

UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO ESCOLA DE MINAS DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

ANÁLISE DE MICROFÁCIES DA FORMAÇÃO LAGOA DO JACARÉ, SERRA DO IUIÚ - BAHIA

Pâmela de Oliveira Tito

MONOGRAFIA nº 375

Ouro Preto, outubro de 2020

ANÁLISE DE MICROFÁCIES DA FORMAÇÃO LAGOA DO JACARÉ, SERRA DO IUIÚ - BAHIA



FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO

Reitora

Prof.ª Dr.ª Cláudia Aparecida Marliére de Lima

Vice-Reitor

Prof. Dr. Hermínio Arias Nalini Júnior

Pró-Reitora de Graduação

Prof.ª Dr.ª Tânia Rossi Garbin

ESCOLA DE MINAS

Diretor

Prof. Dr. Issamu Endo

Vice-Diretor

Prof. Dr. Hernani Mota de Lima

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

Chefe

Prof. MSc. Edison Tazava

MONOGRAFIA

Nº 375

ANÁLISE DE MICROFÁCIES DA FORMAÇÃO LAGOA DO JACARÉ, SERRA DO IUIÚ - BAHIA

Pâmela de Oliveira Tito

Orientador

Prof. Dr. Isaac Daniel Rudnitzki

Co-Orientador

MSc. Anderson França Conti

Monografia do Trabalho de Conclusão de curso apresentado ao Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial para avaliação da disciplina Trabalho de Conclusão de Curso – TCC 402, ano 2020/1.

OURO PRETO

2020

Universidade Federal de Ouro Preto – http://www.ufop.br Escola de Minas - http://www.em.ufop.br Departamento de Geologia - http://www.degeo.ufop.br/ Campus Morro do Cruzeiro s/n - Bauxita 35.400-000 Ouro Preto, Minas Gerais Tel. (31) 3559-1600, Fax: (31) 3559-1606

Direitos de tradução e reprodução reservados. Nenhuma parte desta publicação poderá ser gravada, armazenada em sistemas eletrônicos, fotocopiada ou reproduzida por meios mecânicos ou eletrônicos ou utilizada sem a observância das normas de direito autoral.

Revisão geral: Pâmela de Oliveira Tito

Catalogação elaborada pela Biblioteca Prof. Luciano Jacques de Moraes do Sistema de Bibliotecas e Informação - SISBIN - Universidade Federal de Ouro Preto

SISBIN - SISTEMA DE BIBLIOTECAS E INFORMAÇÃO

T621a	Tito, Pamela de Oliveira. Análise de microfácies da formação Lagoa do Jacaré, Serra do luiú - Bahia. [manuscrito] / Pamela de Oliveira Tito 2020. 69 f.
	Orientador: Prof. Dr. Isaac Daniel Rudnitzki . Coorientador: Me. Anderson França Conti. Monografia (Bacharelado). Universidade Federal de Ouro Preto. Escola de Minas. Graduação em Engenharia Geológica .
	1. Rochas carbonáticas. 2. Fácies (Geologia). 3. Petrologia. 4. Sedimentologia. I. Conti, Anderson França. II. Rudnitzki , Isaac Daniel. III. Universidade Federal de Ouro Preto. IV. Título.
	CDU 552.57

Bibliotecário(a) Responsável: Sione Galvão Rodrigues - CRB6 / 2526

http://www.sisbin.ufop.br

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

TÍTULO: ANÁLISE DE MICROFÁCIES DA FORMAÇÃO LAGOA DO JACARÉ, SERRA DO IUIÚ - BAHIA

AUTORA: Pâmela de Oliveira Tito

ORIENTADOR: Isaac Daniel Rudnitzki

Aprovado em:

BANCA EXAMINADORA:

Prof. Dr. Isaac Daniel Rudnitzki) Nuclnitzhi	DEGEO/UFOP	
Prof. ^a Dr. ^a Mariangela Garcia Praça Leite	Mayablent	DEGEO	/UFOP
Prof. ^a Dr. ^a Alice Fernanda de Oliveira Costa _	Ale	da	_ DEGEO/UFOP

Ouro Preto, 01/10/2020

Agradeço primeiramente aos meus pais, Aguinaldo e Aparecida, por todo apoio, incentivo e amor incondicional. Esta conquista não seria possível sem vocês. Ao meu irmão, Vítor, por ressignificar minha vida.

