



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 684

**ROCHAS CARBONÁTICAS DA FAIXA PARAGUAI SUL E
BACIA DE CORUMBÁ: ORIGEM, LITOESTRAGRAFIA E
IMPLICAÇÕES EVOLUTIVAS PARA O NEOPROTEROZÓICO**

Dissertação apresentada por:

LADY ALEJANDRA BARRERA CHAPARRO

Orientador: Prof. Dr. Afonso Cesar R. Nogueira (UFPA)

Coorientador: Prof. Dr. Fábio Henrique G. Domingues (UFPA)

**BELÉM-PARÁ
2026**

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)

B272r Barrera Chaparro, Lady Alejandra.
 Rochas carbonáticas da Faixa Paraguai Sul e bacia de Corumbá:
 origem, litoestratigrafia e implicações evolutivas para o
 Neoproterozoico / Lady Alejandra Barrera Chaparro. — 2026.
 xvii, 69 f. : il. color.

 Orientador(a): Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira
 Coorientador(a): Prof. Dr. Fábio Henrique Garcia Domingos
 Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Pará,
 Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia
 e Geoquímica, Belém, 2026.

 1. Litotipos carbonáticos. 2. Faixa Paraguai Sul. 3. Bacia de
 Corumbá. 4. Hidrotermal/metamórfico. 5. Neoproterozoico. I.
 Título.

CDD 558.117



Universidade Federal do Pará
Instituto De Geociências
Programa De Pós-Graduação Em Geologia E Geoquímica

ROCHAS CARBONÁTICAS DA FAIXA PARAGUAI SUL E BACIA DE CORUMBÁ: ORIGEM, LITOESTRAGRAFIA E IMPLICAÇÕES EVOLUTIVAS PARA O NEOPROTEROZÓICO

Dissertação apresentada por:

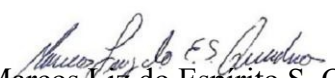
LADY ALEJANDRA BARRERA CHAPARO

**Como requisito parcial para obtenção de Grau de Mestre em Ciência na Área de
Geologia e Linha de Pesquisa Análises de Bacias Sedimentares.**

Data da aprovação 01 / 06 / 2026

Banca Examinadora:


Prof. Dr. Afonso Cesar R. Nogueira
(Orientador-UFPA)


Dr. Marcos Liz do Espírito S. Quadros
(Membro – CPRM)


Prof. Dr. José Bandeira C. da Silva Junior
(Membro – UFPA)

*Dedico este trabalho à minha mãe,
Viviana Barrera e àquelas
pessoas especiais na minha vida.
Seu amor e apoio sustentam meu caminho.*

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus pelo maravilhoso presente que é a minha vida e por cada uma das batalhas que me deram a força para estar aqui.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pelo suporte financeiro para as atividades de campo no estado do Mato Grosso do Sul, vinculado ao projeto "Bacias Neoproterozoicas do Sul do Cráton Amazônico: estratigrafia, proveniência e relação com a evolução do Gondwana Oeste" coordenado pelo Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira, processo nº 404351/2023-9, com vigência de dezembro de 2023 a janeiro de 2027.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior Brasil (CAPES) pela concessão da bolsa de estudos. Código de financiamento 001.

À Universidade Federal do Pará (UFPA), Instituto de Geociências (IG) e Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG), pelo apoio técnico, logístico e material, que foram importantes para o desenvolvimento do meu mestrado.

À minha mãe Viviana Barrera, mulher forte e corajosa, por me ensinar a lutar sempre por meus sonhos. Obrigada pelo seu apoio incondicional em todo momento. Eu te amo.

A meu tio Giovanni Barrera, você moldou minha personalidade. Desde o céu você olha esse jogo chamado “vida”.

À minha avó Ana Belén, aos meus tios Lorena e Ricardo e as minhas primas Sofia, Dulce, Veronica e Aylin e ao meu amigo Toño. Vocês são alegria no meu caminho, obrigada pela torcida. Meus agradecimentos para a senhora Teresa, senhor Eduardo, Yadira, William e Andrey, por sempre me apoiar.

A você, que é amor, alegria e paz na minha vida. Partilhar minha vida com você é um presente de Deus. É você só você.

Ao meu Orientador o professor Afonso Nogueira, que me deu a maravilhosa oportunidade de estar aqui no Brasil. Obrigada pelos seus valiosos aportes acadêmicos do seu vasto conhecimento na Geologia, você é importante no meu crescimento profissional. Também obrigada pela sua ajuda, paciência, amizade e por me fazer sentir parte da sua família.

Ao meu Coorientador, o professor Fábio Domingos, que me aceitou quando cheguei no programa para me apoiar no desenvolvimento da pesquisa. Obrigada por ter me ensinado muitas das coisas que hoje sei.

Aos professores do PPGG: Rômulo Angélica, José Bandeira, Pedro Walfir, Joelson Soares, Claudio Lucas, Renato Medeiros e Kauê Seoane pelos aportes para o meu conhecimento científico.

As minhas amigas que me acompanharam durante esta caminhada, Telma Moreira, Fabiola Dias, Andrea Ortiz, Jessica Pereira, Marília Teixeira, Fernanda Facundes, Uswa Sajid e Bethy Merchan. Aos meus amigos Sebastian Gomez e Leandro Sepeda que confiaram em mim e sempre me ajudaram.

Aos meus compadres e queridos amigos Danish Khalid e Alfredo Guterres, pela amizade, pelos momentos de lazer e diversão, pelas nossas histórias e ocorrências, sugestões, críticas e conselhos desde o início do mestrado até a atualidade. Dera Manana - Obrigada Barak.

Aos meus colegas e amigos da sala oito: Sepeda, Danish, Alfredo, Jessica, Renan, Heitor e Bruno. Aos meus amigos colombianos Fernando, Jenny e Fabian.

Aos meus colegas de campo na Faixa Paraguai Sul: Iara Maria dos Santos e Gabriel Oses, pelo apoio na coleta de amostras e discussões sobre a geologia da região.

Às minhas professoras do Curso de Português Língua Estrangeira: Ana Furtado, Noelly e Waleska.

Às prezadas secretárias do PPGG, Cleida Freitas e Joice Souza, pela gentileza, apoio, amizade e direcionamentos.

Aos técnicos do laboratório de Laminação Joelma e Bruno por ter me ajudado com a elaboração das lâminas delgadas. A técnica do laboratório de Sedimentologia, Carla Batista. Aos técnicos do laboratório de Caracterização Mineral, Aldemir e Kadu. Aos responsáveis do laboratório de Mineralogia, Geoquímica e Aplicações, Igor e Pablo.

Aos laboratórios de Sedimentologia, Petrografia Sedimentar, Catodoluminescência, Difração de Raios-X, e Mineralogia, Geoquímica e Aplicações, pelos equipamentos e ajuda técnica na realização das análises.

A todos aqueles que contribuíram de maneira direta e/ou indireta na conclusão do meu trabalho, meus sinceros agradecimentos. Muito obrigada!

À biblioteca central pela ajuda nas correções e formatação do documento final.

*“Uma criança, um professor, um
livro e uma caneta podem mudar o
mundo. A educação é a única
solução.”*

Malala Yousafzai

RESUMO

Depósitos carbonáticos do Ediacarano e processos tectono-metamórficos associados à Orogênese Brasiliana-Panafricana estão registrados na Faixa Paraguai Sul. Esta interação resulta na justaposição de unidades carbonáticas com distintas histórias evolutivas em terrenos do Neoproterozoico. A identificação precisa das litofácies carbonáticas é de fundamental importância para a definição de sistemas deposicionais e unidades litoestratigráficas de uma bacia sedimentar, sendo imprescindível para compor os diversos eventos de uma história evolutiva. Nesse contexto, este estudo visa diferenciar os litotipos carbonáticos de origem sedimentar daqueles modificados por processos hidrotermais e/ou metamórficos. As amostras das rochas carbonáticas foram analisadas usando petrografia, catodoluminescência e difração de raios-X (DRX), integrados com dados de campo e reavaliação de mapas geológicos disponíveis com a finalidade de redefinir a litoestratigrafia das unidades carbonáticas. Dois grupos de rochas carbonáticas foram identificados nas regiões de Corumbá e da Serra da Bodoquena. O Grupo 1 é caracterizado por intensa recrystalização, desenvolvimento de foliação e associação com minerais siliciclásticos e metamórficos, refletindo condições de metamorfismo de baixo grau e a interação de fluidos com rocha. Esse grupo apresenta, de forma predominante, texturas típicas, como granoblásticas e porfiroblásticas. O Grupo 2 preserva estruturas sedimentares primárias, como laminações e estromatólitos, além de composição predominantemente carbonática (calcita ou dolomita), característica de depósitos de plataforma. Adicionalmente, esse grupo compreende duas associações de fácies: (i) planície de maré e borda de plataforma, pertencentes à Formação Bocaina, subdivididas em sete microfácies; e (ii) rampa carbonática correspondente à Formação Tamengo, subdividida em quatro microfácies. A distinção entre esses grupos permite associar as rochas carbonáticas cristalinas ao Grupo Cuiabá depositadas em ambiente de plataforma mista, seguida por soterramento, metamorfismo de baixo grau e influência hidrotermal; enquanto as rochas carbonáticas bem preservadas ao Grupo Corumbá (formações Bocaina e Tamengo) com menor modificação pós-deposicional. Esses resultados permitiram propor um modelo evolutivo para a região, envolvendo deposição sedimentar, deformação tectônica e circulação de fluidos, contribuindo para o entendimento dos eventos tectono-sedimentares ocorridos no Neoproterozoico na Província Tocantins meridional.

Palavras-chave: litotipos carbonáticos; Faixa Paraguai Sul; bacia de Corumbá; hidrotermal/metamórfico; Neoproterozoico.

ABSTRACT

Ediacaran carbonate deposits and tectono-metamorphic processes associated with the Brasiliano–Pan-African Orogeny are recorded in the Southern Paraguay Belt. This interaction results in the juxtaposition of carbonate units with distinct evolutionary histories within Neoproterozoic terrains. The accurate identification of carbonate lithofacies is of fundamental importance for defining depositional systems and lithostratigraphic units in a sedimentary basin, being essential for reconstructing the various events of its evolutionary history. In this context, this study aims to distinguish carbonate lithotypes of sedimentary origin from those modified by hydrothermal and/or metamorphic processes. Carbonate rock samples were analyzed using petrography, cathodoluminescence, and X-ray diffraction (XRD), integrated with field data and a re-evaluation of available geological maps, to redefine the lithostratigraphy of the carbonate units. Two groups of carbonate rocks were identified in the Corumbá and Bodoquena range regions. Group 1 is characterized by intense recrystallization, development of foliation, and association with siliciclastic and metamorphic minerals, reflecting low-grade metamorphic conditions and fluid–rock interaction. This group predominantly exhibits typical textures such as granoblastic and porphyroblastic. Group 2 preserves primary sedimentary structures, such as laminations and stromatolites, in addition to a predominantly carbonate composition (calcite or dolomite), typical of platform deposits. Furthermore, this group comprises two facies associations: (i) tidal flat and platform margin, belonging to the Bocaina Formation, subdivided into seven microfacies; and (ii) a carbonate ramp corresponding to the Tamengo Formation, subdivided into four microfacies. The distinction between these groups allows the crystalline carbonate rocks to be associated with the Cuiabá Group, deposited in a mixed platform environment and later subjected to burial, low-grade metamorphism, and hydrothermal influence; whereas the well-preserved carbonate rocks are attributed to the Corumbá Group (Bocaina and Tamengo formations), with less post-depositional modification. These results allowed the proposal of an evolutionary model for the region, involving sedimentary deposition, tectonic deformation, and fluid circulation, contributing to the understanding of tectono-sedimentary events that occurred during the Neoproterozoic in the southern Tocantins Province.

Keywords: carbonate lithotypes; Southern Paraguay Belt; Corumbá basin; hydrothermal/metamorphic; Neoproterozoic.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1 - Mapa geológico da região estudada. A) Mapa esquemático da Província de Tocantins, indicando a Faixa Paraguai Norte e Sul, o retângulo azul delimita a área geral de estudo; B) Mapa geológico dos depósitos Cenozoicos e Neoproterozóicos do sul da Faixa Paraguai, os retângulos vermelhos com linhas tracejadas delimitam as áreas estudadas. Fonte: Adaptado dos dados de Lacerda *et al.* (2006)..... 2
- Figura 2 - Mapa de localização das áreas estudadas e acesso aos municípios de Corumbá, Bodoquena e Bonito, estado do Mato Grosso do Sul. As estrelas vermelhas representam os afloramentos onde foi realizada a amostragem; os retângulos vermelhos com linhas tracejadas representam as áreas estudadas. Fonte: Os Modelos Digitais de Elevação correspondem ao projeto TOPODATA (INPE), derivado dos dados SRTM refinados a 30 m de resolução espacial (Valeriano *et al.* 2009). 4
- Figura 3 - Classificação das rochas carbonáticas segundo Dunham (1962)..... 9
- Figura 4 - Classificação das rochas carbonáticas segundo Wright (1992)..... 9
- Figura 5 - Estrutura cristalina da dolomita. A). Estrutura ideal da dolomita estequiométrica constituída por camadas de carbonato separadas por camadas alternadas de íons cálcio e magnésio. B) Esquema da estrutura de rede não ideal mostrando como as moléculas de água estão preferencialmente ligadas a cátions na superfície do cristalito em crescimento. Como os íons Ca não são tão fortemente hidratados quanto os íons Mg, eles tendem a ser incorporados na camada de magnésio, criando uma dolomita cálcica típica. Os íons carbonato não são hidratados, mas devem ter energia suficiente para deslocar as moléculas de água adjacentes à camada de cátions. Extraído de Warren (2000)..... 11
- Figura 6 - Texturas de dolomita comum, enfatizando o efeito da temperatura no estilo de desenvolvimento da dolomita (Gregg & Sibley 1984, Sibley & Gregg 1987). Extraído de Warren (2000). 12
- Figura 7 - Arcabouço geotectônico da Província de Tocantins, o retângulo preto indica o segmento sul da Faixa Paraguai. Fonte: Modificado de Oliveira *et al.* (2019). 17

- Figura 8 - Fluxograma das principais propostas estratigráficas para a Faixa Paraguai Sul. Cada carta tem seu autor correspondente nos quadros em cinza. As propostas para as rochas carbonáticas estão destacadas em azul.....21
- Figura 9 - Feições do sistema cárstico. A) Caverna na área da Serra da Bodoquena. B-C) Detalhe de estalactites. (D-E) Distribuição de dolinas na área da Serra da Bodoquena. F) Linhas de dissolução.....23
- Figura 10 - Características das rochas carbonáticas do Grupo 1. A) Desenho esquemático da secção na Baía das Garças. B) Detalhe na seção da Baía das Garças onde afloram as rochas carbonáticas junto com as rochas metamórficas de baixo grau. C) Detalhe do metacarbonato com clivagem de fratura. D) Detalhe de filito do Grupo Cuiabá.24
- Figura 11 - Características das rochas metamórficas de baixo grau nas quais estão inseridas as rochas carbonáticas do Grupo 1. A) Afloramento da morfologia dos filitos do Grupo Cuiabá. B) Filito com porfiroblastos. C) Crenulação observada nos filitos.25
- Figura 12 - Características das rochas carbonáticas do Grupo 1. A) Metacarbonato do Grupo Cuiabá previamente mapeado como rocha carbonática da Formação Bocaina. B) Metacarbonato com foliação em contato com rocha metamórfica de baixo grau. C) Calcário com desenvolvimento de trama cataclástica com preenchimento de calcita. 26
- Figura 13 - Morfologia do relevo das rochas carbonáticas do Grupo 2. A) Crista da Formação Tamengo na região de Porto Morrinhos. B) Crista da Formação Bocaina na região de Baía das Garças.....28
- Figura 14 - Perfis estratigráficos das rochas carbonáticas do Grupo 2 na Faixa Paraguai Sul. A: Frente de lavra da Pedreira Corcal, Formação Tamengo. B: Afloramento no Eco Parque Cacimba, Formação Tamengo. C: Afloramento na margem do Rio Paraguai em Porto Morrinhos, formações Bocaina e Tamengo. D: Afloramento na estrada da Baía das Garças, Formação Tamengo.....30
- Figura 15 - Características das rochas carbonáticas da Formação Bocaina. A) Desenvolvimento de solo residual em contato com dolomitos. B) Brecha dolomítica de colapso (Bd) associada a um sistema cárstico. C) Estruturas de estromatólitos estratiformes, a linha tracejada branca indica a sua laminação. D) Estruturas de estromatólitos colunares, as setas amarelas indicam a curvatura concava.....31

- Figura 16 - Características das rochas carbonáticas da Formação Tamengo. A) Vista panorâmica das feições e estruturas da pedreira Corcal. B) Estratificação cruzada *Hummocky* afloramento na Mina Corcal. C) e D) Feições de deformação nas rochas carbonáticas na mina Corcal e no Eco Parque Cacimba, respectivamente. E) - H) Ocorrência de fósseis *Cloudina* e *Corumbella*.....32
- Figura 17 - Rochas carbonáticas do Grupo Cuiabá com predominância de dolomita, subedral formando conjunto hipidiotopico: A-B) Note-se a orientação preferencial da muscovita, fotomicrografia em luz natural e imagem de catodoluminescência, respectivamente; C-D) Note-se a orientação preferencial da muscovita e maior conteúdo de quartzo, fotomicrografia em nicóis cruzados e imagem de catodoluminescência. Símbolos: dolomita (Dol), quartzo (Qz), muscovita (Ms).34
- Figura 18 - Rochas carbonáticas do Grupo Cuiabá com predominância de cristais de calcita espática: A-B) Textura granoblástica, note-se a orientação preferencial da muscovita, fotomicrografia em nicóis cruzados e imagem de catodoluminescência, respectivamente; C-D) Note-se que os cristais de calcita apresentam foliação, fotomicrografia em luz natural e imagem de catodoluminescência, respectivamente. Símbolos: calcita (Cal), quartzo (Qz), muscovita (Ms), cimento de quartzo (Qc).35
- Figura 19 - Difrátogramas das 13 amostras de rochas carbonáticas no Grupo Cuiabá. Símbolos: Ilt - Ilita; Kln - Caulinita; Ms - Muscovita; Qz - Quartzo; Dol - Dolomita; Cal - Calcita; Pl - Plagioclásio.36
- Figura 20 - Microfácies carbonáticas da Formação Bocaina. A) e B) Microfácies *Wackestone* estromatolítico (We), matriz micrítica (mm), quartzo (Qz); fotomicrografia em luz natural e imagem de catodoluminescência, respectivamente.39
- Figura 21 - Microfácies carbonáticas da Formação Bocaina. A) e B) Microfácies Brecha dolomítica de colapso (Bd), matriz microesparita (ms), clastos de cimento de dolomita (dc); fotomicrografia em nicóis cruzados e imagem de catodoluminescência, respectivamente.39
- Figura 22 - Microfácies carbonáticas da Formação Bocaina. A) e B) Microfácies *Mudstone* maciço (Mm), matriz microesparita (ms), quartzo (Qz); fotomicrografias em nicóis cruzados.40

- Figura 23 - Microfácies carbonáticas da Formação Bocaina. A) e B) Microfácies *Cementstone* maciço (Cm), matriz microesparita (ms), dolomita espática (ds); fotomicrografia em nicóis cruzados e imagem de catodoluminescência, respectivamente.....41
- Figura 24 - Microfácies carbonáticas da Formação Bocaina. A) e B) Microfácies *Cementstone* com intraclastos (Ci), matriz microesparita (ms), cimento pseudoesparítico (cp), seta amarela indica o intraclasto de *mudstone*; fotomicrografia em luz natural e imagem de catodoluminescência, respectivamente.....42
- Figura 25 - Microfácies carbonáticas da Formação Bocaina. A) e B) Microfácies Arenito com cimento de dolomita (Ad), quartzo (Qz), cimento de dolomita (dc); fotomicrografia em nicóis cruzados e imagem de catodoluminescência, respectivamente.....42
- Figura 26 - Microfácies carbonáticas da Formação Bocaina. A) e B) Microfácies *Grainstone* maciço (Gm), dolomita (Dol), quartzo (Qz); fotomicrografia em nicóis cruzados e imagem de catodoluminescência, respectivamente.43
- Figura 27 - Difrátogramas de nove amostras das microfácies We, Bd, Mm, Cm, Ci, Ad e Gm. Símbolos: Dol - Dolomita; Qz - Quartzo; Cal - Calcita; Pl - Plagioclásio; Ms - Muscovita.....43
- Figura 28 - Microfácies carbonáticas da Formação Tamengo. A) e B) *Wackestone* fossilífero (Wf), cimento de calcita (cc), quartzo (Qz), a seta branca indica o fóssil de *Cloudina*; fotomicrografia em nicóis cruzados e imagem de catodoluminescência, respectivamente.45
- Figura 29 - Microfácies carbonáticas da Formação Tamengo. A) e B) *Mudstone* com terrígenos (Mt), cimento de calcita (cc), quartzo (Qz); fotomicrografia em nicóis cruzados e imagem de catodoluminescência, respectivamente.46
- Figura 30 - Microfácies carbonáticas da Formação Tamengo. A) *Mudstone* calcítico (Mc), matriz microesparítica (ms); fotomicrografia em luz natural.46
- Figura 31 - Microfácies carbonáticas da Formação Tamengo. A) e B) *Grainstone* maciço (Gm), calcita (c), cimento de calcita (cc); fotomicrografia em nicóis cruzados e imagem de catodoluminescência, respectivamente.....47

Figura 32 - Difrátogramas de 6 amostras das microfácies Wf, Mt, Mc e Gm. Símbolos: Cal - Calcita; Qz - Quartzo; Pl - Plagioclásio; Kln - Caulinita; Ilt - Ilita; Sme - Esmectita..47

Figura 33 - Comparação das feições macroscópicas e microscópicas entre os litotipos carbonáticos. A/A': Rocha carbonática do Grupo 1 com textura maciça e rocha carbonática do Grupo 2 com estruturas sedimentares (marcas onduladas e estratificação cruzada de baixo ângulo), respectivamente. B/B': Rocha carbonática do Grupo 1 com clivagem de fratura e rocha carbonática do Grupo 2 com estrutura sedimentar (estromatólito estratiforme), respectivamente. C/C': Rocha carbonática do Grupo 1 com textura granoblástica e rocha carbonática do Grupo 2 *Wackestone* fossilífero (Wf) com fóssil de *Cloudina*, respectivamente. D/D': Rocha carbonática do Grupo 1 exibindo recristalização da calcita (cristais >1000 µm) e rocha carbonática do Grupo 2 exibindo neomorfismo e dolomita espática, respectivamente. 50

Figura 34 - Difrátograma exibindo a comparação entre os litotipos carbonáticos, com as principais fases mineralógicas identificadas, e tabela com a composição mineralógica de cada amostra.....52

Figura 35 - Proposta litoestratigráfica para os depósitos do Neoproterozoico na região da Faixa Paraguai Sul. A) Relação estratigráfica entre as unidades geológicas do Toniano, Criogeniano e Ediacarano nos setores da bacia de Corumbá e da Serra da Bodoquena. B) Coluna estratigráfica composta da Serra da Bodoquena com os principais eventos tectono-estratigráficos.....54

Figura 36 – Comparação dos mapas geológicos. A) Mapa geológico da CPRM (Lacerda *et al.* 2006). B) Nova proposta do mapa geológico para a Faixa Paraguai Sul. Modificado de Lacerda *et al.* (2006).....56

Figura 37 - Diagrama esquemático da evolução das rochas carbonáticas neoproterozoicas da Faixa Paraguai Sul. A) Colisão dos blocos Amazônia e Rio de La Plata resultando na orogenia Paraguai. B-C) Estágios pós-orogênicos marcados pela intrusão de corpos graníticos (Godoy *et al.* 2010) e circulação de fluidos hidrotermais ao longo de falhas e fraturas, promovendo recristalização, dolomitização, silicificação. Modificado de Santos *et al.* (2020) e Nogueira *et al.* (2022)..... 59

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Constituintes principais dos níveis carbonáticos no Grupo Cuiabá.....	33
Tabela 2 - Microfácies sedimentares, descrição e processos ocorridos na Formação Bocaina.	36
Tabela 3 - Constituintes principais das microfácies descritas para a Formação Bocaina.....	38
Tabela 4 - Microfácies sedimentares, descrição e processos ocorridos na Formação Tamengo.	44
Tabela 5 - Constituintes principais das microfácies descritas para a Formação Tamengo.	44
Tabela 6 - Comparação das principais características macroscópicas e microscópicas dos litotipos carbonáticos do Grupo 1 e Grupo 2.....	49

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA.....	iv
AGRADECIMENTOS.....	v
EPÍGRAFE.....	vii
RESUMO.....	viii
ABSTRACT.....	ix
LISTA DE ILUSTRAÇÕES.....	x
LISTA DE TABELAS.....	xv
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO.....	1
1.2 OBJETIVOS	4
1.2.1 Objetivo Geral.....	4
1.2.2 Objetivos Específicos	5
2 METODOLOGIA	6
2.1 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	6
2.2 AMOSTRAGEM E ANÁLISES DE ROCHAS SEDIMENTARES E METAMÓRFICAS/HIDROTERMAIS	6
2.3 PETROGRAFIA DE CARBONATOS.....	8
2.4 CATODOLUMINESCÊNCIA (CL)	10
2.5 DIFRATOMETRIA DE RAIOS-X (DRX).....	10
3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	11
3.1 DOLOMITIZAÇÃO	11
3.2 HIDROTERMALISMO EM CARBONATOS	13
3.3 NEOMORFISMO EM CARBONATOS	13
3.4 ANQUIMETAMORFISMO EM CARBONATOS	14
3.5 METAMORFISMO EM CARBONATOS	14
4 CONTEXTO GEOLÓGICO.....	16
4.1 CONTEXTO GEOTECTÔNICO.....	16
4.2 PROPOSTAS ESTRATIGRÁFICAS PRÉVIAS	18
5 RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	22
5.1 ROCHAS CARBONÁTICAS.....	22
5.1.1 Aspectos Gerais	22

5.1.1.1	Grupo 1.....	23
5.1.1.2	Grupo 2.....	26
5.2	DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA DAS ROCHAS CARBONÁTICAS	32
5.2.1	Grupo 1	32
5.2.2	Grupo 2	36
5.2.2.1	Formação Bocaina.....	36
5.2.2.1.1	<i>Wackestone estromatolítico (We)</i>	38
5.2.2.1.2	<i>Brecha dolomítica de colapso (Bd)</i>	39
5.2.2.1.3	<i>Mudstone maciço (Mm)</i>	40
5.2.2.1.4	<i>Cementstone maciço (Cm)</i>	40
5.2.2.1.5	<i>Cementstone com intraclastos (Ci)</i>	41
5.2.2.1.6	<i>Arenito com cimento de dolomita (Ad)</i>	42
5.2.2.1.7	<i>Grainstone maciço (Gm)</i>	42
5.2.2.2	Formação Tamengo.....	43
5.2.2.2.1	<i>Wackestone fossilífero (Wf)</i>	45
5.2.2.2.2	<i>Mudstone com terrígenos (Mt)</i>	45
5.2.2.2.3	<i>Mudstone calcítico (Mc)</i>	46
5.2.2.2.4	<i>Grainstone maciço (Gm)</i>	46
6	COMPARAÇÃO DOS LITOTIPOS CARBONÁTICOS	48
6.1	ASPECTOS GERAIS.....	48
6.2	MINERALOGIA.....	51
7	CONSIDERAÇÕES FINAIS	53
7.1	PROPOSTA LITOESTRATIGRÁFICA PARA OS DEPÓSITOS DO NEOPROTEROZOICO NO SUL DA FAIXA PARAGUAI.....	53
7.1.1	Carta e perfil estratigráfico.....	53
7.2	REDEFINIÇÃO LITOESTRATIGRÁFICA DA REGIÃO CENTRO-OESTE	55
7.3	PROPOSTA EVOLUTIVA PARA AS ROCHAS CARBONÁTICAS DO NEOPROTEROZOICO NA FAIXA PARAGUAI SUL	57
8	CONCLUSÕES	60
	REFERÊNCIAS	62

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

A Faixa Paraguai constitui uma unidade orogênica do Neoproterozoico, representando a porção setentrional da Província Tocantins, e estendendo-se submeridianamente por aproximadamente 1000 km, com larguras da ordem de 100 km e orientação N-S (Ramos *et al.* 2022). Essa faixa está constituída principalmente por rochas metamórficas e unidades que preservam registros essenciais da transição entre os eventos glaciais do Criogeniano e a instalação dos sistemas carbonáticos do Ediacarano na margem sudoeste do Gondwana (da Silva 2018, Ramos *et al.* 2022, Frugis *et al.* 2024). Os depósitos carbonáticos têm sido incluídos em diversas propostas estratigráficas que envolvem a evolução da margem do Cráton Amazônico e a Faixa Paraguai (FP) nas porções norte e sul (Figura 1A). Essas unidades encontram-se em bacias sedimentares invertidas, as bacias Araras-Alto Paraguai e Corumbá que recobrem o Cráton Amazônico e a FP (Nogueira *et al.* 2022).

As rochas carbonáticas que recobrem a Faixa Paraguai Sul (FPS), objeto deste estudo, estão restritas ao Grupo Corumbá, sendo representadas pelas formações Bocaina e Tamengo (Boggiani 1997, Nogueira *et al.* 2022). Algumas ocorrências de calcários, dolomitos e *grainstones*, relacionados à Formação Cerradinho, estão intercaladas com arenitos e folhelhos (Almeida 1965, Boggiani 1997). A Formação Bocaina é composta de dolomitos (*grainstones*, *mudstones* e *microbialitos*), rochas fosfáticas, níveis de *chert* e folhelho (Almeida 1945, Boggiani 1997). Trabalhos anteriores relacionam esta unidade com um ambiente de plataforma de margem estável e passiva (Almeida 1945, Boggiani 1997, Alvarenga *et al.* 2009). Camadas de cinzas vulcânicas dentro desta formação, na região de Porto Morrinhos, Mato Grosso do Sul, datadas pelo método U–Pb TIMS, revelaram idade de deposição em $555,18 \pm 0,30$ Ma (Parry *et al.* 2017). Por outro lado, a Formação Tamengo é caracterizada por calcários (*mudstone*, *wackestone*, *packstone* e *grainstone*), *microbialitos* e folhelhos pretos (Boggiani 1997, Boggiani *et al.* 2010, Amorim *et al.* 2020); e apresenta conjuntos fósseis do Ediacarano que incluem *Corumbella weneri*, *Cloudina lucianoi* (Zaine & Fairchild 1987, Grant 1990, Babcock *et al.* 2005, Pacheco *et al.* 2011, 2015, Adorno *et al.* 2017, Becker-Kerber *et al.* 2017), *vendotaenídeos* e *conulariídeos* (Van Iten *et al.* 2014, 2016), além de icnofósseis de meiofauna (Parry *et al.* 2017). Esta unidade registra um ambiente marinho raso a relativamente profundo (Boggiani *et al.* 1993, 2010, Boggiani 1997, Gaucher *et al.* 2003). Próximo ao topo desta formação, em camadas interpretadas como tufos vulcânicos, idades U–Pb indicam valores de $542,37 \pm 0,28$ e $541,85 \pm 0,75$ Ma (Babinski *et al.* 2008, Parry *et al.* 2017).

