de gelo (Hyde *et al.* 2000). Sendo a *Snowball Earth* a mais aceita, devido ao registro estratigráfico glacial encontrado a nível global, além dos diversos modelos que validam a presença de gelo através dos oceanos (Abbot *et al.* 2010, Abbot *et al.* 2012, Brasier & Sukhov 1998, Burns & Matter 1993, Halverson *et al.* 2005, Halverson *et al.* 2007, Hill & Walter 2000, Hoffman *et al.* 2017, MacDonald *et al.* 2013, Nogueira *et al.* 2019, Saylor *et al.* 1998, Tahata *et al.* 2013, Tziperman *et al.* 2012). Quando a liberação de gases vulcânicos subaeriais elevou o dióxido de carbono atmosférico a cerca de 350 vezes o nível moderno ocorreu uma terminação abrupta da *Snowball Earth* (Hoffman *et al.* 1998). O término rápido teria resultado no aquecimento desta levando a condições extremas de efeito estufa (Hoffman *et al.* 1998). A transferência de dióxido de carbono atmosférico para o oceano resultaria na rápida precipitação de carbonato de cálcio em águas superficiais quentes, produzindo as capas carbonáticas observadas globalmente acima dos depósitos glaciais (Hoffman *et al.* 1998).

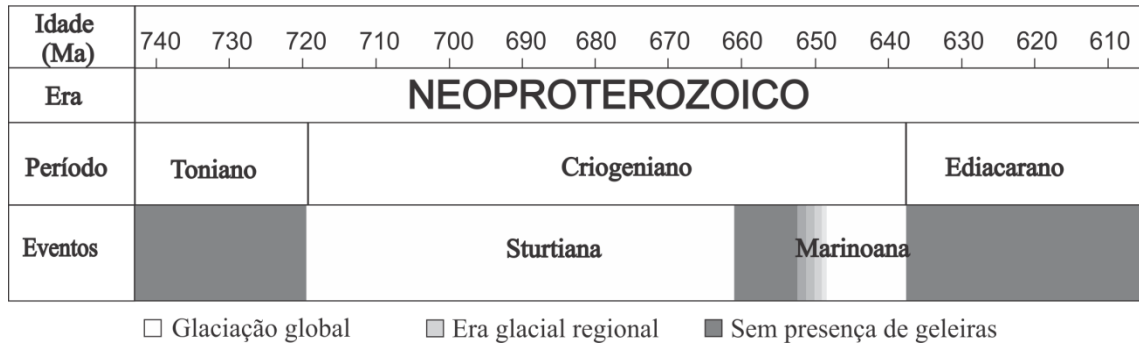


Figura 2.1- Épocas glaciais na Terra durante o Neoproterozoico. As bandas brancas indicam a duração das glaciações globais Sturtiana e Marinoana. O início gradual do Marinoano denota incerteza cronométrica. (MacDonald *et al.* 2010, Denyszyn *et al.* 2009). Modificada de Hoffman *et al.* (2017).

Embora a sequência sedimentar característica de uma *Snowball Earth* esteja composta por depósitos glaciais subjacentes a sucessões calcáreas (Alvarenga *et al.* 2011, Bandeira *et al.* 2012, Halverson *et al.* 2005, Hoffman *et al.* 2017), existem registros destes eventos relacionados a espessos pacotes de depósitos siliciclásticos gerados em ambientes marinhos profundos (Alvarenga 1988, Araújo & Nogueira 2019, Alvarenga *et al.* 2011, Domack & Hoffman 2011, Etienne *et al.* 2009, Leather *et al.* 2002, Le Heron *et al.* 2012), como os descritos neste trabalho.

2.2 CINTURÃO ARAGUAIA

2.2.1 Aspectos Estruturais e Deformações

O Cinturão Araguaia corresponde à parte norte do Cinturão Paraguai – Araguaia (Almeida *et al.* 1981). Tem uma orientação geral N-S com aproximadamente 1200 km de comprimento e 100 km de largura, ao leste o Cinturão está coberta pelas rochas fanerozoicas da Bacia do Parnaíba, enquanto que ao oeste as rochas anquimetamórficas a não metamórficas do Cinturão repousam em discordância angular, ou por cavalgamento sobre as rochas do Cráton Amazônico (Alvarenga *et al.* 2000). Ao Sudeste, o Cinturão Araguaia é limitado pelo Maciço Goiás (Almeida *et al.* 1981). Segundo Abreu (1978), Hasui & Costa (1990), Abreu *et al.* (1994), Costa *et al.* (1988) e Fonseca *et al.* (1999), a inversão da Bacia Araguaia foi caracterizada por uma fase inicial marcada por cavalgamentos com componente oblíqua sinistral, vergentes para WNW, enquanto que a fase final ocorreria a intensificação dos cavalgamentos e o desenvolvimento de rampas laterais. Tais movimentos seriam integrantes da colagem do Cinturão Araguaia ao Cráton Amazônico, tendo ocorrido provavelmente durante o Paleoproterozoico (Fonseca *et al.* 1999). A segunda geração de estruturas é representada por zonas de cisalhamento transcorrentes, plástico-rúpteis, atribuídas ao evento

Brasiliano (Alvarenga *et al.* 2000). O Cinturão Araguaia compreende um conjunto de rochas sedimentares depositadas em uma bacia sobre condições distensivas do tipo *rift*, com rochas ígneas introduzidas em períodos *sin* e *pós-rift* (Neves 1999). Este pacote de rochas sedimentares foi submetido a uma fase de metamorfismo regional que varia em intensidade de oeste para leste, de nulo a incipiente (anquimetamorfismo), fácies anfíbolito médio-alto até condições de anatexia e condições metamórficas incipientes a nulas, em sua porção ocidental, onde afloram rochas correspondentes a Formação Couto Magalhães (Abreu *et al.* 1994).

2.2.2 Estratigrafia do Supergrupo Baixo Araguaia

O Cinturão Araguaia compreende duas unidades principais, representadas pelo Complexo Colmeia e pelo Supergrupo Baixo Araguaia, o último dividido no Grupo Estrondo na base e Grupo Tocantins no topo (Abreu 1978) (Fig. 2.3). As formações do Grupo Estrondo definidas por Abreu (1979) (Fig. 2.3) em Formação Morro do Campo, constituída por quartzitos puros intercalados com muscovita quartzitos, quartzo–muscovita xisto, cianita xisto, quartzito feldspático, magnetita quartzito e anfíbolitos e a Formação Xambioá, constituída por micaxistos, xistos feldspáticos, xistos com granada, estauroлита e/ou cianita, xistos grafitosos, mármore e anfíbolitos.

O Grupo Tocantins é subdividido na Formação Pequizeiro e na Formação Couto Magalhães (Gorayeb 1981) (Fig. 2.3). A Formação Pequizeiro, definida por Hasui *et al.* (1977), é constituída por clorita xistos, principalmente, talco xistos, talco-actinolita xistos, actinolita xistos, serpentinitos e metabasitos se fazem presentes. Além de clorita xistos, apresentam-se clorita, biotita, sericita e minerais opacos (pirita e magnetita). As rochas citadas aparecem associadas, derivando de corpos básico-ultrabásicos, concordantes e discordantes, e possivelmente também em derrames. A Formação Couto Magalhães é constituída por ardósias, filitos pelíticos, filitos grafitosos, meta–arcosios, metassiltitos, meta–argilitos e lentes de quartzitos (Abreu 1979, Gorayeb 1981).

2.2.2.1 Formação Couto Magalhães

A Formação Couto Magalhães, foi definida por Hasui *et al.* (1977) para a porção oeste do Grupo Tocantins (Fig. 2.3). Esta unidade é litologicamente composta por uma sequência predominantemente pelítica de filitos e ardósias, com intercalações menores de metargilito, metassilito, metagrauvaca, *chert*, quartzito e calcários (Gorayeb 1981). Uma série de corpos

ultramáficos serpentizados encontram-se encaixados nos filitos, e silexitos hematíticos estão distribuídos por toda a região de ocorrência da Formação Couto Magalhães.

Segundo Hasui *et al.* (1977) existem dois tipos de limites da Formação Couto Magalhães com o Cráton Amazônico. O primeiro, ao norte das cabeceiras do Rio Vermelho, está em contato por falha de cavalgamento, que colocou a formação já dobrada e metamorfisada sobre o Complexo Xingu. O segundo, ao sul das cabeceiras do Rio Vermelho, onde não envolve falha, as rochas metamórficas passam para anquimetamórficas, que repousam discordantemente sobre o Cráton Amazônico.

	Moraes Rêgo (1933)	Barbosa et al. (1966)	Silva et al. (1974)	Hasui (1975)	Hasui et al. (1977)	Abreu (1978)			Gorayeb (1981)			Teixeira (1984), Gorayeb (1989), Moura et al. (2008), Pinheiro et al. (2011), Paixão et al. (2014)			Este trabalho		
NEOPROTEROZOICO	Série Tocantins	Série Tocantins	Grupo Tocantins	Grupo Tocantins	Supergrupo Baixo Araguaia	Fm. Pequizeiro Ofiolitos	Grupo Tocantins	Fm. Pequizeiro	Supergrupo Baixo Araguaia	Grupo Tocantins	Fm. Couto Magalhães	Supergrupo Baixo Araguaia	Grupo Tocantins	Fm. Couto Magalhães	Supergrupo Baixo Araguaia	Fm. Rio Arraias	
						Fm. Couto Magalhães		Fm. Couto Magalhães			Fm. Pequizeiro			Fm. Pequizeiro		Fm. Couto Magalhães	Fm. São Martim
		Série Araxá	Grupo Araxá	Grupo Estrondo	Fm. Estrondo		Grupo Estrondo	Fm. Xambioá		Grupo Estrondo			Grupo Estrondo	Fm. Xambioá			
							Fm. Morro do Campo						Grupo Estrondo	Fm. Morro do Campo			
EMBASAMENTO															EMBASAMENTO (<i>Banded iron formation</i>)		

Figura 2.2- Histórico de estudos sobre a estratigrafia do Neoproterozoico do Cinturão Araguaia, com destaque para a Formação Couto Magalhães e as formações Rio Arraias e São Martim, propostas neste trabalho. Modificado de Moraes Rêgo (1933), Barbosa *et al.* (1966), Silva *et al.* (1974), Hasui (1975), Hasui *et al.* (1977), Abreu (1978), Gorayeb (1981), Teixeira (1984), Gorayeb (1989), Moura *et al.* (2008), Pinheiro *et al.* (2011) e Paixão *et al.* (2014).

CAPÍTULO 3 A NEOPROTEROZOIC GLACIATION ON THE ARAGUAIA BELT: SEDIMENTOLOGIC, STRATIGRAPHIC AND ISOTOPIC EVIDENCE OF A DEPOSITS CRYOGENIAN SNOWBALL EARTH IN BRAZIL

ABSTRACT

A Neoproterozoic deep-water marine sedimentary environment is responsible for the genesis of the Prospect São Martim deposits obtained in the Araguaia Belt, Redenção region. Several geochronological studies show model ages of diagenetic events close to the deposition of 668 – 616 Ma for the succession. Therefore, a probable age suggested, in this work, for deposition of this succession to be Cryogenian. Faciological and stratigraphic analyses performed for this unit, resulted in the definition of nineteen facies that were grouped into five facies associations corresponding to the carbonate platform, sand rich apron slope turbidites, glacial and mud/sand – rich apron slope turbidites environments. C, O and Sr isotopic analyzes allowed to position the limestone deposits in the Neoproterozoic curve with pre-Marinoan age, which supports the Cryogenian age proposal for the siliciclastic succession studied. Besides, to improve the definition of the depositional model, the study suggests for the first time, that the platform in certain periods, it was subjected to glacial processes possibly within the context of Marinoan Snowball Earth.

3.1 INTRODUÇÃO

Evidências de glaciações criogenianas de extensão global são descritas em diversas regiões do planeta na forma de tilitos recobertos por depósitos carbonáticos ou siliciclásticos com estruturas e feições anacrônicas (Hoffman *et al.* 1998, Hoffman & Schrag 2002, Hoffman *et al.* 2017, Kirschvink 1992, Young 1995). No Brasil estes eventos estão registrados principalmente em faixas de dobramentos originadas durante a grande reorganização das massas continentais que ocorreu entre 750 e 550 Ma (Hasui 2010). A colisão destas massas deu origem aos cinturões de dobramentos brasileiros Araguaia, Paraguai e Brasília, pertencentes à Província Tocantins (Abreu 1990, Almeida *et al.* 1981, Alvarenga *et al.* 2000, Brito-Neves & Cordani -1991, Daly *et al.* 2014, Hasui *et al.* 1977, Hasui *et al.* 1980, Hasui *et al.* 1984, Herz *et al.* 1989, Moura & Gaudette 1993, Pimentel *et al.* 2000, Trompette *et al.* 1993, Valeriano *et al.* 2004).

O Cinturão Araguaia foi definido por Costa *et al.* (1988) como um cinturão de cisalhamento oblíquo cavalgante. Diversos autores têm se referido à origem do Cinturão

Araguaia como associada com a colisão continental entre os paleocontinentes Amazônia, África Ocidental, São Francisco-Congo e do bloco Parnaíba durante a orogenia Pan-Africana / Brasileira (Almeida *et al.* 1981, Daly *et al.* 2014, Moura & Gaudette 1993). Geralmente, os corpos ofiolíticos inseridos tectonicamente na Formação Couto Magalhães, durante a colisão (Barros & Gorayeb 2019, Gorayeb *et al.* 2020, Miyagawa & Gorayeb 2013), são considerados remanescentes da crosta oceânica que foi formada durante a fase extensional tectônica inicial do Cinturão do Araguaia (Gorayeb 1989, Kotschoubey *et al.* 2005, Miyagawa & Gorayeb 2013, Paixão & Nilson 2002). As rochas sedimentares do Cinturão Araguaia e as unidades ofiolíticas presentes provavelmente estão associadas ao rompimento de Rodinia e à posterior assembleia de Gondwana, exibem a transição de depósitos oceânicos a continentais presentes na fronteira leste do Cráton Amazônico (Hodel *et al.* 2019).

As rochas metassedimentares que registram a fase final de deposição no Cinturão Araguaia pertencem a Formação Couto Magalhães do Grupo Tocantins, sendo composta por filitos, ardósias, quartzitos, meta-arcósios e metacalcários (Hasui *et al.* 1984). Na região de Redenção, estado do Pará, se apresentam rochas carbonáticas e siliciclásticas sem metamorfismo, atribuídas a Formação Couto Magalhães (Figueiredo *et al.* 2007, Gorayeb 1989, Moura *et al.* 2008). Esta descrição difere das seções tipo definidas previamente para a Formação Couto Magalhães. As rochas descritas neste trabalho pertencem a testemunhos de sondagem do Prospecto São Martim e, até o momento, só foram identificadas em subsuperfície. Trabalhos prévios na região definem estas unidades como depósitos carbonáticos associados ao assoalho da bacia e siliciclásticos correspondentes a talude inferior dominado por correntes de turbidez, seguida por uma sucessão siliciclástica com convoluções relacionados a talude inferior influenciado por processos de escorregamento (Figueiredo *et al.* 2007, Moura *et al.* 2008).

O fato destes depósitos não exibirem metamorfismo motivou a proposta de criação de duas novas unidades litoestratigráficas, denominadas de Formação São Martim (sucessão carbonática) e Formação Rio Arraias (sucessão siliciclástica). A descoberta de camadas de diamictitos glaciais (dentro da Formação Rio Arraias) e a variação no sinal isotópico de C em calcários logo abaixo destes diamictitos indica uma provável relação genética destes depósitos com a *Snowball Earth* Marinoana.

3.2 CONTEXTO GEOLÓGICO

O Cinturão Araguaia é uma unidade geotectônica neoproterozoica pertencente à Província Tocantins e corresponde à parte norte do Cinturão Paraguai – Araguaia (Almeida *et al.* 1981). Tem uma orientação geral N-S com aproximadamente 1200 km de comprimento e 100 km de largura. Ao Leste o Cinturão está coberta pelas rochas fanerozoicas da Bacia do Parnaíba, enquanto ao oeste as rochas anquimetamórficas a não metamórficas do Cinturão repousam em discordância angular, ou por cavalgamento sobre as rochas do Cráton Amazônico (Alvarenga *et al.* 2000). No Sudeste, o Cinturão Araguaia é limitado pelo Maciço Goiás (Almeida *et al.* 1981) (Fig. 3.1). A inversão da Bacia Araguaia foi caracterizada por uma fase inicial marcada por cavalgamentos com componente oblíqua sinistral, vergentes para WNW, enquanto que a fase final ocorreria a intensificação dos cavalgamentos e o desenvolvimento de rampas laterais (Abreu 1979, Abreu *et al.* 1994, Costa *et al.* 1988, Hasui & Costa 1990, Fonseca *et al.* 1999). Tais movimentos seriam integrantes da colagem do Cinturão Araguaia ao Cráton Amazônico, tendo ocorrido provavelmente durante o Paleoproterozoico (Fonseca *et al.* 1999). A segunda geração de estruturas é representada por zonas de cisalhamento transcorrentes, plástico-rúpteis, atribuídas ao evento termo-tectônico Brasileiro (Alvarenga *et al.* 2000). O Cinturão Araguaia compreende um conjunto de rochas sedimentares depositadas em uma bacia sobre condições distensivas do tipo rift, com rochas ígneas introduzidas em períodos sin e pós-rift (Alvarenga *et al.* 2000). Este pacote de rochas sedimentares, foi submetido a uma fase de metamorfismo regional que varia em intensidade de oeste para leste, de nulo a incipiente (anquimetamorfismo), fácies anfíbolito médio-alto até condições de anatexia (Abreu *et al.* 1994) e condições metamórficas incipientes a nulas, em sua porção ocidental, onde afloram rochas correspondentes a Formação Couto Magalhães.

Rochas máficas e ultramáficas inseridas na porção Oeste do Cinturão Araguaia compreendem basaltos maciços e em almofada, peridotitos e dunitos serpentinizados, cromititos e seus produtos metamórficos, além de rochas ferrosas bandadas, *cherts* ferríferos, *cherts* e jaspilitos (Gorayeb 1989, Miyagawa & Gorayeb 2013, Paixão & Gorayeb 2014). Estas rochas foram definidas como corpos ofiolíticos (Hasui *et al.* 1977, Kotschoubey *et al.* 2005, Osborne 2001, Paixão & Nilson 2001a, b, Paixão *et al.* 2008, Trouw *et al.* 1976).

Os plútons alcalinos do Monte Santo e da Suite Serra da Estrela (1,0 Ga) são os mais antigos. Uma idade acima de 0,8 Ga é sugerida para as suítes de ofiolito incluindo peridotitos serpentinizados, tipos de basaltos variáveis e rochas sedimentares químicas (Barros & Gorayeb 2019). Datações por evaporação de zircão de Pb de corpos intrusivos gabroicos

(Suíte Xambica) revelam valores entre 0,75 e 0,87 Ga interpretados como representando a colocação de *stocks* e diques em uma fase tectônica extensional, antes dos principais eventos tectônicos e de metamorfismo na evolução do Cinturão Araguaia (Gorayeb *et al.* 2004, Gorayeb *et al.* 2008).

3.3 MATERIAIS E MÉTODOS

O estudo foi realizado nos testemunhos SMD-08 e SMD-15 do prospecto São Martin, fornecidos pela Western Mining Company, e abrangendo aproximadamente 731 metros de depósitos neoproterozoicos do Cinturão Araguaia (Fig. 3.2). Análise de fácies sedimentares seguindo os modelos sistemáticos de Walker & James (1992) que se baseia na descrição de fácies e no entendimento de processos sedimentares, para caracterizar o paleoambiente e os sistemas deposicionais. Foram confeccionadas 55 seções delgadas, nas quais foram definidas uma série de microfácies sedimentares e microestruturas glaciais (está conforme Menzies 2000). As rochas siliciclásticas foram classificadas de acordo com Tucker (1992) e Folk (1974), sendo adotada pra as rochas carbonáticas a nomenclatura proposta por Dunham (1962).

Análises semi-quantitativas e quantitativas foram feitas utilizando Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) e Microscopia Eletrônica de Espectroscopia (SEM), além de caracterização de Espectroscopia de Energia Dispersiva (EDS) e de Raios X, que auxiliaram na interpretação dos processos deposicionais das rochas estudadas. Estas análises foram realizadas com apoio dos laboratórios de laminação, de petrografia microscópica, Catodoluminescência (LC-FAGEO) e de Microscopia Eletrônica de Varredura (LABMEV) pertencentes à UFPA. Além de análises geoquímicas de isótopos de $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ realizadas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília (UnB).