Ao meu orientador, Professor Isaac Rudnitzki, pelos ensinamentos, suporte, orientação e paciência durante a execução deste trabalho.

Aos amigos da geologia pelo companheirismo, campos e ferrações, em especial Galdino, Lunardi, Tchovis e Rafa. À Brenda, por ser a melhor amiga desse mundo. Aos amigos de Belo Horizonte e aos que fiz em Ouro Preto por estarem sempre presentes.

À minha amada República Cafofo, meu eterno lar em Ouro Preto, onde ganhei irmãs que levarei para a vida inteira.

Agradeço por fim, ao Departamento de Geologia, à Escola de Minas, à Universidade Federal de Ouro Preto e à Fundação Gorceix pelo ensino superior público e de qualidade durante toda a minha graduação.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS SUMÁRIO LISTA DE FIGURAS LISTA DE TABELAS RESUMO ABSTRACT	viii xi xiii xix xxi xxiii
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO	1
1.2 LOCALIZAÇÃO	1
1.3 OBJETIVOS	2
1.4 JUSTIFICATIVA	2
1.5 MATERIAIS E MÉTODOS	3
1.5.1 Revisão bibliográfica	3
1.5.2 Análise microscópica de amostras	4
2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	5
2.1 CONTEXTO GEOTECTÔNICO	5
2.2 O Grupo Bambuí	6
3 REVISÃO DE CONCEITOS	11
3.1 ROCHAS CARBONÁTICAS E MICROFÁCIES	11
3.1.1 Componentes Das Rochas Carbonáticas	11
3.1.2 Diagênese	22
3.1.3 Plataformas Carbonáticas	26
3.1.4 Classificação Das Rochas Carbonáticas	28
3.1.5 Potencial Reservatório	30
3.2 O NEOPROTEROZOICO	30
4 RESULTADOS	33
4.1 DESCRIÇÃO DAS MICROFÁCIES	33
Microfácies 1 – Subarcóseo fino a muito fino (M1)	38
Microfácies 2- Wackstone peloidal oolítico com terrígenos (M2)	40
Microfácies 3 - Mudstone com terrígenos (M3)	41
Microfácies 4 - Packstone peloidal oolítico recristalizado (M4)	42
Microfácies 5 - Floatstone intraclástico com terrígenos (M5)	44
Microfácies 6 – Grainstone Oolítico (M6)	45
Microfácies 7 - Packstone peloidal com terrígenos (M7)	48
Microfácies 8 – Wackstone peloidal com terrígenos (M8)	50

5 DISCUSSÃO	53
5.1 RELAÇÃO ENTRE MICROFÁCIES E SEDIMENTAÇÃO	53
5.2 EVENTOS DIAGENÉTICOS	58
5.3 EVOLUÇÃO DIAGENÉTICA	63
5.4 POTENCIAL RESERVATÓRIO	64
6 CONCLUSÃO	65