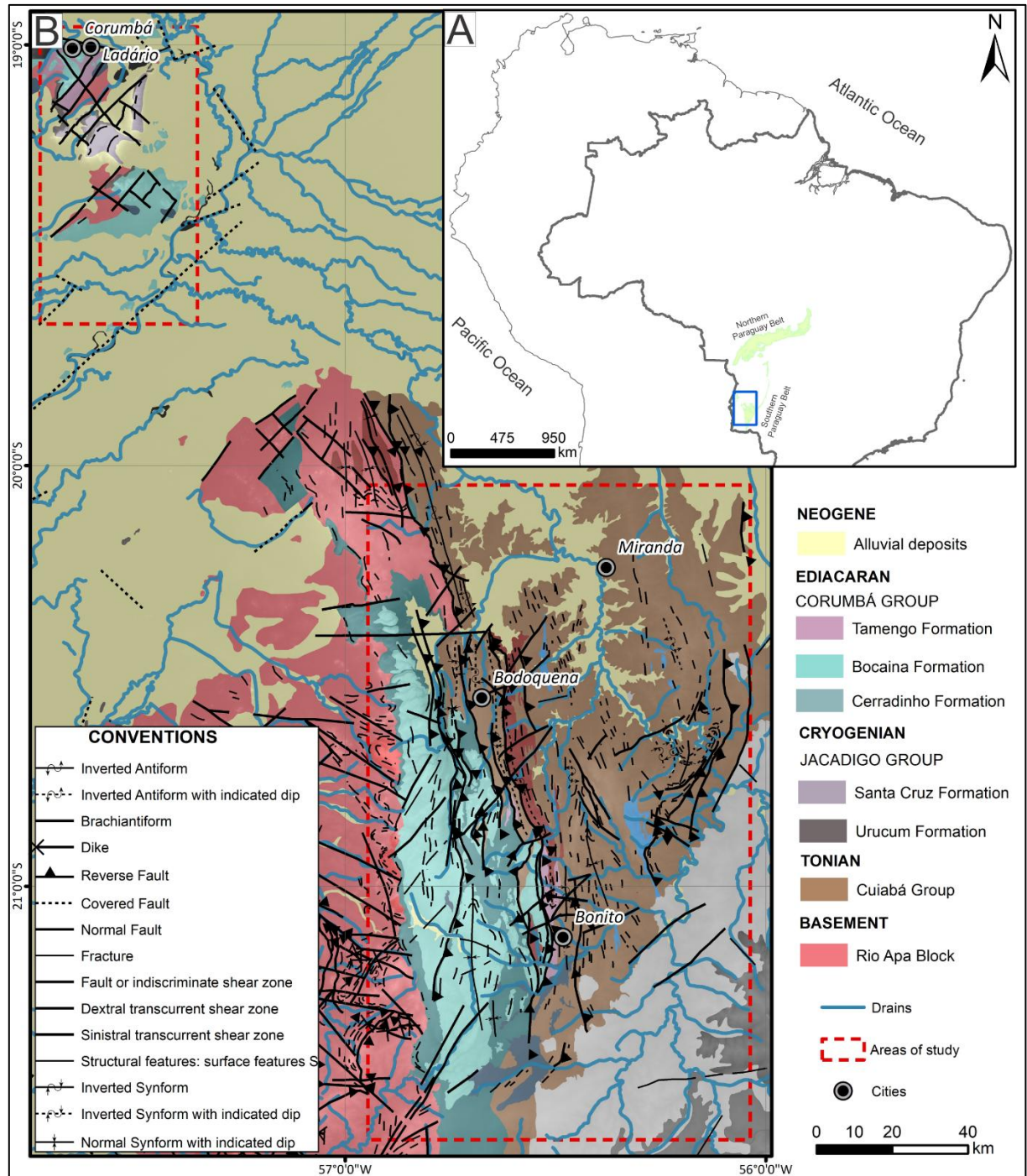


Figura 1 - Mapa geológico da região estudada. A) Mapa esquemático da Província de Tocantins, indicando a Faixa Paraguai Norte e Sul, o retângulo azul delimita a área geral de estudo; B) Mapa geológico dos depósitos Cenozoicos e Neoproterozóicos do sul da Faixa Paraguai, os retângulos vermelhos com linhas tracejadas delimitam as áreas estudadas. Fonte: Adaptado dos dados de Lacerda *et al.* (2006).

Segundo a literatura especializada, as formações Bocaina e Tamengo (Grupo Corumbá) correspondem a depósitos carbonáticos de idade ediacarana que ocorrem tanto na região cratônica (região de Corumbá) quanto na Faixa Paraguai. Além disso, rochas carbonáticas da Formação Cerradinho, restrita ao Grupo Cuiabá e subjacente ao Grupo Corumbá, representam

uma ampliação significativa desses litotipos, embora sua gênese ainda seja pouco compreendida.

A ocorrência de estruturas primárias e fósseis é predominante nos depósitos da região de Corumbá e em alguns sítios de carbonatos ediacaranos sobre o Grupo Cuiabá. Nesse contexto, também ocorrem rochas carbonáticas cristalinas e maciças, ainda consideradas de origem sedimentar. Contudo, a intercalação dessas rochas com litotipos tipicamente metamórficos, registrada em trabalhos prévios (McGee *et al.* 2018, Fernandes *et al.* 2025), levanta a possibilidade de que parte dessas ocorrências resulte de processos hidrotermais e/ou metamórficos. Mapas regionais têm extrapolado a redefinição litoestratigráfica estabelecida para a região de Corumbá, estendendo as unidades Bocaina e Tamengo ao longo da Faixa Paraguai e confundindo-as com outros carbonatos de origem incerta (Figura 1B). Observa-se que formações originalmente restritas são ampliadas por dezenas a centenas de quilômetros. Por exemplo, a Formação Bocaina, interpretada como depósitos costeiros e, portanto, mais limitada espacialmente em comparação aos depósitos de plataforma da Formação Tamengo, aparece mapeada com extensão superior a uma centena de quilômetros, o que é incompatível com sua interpretação deposicional. Diante dessas inconsistências entre os mapas geológicos disponíveis e da classificação duvidosa de algumas litologias quanto sua natureza sedimentar ou metamórfica. Esta problemática dificulta o entendimento e o sequenciamento de eventos de uma evolução sedimentar e geológica.

Nesta pesquisa foi feito um reconhecimento dos litotipos calcíticos e dolomíticos nos domínios do Cráton Amazônico, Bloco do Rio Apa e da Faixa Paraguai Sul, inserida na região Centro-Oeste do Brasil (Figura 2). Esta área está incluída na porção oeste do estado de Mato Grosso do Sul (MS), compreendendo os municípios de Corumbá, Bodoquena e Bonito (Figura 2). O objetivo foi definir sua origem (sedimentar e/ou hidrotermal/metamórfica), posicioná-los no arcabouço estratigráfico e propor atualizações aos mapas geológicos existentes. Essa redescrição e redefinição litoestratigráfica contribuem para o melhor entendimento dos litotipos carbonáticos e de suas implicações evolutivas no Neoproterozoico da porção sul da Província Tocantins.

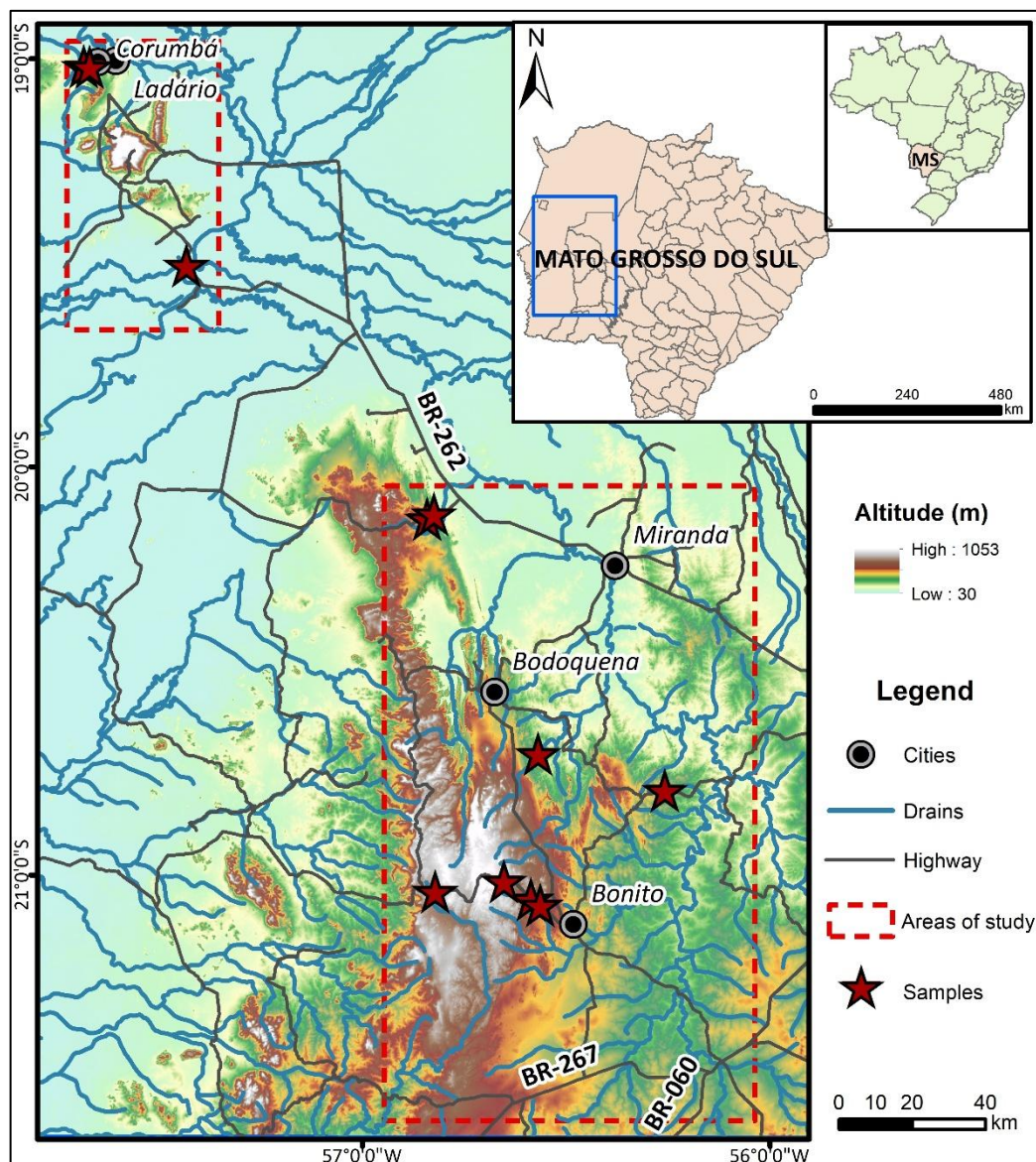


Figura 2 - Mapa de localização das áreas estudadas e acesso aos municípios de Corumbá, Bodoquena e Bonito, estado do Mato Grosso do Sul. As estrelas vermelhas representam os afloramentos onde foi realizada a amostragem; os retângulos vermelhos com linhas tracejadas representam as áreas estudadas. Fonte: Os Modelos Digitais de Elevação correspondem ao projeto TOPODATA (INPE), derivado dos dados SRTM refinados a 30 m de resolução espacial (Valeriano *et al.* 2009).

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 Objetivo Geral

O objetivo deste trabalho é diferenciar os litotipos carbonáticos da região da Faixa Paraguai Sul, integrando critérios texturais, mineralógicos e microestruturais diagnósticos que permitam diferenciar os carbonatos primários dos secundários relacionados a processos metamórficos/hidrotermais.

1.2.2 Objetivos Específicos

- (i)** Revisar e reescrever a litoestratigrafia das unidades carbonáticas dos grupos Corumbá e Cuiabá, com base na descrição textural e mineralógica combinada com avaliação de estruturas primárias e secundárias visando à diferenciação de litotipos sedimentares e metamórficos, para fundamentar a reconstrução paleoambiental e distinção dos litotipos metamórficos dessas unidades;
- (ii)** Analisar as fácies/microfácies dos carbonatos primários para fundamentar a reconstrução paleoambiental;
- (iii)** Subsidiar a revisão do mapa geológico da porção meridional da Província Tocantins, estabelecendo novos critérios litoestratigráficos para individualizar as rochas carbonáticas da Bacia Corumbá e do Grupo Cuiabá;
- (iv)** Realizar uma análise comparativa sistemática entre as sucessões carbonáticas dos Grupos Cuiabá e Corumbá, com base em aspectos texturais, mineralógicos e petrográficos.

2 METODOLOGIA

As rochas carbonáticas da Bacia de Corumbá e Faixa Paraguai Sul foram estudadas: 1) em frentes de lavra ativas, com destaque para a pedreira calcítica e dolomítica da empresa Corcal, a oeste de Corumbá; e 2) cortes de estradas que conectam as cidades de Corumbá, Bodoquena, Bonito, Baía das Garças e Aquidauana (Figuras 1 e 2). Esses afloramentos caracterizam-se pela excelente preservação de estruturas e fácies sedimentares, bem como carbonatos maciços e foliados que aparentemente possuem aspectos gerais bem semelhantes. Para fins metodológicos, a região foi setorizada em duas subáreas piloto: o setor Corumbá a noroeste e o setor Serra da Bodoquena-Bonito a sudeste (Figura 2). Foram coletadas amostras sistematicamente seguindo os diferentes litotipos e posicionamento estratigráficos, posteriormente encaminhadas para a confecção de seções delgadas, e submetidas a análises petrográficas com suporte de catodoluminescência (CL) e difratometria de raio-x (DRX). Este procedimento permitiu individualizar as diferentes microfácies e fases de cimentação diagênese, bem como distinguir as feições hidrotermais/metamórficas. Os procedimentos metodológicos são descritos a seguir.

2.1 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

A fundamentação teórica deste estudo baseou-se na revisão crítica da literatura com ênfase nos aspectos tectono-estratigráficos da Faixa Paraguai Sul, particularmente nas rochas dos grupos Corumbá e Cuiabá. Foram confrontadas diferentes propostas estratigráficas para as regiões de Corumbá-Morro do Puga e Serra da Bodoquena, para identificar inconsistências no posicionamento estratigráfico das unidades neoproterozóicas. Complementarmente, foi elaborada uma síntese do arcabouço conceitual baseado na literatura especializada para a discriminação genética dos carbonatos, estabelecendo os parâmetros necessários para distinguir as características das rochas de origem sedimentar e metamórfica/hidrotermal.

2.2 AMOSTRAGEM E ANÁLISES DE ROCHAS SEDIMENTARES E METAMÓRFICAS/HIDROTERMAIS

A estratégia de amostragem compreendeu a coleta de 40 exemplares representativos em afloramentos selecionados entre as regiões de Corumbá e Serra da Bodoquena (MS). O critério de seleção foi fundamentado na variabilidade litológica, nas variações texturais e nas relações geométricas dos corpos geológicos, distinguindo acamamento de deformação tectônica e cristalinidade.

Para as rochas carbonáticas com estruturas sedimentares preservadas foi utilizada a análise de fácies (Walker 1990, 1992) que inclui: a individualização e descrição de fácies, considerando a composição, geometria, texturas, estruturas sedimentares, conteúdo fossilífero e padrões de paleocorrente, permitindo o entendimento dos processos sedimentares, que revela como a fácies foi gerada; e a associação de fácies que agrupa fácies contemporâneas e cogenéticas, com distintos padrões de empilhamento, geometria e posição relativa dentro da plataforma carbonática, que refletem os diferentes ambientes e sistemas deposicionais. O termo fácies é aqui empregado no mesmo sentido de "litofácies carbonática" (Kerans & Tinker 1997), formada por elementos descritivos básicos tridimensionais definidos pelas estruturas sedimentares, grãos componentes e fábricas e, quando presente, pelo tipo e morfologia de estromatólitos. O termo estromatólito é usado aqui para denominar uma estrutura laminar individual com relevo positivo e morfologia dômica ou estratiforme, produto da atividade microbiana. Fácies composta exclusivamente de estromatólitos podem ser referidas como microbialitos (Burne & Moore 1987), considerados depósitos organo-sedimentares desprovidos de elementos esqueléticos resultantes das atividades de uma comunidade bentônica microbiana. Fragmentos angulares, tabulares e arredondados, produzidos pelo transporte e abrasão destas comunidades, são denominados "estromaclastos" (Sami & James 1994). As reconstituições paleoambientais foram baseadas nas interpretações da dinâmica das fácies e associações de fácies, geometria e suas inter-relações (Miall 1985, 1991, Hardie & Shinn 1986, Tucker & Wright 1990, Walker & James 1992, Tucker 1992, Kerans & Tinker 1997).

Para as rochas carbonáticas hidrotermais formam-se pela precipitação ou alteração de carbonatos por fluidos hidrotermais e apresentam características texturais, estruturais e geoquímicas diagnósticas. Em geral, exibem textura maciça a cristalina, com forte recristalização que frequentemente destrói estruturas sedimentares primárias, podendo desenvolver texturas sacaroides ou em mosaico. Cavidades (*vugs*) preenchidas por cristais são comuns, indicando precipitação direta a partir de fluidos (Robb 2005, Pirajno 2009). Do ponto de vista estrutural, destacam-se veios, venulações, *stockworks* e brechas hidrotermais, com clastos angulosos cimentados por carbonato, além de bandeamentos relacionados a pulsos de precipitação (Jébrak 1997, Pirajno 2009). A mineralogia é dominada por calcita e/ou dolomita, frequentemente associadas a quartzo, fluorita, barita e sulfetos, o que reforça a origem hidrotermal (Warren 2000, Robb 2005). Processos de substituição são frequentes, podendo preservar apenas relictos da rocha original (Warren 2000, Machel 2004).

Por outro lado, rochas carbonáticas metamorfizadas resultam da recrystalização de calcários e dolomitos sob condições elevadas de pressão e temperatura, originando principalmente mármore e dolomármore. Essas rochas apresentam textura granoblástica (mosaico cristalino), com cristais interligados de calcita ou dolomita, geralmente equigranulares, e ausência de porosidade primária. Em muitos casos, ocorre obliteração total das estruturas sedimentares, embora relictos como estratificação ou fósseis possam ser preservados em metamorfismo de baixo grau (Yardley 1989, Winter 2010). A mineralogia pode incluir, além de calcita e dolomita, minerais típicos de metamorfismo, como diopsídio, tremolita, forsterita, granada e vesuvianita, especialmente em condições de médio a alto grau ou em contextos de metamorfismo de contato (Spear 1993, Winter 2010). Diferentemente dos carbonatos hidrotermais, rochas metamórficas podem apresentar foliação ou bandamento composicional, embora muitos mármore sejam maciços. Estruturas como dobras e lineações também podem estar presentes, refletindo a deformação tectônica associada.

Assim, enquanto os carbonatos hidrotermais são caracterizados por recrystalização associada a fluidos, presença de veios, brechas e minerais hidrotermais, os carbonatos metamorfizados distinguem-se pela recrystalização em equilíbrio sólido, desenvolvimento de textura granoblástica, presença de minerais metamórficos e, por vezes, estruturas tectônicas, sendo essa distinção fundamental para interpretações genéticas e estratigráficas.

2.3 PETROGRAFIA DE CARBONATOS

Foram selecionadas 29 amostras para a confecção de lâminas delgadas polidas (30 µm de espessura), processadas na Oficina de Laminação da Faculdade de Geologia (FAGEO) da Universidade Federal do Pará (UFPA). As análises petrográficas foram conduzidas no Laboratório de Petrografia Sedimentar do Grupo de Análise de Bacias Sedimentares da Amazônia (LPS/GSED/UFPA), utilizando-se o microscópio petrográfico de luz polarizada (LEICA DM 2700 P). As amostras seguiram o padrão de contagem definido por Flügel (2004), com o estabelecimento de 300 pontos em cada lâmina para determinar a porcentagem dos constituintes de cada rocha e os tipos de contato. Para a descrição mineralógica, as seções foram submetidas ao protocolo de tingimento com alizarina vermelha S e ferrocianeto de potássio (0,2 g/100 ml a 1,5% HCl), permitindo a distinção entre calcita e dolomita (Dickson 1966, Adams *et al.* 1984).

A classificação das microfácies carbonáticas seguiu a proposta modificada de Dunham (1962), baseando-se fundamentalmente em critérios texturais, como o tipo de suporte da rocha (matriz ou grãos) e na presença ou ausência de lama carbonática, definindo categorias como

mudstone, *wackestone*, *packstone*, *grainstone* e *boundstone*, o que permite uma descrição objetiva e padronizada das rochas (Figura 3). Além disso, foram utilizados os refinamentos de Wright (1992), na qual as microfácies são definidas a partir da combinação entre textura, composição e feições diagenéticas, com ênfase na interpretação dos processos deposicionais e do ambiente sedimentar (Figura 4). Complementarmente, realizou-se a petrografia quantitativa das unidades carbonáticas do Grupo Cuiabá para determinar os parâmetros texturais e composicionais, a fim de subsidiar a redefinição estratigráfica pretendida.

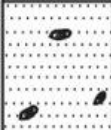
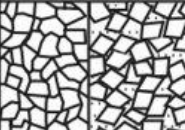
Depositional Texture Recognizable					Depositional Texture Not Recognizable (Subdivide according to classifications designed to bear on physical texture or diagenesis.)
Original Components Not Bound Together During Deposition				Original components were bound together during deposition, as shown by intergrown skeletal matter, lamination contrary to gravity, or sediment-floored cavities that are roofed over by organic or questionably organic matter and are too large to be interslices.	
Contains mud (particles of clay and fine silt size, less than 20 microns)		Grain-supported			
Mud-supported	Grain-supported	Less than 10 percent mud			
Less than 10 percent grains	More than 10 percent grains	More than 10 percent mud			
Mudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone	Boundstone	
					
					

Figura 3 - Classificação das rochas carbonáticas segundo Dunham (1962).

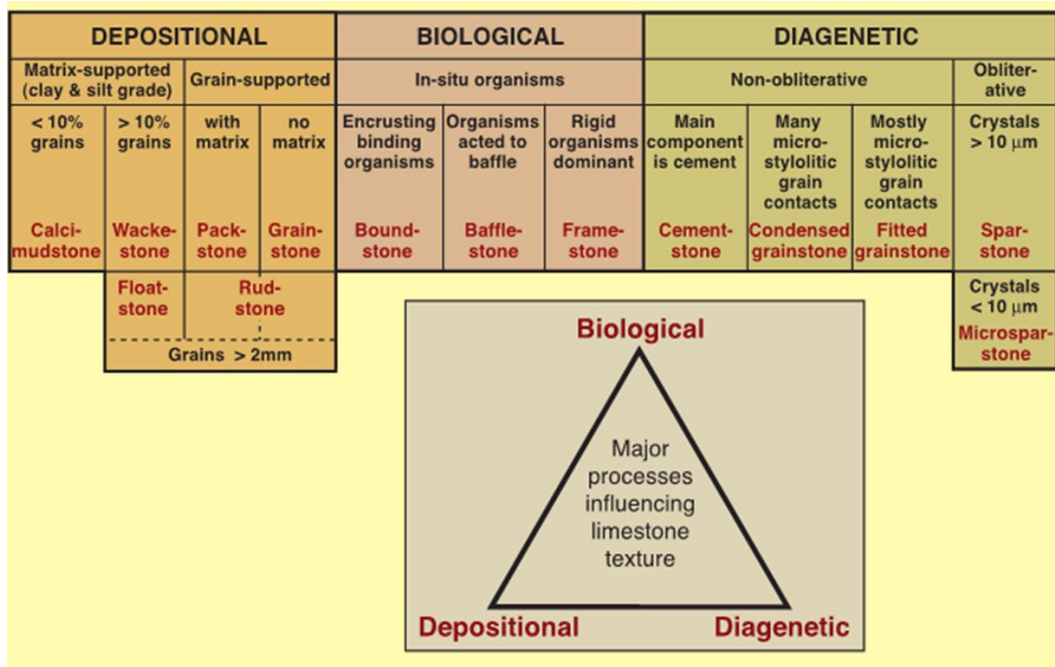


Figura 4 - Classificação das rochas carbonáticas segundo Wright (1992).

2.4 CATODOLUMINESCÊNCIA (CL)

As análises de catodoluminescência óptica foram conduzidas no Laboratório de Catodoluminescência (LabCatodo/IG-UFGA), utilizando o sistema CL 8200 MK5-2 acoplado a um microscópio óptico LEICA, modelo DM 4500 P LED. Os parâmetros operacionais foram calibrados com corrente elétrica entre 10 e 15 kV e voltagem de aceleração variando de 266 a 448 A, sob tempo de exposição de 15,2 segundos.

Utilizaram-se as mesmas seções delgadas polidas da etapa petrográfica (seções polidas), para mapear o zoneamento composicional e as sucessivas gerações de cimentação e substituição mineral. Esta técnica foi importante para identificar assinaturas de luminescência diagnósticas de eventos hidrotermais e metamórficos, indistinguíveis sob luz polarizada convencional.

2.5 DIFRATOMETRIA DE RAIOS-X (DRX)

Realizaram-se análises de difração de raios-X em rocha total das 29 amostras selecionadas para determinação qualitativa das fases mineralógicas das rochas carbonáticas estudadas. As análises foram conduzidas no Laboratório de Caracterização Mineral (LCM-UFGA) pelo método do pó (pulverização das amostras selecionadas), utilizando-se aproximadamente 1,0 g de material pulverizado, seco e prensado em suporte *back-load* para reduzir efeitos de orientação preferencial.

O equipamento utilizado foi um difratômetro *PANalytical Empyrean*, equipado com tubo de raio X cerâmicos de ânodo de Co ($K\alpha_1 = 1,789010 \text{ \AA}$), foco fino longo, filtro $K\beta$ de Fe, detector PIXCEL3D-Medpix3 1x1, no modo *scanning*, operado a 40 kV e 35 mA. Os parâmetros de aquisição incluíram varredura 4° a $100^\circ 2\theta$, passo de $0,026^\circ$ em 2θ e tempo de integração de 31 s por passo, com fenda divergente de $1/4^\circ$ e anti-espalhamento: $1/2^\circ$, máscara: 10 mm. O processamento e a interpretação dos difratogramas foram realizados no *software X'Pert HighScore*, realizando confronto sistemático dos resultados com o banco de dados do ICDD-PDF (*International Centre for Diffraction Data - Powder Diffraction File*).

3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Esta seção estabelece os fundamentos teóricos sobre dolomitização, neomorfismo, hidrotermalismo e metamorfismo em sucessões carbonáticas. O objetivo é estabelecer os parâmetros texturais e mineralógicos necessários para distinguir os processos sedimentares primários de alterações térmicas e fluidas subsequentes, dando suporte conceitual para a interpretação petrogenética das unidades na Faixa Paraguai Sul.

3.1 DOLOMITIZAÇÃO

A dolomitização representa um dos processos diagenéticos mais complexos e significativos na evolução de rochas carbonáticas, consistindo na substituição parcial ou total da calcita (CaCO_3) pela dolomita ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) (Figura 5). Este fenômeno resulta da interação fluido-rocha e manifesta-se em diferentes contextos, desde ambientes deposicionais penecontemporâneos até regimes de soterramento profundo e sistemas hidrotermais de alta energia. A eficiência deste processo é controlada por uma combinação de fatores termodinâmicos e cinéticos, incluindo a estequiometria e saturação dos fluidos, razão Mg/Ca, temperatura, permeabilidade efetiva da rocha hospedeira e, controle estrutural, que atua como o principal conduto de fluxo de fluidos em sistemas hidrotermais (Warren 2000, Machel 2004).

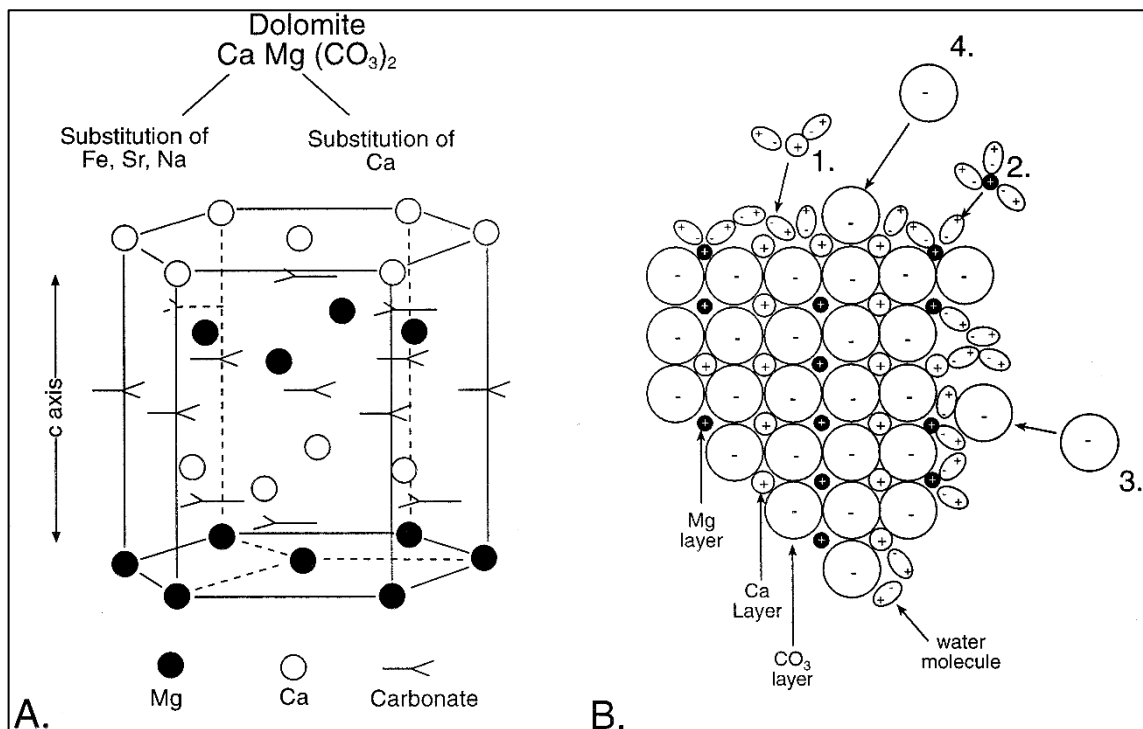


Figura 5 - Estrutura cristalina da dolomita. A). Estrutura ideal da dolomita estequiométrica constituída por camadas de carbonato separadas por camadas alternadas de íons cálcio e magnésio. B) Esquema da estrutura de rede não ideal mostrando como as moléculas de água estão preferencialmente ligadas a cátions na superfície do cristalito em crescimento. Como os íons Ca não são tão fortemente hidratados quanto os íons Mg, eles tendem a ser incorporados na camada de magnésio, criando uma dolomita cálcica típica. Os íons carbonato não são hidratados,

mas devem ter energia suficiente para deslocar as moléculas de água adjacentes à camada de cátions. Extraído de Warren (2000).

A gênese da dolomita é caracterizada com base em três principais categorias genéticas para a precipitação: **(i)** precipitação primária associada à atividade de comunidades microbianas, mediada por processos de organomineralização (Dupraz *et al.* 2009); **(ii)** dolomitização diagenética precoce, resultante da precipitação pouco tempo após a deposição, a partir de fluidos superficiais supersaturados (Warren 2000); e **(iii)** dolomitização diagenética tardia, caracterizada pela substituição mineral decorrente da interação com fluidos durante estágios mais avançados de soterramento, podendo estar relacionada à circulação de fluidos hidrotermais ou de salmouras geradas pela dissolução de evaporitos em subsuperfície (Kaldi & Gidman 1982, Spencer 1987, Machel & Lonnee 2002, Davies & Smith 2006).

A classificação proposta por Sibley & Gregg (1987) (Figura 6) distingue as texturas de rochas dolomíticas com base na distribuição do tamanho dos cristais (unimodal ou polimodal) e na forma das bordas dos cristais (planar ou não planar), relacionadas à cinética de nucleação e crescimento de cristais. A nucleação heterogênea, predominante durante a diagênese, é influenciada pelo grau de supersaturação e pela disponibilidade de sítios ativos no substrato; a morfologia cristalina depende da temperatura e supersaturação, produzindo bordas planas em crescimento facetado e bordas não planas em crescimento não facetado.