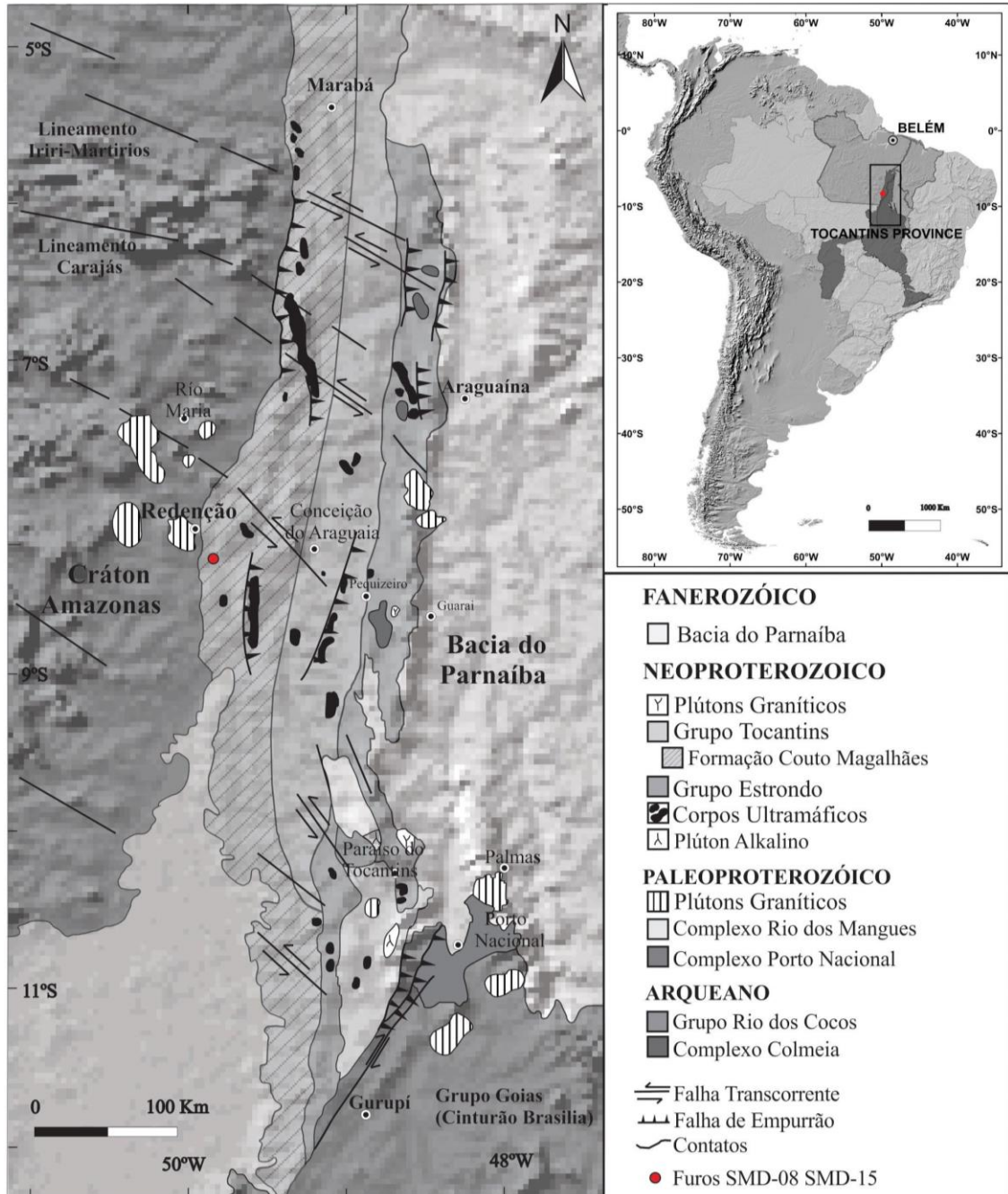


Figura 3.1- Mapa geológico do Cinturão Araguaia, modificado de Alvarenga *et al.* (2000). Em destaque a Formação Couto Magalhães, pertencente ao Grupo Tocantins, objeto de estudo. O ponto vermelho indica o posicionamento dos furos SMD 8 e SMD 15.

3.4 REDEFINIÇÃO ESTRATIGRÁFICA

A proposta de criação das novas unidades litoestratigráficas seguiu as normas estabelecidas no Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica - CBNE (Comissão Especial de Nomenclatura Estratigráfica - SBG 1986: 374) e no Guia Estratigráfico da International Commission on Stratigraphy (<http://stratigraphy.org/guide/defs>).

As novas unidades propostas neste trabalho são encontradas somente em subsuperfície nos testemunhos de sondagem SMD e eram anteriormente denominadas de Formação Couto Magalhães. Contudo, a definição litológica da Formação Couto Magalhães na literatura é diferente da encontrada nos testemunhos de sondagem SMD. Segundo Gorayeb (1981), a Formação Couto Magalhães é caracterizada por filitos e ardósias, com intercalações menores de metargilito, metassilito, metagrauvaca, *chert*, quartzito e calcários. Enquanto as rochas estudadas constituem camadas de calcários sobrepostos por pelitos, arenitos, diamictitos e arenitos sem indícios de metamorfismo. Além da Formação Couto Magalhães, não há outras unidades sedimentares no Cinturão Araguaia que possam ser correlacionáveis com as rochas estudadas. As unidades foram determinadas exclusivamente com base em suas características litológicas e denominadas de Formação São Martim (rochas carbonáticas) e Formação Rio Arraias (rochas siliciclásticas). Devido aos poucos testemunhos que existem não é possível definir sua extensão lateral em subsuperfície. O poço-tipo na qual foi definido o estratótipo das duas unidades foi obtido na Fazenda São Martim, localizada a 4 km a noroeste do rio Arraias do Araguaia, afluente da margem esquerda do Rio Araguaia, entre a PA-287 e a PA-327 nas coordenadas 49° 50' 42" W e 8° 18' 05" S. O testemunho deste poço encontra-se armazenado na litoteca do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará. Na porção basal do testemunho ocorrem formações ferríferas bandadas (*banded iron formation* – BIF) que correspondem ao assoalho da bacia e foram interpretadas como depósitos de ambiente de plataforma marinha. As idades $2.952,3 \pm 7,3$ Ma e $2.994,0 \pm 5,8$ Ma destes BIF's foram determinadas com base em dados U-Pb por SHRIMP da WMC (Osborne 2001).

A Formação São Martim se assenta de forma discordante as BIF's e corresponde aos próximos 24 metros da sucessão estudada, registrando da base para o topo os depósitos de plataforma carbonática. A Formação Rio Arraias se encontra em contato erosivo caracterizado por presença de brecha carbonática sobre a Formação São Martim. Esta unidade tem espessura de 592 metros sendo caracterizada na base por depósitos turbidíticos de talude ricos em areia-lama, em possível contato erosivo (inferido, não sendo descartados o acunhamento lateral ou os lentes de diamictitos, pois este contato não se encontra exposto) com depósitos glaciais que registram a fase de arraste da geleira. Acima dos depósitos glaciais se encontram em contato não exposto camadas de turbiditos de talude ricos em areia. Apesar de diamictitos já terem sido registrados em outros trabalhos (Figueiredo *et al.* 2007, Moura *et al.* 2008, Villas *et al.* 2007), esta é a primeira vez que estas camadas são interpretadas como sendo de origem glacial. Diamictitos glaciais neoproterozoicos geralmente estão associados aos eventos

de *Snowball Earth* o que corrobora com a definição desta nova unidade, pois camadas de diamictitos glaciais criogenianos são importantes marcos estratigráficos do Neoproterozoico (Tabela 1).

Tabela 1- Descrição das fácies deposicionais e de seus respectivos processos sedimentares da formação ferrífera e das associações de fácies estudadas neste trabalho.

FÁCIES	DESCRIÇÃO	PROCESSOS
Ironstone maciço (Im)	Camadas milimétricas de óxidos hematíticos pseudomorfos a magnetíticos tamanho silte fino a areia média com presença de <i>chert</i> , de cor vermelha. Maciço e localmente exibe deformação e fraturamento.	Deposição química por precipitação de óxido de ferro por meio do oxigênio liberado por atividade biológica.
<i>Chert</i> maciço (Cm)	Camadas milimétricas de <i>chert</i> , presença de óxidos e hidróxidos de ferro, cor branco a vermelho. Maciço e em algumas porções apresenta deformação e fraturamento.	Deposição por precipitação primária de sílica associada à redução na quantidade de oxigênio na água marinha.
<i>Mudstone</i> pseudonodular (Mpn)	Camadas métricas de microsparito, com raros grãos de quartzo, plagioclásio, ortoclásio, argila e pirita (cúbica e framboidal), cor cinza com textura pseudonodular.	Depositados por precipitação química e episódicos influxos de terrígenos. E posterior compactação química gerando <i>dissolution seams</i> e estilólitos.
<i>Mudstone</i> pseudolaminar (Mpl)	Camadas métricas de microsparito cinza com presença de quartzo, plagioclásio e ortoclásio, argila e pirita (cúbica e framboidal), apresenta textura pseudolaminar.	Depositados por precipitação química e episódicos influxos de terrígenos. E posterior compactação química gerando <i>dissolution seams</i> e estilólitos.
Siltito/Argílico maciço (Mm)	Camadas centimétricas a métricas de Siltito/Argílico maciço cinza escuro, composto de grãos de quartzo e feldspato tamanho silte disseminados numa matriz argilosa. Localmente ocorrem vênulas de calcita e clorita.	Deposição por decantação após transporte por suspensão em ambiente profundo.
Siltito/Argílico plano paralela (Mlp)	Camadas centimétricas a métricas de Siltito/Argílico com laminação plano paralela, cinza escuro, composto de grãos de quartzo e feldspato tamanho silte disseminados numa matriz argilosa.	Deposição por decantação após transporte por suspensão devido desaceleração das correntes de turbidez.
Siltito maciço (Sim)	Camadas centimétricas a métricas de siltito, cor cinza a vermelho, composta principalmente de sericita (95% aprox.) e em menor proporção grãos de quartzo e hematita. Maciço e localmente exibe deformação e fraturamento.	Uma alta porcentagem do material foi provavelmente originado por intemperismo e erosão de rochas ígneas com posterior transporte por suspensão.
Ritmito com laminação plano-paralela (Rlp)	Intercalação de camadas de siltito e arenito fino, cor cinza a vermelho claro, compostos por grãos de quartzo, plagioclásio, ortoclásio, matriz argilosa e cimento de óxidos e hidróxidos de ferro. Laminação plano-paralela, localmente exibe deformação e fraturas. Pode alcançar até dezoito metros de espessura.	Deposição a partir de suspensão e tração em regime de fluxo superior.
Ritmito com laminação ondulada (Rlw)	Intercalação de camadas de siltito e arenito fino, cor cinza a vermelho claro, constituídos por grãos de quartzo, plagioclásio, matriz argilosa, cimento de óxidos e hidróxidos de ferro e em menor proporção muscovita e pirita (cúbica). Laminação ondulada, com espessura de até dezesseis metros.	Produto de correntes de tração e fluxo oscilatório, sob-regime de fluxo inferior.
Arenito maciço (Sm)	Camadas métricas de arenito muito fino a médio sem estruturas, cor cinza a vermelho claro, composto por grãos de quartzo, plagioclásio, matriz argilosa e cimento de óxidos e hidróxidos de ferro.	Depositados por fluxos gravitacionais subaquosos de alta densidade.
Arenito com laminação plano-paralela (Slp)	Camadas métricas de arenito muito fino a médio, cor cinza com laminação plano-paralela e em algumas porções apresentam dobras, constituído por grãos de quartzo, plagioclásio e matriz argilosa.	Produto de correntes de tração e fluxo unidirecional, sob-regime de fluxo superior. Com posterior deformação.
Arenito com laminação ondulada (Slw)	Camadas métricas de arenito muito fino a fino com laminação ondulada, cor cinza a vermelho, composto por grãos de quartzo e feldspatos (plagioclásio, ortoclásio, microclina), matriz argilosa e cimento de óxidos e hidróxidos de ferro. Presença local de finas camadas de silte.	Produto de correntes de tração e fluxo combinado, em regime de fluxo inferior.
Arenito com laminação deformada (Sld)	Camadas métricas de arenito muito fino a fino, cor cinza a vermelho com laminação deformada, composto por grãos de quartzo, plagioclásio, ortoclásio, microclina, matriz argilosa e cimento de óxidos e hidróxidos de ferro.	Deformações produzidas durante ou logo após a deposição por diferenças de densidade ou cisalhamento horizontal da corrente de turbidez.
Diamictito foliado (Df)	Camadas de diamictito foliado, cor cinza constituído principalmente por fragmentos de rocha e em menor proporção quartzo, feldspatos e minerais opacos, o tamanho de grão pode variar de silte a cascalho grosso. Presença de grãos facetados, além de microestruturas tais como boudinagem, microcisalhamentos, sombras de pressão, rotação e alinhamento de grãos. Pode alcançar até doze metros de espessura	Detritos retrabalhados transportados por meio aquoso, sendo deformados por processos de cisalhamento.
Diamictito maciço (Dm)	Camadas de diamictito maciço, cor cinza, composto por fragmentos de rocha e em menor proporção quartzo, feldspatos e minerais opacos, o tamanho dos grãos pode variar de silte a cascalho grosso. Presença de grãos angulosos a subredondeados, numa matriz argilosa cinza escura. Alcança até três metros de espessura	Material transportado por meio aquoso que é lentamente liberado.
Brecha carbonática maciça (Bcm)	Brecha carbonática de cor cinza, constituído por fragmentos de calcita micrítica e em menor proporção grãos de quartzo e pirita (cúbica), fluando numa matriz argilosa cinza escura. Pode alcançar até dois metros de espessura.	Brechamento produzido por colapso de camadas carbonáticas.
Brecha siliciclástica maciça (Bsm)	Brecha maciça composta por fragmentos de rocha sedimentar tamanho cascalho, matriz argilosa e cimento de óxidos e hidróxidos de ferro, cor cinza a vermelho claro. Pode alcançar até dois metros de espessura.	Brechamento produzido por colapso de camadas siliciclásticas.

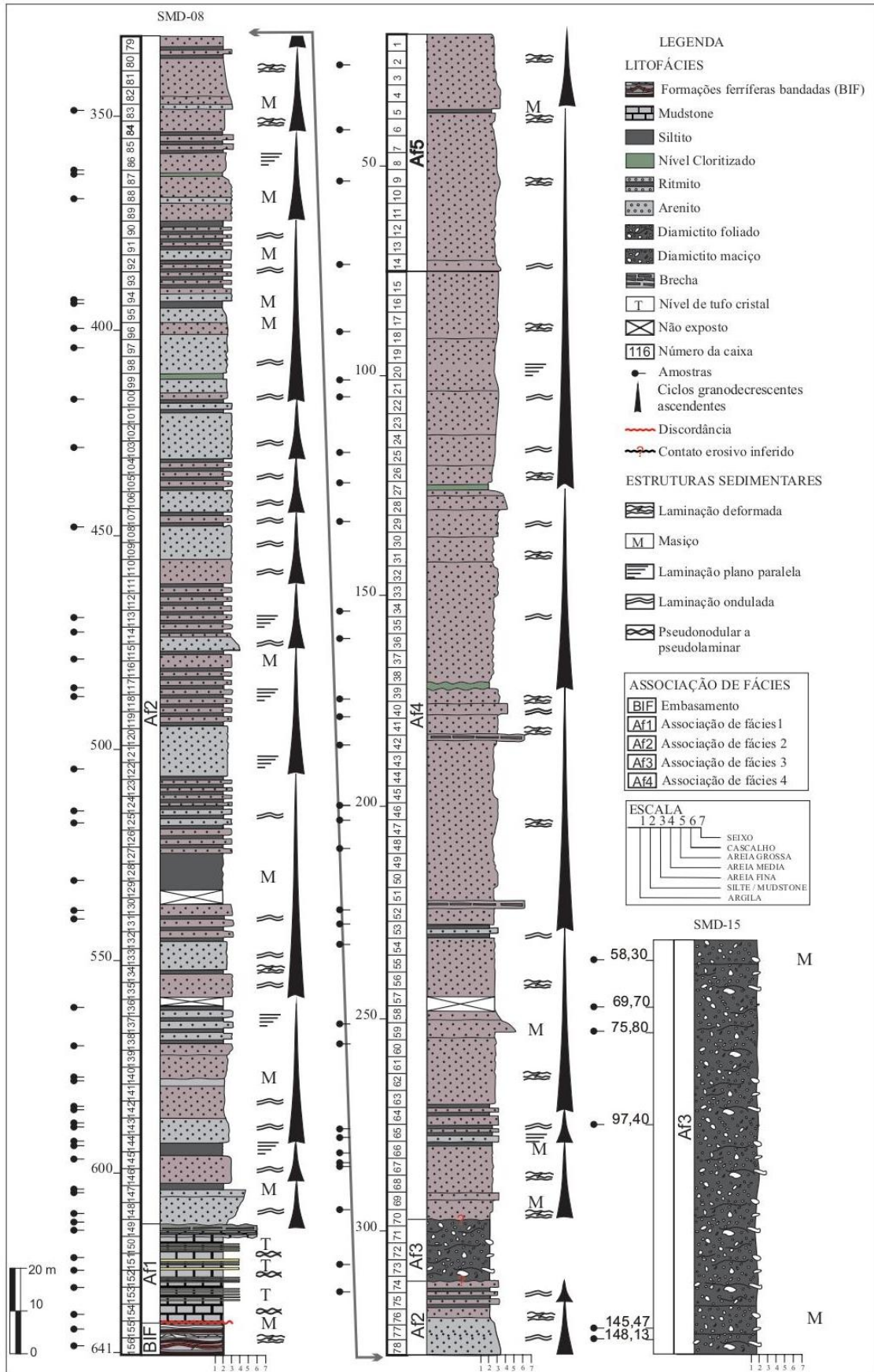


Figura 3.2- Perfis estratigráficos e associações de fácies dos furos SMD 8 e SMD 15 no prospecto São Martin, região de Redenção, norte do Brasil. Note-se os ciclos granodrecrescentes ascendentes nas Af2 e Af4 .

3.4.1 Formação Carajás

3.4.1.1 *Banded iron formation (BIF) – Assoalho da bacia.*

Esta sucessão corresponde a oito metros de rochas químicas ricas em sílica e ferro (Fig. 3.2), finamente bandadas com poucos centímetros de espessura, depositadas em uma plataforma marinha, sendo em algumas porções deformadas e fraturadas (Fig. 3.3A). Estas rochas estão compostas pelas fácies *ironstone* maciço (Im), *chert* maciço (Cm) e silito maciço (Sim) que geralmente se intercalam. A fácies Im é composta de finas camadas de óxidos hematíticos pseudomorfos e magnetíticos. Na porção basal as fácies Sm tem maior espessura que as fácies Im e Cm, na porção central e superior predominam as fácies Im. Nesta fácies há presença de *encrusting quartz* (Fig. 3.3B) desenvolvido por recristalização (Mukhopadhyay & Chanda 1972) na forma de franjas de quartzo laminar que ocorrem perpendiculares e ao redor de cristais hematíticos. A fácies Cm é caracterizada por camadas densas e altamente compactas de coloração vermelha às vezes branca, consistindo de cristais de quartzo micro e criptocristalinos que contêm sílica amorfa, microcristais de óxidos de ferro que dá a coloração vermelha nas camadas, presença de alguns cristais de hematita e magnetita além de vênulas de óxidos ferro e calcita espática (Fig. 3.3C). A fácies Sim exhibe coloração cinza e é constituída principalmente por sericita, possivelmente produto de alteração de feldspatos, e em menor proporção cristais de quartzo subangular a subarredondado e óxidos de ferro (Tabela 1).

As fácies Im e Cm foram originadas por precipitação química, enquanto os materiais detríticos que compõem a fácies Sim, provavelmente tiveram sua origem relacionada ao intemperismo e erosão de rochas ígneas. Estes processos foram desenvolvidos em um ambiente de plataforma marinha, na qual o ferro e a sílica, gerados pela atividade vulcânica e/ou hidrotermal, são precipitados alternadamente pela oxidação ocasionada por atividade biológica (camadas ferríferas) e redução de oxigênio (camadas de *chert*) na água marinha (Beukes & Klein 1992, Fisher & Knoll 2009, Konhauser *et al.*, 2002, 2007, Sun *et al.* 2015).

Mesmo as BIF's apresentando uma composição microfaciológica e química similar com as formações ferríferas que se encontram subordinadas nos corpos ofiolíticos, as idades Meso-arqueanas desta sucessão (Osborne 2011) descartam uma possível correlação. As BIF's podem ser correlacionadas às formações ferríferas meso-arqueanas que ocorrem na Província Carajás (Tassinari & Macambira 2004). Segundo Santos (2003) e Vasquez *et al.* (2008) está província têm rochas supracrustais associadas a formações ferríferas pertencentes à Formação Carajás do Grupo Grão Pará. Os BIF's são descritos como jaspilito meso- e microbandado

formado por bandas de jaspe e óxidos de ferro, sendo o jaspe caracterizado como um chert impregnado por hematita microcristalina (Lindenmayer *et al.* 2001, Macambira 2003, Figueiredo & Silva 2004). Além de ter idade correlacionável com as BIF's do Cinturão Araguaia, os depósitos ferríferos da Província Carajás apresentam uma similitude composicional o que pode estar indicando que o embasamento da sequência sedimentar do prospecto São Martim pertença ao Cráton Amazônico.

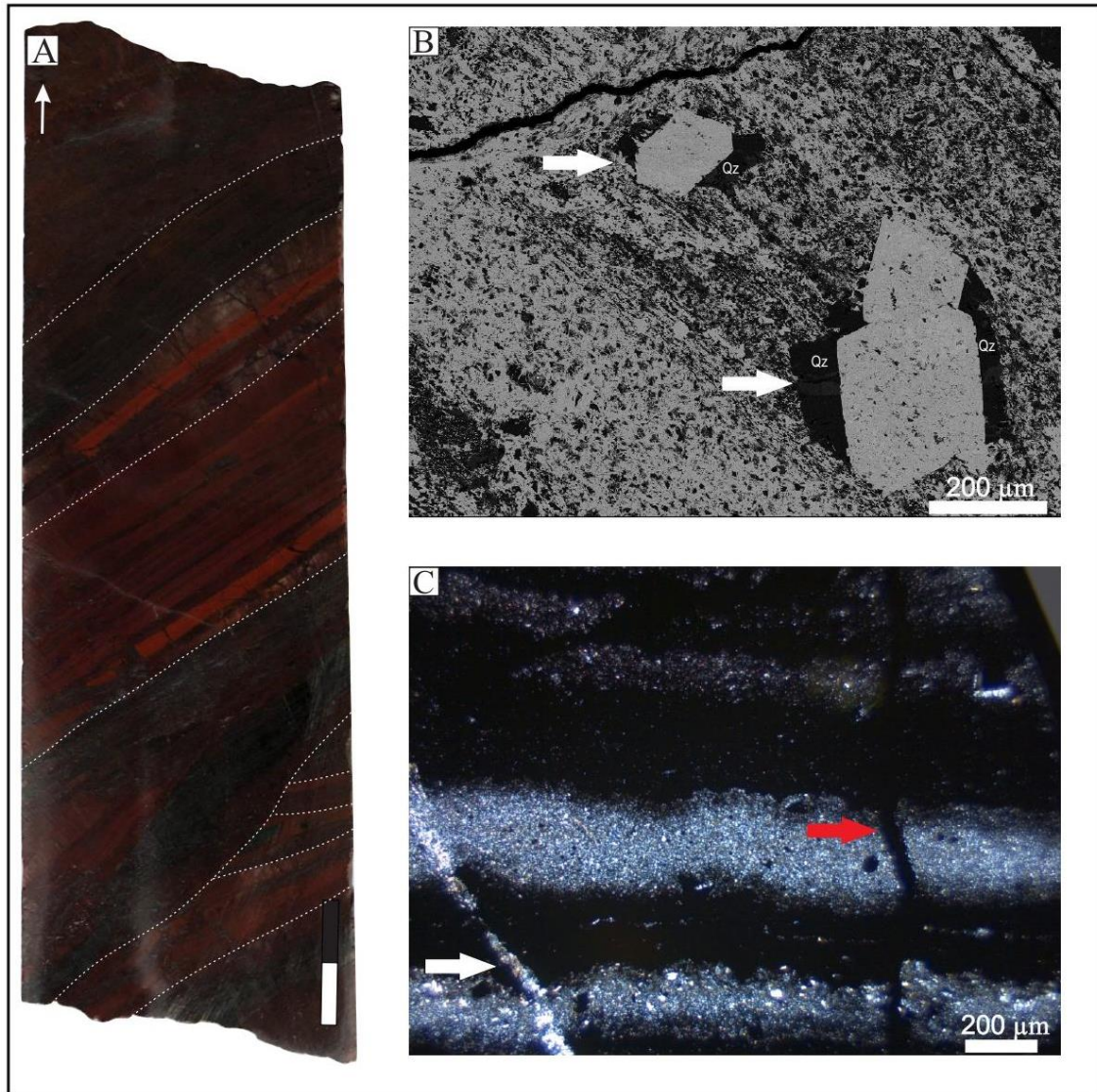


Figura 3.3- Aspectos microestruturais e microtexturais do assoalho da bacia. A) Imagem macroscópica das BIF's, pode se observar a intercalação de lâminas de hematita, *chert* e siltito maciço, deformadas e fraturadas (Escala gráfica de 2cm). B) Imagem de MEV mostrando camada de óxidos hematíticos pseudomorfos e magnetíticos cortada por vênula de clorita, presença de *encrusting quartz* (setas brancas). C) Intercalação de camadas de óxidos hematíticos pseudomorfos e magnetíticos com camadas de *chert*, presença de vênulas de calcita (seta branca) e de óxidos de ferro (seta vermelha).