INDÍCE DE FIGURAS

Figura 1.1 - Localização do Município de Iuiú em relação ao Brasil e aos estados Minas Gerais e Bahia (Mapa confeccionado pela autora)
Figura 1.2: Fotografia da Pedreira do Iuiú, Bahia. Seta vermelha indicando o primeiro ciclo do perfil de raseamento, de onde foram extraídas as amostras para a confecção das lâminas delgadas 4
Figura 2.1 - Mapa geológico simplificado da Bacia do São Francisco. A) Demarcação da área de estudo e das principais unidades estratigráficas sflorantes
Figura 2.2 - Litoestratigrafia do Grupo Bambuí. Dados da bioestratigrafia de <i>Cloudina</i> baseada em Grotzinger <i>et al.</i> (1995) e Amthor <i>et al.</i> (2003)
Figura 3.1 - Tipos de oóides descritos em Flügel 2010. A) Oóide tangencial. B) Oóide radial. C) Oóide micrítico. D) Oóide cerebróide. E) Oóide <i>Spiny</i>
Figura 3.2 - Tipos de porosidade primária. (Modificado de Flügel 2010)
Figura 3.3 - Tipos de porosidade secundária. (Modificado de Flügel 2010)18
Figura 3.4: Possíveis grãos de <i>Cloudina</i> . Em A e B, tem-se uma seção longitudinal deste grão em meio a microfácies M6 a nicóis descruzados e cruzados, respectivamente
Figura 3.5 – A) Figura modificada de Meira (2011). Seção transversal de <i>Cloudina lucianoi</i> (seta branca) e seção longitudinal de <i>Cloudina latilabrum</i> (seta amarela)
Figura 3.6 - Em A e B têm-se os possíveis filmes microbiais observados nas microfácies M1 e M7, respectivamente. Ambos a nicóis descruzados
Figura 3.7 - Tipos de cimento descritos em Flügel (2010). A) Cimento acicular. B) Cimento fibroso. C) Cimento botroidal. D) Cimento radiaxial fibroso
Figura 3.8 - Perfis de exemplificação das plataformas carbonáticas, de forma perpendicular à linha de costa (Modificado de Tucker & Dias-Brito 2017)
Figura 3.9: Divisões das rampas carbonáticas. (Imagem modificada de Flügel 2010)
Figura 4.1: Perfil da pedreira abandonada da Serra do Iuiú com as associações de fácies
definidas por Conti (2020)
Figura 4.2 - Microfácies M1- Subarcóseo fino a muito fino em lâminas petrográficas com laminações bem marcadas. 38
Figura 4.3 - Detalhes da microfácies M1 - Subarcóseo muito fino a fino. A) Aspecto geral do arcabouço com laminações

Figura 4.4 - Microfácies M2- Wackstone peloidal/oolítico com terrígenos. A) Limites transicionais demarcados na lâmina petrográfica em escala macroscópica
Figura 4.5- Aspectos macro e microscópico da microfácies M3 – mudstone com terrígenos. A) Lâmina L3. 42
Figura 4.6 - Microfácies M4 - Packstone peloidal oolítico recristalizado
Figura 4.7 - Microfácies M5 - <i>Floatstone</i> intraclástico. A) Fragmento de <i>mudstone</i> (MI) em meio a uma matriz micrítica com grãos terrígenos e raros pelóides indicados pela letra P
Figura 4.8 - Lâminas petrográficas que contém a microfácies M6 – <i>grainstone</i> oolítico. A) Microfácies M6 no topo lâmina L4, sendo a base preenchida pela microfácies M4
Figura 4.9 - Microfácies M6- Grainstone oolítico
Figura 4.10 - A) Representação em detalhe da zona deformada presente em L9 (Figura 4.9 B). A porção inferior apresenta oóides de diferentes tamanhos
Figura 4.11 - Microfácies M7 – <i>Packstone</i> peloidal com terrígenos. A) Lâmina petrográfica L7 com laminações bem delimitadas através de uma alternância de cores
Figura 4.12 - Aspecto texturais da microfácies M7 - <i>Packstone</i> peloidal com terrígenos.A) Lâminas composicionalmente mais carbonática com destaque para pelóides (setas amarelas)
Figura 4.13 - Microfácies M8 – <i>Wackstone</i> peloidal com terrígenos. A) Lâmina petrográfica L8 composta na base pela microfácies M1 e na porção superior pela microfácies M8
Figura 4.14 - Aspecto geral do arcabouço da microfácies M8 – <i>Wackstone</i> peloidal com terrígenos. A) Grãos de pelóides indicados por setas amarelas
Figura 5.1 - Plataforma carbonática e perfil esquemático. A) Representação de uma plataforma carbonática em rampa e indicação do ambiente deposicional de cada lâmina delgada analisada 54
Figura 5.2 - Relação entre os tipos de oóides, energia da água, ambiente de formação, composição e salinidade
Figura 5.3 - Principais processos diagenéticos presentes na sucessão de microfácies analisada. A) Envelopes micríticos desenvolvidos em grãos de oóides indicados pela seta vermelha
Figura 5.4 - Principais processos diagenéticos presentes na sucessão de microfácies analisada. A) Dissolução intercristalina em cimento espático de calcita equigranular