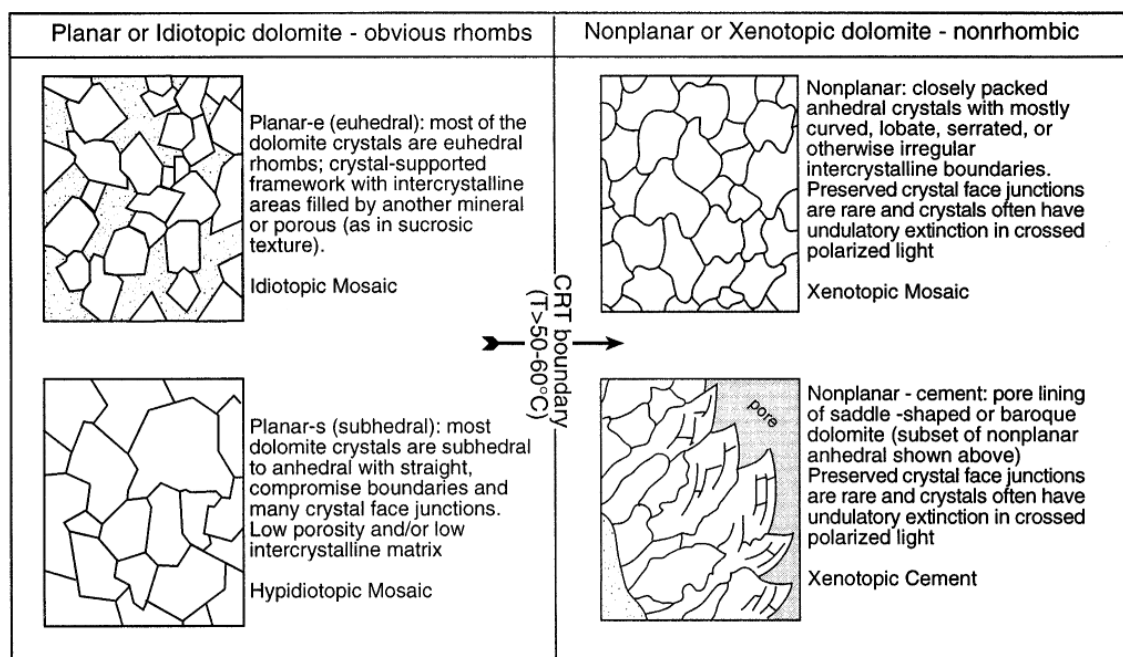


Figura 6 - Texturas de dolomita comum, enfatizando o efeito da temperatura no estilo de desenvolvimento da dolomita (Gregg & Sibley 1984, Sibley & Gregg 1987). Extraído de Warren (2000).

A classificação hierárquica começa pela distinção entre distribuição de tamanho cristalino unimodal ou polimodal e, em seguida, pela forma das bordas cristalinas: planar (euédrica a subédrica) ou não planar (anédrica). Podem ser descritos adicionalmente allochemas (componentes reconhecíveis), matriz e preenchimento de vazios, considerando se estão substituídos mimicamente, não mimicamente, parcialmente substituídos, dissolvidos ou intactos.

3.2 HIDROTHERMALISMO EM CARBONATOS

O termo “hidrotermal” foi definido por White (1957) como qualquer água que seja apreciavelmente mais quente ($\approx 5^\circ\text{C}$ ou mais) do que o ambiente circundante. Em rochas carbonáticas, o hidrotermalismo constitui um conjunto de processos físico-químicos que envolvem a circulação de fluidos aquosos aquecidos em contextos de anomalias geotérmicas e/ou condução estrutural, promovendo alterações significativas na química, mineralogia e textura dos carbonatos. Diferentemente da diagênese clássica de carbonatos em ambientes de soterramento, o hidrotermalismo é caracterizado pela atuação de fluidos de moderada-alta temperatura, que podem gerar fenótipos como dolomitização hidrotermal (HTD), recristalização penetrativa e cimentação associada a brechas e fraturas (Neilson & Oxtoby 2008). A alteração hidrotermal em sucessões carbonáticas encontra-se, em geral, vinculada a sistemas estruturais controlados por falhas e fraturas. Sua evolução diagenética compreende processos como dolomitização, silicificação e dissolução, frequentemente desenvolvidos em profundidades rasas e condicionados por lineamentos estruturais que atuam como vias preferenciais para a circulação de fluidos (Machel & Lonnee 2002, Davies & Smith 2006, Fontana *et al.* 2010).

Em termos petrográficos, os produtos de hidrotermalismo incluem dolomita em sela (*saddle dolomite*), brechas hidrotermais cimentadas por carbonatos e silicatos, e texturas recristalizadas que obliteram feições sedimentares originais. Estes traços texturais resultam de reações químicas entre o fluido hidrotermal e a rocha hospedeira, favorecendo a substituição de calcita por dolomita em condições de temperatura significativamente superiores às observadas na diagênese normal (geralmente $>150\text{--}200^\circ\text{C}$), e o zoneamento de cimentos carbonáticos em fraturas e poros (Zhou *et al.* 2025).

3.3 NEOMORFISMO EM CARBONATOS

Folk (1965) formalizou o termo neomorfismo para descrever processos de inversão (ex.: aragonita para calcita) e recristalização agradacional ou degradacional que afetam carbonatos

durante a diagênese. Em ambientes marinhos rasos e em estágios iniciais de soterramento, a instabilidade termodinâmica da aragonita e da calcita de alto teor de magnésio favorece sua transformação em calcita de baixo Mg, promovendo reorganização textural e crescimento cristalino progressivo (Tucker & Wright 1990). Petrográfica e texturalmente, o neomorfismo manifesta-se pela conversão de micrita em microsparita ou esparita fina, preservando parcial ou totalmente as feições deposicionais originais, como laminações, estruturas microbianas e bioclastos. Diferentemente de processos hidrotermais e metamórficos, não há desenvolvimento de texturas granoblásticas típicas nem neoformação de minerais metamórficos, sendo comum a manutenção da arquitetura sedimentar primária, ainda que com modificação do tamanho e da forma dos cristais (Longman 1980, Machel 2004).

3.4 ANQUIMETAMORFISMO EM CARBONATOS

O termo anquimetamorfismo foi originalmente aplicado a rochas pelíticas submetidas a temperaturas intermediárias entre soterramento diagenético e metamorfismo regional, sendo posteriormente estendido a sucessões carbonáticas que registram recristalização progressiva sob condições térmicas estimadas entre aproximadamente 200 e 300 °C (Kübler 1967). Os carbonatos modificados por anquimetamorfismo representam um estágio transicional entre a diagênese profunda e o metamorfismo de muito baixo grau, caracterizado por reorganização mineralógica e textural mais intensa que o neomorfismo. Em rochas carbonáticas, esse processo manifesta-se por aumento significativo do tamanho do cristal, desenvolvimento de mosaicos mais equigranulares, redução de feições sedimentares primárias e, ocasionalmente, incipiente orientação mineral associada a esforços tectônicos suaves. Diferentemente do metamorfismo regional, entretanto, as texturas granoblásticas bem desenvolvidas, as junções tríplexes estáveis a ~120° e a neoformação abundante de silicatos cálcio-magnesianos, em geral, não se encontram plenamente estabelecidas (Frey & Robinson 1999).

3.5 METAMORFISMO EM CARBONATOS

A alteração de carbonatos por metamorfismo manifesta-se pela reorganização mineralógica e textural sob condições de temperatura e pressão superiores às típicas da diagênese e do anquimetamorfismo, geralmente associadas a contextos de metamorfismo regional ou de contato. Nesses sistemas, a calcita e/ou dolomita sofrem recristalização em estado sólido, formando mosaicos granoblásticos com cristais intertravados e junções tríplexes próximas a 120° (Bucher & Frey 2002). Em carbonatos relativamente puros, o produto típico é o mármore, no qual as feições sedimentares primárias são quase ou totalmente obliteradas. Já em carbonatos impuros, reações metamórficas envolvendo sílica, alumínio e ferro podem gerar

novas paragêneses, como diopsídio, tremolita, forsterita, talco ou granada cálcica, dependendo do grau metamórfico e da composição química original (Winter 2010). O desenvolvimento de foliação pode ocorrer quando há impurezas argilosas ou quando o metamorfismo está associado a deformação tectônica penetrativa, distinguindo-se claramente de processos diagenéticos avançados.

4 CONTEXTO GEOLÓGICO

4.1 CONTEXTO GEOTECTÔNICO

A região estudada está inserida na parte sudoeste da Província Tocantins, nas margens dos crátons Amazônico, Rio Apa e Paranapanema (Almeida *et al.* 1977, Almeida 1984, Frugis *et al.* 2024). Segundo Pimentel *et al.* (2000), a província compreende três principais cinturões de dobramentos supracrustais: a Faixa Brasília, ao longo da margem oeste do Cráton São Francisco, e as faixas Araguaia e Paraguai, ao longo da margem leste e sul do Cráton Amazônico, respectivamente (Figura 7).

A Faixa Paraguai (Almeida 1965) é uma estrutura caracterizada por cavalgamentos e dobramentos (Alvarenga & Trompette 1992, Boggiani *et al.* 1993). Este cinturão se estende por aproximadamente 1.000 km com orientação N-S e é limitado ao norte pelo Cráton Amazônico, ao sul pelo Bloco do Rio Apa, a leste pela Bacia do Pantanal e a oeste pelo aulacógeno Chiquitos-Tucavaca, na Bolívia (Ramos *et al.* 2022). A Faixa Paraguai representa um extenso orógeno Neoproterozoico formado pela tectônica Brasiliana/Pan-Africana entre 500-480 Ma, (Almeida 1984, Trompette 2000), desenvolvida como resultado da colisão de blocos continentais: a oeste a Amazônia, a leste São Francisco-Congo e ao sul Rio de La Plata ou Paranapanema, este último coberto por rochas Fanerozóicas da Bacia do Paraná (Almeida 1984, Trompette *et al.* 1998, Alkmin *et al.* 2001, Brito Neves & Fuck 2013, Cawood *et al.* 2021) (Figura 7). A faixa compreende um ramo meridional e outro setentrional, cuja principal similaridade litológica é a presença de diamictitos glaciais da Formação Puga na base de uma sucessão sedimentar (Alvarenga & Trompette 1992). Além disso, existem depósitos carbonáticos na Faixa Paraguai Norte (Grupo Araras) e Sul (Grupo Corumbá) com características litológicas e bioestratigráficas diferentes (Boggiani *et al.* 2010).

Ao sul do Cráton Amazônico, no Maciço do Urucum e na Serra da Bodoquena, está localizada a Bacia de Corumbá, limitada a leste pelo bloco Rio Apa (Boggiani *et al.* 2010, Oliveira *et al.* 2019). A região de Corumbá encontra-se na junção tectônica tríplice (antiga bacia de *rift* R-R-R), devido ao encontro dos cinturões Paraguai Norte com orientação NNE, em direção à cidade de Cuiabá; Paraguai Sul com orientação SSE, em direção à cidade de Bonito, seguindo ao longo da margem oriental do bloco do Rio Apa; e o aulacógeno Chiquitos-Tucavaca com orientação WNW, se estende WNW de Puerto Suarez, entrando no território boliviano (Jones 1985, Walde 1987, Ruiz 2005, Cordani *et al.* 2010). Nesse sentido, devido à extensão tectônica extensional do Ediacarano na Faixa Paraguai Sul, originou-se o Graben de Corumbá (Trompette *et al.* 1998). Diversos autores dividem o Grupo Corumbá da base ao topo nas

formações Cadieus (arenitos, conglomerados e folhelhos), Cerradinho (*grainstones*, folhelhos e arenitos), Bocaina (dolomitos, margas fosfatadas e estromatólitos), Tamengo (folhelhos, brechas intraformacionais, calcários e arenitos) e Guaicurus (siltitos); correspondendo a uma sucessão de rochas carbonáticas e siliciclásticas (Almeida 1965, Alvarenga & Trompette 1993, Boggiani 1997, Gaucher *et al.* 2003, Walde *et al.* 2015).

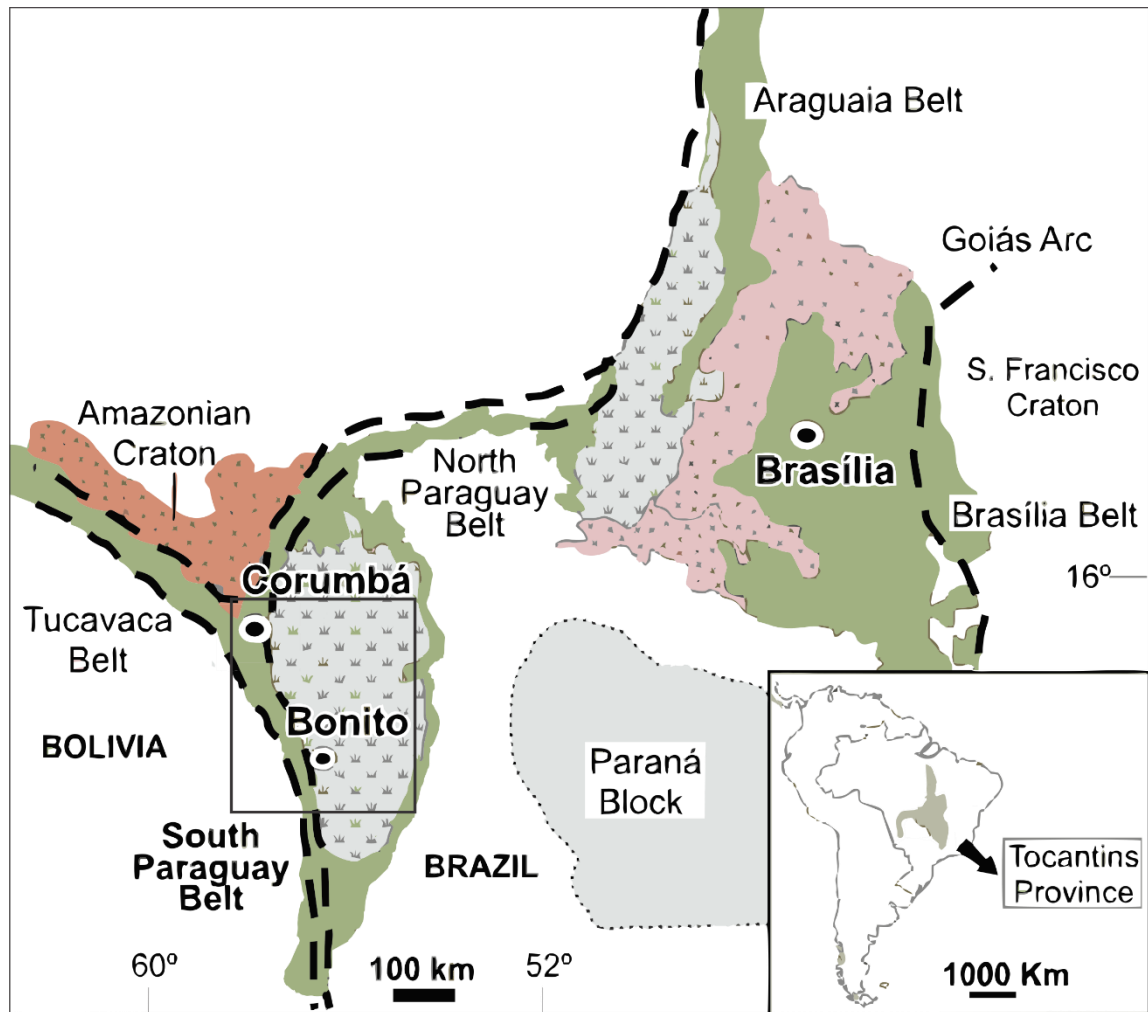


Figura 7 - Arcabouço geotectônico da Província de Tocantins, o retângulo preto indica o segmento sul da Faixa Paraguai. Fonte: Modificado de Oliveira *et al.* (2019).

As unidades litológicas do Grupo Corumbá sofreram deformação e metamorfismo entre o final do Ediacarano e o início do Ordoviciano (540 - 459 Ma), associados à Orogenia Paraguai-Araguaia, que representa a etapa terminal da tectônica Brasileira-Pan-Africana (Almeida 1984, Basei & Brito Neves 1992, Alvarenga & Trompette 1993). A intrusão de granitos pós-tectônicos, como o Granito São Vicente, datado em 518 ± 4 Ma (zircão U/Pb, McGee *et al.* 2012), estabelece a idade mínima das sucessões sedimentares da faixa. De acordo com Trompette *et al.* (1998) episódios de reativação tectônica ao longo do Paleozoico e Mesozoico, seguidos por uma tectônica de inversão de graben, culminaram na configuração da

atual topografia pantaneira, estimada em cerca de 3 Ma, encerrando a evolução tectônica da área estudada (Figura 1B).

A evolução da nomenclatura estratigráfica neoproterozóica da Faixa Paraguai Sul teve início na metade do século XX, período em que o território unificado do estado do Mato Grosso era estudado a partir de dois domínios geológicos: a Província Serrana, situada ao norte; e a área de Corumbá e da Serra da Bodoquena, ao sul e objeto de pesquisa deste trabalho. As rochas carbonáticas aqui analisadas, atribuídas ao Grupo Corumbá, foram incluídas nas diversas propostas estratigráficas para a região, a qual apesar de muitos estudos publicados (Figura 8), ainda não possuem uma formalização adequada e consensual dos termos litoestratigráficos e da distribuição espacial das unidades carbonáticas, tanto sedimentares como metamórficas/hidrotermais, sendo estas últimas inseridas pela primeira vez no Grupo Cuiabá.

4.2 PROPOSTAS ESTRATIGRÁFICAS PRÉVIAS

Esta seção tem como objetivo apresentar as diferentes cartas estratigráficas previamente propostas para as regiões de Corumbá-Morro do Puga e Serra da Bodoquena (Figura 8), destacando as principais inconsistências na classificação das rochas carbonáticas, a fim de contextualizar a disposição espacial destas unidades.

Os primeiros registros sobre as rochas carbonáticas da região de Corumbá remontam ao trabalho de Castelnau (1857), em Boggiani (1997). Posteriormente, Evans (1894) atribuiu a essas ocorrências a denominação genérica de Corumbá *Limestone*. O termo Grupo Corumbá foi formalmente usado por Almeida (1965) para designar uma sucessão com espessura de até 700 m, aflorante na Serra da Bodoquena e na região de Corumbá (MS). Esse autor propôs a subdivisão do grupo, da base para o topo, nas formações Cerradinho, constituída por quartzarenitos, arcóseos e folhelhos; Bocaina, composta por calcários e dolomitos; Tamengo, caracterizada por calcários que gradam para folhelhos e margas, e Guaicurus, constituída predominantemente por folhelhos. Segundo Maciel (1959), tais unidades recobrem discordantemente os diamictitos da Formação Puga. Almeida (1965) reuniu as exposições carbonáticas de Corumbá e da Serra da Bodoquena num único grupo denominado Corumbá, subdividido da base para o topo nas formações Cerradinho, Bocaina, Tamengo e Guaicurus. A Formação Cerradinho foi descrita como arenitos e folhelhos que gradam para calcários e dolomitos da Formação Bocaina, os quais se encontram sob a Formação Tamengo, que apresenta uma alternância de folhelhos e calcários que transicionam para espessos pacotes de folhelhos da Formação Guaicurus. Em mapeamento regional na escala 1:250.000, abrangendo o sudoeste do Mato Grosso do Sul, Corrêa *et al.* (1979) propuseram a inclusão da Formação

Puga no Grupo Corumbá e a exclusão das formações Tamengo e Guaicurus, interpretando-as como pertencentes ao Grupo Cuiabá, considerado mais antigo. Contudo, Del’Arco (1981) evidenciou a transição gradacional entre os folhelhos associados aos dolomitos da Formação Bocaina e os calcários pretos basais da Formação Tamengo, refutando a compartimentação sugerida por Corrêa *et al.* (1979).

Posteriormente, Boggiani (1997) redefiniu o Grupo Corumbá em consonância com a proposta original de Almeida (1965), incorporando ainda a Formação Cadieus e estabelecendo, da base para o topo, a seguinte organização: Cadieus, Cerradinho, Bocaina, Tamengo e Guaicurus. Gaucher *et al.* (2003) reinterpretaram essa sucessão como um empilhamento transgressivo-regressivo, atribuindo o pacote fosfático à superfície de inundação máxima. Para Parry *et al.* (2017), o Grupo Corumbá contém rochas carbonáticas com icnofósseis do Ediacarano. A Formação Bocaina (*dolostones* e fosforitos estromatolíticos) e a Formação Tamengo (margas e calcários escuros ricos em matéria orgânica). Esta última formação contém os espécimes mais antigos de icnofósseis, datados entre 555 e 542 Ma, situando-os no Ediacarano tardio. Segundo Nogueira *et al.* (2022), o Grupo Corumbá depositou-se na Bacia de Corumbá, que era um local de deposição de carbonatos induzida por micróbios e estava conectada a uma plataforma marinha rasa e a um ambiente *offshore*. Essa bacia experimentou a proliferação de metazoários que abrangem o limite Ediacarano-Cambriano. Morais *et al.* (2024) propõem que a Formação Bocaina ocorre no distrito de Urucum e na Serra da Bodoquena, sendo parte do Grupo Corumbá e é composta por sucessões carbonáticas dolomíticas com estromatólitos e importantes depósitos fosfáticos. Datações U–Pb indicam idade em torno de 555 Ma para a Formação Bocaina, enquanto a Formação Tamengo, que a recobre, apresenta idades próximas de 542 Ma e fósseis típicos do Ediacarano tardio (*Cloudina* e *Corumbella*). Por fim, Fernandes *et al.* (2025) sugerem que o Limite Bocaina-Tamengo (Grupo Corumbá) está marcado por um limite de sequência que se formou durante uma importante regressão, potencialmente glacio-eustática. Estes mesmos autores interpretaram uma mudança morfológica na plataforma carbonática: de uma plataforma de borda/plataforma aberta (Bocaina) para uma rampa com inclinação distal (Tamengo) após essa regressão.

Na maioria das propostas estratigráficas o Grupo Jacadigo formulado em 2003 (Figura 8) que inclui as formações ferríferas e depósitos glaciais, respectivamente as formações Urucum e Santa Cruz, foi retomado nas propostas mais recentes (Figura 8) e por fim posicionado lateralmente com a Formação Puga que incluiria também depósitos glaciais. O nome “Puga” foi extrapolado para os depósitos glaciais da Faixa Paraguai Norte onde foi considerada como

de idade Marinoana (635 Ma). Esta mesma unidade não foi incluída nas propostas de Boggiani (1997), Gaucher *et al.* (2003), Parry *et al.* (2017) e Nogueira *et al.* (2022) que adotaram os depósitos siliciclásticos da Formação Cadieus e Cerradinho (Figura 8). Neste contexto, os depósitos glaciais marinoanos foram eliminados da Faixa Paraguai Sul. O retorno desta unidade nas propostas mais recentes foi acompanhado dos registros de capas carbonáticas marinoanas definidas principalmente por isótopos de C e razões de Sr (Figura 8). Estas unidades carbonáticas não tiveram uma definição com base em estruturas típicas e idades compatíveis com o Marinoano e devido, essa indefinição, não serão abordadas neste trabalho.

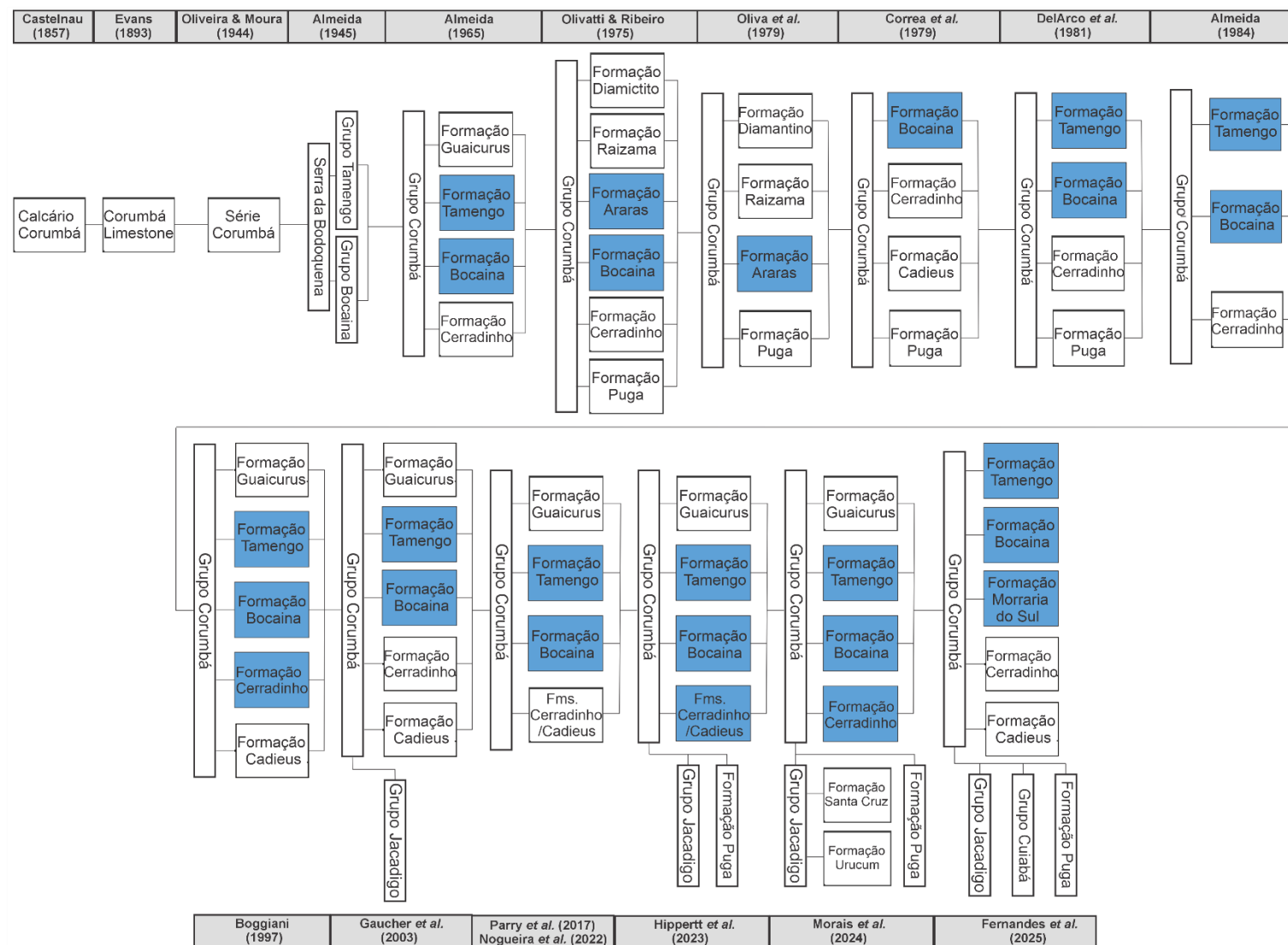


Figura 8 - Fluxograma das principais propostas estratigráficas para a Faixa Paraguai Sul. Cada carta tem seu autor correspondente nos quadros em cinza. As propostas para as rochas carbonáticas estão destacadas em azul.

5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

5.1 ROCHAS CARBONÁTICAS

5.1.1 Aspectos Gerais

Dois grupos de rochas carbonáticas foram identificados: **(i)** Grupo 1: composto por rochas com feições tectônicas, foliadas e com conteúdo de sedimentos terrígenos; e **(ii)** Grupo 2: composto por carbonatos com texturas primárias e, algumas vezes,ossilíferos.

Tanto nas rochas carbonáticas do Grupo 1 quanto no Grupo 2, inseridas no contexto da Faixa Paraguai Sul, foi observado o desenvolvimento de um sistema cárstico. Estas rochas apresentam uma elevada suscetibilidade a processos de dissolução química devido a sua composição predominantemente calcítica e/ou dolomítica. Esses carbonatos possuem alta solubilidade em águas meteóricas levemente ácidas, o que condiciona intensa modificação pós-deposicional tanto em superfície quanto em subsuperfície (Tucker & Wright 1990, Ford & Williams 2007).

As rochas carbonáticas expostas nas regiões de Corumbá e Serra da Bodoquena-Baía das Garças desenvolvem um amplo sistema cárstico formando planícies com morros residuais (Figura 13B). Esse relevo é marcado por feições típicas, como dolinas, cavernas com estalactites e estalagmites (Figura 9B, C), muitas cobertas por laminações crenuladas microbianas e porções bem alteradas supergenicamente formando solos residuais do tipo *terra rossa* (Esteban & Klappa 1983). As dolinas (Figura 9D, E, F) ocorrem tanto em calcários quanto em dolomitos, formando estruturas circulares a elipsoidais que podem atingir até dezenas de metros em diâmetro (Figura 9), sendo formadas por processos de dissolução progressiva do substrato carbonático ou por colapso de cavidades subterrâneas (Karmann 1994, Ford & Williams 2007). As cavernas (Figura 9A) representam outro elemento fundamental do sistema cárstico, e estão associadas à circulação de águas subterrâneas ao longo de fraturas e planos de acamamento. Na Serra da Bodoquena, já foram registrados diferentes padrões de cavernas, incluindo cavernas em rede anastomosada, cavernas meandantes associadas a sumidouros e grandes salões de abatimento relacionados ao colapso estrutural (Sallun Filho 2005). Além disso, foi identificado o solo *terra rossa* (Figura 9B, Figura 15A), resultante do intemperismo químico prolongado das rochas carbonáticas e da concentração de materiais insolúveis, como óxidos de ferro e argilominerais (Oliveira *et al.* 2008). No campo, esses solos apresentam uma coloração avermelhada característica e ocorrem frequentemente preenchendo dolinas e depressões cársticas, constituindo importantes registros da evolução subaérea do sistema.



Figura 9 - Feições do sistema cárstico. A) Caverna na área da Serra da Bodoquena. B-C) Detalhe de estalactites. (D-E) Distribuição de dolinas na área da Serra da Bodoquena. F) Linhas de dissolução.

5.1.1.1 Grupo 1

Neste grupo encontram-se as rochas carbonáticas expostas principalmente na subárea da Serra da Bodoquena-Bonito (Figura 1B), estas unidades estão inseridas dentro da faixa de dobramento do Grupo Cuiabá. Os afloramentos ocorrem numa zona estruturalmente controlada por deformação principalmente por dobras, falhas inversas, fraturas e foliação cataclástica. A

orientação predominante da deformação é N-S com clivagem de fratura E-W, associados a fraturas subverticais ao longo da Serra da Bodoquena, interpretadas como condutos preferenciais para circulação de fluidos hidrotermais.

Em escala de afloramento, as rochas do Grupo Cuiabá apresentam metamorfismo de baixo grau, com desenvolvimento de foliação filítica bem-marcada e intercalações centimétricas a decimétricas de rocha carbonática, observadas como níveis mais claros ou lentes alongadas paralelas à estrutura principal (Figura 10). Os corpos carbonáticos apresentam uma geometria tabular a lenticular com suave ondulação, localizados entre pacotes de rocha metamórfica de baixo grau (Figura 10A, B).