3.4.2 Formação São Martin

3.4.2.1 Plataforma carbonática (AF1)

Em contato discordante se encontra a AF1 separada por uma fina camada de Siltito/Argílico maciço (Mm) das formações ferríferas, constituída por vinte e quatro metros de rochas carbonáticas (Fig. 3.2) descritas como *mudstone* pseudonodular (Mpn), *mudstone* pseudolaminar (Mpl), e brecha carbonática maciça (Bcm). As fácies predominantes são Mpn e em menor proporção Mpl, estas estão constituídas por cristais de calcita microespática subedrais a anedrais produto de neomorfismo do micrito (Fig. 3.4A, B e C), com presença de quartzo, feldspatos, pirita framboidal e pirita eudral (Fig. 3.4D). Na sucessão apresentam-se macro e microscopicamente estilólitos e *dissolution seams* que são delimitados pela concentração de material argiloso e grãos finos de quartzo. *Dissolution seams* localmente formam pseudonódulos (Fig. 3.4B). Os calcários também exibem vênulas de calcita espática e no topo da sucessão vênulas de clorita. Intercaladas a estas microfácies carbonáticas ocorrem camadas centimétricas compostas de cristais de tufo vulcânico (Fig. 3.4A). No topo da associação se encontra uma camada de brecha carbonática maciça (Bcm) de dois metros de espessura, constituída por fragmentos de calcita microespática, com baixo conteúdo de quartzo, plagioclásio, muscovita e minerais pesados em uma matriz argilosa. (Tabela 1).

A AF1 representa a deposição de baixa energia em uma escala ampla que é melhor descrita como parte mais distal de uma plataforma carbonática (Wilson, 1975, Flügel 2004). As fácies Mpn e Mpl foram depositadas por precipitação química em ambiente com baixa energia, a fácies Bcm indica uma energia maior e possível erosão pelos depósitos siliciclásticos da AF2 de camadas carbonáticas com posterior hidrotermalismo em direção ao topo da camada. A presença de tufo vulcânicos cristalinos nesta sucessão sugere uma possível série de eventos vulcânicos ocorridos durante a deposição. A pirita framboidal é formada por nucleação e crescimento de monocristais de monossulfeto de ferro, enquanto a pirita eudral geralmente é gerada a partir da precipitação direta da solução ou se forma pela transformação de framboides devido ao contínuo fornecimento dos materiais constitutivos, sendo a pirita framboidal uma etapa intermediária (Sawlowicz 1993). As estruturas *dissolution seams* e estilólitos que ocorrem na AF1 foram produzidas por compactação química, segundo Tucker (1992), este tipo de compactação requer algumas centenas de metros de soterramento, o que resulta em uma grande redução da espessura da sucessão carbonática.

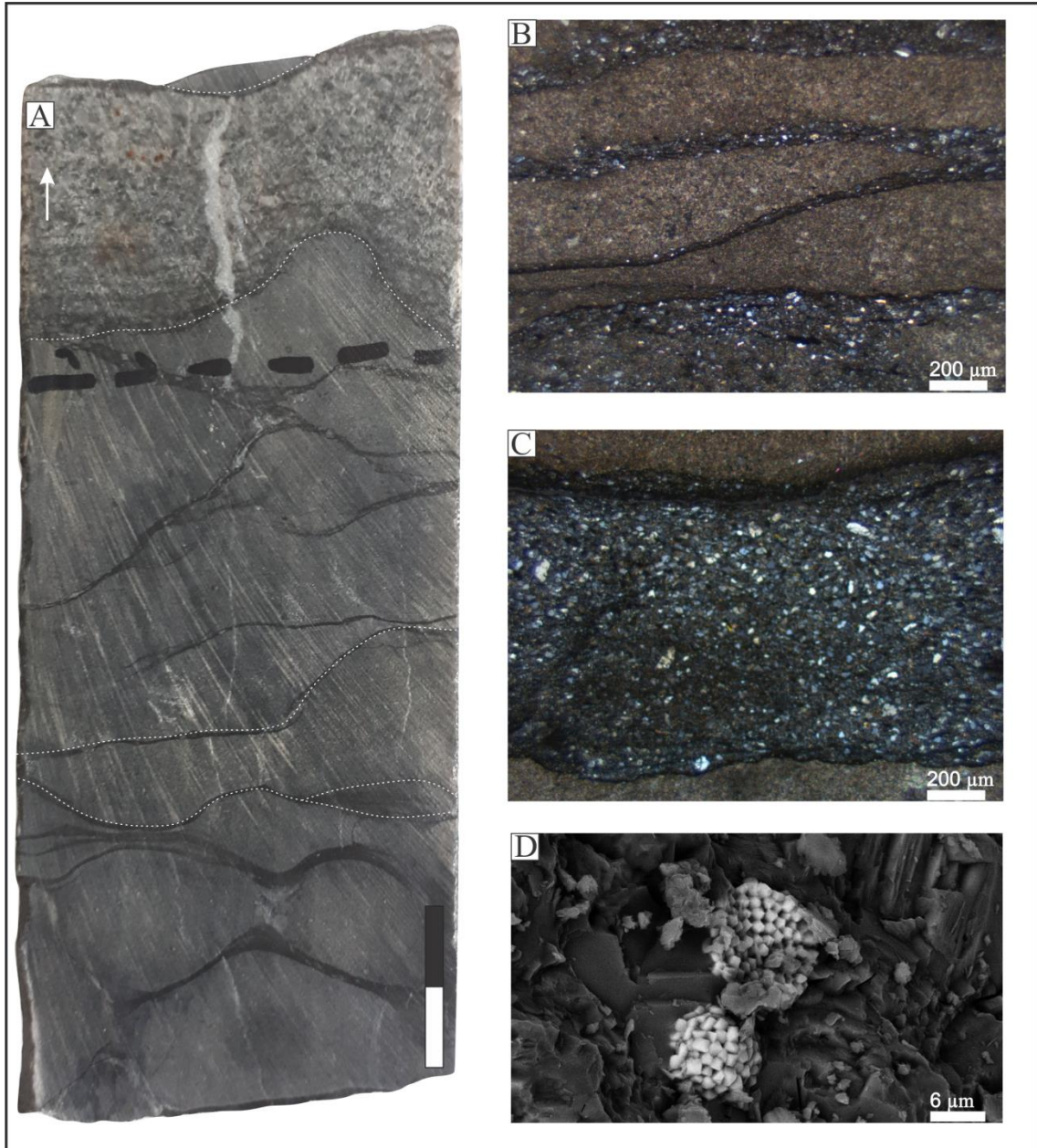


Figura 3.4- Feições estruturais, microestruturais e microtexturais da AF1. A) Imagem macroscópica de *mudstone* com estruturas pseudonodulares em contato com um nível de cristal tufo vulcânico (Escala gráfica de 2cm). B) Imagem microscópica de *mudstone* com estruturas pseudonodular presente na fácies Mpn. C) Imagem microscópica de *mudstone* com estruturas pseudolaminares presente na fácies Mpn. D) Imagem de MEV de pirita framboidal.

3.4.3 Formação Rio Arraias

3.4.3.1 Turbiditos de talude ricos em areia-lama (AF2)

A AF2 corresponde a uma sucessão siliciclástica de aproximadamente trezentos metros de espessura composta por uma sucessão de intercalações de fácies pelíticas e areníticas que formam ciclos granodecrescentes ascendentes (Fig. 3.2). A base destes ciclos é marcada por espessas camadas de arenitos muito finos a finos de cor cinza a vermelho,

constituído por grãos subarredondados de quartzo e feldspatos, muscovita e minerais pesados em uma matriz argilosa, além de exibir localmente cimento de óxidos e hidróxidos de ferro e presença de vênulas de calcita (Tucker 1992, Folk 1974). Estes arenitos podem ser maciços (Sm) (Fig.3.5C) ou exibir laminação plano-paralela (Slp), laminação ondulada (Slw) e laminação deformada (Sld). A fácies Sm é composta por grãos de tamanho areia média, enquanto as fácies Slp, Slw e Sld estão constituídas por uma intercalação de camadas de grãos de areia fina e média. Em direção ao topo dos ciclos ocorrem ritmitos caracterizados pela intercalação de finas camadas de siltito cinza claro (constituído por quartzo, feldspatos e minerais pesados de tamanho silte em uma matriz argilosa, Tucker (1992) e Folk (1974) com camadas de argilito de cor cinza escuro às vezes vermelho (Fig.3.5A e B). Estes ritmitos exibem laminação plano-paralela (Rlp) e laminação ondulada (Rlw). No topo do ciclo ou intercalada às fácies de arenito ao longo da sucessão ocorrem fácies pelíticas de cor cinza escura, composto por grãos de quartzo, feldspatos de tamanho silte em uma matriz argilosa (Tucker 1992, Folk 1974), que exibem aspecto maciço (Mm) e laminação plano-paralela (Mlp). Vênulas de calcita e de clorita foram observadas na fácies Mm. (Tabela 1).

O arranjo das fácies em ciclos granodecrescentes ascendentes de espessura variável que vai desde os quatro metros até 50 metros, marcados por ritmicidade de fácies arenosas e pelíticas indicam depósitos formados por fluxos turbidíticos de baixa densidade com partículas de tamanho argila a areia média (Bouma 1962). Os fluxos que geraram esta sucessão mostram um período inicial de suspensão produzida por uma corrente que se desacelera formando a divisão Ta (fácies Sm). Seguida por uma sedimentação por tração que origina as divisões Tb (fácies Slp) e Tc (fácies Slw, Sld). Acompanhada por uma sedimentação mista de tração e suspensão que gera a divisão Td (fácies Rlp, Rlw). Segundo Shanmugam (1997) as divisões Tb, Tc e Td poderiam ser considerados depósitos de reelaboração de correntes de fundo, na qual os materiais poderiam chegar por transporte de fluxos turbidíticos. Finalmente, se tem um período de sedimentação de grãos finos ($< 30 \mu\text{m}$) em suspensão correspondente à divisão Te (fácies Mm e Mlp).

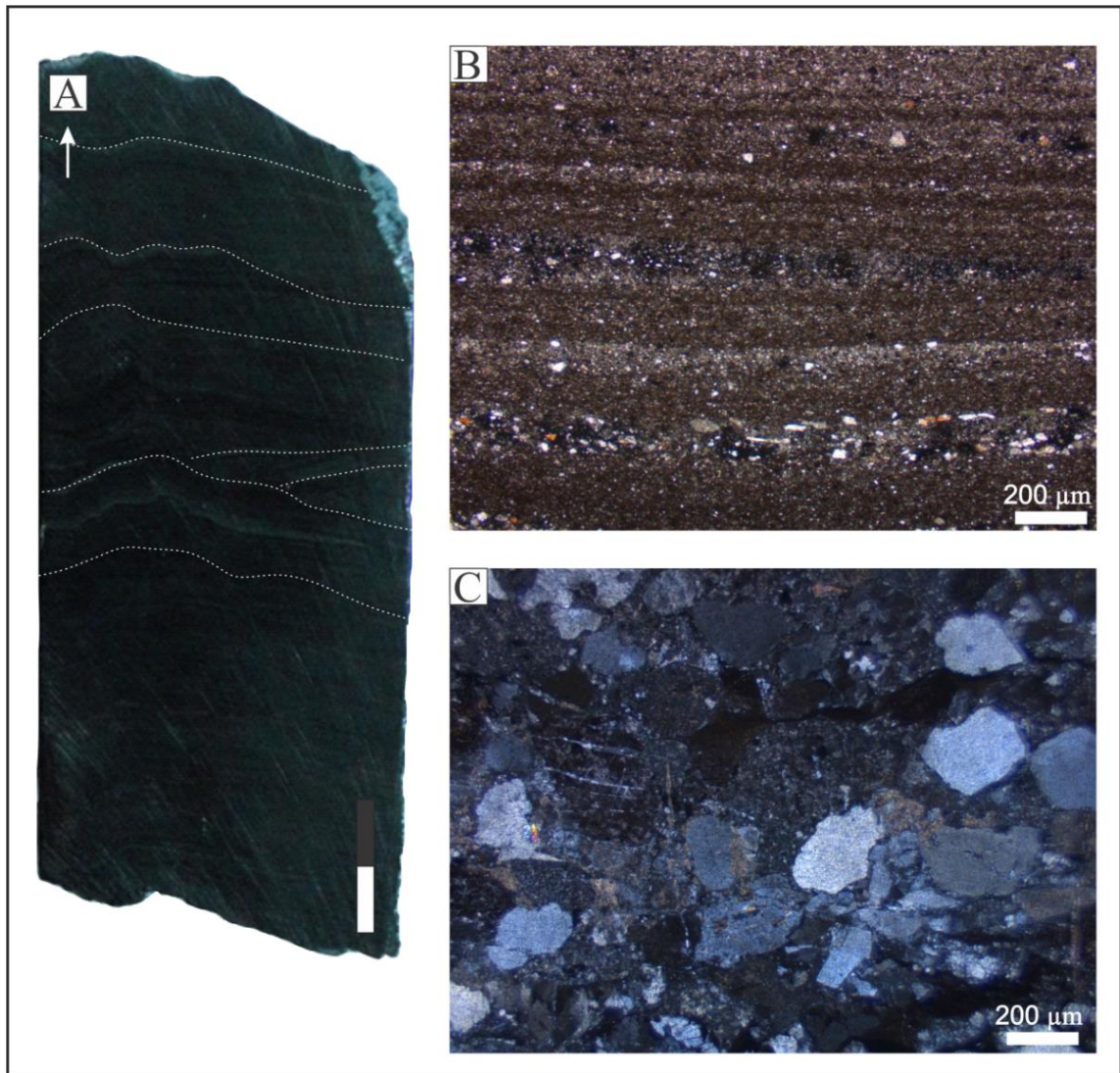


Figura 3.5- Feições estruturais, microestruturais e microtexturais da AF2. A) Imagem macroscópica de ritmito com laminação plano-paralela e presença de deformações (Escala gráfica de 2 cm). B) Imagem microscópica mostrando finas lâminas de arenito muito fino intercalado ritmicamente com lâminas de silte de coloração vermelha. C) Imagem microscópica de arenito fino maciço, com presença de grãos angulares numa matriz de sílica.

3.4.3.2 Depósitos glaciais (AF3)

Esta associação alcança quatorze metros de espessura corresponde às fácies diamictito foliado (Df) e diamictito maciço (Dm). A fácies Df apresenta granulometrias que vão desde areia muito fina até cascalho médio, compostas por quartzo, fragmentos de rocha sedimentar, metamórfica e ígnea em uma matriz argilosa de cor cinza escuro, os grãos exibem morfologias angulares a subangulares com baixa esfericidade, sendo que alguns são facetados (Fig. 3.6 e 3.8). Alguns dos clastos têm presença de pirita. Esta fácies exibe microestruturas tais como *boudinage* (Fig. 3.6B, C, D, E, F, G; Fig 3.8A, B, C, D), microcisalhamentos (Fig. 3.6F, G), sombras de pressão (Fig. 3.6F, G), caudas de dispersão (*dispersion tails*) (Fig. 3.6D,

E; Fig 3.8C, D), rotação (Fig. 3.6F, G; Fig 3.8A, B), *necking* (; Fig 3.8E, F) e alinhamento de grãos (Fig. 3.6B, C, D, E, F, G; Fig 3.8C, D). Vênulas de calcita são observadas localmente. A fácies Dm é constituída por grãos de tamanho cascalho a areia fina, angulosos a subangulosos, alguns grãos facetados de quartzo, fragmentos de rocha sedimentar e metamórfica em uma matriz argilosa cinza escura (Fig. 3.6 H, I). (Tabela 1).

Os materiais da fácies Df são transportados na parte basal da geleira se estabelecendo em irregularidades do substrato, sendo deformados pelo movimento da geleira (Miller 1996). A fácies Dm corresponde ao material transportado na base da geleira que é lentamente liberado com a fusão do gelo intersticial, que indica queda de grãos sobre materiais finos, com rápido soterramento impossibilitando um posterior retrabalhamento (Araújo & Nogueira 2019). Os depósitos desta associação foram originados diretamente pela ação de geleiras que fluíam em um corpo aquoso, permitindo a geração de microestruturas próprias dos sistemas subglaciais. As deformações presentes na fácies Df, ocorreram possivelmente por glacioteconismo, no avanço de massas de gelo, quando o material ainda não estava consolidado (Miller 1996).

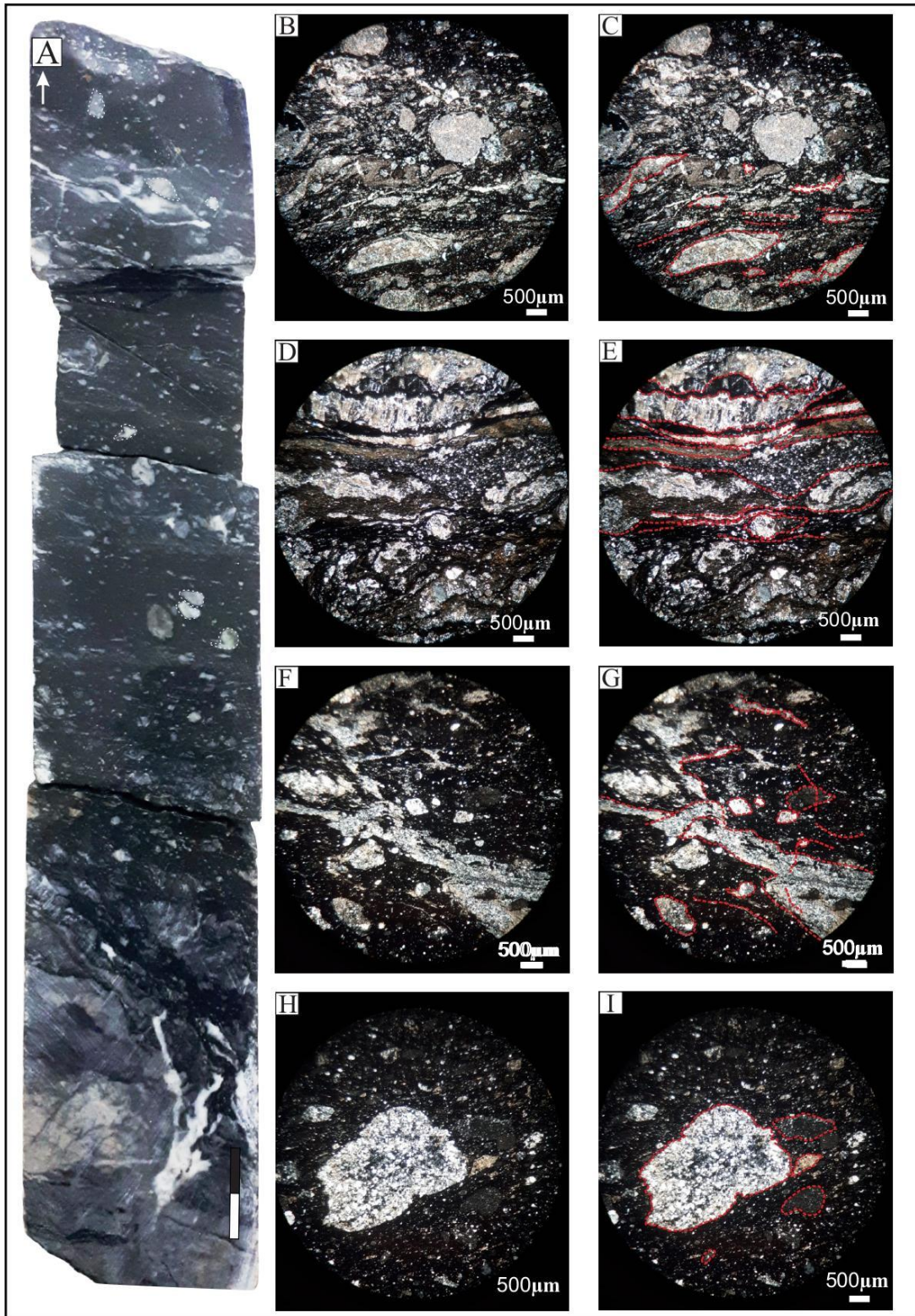


Figura 3.6- Aspectos estruturais, microestruturais e micromorfológicos da fácies Diamictito foliado e maciço. Estas rochas apresentam clastos angulares a subangulares. A) Imagem macroscópica de diamictito foliado (Escala gráfica de 2 cm). B) e C) Microestruturas tais como *boudinage* e alinhamento de grãos. D) e E) Microestruturas de *boudinage*, alinhamento de grãos, *dispersion tails* e domínios. F) e G) Microestruturas rotacionais, *boudinage*, alinhamento de grãos, sombras de pressão e zonas de cisalhamento. H) e I) Clastos angulares a subangulares imersos em uma matriz argilosa cinza escura.