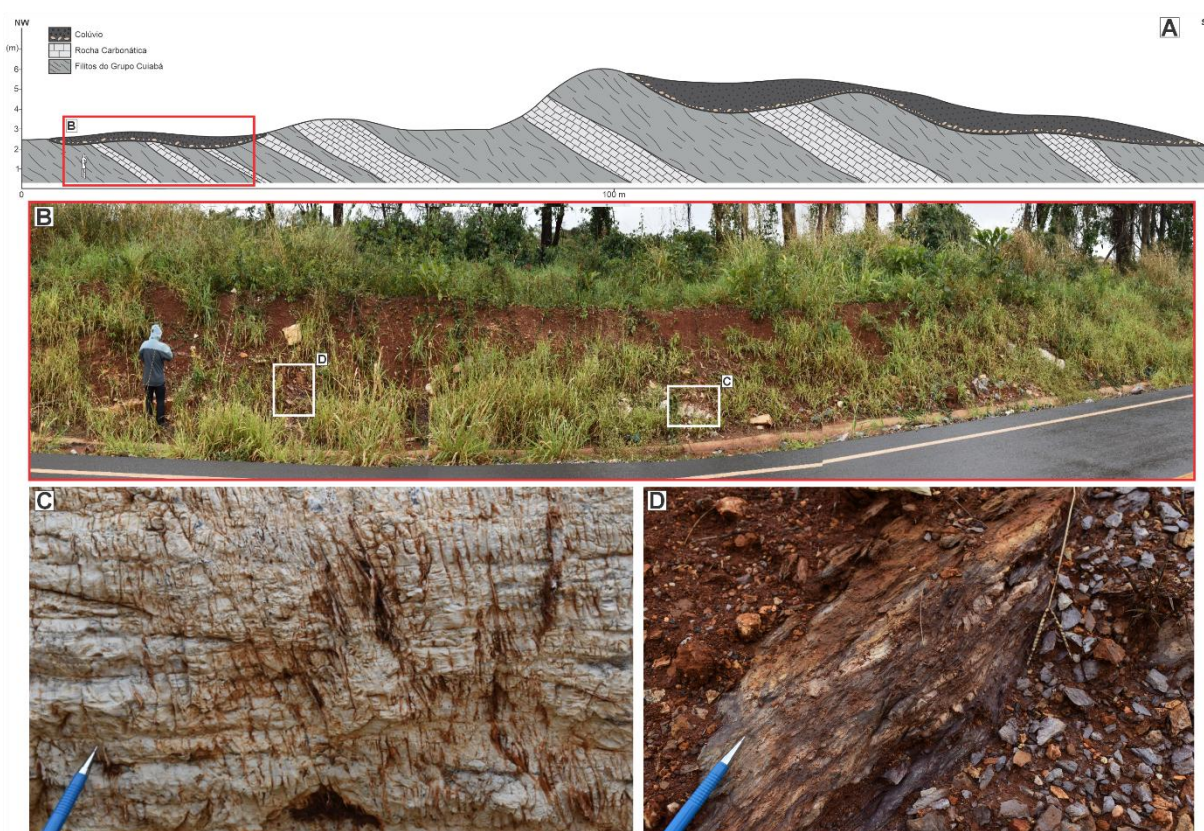


Figura 10 - Características das rochas carbonáticas do Grupo 1. A) Desenho esquemático da secção na Baía das Garças. B) Detalhe na secção da Baía das Garças onde afloram as rochas carbonáticas junto com as rochas metamórficas de baixo grau. C) Detalhe do metacarbonato com clivagem de fratura. D) Detalhe de filito do Grupo Cuiabá.

Frequentemente foi observado a ocorrência de filitos junto com os carbonatos, com predominância de minerais como muscovita, quartzo e feldspatos. Macroscopicamente os filitos apresentam textura fina e aspecto foliado, com brilho acetinado característico devido à abundância de minerais micáceos. Em superfícies alteradas, exibem tons amarelados, avermelhados e esverdeados (Figura 11). Localmente foram observadas estruturas de

crenulação que indicam eventos deformacionais subsequentes que modificaram a foliação pré-existente (Figura 11C).

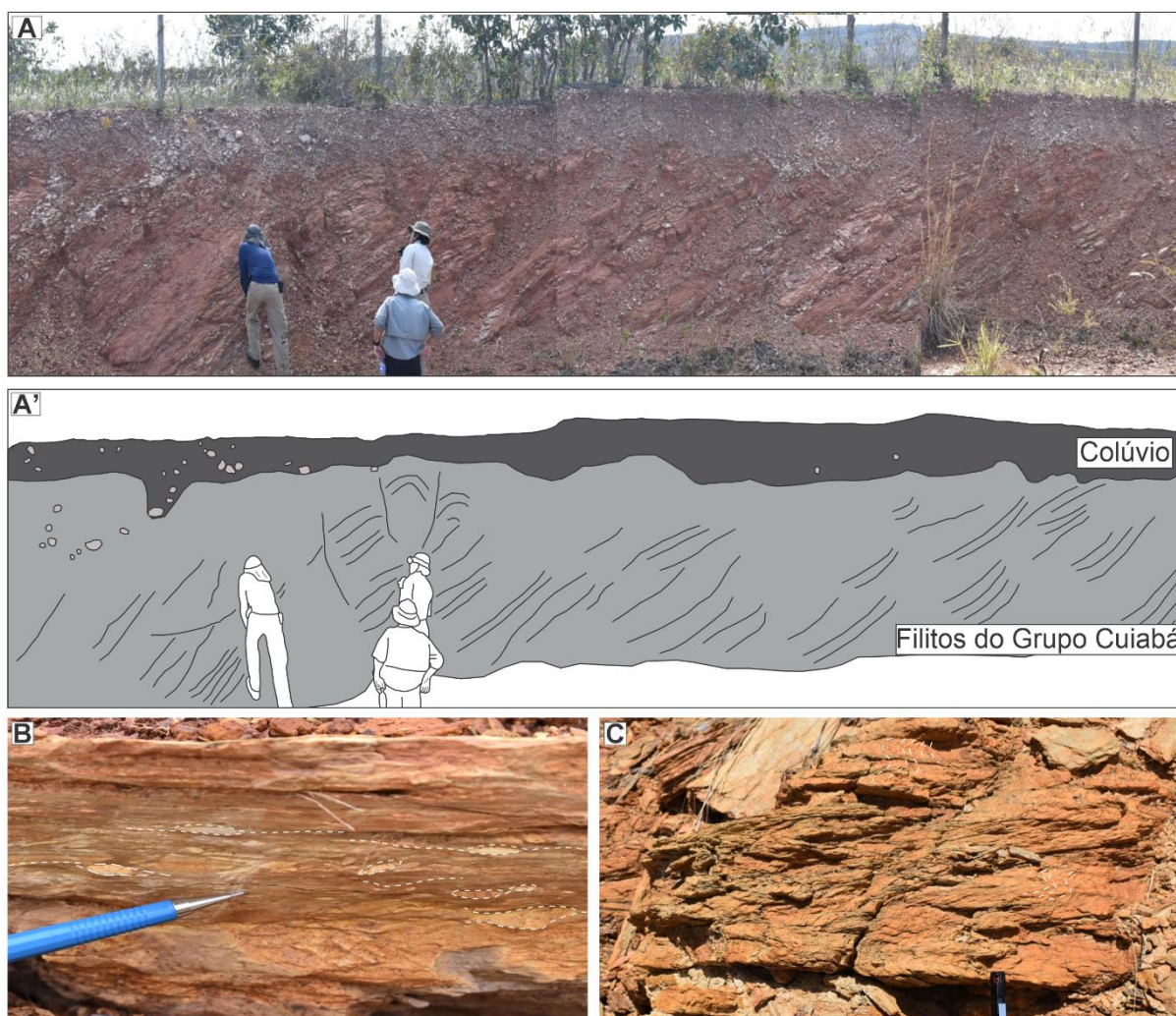


Figura 11 - Características das rochas metamórficas de baixo grau nas quais estão inseridas as rochas carbonáticas do Grupo 1. A) Afloramento da morfologia dos filitos do Grupo Cuiabá. B) Filito com porfiroblastos. C) Crenulação observada nos filitos.

Macroscopicamente, as rochas carbonáticas exibem coloração cinza claro até escuro, com variações pontuais para tons creme a brancos e superfície amarelada associada ao intemperismo, a textura predominante é maciça de grão fino. É comum observar em alguns afloramentos, como as rochas carbonáticas exibem veios centimétricos de calcita, dolomita e quartzo preenchendo fraturas e descontinuidades, cortando a foliação em diferentes orientações (Figura 12A, C). Além disso, foi possível identificar o desenvolvimento de foliação, definida pela orientação preferencial dos cristais alongados de carbonato, quartzo e micas (Figura 12B).

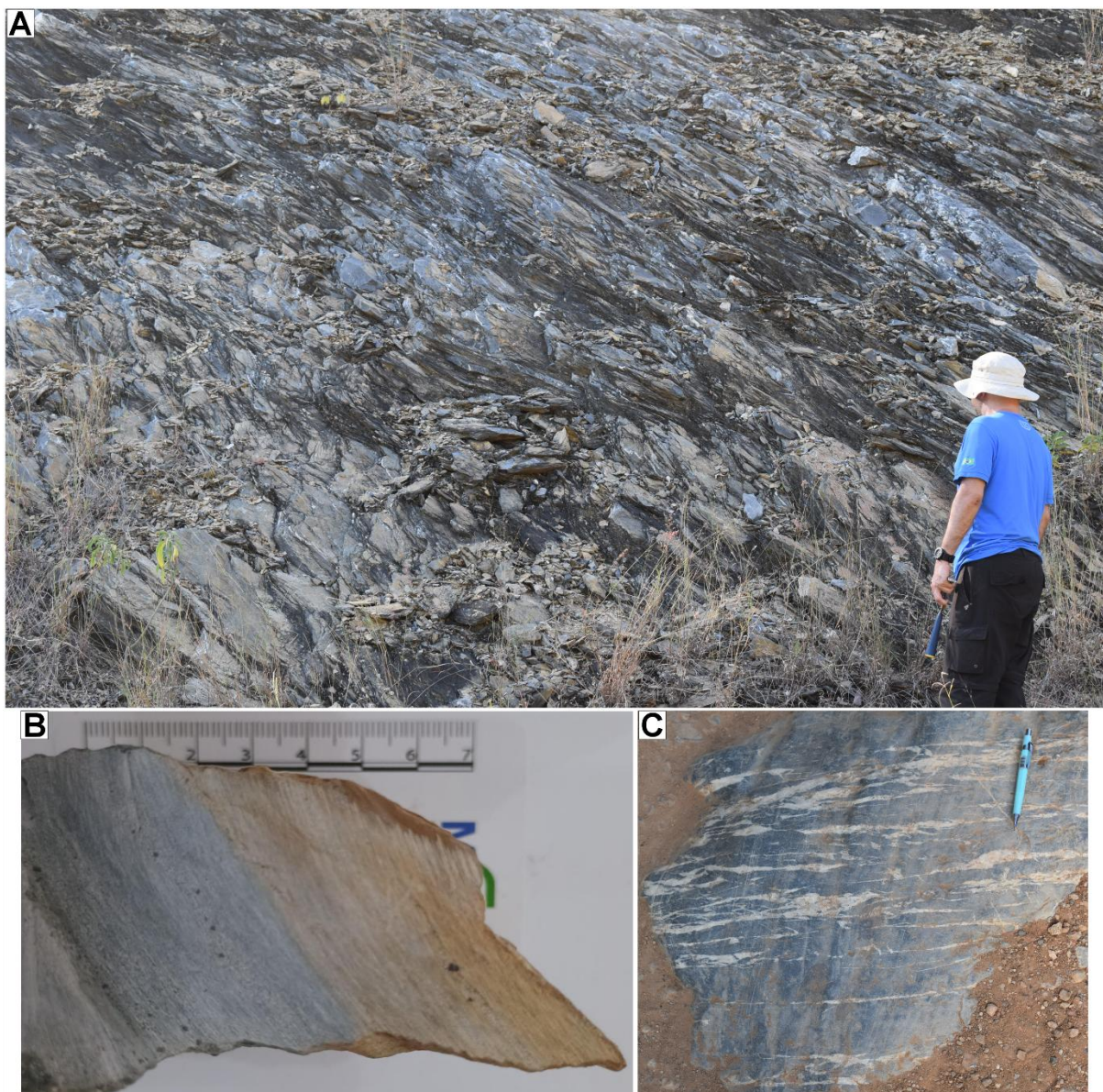


Figura 12 - Características das rochas carbonáticas do Grupo 1. A) Metacarbonato do Grupo Cuiabá previamente mapeado como rocha carbonática da Formação Bocaina. B) Metacarbonato com foliação em contato com rocha metamórfica de baixo grau. C) Calcário com desenvolvimento de trama cataclástica com preenchimento de calcita.

A integração das observações de campo sugere que as rochas carbonáticas do Grupo 1 foram submetidas a circulação de fluidos hidrotermais ao longo de descontinuidades estruturais, promovendo fraturamento e precipitação de carbonato em veios e cavidades.

5.1.1.2 Grupo 2

As rochas carbonáticas deste conjunto estão expostas tanto na subárea da Serra da Bodoquena-Bonito quanto na subárea de Corumbá (Figura 1B), estas unidades estão localizadas dentro da Faixa Paraguai Sul, e diferem do Grupo 1 por serem de idade mais recente. Desta agrupação fazem parte as formações Bocaina e Tamengo pertencentes ao Grupo Corumbá (Boggiani 1997) de idade Ediacarana (Babinski *et al.* 2008, Parry *et al.* 2017). Estas formações

estão compostas por rochas carbonáticas e siliciclásticas que preservam texturas primárias como a micrita, mas também contém fósseis. Estas rochas apresentam-se em camadas predominantemente tabulares, exibindo contatos majoritariamente transicionais e, localmente, superfícies levemente erosivas. As atitudes estruturais variam de sub-horizontais a subverticais devido à cinemática causada pelas dobras de arrasto principalmente na área de Corumbá. O modo de ocorrência do Grupo 2 é em pedreiras e cortes da estrada. Os afloramentos variam desde poucos metros até uns 40 metros aproximadamente (Figura 14), e localizam-se na região de Baía das Garças, na borda oeste do Rio Paraguai em Porto Morrinhos e na Mina Corcal e Eco Parque Cacimba em Corumbá.

O relevo das formações Bocaina e Tamengo (Figura 13), pertencentes ao Grupo Corumbá resulta da interação entre litologia carbonática, estrutura tectônica associada à Orogênese Brasileira Pan-Africana e processos erosivos e cársticos que atuaram ao longo do tempo geológico (Almeida 1965, Boggiani 1997, Campanha *et al.* 2011). Na Serra da Bodoquena, o relevo é caracterizado por um extenso planalto carbonático esculpido principalmente nas rochas do Grupo Corumbá, incluindo as formações Bocaina e Tamengo (Boggiani & Alvarenga 2004, Sallun Filho 2005). Em contraste na região de Corumbá, o relevo tende a ser mais suavizado, com exposições controladas por estruturas tectônicas e variações litológicas dentro da sucessão sedimentar (Boggiani *et al.* 2010).

Ambas as unidades participam da construção do relevo elevado da Faixa Paraguai Sul e apresentam forte controle estrutural, com desenvolvimento de cristas alongadas, escarpas e vales estruturais associados a sistemas de dobras e falhas de empurrão (Campanha *et al.* 2011). Além disso, estas formações apresentam suscetibilidade à dissolução química, favorecendo o desenvolvimento de feições cársticas (Figura 15A). Esse comportamento está relacionado à presença de rochas carbonáticas em ambas as unidades, que promovem infiltração e drenagem subterrânea, resultando em baixa densidade de drenagem superficial (Sallun Filho 2005, Ford & Williams 2007).



Figura 13 - Morfologia do relevo das rochas carbonáticas do Grupo 2. A) Crista da Formação Tamengo na região de Porto Morrinhos. B) Crista da Formação Bocaina na região de Baía das Garças.

Apesar das semelhanças, cada formação apresenta um relevo característico devido à composição litológica e ao grau de heterogeneidade das unidades. A Formação Bocaina pela sua composição predominantemente de carbonatos (dolomitos e calcários) relativamente mais homogêneos, favorece o desenvolvimento de relevo mais contínuo e extensamente cárstico. Na Serra da Bodoquena, essa unidade apresenta superfícies amplas, dissecadas e com drenagem superficial pouco desenvolvida, típica de terrenos cársticos (Boggiani 1997, Sallun Filho 2005). Em contraste, a Formação Tamengo apresenta maior heterogeneidade litológica, sendo constituída por uma associação de calcários com rochas siliciclásticas, como folhelhos e siltitos (Almeida 1965). Essa alternância resulta em resistência diferencial ao intemperismo, gerando um relevo mais irregular e compartimentado. Os níveis siliciclásticos tendem a formar áreas mais rebaixadas e menos resistentes, enquanto os níveis carbonáticos podem originar pequenas cristas e escarpas. Além disso, a Formação Tamengo está frequentemente associada a maior deformação tectônica, especialmente na Serra da Bodoquena, onde participa intensamente dos dobramentos regionais (Almeida 1965, Campanha *et al.* 2011). Esse fator contribui para um relevo mais acidentado e estruturalmente controlado em comparação à Formação Bocaina.

Das observações geológicas de campo, o afloramento típico da Formação Bocaina está localizado na margem oeste do Rio Paraguai, especificamente na ponte da BR-262 que cruza o rio nesta região. Na base desta unidade, observam-se dolomitos estromatolíticos estratiformes e colunares, com níveis de arenito maciço que apresentam formas sinuosas ou irregulares. A porção intermediária do perfil apresenta uma camada de folhelho marrom a bege com uma espessura de $\approx 1,80$ metros em contato abrupto com o dolomito. No topo, os pacotes de dolomitos são mais espessos chegando a ≈ 7 metros e exibem laminações estromatolíticas planares. Estas rochas são cobertas gradualmente por pelitos durante a subida do nível do mar, consequentemente há deposição de calcários com tempestitos marcando um contato transicional entre as formações Bocaina e Tamengo (Figura 14C). No campo foram identificadas estruturas sedimentares como laminações plano-paralelas e estruturas estromatolíticas. Essas laminações frequentemente apresentam organização milimétrica a centimétrica, podendo formar estruturas onduladas e domais típicas de estromatólitos (Figura 15C, D).

Foram realizados quatro perfis para a Formação Tamengo, alcançando um empilhamento de até 38 metros (Figura 14). De forma geral, esta formação é composta por calcários com intercalações de siltitos e folhelhos apresentando ciclos de raseamento ascendente. Para o topo, os pacotes de calcários se tornam mais espessos (até 7 m de espessura). As estruturas sedimentares identificadas no campo foram laminação plano-paralela, laminação ondulada, estratificação cruzada de baixo ângulo (*Hummocky/Swaley*); estas feições refletem sua deposição em um ambiente de rampa carbonática influenciada por ondas e tempestades (Boggiani *et al.* 2010, Amorim *et al.* 2020).

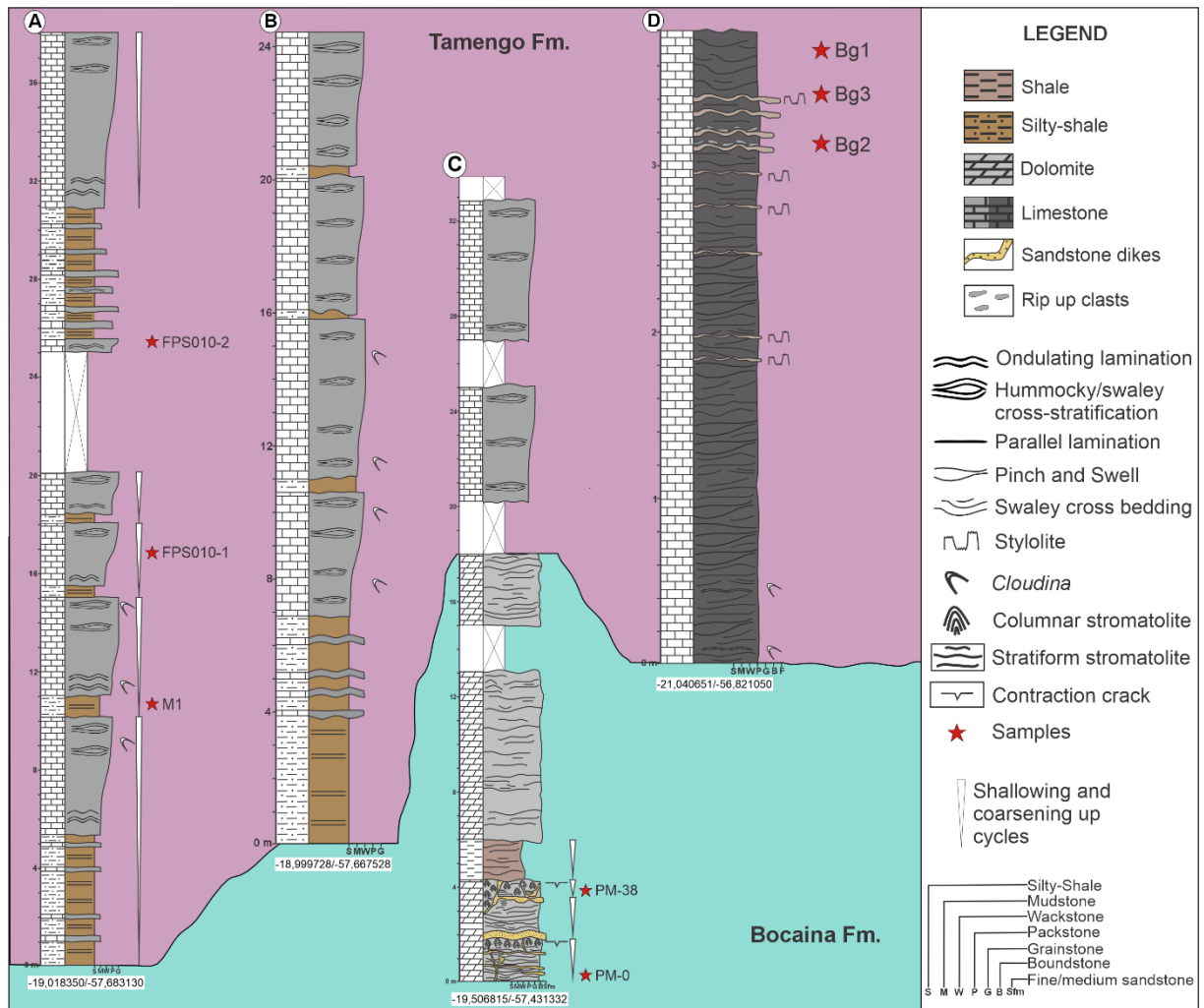


Figura 14 - Perfis estratigráficos das rochas carbonáticas do Grupo 2 na Faixa Paraguai Sul. A: Frente de lavra da Pedreira Corral, Formação Tamengo. B: Afloramento no Eco Parque Cacimba, Formação Tamengo. C: Afloramento na margem do Rio Paraguai em Porto Morrinhos, formações Bocaina e Tamengo. D: Afloramento na estrada da Baía das Garças, Formação Tamengo.

Na Formação Bocaina, predominam os dolomitos de coloração cinza-claro a creme, com textura maciça a laminada, frequentemente organizados em níveis microbianos bem desenvolvidos. Observam-se estromatólitos estratiformes e colunares, com laminações milimétricas a centimétricas, lateralmente contínuas e, em alguns casos, levemente onduladas (Figura 15C, D). Essas estruturas apresentam crescimento vertical moderado, com superfícies convexas e intercalações de finos níveis micríticos e microesparíticos, sugerindo deposição em ambiente de baixa energia, possivelmente associado a planícies de maré ou lagunas restritas. Localmente, identificam-se a presença de níveis centimétricos de arenitos médios a grossos, às vezes em forma de diques ou preenchendo fraturas verticais a subverticais localizados principalmente na base do perfil (Figura 14C). Adicionalmente, foram observadas feições indicativas de variações no nível do mar, como superfícies irregularmente onduladas, possíveis

gretas de dessecação preenchidas por material carbonático e níveis com aspecto brechado (Figura 15B).

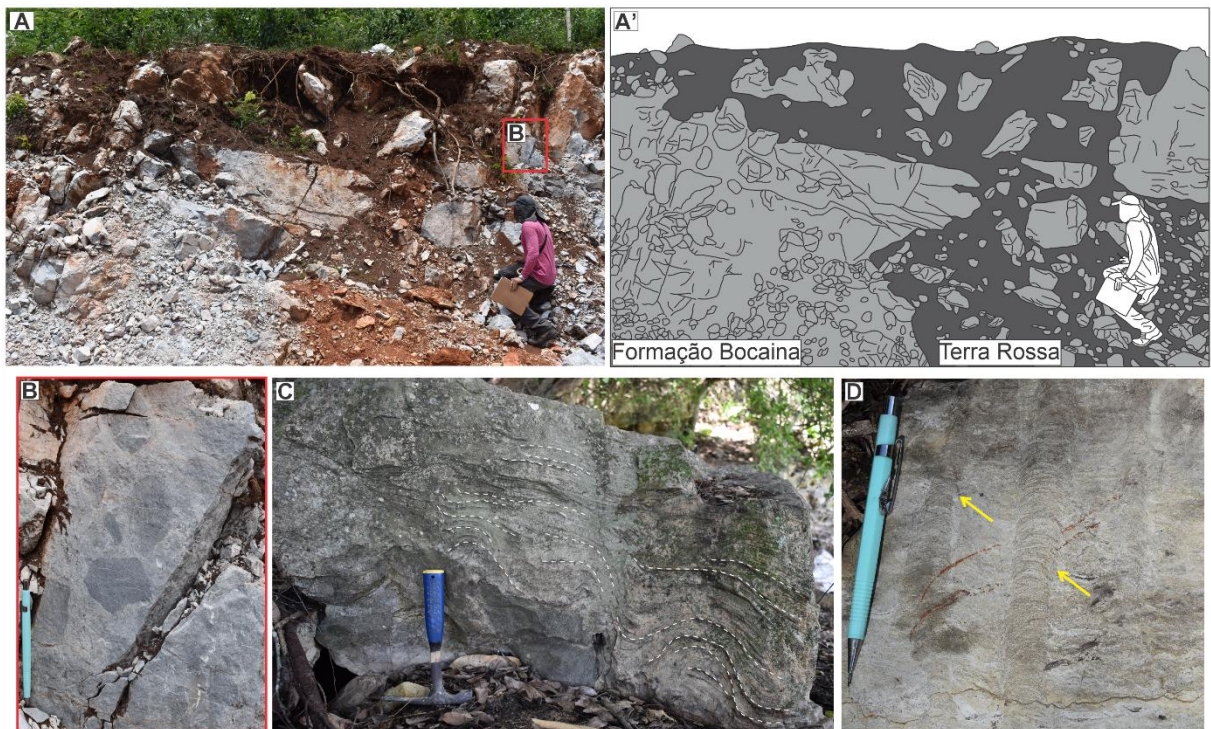


Figura 15 - Características das rochas carbonáticas da Formação Bocaina. A) Desenvolvimento de solo residual em contato com dolomitos. B) Brecha dolomítica de colapso (Bd) associada a um sistema cárstico. C) Estruturas de estromatólitos estratiformes, a linha tracejada branca indica a sua laminação. D) Estruturas de estromatólitos colunares, as setas amarelas indicam a curvatura concava.

Na Formação Tamengo, os calcários apresentam coloração predominantemente cinza a cinza-escuro, com intercalações localizadas de níveis mais claros (Figura 16). As camadas são geralmente bem estratificadas, com espessuras decimétricas e boa continuidade lateral. Destacam-se níveis fossilíferos (*Cloudina* e *Corumbella*), nos quais se observa concentração de bioclastos milimétricos a centimétricos, dispersos ou formando acumulações localizadas (Figura 16E-H). Os fósseis encontram-se, às vezes fragmentados e orientados paralelamente ao plano de laminação, sugerindo influência de correntes e retrabalhamento em ambiente *subtidal* de energia moderada (Amorim *et al.* 2020). Em determinados setores, observam-se superfícies endurecidas e estilólitos, indicando compactação diferencial e processos diagenéticos subsequentes à deposição.

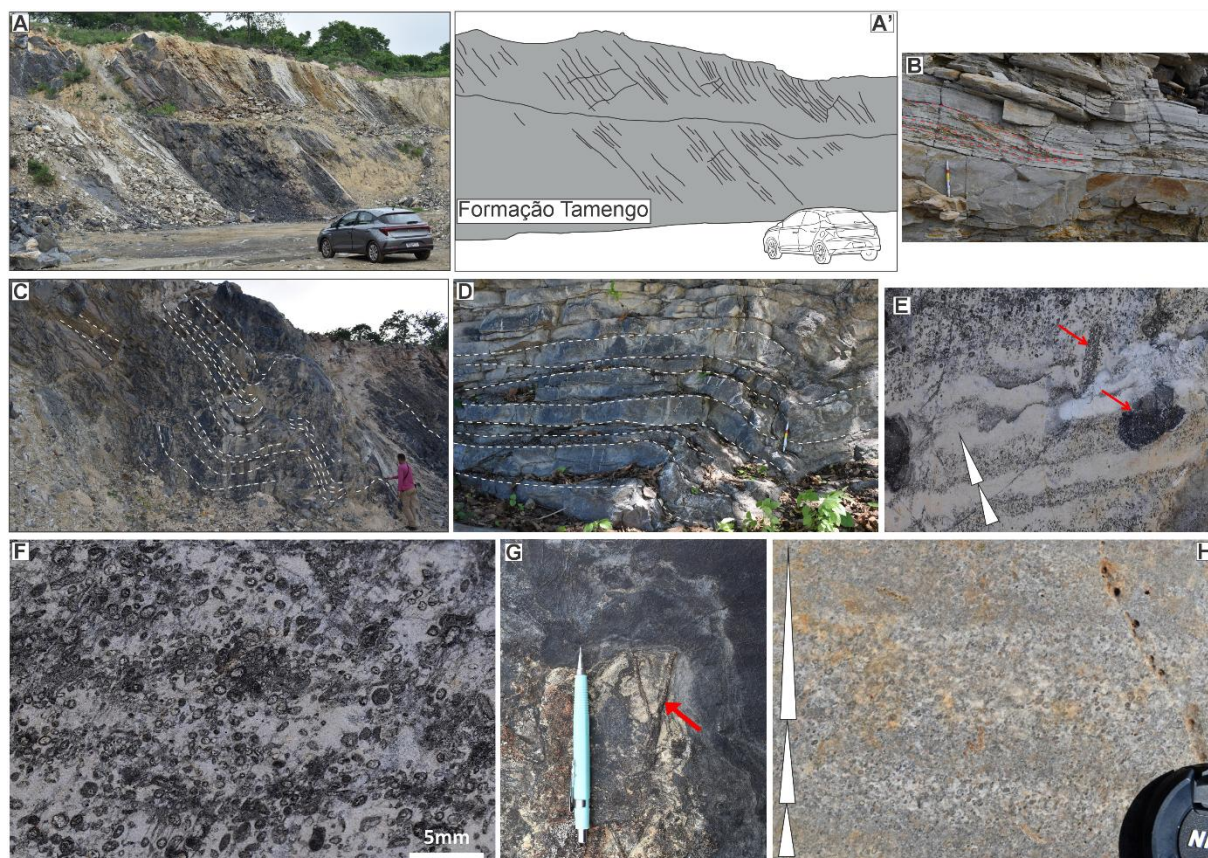


Figura 16 - Características das rochas carbonáticas da Formação Tamengo. A) Vista panorâmica das feições e estruturas da pedreira Corcal. B) Estratificação cruzada *Hummocky* afloramento na Mina Corcal. C) e D) Feições de deformação nas rochas carbonáticas na mina Corcal e no Eco Parque Cacimba, respectivamente. E) - H) Ocorrência de fósseis *Cloudina* e *Corumbella*.

De maneira geral, as observações de campo para as rochas carbonáticas do Grupo 2 indicam que as formações Bocaina e Tamengo são de origem sedimentar e registram sedimentação predominantemente rasa, com influência de variações do nível relativo do mar, alternando condições restritas e períodos de maior circulação marinha. A preservação de estruturas microbianas na Formação Bocaina e a abundância de níveis fossilíferos na Formação Tamengo refletem mudanças paleoambientais significativas ao longo da sucessão, além de possível aumento na oxigenação e conectividade marinha durante o Ediacarano.

5.2 DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA DAS ROCHAS CARBONÁTICAS

5.2.1 Grupo 1

Para a descrição petrográfica das rochas carbonáticas do Grupo 1 foi realizada a contagem de 300 pontos para quantificar os constituintes de cada uma das amostras (Tabela 1).

Tabela 1 - Constituintes principais dos níveis carbonáticos no Grupo Cuiabá.