3.4.3.3 *Turbiditos de talude ricos em areia (AF4)*

A AF4 foi definida como uma sucessão siliciclástica de duzentos e oito metros de espessura que é composta pelo predomínio de fácies arenosas com delgadas intercalações de fácies pelíticas e de ritmitos (Fig.3.2). Os arenitos exibem cor vermelho e cinza, constituído por grãos subangulosos a subarredondados de quartzo, feldspatos, fragmentos de rocha sedimentar e metamórfica, muscovita e minerais pesados (Tucker 1992, Folk 1974). Os espaços intersticiais são preenchidos principalmente por cimento de óxidos e hidróxidos de ferro e uma matriz argilosa. Vênulas de calcita ocorrem localmente. Estes arenitos se apresentam maciços (Sm), com laminação plano-paralela (Slp), laminação ondulada (Slw) e laminação deformada (Sld), está última apresenta estruturas como dobras de escorregamento, injeção de areia, zonas de brecha e camadas contorcidas (Fig. 3.7). Dois níveis de brecha siliciclástica maciça (Bsm) de cor cinza a vermelho, ocorrem associadas aos arenitos maciços. Estas brechas são caracterizadas por fragmentos de rocha sedimentar angulosos a subangulosos com presença de vênulas de óxidos e hidróxidos de ferro (Tucker 1992, Folk 1974). As camadas de pelitos tem aspecto maciço (Mm), cor cinza e em algumas porções verde devido a conteúdo de clorita, sendo compostas por grãos subarredondados de quartzo, feldspatos de tamanho silte em uma matriz argilosa (Tucker 1992, Folk 1974). Os ritmitos são formados pela intercalação de finas camadas de siltito cinza claro constituído por quartzo, feldspatos e minerais pesados de tamanho silte em uma matriz argilosa com camadas de argilito de cor cinza escuro às vezes vermelho com laminação plano-paralela (Rlp) e laminação ondulada (Rlw) (Tucker 1992, Folk 1974). (Tabela 1).

Esta associação apresenta intervalos da sucessão proposta por Bouma (1962) para fluxos turbidíticos de baixa densidade com partículas de tamanho predominantemente areia e em baixa proporção silte-argila, exibindo as divisões Ta (fácies Sm) geradas por suspensão de partículas de tamanho areia média, Tb (fácies Slp, Slw) originadas por tração de partículas de areia fina a média, Tc (fácies Slw, Sld) e Td (fácies Rlp, Rlw) formadas por suspensão e tração, e partículas de areia-silte grosso e silte-argila respectivamente e em menor proporção Te (fácies Mm) depositadas por suspensão de partículas de tamanho silte-argila. Possivelmente o rápido degelo impossibilitou a presença de estruturas geradas por processos de *ice rafted debris* e controlou indiretamente a deposição, sendo aportado um alto conteúdo de material mais grosso que foi retrabalhado até a proporção mais distal da bacia onde se depositaram a AF4 (Clerc *et al.* 2013).

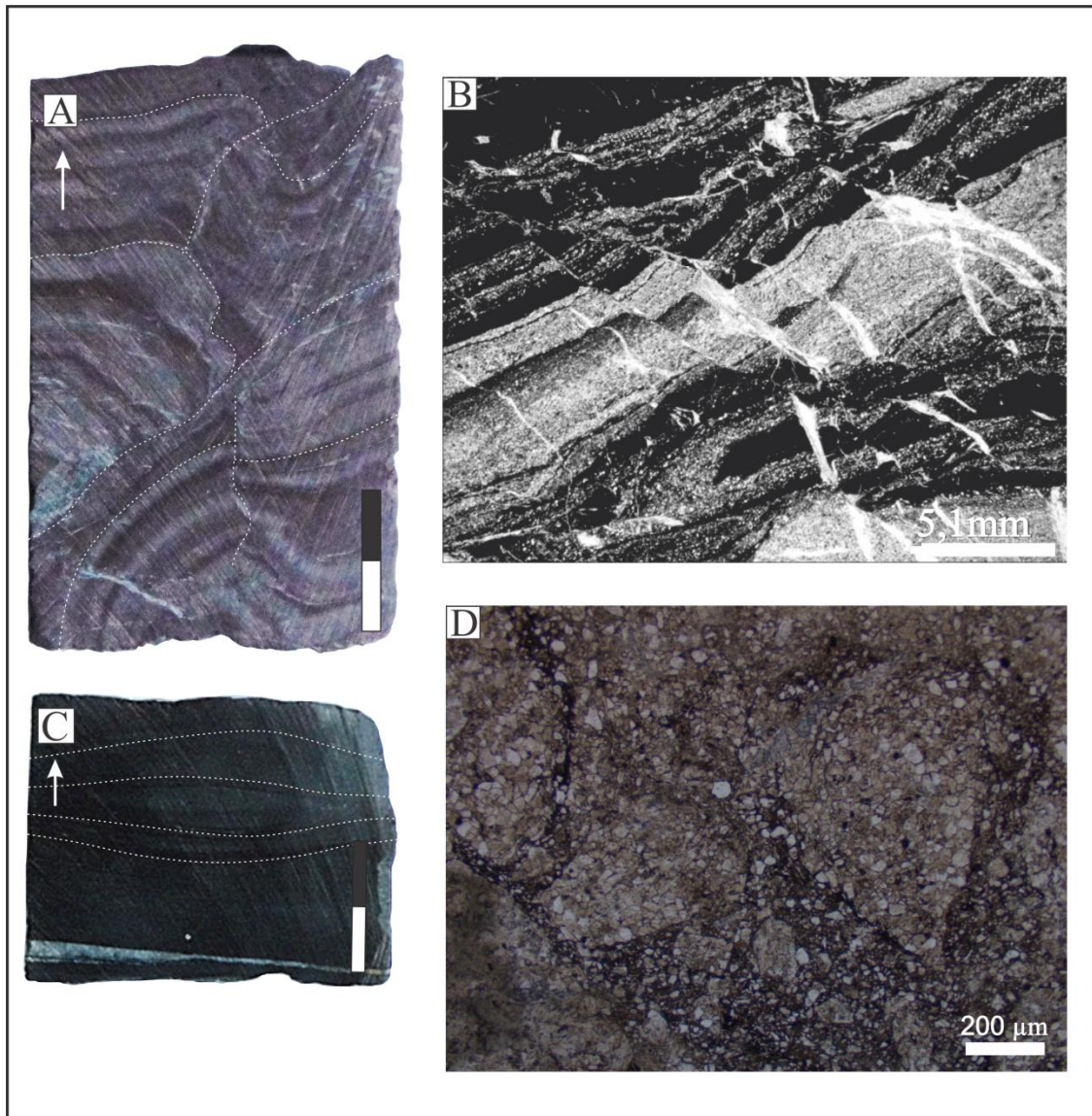


Figura 3.7- Aspectos macroestruturais, microestruturais e micromorfológicos da AF4. A) Imagem macroscópica de ritmo deformado e fraturado (Escala gráfica de 2 cm). B) Imagem microscópica de ritmo deformado e fraturado, presença de vênulas de calcita. Foto tomada de Figueiredo *et al.* 2009. C) Imagem macroscópica de ritmo com laminação ondulada (Escala gráfica de 2 cm). D) Imagem microscópica de brecha siliciclástica maciça.

3.5 MICROESTRUTURAS DO REGISTRO GLACIAL

Os depósitos glaciais descritos neste trabalho foram previamente interpretados como brechas produzidas por escorregamento, descritas para turbiditos de talude superior (Figueiredo *et al.* 2007, Moura *et al.* 2008). Nestes depósitos foram encontradas uma complexidade de microestruturas produzidas pela ação de cisalhamentos puros, simples e escape de água, a partir dos quais são geradas uma série de características intrínsecas de diamictitos subglaciais, além da ausência de deformações nas rochas sobrepostas aos diamictitos. O desenvolvimento destas microestruturas produzidas por deformações glacioteclônicas depende de alguns fatores que controlam a densidade, tipo e localização destas feições. Dentro dos fatores controladores encontra-se principalmente o cisalhamento, taxa de deformação, granulometria dos sedimentos e a reologia do sistema (Menzies 2000, Menzies *et al.* 2006). A granulometria tem um papel importante, pois controla a resposta do sedimento no momento da deformação. Assim em depósitos com alto conteúdo de argila se terá a presença de uma série de estruturas que não estarão presentes em depósitos com baixo conteúdo destas granulometrias. Nos diamictitos estudados se tem um alto conteúdo de granulometrias < 30 µm, que se traduz como um alto conteúdo de material com comportamento plástico (Menzies *et al.* 2006, Van de Meer *et al.* 2003). As microestruturas descritas neste trabalho exibem em sua totalidade microfábricas produzidas em S-matriz, que por sua vez, envolve feições dúcteis, rúpteis e influenciadas ou induzidas pelo escape de água, observadas em várias lâminas delgadas de tilitos subglaciais (Menzies 2000, Menzies *et al.* 2016).

Os diamictitos foliados encontram-se constituídos principalmente por granulometrias que vão desde areia muito fina até cascalho médio. Em sua maioria compostos por quartzo e fragmentos de rocha sedimentar, metamórfica e ígnea. Os grãos que compõem o arcabouço exibem morfologias angulares a sub-angulares com baixa esfericidade. O plasma presente dentro destas rochas apresenta composições que variam entre sílica microcristalina e argilominerais, de coloração cinza escuro a claro. As microestruturas observadas dentro dos diamictitos incluem alinhamento de grãos, caudas de dispersão (*dispersion tails*), *boudinage*, sombras de pressão, microcisalhamentos, rotação, domínios e *necking* (Fig. 3.6 e 3.8).

Microestruturas tais como *boudinage*, sombras de pressão, *dispersion tails*, rotação e alinhamento de grãos, são características de sedimentos submetidos à alta tensão, produzidas por sobrecarga de massas de gelo dentro de estágios de deformação dúcteis (Menzies 2000). Estando ausentes as estruturas de baixa tensão típicas da deformação de fluxo de massa (Hart

& Roberts 1994). Segundo Busfield & Le Heron (2018) a presença das estruturas de *dispersion tails* implica deformação de materiais não consolidados. A presença de alinhamento de grãos é interpretada como microestruturas desenvolvidas em resposta a um cisalhamento simples (Menzies *et al.* 2016). Nos diamictitos foliados os alinhamentos exibem sucessões de até dez grãos, as quais exibem principalmente morfologias alongadas (Fig. 3.6 e 3.8). As estruturas de alinhamento de grãos e *dispersion tails* expõem a mesma direção dos microcisalhamentos, indicativo de um sentido preferencial do cisalhamento e estágios diferentes de deformação (Menzies 2000, Araújo & Nogueira 2019). Em resumo, o estágio inicial de deformação que se forma a partir de cisalhamento simples apresenta um alinhamento das partículas, enquanto no estágio final onde atua o cisalhamento puro é produzido um ajustamento diferencial dentro do sedimento (microcisalhamentos) (Araújo & Nogueira 2019).

A rotação se apresenta em dois estilos diferentes, um principal e mais comum, no qual um grão rotaciona e partículas menores são arrastadas pela sua movimentação e outra na qual uma série de grãos menores compõe formas circulares maiores. Esta microestrutura é gerada dentro de deformações dúcteis, como resposta a um cisalhamento simples (Busfield & Le Heron 2018, Menzies 2000, Menzies *et al.* 2016). A presença conjunta de estruturas como alinhamento de grãos, rotação e microcisalhamentos indica que deformações dúcteis e rúpteis estavam tendo lugar no mesmo intervalo de tempo (Ó Cofaigh *et al.* 2005). A rotação de grãos é uma característica comum da deformação subglacial assim como do fluxo de gravidade (Busfield & Le Heron, 2018), porém estas estruturas de alta tensão são melhores indicadores de deformação em condições subglaciais. Adicionalmente se tem a presença de domínios os quais podem ter duas possíveis origens, a partir de transporte de materiais finos (<30 μm) dentro dos poros por fluidos durante aumento de pressões e/ou cisalhamento diferencial (Menzies *et al.* 2016, Van der Meer *et al.* 2003). Nas Figuras 3.6E e 3.8D apresentam-se os domínios encontrados, os quais foram interpretados como produto de cisalhamento diferencial devido à presença de estruturas como microcisalhamentos e alinhamento de grãos. A fácies diamictito foliado exhibe também microfalhas e eventos de aproximação das bordas dos grãos que correspondem a estágios de deformação rúpteis.

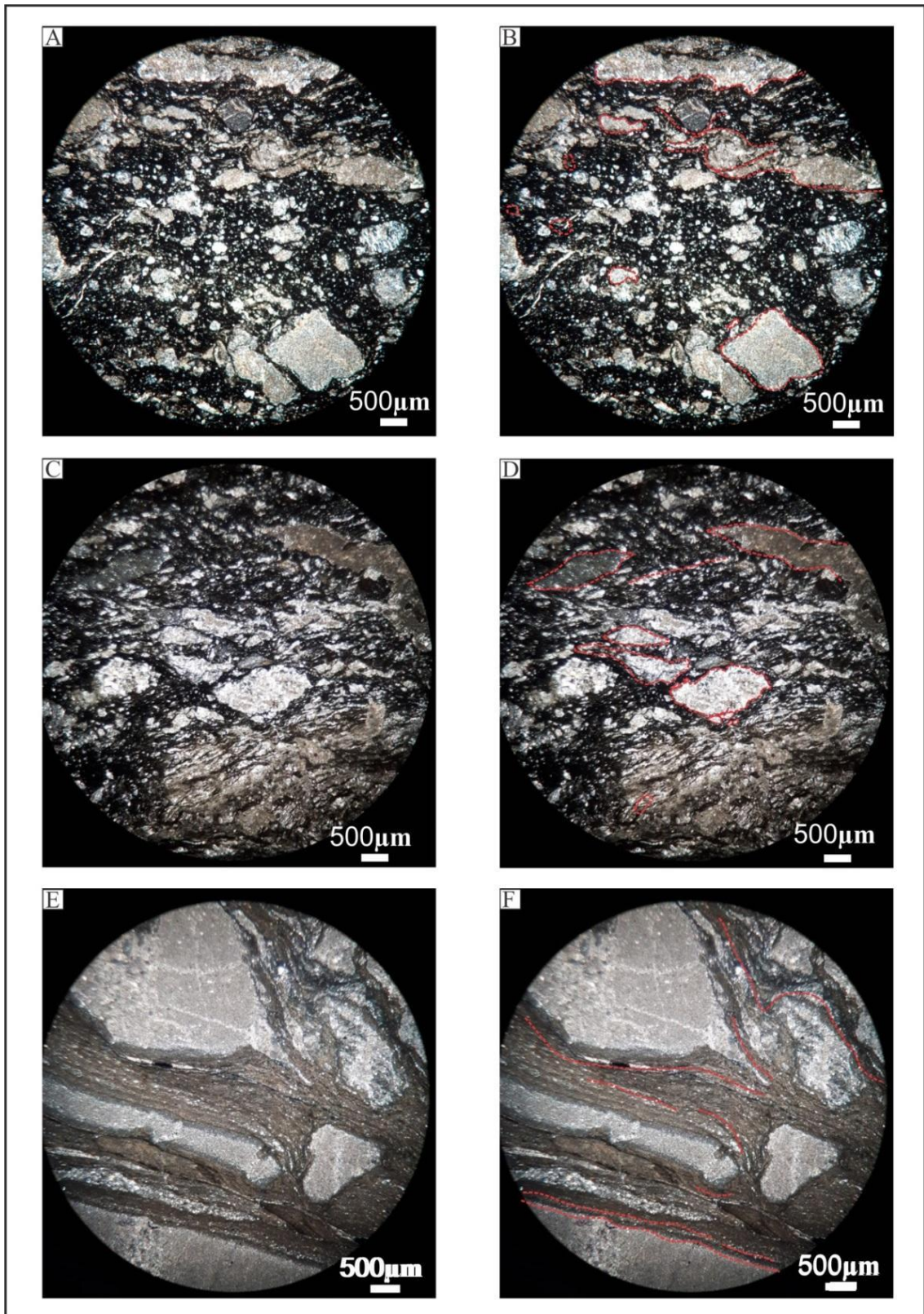


Figura 3.8- Aspectos microestruturais e micromorfológicos da fácies Diamictito foliado. Estas rochas apresentam clastos angulares a subangulares. A) e B) Microestruturas rotacionais e *boudinage*. C) e D) Microestruturas de *boudinage*, alinhamento de grãos, *boudinage*, *dispersion tails* e domínios. E) e F) Microestruturas de *necking*.

A ocorrência de diamictitos maciços junto aos diamictitos foliados com clastos rotacionados, facetados, fraturados, cisalhados, com *boudinagem* e sombras de pressão, sugerem que estas rochas possivelmente se depositaram em um ambiente subglacial, no qual se registrou deformação diferencial primária de contato com massas de gelo onde altas taxas de esforços levaram a deformação progressiva (Araújo & Nogueira 2019, Busfield & Le Heron 2013, 2018, Le Heron *et al.* 2017, Menzies *et al.* 2006).

3.6 MODELO DEPOSICIONAL

O modelo deposicional apresentado neste trabalho traz novas interpretações que permitem propor uma possível ocorrência glacial, no contexto da *Snowball Earth* de idade neoproterozoica, no Cinturão Araguaia. O modelo deposicional revela uma evolução espacial e temporal em quatro estágios, que inclui configurações marinhas de plataforma carbonática (Formação São Martin) e glacio-marinho (Formação Rio Arraias), sobrepostas discordantemente ao embasamento arqueano. O registro da *Snowball Earth* no Cinturão Araguaia é caracterizado por um ciclo glacial, consistindo de depósitos gerados dentro de leques de contato com o gelo (AF3) e ambiente proglacial distal (AF4) (Fig. 3.10).

No primeiro estágio (Fig. 3.10A) se produz a instalação de uma plataforma carbonática (AF1), sobreposta discordantemente ao assoalho da bacia composto de formações ferríferas de idade meso-arqueana (Osborne 2001), em uma zona de colisão dos crátons Amazônico com São Francisco/Congo (Gorayeb *et al.* 2020). A AF1 representa a deposição de baixa energia em uma escala ampla que é melhor descrita como uma plataforma carbonática (Flügel 2004, Wilson 1975). Depositadas por precipitação química em ambiente com baixa energia, a natureza cíclica das camadas das fácies Mpn e Mpl também sugere uma possível deposição na porção mais distal da plataforma (Flügel 2004). A presença de tufos vulcânicos cristalinos nesta sucessão sugere uma série de eventos vulcânicos contemporâneos à deposição na parte mais distal da rampa. As fácies de brecha carbonática indicam uma energia maior e uma forte erosão dos fluxos turbidíticos que possivelmente erodeu a porção mais proximal da plataforma, contudo devido à restrição da área de estudo estes depósitos proximais podem ocorrer em outra porção do Cinturão Araguaia.

O fechamento pós-colisional dos crátons, possivelmente gerou subsidência na porção oeste da Bacia Araguaia que marcou o segundo estágio deposicional observado na área de estudo (Fig. 3.10B). Esta subsidência possibilitou a deposição de uma sucessão de turbiditos correspondentes a AF2. Estes depósitos estão compostos por uma população de grãos de

tamanho argila a areia média que podem ser transportadas totalmente por suspensão como grãos individuais pela turbulência do fluxo, esta população de grãos é característica dos fluxos turbidíticos de baixa densidade (Lowe 1982). Estes depósitos que exibem a sequência clássica proposta por Bouma (1962), possivelmente foram depositados por fluxos turbidíticos do tipo *surge-like*, que são de curta duração, porém nesta sucessão poderia se tratar de uma sucessão de fluxos, pois esses fluxos não costumam transportar partículas com granulometria maior do que areia (Mulder & Alexander 2001). Assim, poderiam ser gerados pelo colapso de uma nuvem de suspensão ou reconcentração de uma camada nefelóide por um processo como a cascata de densidade (Postma 1969, Wilson & Roberts 1995). No momento da deposição o fluxo se reconcentra e forma uma folha concentrada para se espalhar ao longo da base como um lóbulo, a erosão pode ser produzida na base dos fluxos de turbidez quando o fluxo é reacelerado (Mulder & Alexander 2001). A AF2 tem uma relação 70:30 de conteúdo de areia/lama, os depósitos de planícies de taludes ricos em areia/lama estão associados a margens de bacias de baixo gradiente que se formam em momentos de movimentos de falha relativamente inativos em estágios pós-*rift* (Reading & Richards 1994) que poderia ser produto da antiga quebra do supercontinente Rodinia. Segundo Reading & Richards (1994) estes depósitos podem ser gerados a partir de plataformas ativas e sistemas deltaicos ou da exposição de areias grossas de sistemas anteriores de taludes de plataforma, que são posteriormente retrabalhados e remobilizados encosta abaixo como correntes de turbidez ricas em areia. Posterior à deposição dos turbiditos ocorre à instalação de uma série de geleiras que causou uma queda no nível do mar. A entrada de areia na plataforma de declive pode ocorrer adicionalmente durante os períodos de queda relativa do nível do mar, quando a areia pode ser transportada para a borda da plataforma (Reading & Richards 1994). A transição entre a AF2 e AF3, apresenta camadas com deformações (fácies Sld) possivelmente produzidas pelo peso da geleira.

No terceiro estágio deposicional, ocorre o máximo avanço glacial e subsequente rebaixamento do nível do mar (Fig. 3.10C). Durante este estágio houve a deposição dos materiais da AF3, que está associada à deposição de sedimentos a partir de geleiras que fluem em corpos de água. As microestruturas glaciectônicas observadas (Fig. 3.6 e 3.8) junto com as microtexturas nas superfícies dos grãos de quartzo (Fig. 3.9) sugerem que as fácies diamictito foliado foram formadas em ambientes subglaciais por sedimentação primária em contato com massas de gelo, onde ocorreram altas taxas de deformação (Araújo & Nogueira 2019, Busfield & Le Heron 2013, 2018, Immonen 2013, Le Heron *et al.* 2017, Mahaney *et al.*

1996, Menzies *et al.* 2006, Ó Cofaigh *et al.* 2005, Rusczyńska-Szenajch 2001, Tulaczyk *et al.* 1998, Whalley & Krinsley 1974). As matrizes argilosas dos diamictitos tem presença em alta porcentagem de grãos de quartzo de tamanho silte, produto da intensa abrasão gerada durante o transporte glacial (e.i. Araújo & Nogueira 2019). Os sedimentos das fácies diamictito maciço possivelmente foram transportados por correntes, fluxos de detritos e processos de *rafting* em um ambiente subaquático na zona da costa da plataforma marinha, depositados por ablação e representam depósitos em contato com o gelo (Barrera *et al.* 2020) (Fig. 3.10C).

Finalmente, no quarto estágio, quando os movimentos compressivos estavam fechando a bacia, ocorre um rápido degelo acompanhado de uma elevação do nível do mar que aumentou o potencial de preservação dos depósitos subglaciais e possivelmente controlou a deposição dos materiais turbidíticos da AF4. Estes depósitos estão compostos por uma população de grãos de tamanho argila a areia média, característica dos fluxos turbidíticos de baixa densidade (Lowe 1982).

Estes depósitos que exibem a sequência clássica proposta por Bouma (1962), têm uma baixa frequência de camadas de materiais finos o que poderia indicar curtos intervalos de calmaria entre cada fluxo turbidítico. Estes exibem características próprias dos fluxos concentrados, que se diferenciam dos fluxos hiperconcentrados por serem mais diluídos. A progressiva entrada de água faz com que estes sedimentos se comportem como fluidos Newtonianos, e os mecanismos de suporte predominam na interação dos grãos por pressões dispersivas (Mulder & Alexander 2001). Sua alta concentração é devido aos sedimentos aportados pelo degelo. Esta associação apresenta uma proporção areia-argila de 97:3 que é muito maior que nas fácies da AF2, resultando em depósitos de planícies de talude ricos em areia (Reading & Richards 1994). Estes sistemas são de fonte linear, pois tanta areia é recebida que o sistema de águas profundas consiste em sistemas de leque de pequena escala que se aglutinam para formar corpos lineares complexos de arenitos que não se estendem muito para dentro da bacia (Reading & Richards 1994). Adicionalmente, existem evidências nas fácies arenosas que indicam processos de escorregamento (*slump*), estruturas tais como dobras de escorregamento, injeção de areia, zonas de brechamento e camadas contorcidas (Fig. 3.10D).

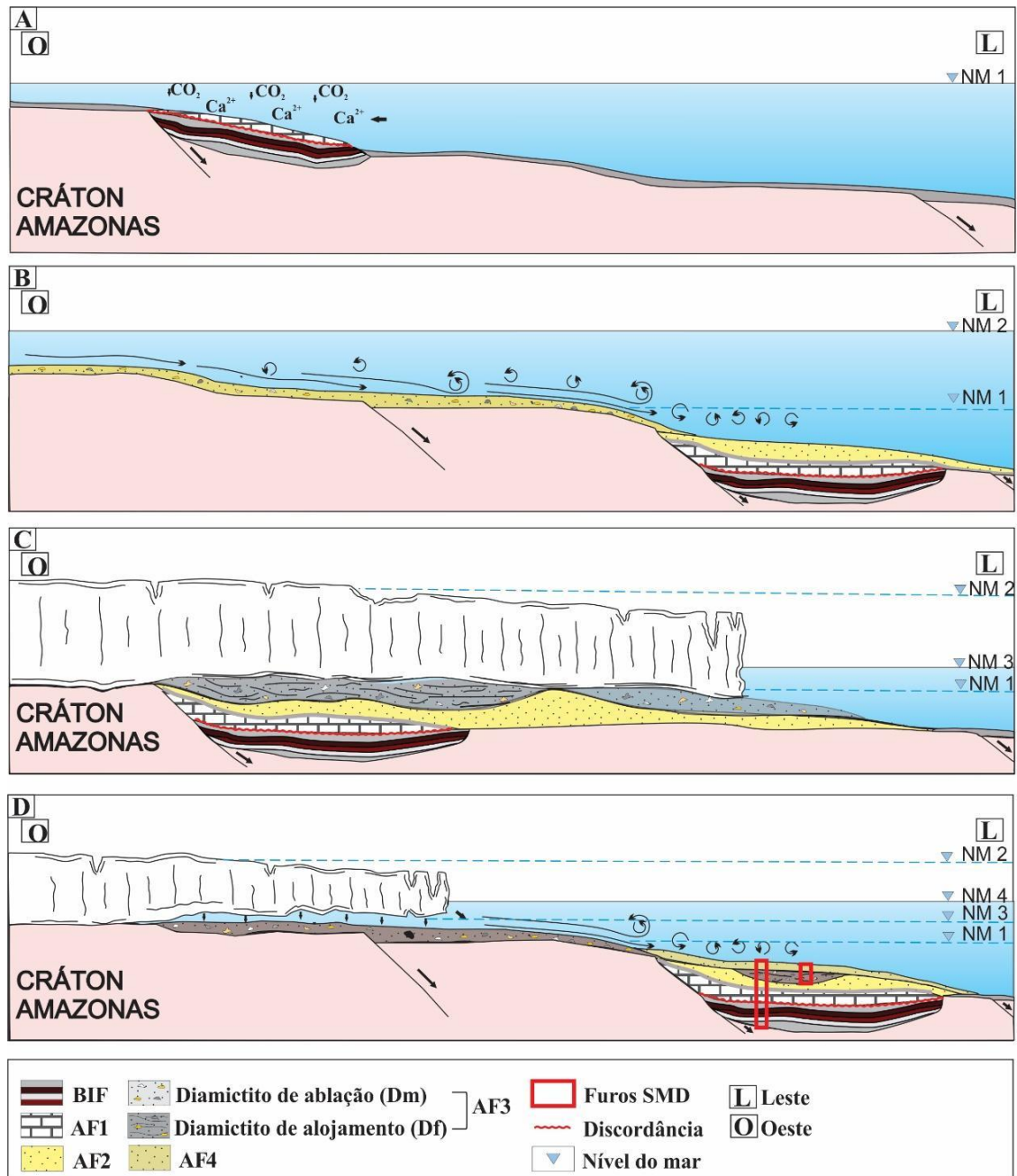


Figura 3.9- Evolução sequencial que originou as formações São Martin e Rio Arraias a oeste do Cinturão Araguaia. Criogeniano inicial. A) Instalação da plataforma carbonática, sobre o embasamento/assoalho da bacia (BIF); B) Ocorreu uma subsidência da bacia aumentando o nível do mar que possibilitou a deposição de turbiditos. Final do Criogeniano. C) Aconteceu o máximo avanço glacial durante o Criogeniano-Ediacarano. D) Finalmente um rápido degelo acompanhado de um aumento do nível do mar possivelmente controlou a deposição de turbiditos.

3.7 POSICIONAMENTO GEOCRONOLÓGICO

O posicionamento estratigráfico e geocronológico das rochas do prospecto alvo São Martin ainda é alvo de discussões e diversas propostas têm sido sugeridas. A estruturação do Cinturão Araguaia foi desenvolvida possivelmente entre 1000 e 550 Ma o que indica que ela

ocorreu durante o ciclo Brasileiro (Moura & Gaudette 1993). Caracterizações da mineralização de sulfetos realizadas no prospecto São Martim (nas porções superiores dos furos SMD-15, SMD-10, SMD-2), que representariam os depósitos glaciais definidos como a Formação Rio Arraias neste trabalho, obtiveram idades-modelo Pb-Pb de 716 a 394 Ma (Villas *et al.* 2007). Com base nos dados isotópicos obtidos em grãos de pirita, Villas *et al.* (2007) apresentaram três tipos de idades-modelo: 716 a 670 Ma para a pirita clástica (possível idade da fonte); 668 a 616 Ma para pirita diagenética (próxima a deposição) e 438 a 394 Ma para pirita de veio (posterior a litificação). As idades anteriormente definidas coincidem com datações realizadas pela WMC em grãos de zircão extraídos de rochas piroclásticas riolíticas (idades U-Pb (SHRIMP) de 634 ± 21 e 624 ± 11 Ma) sobrepostas diretamente aos depósitos glaciais da Formação Rio Arraias (Osborne 2001). As idades meso-arqueanas ($2.952,3 \pm 7,3$ Ma e $2.994,0 \pm 5,8$ Ma) para zircões detríticos extraídos das BIF's do furo SMD 08 (Osborne 2001) indicam um amplo período de não deposição/erosão que separa as rochas do embasamento (assoalho da bacia) da sucessão carbonática (AF1 – Formação São Martim). Sendo assim interpretada neste trabalho uma provável idade criogeniana para a deposição dos sedimentos que originaram as rochas do prospecto alvo São Martim. Assim, os depósitos glaciais propostos possivelmente sejam o primeiro registro no Cinturão Araguaia da *Snowball Earth* Marinoana.

3.8 ESTRATIGRAFIA ISOTÓPICA DE C E O

3.8.1 Amostragem e avaliação dos dados isotópicos

As amostras coletadas em uma sucessão de 20 m de espessura são representativas de fácies carbonáticas de águas profundas (Tabela 2). Mudanças nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ das rochas carbonáticas têm sido usadas como proxy para entender o ciclo global do carbono, bem como, na modelagem da evolução dos níveis de dióxido de carbono atmosférico (Derry *et al.* 1992, Jacobsen & Kaufman 1999, Kauffman & Knoll 1995, Kaufman *et al.* 1997, Knoll *et al.* 1986, Knoll 2000, Narbonne *et al.* 1994, Nogueira *et al.* 2007, Saylor *et al.* 1998, Walter *et al.* 2000). Os isótopos de O têm sido usados para determinar as mudanças de temperatura da superfície do mar relacionadas à evolução do clima da Terra (Veizer *et al.* 1999, van Geldern *et al.* 2006). A definição das tendências seculares isotópicas é fundamental para entender a extensão da alteração secundária que modificou a composição original de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ dos carbonatos. Nas sucessões neoproterozoicas, toda a rocha (matriz calcítica e dolomítica) é o principal material para a aquisição de dados $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ para avaliar a assinatura da água do

mar e mudanças paleoceanográficas em todo o mundo (Derry *et al.* 1992, Jacobsen & Kaufman 1999, Kauffman & Knoll 1995, Kaufman *et al.* 1997, Knoll *et al.* 1986, Knoll 2000, Narbonne *et al.* 1994, Nogueira *et al.* 2007, Saylor *et al.* 1998, Walter *et al.* 2000).

Tabela 2- Valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ e de razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para as amostras de calcário dos depósitos neoproterozoicos do Cinturão Araguaia.

Número	Amostra	$\delta^{13}\text{C}$ ‰ V-PDB	$\delta^{18}\text{O}$ ‰ V-PDB	$\delta^{18}\text{O}$ ‰ V-SMOW	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
1	613.30	-1,00	-14,21	16,21	0.70935+/- 3
2	616.58	-0,50	-12,00	18,49	0.70959+/- 1
3	616.59	-0,71	-12,47	18,01	0.70865+/- 1
4	619.00	-1,02	-12,08	18,41	0.70911+/- 3
5	619.01	-0,90	-11,83	18,67	0.70923+/- 1
6	621.76	-0,09	-9,53	21,03	-
7	621.77	0,07	-9,43	21,14	0.70873+/- 5
8	623.73	-0,33	-11,21	19,31	0.70985+/- 4
9	629.80	-1,10	-11,55	18,95	0.70944+/- 1
10	629.81	-0,92	-11,42	19,09	0.70931+/ 1
11	631.80	-0,93	-11,43	19,08	0.70992+/- 1
12	631.88	-1,31	-11,94	18,55	0.71012+/- 1
13	631.89	-0,75	-11,30	19,22	0.71012+/- 1
14	632.87	-1,12	-11,73	18,76	0.70987+/- 3

15	632.88	-1,00	-11,39	19,12	0.71065+/- 2
----	--------	-------	--------	-------	-----------------

As amostras de rocha para análise isotópica da sucessão Neoproterozoica do Cinturão do Araguaia, foram coletadas em uma seção de testemunho (SMD 08) representativa da estratigrafia da Formação São Martim (Fig. 3.11). As análises dos isótopos C e O foram realizadas em amostras de calcário de granulação fina (Tabela 2). As amostras de núcleo analisadas são frescas, apresentam baixo neomorfismo, com texturas e estruturas primárias preservadas. A matriz micrítica, de composição predominantemente calcítica, quando neomorfizada apresenta limites intercristalinos regulares compondo um mosaico equigranular hipidiotópico de granulação fina. Amostras homogêneas foram preferidas, zonas fraturadas, preenchidas com minerais e presença de terrígenos foram descartadas. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ da sucessão carbonática são predominantemente negativos variando de $\sim -1,31$ a $\sim +0,07\%$, enquanto os valores de $\delta^{18}\text{O}$ são negativos entre $-14,21$ a $-9,43\%$. Apenas uma amostra mostrara valores positivos $\delta^{13}\text{C}$ de $+0,07\%$ encontradas na porção intermediária da sucessão estudada (Fig. 3.11). Valores negativos de $\delta^{18}\text{O}$ são considerados um forte indicador de alteração de sinal, porém vários estudos demonstraram que, enquanto os isótopos O podem ser facilmente alterados pela diagênese, os valores primários da rocha de isótopos de C são normalmente preservados (Brand 2004, Korte *et al.* 2006, van Geldern *et al.* 2006, Swart & Oehlert 2018). Na verdade, os valores de $\delta^{18}\text{O}$ são facilmente alterados em rochas carbonáticas porque é controlado pela temperatura de precipitação, a relação $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ da água de precipitação, enquanto o valor de $\delta^{13}\text{C}$ está diretamente ligado ao ciclo do carbono e à fonte de CO_2 e é menos suscetível a alterações (Jacobsen & Kauffman 1999, Mitchell *et al.* 1996).

A composição isotópica de C em carbonatos proterozoicos geralmente está bem preservada devido à completa obliteração da porosidade após a deposição, o que inibe a circulação de fluidos e, conseqüentemente, qualquer *reset* isotópico (Buick *et al.* 1995, Knoll *et al.* 1986). No entanto, esse processo de obliteração da porosidade pode não ser suficiente para inibir as mudanças pós-diagênicas (principalmente neomorfismo e dolomitização), fluidos meteóricos e forte metamorfismo que alteram a composição isotópica original dos carbonatos (Jacobsen & Kaufman 1999, Kaufman & Knoll 1995, Veizer 1983). Determinar o quanto essas alterações influenciaram a composição original do $\delta^{13}\text{C}$ da água do mar na qual o carbonato foi precipitado é crucial na avaliação do sinal isotópico de uma sucessão

estratigráfica. Assim, a eliminação de amostras alteradas é fundamental para determinar as tendências seculares da água do mar Proterozoico $\delta^{13}\text{C}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. O grau de alteração das amostras de carbonato foi avaliado pela relação entre os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ (Jacobsen & Kaufman 1999, Kaufman & Knoll 1995, Kah *et al.* 1999). No presente estudo, usamos apenas a relação $\delta^{13}\text{C}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ e, provisoriamente, a alteração do sinal isotópico é discutida.

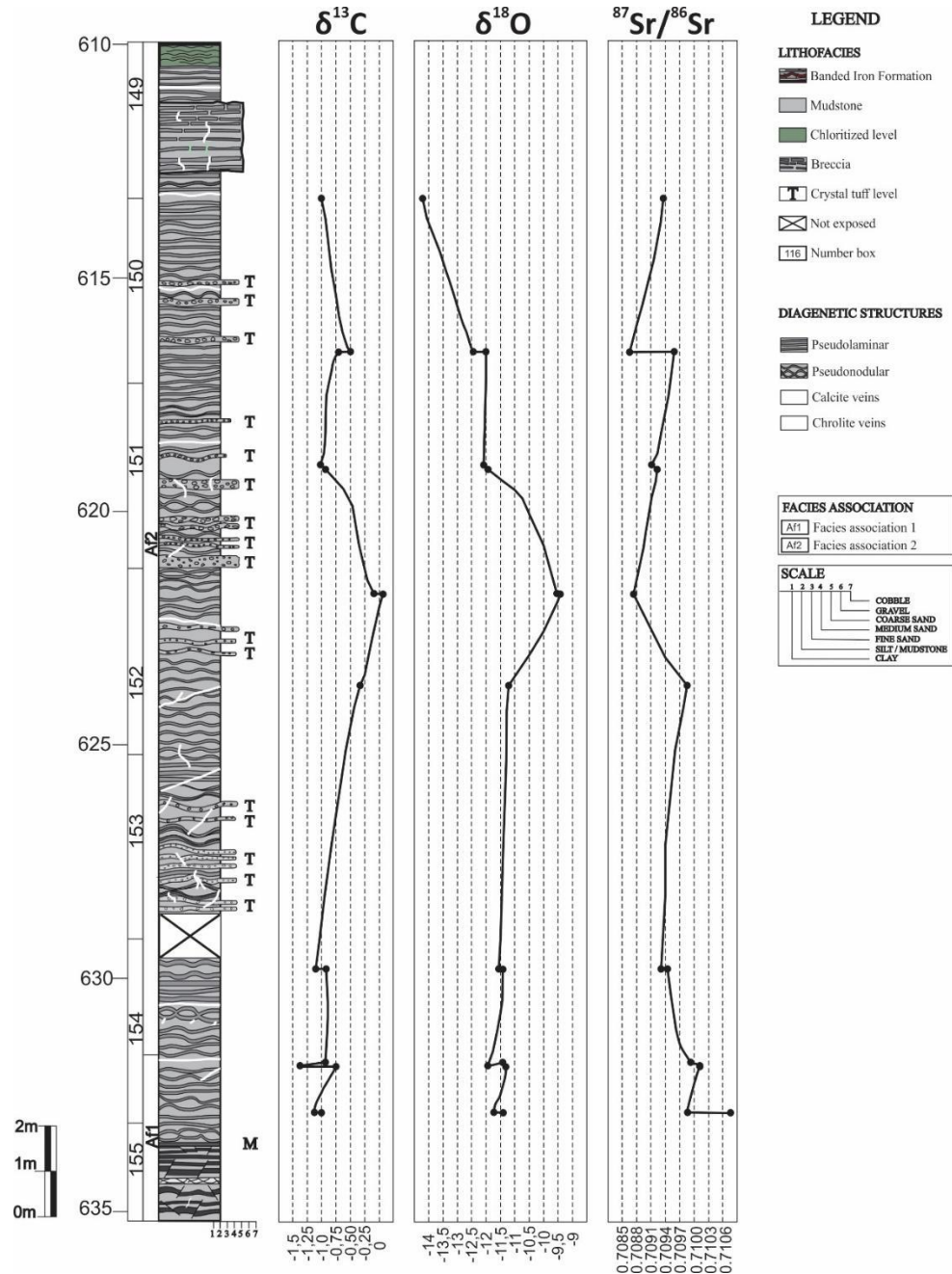


Figura 3.10-. Curvas isotópicas de C-O-Sr para os depósitos de plataforma carbonática do Cinturão Araguaia.

3.8.2 Valores de $\delta^{13}\text{C}$ versus $\delta^{18}\text{O}$

Valores de $\delta^{18}\text{O}$ em carbonato são indicadores diagenéticos muito sensíveis, revelando interações tardias de fluidos de rocha que modificam a composição encontrada em carbonatos do Proterozoico, cujos valores oscilam perto de -6‰ (por exemplo, Jacobsen & Kaufman 1999, Kah 2000, Kaufman & Knoll 1995, Veizer *et al.* 1992). O gráfico das composições de $\delta^{13}\text{C}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 3.12) permite identificar tendências decrescentes simultâneas de composições de O e C (Jacobsen & Kaufman 1999).

Valores de $\delta^{18}\text{O}$ menores que -10‰ têm sido usados como um limite provável para distinguir entre amostras alteradas e inalteradas (Jacobsen & Kaufman 1999, Narbonne *et al.* 1994). Os carbonatos de sucessão estudados têm valores de $\delta^{18}\text{O}$ variando de -14,21 a -9,43 ‰. Com base nesta premissa os valores isotópicos mais leves de $\delta^{18}\text{O}$, indicariam alteração diagenética significativa em pelo menos treze amostras, que apresentam valores abaixo de -10‰ (Tab. 2), sendo 87% das amostras analisadas. Composições isotópicas de carbonato consideradas inalteradas ($\delta^{18}\text{O} > -10‰$) foram agrupadas e os valores foram plotados em gráfico de $\delta^{13}\text{C}$ versus $\delta^{18}\text{O}$, mostrando uma concentração com correlação positiva clara (Fig. 3.12). Porém entre os valores de C e O não existe covariância o que sugere que o volume do fluido diagenético (meteórico ou hidrotermal) necessário para reequilibrar a composição isotópica de O foi insuficiente para modificar a composição original de $\delta^{13}\text{C}$.

As amostras com valores isotópicos leves de $\delta^{18}\text{O}$ embora possam ser separadas em dois grupos, um deles com duas amostras tem os mesmos valores de $\delta^{13}\text{C}$ com a amostra inalterada. Além disso, a análise gráfica das amostras sugere certa tendência de correlação positiva entre os valores isotópicos de C e O, o que leva a suspeitar de uma alteração diagenética, mas os valores próximos de 0 ‰ podem sugerir pouca modificação do sinal. A dispersão nos dados do isótopo de O pode indicar que os fluidos diagenéticos não modificaram todas as fácies. A covariação entre os valores principais de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ de carbonatos marinhos rasos pode refletir a alteração dentro das águas de composição isotópica variável para a zona de mistura (Allan & Matthews 1982) ou reflete quantidades variáveis de recristalização/neomorfismo ou mesmo metamorfismo e a adição de cimento diagenético (Swart & Oehlert 2018). Assim, apesar de que as amostras apresentam valores inferiores a -10‰ $\delta^{18}\text{O}$, a preservação da textura original micrítica em algumas amostras e a relação entre as composições de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ não é covariante, consideramos que os valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ da sucessão carbonática estudada, são inalterados, e possivelmente representam a

composição isotópica da água do mar Neoproterozoica. Por tanto, a curva isotópica de C pode ser adequada para uso em correlações locais e globais.