Amostras	Cimento (%)	Dolomita (%)	Calcita (%)	Terrígenos (%)				Porosidade
				Quartzo	Feldspato	Micas	Pirita	
FPS003	96,52	--	3,481	--	--	--	--	--
FPS037-1	--	97,1	--	1,935	0,645	--	--	0,32
FPS037-2	94,25	4,473	--	0,639	0,639	--	--	--
FPS037-3	78,66	19,51	--	1,22	0,61	--	--	--
FPS037-4	94,36	4,075	--	0,313	0,627	--	--	0,63
FPS037-5	84,48	6,034	--	5,46	--	3,448	--	0,57
FPS037-6	93,73	2,821	--	0,94	0,313	2,194	--	--
FPS037-7	53,63	17,03	--	10,41	--	18,61	0,315	--
FPS037-8	82,52	3,067	--	7,669	0,307	6,442	--	--
FPS059-1	--	--	77,88	7,788	0,623	13,71	--	--
FPS059-2	--	--	9,538	66,15	0,308	22,77	--	1,23
FPS078-1	--	--	99,67	0,328	--	--	--	--
FPS078-2	--	--	99,69	0,312	--	--	--	--

As amostras FPS037-5, FPS037-7 e FPS037-8 (Figura 17A, B, C, D) correspondem a carbonatos intensamente modificados (dolomito cristalino), compostos predominantemente por dolomita de granulação fina, associada a minerais siliciclásticos como quartzo (mono e policristalino), muscovita, plagioclásio sódico e caulinita. Em luz natural, as rochas apresentam coloração variando entre branco e marrom médio a escuro, refletindo variações composicionais e presença de impurezas. A dolomita constitui o mineral dominante e resulta da substituição de calcita pré-existente, formando uma matriz recristalizada com textura porfiroblástica. Em alguns domínios, observa-se organização em faixas com orientação preferencial, frequentemente associada à caulinita e muscovita, indicando controle estrutural e influência de processos deformacionais. Em catodoluminescência, essas faixas apresentam tonalidades mais escuras, sugerindo variações composicionais e múltiplos estágios de crescimento mineral (Figura 17C, D). O quartzo ocorre disseminado na matriz e concentrado em domínios específicos, podendo apresentar orientação preferencial, enquanto o plagioclásio sódico aparece como fase acessória, possivelmente de origem detrítica ou associado a processos de alteração. A presença de intraclastos de *grainstone* indica retrabalhamento de sedimentos carbonáticos previamente depositados. São observadas estruturas como veios preenchidos por sílica, que

cortam a rocha, e superfícies de dissolução (*dissolution seams*), evidenciando processos de fraturamento, circulação de fluidos e dissolução por pressão. Localmente, porfiroblastos apresentam cimento de sílica, reforçando a atuação de fluidos ricos em sílica em estágios tardios. No conjunto, as características petrográficas indicam que as rochas foram submetidas a intensa recristalização, associada à dolomitização, deformação e circulação de fluidos, compatível com processos diagenéticos avançados com influência hidrotermal e/ou metamórfica de baixo grau.

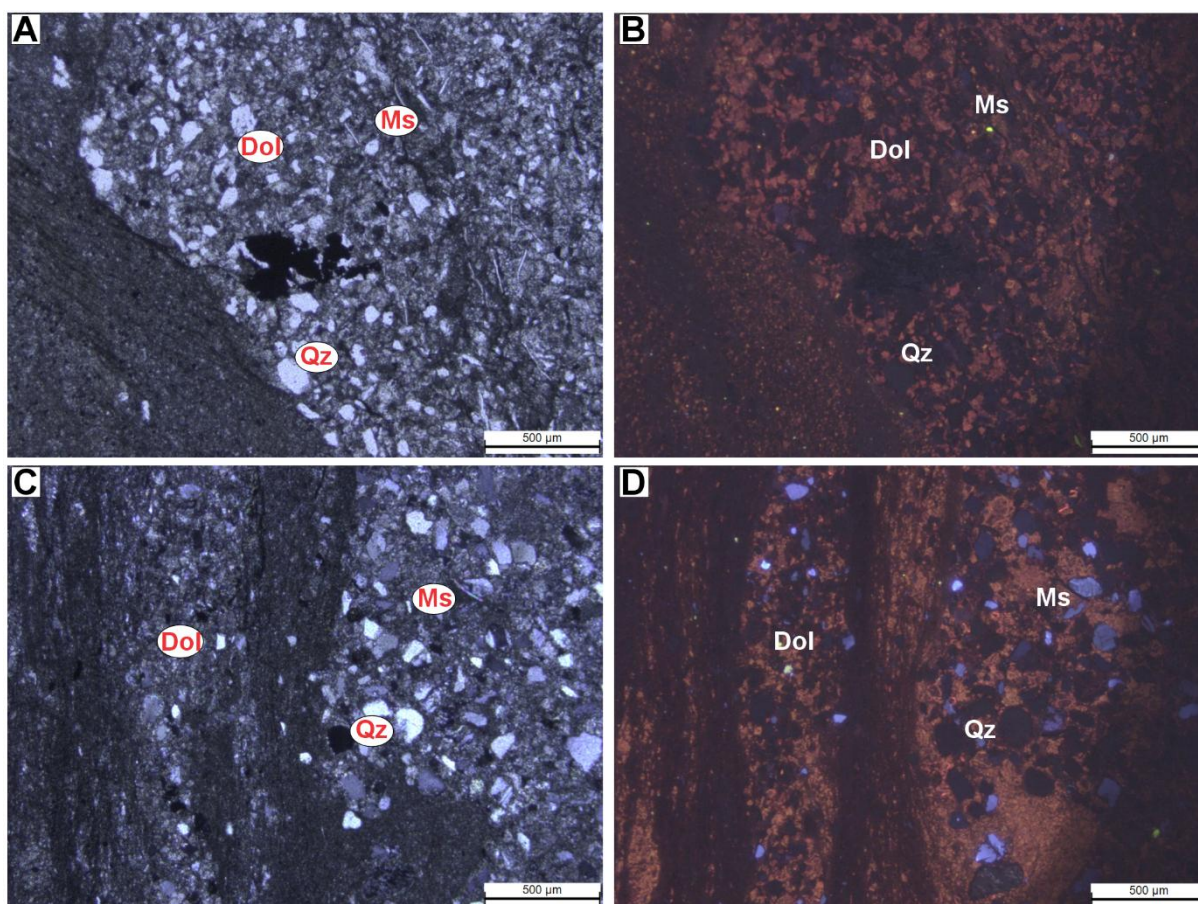


Figura 17 - Rochas carbonáticas do Grupo Cuiabá com predominância de dolomita, subedral formando conjunto hipidiotópico: A-B) Note-se a orientação preferencial da muscovita, fotomicrografia em luz natural e imagem de catodoluminescência, respectivamente; C-D) Note-se a orientação preferencial da muscovita e maior conteúdo de quartzo, fotomicrografia em nicóis cruzados e imagem de catodoluminescência. Símbolos: dolomita (Dol), quartzo (Qz), muscovita (Ms).

Além disso, as amostras FPS059-1, FPS059-2, FPS078-1 e FPS078-2 (Figura 18A, B, C, D) correspondem a rochas carbonáticas compostas predominantemente por calcita (calcário cristalino), com dolomita subordinada, associadas a quartzo (mono e policristalino), plagioclásio, muscovita e, localmente, esmectita. Em luz natural, apresentam coloração branca a marrom médio-escuro. Texturalmente, exibem características granoblásticas, com recristalização significativa da matriz. A calcita ocorre com granulação fina a grossa e

orientação preferencial, enquanto a dolomita está associada à substituição parcial da calcita. O quartzo ocorre como grãos subédricos a euédricos, distribuídos na matriz ou concentrados em faixas. A orientação preferencial de calcita, quartzo e muscovita define uma foliação bem desenvolvida, localmente associada à segregação mineral. Vênulas e veios de sílica cortam a rocha, indicando fraturamento e circulação de fluidos (Figura 18D). Em catodoluminescência, observam-se variações de luminescência entre fases minerais e domínios foliados, refletindo heterogeneidade composicional e múltiplos estágios de recrystalização. No conjunto, as amostras registram recrystalização, deformação e circulação de fluidos, compatíveis com diagênese avançada e/ou metamorfismo de baixo grau.

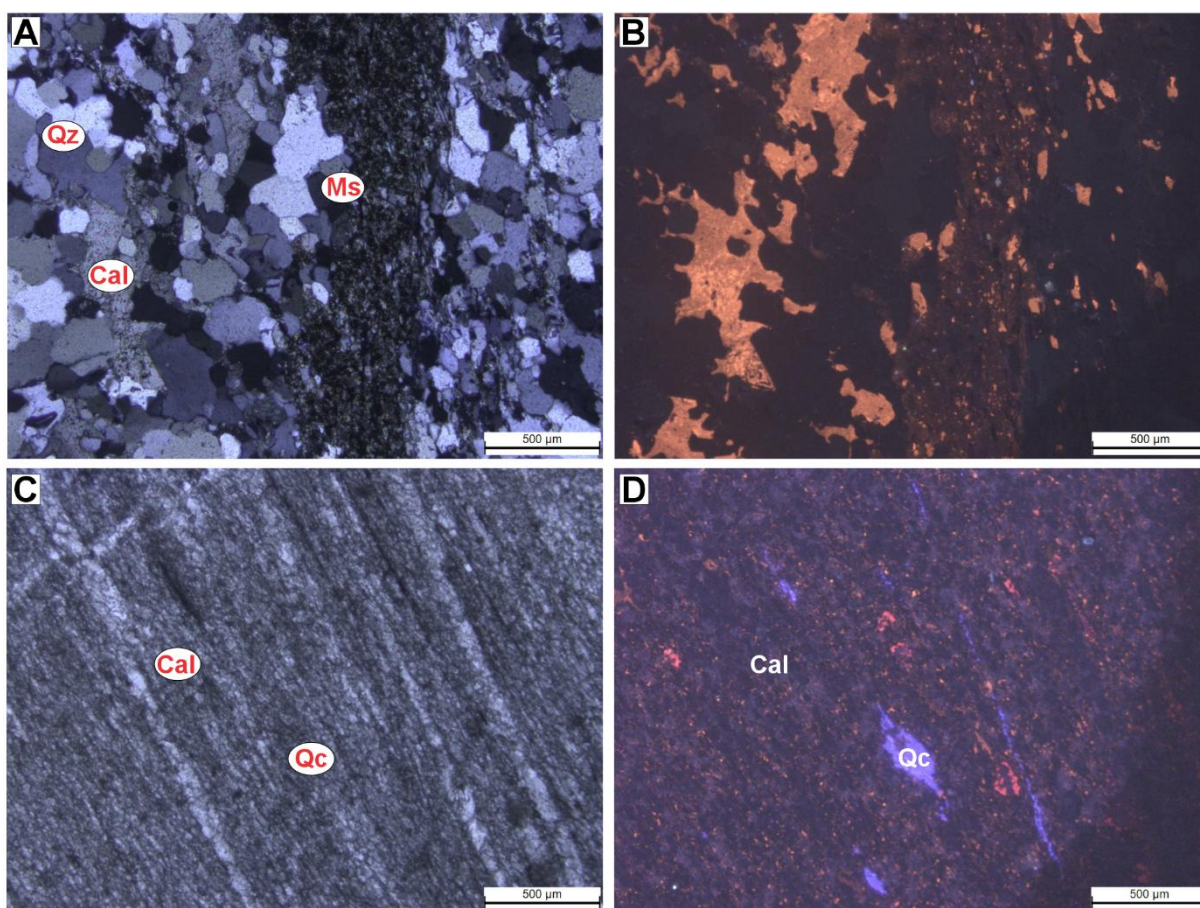


Figura 18 - Rochas carbonáticas do Grupo Cuiabá com predominância de cristais de calcita espática: A-B) Textura granoblástica, note-se a orientação preferencial da muscovita, fotomicrografia em nicóis cruzados e imagem de catodoluminescência, respectivamente; C-D) Note-se que os cristais de calcita apresentam foliação, fotomicrografia em luz natural e imagem de catodoluminescência, respectivamente. Símbolos: calcita (Cal), quartzo (Qz), muscovita (Ms), cimento de quartzo (Qc).

Os difratogramas (Figura 19) exibem dois subgrupos tendo em conta a sua similaridade mineralógica entre as fases mineralógicas identificadas. Nas amostras FPS037-1 até FPS037-8 o carbonato predominante é a dolomita, enquanto nas demais amostras predomina a calcita. Os picos principais identificados nas amostras são: dolomita ($d = 2,89 \text{ \AA}$); calcita ($d = 3,03 \text{ \AA}$);

quartzo ($d = 3,34 \text{ \AA}$); plagioclásio ($d = 3,19 \text{ \AA}$); muscovita ($d = 9,99 \text{ \AA}$); caulinita ($d = 7,14 \text{ \AA}$); illita ($d = 10 \text{ \AA}$); esmectita ($d = 15 \text{ \AA}$); e biotita ($d = 10,08 \text{ \AA}$).

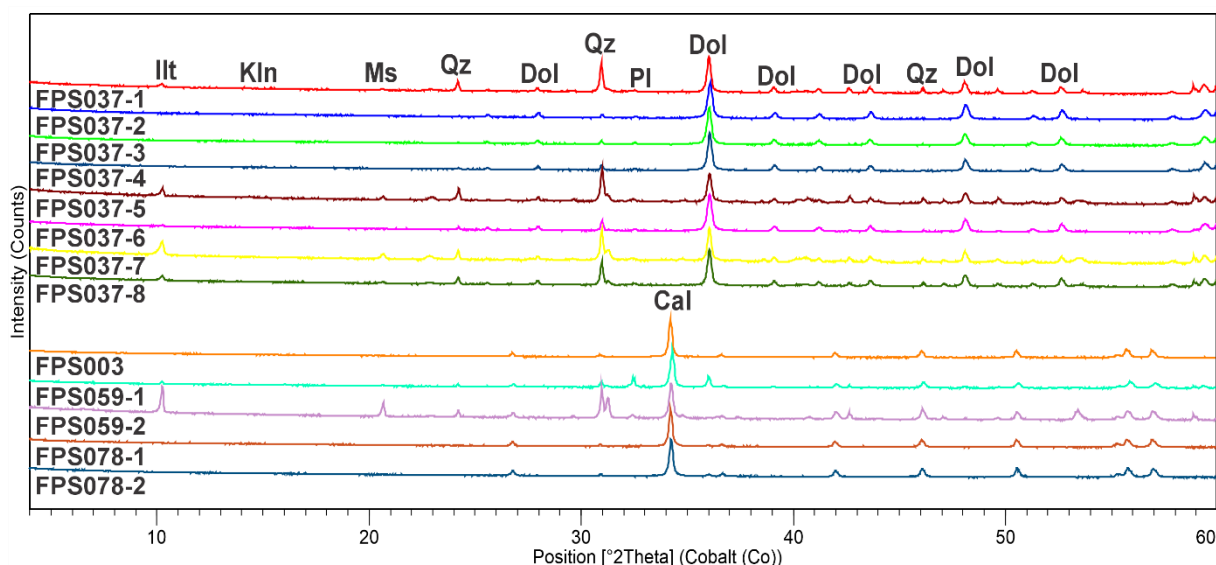


Figura 19 - Difratogramas das 13 amostras de rochas carbonáticas no Grupo Cuiabá. Símbolos: Illt - Illita; Kln - Caulinita; Ms - Muscovita; Qz - Quartzo; Dol - Dolomita; Cal - Calcita; Pl - Plagioclásio.

5.2.2 Grupo 2

5.2.2.1 Formação Bocaina

Durante o trabalho de caracterização petrográfica, foram identificadas sete microfácies carbonáticas pertencentes à Formação Bocaina agrupadas na associação de fácies de planície de maré e borda de plataforma (Tabela 2: *Wackestone* estromatolítico (We), Brecha dolomítica de colapso (Bd), *Mudstone* maciço (Mm), *Cementstone* maciço (Cm), *Cementstone* com intraclastos (Ci), Arenito com cimento de dolomita (Ad), e *Grainstone* maciço (Gm)).

Tabela 2 - Microfácies sedimentares, descrição e processos ocorridos na Formação Bocaina.

Microfácies	Descrição	Processos Sedimentares
<i>Wackestone</i> estromatolítico (We)	Laminações estromatolíticas separadas por finas lâminas de quartzo. Constituído por matriz micrítica e grãos terrígenos disseminados.	Desenvolvimento de atividade microbiana com formação de esteiras em ambientes de águas rasas submetidos a condições hidrodinâmicas moderadas a elevadas.
Brecha dolomítica de colapso (Bd)	Constituída por clastos de dolomito angulosos, alguns retangulares e dispostos caoticamente e cimentados por dolomita.	Deposição de sedimentos carbonáticos em ambientes rasos com episódios de exposição subaérea e dissolução por águas meteóricas, criando cavidades que

		posteriormente colapsam, fragmentando a rocha.
<i>Mudstone</i> maciço (Mm)	<i>Mudstone</i> cinza médio com tons avermelhados. Constituído por micrita, microesparita e dolopseudoesparita com grãos terrígenos.	Deposição de lama carbonática em ambiente calmo, com aporte terrígeno fino.
<i>Cementstone</i> maciço (Cm)	<i>Cementstone</i> cinza médio a claro. Constituído por micrita, microesparita e pseudoesparita com grãos de quartzo.	Deposição de grãos carbonáticos em ambiente de energia moderada, com presença de lama micrítica e aporte terrígeno. Com posterior precipitação do cimento carbonático, reduzindo a porosidade.
<i>Cementstone</i> com intraclastos (Ci)	<i>Cementstone</i> cinza médio a claro. Constituído por microesparita e pseudoesparita, grãos de terrígenos e intraclastos de <i>mudstone</i> .	Sistema deposicional raso, com deposição de lama carbonática em ambiente de moderada energia, episódios de retrabalhamento gerando intraclastos e aporte terrígeno subordinado, seguido por recristalização e cimentação diagenética.
Arenito com cimento de dolomita (Ad)	Arenito com cimento de dolomita (Ad), laranja a branco e cinza claro, formado por grãos bem selecionados e bem arredondados de quartzo, e cimento de dolomita espática.	Deposição por correntes em regiões planas de intermaré.
<i>Grainstone</i> maciço (Gm)	<i>Grainstone</i> de cor bege a amarelo claro, dominado por grãos de dolomita e cimento de argilominerais.	Deposição em ambiente de alta energia e remoção de lama carbonática, seguido por dolomitização e infiltração diagenética de argilominerais.

A análise petrográfica dos carbonatos da Formação Bocaina permitiu identificar os tipos de grãos, cimento, minerais autigênicos e poros (Tabela 3). Com base na contagem de no mínimo 300 pontos, foi possível nomear os carbonatos segundo as propostas de Dunham (1962) e Wright (1992).

Tabela 3 - Constituintes principais das microfácies descritas para a Formação Bocaina.

Amostras	Microfácies	Matriz (%)	Cimento (%)	Terrígenos (%)			Intraclastos	Porosidade	Classificação de Dunhan (1962) e Wright (1992)
				Quartzo	Plagioclásio	Micas			
FPS023-1	We	57,6	4,85	37,3	0,3	--	--	--	<i>Wackestone</i>
FPS023-3	Bd	55,1	--	0,6	0,3	--	44	--	Brecha
FPS023-4	Mm	87,1	7,31	3,22	0,29	0,29	--	1,75	<i>Mudstone</i>
FPS062-1	Cm	6,23	93,1	0,62	--	--	--	--	<i>Cementstone</i>
FPS062-2	Cm	0,32	99	0,63	--	--	--	--	<i>Cementstone</i>
FPS004	Cm	2,15	93,6	3,68	1,23	--	--	--	<i>Cementstone</i>
FPS064	Ci	1,64	84,9	1,64	2,63	--	3,29	5,92	<i>Cementstone</i>
PM-0	Ad	--	50,9	45,6	1,57	0,31	--	1,57	Arenito
PM-38	Gm	--	99,1	0,95	--	0,32	--	--	<i>Grainstone</i>

5.2.2.1.1 *Wackestone estromatolítico (We)*

A microfácies *Wackestone* estromatolítico apresenta laminações estromatolíticas separadas por finas lâminas de quartzo (Figura 20A). Constituída por matriz calcítica afetada por dolomitização, dolomita microcristalina neomorfisada para microesparito variando de 5 a 29 µm de tamanho (57%) e cimento de dolopseudoesparita chegando até 50 µm (4,85%). Os grãos terrígenos, com concentração de cerca de 37%, são essencialmente quartzo e feldspatos. Os grãos de quartzo são monocristalinos, angulosos a subarredondados com extinção ondulante, variando 50 µm a 250 µm. Apresentam-se dispersos em finas lâminas e às vezes preenchendo a porosidade fenestral “*bird's-eye*”, exibindo contatos côncavo-convexo e suturados. Os grãos de quartzo terrígenos mostram luminescência azul escura (Figura 20B). O feldspato sódico (albita) com pouca quantidade, está disseminado na matriz micrítica, com hábito lamelar, macla *carlsbad* e com contatos côncavo-convexo.

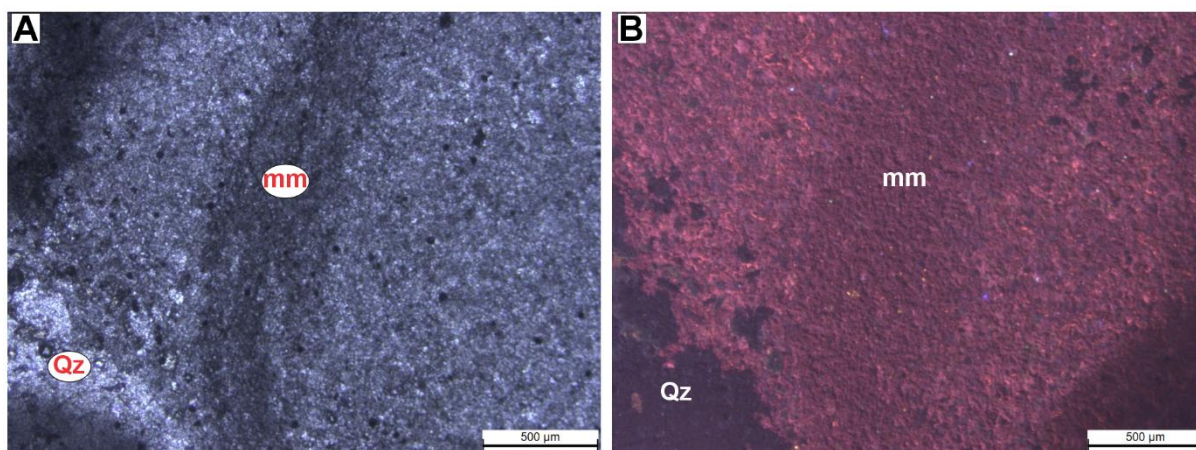


Figura 20 - Microfácies carbonáticas da Formação Bocaina. A) e B) Microfácies *Wackestone* estromatolítico (We), matriz micrítica (mm), quartzo (Qz); fotomicrografia em luz natural e imagem de catodoluminescência, respectivamente.

5.2.2.1.2 Brecha dolomítica de colapso (Bd)

A microfácies brecha dolomítica de colapso, segundo a sua morfologia corresponde a uma brecha em mosaico que contém entre 60 e 75% de clastos que apresentam pouca rotação e arredondamento (Woodcock & Mort 2008) (Figura 15B). Em afloramento, é possível visualizar fraturas e camadas deformadas. Visto no microscópio óptico, Bd está sustentada por uma matriz dolomicroesparítica (55%) de até 29 µm, que apresenta neomorfismo agradacional e intraclastos de dolomita espática (Figura 21). Os clastos de dolomita são angulosos a subangulosos variando em tamanho desde 0,25 a 3 cm de diâmetro, sem uma orientação preferencial. Apresenta baixa concentração de minerais terrígenos (0,9%). O quartzo é monocristalino subangular e está espalhado na matriz com extinção ondulante com tamanho de até 60 µm.

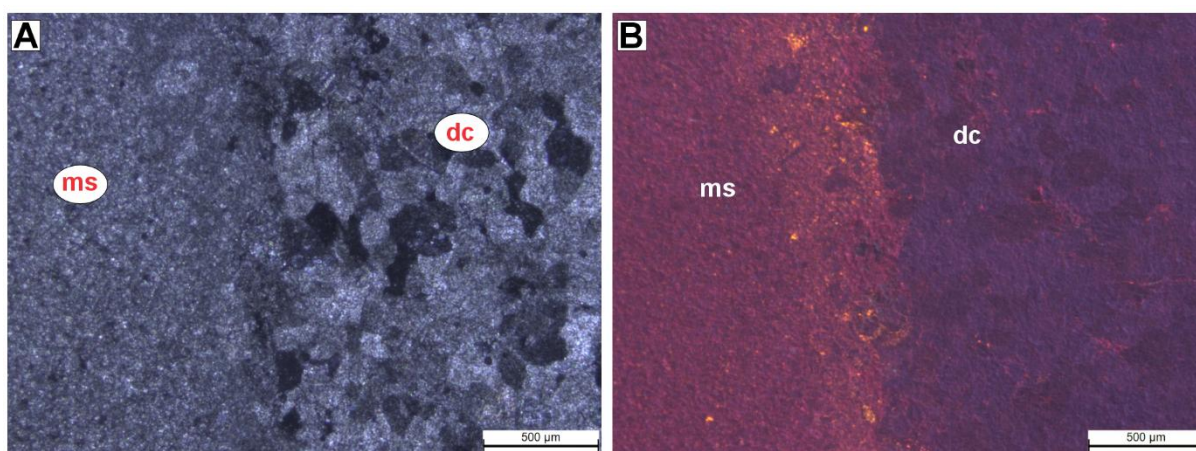


Figura 21 - Microfácies carbonáticas da Formação Bocaina. A) e B) Microfácies Brecha dolomítica de colapso (Bd), matriz microesparita (ms), clastos de cimento de dolomita (dc); fotomicrografia em nicóis cruzados e imagem de catodoluminescência, respectivamente.

5.2.2.1.3 *Mudstone maciço (Mm)*

A microfácies *Mudstone* maciço (Figura 22) é composta por dolomita microcristalina, neomorfisada para microesparito variando de 5 a 29 μm de tamanho (87%) e cimento de dolopseudoesparita com até 50 μm de tamanho (7,31%). O quartzo e a calcedônia (3,22%) apresentam-se preenchendo fraturas principalmente. O crescimento da calcedônia se produz perpendicular à orientação das fraturas desenvolvendo camadas ou fibras dispostas paralelamente (Figura 22A). Grãos terrígenos de plagioclásio e muscovita (0,58%) estão dispersos em menor quantidade na matriz. O plagioclásio sódico apresenta-se em forma lamelar com tamanho variável de até 2,03 mm e birrefringência de primeira ordem. A muscovita é tabular com tamanho até 0,18 mm. As feições de dissolução “*dissolution seams*” são visíveis devido ao preenchimento por feldspatos sódicos que estão alterados a argilominerais (Figura 22A, B). É frequente observar que as feições de dissolução estão cortando quase perpendicularmente às fraturas.

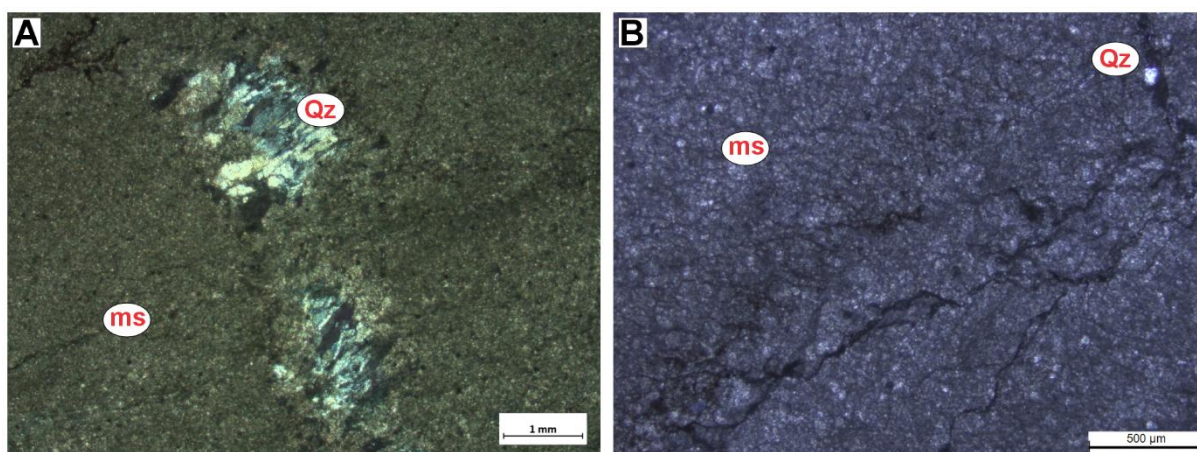


Figura 22 - Microfácies carbonáticas da Formação Bocaina. A) e B) Microfácies *Mudstone* maciço (Mm), matriz microesparita (ms), quartzo (Qz); fotomicrografias em nicóis cruzados.

5.2.2.1.4 *Cementstone maciço (Cm)*

A microfácies *Cementstone* maciço (Figura 23) é constituída por microesparita (2,9%) e cimento pseudoesparita (95%) com textura planar-s. A amostra FPS062-2 apresenta dolomita espática de até 500 μm . Além disso, grãos terrígenos como quartzo (2,46%) com cerca de 20 μm de tamanho, são subarredondados e têm extinção ondulante, plagioclásio (1,23%) tem um hábito tabular com birrefringência de primeira ordem. Na Figura 23B a luminescência roxa corresponde a matriz dolomicroesparita e a luminescência vermelha escuro é a precipitação de dolomita espática provavelmente por fluidos diagenéticos enriquecidos em manganês (Mn).

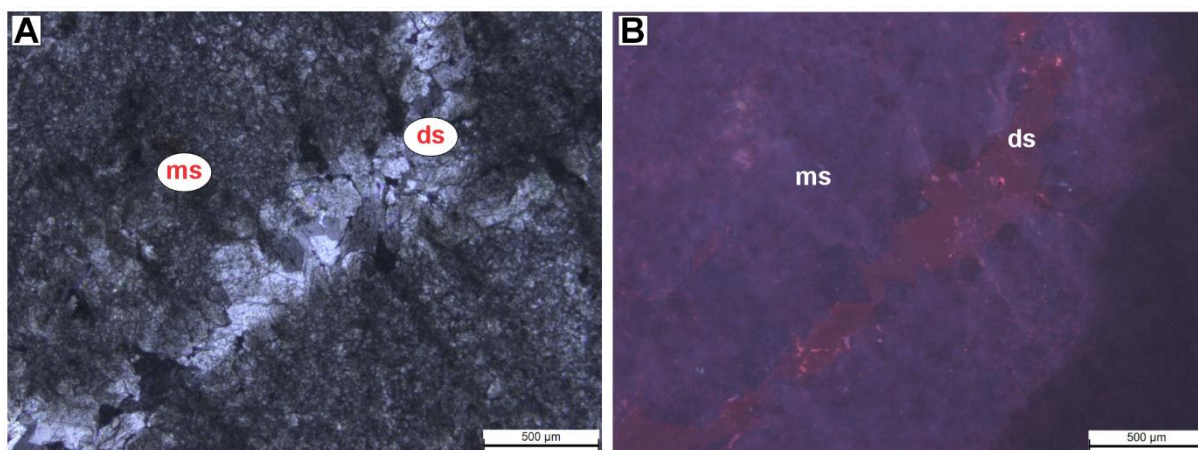


Figura 23 - Microfácies carbonáticas da Formação Bocaina. A) e B) Microfácies *Cementstone* maciço (Cm), matriz microesparita (ms), dolomita espática (ds); fotomicrografia em nicóis cruzados e imagem de catodoluminescência, respectivamente.