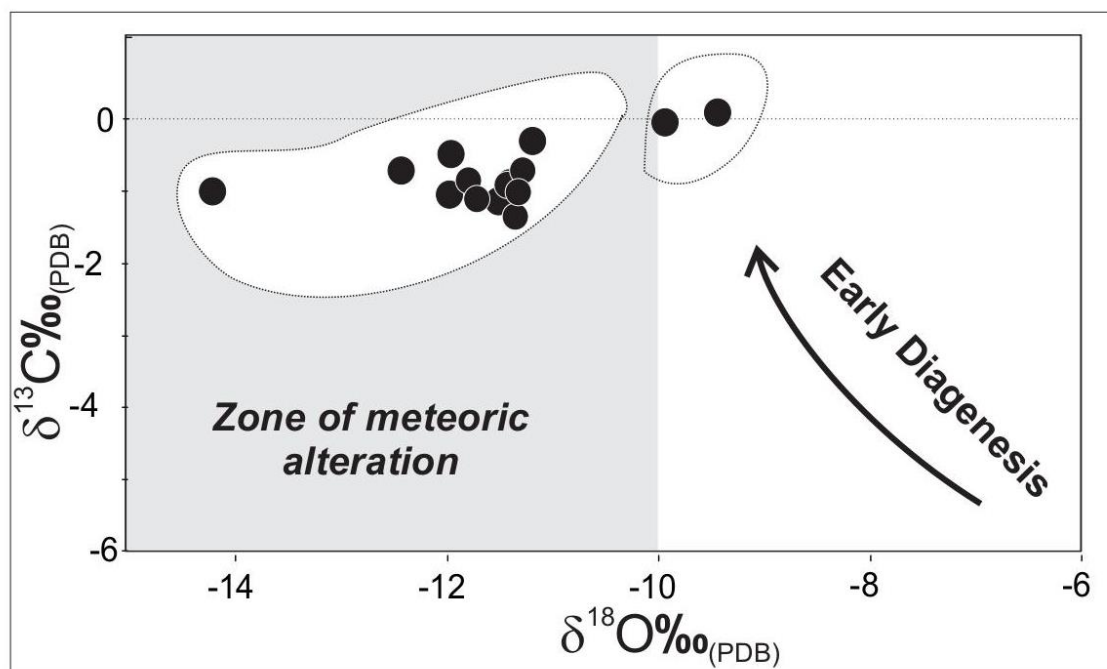


Figura 3.11- Distribuição de $\delta^{13}\text{C}$ em função de $\delta^{18}\text{O}$ dos carbonatos da plataforma carbonática do Cinturão Araguaia.

3.8.3 Valores $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

As composições isotópicas de Sr em rochas carbonáticas são mais suscetíveis à alteração diagenética do que valores de $\delta^{13}\text{C}$ e, ao contrário desses, não têm um padrão de avaliação bem definido (Knoll 2000). Diagênese tende a aumentar os valores $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Os ensaios mais conduzidos para avaliar a alteração das razões de Sr geralmente passam por avaliações petrográficas e geoquímicas envolvendo $\delta^{18}\text{O}$, razões Mn/Sr, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ e concentrações de Sr (Jacobsen & Kaufman 1999). Mesmo com todos esses testes, o número de amostras de carbonato de várias regiões da Terra, consideradas como tendo um valor isotópico de Sr inalterado, é baixo e, conseqüentemente, sua interpretação quimioestratigráfica deve ser feita com o máximo cuidado (Knoll 2000). A avaliação do sinal isotópico radiogênico refere-se a $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus plotagem de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$, bem como avaliação petrográfica e estratigráfica.

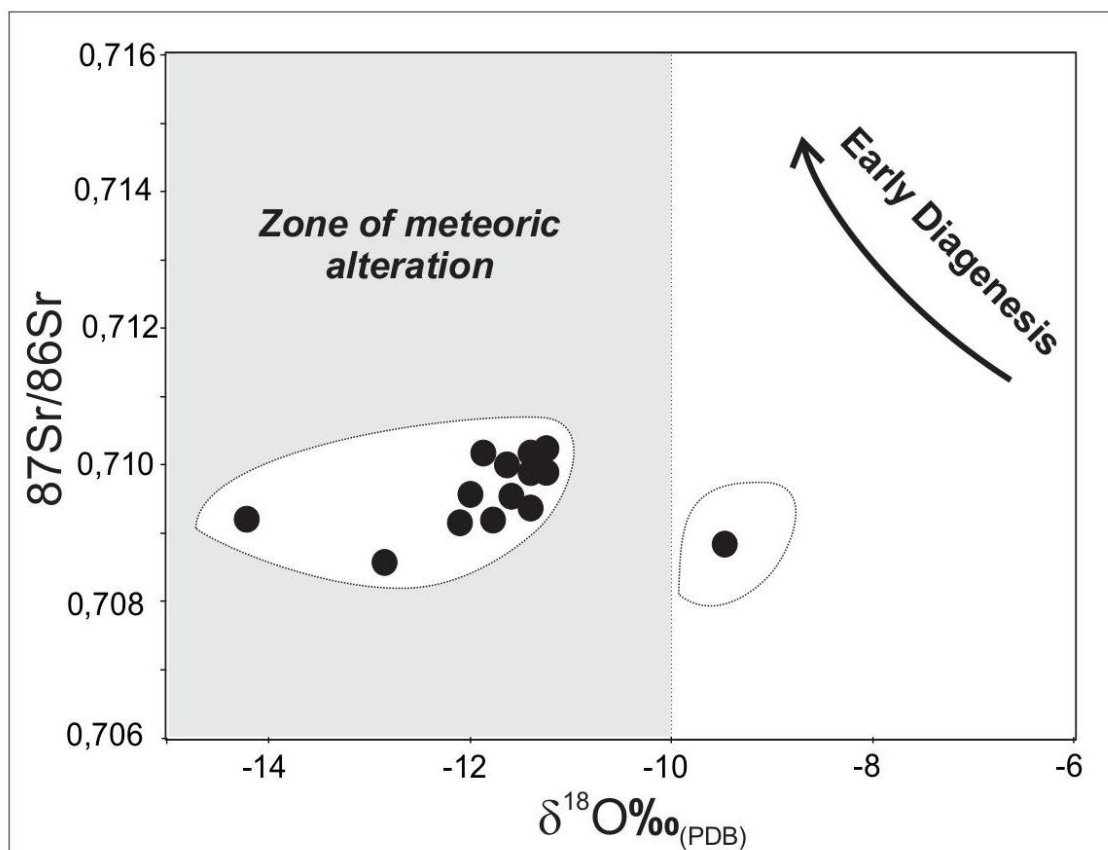


Figura 3.12- Distribuição de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em função de $\delta^{18}\text{O}$ dos carbonatos da plataforma carbonática do Cinturão Araguaia.

A avaliação dos gráficos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ mostra que a maioria das amostras está dentro da zona que revela mistura entre as composições primárias e diagenéticas (Fig. 3.13 e 3.14). Seguindo o mesmo critério utilizado para o $\delta^{13}\text{C}$ (Fig. 12), as amostras com $\delta^{18}\text{O}$ abaixo de -10‰ foram consideradas alteradas e, portanto, excluídas do grupo que mantinha a assinatura secundária de Sr (Fig. 3.13). Omitindo essas amostras, a fig. 3.13 mostram que as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ formam duas concentrações bem separadas, o que sugere uma mudança sistemática com o empilhamento estratigráfico. Valores superiores a $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em torno de 0,709 e 0,710 predominam na sucessão da plataforma carbonática, enquanto valores abaixo de 0,709 são raros, sugerindo uma tendência monotônica (Fig. 3.12). Nessas concentrações, as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ não variam sistematicamente com as composições

isotópicas de carbono de amostras consideradas como valores alterados, sugerindo que os valores de Sr são provavelmente secundários.

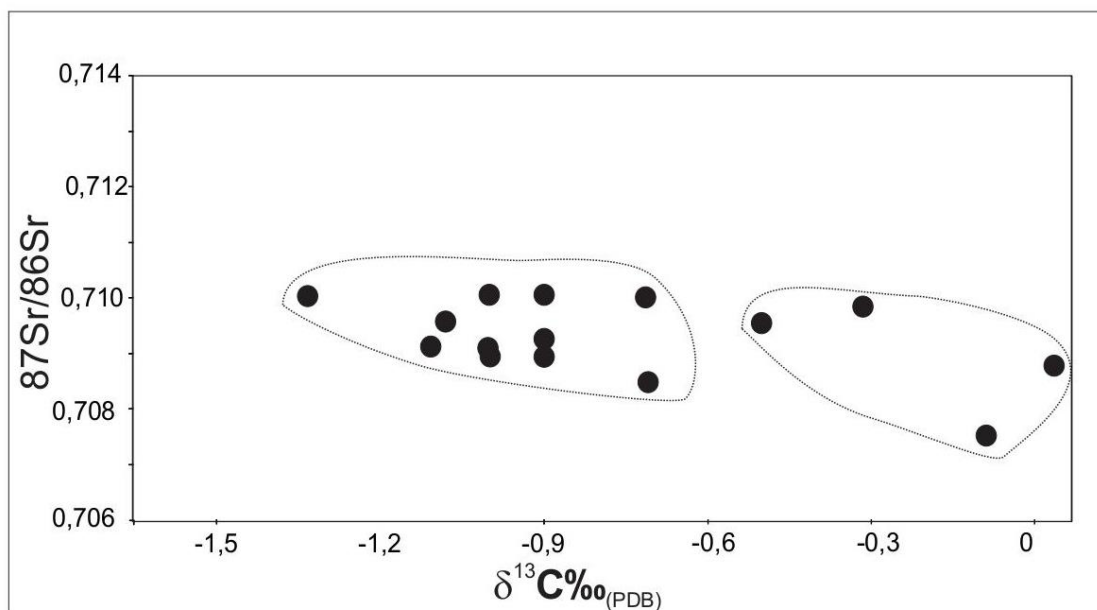


Figura 3.14- Distribuição de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em função de $\delta^{13}\text{C}$ dos carbonatos da plataforma carbonática do Cinturão Araguaia.

3.8.4 Quimiostratigrafia isotópica de Sr e avaliação de influência terrígena

A interação água-rocha que envolve os processos de alteração provocados por fluidos diagenéticos e a abundância de material terrígeno, influem diretamente na interpretação dos isótopos de Sr para rochas carbonáticas. Desta forma é fundamental a avaliação desses fatores para identificar a assinatura de Sr primária (Kaurova *et al.* 2010). As análises de petrografia e difratometria de raios-X mostraram evidências mineralógicas e geoquímicas desses processos ao longo da seção estudada dos carbonatos.

Nos *mudstones*, a petrografia permitiu a identificação de feições diagenéticas como neomorfismo, compactação química e fraturas preenchidas por calcita espática ao longo da seção, bem como a presença de quantidade significativa de material terrígeno disseminado. As amostras foram tomadas das seções menos alteradas, além de enviar amostras de controle para a análise isotópica, mas o processo desenvolvido no tratamento químico das mesmas foi realizado mediante o ataque com ácido acético (0.5N) e não foi desenvolvido o procedimento de lixiviação sequencial.

Desta forma os resultados obtidos neste trabalho mostram altos valores de razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ no intervalo de 0,7087-0,7106, com variações muito amplas nas amostras de controle, que não correspondem aos valores das curvas de variação de Sr marinho para a

idade Neoproterozoica recopiladas por Romero *et al.* (2012), Melezhik *et al.* (2001) e Halverson *et al.* (2010), pois além das evidências apresentadas por Moura *et al.* (2006) sugerem que os valores de Sr na sucessão de estudo foram alteradas (Fig. 3.13).

Valores elevados da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ têm sido interpretados como resultado de processos pós-deposicionais (Alvarenga *et al.* 2007, Romero *et al.* 2012). Isso sugere que os elevados valores isotópicos de Sr obtidos podem ser o resultado de alguma alteração durante a diagênese. No entanto, as amplas variações nas amostras de controle podem indicar que o conteúdo de material terrígeno também poderia ter controlado a assinatura $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Com os elevados valores obtidos pode se afirmar que ocorreram algumas modificações nas assinaturas primárias de Sr em todas as amostras, consideramos que os resultados podem não representar uma boa estimativa da composição de Sr marinho no momento da formação dos calcários.

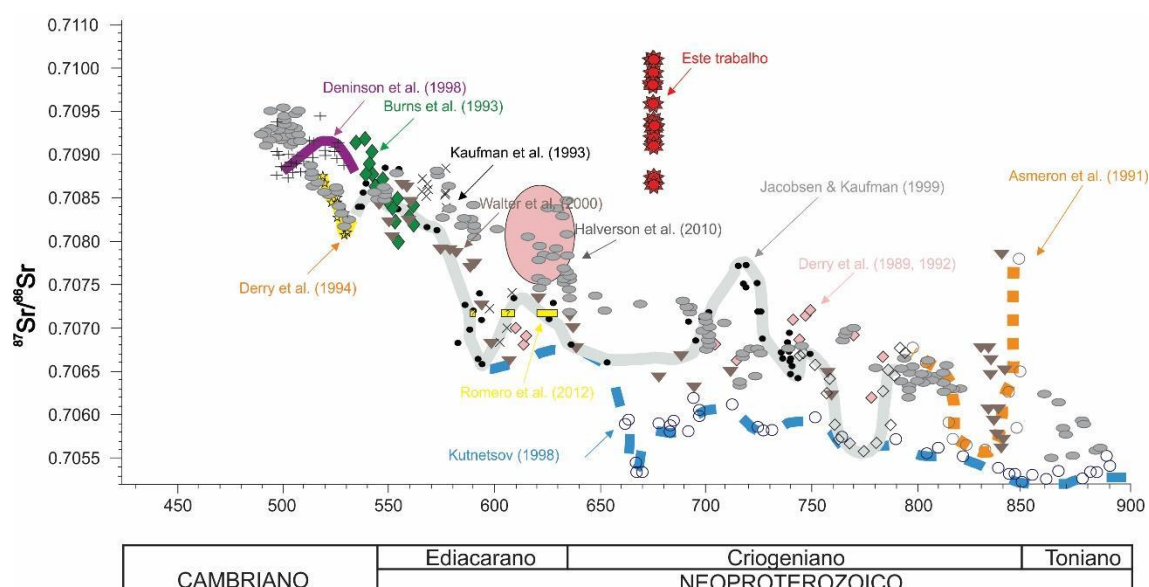


Figura 3.15- Recopilação das curvas de Sr marinho para o Neoproterozoico, modificado de Romero *et al.* (2012), Melezhik *et al.* (2001) e Halverson *et al.* (2010), o oval rosa representa a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para a capa carbonática do Grupo Araras: Nogueira *et al.* (2007), Alvarenga *et al.* (2008, 2009), Paula-Santos *et al.* (2010), os pontos vermelhos correspondem aos dados obtidos neste trabalho.

3.8.5 Correlação da composição de $\delta^{13}\text{C}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ das águas marinhas do Neoproterozoico

Halverson *et al.* (2005) correlacionaram as razões isotópicas das ocorrências de *Snowball Earth* no mundo. Os depósitos das glaciações Sturtiana e Marinoana e suas capas carbonáticas associadas em toda a Austrália foram postuladas como marcadores cronoestratigráficos globais (Dunn *et al.* 1971, Hoffman & Schrag 2002, Kennedy *et al.* 1998, Walter *et al.* 2000). Embora a razão isotópica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ seja mais suscetível à alteração

diagenética do que os valores de $\delta^{13}\text{C}$, a compilação de dados que mostram a composição química das águas marinhas, é amplamente utilizada na datação de rochas Neoproterozoicas (Halverson *et al.* 2007, Romero *et al.* 2012).

Os dados isotópicos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidos nos depósitos carbonáticos do Neoproterozoico no Cinturão Araguaia, sugerem uma alteração produzida possivelmente pela diagênese que experimentou esta sucessão, além do alto conteúdo de terrígenos, a comparação com os dados disponíveis das ocorrências de depósitos associados a *Snowball Earth* (Fig. 3.14) confirma esta proposta. Segundo Halverson *et al.* (2005) as sucessões de Austrália, norte da Namíbia (Hoffmann & Prave 1996) e o norte da Cordilheira canadense (Aitken 1991, Narbonne & Aitken 1995) compartilham várias características principais, incluindo sequências distintas Sturtiana e Marinoana (Hoffman & Schrag 2002) e uma anomalia negativa $\delta^{13}\text{C}$ submarinoana característica (anomalia de Trezona), ausente no registro pré-Sturtiano. A anomalia de Trezona define um declínio suave e contínuo para valores negativos tão baixos como -5% (Halverson *et al.* 2005), indicando que os carbonatos isotopicamente negativos das rochas Neoproterozoicas do Cinturão Araguaia, poderiam ser equivalentes a esta anomalia (Fig. 3.11 e 3.14). Confirmando assim que os depósitos glaciais poderiam ser o registro da *Snowball Earth* Marinoana.

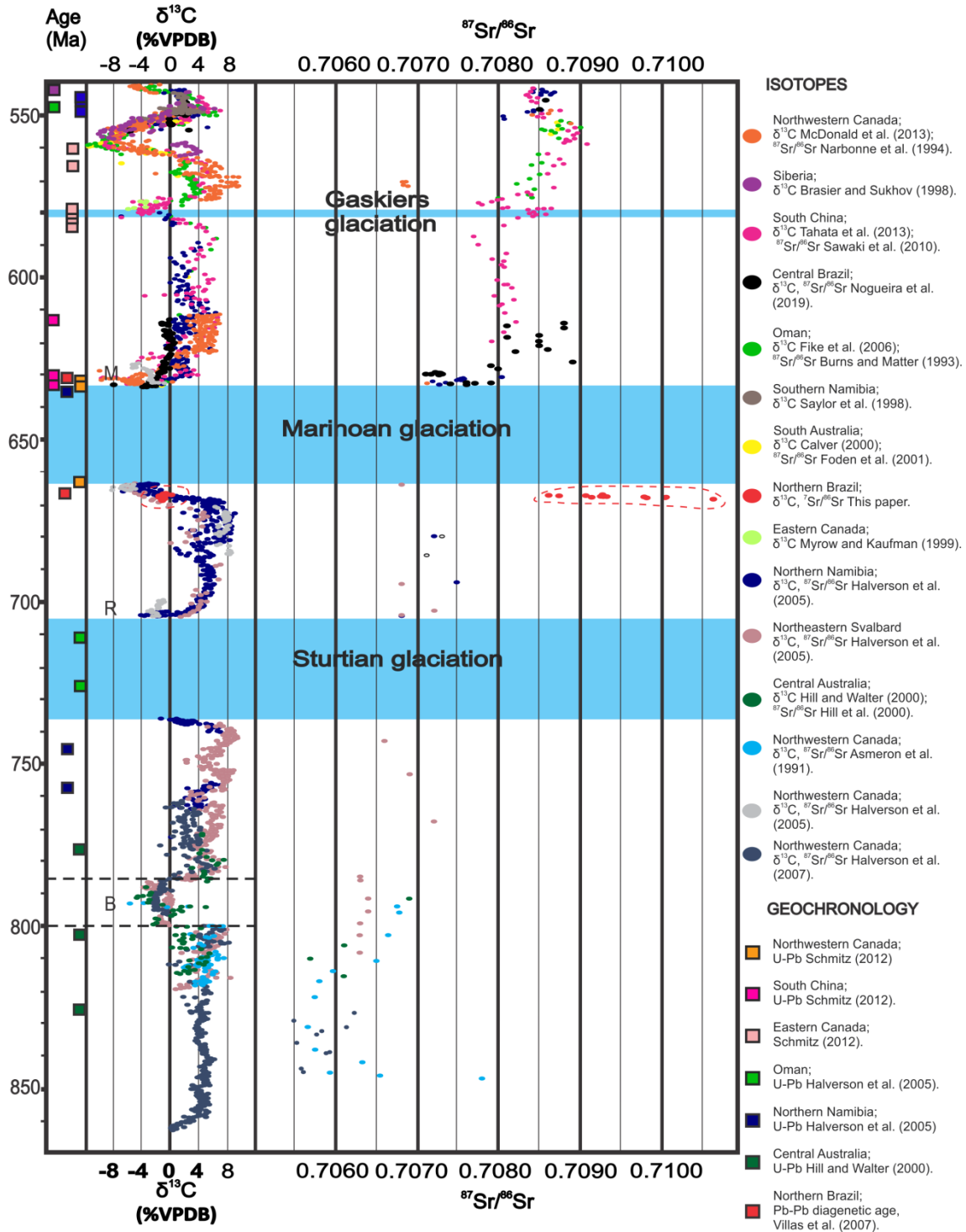


Figura 3.16- Recopilação de dados isotópicos de C, O e Sr a nível mundial das ocorrências de *Snowball Earth*, em vermelho os dados obtidos neste trabalho dos depósitos neoproterozoicos carbonáticos do Cinturão Araguaia.

3.9 CONCLUSÕES

As análises sedimentológica, estratigráfica e isotópica baseada em furos de sondagem no Cinturão Araguaia, Região de Redenção (Brasil) revelou a ocorrência de prováveis depósitos glaciais (668 Ma - 634±21 Ma) dentro de uma sucessão até então reconhecida como a Formação Couto Magalhães. Neste trabalho esta unidade foi redefinida litoestratigraficamente em duas novas formações denominadas de Formação São Martin (sucessão carbonática) e Formação Rio Arraias (sucessão siliciclástica). Assim, a partir da descrição dos furos de sondagem SMD 08 e SMD 15, foram descritas dezenove fácies sedimentares agrupadas em quatro associações de fácies que registram uma plataforma carbonática (AF1) gerada sobre o assoalho da bacia constituído de formações ferríferas, turbiditos de talude ricos em areia-lama (AF2), depósitos subglaciais (AF3) e turbiditos de talude ricos em areia (AF4). A reconstrução do perfil estratigráfico desta sucessão permitiu propor um novo modelo deposicional, onde nós sugerimos que a Bacia Araguaia foi submetida a processos glaciais relacionados com o evento da *Snowball Earth* Marinoana de provável idade 650 Ma - 635 Ma no Criogeniano. Os diamictitos da Formação Rio Arraias representam a terceira ocorrência relatada de depósitos glaciais neoproterozoicos no Brasil, expandindo o alcance potencial das glaciações deste período para a Província Tocantins.

CAPÍTULO 4 CONSIDERAÇÕES FINAIS

O Neoproterozoico é caracterizado por variações extremas climáticas, estes eventos estão representados pelas glaciações globais Sturtiana e Marinoana que estão registradas nas rochas do Criogeniano (Kirschvink 1992, Young 1995, Hoffman *et al.* 1998, Hoffman & Schrag 2002, Hoffman *et al.* 2017). No Brasil estes eventos estão registrados principalmente em faixas de dobramentos originadas durante a grande reorganização das massas continentais que ocorreu entre 750 e 550 Ma como a ruptura de Rodinia e posterior amalgamação do Gondwana Oeste (Hasui 2010). A colisão destas massas deu origem ao Cinturão Araguaia, onde se encontra uma sucessão carbonática-siliciclástica depositada em ambientes marinhos, com uma ampla gama de evidências que sugerem deposição dentro de ambientes glaciais.

Os depósitos correspondentes às fácies glaciais, antes interpretadas como brechas produzidas por escorregamento em ambiente turbidítico de talude superior, exibiam uma complexidade de microestruturas e microtexturas produzidas pela ação de arraste, cisalhamentos puros, simples e escape de água, a partir dos quais foram geradas uma série de características intrínsecas de diamictitos subglaciais.

Assim, a partir da descrição dos furos de sondagem SMD 08 e SMD 15, foram descritas dezenove fácies sedimentares agrupadas em quatro associações de fácies que registram uma plataforma carbonática (AF1) gerada sobre o assoalho da bacia constituído de formações ferríferas, turbiditos de talude ricos em areia-lama (AF2), depósitos subglaciais (AF3) e turbiditos de talude ricos em areia (AF4). A reconstrução do perfil estratigráfico desta sucessão permitiu propor um novo modelo deposicional que apoia a proposta do registro de um evento glacial na Bacia Araguaia.

A reavaliação paleoambiental e estratigráfica desta sucessão permitiu o reconhecimento de duas novas unidades litoestratigráficas no Cinturão Araguaia, denominadas aqui de Formação São Martim (sucessão carbonática) e Formação Rio Arraias (sucessão siliciclástica). Dados isotópicos e geocronológicos, associados às características sedimentológicas e estratigráficas, forneceram subsídio para a sugestão de um novo registro de glaciação marinoana no Brasil. Assim, os diamictitos da Formação Rio Arraias representam a terceira ocorrência relatada de depósitos glaciais neoproterozoicos no Brasil, expandindo o alcance potencial das glaciações deste período para a Província Tocantins.

REFERÊNCIAS

- Abbot D.S., Voigt A., Branson M., Pierrehumbert R.T., Pollard D., Le Hir G., Koll D.D.B. 2012. Clouds and snowball Earth deglaciation. *Geophys. Res. Letters*, **39**:1-4. DOI:10.1029/2012GL052861.
- Abbot D.S. & Pierrehumbert R.T. 2010. Mudball: Surface dust and snowball Earth deglaciation. *Journal Geophys. Research*, **115**:1-14. DOI:10.1029/2009JD012007.
- Abreu F.A.M. 1979. *Estratigrafia e evolução estrutural do segmento setentrional da Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém. 90 p.
- Abreu F.A.M. 1990. *Evolução geotectônica da região Meio Norte do Brasil e sua correlação com a África Ocidental*. PhD. Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém. 440 p.
- Abreu F.A.M., Gorayeb P.S.S., Hasui Y. 1994. Tectônica de inversão metamórfica na Faixa Araguaia Actas. In: SBG-Núcleo Norte, 4º Simpósio de Geologia da Amazônia. Belém, Pa. *Boletim de resumos expandidos* [...], p. 1-4.
- Aitken J.D. 1991. Two late Proterozoic glaciations, Mackenzie Mountains, northwestern Canada. *Geology*, **19**: 445–448.
- Allan J.R. & Mathews R.K. 1982. Carbon and Oxygen isotopes as diagenetic and stratigraphic tools: surface and subsurface data, Barbados, West Indies. *Geology*, **5**: 16-20.
- Almeida F.F.M., Hasui Y. Brito-Neves B.B., Fuck R. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Sci. Rev.*, **17**:1-29.
- Almeida H.G., Barros O.J., Martins R.C. 2001. Geologia. In: Medeiros I. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Marabá – Folha SB.22-X-D, Estado do Pará, Maranhão e Tocantins. Escala 1:250.000. Brasília, DF, CPRM/DIEDIG/DEPAT. 9 – 73 p.
- Alvarenga C.J.S. 1988. Turbiditos e glaciação do final do Proterozoico Superior no Cinturão Paraguai, Mato Grosso. *Revista Brasileira de Geociências*. **18**(3): 323 – 327.
- Alvarenga C.J.S., Moura C.A.V., Gorayeb P.S.S., Abreu F.A.M. 2000. Paraguay and Araguaia Belts. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz-Filho A., Campos D.A. (eds.). *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro, International Geological Congress, 31 st, p. 183 – 194.
- Alvarenga C.J.S., Giustina M.E.S.D., Silva C.N.G., Santos R.V., Giola S.M.C. L., Guimarães E.M., Dardene M.A., Sial A.N., Ferreira V. P. 2007. Isótopos de C e Sr em Carbonatos pré e pós-glaciação Jequitai (Esturtiano) na região de Bezerra-Formosa, Goiás. *Rev. Bras. Geociências*, **37**(4 supl): 147-155.
- Alvarenga C.J.S., Boggiani P.C., Babinski M., Dardenne M.A., Figueiredo M.F., Dantas E.L., Uhlein A., Santos R.V., Sial A.N. Trompette R. 2011. Chapter 45 Glacially influenced sedimentation of the Puga Formation, Cuiabá Group and Jacadigo Group, and associated carbonates of the Araras and Corumbá groups, Paraguay Belt, Brazil. Geological Society, London, Memoirs, **36** (1): 487 – 497 p. DOI:10.1144/m36.45.

Araújo R.N. & Nogueira A.C.R. 2019. Serra Sul Diamictite of the Carajás Basin (Brazil): a paleoproterozoic glaciation on the amazonian craton. *Geology* **47**: 1116 – 1170. <https://doi.org/10.1130/G46923.1>.

Araújo V.A de & Olivatti O. (org.). 2001. Estratigrafia. In: Araújo V. A. de & Olivatti O. (org.). Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Araguaína – Folha SB.22-Z-D, Estados do Tocantins e do Pará. Escala 1:250.000 / Organizado por Vanderlei Antônio de Araújo e Odair Olivatti. – Brasília: CPRM/DIEDIG/DEPAT, 22 – 30p.

Bandeira J., McGee B., Nogueira A.C.R., Collins A.S., Trindade R.I.F. 2012. Sedimentological and provenance response to Cambrian closure of the Clymene ocean: The upper Alto Paraguai Group, Paraguay belt, Brazil. *Gondwana Research*. **21**: 323 – 340.

Barbosa O., Ramos J.R.A., Gomes F.A., Helmont R. 1966. *Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do Projeto Araguaia*. Rio de Janeiro, Monografia da DGM, nº 19, 94p.

Barrera I.A.R., Nogueira A.C.R., Bandeira J. 2020. The Silurian glaciation in the eastern Parnaíba Basin, Brazil: paleoenvironment, sequence stratigraphy and insights for the evolution and paleogeography of West Gondwana. *Sedimentary Geology*, **406**: 1-22p. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2020.105714>.

Barros L.D. & Gorayeb P.S.S. 2019. Serra do Tapa ophiolite suite - Araguaia belt: geological characterization and neoproterozoic evolution (central northern Brazil). *Journal South American Earth Sci.* <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102323>.

Beukes N.J. & Klein C. 1992. Models for iron-formation deposition. In: Schopf J.W. & Klein C. (eds.). *The Proterozoic biosphere*. Cambridge, UK, University Press, p.147–151.

Bold U., Smith E.F., Rooney A.D., Bowring S.A., Buchwaldt R., Dudás F., Ramezani J., Crowley J.L., Schrag D.P., Macdonald F.A. 2016. Neoproterozoic stratigraphy of the Zavkhan terrane of Mongolia: the backbone for Cryogenian and early Ediacaran chemostratigraphic records. *Am. J. Sci.*, **316**: 1 – 63.

Bouma A.H. 1962. *Sedimentology of some flysch deposits, a graphic approach to facies interpretation*. Amsterdam, Elsevier, 168 p.

Burns S.J. & Matter A. 1993. Carbon isotopic record of the latest Proterozoic from Oman. *Eclogae Geol. Helv.*, **86**: 595 – 607.

Busfield M.E. & Le Heron D.P. 2013. Glacitectonic deformation in the Chuos Formation of northern Namibia: Implications for Neoproterozoic ice dynamics. *Proceedings of the Geologists' Association*, **124**(5): 778 – 789. <https://doi.org/10.1016/j.pgeola.2012.10.005>.

Busfield M.E. & Le Heron D.P. 2018. Snowball Earth under the microscope. *Journal of Sedimentary Research*, **88**: 659 – 677. <https://doi.org/10.2110/jsr.2018.34>.

Brand U. 2004. Carbon, oxygen and strontium isotopes in Paleozoic carbonate components: an evaluation of original seawater-chemistry proxies. *Chemical Geology*, **204**(1-2): 23–44. DOI:10.1016/j.chemgeo.2003.10.013.

Brasier M.D. & Sukhov S.S. 1998. The falling amplitude of carbon isotopic oscillations through the Lower to Middle Cambrian: northern Siberia data. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **35**(4): 353 – 373. DOI:10.1139/e97-122.

Brito-Neves B.B. & Cordani U.G. 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, **53**(1-2): 23-40.

- Buick R., Des Marais D., Knoll A.H. 1995. Stable isotope of composition of carbonates from the Mesoproterozoic Bangemall Group, Northwestern Australia. *Chem. Geol.*, **123**:153 – 171.
- Comissão Especial de Nomenclatura Estratigráfica. 1986. Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica - Guia de Nomenclatura Estratigráfica. *Rev. Bras. Geo.* **16**: 370-415.
- Costa J.B.S., Hasui Y., Gorayeb P.S.S. 1988. Relações estruturais entre o Cinturão Orogênico Araguaia e o Maciço Goiano na região de Paraíso do Norte Gurupi – GO. *In: SBG, 35º Congresso Brasileiro de Geologia, Belém. Anais [...] v.5, p.2.197 - 2.207.*
- Creveling J.R., Bergmann K.D., Grotzinger J.P. 2016. Cap carbonate platform facies model, Noonday Formation, SE California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **128**: 1249 – 1269.
- Daly M.C., Andrade V., Barousse C.A., Costa R., McDowell K., Piggott N., Poole A.J. 2014. Brasiliano crustal structure and the tectonic setting of the Parnaíba basin of NE Brazil: Results of a deep seismic reflection profile. *Tectonics*, **33**: 2102–2120. DOI:10.1002/2014TC003632.
- Denyszyn S.W., Halls H.C., Davis D.W., Evans D.A.D. 2009. Paleomagnetism and U-Pb geochronology of Franklin dykes in High Arctic Canada and Greenland: A revised age and paleomagnetic pole constraining block rotations in the Nares Strait region. *Can. J. Earth Sci.*, **46**(9): 689 – 705.
- Derry L., Kaufman J. Jacobsen S. 1992. Sedimentary cycling and environmental change in late Proterozoic: Evidence from stable and radiogenic isotopes. *Geoch. Cosm. Acta* **56**: 1317 – 1329.
- Domack E.W. & Hoffman P.F. 2011. An ice grounding-line wedge from the Ghaub glaciation (635 Ma) on the distal foreslope of the Otavi carbonate platform, Namibia, and its bearing on the snowball Earth hypothesis. *Geol Soc Am Bull.*, **123**(7-8): 1448 – 1477. DOI: 10.1130/B30217.1.
- Dunham R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *In: Ham W.E. (ed.). Classification of Carbonate rocks- a symposium. [S.l., s.n], p. 108-121. (Am. Ass. Petrol. Geol).*
- Dunn P.R., Thomson B.P., Rankama K., 1971. Late Pre-Cambrian glaciation in Australia as a stratigraphic boundary. *Nature*, **231**: 498–450.
- Etienne J.L., Allen P.A., Rieu R., Le Guerroué E. 2009. *Neoproterozoic glaciated basins: a critical review of the snowball Earth hypothesis by comparison with phanerozoic glaciations. glacial sedimentary processes and products*, p. 343 – 399. DOI:10.1002/9781444304435.ch19.
- Evans D.A.D. 2000. Stratigraphic, geochronological, and paleomagnetic constraints upon the Neoproterozoic climatic paradox. *Am. J. Sci.*, **300**: 347– 433.
- Figueiredo & Silva, R.C.F. 2004. *Caracterização petrográfica e geoquímica de jaspilitos e minérios de ferro dos depósitos N1, N4W, N4E e N5E, Província Mineral Carajás, Pará: implicações para a mineralização de ferro*. MS Dissertação, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 151.
- Figueiredo F.T., Petri S., Hidalgo R.L., Silva J.B.C.Jr., Nogueira A.C.R. 2006. A Formação Couto Magalhães, Neoproterozoico da Faixa Araguaia: fácies e estratigrafia do furo SMD-08,

- Redenção, Pará. In: SBG- Núcleo Norte, 9º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, *Anais [...]* p.1-14.
- Flügel E. 2004. *Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application*. Berlin, Springer. 995 p.
- Folk, R.L. 1974. *Petrology of sedimentary rocks*. Austin, Hemphill Publ., 182 p.
- Fonseca M.A., Evangelista H.J., Oliveira C.G. 1999. Estruturas transcorrentes na Faixa Araguaia e seu significado no contexto da interação dos crátons Amazônico-São Francisco/Congo e oeste Africano. In: 6º Simpósio de Geologia da Amazônia, *Boletim de Resumos Expandidos*, p.251-254.
- Gaucher C., Boggiani P.C., Sprechmann P., Sial A.N., Fairchild T. 2003. Integrated correlation of the Vendian to Cambrian Arroyo del Soldado and Corumbá Groups (Uruguay and Brazil): palaeogeographic, palaeoclimatic and palaeobiologic implications. *Precambrian Research*, **120**(3-4): 241-278. DOI:10.1016/s0301-9268(02)00140-7.
- Gorayeb P.S.S. 1981. *Evolução geológica da região de Araguacema - Pequiçeiro*. MS Dissertation, Curso de Pós-Graduação em Ciências Geofísicas e Geológicas Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém. 99 p.
- Gorayeb P.S.S. 1989. Corpos serpentínicos da Faixa Araguaia na região de Araguacema - Pequiçeiro - Conceição do Araguaia (Goiás-Pará). *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, **19**(1): 51- 62.
- Gorayeb P.S.S., Moura C.A.V., Calado W.M. 2004. Suíte Intrusiva Xambica: um magmatismo toleítico Neoproterozoico pré-tectônico no Cinturão Araguaia. In: SBG, 42º Congresso Brasileiro de Geologia, Araxá. *Anais [...]* v.1, p. 35.
- Gorayeb P.S.S., Moura C.A.V., Abreu F.A.M. 2008. Geologia do Parque Martírios-Andorinhas e região adjacente. In: Gorayeb P.S.S. (ed.). *Parque Martírios- Andorinhas: conhecimento, história e preservação*. Belém, EDUFPA, p.53-75.
- Gorayeb P.S.S., Cordani U.G., Neto J.J.A.S., Sato K., Maurer V.C. 2020. U-Pb SHRIMP zircon ages of Ediacaran-Cambrian granitic bodies in central Brazil: implications for the tectonic evolution of the Araguaia belt. *Journal of South American Earth Sciences*, **104**: 1-19. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102804>.
- Halverson G.P., Hoffman P.F., Schrag D.P., Maloof A.C., Hugh A., Rice N. 2005. Toward a Neoproterozoic composite carbon-isotope record. *GSA Bull.*, **117**(9-10): 1181-1207.
- Halverson G.P., Dudás F.Ö., Maloof A.C., Bowring S.A. 2007. Evolution of the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ composition of Neoproterozoic seawater. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **256**(3-4): 103 - 129. doi:10.1016/j.palaeo.2007.02.028.
- Halverson G.P., Wade B.P., Hurtgen M.T., Barovich K.M. 2010. Neoproterozoic chemostratigraphy. *Precambrian Research*, **182**: 337-350.
- Hart J. & Roberts D. 1994. Criteria to distinguish between subglacial glaciotectonic and glaciomarine sedimentation, I. Deformation styles and sedimentology. *Sedimentary Geology*, **91**: 191-213.
- Hasui Y. Geologia e tectônica da região de Tucuruí- PA. 1975. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, **47**(3/41): 576-577.

- Hasui Y., Hennes W.T., Iwanuch W. 1975. Idades potássio argônio do Pré-Cambriano da região Centro Norte do Brasil. *Inst. Geoc., USP. Bol. IG*, **6**:77-83.
- Hasui Y., Abreu F., Silva J. 1977. Estratigrafia da Faixa de dobramentos Paraguai-Araguaia no Centro-Norte do Brasil. *Inst. Geoc, USP, Bol. IG*. **8**: 107-118.
- Hasui Y., Tassinari C.C.G., Siga O.Jr., Teixeira W., Almeida F.F.M., Kawashita K. 1980. Datações Rb-Sr K-Ar do centro norte do Brasil e seu significado geológico-geotectônico. *In: SBG, 31° Congr. Bras. Geol. Camboriú. Anais [...]* v. 5, p. 2659-2667.
- Hasui Y., Costa J.B.S., Abreu F.A.M. 1984. Província Tocantins. Setor setentrional. *In: Almeida F.F.A. & Hasui Y. (eds.). O Precambriano no Brasil*. São Paulo, Ed. Blücher. 137 - 204 p.
- Hasui Y. & Costa J.B.S. 1990. O Cinturão Araguaia: um novo enfoque estrutural-estratigráfico. *In: SBG, 36° Congresso Brasileiro de Geologia, Natal. Anais [...]* v. 6, p. 2535–2549.
- Hasui Y. 2010. A grande colisão Pré-Cambriana do sudeste Brasileiro e a estruturação regional. São Paulo, UNESP, *Geociências*, **29**(2): 141-169.
- Herz N., Hasui Y., Costa J.B.S., Matta M.A.S. 1989. The Araguaia Fold Belt, Brazil: a reactivated Brasília-Pan-African cycle (550 Ma) geosuture. *Free. Res.*, **42**: 371-386.
- Hill A. & Walter M. 2000. Mid-Neoproterozoic (~830–750 Ma) isotope stratigraphy of Australia and global correlation. *Precambrian Research*, **100**(1-3): 181 – 211. DOI:10.1016/s0301-9268(99)00074-1.
- Hodel F., Trindade R.I.F., Macouin M., Meira V.T., Dantas E.L., Paixão M.A.P., Rospabé M., Castro M.P., Queiroga G.N., Alkmim A.R., Lana C.C. 2019. A Neoproterozoic hyperextended margin associated with Rodinia's demise and Gondwana's build-up: the Araguaia Belt, central Brazil. *Gondwana Res.* **66**: 43–62. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2018.08.010>.
- Hoffmann K.H. & Prave A.R. 1996. A preliminary note on a revised subdivision and regional correlation of the Otavi Group based on glaciogenic diamictites and associated cap dolostones. *Communications of the Geological Society of Namibia*, **11**: 81–86.
- Hoffman P.F, Kaufman A.J., Halverson G.P., Schrag D.P. 1998. A Neoproterozoic Snowball Earth. *Science*, **281**: 1342–1346.
- Hoffman P.F. 1999. The break-up of Rodinia, birth of Gondwana, true polar wander and the snowball Earth. *Journal of African Earth Sciences*, **28**: 17-33.
- Hoffman P.F & Schrag D.P. 2002. The snowball Earth hypothesis: testing the limits of global change. *Terra Nova*, **14**: 129–155.
- Hoffman P.F., Halverson G.P. 2008. Otavi Group of the western Northern Platform, the Eastern Kaoko Zone and the western Northern Margin Zone. *In: Miller R.McG. (ed.). The Geology of Namibia*. Windhoek, Geological Survey of Namibia. v. 2. Section 13, 69 –136.
- Hoffman P.F., Macdonald F.A., Halverson G.P. 2011. Chemical sediments associated with Neoproterozoic glaciation: iron formation, cap carbonate, barite and phosphorite. *In: Arnaud E., Halverson G.P., Shields-Zhou G. (eds.). The geological record of Neoproterozoic Glaciations*. [S.l., s.n], p. 67 – 80. (Geological Society of London, 36).

- Hoffman P.F., Abbot D.S., Ashkenazy Y., Benn D.I., Brocks J.J., Cohen P.A., Cox G.M., Creveling J.R., Donnadieu Y., Erwin D.H., Fairchild I.J., Ferreira D., Goodman J.C., Halverson G.P., Jansen M.F., LeHir G., Love G.D., Macdonald F.A., Maloof A.C., Partin C.A., Ramstein G., Rose B.E.J., Rose C.V., Sadler P.M., Tziperman E., Voigt A., Warren S.G. 2017. Snowball earth climate dynamics and cryogenian geology-geobiology. *Sci. Adv.* **3**: 2 – 40.
- Hyde W.T., Crowley T.J., Baum S.K., Peltier, W.R. 2000. Neoproterozoic “Snowball Earth” simulations with a coupled climate/ice-sheet model. *Nature*, **405**: 425–429. <https://doi.org/10.1038/35013005>.
- Immonen N. 2013. Surface microtextures of icerafted quartz grains revealing glacial ice in the Cenozoic Arctic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **374**: 293–302. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.02.003>.
- Jacobsen S.B. & Kaufman A.J. 1999. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater. *Chemical Geology*, **161**(1-3): 37-57.
- James N.P., Narbonne G.M., Kyser T.K. 2001. Late Neoproterozoic cap carbonates: Mackenzie Mountains, northwestern Canada: Precipitation and global glacial meltdown. *Can. J. Earth Sci.* **38**: 1229–1262.
- Jarvis K.E., Gray A.L., Houk R.S. 1992. *Handbook of Inductively coupled plasma mass spectrometry*. New York, Blackie e Sons, 380 p.
- Kah L.C., Sheman A.G., Narbonne G.M., Knoll A.H. Kaufman A.J. 1999. $\delta^{13}\text{C}$ stratigraphic of the Proterozoic Bylot Supergroup, Baffin Islands, Canada: implications for regional Lithostratigraphy correlations. *Can. Jour. Earth Sci.*, **36**: 313 – 332.
- Kah L.C. 2000. $\delta^{18}\text{O}$ signatures in Proterozoic dolostones: constraints on seawater chemistry and early diagenesis. In: Grotzinger J.P. & James N.P. (eds.). *Carbonate sedimentation and diagenesis in the evolving Precambrian world*. Tulsa, Oklahoma, U.S.A. p. 345 – 360. (SEPM Spec. Publ., 67).
- Kappler A., Pasquero C., Konkhouse K.O., Newman D.K. 2005. Deposition of banded iron formations by anoxygenic phototrophic Fe (II) – oxidizing bacteria, *Geology*, **33**(11): 865 – 868, Nov.
- Kaufman S.J. & Knoll A. 1995. Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: Stratigraphic and biochemical implications. *Precamb. Res.*, **73**: 27 – 49.
- Kaufman S.J., Knoll A. Narbonne G.M. 1997. Isotopes, Ice ages, and terminal Proterozoic earth history: *National Academy of Science Proceedings*, **94**: 6600 – 6605.
- Kaurova O.K., Ovchinnikova G.V., Gorokhov I.M. 2010. U-Th-Pb systematics of Precambrian carbonate rocks: Dating of the formation and transformation of carbonate sediments. *Stratigrafiya Geologicheskaya Korrelyatsiya*, **18**(3): 27–44.
- Kennedy M.J., Runnegar B., Prave A.R., Hoffman K.H., Arthur M. 1998. Two or four Neoproterozoic glaciations? *Geology*, **26**: 1059–1063.
- Kirschvink J.L. 1992. Late Proterozoic low-latitude global glaciation: the snowball Earth. In: Schoopf J.W., Klein C. (eds). *The proterozoic biosphere, a multidisciplinary study*. Cambridge University Press, p.51-52.