5.2.2.1.5 *Cementstone com intraclastos (Ci)*

A microfácies *Cementstone* com intraclastos (Figura 24) está constituída por microesparita neomorfisada (1,64%), e cimento dolomítico pseudoesparítico com tamanho até 50 µm e textura planar-s a planar-e (84%). Os constituintes terrígenos são quartzo (1,64) subarredondado com extinção ondulante, e feldspato sódico (2,63%) em forma tabular e exibindo a macla *carlsbad*. Contém intraclastos subarredondados de micrito e fragmentos de rocha carbonática peloidal (3,29%) variando de 0,66 a 2,2 mm de tamanho, alguns deles apresentam dissolução e recristalização (Figura 24A). Apresenta porosidade (5,92%) secundária intercrystalina de 0,25 mm até 1,03 mm de diâmetro. Na Figura 24B a luminescência roxa corresponde a matriz dolomicroesparita e ao cimento dolopseudoesparítico, nos intraclastos exibe uma luminescência azul escuro relacionado a precipitação de dolomita por fluidos diagenéticos com enriquecimento em ferro (Fe).

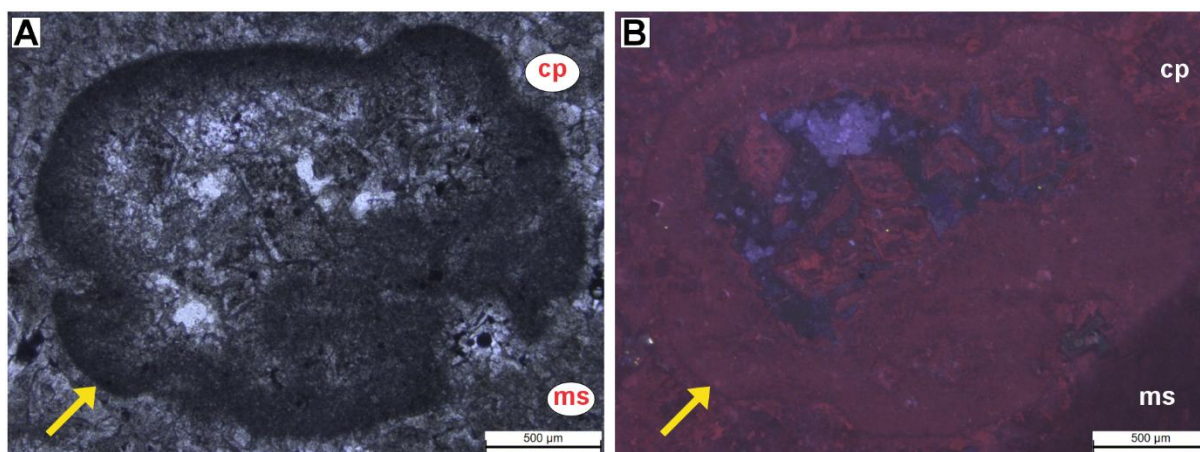


Figura 24 - Microfácies carbonáticas da Formação Bocaina. A) e B) Microfácies *Cementstone* com intraclastos (Ci), matriz microesparita (ms), cimento pseudoesparítico (cp), seta amarela indica o intraclasto de *mudstone*; fotomicrografia em luz natural e imagem de catodoluminescência, respectivamente.

5.2.2.1.6 Arenito com cimento de dolomita (Ad)

A microfácies Arenito com cimento de dolomita (Figura 25) corresponde a camadas tabulares, ou preenchendo diques centimétricos. Composta por cimento de dolomita em mosaico hipidiotópico, neomorfisada para microesparito (variando de 5 a 29 μm de tamanho) e pseudoesparito (variando de 30 a 50 μm de tamanho) com cerca de 50% da rocha. Os minerais terrígenos, com concentração de cerca de 47%, são essencialmente de quartzo (187-462 μm), feldspatos (<370 μm) e micas (0,1-0,5 mm). Os grãos de quartzo monocristalino têm boa seleção, são subarredondados a arredondados e apresentam contato flutuante, alguns deles estão fraturados e preenchidos por dolomita. A dolomita apresenta uma luminescência roxo-laranja a escuro, enquanto o quartzo tem tonalidades azuis escuras (Figura 25B). Em menor proporção encontra-se muscovita lamelar com cores de interferência de segunda e terceira ordem. Exibe fraturas preenchidas por calcita que estão cortando o cimento e os grãos de quartzo.

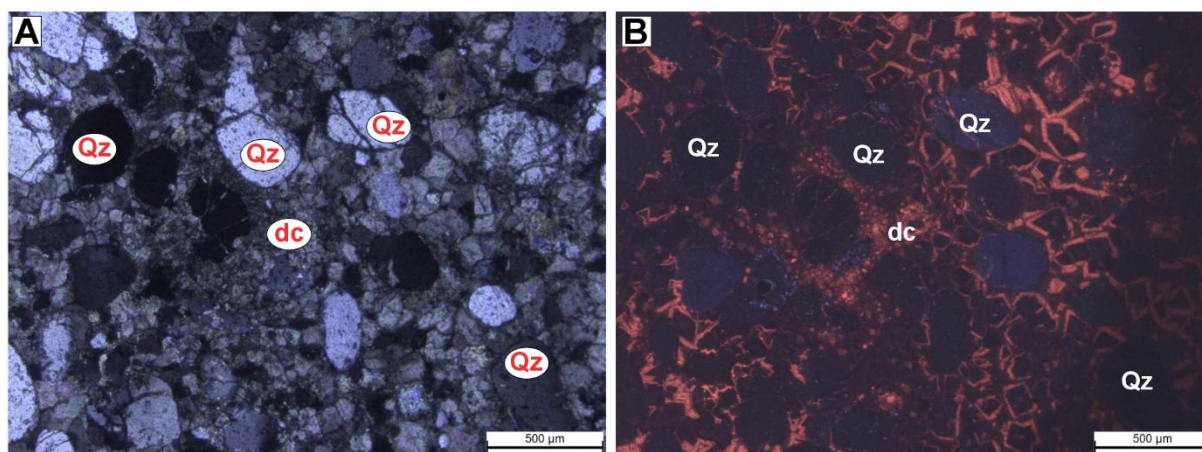


Figura 25 - Microfácies carbonáticas da Formação Bocaina. A) e B) Microfácies Arenito com cimento de dolomita (Ad), quartzo (Qz), cimento de dolomita (dc); fotomicrografia em nicóis cruzados e imagem de catodoluminescência, respectivamente.

5.2.2.1.7 Grainstone maciço (Gm)

A microfácies *Grainstone* maciço (Figura 26) é formada por cimento de argilominerais e cristais ovalados de dolomita com tamanhos de 10 a 30 μm de comprimento. Os grãos de quartzo monocristalino (0,95%), são subangulares a subarredondados de até 125 μm e estão dissipados entre os grãos de dolomita. A porosidade secundária é representada por poros intercristais e fraturas. As fraturas apresentam largura de cerca de 2mm. A imagem de catodoluminescência (Figura 26B) exibe tonalidade vermelha escuro para os grãos de dolomita, indicando seu enriquecimento em manganês (Mn).

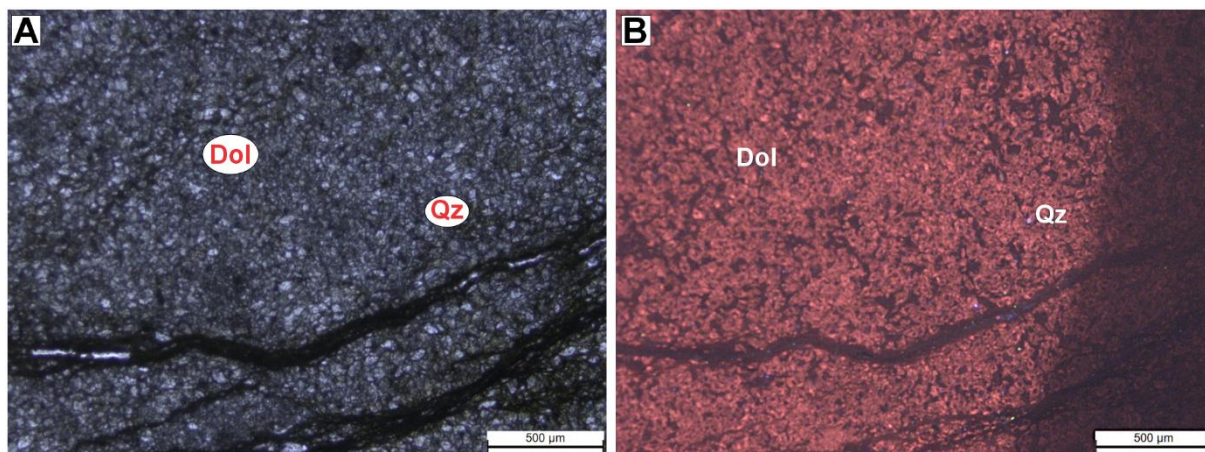


Figura 26 - Microfácies carbonáticas da Formação Bocaina. A) e B) Microfácies *Grainstone* maciço (Gm), dolomita (Dol), quartzo (Qz); fotomicrografia em nicóis cruzados e imagem de catodoluminescência, respectivamente.

Os difratogramas (Figura 27) exibem uma grande similaridade mineralógica entre as amostras de *Cementstone* maciço, *Wackestone* estromatolítico, *Mudstone* maciço, *Cementstone* com intraclastos e Arenito com cimento de dolomita. Os picos principais identificados em todas as amostras são: dolomita ($d = 2,89 \text{ \AA}$); quartzo ($d = 3,34 \text{ \AA}$); calcita ($d = 3,03 \text{ \AA}$); plagioclásio ($d = 3,19 \text{ \AA}$); muscovita ($d = 9,99 \text{ \AA}$); e caulinita ($d = 7,14 \text{ \AA}$).

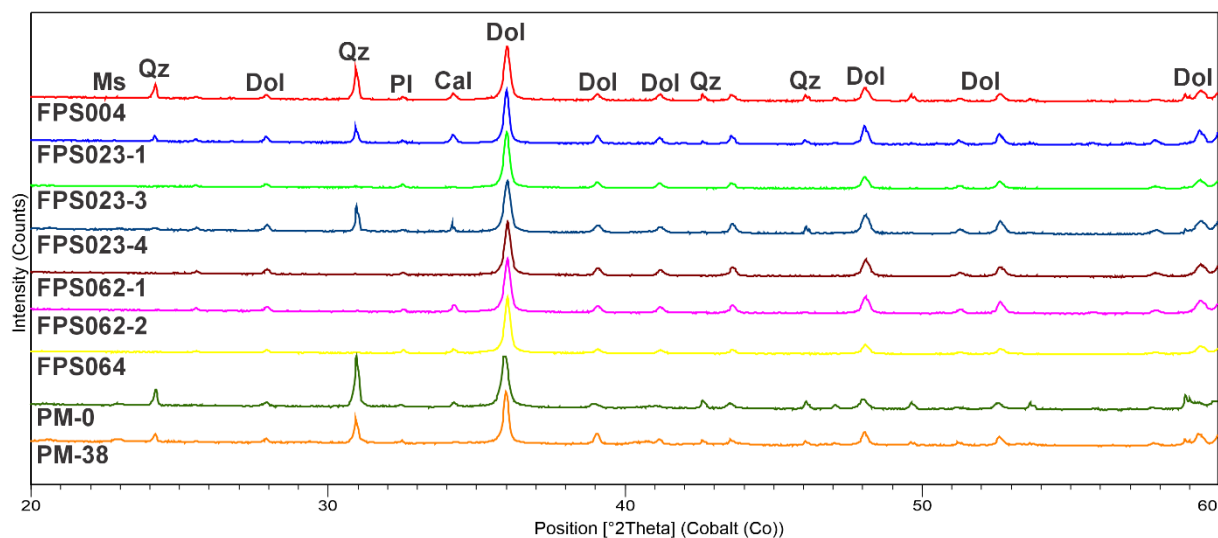


Figura 27 - Difratogramas de nove amostras das microfácies We, Bd, Mm, Cm, Ci, Ad e Gm. Símbolos: Dol - Dolomita; Qz - Quartzo; Cal - Calcita; Pl - Plagioclásio; Ms - Muscovita.

5.2.2.2 Formação Tamengo

Durante o trabalho de caracterização petrográfica, foram identificadas quatro microfácies carbonáticas pertencentes à Formação Tamengo agrupadas na associação de fácies

de rampa carbonática (Tabela 4: *Wackestone* fossilífero (Wf), *Mudstone* com terrígenos (Mt), *Mudstone* calcítico (Mc), e *Grainstone* maciço (Gm)).

Tabela 4 - Microfácies sedimentares, descrição e processos ocorridos na Formação Tamengo.

Microfácies	Descrição	Processos Sedimentares
<i>Wackestone</i> fossilífero (Wf)	Calcário de cor cinza escura, com conchas de <i>Cloudina</i> , com 0,66 mm até 6,64 mm de diâmetro. Apresenta aproximadamente 2% de grãos terrígenos.	Ambiente marinho de baixa a moderada energia, com aporte siliciclástico episódico e limitado retrabalhamento dos bioclastos.
<i>Mudstone</i> com terrígenos (Mt)	Calcário de cor cinza escura, com grãos de quartzo espalhados.	Ambiente de baixa energia dominado por decantação de lama carbonática, com aporte episódico de sedimentos siliciclásticos finos.
<i>Mudstone</i> calcítico (Mc)	Calcário de cor cinza escura, matriz microesparítica dominante, com escassa fração detrítica.	Deposição em ambiente marinho de baixa energia, sob influência episódica de aporte siliciclástico.
<i>Grainstone</i> maciço (Gm)	<i>Grainstone</i> maciço de cor cinza escura, com estratificação cruzada <i>swaley</i> . Apresenta-se em camadas variando de centímetros a decímetros na espessura, corpos tabulares levemente ondulados.	Deposição sob condições de energia moderada a alta, dominadas por fluxos combinados gerados por tempestades.

A análise petrográfica dos carbonatos da Formação Tamengo permitiu identificar os tipos de grãos, cimento, minerais autigênicos e poros (Tabela 5). Com base na contagem de no mínimo 300 pontos, foi possível nomear os carbonatos segundo a proposta de Dunham (1962).

Tabela 5 - Constituintes principais das microfácies descritas para a Formação Tamengo.

Amostras	Microfácies	Matriz (%)	Calcita (%)		Bioclastos (%) <i>Cloudina</i>	Cimento (%)	Terrígenos (%)		Porosidade	Classificação de Dunham (1962)
			Anedral	Euhedral/subedral			Quartzo	Plagioclásio		
FPS010-1	Wf	23,1	--	--	5,70	69,6	1,58	--	--	<i>Wackestone</i>
FPS010-2	Mt	95,3	--	--	0,31	3,76	0,63	--	--	<i>Mudstone</i>
FPS028	Mc	97,8	--	--	0,31	0,94	1,88	--	--	<i>Mudstone</i>
BG1	Gm	--	--	57,7	0,63	38,9	1,88	--	0,94	<i>Grainstone</i>
BG2	Gm	1,62	--	--	--	95,8	1,62	0,65	0,32	<i>Grainstone</i>
BG3	Gm	--	--	--	--	99	0,98	--	--	<i>Grainstone</i>

5.2.2.2.1 *Wackestone fossilífero (Wf)*

A microfácies *Wackestone* fossilífero (Figura 28A, B), é caracterizada por matriz micrítica (23%) e cimentado por calcita (70%). Contém macrofósseis de *Cloudina* frequentemente dispersos na matriz, com diâmetro variando entre 0,66 mm e 6,64 mm. Algumas das *Cloudinas* estão fragmentadas. Presença subordinada de cerca de 2% de grãos terrígenos. O quartzo é monocristalino subédrico a euédrico com tamanho até 125 µm, encontram-se dispersos na matriz e às vezes nas feições de dissolução. Os argilominerais estão presentes principalmente nas feições de dissolução. A caulinita aparece como uma alteração do feldspato sódico. Na catodoluminescência exibe tonalidades laranja claro a escuro (Figura 28B).

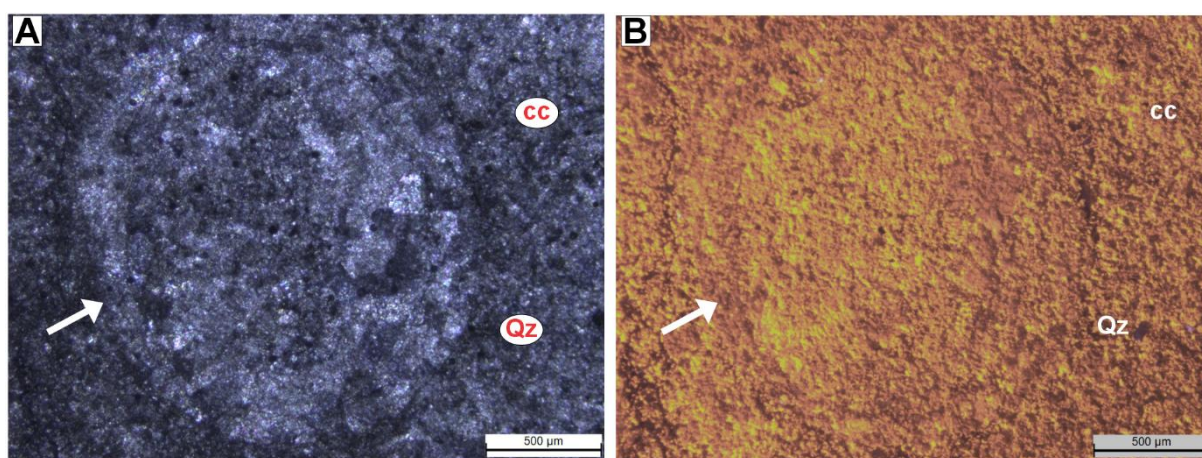


Figura 28 - Microfácies carbonáticas da Formação Tamengo. A) e B) *Wackestone* fossilífero (Wf), cimento de calcita (cc), quartzo (Qz), a seta branca indica o fóssil de *Cloudina*; fotomicrografia em nicóis cruzados e imagem de catodoluminescência, respectivamente.

5.2.2.2.2 *Mudstone com terrígenos (Mt)*

A microfácies *Mudstone* com terrígenos (Figura 29A, B) é caracterizada por uma textura suportada pela matriz micrítica (95%). A micrita apresenta recristalização incipiente para microesparita. Os componentes aloquímicos são escassos e encontram-se dispersos na matriz, sendo constituídos principalmente por fragmentos de *Cloudina* com 0,93 mm de tamanho. A fração terrígena corresponde ao 0,63% da rocha, sendo composta por grãos finos de quartzo monocristalino subédrico a euédrico com extinção ondulante, de tamanho variado de 0,13 mm a 0,66 mm. Esses grãos ocorrem dispersos (Figura 29B) na matriz micrítica, sem orientação preferencial, sugerindo aporte siliciclástico fino e episódico. Apresenta argilominerais como a caulinita e encontra-se nas feições de dissolução.

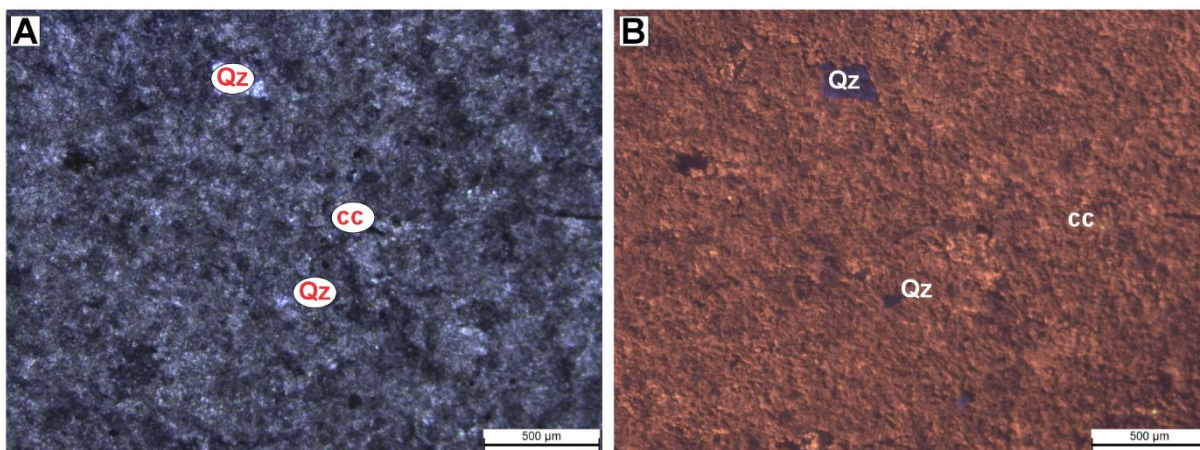


Figura 29 - Microfácies carbonáticas da Formação Tamengo. A) e B) *Mudstone* com terrígenos (Mt), cimento de calcita (cc), quartzo (Qz); fotomicrografia em nicóis cruzados e imagem de catodoluminescência, respectivamente.

5.2.2.2.3 *Mudstone calcítico (Mc)*

A microfácies *Mudstone* calcítico (Figura 30A) é composta pela matriz microesparítica ($< 29 \mu\text{m}$) com cerca de 98% da rocha, com aspecto homogêneo a levemente heterogêneo. Apresenta quartzo monocristalino com extinção ondulante disperso na matriz. Observam-se estilólitos com geometria irregular e serrilhada, enriquecidos em material insolúvel, como óxidos de ferro e argilominerais, indicando processos de dissolução por pressão durante a diagênese de soterramento.

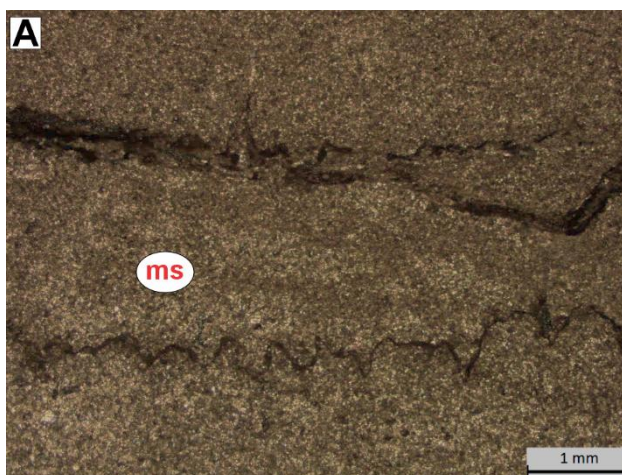


Figura 30 - Microfácies carbonáticas da Formação Tamengo. A) *Mudstone* calcítico (Mc), matriz microesparítica (ms); fotomicrografia em luz natural.

5.2.2.2.4 *Grainstone maciço (Gm)*

A microfácies *Grainstone* maciço (Figura 31A, B) encontra-se disposta em camadas centimétricas a decimétricas com presença de estratificação cruzada *swaley*. A matriz está neomorfisada para pseudoesparita (57%) com textura euédrica a subédrica com tamanho até 4mm. Apresenta vênulas de até 625 μm de comprimento preenchidas por cimento de calcita

espática (38%) (Figura 31B). Apresenta feições de dissolução e estilólitos preenchidos por argilominerais e são posteriores à recristalização da calcita espática.

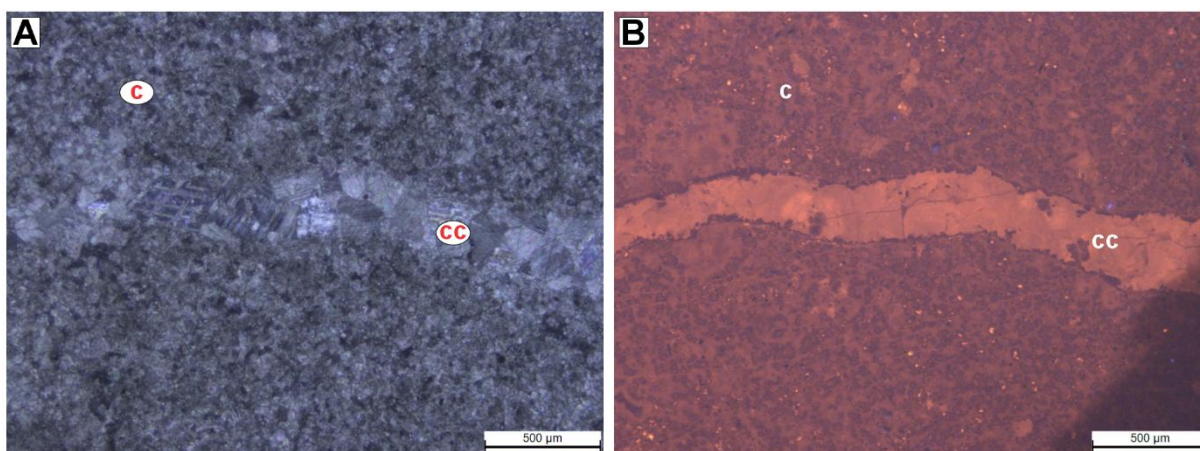


Figura 31 - Microfácies carbonáticas da Formação Tamengo. A) e B) *Grainstone* maciço (Gm), calcita (c), cimento de calcita (cc); fotomicrografia em nicóis cruzados e imagem de catodoluminescência, respectivamente.

Os difratogramas (Figura 32) exibem uma grande similaridade mineralógica entre as amostras de *Wackestone* fossilífero, *Mudstone* com terrígenos, *Mudstone* calcítico e *Grainstone* maciço. Os picos principais identificados em todas as amostras são: calcita ($d = 3,03 \text{ \AA}$); quartzo ($d = 3,34 \text{ \AA}$); plagioclásio ($d = 3,19 \text{ \AA}$); caulinita ($d = 7,14 \text{ \AA}$); ilita ($d = 10 \text{ \AA}$); e esmectita ($d = 15 \text{ \AA}$).

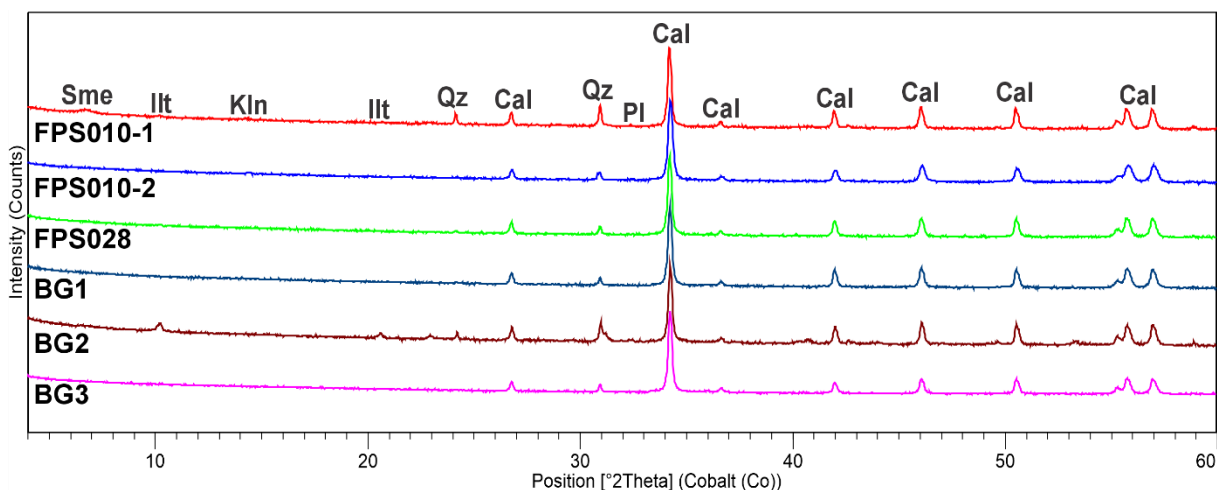


Figura 32 - Difratogramas de 6 amostras das microfácies Wf, Mt, Mc e Gm. Símbolos: Cal - Calcita; Qz - Quartzo; Pl - Plagioclásio; Kln - Caulinita; Ill - Ilita; Sme - Esmectita.

6 COMPARAÇÃO DOS LITOTIPOS CARBONÁTICOS

Neste capítulo são apresentadas diferentes comparações desde o ponto de vista mineralógico e estratigráfico-petrográfico entre as rochas carbonáticas do Grupo 1 e 2, aflorantes na Faixa Paraguai Sul no estado do Mato Grosso do Sul.

6.1 ASPECTOS GERAIS

Os grupos de litotipos carbonáticos analisados apresentam diferenças marcantes (Tabela 6) quanto ao contexto geológico, preservação de feições sedimentares e processos diagenéticos, refletindo histórias evolutivas distintas. As principais diferenças (Figura 33) entre os grupos de rocha carbonática estão diretamente relacionadas às estruturas primárias preservadas e às características texturais das rochas. No Grupo 1, observa-se o predomínio de texturas cristalinas, com destaque para a presença de pseudoesparita e de calcita e/ou dolomita espática, indicando recristalização significativa. Adicionalmente, são comuns texturas metamórficas do tipo granoblástica e porfiroblástica, evidenciando a atuação de processos metamórficos que modificaram substancialmente a fábrica original das rochas.

Em contraste, o Grupo 2 apresenta melhor preservação das feições deposicionais primárias, sendo caracterizado pela ocorrência de micrita e microesparita, que refletem condições de deposição mais próximas do ambiente original. Destaca-se também a presença de macrofósseis típicos do Ediacarano, como *Cloudina* e *Corumbella*, os quais reforçam a interpretação paleoambiental dessas unidades (formações Bocaina e Tamengo) (Oliveira 2010, Oliveira *et al.* 2019, Amorim *et al.* 2020, Ramos *et al.* 2022, Hippertt *et al.* 2023, Afonso *et al.* 2024). No que se refere às estruturas sedimentares, o Grupo 2 exibe uma diversidade significativa de feições reconhecidas em campo, incluindo laminação plano-paralela e ondulada, estromatólitos estratiformes e colunares, estratificação cruzada do tipo *Hummocky/Swaley*, além de estruturas do tipo *Pinch and Swell*. Essas estruturas indicam a atuação de diferentes processos hidrodinâmicos e variações nas condições de energia do ambiente deposicional (Oliveira 2010, Amorim *et al.* 2020, Ramos *et al.* 2022, Hippertt *et al.* 2023). Por outro lado, as rochas carbonáticas do Grupo 1 apresentam-se predominantemente maciças e cristalinas, com ausência ou forte obliteração das estruturas sedimentares originais.

Por fim, quanto às estruturas secundárias, o Grupo 1 é marcado pela presença de foliações e feições de dissolução, associadas a processos tectono-metamórficos e diagenéticos. Já no Grupo 2, predominam estilólitos, que refletem processos de compactação química e dissolução sob pressão ao longo da evolução diagenética das rochas.

Tabela 6 - Comparação das principais características macroscópicas e microscópicas dos litotipos carbonáticos do Grupo 1 e Grupo 2.