- Knoll A.H., Hayes J.M., Kaufman A.J., Swett K., Lambert J.B. 1986. Secular variation in carbon isotope ratios from Upper Proterozoic successions of Svalbard and East Greenland. *Nature*, **321**: 832 – 838.
- Knoll A.H. 2000. Learning to tell Neoproterozoic time. *Precambrian Research*, **100**: 3-20.
- Konhauser K.O., Hamade T., Raiswell R., Morris R.C., Ferris F.G., Southam G., Canfield D.E. 2002. Could bacteria have formed the Precambrian banded iron formations?. *Geology*, **30**: 1079–1082.
- Konhauser K.O., Amskold L., Lalonde S.V., Posth N.R., Kappler A., Anbar A. 2007. Decoupling photochemical Fe (II) oxidation from shallow-water BIF deposition. *Earth and Planetary Science Letters*, **258**: 87–100.
- Korte C., Jasper T., Kozur H. W., Veizer J. 2006. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ record of Permian seawater. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **240**(1-2): 89-107.
- Kotschoubey B., Hieronymus B., Albuquerque C.A.R. 2005. Disrupted peridotites and basalts from the Neoproterozoic Araguaia belt (northern Brazil): remnants of a poorly evolved oceanic crust?. *Journal South American Earth Science*, **20**: 211–230. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2005.05.007>.
- Le Heron D.P., Busfield M.E., Kamona F. 2012. An interglacial on snowball Earth? Dynamic ice behavior revealed in the Chuos Formation, Namibia. *Sedimentology*, **60**(2): 411 – 427. DOI:10.1111/j.1365-3091.2012.01346.x.
- Le Heron D.P., Tofaif S., Vandyk T., Ali D.O. 2017. A diamictite dichotomy: Glacial conveyor belts and olistostromes in the Neoproterozoic of Death Valley, California, USA. *Geology*, **45**: 31 – 34 p. <https://doi.org/10.1130/G38460.1>.
- Leather J., Allen P.A., Brasier M.D., Cozzi A. 2002. Neoproterozoic snowball Earth under scrutiny: Evidence from the Fiq glaciation of Oman. *Geology*, **30**: 891 – 894. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2002\)030<0891:NSEUSE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<0891:NSEUSE>2.0.CO;2).
- Lindenmayer Z.G., Laux J.H., Teixeira J.B.G. 2001. Considerações sobre a origem das Formações Ferríferas da Formação Carajás, Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, **31**: 21 – 28.
- Lowe D.R. 1982. Sediment gravity flows, II. depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, **52**: 279-297.
- Lukasik J.J., James N.P., McGowran B., Bone, Y. 2000. An epeiric ramp: low – energy, cool – water carbonate facies in a Tertiary inland sea, Murray Basin, South Australia. *Sedimentology*, **47**: 851 – 88.
- Macambira, J. B. 2003. *O ambiente deposicional da Formação Carajás e uma proposta de modelo evolutivo para a Bacia Grão-Pará*. PhD. Thesis, Campinas, Unicamp, 214p.
- Macdonald F.A., Strauss J.V., Rose C.V., Dudás F., Schrag D.P. 2010. Stratigraphy of the Port Nolloth Group of Namibia and South Africa and implications for the age of Neoproterozoic iron formations. *Am. J. Sci.* **310**: 862 – 888.
- Macdonald F.A., Strauss J.V., Sperling E.A., Halverson G.P., Narbonne G.M., Johnston D.T., Kunzmann M., Schrag D.P., Higgins J.A. 2013. The stratigraphic relationship between the Shuram carbon isotope excursion, the oxygenation of Neoproterozoic oceans, and the first

- appearance of the Ediacara biota and bilaterian trace fossils in northwestern Canada. *Chemical Geology*, **362**: 250–272. DOI:10.1016/j.chemgeo.2013.05.032.
- Mahaney W.C., Claridge G., Campbell I., 1996, Microtextures on quartz grains in tills from Antarctica. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **121**: 89–103. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(95\)00069-0](https://doi.org/10.1016/0031-0182(95)00069-0).
- Melezhik V., Gorokhov I., Kuznetsov A., Fallick A. 2001. Chemostratigraphy of Neoproterozoic carbonates: Implications for ‘Blind Dating’. *Terra Nova*, **13**: 1–11.
- Melezhik V., Gorokhov I., Fallick A., Gelled S. 2001. Strontium and carbon isotope geochemistry applied to dating of carbonate sedimentation_ an example from the high grade rocks of Norwegian Caledonides. *Precamb. Res.*, **108**: 267 – 292.
- Menzies J. 2000. Micromorphological analyses of microfabrics and microstructures, indicative of deformation processes, in glacial sediments. In: Maltman A.J., Hubbard B., Hambrey M.J. (eds.). *Deformation of glacial materials*, London, Geol. Soc. p. 245–258. (Special Publications, v. 176).
- Menzies J., van der Meer J.J.M., Rose J. 2006. Till—As a glacial “tectomict”, its internal architecture, and the development of a “typing” method for till differentiation. *Geomorphology*, **75**: 172 – 200. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2004.02.017>.
- Menzies J., Meer J.J.M., Ravier E. 2016. A kinematic unifying theory of microstructures in subglacial tills. *Sedimentary Geology*, **344**: 57 – 70. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.03.024>.
- Miall A. D. 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Sci. Rev.*, **22**: 261 -308.
- Mitchell S.F., Paul C.R., Gale A.S. 1996. Carbon isotopes and sequence stratigraphy. In: Howell J.A. & Aitken J.F. (eds.). *High resolution stratigraphy: innovations and applications*. Hardcover, [s.n], p. 11-24. (Geological Society Special Publication. n. 104).
- Miyagawa L.J.P. & Gorayeb P.S.S. 2013. Basaltos almofadados da Suíte Ofiolítica Morro do Agostinho: registros de fundo oceânico na porção centro-oeste do Cinturão Araguaia. *Geol. Usp. Série Científica*, **13**: 11 – 124.
- Moura C.A.V. & Gaudette H.E. 1993. Evidence of Brasiliano/ Panafrican deformation in the Araguaia belt: implication for Gondwana evolution. *Revista Brasileira de Geociências*, **23**: 117 – 123.
- Moura C.A.V., Costa N.O., Feio G.R.L., Scheller T., Martins P.S. 2006. Carbon, Oxygen and Strontium isotopes studies of the Carbonate rocks of the Araguaia Belt, Brazil. In: 5° South American Symposium on Isotope Geology- SSAGI, Punta del Este. *Resumo expandido*. p. 272-275.
- Moura C.A.V., Pinheiro B.L.S., Nogueira A.C.R., Gorayeb P.S.S., Galarza Toro M.A. 2008. Sedimentary provenance and palaeoenvironment of the Baixo Araguaia Supergroup: constraints on the palaeogeographical evolution of the Araguaia Belt and assembly of West Gondwana. In: Pankhurst R., Trouw J.A.R., Brito-Neves B.B., De Wit M.J. (eds.). *West Gondwana: Pre-Cenozoic correlations across the South Atlantic region*. Geological Society, London, p.173–196. (Special Publications, 294).

- Moraes Rego L.F. 1933. Notas Geográficas e geológicas sobre o rio Tocantins. *Boletim do Museu Emílio Goeldi. História Natural e Etnografia*, Belém, (9): 272-288.
- Mukhopadhyay A. & Chanda S.K. 1972. Silica diagenesis in the banded hematite jasper and bedded chert associated with the Iron Ore Group of Jamda – Koirā valley, Orissa e India. *Sediment. Geol.*, **8**: 113 – 135. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(72\)90018-8](https://doi.org/10.1016/0037-0738(72)90018-8).
- Mulder T. & Alexander J. 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology*, **48**: 269 – 299.
- Narbonne G., Kaufman A.J., Knoll A.H. 1994. Integrated carbon isotope and Biostratigraphic of the Windermere Group, Mackenzie Mountains and NW Canada. *Geo. Soc. Am. Bul.*, **106**: 1281 – 1292.
- Narbonne G.M. & Aitken J.D. 1995. Neoproterozoic of the Mackenzie Mountains, northwestern Canada. *Precambrian Research*, **73**: 101–121.
- Neves A.P. 1999. Geología. Cinturão de Cisalhamento Araguaia. *In: Neves A.P. Redenção – Folha SC.22-X-A, Estados do Pará e Tocantins*, p. 73 – 83. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil).
- Nogueira A.C.R., Riccomini C., Sial A.N., Moura C.A.V., Trindade R.I.F., Fairchild T.R. 2007. Carbon and strontium isotope fluctuations and paleoceanographic changes in the late Neoproterozoic Araras carbonate platform, southern Amazon craton, Brazil. *Chemical Geology*, **237**(1-2): 168–190. DOI:10.1016/j.chemgeo.2006.06.016.
- Nogueira A.C.R., Romero G.R., Sanchez E.A.M., Domingos F.H.G., Bandeira J., Santos I.M., Pinheiro R.V.L., Soares J.L., Lafon J.M., Afonso J.W.L., 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. (eds.). Chemostratigraphy across major chronological boundaries*. First Edition. A.G.U., Wiley Books. p. 89-114.
- Ó Cofaigh C., Dowdeswell J.A., Allen C.S., Hiemstra J., Pudsey C.J., Evans J., Evans D.J.A. 2005. Flow dynamics and till genesis associated with a marine-based Antarctic palaeo-ice stream. *Quaternary Science Reviews*, **24**: 709–740.
- Osborne G.A. 2001. Geotectonics and mineralization in the ophiolite assemblages of the Araguaia marginal basin, Pará and Tocantins states, Central Brazil. *In: SBG, 7º Simp. Geol. Amazônia, Belém. Resumos Expandidos*. p. 826 – 829. <https://doi.org/10.1029/2005JB003619>.
- Paixão M.A.P. & Nilson A.A. 2001a. Basaltos almofadados e harzburgitos do Morro do Agostinho (Araguacema, Tocantins): caracterização geológica e petrográfica de fragmento ofiolítico na Faixa Araguaia. *In: SBG/Norte, 7º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém. Resumos Expandidos*. p. 564 – 567.
- Paixão M.A.P. & Nilson A.A. 2001b. Complexo ofiolítico Quatipuru: base de uma zona de transição do Moho em antiga litosfera oceânica da Faixa Araguaia. *In: SBG/Norte, 7º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém. Resumos Expandidos*. p. 568-571.
- Paixão M.A.P. & Nilson A.A. 2002. Fragmentos ofiolíticos da Faixa Araguaia: caracterização geológica e implicações tectônicas. *In: Klein Evandro Luiz, Vasquez Marcelo Lacerda, Rosa-Costa Lúcia Travassos da (edt.). Contribuições à geologia da Amazônia*. Belém, SBG-NO, v.3, p. 85–103.

- Paixão M.A.P., Nilson A.A., Dantas E.L. 2008. The Neoproterozoic Quatipuru ophiolite and the Araguaia fold belt, central-northern Brazil, compared with correlatives in NW Africa. *In: Pankhurst R.J., Trouw R.A.J., Brito-Neves B.B., De Wit M.J. (eds.). West Gondwana: pre-cenozoic correlations across the South Atlantic region*, [S.l.], Geological Society London, p.297–318. (Special Publications, 294). <https://doi.org/10.1144/SP294.16>.
- Paixão M.A.P. & Gorayeb P.S.S. 2014. Metalogênese da Faixa Araguaia. *In: Silva, M.G., Rocha-Neto M.B., Jost H., Kuyumjian, R.M. (eds.). Metalogênese das províncias tectônicas brasileiras*. Rio de Janeiro, CPRM, p. 467–488.
- Peng Y., Bao H., Zhou C., Yuan X. 2011. ^{17}O -depleted barite from two Marinoan cap dolostone sections, South China. *Earth Planet. Sci. Lett.* **305**: 21–31.
- Pimentel M.M., Fuck R.A., Jost H., Ferreira-Filho C.F., Araujo S.M. 2000. The basement of the Brasília Fold Belt and the Goiás magmatic arc. *In: Cordani U.G., Thomas-Filho A., Campos D.A. (eds.). Tectonic evolution of South America*, Rio de Janeiro, SBG, p. 195-229.
- Pinheiro B.L.S., Moura C.A.V., Gorayeb P.S.S. 2011. Proveniência das rochas metassedimentares do Cinturão Araguaia com base em datações Pb-Pb em zircão e idades-modelo Sm-Nd. *Revista Brasileira de Geociências*, **41**(2): 304-318.
- Popp M., Hann S., Koellensperger G. 2010. Environmental applications of elemental speciation analysis based on liquid or gas chromatography hyphenated to inductively coupled plasma mass spectrometry – a review. *Analytica Chimica Acta*, **668**: 114-129.
- Postma H. 1969. Suspended matter in the marine environment. *In: Morning review lectures of the second International Oceanographic Congress, Moscow, 1966*, p. 213 – 219.
- 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. DOI:10.1080/00206814.2012.692517.
- Ruszczyńska-Szenajch H. 2001. “Lodgement till” and “deformation till”. *Quat. Sci. Rev.* **20**: 579 – 581. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(00\)00097-4](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(00)00097-4).
- Santos V.H. 2000. *Químioestratigrafia isotópica (C e Sr) em lentes de mármore nos terrenos Rio Capibaribe e Alto Moxotó, Zona transversal da Província Borborema, Ne do Brasil*. MS Dissertation, Centro de Tecnologia e Teociências, Universidade Federal de Pernambuco, Pernambuco, 124 p.
- Santos J.O.S. 2003. Geotectônica dos Escudos das Guianas e Brasil-Central. *In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (eds.). Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. CPRM, Brasília,DF, p. 169-195.
- Sawlowicz Z. 1993. Pyrite framboids and their development: a new conceptual mechanism. *Geol. Rundsch*, **82**: 148-156.
- Saylor B.Z., Kaufman A.J., Grotzinger J.P., Urban F. 1998. The partitioning of terminal Neoproterozoic time: Constraints from Namibia. *Journal of Sedimentary Research*, **68**: 1223 – 1235.
- Schmidt P.W. & Williams G.E. 1995. The Neoproterozoic climatic paradox: Equatorial palaeolatitude for Marinoan glaciation near sea level in South Australia. *Earth and Planetary Science Letters*, **134**(1995): 107-124.

- Shields G.A., Deynoux M., Strauss H., Paquet H., Nahon D. 2007. Barite-bearing cap dolostone of the Taoudéni Basin, northwest Africa: Sedimentary and isotope evidence for methane seepage after a Neoproterozoic glaciation. *Precambrian Res.* **153**: 209 – 235.
- Silva G.G., Lima M.J.C., Andrade A.R.F., Issler R.S., Guimarães G. 1974. Geologia das Folhas SB-22 Araguaia e parte da SC-22 Tocantins. *In: Projeto RADAM-BRASIL, Levantamento de Recursos Naturais*, Rio de Janeiro, 143 p.
- Simonson B.M. 1985. Sedimentological constraints on the origins of Precambrian iron-formations. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **96**: 244-252.
- Sun S., Konhauser K.O., Kappler A., Li Y-L. 2015. Primary hematite in Neoproterozoic to Paleoproterozoic oceans. *GSA Bulletin*, **127**: 850-861.
- Swart P.K. & Oehlert A.M. 2018. Revised interpretations of stable C and O patterns in carbonate rocks resulting from meteoric diagenesis. *Sedimentary Geology*, **364**: 14-23.
- Tahata M., Ueno Y., Ishikawa T., Sawaki Y., Murakami K., Han J., Shu D., Li Y., Guo J., Yoshida N., Komiya T. 2013. Carbon and oxygen isotope chemostratigraphies of the Yangtze platform, South China: Decoding temperature and environmental changes through the Ediacaran. *Gondwana Research*, **23**: 333 – 353. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.04.005>.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22**(3): 174-182.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. *In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.R., Brito-Neves, B.B. (eds.). Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, cap. 28, p. 471–485.
- Teixeira N.P. 1984. *Geologia e petrologia da região Central da Serra das Cordilheiras - Goiás*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.
- Tojo B., Katsuta N., Takano M., Kawakami S., Ohno T. 2007. Calcite–dolomite cycles in the Neoproterozoic Cap carbonates, Otavi Group, Namibia. *In: Vickers-Rich P., Komarower P. (eds.). The rise and fall of the ediacaran biota*, [S.l.], Geological Society of London, p.103–113. (Special Publication, 286). <https://doi.org/10.1144/SP286.7>.
- Trindade R.I., D'Agrella-Filho M.S., Epof I., Brito-Neves B.B. 2006. Paleomagnetism of early Cambrian Itabaiana mafic dikes (NE Brazil) and the final assembly of Gondwana. *Earth Planet Sci. Lett.*, **244**: 361–377.
- Trompette R., Egydio-Silva M., Tommasi A, Vauchez A., Uhlein A. 1993. Amalgamação do Gondwana Ocidental no Panafricano-Brasiliense e o papel da geometria do Cráton do São Francisco na arquitetura da Faixa Ribeira. *Rev. Bras. Geocienc.*, **23**: 187–93.
- Trouw R.A., Vaz J.L.F., Slongo T.T., Nakasato N. 1976. Geologia da região de Tucuruí, Baixo Tocantins, Pará. *In: SBG, 29º Congresso Brasileiro de Geologia, Anais[...] v.2*, p. 87 – 98.
- Tucker M.E. 1992. *Sedimentary petrology: an introduction*. 2a ed. London, Blackwell Scientific Publications, 252 p.
- Tucker M.E. 2003. *Sedimentary rocks in the field*. University of Durham, Department of Geological Sciences, Wiley, 234 p.

- Tulaczyk S., Kamb B., Scherer R.P., Engelhardt H.F. 1998. Sedimentary processes at the base of a West Antarctic ice stream: constraints from textural and compositional properties of subglacial debris. *J. Sediment. Res.* **68**: 487 – 496. <https://doi.org/10.2110/jsr.68.487>.
- Tziperman E., Abbot D.S., Ashkenazy Y., Gildor H., Pollard D., Schoof C.G., Schrag D.P. 2012. Continental constriction and oceanic ice-cover thickness in a Snowball-Earth scenario. *Journal Geophys. Research*, **117**: 1-12.
- Valeriano M.C., Dardenne M.A., Fonseca M.A., Simões L.S.A., Seer H.J. 2004. A evolução tectônica da Faixa Brasília. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C. Dal Ré., Brito-Neves B.B. (org.). *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, p. 575-592.
- Van der Meer J.J.M., Menzies J., Rose J. 2003. Subglacial till: the deforming glacier bed. *Quat. Sci. Rev.* **22**: 1659– 1685.
- Van Geldern R., Joachimski M.M., Day J., Jansen U., Alvarez F., Yolkin E.A., Ma X.P. 2006. Carbon, oxygen and strontium isotope records of Devonian brachiopod shell calcite. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **240**(1-2): 47-67.
- Vasquez L.V., Rosa-Costa L.R., Silva C.G., Ricci P.F., Barbosa J.O., Klein E.L., Lopes E.S., Macambira E.B., Chaves C.L., Carvalho J.M., Oliveira J.G., Anjos G.C., Silva H.R. 2008. Litoestratigráficas. In: Vasquez M.L. & Rosa-Costa L.T. (org.). *Geologia e recursos minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas geológico e tectônico e de recursos minerais do Estado do Pará*. Escala 1:1.000.000. Belém, CPRM. Unidade 3, p. 113-215.
- Veizer J. 1983. Trace elements and isotopes in sedimentary carbonates. In: Reeder R.J. (ed.). *Carbonates: mineralogy and chemistry*. Virginia, Min. Soc. of Am. chapter 8, p. 265 – 300. (Reviews in Mineralogy, 11).
- Vieira L. C., Nédélec A., Fabre S., Trindade R. I. F., Paes de Almeida R. 2015. Aragonite Crystal fans in Neoproterozoic cap carbonates: A case study from Brazil and implications for the post-Snowball environment. *J. Sediment. Res.* **85**: 285–300.
- Villas R.N., Lima A.D.P., Kotschoubey B., Neves, M.P. Osborne G.A. 2007. Contexto geológico e origem da mineralização sulfetada estratiforme de São Martin, SW do Cinturão Araguaia, Pará. *Rev. Bras. Geociências*, **37**(2): 305-323.
- Walker R.G. & James N.P. (eds). 1992. *Facies models response to sea Level Change*. [S.l.], Geological Association of Canadá, 407p.
- Walter M.R., Verves J.J., Claver C.R., Gorjan P., Hill A.C. 2000. Dating the 840-544 Neoproterozoic interval by if Strontium, carbon, and sulfur in seawater, and some interpretative models. *Precambrian Research*, **100**: 371 – 433.
- Whalley W.B. & Krinsley D.H. 1974. A scanning electron microscope study of surface textures of quartz grains from glacial environments: *Sedimentology*, **21**: 87–105. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1974.tb01783.x>.
- Wilson J. L. 1975. *Carbonate facies in geologic history*. New York, Springer, 411p.
- Wilson P.A. & Roberts H.H. 1995. Density cascading: Offshelf transport, evidence and implications, Bahama Banks. *Journal of Sedimentary Research*, **A65**: 45 – 56.

Young G.M. 1995. Are Neoproterozoic glacial deposits preserved on the margins of Laurentia related to the fragmentation of two supercontinents? *Geology*, **23**(2): 153–156.