Tipo de Rocha		Litotipos Carbonáticos		
		Grupo 1	Grupo 2	
			Formação Bocaina	Formação Tamengo
		Dolomito e Calcário Cristalino	Dolomito	Calcário
Texturas Primárias	Micrita	--	Apresenta	Apresenta
	Microesparito	--	Apresenta	Apresenta
	Pseudoesparita	Apresenta	Apresenta	Apresenta
	Esparita	Apresenta	--	--
	Bioclastos	--	--	<i>Cloudina / Corumbella</i>
	Metamórfica	Granoblástica / Porfiroblástica	--	--
Estruturas Primárias	Laminação plano-paralela	--	Apresenta	Apresenta
	Laminação ondulada	--	--	Apresenta
	Estromatólitos	--	Colunar / Estratiforme	--
	Estratificação cruzada <i>hummocky</i>	--	--	Apresenta
	Estratificação cruzada <i>swaley</i>	--	--	Apresenta
	<i>Pinch and Swell</i>	--	--	Apresenta
Estruturas Secundárias	Foliação	Apresenta	--	--
	Feições de Dissolução	Apresenta	Apresenta	Apresenta
	Estilólitos	Apresenta	--	Apresenta

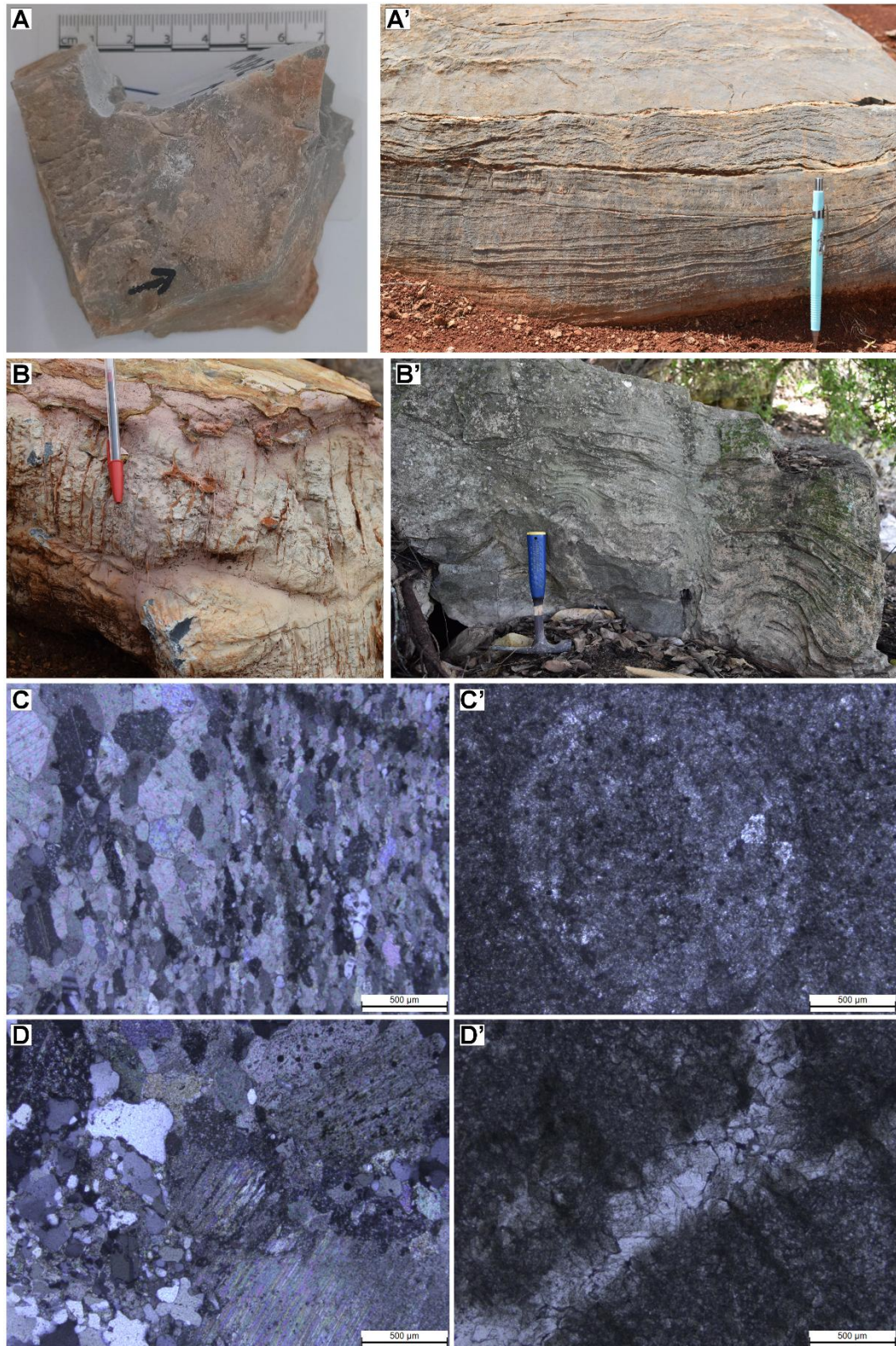


Figura 33 - Comparação das feições macroscópicas e microscópicas entre os litotipos carbonáticos. A/A': Rocha carbonática do Grupo 1 com textura maciça e rocha carbonática do Grupo 2 com estruturas sedimentares (marcas onduladas e estratificação cruzada de baixo ângulo), respectivamente. B/B': Rocha carbonática do Grupo 1 com clivagem de fratura e rocha carbonática do Grupo 2 com estrutura sedimentar (estromatólito estratiforme), respectivamente. C/C': Rocha carbonática do Grupo 1 com textura granoblástica e rocha carbonática do Grupo 2 *Wackestone* fossilífero (Wf) com fóssil de *Cloudina*, respectivamente. D/D': Rocha carbonática do Grupo 1 exibindo recristalização da calcita (cristais >1000 μm) e rocha carbonática do Grupo 2 exibindo neomorfismo e dolomita espática, respectivamente.

6.2 MINERALOGIA

A comparação da composição mineralógica dos litotipos carbonáticos (Figura 34) evidencia algumas diferenças, refletindo suas distintas condições de formação e evolução geológica.

As rochas atribuídas ao Grupo 1 (Figura 34) exibem composição mineralógica heterogênea, caracterizada pela predominância de minerais carbonáticos como a calcita e dolomita. Além da presença de minerais siliciclásticos como quartzo (abundante), plagioclásio, bem como minerais micáceos, como muscovita e biotita, refletindo condições de metamorfismo de baixo a médio grau e interação com fluidos hidrotermais (Yardley 1989). A ocorrência de argilominerais também é significativa com minerais como caulinita, illita e esmectita. Além disso, apresenta minerais opacos, como a pirita, que são formados em condições redutoras associadas à circulação de fluidos ricos em enxofre (Robb 2005).

Em contraste, as amostras do Grupo 2 (Figura 34) apresentam predominância de minerais carbonáticos típicos, como a calcita e, subordinadamente, a dolomita, indicando elevada pureza composicional (Tucker & Wright 1990, Warren 2000, Flügel 2010). Observa-se ainda a presença de minerais terrígenos em baixos teores, como quartzo e plagioclásio, além de argilominerais (caulinita, illita e esmectita) e minerais micáceos, como a muscovita, que podem ter sido introduzidos por aporte siliciclástico ou formados durante processos de alteração (Tucker & Wright 1990). Essa composição é compatível com ambientes de plataforma carbonática relativamente estáveis, com baixa influência de aporte continental.

O Grupo 2 distingue-se por sua maior pureza carbonática e menor influência siliciclástica, enquanto o Grupo 1 apresenta maior diversidade mineralógica e contribuição significativa de fases não carbonáticas. A diferença mais relevante é a presença de biotita e pirita nas rochas carbonáticas do Grupo 1, indicando que os fluidos hidrotermais ou metamorfismo favoreceram o enriquecimento de elementos como Fe, Mg, K e S em condições térmicas elevadas (Robb 2005, Winter 2010, Bucher & Frey 2002). Dessa forma, as diferenças mineralógicas entre os dois grupos refletem não apenas variações nos ambientes deposicionais, mas também a influência de processos pós-deposicionais, como o hidrotermalismo/metamorfismo que afetou as rochas do Grupo Cuiabá.

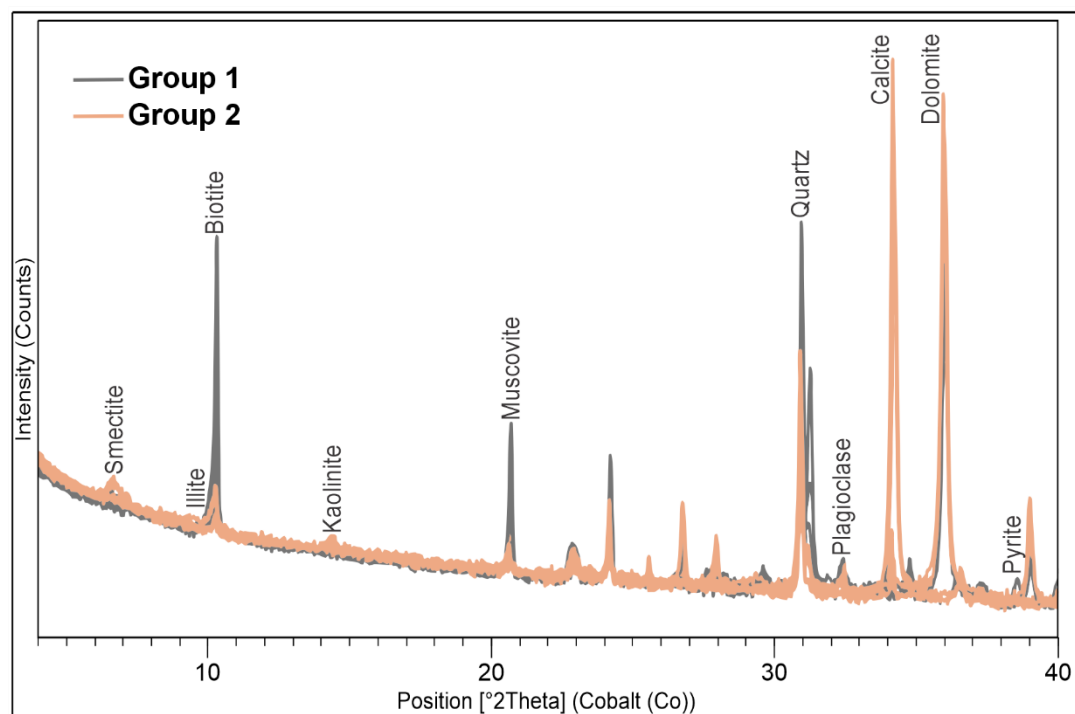


Figura 34 - Difratoograma exibindo a comparação entre os litotipos carbonáticos, com as principais fases mineralógicas identificadas, e tabela com a composição mineralógica de cada amostra.

Carbonate Lithotype	Sample	Mineral									
		Calcite	Dolomite	Quartz	Plagioclase	Muscovite	Kaolinite	Illite	Smectite	Biotite	Pyrite
Group 1	FPS003	✓								✓	
	FPS037-1		✓	✓	✓			✓		✓	
	FPS037-2		✓	✓	✓						
	FPS037-3		✓	✓	✓						
	FPS037-4		✓	✓	✓						
	FPS037-5		✓	✓		✓	✓				
	FPS037-6		✓	✓	✓					✓	
	FPS037-7		✓	✓		✓					✓
	FPS037-8		✓	✓	✓	✓					
	FPS059-1	✓	✓	✓	✓	✓					
	FPS059-2	✓		✓	✓	✓			✓		
	FPS078-1	✓	✓	✓							
Group 2: Bocaina Fm	FPS078-2	✓	✓	✓							
	FPS004	✓	✓	✓	✓						
	FPS023-1	✓	✓	✓	✓						
	FPS023-3		✓	✓	✓						
	FPS023-4	✓	✓	✓	✓	✓					
	FPS062-1		✓	✓							
	FPS062-2	✓	✓	✓							
	FPS064	✓	✓	✓	✓						
Group 2: Tamengo Fm	PM-0	✓	✓	✓	✓	✓					
	PM-38		✓	✓		✓		✓	✓	✓	
	FPS010-1	✓		✓				✓			
	FPS010-2	✓		✓				✓			
	FPS028	✓		✓							
	BG1	✓		✓							
	BG2	✓		✓	✓			✓			
	BG3	✓		✓							

7 CONSIDERAÇÕES FINAIS

7.1 PROPOSTA LITOESTRATIGRÁFICA PARA OS DEPÓSITOS DO NEOPROTEROZOICO NO SUL DA FAIXA PARAGUAI

7.1.1 Carta e perfil estratigráfico

Na literatura desta região referências aos termos sedimentares e metamórficos têm sido incluídos conjuntamente nas descrições das unidades (Figura 8), bem como ocorre equívocos relacionados ao reconhecimento de estruturas sedimentares e àquelas produzidas por deformação tectônica e/ou metamorfismo. O exemplo mais clássico desta problemática são os depósitos siliciclásticos das formações Cadieus e Cerradinho que, de acordo com Gaucher *et al.* 2003, Hippertt *et al.* 2023, Morais *et al.* 2024 e Fernandes *et al.* 2025, jazem sobre a Formação Puga, Grupo Jacadigo ou Grupo Cuiabá de idade criogeniana, e são recobertos pelas unidades carbonáticas (Bocaina e Tamengo) do Grupo Corumbá. Em todos os afloramentos listados em trabalhos prévios, os diamictitos e conglomerados estão metamorfizados, e isso põe em dúvida a presença da glaciação marinoana na região da Faixa Paraguai Sul. A inclusão desses depósitos dentro do Grupo Cuiabá formado por metadiamictitos, filitos, xistos e metacarbonatos vem de encontro com a sua associação muito mais apropriada com assembléia metamórfica do que rochas carbonáticas primárias do Grupo Corumbá. Da mesma forma, a Formação Cerradinho que inclui rochas carbonáticas cristalinas metamorfizadas não podem ser incluídas na evolução sedimentar da Província Tocantins. Outra problemática se refere à Formação Cadieus, interpretada como depósitos de leques aluviais de borda de bacia, o que é incompatível com os atuais limites morfológicos da suposta bacia sedimentar que abrigou estes depósitos. Leques aluviais precisam de condições muito especiais para serem preservados em uma bacia tão antiga. Os supostos diamictitos arenosos glaciais da Formação Puga de idade Marinoana (635 Ma) têm sido posicionados abaixo e lateralmente com as formações Cadieus e Cerradinho, e com os litotipos metamórficos do Grupo Cuiabá. Estas contradições demonstram o grau de confusão descritiva e interpretativa dos trabalhos prévios que interdigitam rochas metamórficas com sedimentares. Diante dessas inconsistências, a parte basal da coluna estratigráfica da Bacia Corumbá e da Serra da Bodoquena são redescritas e redefinidas separando os litotipos sedimentares e metamórficos. Com base nos resultados de mapeamento das unidades e observações dos principais afloramentos clássicos e seções-tipo combinado com dados petrográficos, mineralógicos e estruturais, é estabelecida uma nova proposta estratigráfica para esta região no sul da Província de Tocantins (Figura 35).

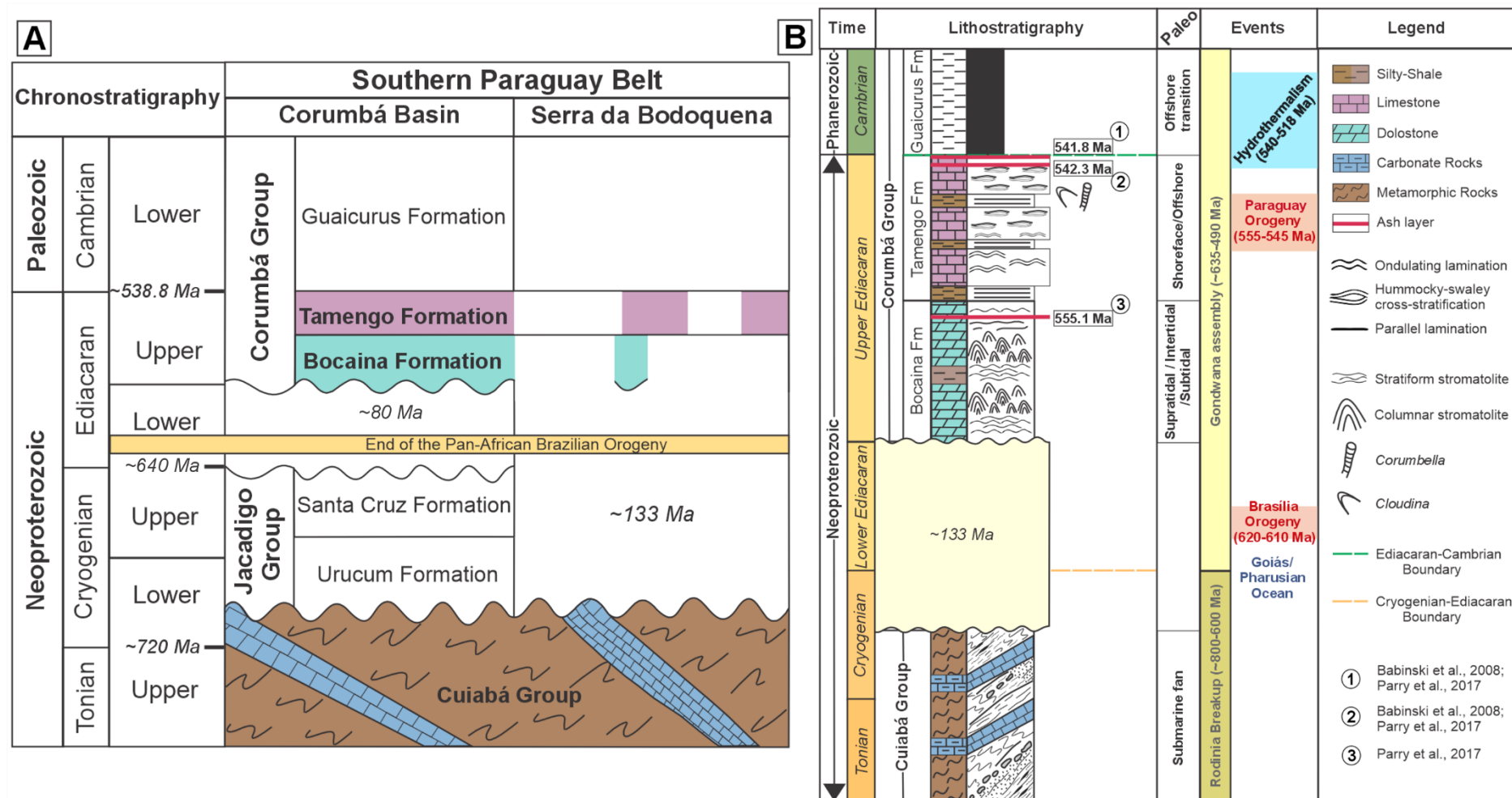


Figura 35 - Proposta litoestratigráfica para os depósitos do Neoproterozoico na região da Faixa Paraguai Sul. A) Relação estratigráfica entre as unidades geológicas do Toniano, Criogeniano e Ediacarano nos setores da bacia de Corumbá e da Serra da Bodoquena. B) Coluna estratigráfica composta da Serra da Bodoquena com os principais eventos tectono-estratigráficos.

7.2 REDEFINIÇÃO LITOESTRATIGRÁFICA DA REGIÃO CENTRO-OESTE

A reavaliação de mapas geológicos disponíveis (Figura 36A) demonstra que a Formação Cerradinho é na verdade metamórfica (Figura 10D) e possui litotipos similares aos da Formação Puga, mas também em alguns setores apresenta fósseis típicos do Ediacarano (Figura 16E, F, H). Esta interpretação levanta a possibilidade de que parte destas unidades sejam metamórficas e não o substrato da capa carbonática marinoana, recentemente denominada como Formação Morraria do Sul (Fernandes *et al.* 2025).

A Formação Puga descrita na seção tipo no Morro do Puga (Almeida 1965) compreende uma sucessão de metaconglomerados, metaarenitos e mármores. Essas rochas mostram comumente a presença de uma trama planar representada por foliação metamórfica, associada a porfiroclastos alongados, simétricos ou assimétricos, rotacionados e com sombra de pressão, representados por fragmentos subarredondados a subangulosos com composição variada. A natureza metamórfica das rochas descritas na seção tipo da Morraria do Sul é incompatível com as características dos diamictitos glaciais associados à capa carbonática marinoana, descritos na Faixa Paraguai Norte, em Tangará da Serra (Nogueira 2018). Estes não exibem uma trama planar metamórfica, indicando que não foram afetados por metamorfismo. Este fato indica uma inconsistência no uso do nome Formação Puga para nomear duas sucessões distintas caracterizadas por rochas metamórficas e sedimentares, respectivamente. Observações de campo na Faixa Paraguai Sul, Serra da Bodoquena, permitiram identificar que unidades cartografadas como pertencentes a Formação Puga, de acordo com a CPRM (Figura 36A), corresponde a rochas metamórficas como xistos, metaconglomerados, metaarenitos e metapelitos. Em campo essas mesmas rochas metamórficas também correspondem aos domínios do Grupo Cuiabá, não havendo diferença entre as litologias que caracterizam as duas formações, em campo. Interpretamos que a sucessão de rochas metassedimentares descritas como Formação Puga na Faixa Paraguai Sul, correspondem ao Grupo Cuiabá (Figura 36B). E são distintas das rochas da Formação Puga da Faixa Paraguai Norte.

Por sua vez, McGee *et al.* (2018) define uma ampla ocorrência de rochas sedimentares da Formação Guaicurus ao leste da Serra da Bodoquena, com base em dados geocronológicos, U-Pb em zircão (543 ± 11 Ma). Diante do exposto, as rochas que afloram nesta região exibem proeminente trama planar metamórfica do tipo foliação espaçada (Figura 11C). Em campo, as rochas estudadas por McGee *et al.* (2018) não correspondem a rochas sedimentares, portanto não podem ser incluídas na Formação Guaicurus (Fazio *et al.* 2019) e confirma a ocorrência do Grupo Cuiabá nesta região (Figura 36B).

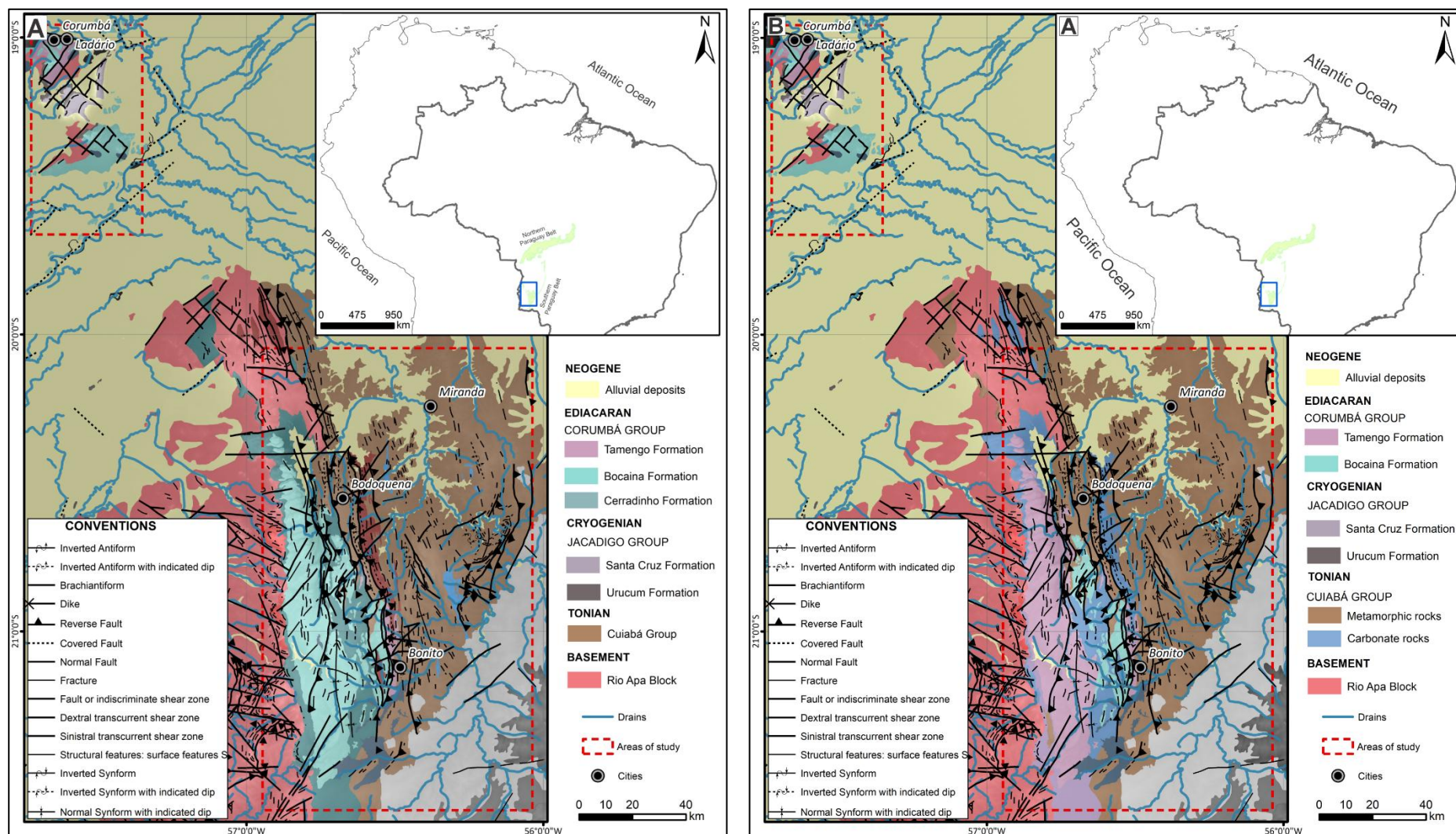


Figura 36 – Comparação dos mapas geológicos. A) Mapa geológico da CPRM (Lacerda *et al.* 2006). B) Nova proposta do mapa geológico para a Faixa Paraguai Sul, modificado de Lacerda *et al.* (2006).

Os dados apresentados nesta dissertação indicam que a deformação na Faixa Paraguai Sul não corresponde a um único evento contínuo da Orogênese Brasileira, mas sim a episódios tectônicos distintos, com idades e estilos tectônicos diferentes, uma interpretação que está em concordância com o modelo proposto para a Faixa Paraguai Norte por Santos *et al.* (2020). Nesse contexto, reconhece-se um domínio transpressional dúctil, associado à colisão dos crátons e à amalgamação do Gondwana (~650–600 Ma), registrado no Grupo Cuiabá, onde há desenvolvimento de foliação, estruturas dúcteis e recristalização associada a condições de baixo grau metamórfico (Fettes & Desmons 2007). Em contraste, a cobertura sedimentar carbonática do Grupo Corumbá não registra evidências de deformação dúctil associada à orogenia, sendo afetada predominantemente por estruturas rúptis (falhas normais oblíquas, fraturamento e dobras de arrasto), compatíveis com um regime transtensional pós-orogênico (Santos *et al.* 2020).

Do ponto de vista temporal, a deformação brasileira (~650–630 Ma) restringe-se ao embasamento metamórfico, enquanto a cobertura carbonática foi depositada posteriormente (~580–540 Ma), em um contexto pós-colisional associado à evolução de bacias e plataformas carbonáticas neoproterozóicas (Tucker & Wright 1990, Caxito *et al.* 2021). Os eventos deformacionais que afetam essa cobertura são ainda mais jovens, relacionados a um regime transtensional pós-orogênico, posterior a ~540 Ma, e responsável pela geração das falhas normais oblíquas e estruturas associadas (Santos *et al.* 2020).

Esse modelo indica uma evolução em múltiplas etapas: (i) deformação dúctil transpressional associada à colisão neoproterozóica, (ii) deposição de uma cobertura sedimentar pós-colisional, e (iii) reativação tectônica posterior em regime transtensional que afeta tanto o embasamento quanto a cobertura, mas com expressões estruturais distintas, refletindo a complexa interação entre processos tectônicos, sedimentares e térmicos na evolução da Faixa Paraguai Sul.

7.3 PROPOSTA EVOLUTIVA PARA AS ROCHAS CARBONÁTICAS DO NEOPROTEROZOICO NA FAIXA PARAGUAI SUL

As rochas carbonáticas do Grupo Cuiabá provavelmente representam depósitos formados em porções mais proximais do oceano Goiás–Pharusiano, em um contexto de margem continental ativa durante o Neoproterozoico. No Criogeniano, período marcado por intensas mudanças climáticas e reorganização paleogeográfica associada à formação do Gondwana, o desenvolvimento de plataformas mistas foi recorrente, com deposição concomitante de sedimentos carbonáticos e siliciclásticos (Caxito *et al.* 2021).

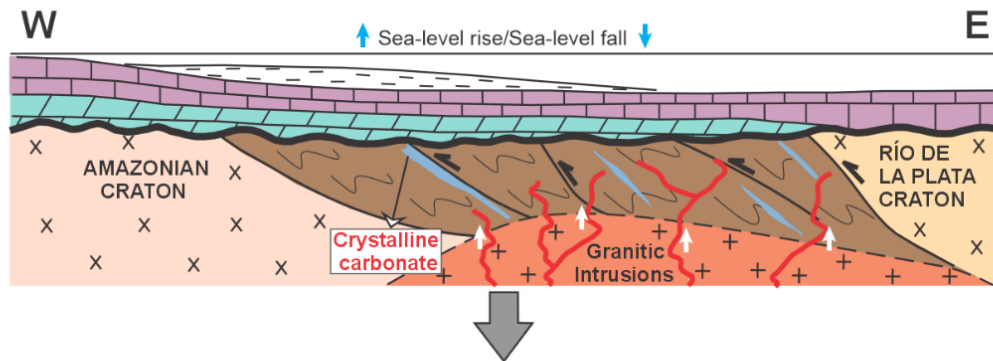
Nesse ambiente, a sedimentação carbonática ocorreu sob forte influência do aporte terrígeno, proveniente de áreas elevadas e tectonicamente ativas, resultando na associação entre carbonatos e minerais siliciclásticos, característica marcante dessas unidades (Tucker & Wright 1990). Isso explica a associação entre carbonatos e minerais siliciclásticos observada no Grupo Cuiabá.

Com o soterramento progressivo, essas rochas foram inicialmente submetidas a processos diagenéticos, incluindo compactação, recristalização e circulação de fluidos, típicos do domínio de soterramento carbonático (Immenhauser 2021). Com o avanço da Orogênese Brasileira, houve uma transição para condições de maior temperatura e pressão, nas quais os processos passaram a ser dominados por reações metamórficas, promovendo intensa recristalização e reorganização mineralógica. Em estágios mais avançados, essa evolução resultou na formação de metacarbonatos com desenvolvimento de foliação e texturas granoblásticas e porfiroblásticas.

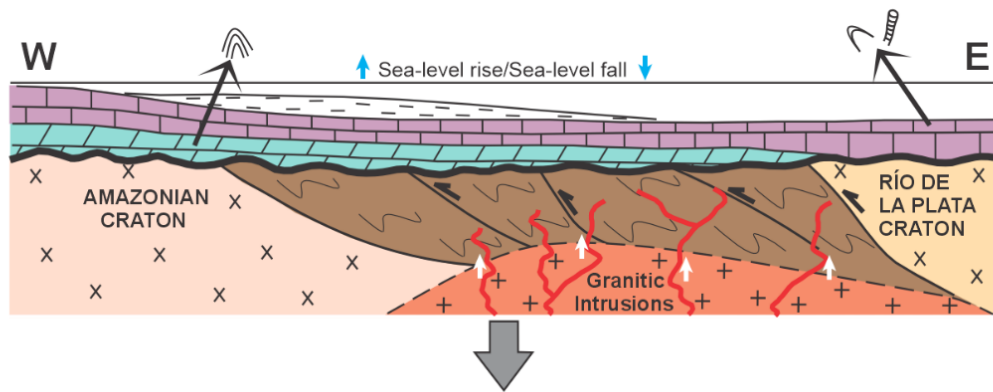
Além do soterramento, a evolução dessas rochas foi significativamente influenciada pela atuação de sistemas hidrotermais associados à intrusão de corpos graníticos neoproterozóicos na Faixa Paraguai Sul (Godoy *et al.* 2010). Esses corpos magmáticos atuaram como fonte de calor, promovendo a circulação de fluidos hidrotermais de origem magmática ao longo de falhas e fraturas previamente formadas durante a deformação (Figura 37). A interação desses fluidos com os níveis carbonáticos favoreceu processos de recristalização, dolomitização e silicificação, além da introdução de elementos externos (Fe, Mg, K e S).

Por fim, a coexistência de áreas com preservação de estruturas sedimentares e outras completamente recristalizadas indica diferentes graus de modificação ao longo do soterramento, metamorfismo e circulação de fluidos hidrotermais. Dessa forma, o Grupo Cuiabá registra uma evolução contínua, desde a deposição em uma plataforma mista influenciada por aporte siliciclástico até sua transformação sob condições tectono-metamórficas e hidrotermais durante a Orogênese Brasileira, conforme sintetizado no modelo proposto.

© **HIDROTHERMALISM - Upper Ediacaran to Lower Cambrian (540-518 Ma)**



© **HIDROTHERMALISM - Upper Ediacaran to Lower Cambrian (540-518 Ma)**



© **PARAGUAY OROGENY - Upper Ediacaran (555-545 Ma)**

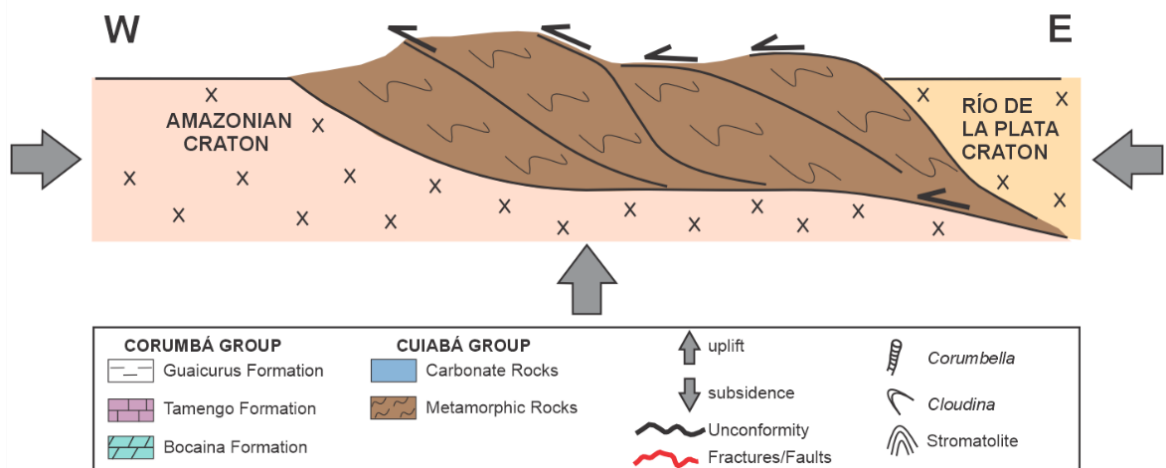


Figura 37 - Diagrama esquemático da evolução das rochas carbonáticas neoproterozoicas da Faixa Paraguai Sul. A) Colisão dos blocos Amazônia e Rio de La Plata resultando na orogenia Paraguai. B-C) Estágios pós-orogênicos marcados pela intrusão de corpos graníticos (Godoy *et al.* 2010) e circulação de fluidos hidrotermais ao longo de falhas e fraturas, promovendo recristalização, dolomitização, silicificação. Modificado de Santos *et al.* (2020) e Nogueira *et al.* (2022).

8 CONCLUSÕES

A comparação entre os litotipos carbonáticos na região da Faixa Paraguai Sul no contexto do Neoproterozoico, permitiu distinguir as rochas carbonáticas de origem sedimentar daquelas de natureza metamórfica/hidrotermal, com base na integração de dados de campo, critérios texturais, mineralógicos e estruturais. O Grupo 1 corresponde a metacarbonatos associados ao Grupo Cuiabá, caracterizados por recrystalização, foliação e presença de minerais siliciclásticos e metamórficos. Este grupo registra uma evolução complexa, envolvendo deposição em ambiente de plataforma mista, soterramento progressivo, metamorfismo de baixo grau e circulação de fluidos hidrotermais. O Grupo 2 é composto por rochas carbonáticas de origem sedimentar pertencentes ao Grupo Corumbá (formações Bocaina e Tamengo), com preservação de feições deposicionais relacionadas a sistemas de plataforma rasa neoproterozoica.

O Grupo 2 foi subdividido em duas associações: a primeira, correspondente à planície de maré e borda de plataforma da Formação Bocaina, dividida em sete microfácies; a segunda, associada a um sistema de rampa carbonática da Formação Tamengo, dividida em quatro microfácies. O contato entre essas associações é interpretado como uma superfície transicional relacionada à elevação do nível do mar, marcada pelo recobrimento de pelitos por calcários com tempestitos. Em contraste, o Grupo 1, devido à sua origem metamórfica/hidrotermal, é constituído por dolomitos e calcários cristalinos, caracterizados por texturas maciças, porfiroblásticas e granoblásticas, principalmente.

Os minerais presentes nas rochas carbonáticas são relativamente semelhantes ao esperado, com predominância de calcita e dolomita. No entanto, o Grupo 2 destaca-se por apresentar maior pureza composicional e menor aporte de material siliciclástico. Por sua vez, o Grupo 1 é caracterizado pela presença de minerais como biotita e pirita, associados ao enriquecimento em elementos como Fe, Mg, K e S, possivelmente relacionado à atuação de metamorfismo e/ou de fluidos hidrotermais sob condições de temperatura elevada.

Do ponto de vista tectono-estratigráfico, os resultados indicam que a evolução da Faixa Paraguai Sul ocorreu em múltiplas etapas, incluindo deformação dúctil associada à Orogênese Brasileira, deposição de cobertura sedimentar pós-colisional e reativação tectônica tardia, sem continuidade direta entre esses eventos.

A distinção entre esses grupos demonstra que a presença ou ausência de estruturas sedimentares, aliada ao grau de recrystalização e à composição mineralógica, constitui um critério robusto para a diferenciação genética dos carbonatos. Esses resultados evidenciam que

parte das rochas carbonáticas anteriormente interpretados como sedimentares podem ter sido modificadas por processos metamórficos e/ou hidrotermais, contribuindo para inconsistências em modelos litoestratigráficos regionais.

O novo mapa geológico apresentado para a Província Tocantins na porção sul da Faixa Paraguai permitiu refinar a compartimentação litoestratigráfica da região, evidenciando a distribuição espacial distinta entre as unidades carbonáticas sedimentares e aquelas modificadas por processos tectono-metamórficos. Em particular, o mapeamento detalhado possibilitou reconhecer com maior precisão os domínios associados ao Grupo Cuiabá e ao Grupo Corumbá, destacando contrastes marcantes em termos de grau de deformação, recristalização e preservação de estruturas sedimentares.

REFERÊNCIAS

- Adams A. E., Mackenzie W.S., Guilford C (ed.). 1984. *Atlas of sedimentary rocks under the microscope*. Harlow, Longman, 140 p.
- Adorno R.R., do Carmo D.A., Germs G., Walde D.H., Denezine M., Boggiani P.C., Sousa e Silva S.C., Vasconcelos J.R., Tobias T.C., Guimarães E.M., Vieira L.C., Figueiredo M.F., Moraes R., Caminha S.A., Suarez P.A.Z., Rodrigues C.V., Caixeta G.M., Pinho D., Schneider G., Muyambag R. 2017. *Cloudina luciano* (Beurlen & Sommer 1957), Tamengo Formation, Ediacaran, Brazil: Taxonomy, analysis of stratigraphic distribution and biostratigraphy. *Precambrian Research*, **301**:19–35. <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2017.08.023>
- Afonso J.W.L., Pereira L.G., Faria B.A., Romero G.R., Amorim K.B., Basso J.M.L., Trindade R.I.F. 2024. Stratigraphical and sedimentological controls on the distribution of *Cloudina* bioclastic accumulations in the terminal Ediacaran Tamengo Formation (Corumbá Group), Brazil. *Sedimentary Geology*, **463**:106580. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2024.106580>
- Alkmin F.F., Marshak S., Fonseca M.A. 2001. Assembling West Gondwana in the Neoproterozoic: clues from the São Francisco Craton region, Brazil. *Geology*, **29**:319-322.
- Almeida F.F.M. 1945. Geologia do sudoeste Mato-grossense. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*, Departamento Nacional de Produção Mineral, **116**:1–118.
- Almeida F.F.M. 1965. Geologia da Serra da Bodoquena (Mato Grosso) Brasil. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*, Departamento Nacional de Produção Mineral, DNPM, **219**:1–100.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: SGB, 7º Simpósio Geologia Nordeste, Campina Grande. *Atas*[...] p. 363-391.
- Almeida F.F.M. 1984. Província Tocantins -setor sudoeste. In: Almeida F.F.M. & Hasui Y. (ed.). *O pré-cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgard Blucher, p. 265-281.
- Alvarenga C.J.S. & Trompette R. 1993. Evolução tectônica brasileira da Faixa Paraguai: A estruturação da região de Cuiabá. *Revista Brasileira de Geociências*, **23**(1):18-30.
- Alvarenga C.J.S. & Trompette R. 1992. Glacially influenced sedimentation in the Later Proterozoic of Paraguay belt (Mato Grosso, Brazil). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **92**:85–105. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(92\)90136-s](https://doi.org/10.1016/0031-0182(92)90136-s).
- Alvarenga C.J.S., Boggiani P.C., Babinski M., Dardenne M.A., Figueiredo M., Santos R.V., Dantas E.L. 2009. Chapter 2 The Amazonian Palaeocontinent. *Developments in Precambrian Geology*, **16**:15–28. [https://doi.org/10.1016/s0166-2635\(09\)01602-8](https://doi.org/10.1016/s0166-2635(09)01602-8)
- Amorim K.B., Afonso J.W.L., Leme J.M., Diniz C.Q.C., Rivera L.C.M., Gutiérrez J.C.G., Boggiani P.C., Trindade R.I.F. 2020. Sedimentary facies, fossil distribution and depositional setting of the late Ediacaran Tamengo Formation (Brazil). *Sedimentology*, **67**(7):3422-3450. <https://doi.org/10.1111/sed.12749>
- Babcock L.E., Grunow A.M., Sadowski G.R., Leslie, S.A. 2005. *Corumbella*, an Ediacaran grade organism from the late neoproterozoic of Brazil. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, **220**:7–18.

- Babinski M., Boggiani P.C., Fanning M., Simon C.M., Sial A.N. 2008. U–Pb SHRIMP geochronology and isotope chemostratigraphy (C, O, Sr) of the Tamengo Formation, southern Paraguay belt, Brazil. *In: 6º South American Symposium on Isotope Geology, San Carlos de Bariloche, Argentina. Proceedings[...]*, 1 CD-ROM.
- Basei M.A.S. & Brito Neves B.B. 1992. Características geológicas da transição Proterozóico-Fanerozóico no Brasil. *In: Gutiérrez-Marco J.G. & Rábano I. (ed.). Paleozoico inferior de Iberoamérica*. Mérida, Universidad de Extremadura, p. 331-342.
- Becker-Kerber B., Pacheco M.L.A.F., Rudnitzki I.D., Galante D., Rodrigues F., Leme J.M. 2017. Ecological interactions in *Cloudina* from the Ediacaran of Brazil: implications for the rise of animal biomineralization. *Scientific Reports*, **7**:5482. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-05753-8>
- Boggiani P.C., Fairchild, T.R., Coimbra, A.M. 1993. O grupo Corumbá (Neoproterozoico-Cambriano) na região central da Serra da Bodoquena (Faixa Paraguai), Mato Grosso do Sul. *Revista Brasileira de Geociências*, **23**:301–305.
- Boggiani P.C. 1997. *Análise estratigráfica da Bacia Corumbá (Neoproterozoico) – Mato Grosso do Sul*. PhD Thesis, Universidade de São Paulo, São Paulo, 183 p.
- Boggiani P.C. & Alvarenga C.J.S. 2004. Faixa Paraguai. *In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro A.D.R., Brito-Neves B.B. (ed.). Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca Editora, p.113-122.
- Boggiani P.C., Gaucher C., Sial A.N., Babinski M., Simon C.M., Riccomini C., Ferreira V.P., Fairchild T.R. 2010. Chemostratigraphy of the Tamengo Formation (Corumbá Group, Brazil): a contribution to the calibration of the Ediacaran carbon-isotope curve. *Precambrian Research*, **182**(4):382-401. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.06.003>
- Brito Neves B.B. & Fuck R.A. 2013. Neoproterozoic evolution of the basement of the South American platform. *Journal of South American Earth Sciences*, **47**:72-89. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2013.04.005>
- Bucher K. & Frey M. 2002. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Berlin, Germany: Springer, 441p.
- Burne R.V. & Moore L.S. 1987. Microbialites: organosedimentary deposits of benthic microbial communities. *Palaos*, **2**(3):241-254. <https://doi.org/10.2307/3514674>
- Campanha G.A.C., Boggiani P.C., Sallun Filho W., de Sá F.R., Zuquim, M.P.S., Piacentini T. 2011. A Faixa de dobramento Paraguai na Serra da Bodoquena e depressão do rio Miranda, Mato Grosso do Sul. *Geologia USP, Série Científica*, **11**(3):79-96.
- Castelnau F.D. 1857. *Expedition dans les parties centrales de l’Amérique du Sud*. Paris. (15 v., 7 partes).
- Cawood P.A., Martina E.L., Murphy J.B., Pisarevsky S.A. 2021. Gondwana’s interlinked peripheral orogens. *Earth and Planetary Science Letters*, **568**:117057. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2021.117057>

Caxito F., Lana C., Frei R., Uhlein G.J., Sial A.N., Dantas E.L., Pinto A.G., Campos F.C., Galvão P., Warren L.V., Okubo J., Ganade C.E. 2021. Goldilocks at the dawn of complex life: mountains might have damaged Ediacaran–Cambrian ecosystems and prompted an early Cambrian greenhouse world. *Scientific Reports*, **11**:20010. <https://doi.org/10.1038/s41598-021-99526-z>

Cordani U.G., Fraga L.M., Reis N., Tassinari C.C.G., Brito-Neves B.B. 2010. On the origin and tectonic significance of the intra-plate events of Grenvillian-type age in South America: a discussion. *Journal of South American Earth Sciences*, **29**:143–159. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.07.002>

Corrêa J.A. *et al.* 1979. *Geologia das regiões Centro e Oeste de Mato Grosso*. Projeto Bodoquena. [S.l.], Departamento Nacional de Produção Mineral-DNPM/CPRM, v.3,111p, mapa geológico esc. 1:250.000. (Serie Geologia Básica).

Davies G.R. & Smith J.L.B. 2006. Structurally controlled hydrothermal dolomite reservoir facies: an overview. *AAPG Bulletin*, **90**:1641–1690.

Del’Arco J.O., Trapanoff I., Pereira L.G.M., Souza S.L., Luz D.S. 1981. Geologia do pré-cambriano na Folha SE-21 Corumbá. *In*: SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, Goiânia. *Anais*[...], Goiânia, p. 25-160.

Dickson J.A.D. 1966. Carbonate identification and genesis as revealed by staining. *Journal of Sedimentary Research*, **36**(2): 491-505.

Dunham R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *In*: Ham W.E. (ed). *Classification of carbonate rocks*, Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, p. 108-121.

Dupraz C., Reid R.P., Braissant O., Decho A.W., Norman S., Visscher P.T. 2009. Processes of carbonate precipitation in modern microbial mats. *Earth-Science Reviews*, **96**(3):141-162. [10.1016/j.earscirev.2008.10.005](https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2008.10.005)

Esteban M. & Klappa C.F. 1983. Subaerial exposure environment. *In*: Scholle P.A., Bebout D.G., Moore C.H. (ed.). *Carbonate depositional environments*. Tulsa, The American Association Petroleum Geologists, p. 1-54. (Special Publication, 33).

Evans J.W. 1894. The Geology of Matto Grosso (Particularly the Region drained by the Upper Paraguay). *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, **50**:85-104.

Fazio G., Guimarães E.M., Walde D.W.G., do Carmo D.A., Adorno R.R., Vieira L.C., Denezine M., Silva da C.B., Godoy H.V., Borges P.C., Pinho D. 2019. Mineralogical and chemical composition of Ediacaran-Cambrian pelitic rocks of the Tamengo and Guaicurus formations (Corumbá Group - MS, Brazil): Stratigraphic positioning and paleoenvironmental interpretations. *Journal South American Earth Sciences*. **90**:487–503. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.11.025>

Fernandes H.A., Boggiani P.C., Frederiksen J.A., Campos M.D.R., Cardoso-Lucas V., Freitas B.T., Frei R. 2025. Rapid bioproductivity recovery following the Marinoan Glaciation: evidence from Sr-Cr-Cd isotopes and trace elements in the Morraria do Sul cap dolostone Brazil. *Chemical Geology*, **673**:122548. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2024.122548>

- Flügel E. 2010. *Microfacies of carbonate rocks, analysis, interpretation and application*. Berlin, Springer-Verlag, 996 p.
- Folk R.L. 1965. Some aspects of recrystallization in ancient limestones. In: Pray L.C. & Murray R.S. (ed.). *Dolomitization and limestone diagenesis*. Tulsa, Society for Sedimentary Geology, p. 14-48. (Special Publication, 13).
- Fontana S., Nader F.H., Morad S., Ceriani A., Al-Aasm I.S. 2010. Diagenesis of the Khuff Formation (Permian-Triassic), northern United Arab Emirates. *Arabian Journal of Geosciences*, **3**(4): 351–368.
- Ford D. & Williams P. (ed.). 2007. *Karst hydrogeology and geomorphology*. Chichester, Journal of Cave and Karst Studies, 562 p.
- Frey M. & Robinson D. (ed.). 1999. *Low-grade metamorphism*. Oxford, Blackwell Science, 313p.
- Frugis G.L., Neto M.C.C., Westin A., Fanning C.M. 2024. New perspectives on the tectonic evolution of the eastern Paraguay Belt revealed through zircon U-Pb-Hf-O systematics of the inner units. *Precambrian Research*, **411**: 107529. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2024.107529>
- 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. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(02\)00140-7](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(02)00140-7)
- Godoy A.M., Pinho F.E.C., Manzano J.C., Araújo L.M.B., Silva J.A., Figueiredo M. 2010. Estudos isotópicos das rochas granitóides neoproterozoicas da Faixa de Dobramento Paraguai. *Revista Brasileira de Geociências*, **40**(3):380-391.
- Grant S.W.F. 1990. Shell structure and distribution of *Cloudina*, a potential index fossil for the terminal Proterozoic. *American Journal of Science*, **290**:261–294.
- Gregg J.M. & Sibley D.F. 1984. Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopic dolomite texture. *Journal of Sedimentary Research*, **54**(3): 908–931.
- Hardie L.A. & Shinn E.A. 1986. Carbonate depositional environments, modern and ancient Part 3: Tidal Flats. *Colorado School of Mines Quarterly*, **81**:59-73.
- Hippertt J.P.T.M., Rudnitzki I.D., Morais L., Freitas B., Romero G.R., Fernandes H.A., Leite M.G.P., Leme J.M., Boggiani P., Trindade R.I.F. 2023. Sedimentary evolution and sequence stratigraphy of Ediacaran high-grade phosphorite–dolomite–shale successions of the Bocaina Formation (Corumbá Group), Central Brazil: Implications for the Neoproterozoic phosphogenic event. *Sedimentology*, **70**:2371–2422. <https://doi.org/10.1111/sed.13125>.
- Immenhauser A. 2021. On the delimitation of the carbonate burial realm. *The Depositional Record*, **8**:524–574. [10.1002/dep2.173](https://doi.org/10.1002/dep2.173)
- Jébrak M. 1997. Hydrothermal breccias in ore deposits. *Ore Geology Reviews*, **12**:111–134.
- Jones J.P. 1985. The southern border of the Guaporé Shield in western Brazil and Bolivia: an interpretation of its geologic evolution. *Precambrian Research*, **28**:111-135.

- Kaldi J. & Gidman J. 1982. Early diagenetic dolomite cements; examples from the Permian lower magnesian limestone of England and the Pleistocene carbonates of the Bahamas. *Journal of Sedimentary Research*, **52**(4): 1073–1085. <https://doi.org/10.1306/212F80DA-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Karmann I. 1994. *Evolução e dinâmica atual do sistema cárstico do alto Vale do rio Ribeira de Iguape, sudeste do estado de São Paulo*. PhD Theses, Universidade de São Paulo, São Paulo, 241p.
- Kerans C. & Tinker S.W. 1997. *Sequence stratigraphy and characterization of carbonate reservoirs*. [S.l.], SEPM, 130p.
- Kübler B. 1967. La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. *Étages tectoniques Neuchâtel*: Université de Neuchâtel, Institut de Géologie, p.105–122p.
- Lacerda F.J.V., Oliveira C.C., Valente C.R., Lopes R.C., Moreton L.C., Martins E.G., Larizzatti J.H., Lima T.M., Monteiro M.A.S., Brito M.A., Godoy W.P.K., Oliveira E.S. 2006. *Mapa geológico do Estado de Mato Grosso do Sul, Escala 1: 1.000.000*. (Programa Geologia do Brasil, CPRM/MME/SNGM).
- Longman M.W. 1980. Carbonate diagenetic textures from near-surface diagenetic environments. *AAPG Bulletin*, **64**:461–487.
- Maciel P. 1959. Tilito Cambriano (?) no Estado de Mato Grosso. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, **8**(1):31–39.
- Machel H.G. 2004. Concepts and models of dolomitization: a critical reappraisal. *Geological Society London*, **235**:7-63. 10.1144/GSL.SP.2004.235.01.02.
- Machel H.G. & Lonnee J. 2002. Hydrothermal dolomite—a product of poor definition and imagination. *Sedimentary Geology*, **152**: 163–171.
- Miall A.D. 1985. Principles of sedimentary basin analysis. *Earth-Science Reviews*. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(85\)90076-5](https://doi.org/10.1016/0012-8252(85)90076-5)
- Miall A.D. 1991. Hierarchies of architectural units in terrigenous clastic rocks and their relationship to sedimentation rate. In: Miall A.D. & Tyler N. (ed.). *The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery*. Tulsa, SEMP, p. 6-12. (Concepts in Sedimentology and Paleontology, 3).
- McGee B., Collins A.S., Trindade R.I.F. 2012. G'day Gondwana – the final accretion of a supercontinent: U–Pb ages from the post-orogenic São Vicente Granite, Northern Paraguay belt, Brazil. *Gondwana Research*, **21**: 316–322.
- McGee B., Babinski M., Trindade R., Collins A. S. 2018. Tracing final Gondwana assembly: Age and provenance of key stratigraphic units in the southern Paraguay belt, Brazil. *Precambrian Research*, **307**:1–33. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.12.030>
- Morais L., Freitas B.T., Fairchild T.R., Clavijo-Arcos R.E., Guillong M., Vance D., Campos M.D.R., Babinski M., Pereira L.G., Leme J.M., Boggiani P.C., Osés G., Rudnitzki I.D., Galante D., Rodrigues F., Trindade R.I.F. 2024. Dawn of diverse shelled and carbonaceous animal microfossils at ~571 Ma. *Scientific Reports*, **14**:14916. <https://doi.org/10.1038/s41598-024-65671-4>

Neilson J.E. & Oxtoby N.H. 2008. The origin of hydrothermal dolomite reservoirs: new insights. *AAPG Bulletin*, **92**(1): 1–25.

Nogueira A. C. R. 2018. The Cryogenian–Ediacaran boundary in the Mirassol d’oeste region, southern Amazon Craton. *Boletim do Museu de Geociências da Amazônia*, **5**(3):1-7. 10.31419/ISSN.2594-942X.v52018i3a1ACRN

Nogueira A. C. R., Santos R. F., Romero G. R., Bandeira J., Riccomini C., Barrera I. A. R., Silva P. A. S., Soares J. L., Fairchild T., Nogueira A. A. E., Góes A. M., Oliveira R. S., Medeiros R. S. P., Andrade L. S., Brito A. S., Oliveira P. G. A., Sodré A. A. N., Carvalho D. F., Truckenbrodt W. 2022. Ediacaran-Cambrian microbialites of the southern Amazon craton: relation with the metazoan rise, sea-level changes, and global tectonics. *Brazilian Journal of Geology*, **52**(2):1–15. 10.1590/2317-4889202220210065

Oliveira E.C., Utida G., Boggiani P.C., Petri S. 2008. A Formação Xaraiés e as tufas calcárias da Serra da Bodoquena, MS. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, Curitiba. *Anais [...]*. p. 991.

Oliveira R.S. 2010. *Depósitos de rampa carbonática ediacarana do Grupo Corumbá, região de Corumbá, Mato Grosso do Sul*. MS Dissertation, Universidade Federal do Pará, Belém, 104 p.

Oliveira R.S., Nogueira A.C.R., Romero G.R., Truckenbrodt W., Bandeira J. 2019. Ediacaran ramp depositional model of the Tamengo Formation, Brazil. *Journal of South American Earth Science*, **96**:102348. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102348>

Pacheco M.L.A.F., Leme J.M., Machado, A.F. 2011. Taphonomic analysis and geometric modelling for the reconstitution of the Ediacaran metazoan *Corumbella weneri* Hahn *et al.* 1982 (Tamengo Formation, Corumbá Basin, Brazil). *Journal of Taphonomy*, **9**(4):269–283.

Pacheco M.L.A.F., Galante D., Rodrigues F., Leme J.M., Pidassa B., Hagadorn W., Stockmar M., Herzen J., Rudnitizki I.D., Pfeiffer F., Marques A.C. 2015. Insights into skeletonization, lifestyle, and affinity of the Unusual Ediacaran fossil *Corumbella*. *PLOS one*, **10**(3):e0114219. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0114219>

Parry L.A., Boggiani P.C., Condon D.J., Garwood R.J., Leme J.D.M., McIlroy D., Brasier M.D., Trindade R., Campanha G.A.C., Pacheco M.L.A.F., Diniz C.Q.C., Liu A.G. 2017. Ichnological evidence for meiofaunal bilaterians from the terminal Ediacaran and earliest Cambrian of Brazil. *Nature Ecology & Evolution*, **1**:1455–1464. <https://doi.org/10.1038/s41559-017-0301-9>.

Pimentel M.M., Fuck R.A., Gioia S.M.C.L. 2000. The neoproterozoic Goiás magmatic arc, Central Brazil: a review and new Sm–Nd isotopic data. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**(1):035–039.

Pirajno F. (ed.). 2009. *Hydrothermal processes and mineral systems*. Perth, Geological Survey of Western Australia, 1243 p.

Ramos M.E.A.F., Giorgioni M., Walde D.H.G., do Carmo D.A., Fazio G., Vieira L.C., Denezine M., Santos R. V., Adôrno R.R., Guida L.L. 2022. New facies model and carbon isotope stratigraphy for an Ediacaran carbonate platform from South America (Tamengo Formation—

Corumbá Group, SW Brazil). *Frontiers in Earth Science*, **10**:749066. 10.3389/feart.2022.749066

Robb L. (ed.). 2005. *Introduction to ore-forming processes*. Oxford, Blackwell, 386 p.

Ruiz A.S. 2005. *Evolução geológica do Sudoeste do Cráton Amazônico região Limítrofe Brasil-Bolívia – Mato Grosso*. PhD Thesis, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 299p.

Sallun Filho W. 2005. *Geomorfologia e geoespeleologia do carste da Serra da Bodoquena*, MS. PhD Theses, Universidade de São Paulo, São Paulo, 216p.

Sami T.T. & James N.P. 1994. Peritidal carbonate growth and cyclicity in an early Proterozoic foreland basin, Upper Pethei Group, Northwest Canada. *Journal Sedimentary Research*, **B64**(2):111-131.

Santos I.M., Pinheiro R.V.L., Holdsworth R.E., Nogueira A.C.R., Santos H.P., Domingos F.H.G. 2020. Basement–cover relationships and deformation in the northern Paraguai Belt, central Brazil: implications for the Neoproterozoic–early Paleozoic history of Western Gondwana. *Journal of the Geological Society*, **177**(3):475–491. <https://doi.org/10.1144/jgs2018-184>

Sibley D.F. & Gregg J.M. 1987. Classification of dolomite rock textures. *Journal Of Sedimentary Research*, **57**(6):967-975

Silva M.F. da. 2018. *Evolução tectônica de rift para margem passiva da Faixa Paraguai*. PhD Theses, Universidade de Brasília, Brasília, DF, 108p.

Spear F. S. (ed.). 1993. *Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time-paths*. Chantilly, Mineralogical Society of America, 799 p.

Spencer R.J. 1987. Origin of Ca-Cl brines in Devonian formations, Western Canada sedimentary basin. *Applied Geochemistry*, **2**:373-384.

Trompette R. 2000. Gondwana evolution; its assembly at around 600 Ma. *Acad. Sci. Paris. Sciences de la Terre et des planètes /Earth and Planetary Sciences*, **330**:305-315.

Trompette R., Alvarenga C.J.S., Walde D. 1998. Geological evolution of the Neoproterozoic Corumbá Graben system (Brazil) Depositional context of the stratified Fe and Mn ores of Jacadigo Group. *Journal of South American Earth Science*, **11**(6):587-597. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(98\)00036-4](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(98)00036-4)

Tucker M.E. 1992. The Precambrian-Cambrian boundary: seawater chemistry, ocean circulation and nutrient supply in Metazoan evolution, extinction and biomineralization. *Journal of the Geological Society*, **149**:655–668. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.149.4.0655>

Tucker M.E. & Wright V.P. 1990. *Carbonate sedimentology*. Oxford, Blackwell Scientific Publications, 479p.

Valeriano M.M., Rossetti D.F., Albuquerque P.C.G. 2009. *Topodata: desenvolvimento da primeira versão do banco de dados geomorfométricos locais em cobertura nacional*. São José dos Campos, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais- INPE.

- Van Iten H., Marques A.C., Leme J.M., Pacheco M.L.A.F. Simões M.G. 2014. Origin and early diversification of the phylum *Cnidaria Verrill*: major developments in the analysis of the taxon's Proterozoic-Cambrian history. *Paleontology*, **57**:677–690.
- Van Iten H., Leme J.M., Pacheco M.A.F., Simões M.G., Fairchild T.R., Rodrigues F. 2016. Origin and early diversification of phylum *cnidaria*: key macrofossils from the Ediacaran system of North and South America. In: Goffredo S. & Dubinsky Z. (ed.). *The cnidaria, past, present and future*. Berlin, Springer, p. 31–40.
- Walde D.H.G. 1987. Estratigrafia y desarrollo del Precámbrico tardío en las inmediaciones de Corumbá, Brasil. In: Miller H. (ed.). *Investigaciones alemanas recientes en Latinoamérica: geologia*. Weinheim, Dtsch, Forschungsgem, p. 98-107.
- Walde D.H.G., Carmo D.A., Guimarães E., Vieira L.V., Erdtmann B.D., Sanchez E.A.M., Adorno R., Tobias T.C. 2015. New aspects of Neoproterozoic-Cambrian transition in the Corumbá region (state of Mato Grosso do Sul, Brazil). *Annales de Paléontologie*, **101**(3):213-224. <https://doi.org/10.1016/j.annpal.2015.07.002>
- Walker R.G. 1990. Perspective – facies modelling and sequence stratigraphy. *Journal of Sedimentary Petrology*, **60**:777-786.
- Walker R.G. 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: Walker R.G. & James N.P. (ed.). *Facies models-response to sea level change*. Ontario, Geological Association of Canada, p. 1-14.
- Walker R.G. & James N.P. (ed.). 1992. *Facies models-response to sea level change*. Ontario, Geological Association of Canada, 409 p.
- Warren J. 2000. Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations. *Earth-Science Review*, **52**:1-81.
- White D.E. 1957. Thermal waters of volcanic origin. *Bulletin of the Geological Society of America*, **68**:1637-1658.
- Winter J.D. (ed.). 2010. *Principles of igneous and metamorphic petrology*. London, Pearson Education Limited, 745p.
- Woodcock N.H. & Mort K. 2008. Classification of fault breccias and related fault rocks. *Geological Magazine*, **145**(03): 435-440. [10.1017/S0016756808004883](https://doi.org/10.1017/S0016756808004883)
- Wright V.P. 1992. A revised classification of limestones. *Sedimentary Geology*, **76**: 177-185.
- Yardley B.W.D. 1989. An introduction to Metamorphic petrology. *Geological Magazine*, **127**(1):81-82. [10.1017/S0016756800014199](https://doi.org/10.1017/S0016756800014199)
- Zaine M.F. & Fairchild T.R. 1987. Novas considerações sobre os fósseis da Formação Tamengo, Grupo Corumbá, SW Brasil. In: Congresso Brasileiro de Paleontologia, Rio de Janeiro. *Resumo das Comunicações*, 54 p.
- Zhou X., Cao H., Luo J., Chen A., Wang Z., Hou M. 2025. Diagenetic Fluids and Multiphase Dolomitizations of Lower Paleozoic Carbonate Reservoirs, Offshore Bohai Bay Basin, Northern China. *Minerals*, **15**(35):1-17. <https://doi.org/10.3390/min15010035>