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 3-1: Tabela de classificação dos carbonatos, de acordo com Dunham (1962).
(Modificado de James & Dalrymple 2010)
Tabela 3-2: Tabela de classificação dos carbonatos, de acordo com Embry & Klovan (1971).
(Modificado de James & Dalrymple 2010)
Tabela 4-1 - Síntese das associações de fácies descritas por Conti (2020) com a relação de
microfácies associadas
Tabela 4-2 - Microfácies analisadas na Pedreira abandonada do Iuiú
Tabela 5-1 - Tabela representativa da evolução diagenética das rochas da Pedreira do Iuiú, BA.

Resumo

O Grupo Bambuí é uma unidade litoestratigráfica constituída por rochas siliciclásticas e carbonáticas depositadas em ambiente marinho, ao final do Neoproterozóico. A Serra do Iuiú, localizada na região centro-sul da Bahia, está inserida no contexto estratigráfico do Grupo Bambuí, onde afloram as formações Serra de Santa Helena e Lagoa do Jacaré. A Formação Serra de Santa Helena é composta por uma sucessão predominantemente pelítica, constituída por siltitos, folhelhos e margas, além de intercalações de calcários escuros. A Formação Lagoa do Jacaré assenta-se sobre a Formação Serra de Santa Helena em contato gradacional e constitui-se de uma sequência essencialmente carbonática. Apesar da Formação Lagoa do Jacaré representar um espesso pacote carbonático com ampla variabilidade faciológica que abrange grandes áreas do Cráton São Francisco, estudos voltados para a caracterização de microfácies carbonáticas são escassos. Portanto, neste trabalho realizou-se a caracterização de microfácies em 10 lâminas delgadas de amostras coletadas na Serra do Iuiú, pertencentes à Formação Lagoa do Jacaré, afim de complementar a interpretação paleoambiental desta unidade e definir seu potencial como rocha reservatório. No total, foram individualizadas oito microfácies, sendo sete carbonáticas e uma siliclástica. A partir das análises texturais, inferiuse que a sucessão estudada é registro de uma plataforma em rampa homoclinal sob a influência da ação de ondas de tempestade. Os processos que acarretaram na evolução diagenética desta sucessão desenvolveram-se nos estágios sin-sedimentar, eodiagenético e mesodiagenético, atuando desde a deposição até o soterramento efetivo. Por fim, interpretou-se que as rochas analisadas apresentam baixo potencial como reservatório.

Palavras chave: Rochas carbonáticas, Microfácies, Neoproterozoico, Grupo Bambuí.

Abstract

The Bambuí Group is a lithostratigraphic unit consisting of siliciclastic and carbonate rocks deposited in a marine environment at the end of the Neoproterozoic. The Iuiú Hill, located in the south-central region of Bahia, is inserted in the stratigraphic context of the Bambuí Group, where outcrop the Serra de Santa Helena and Lagoa do Jacaré formations. The Serra de Santa Helena Formation is composed of a predominantly pelitic succession, constituted of siltstones, shales and marl, in addition to intercalations of dark limestones. The Lagoa do Jacaré Formation is deposited on the Serra de Santa Helena Formation in gradual contact and consists of an essentially carbonate sequence. Although the Lagoa do Jacaré Formation represents a thick carbonate package with wide faciological variability that covers large areas of the São Francisco Craton, studies on the characterization of carbonate microfacies are scarce. Therefore, this work carried out the characterization of microfacies in 10 thin sections of samples collected in Iuiú Hill, belonging to the Lagoa do Jacaré Formation, aiming to complement the paleoenvironmental interpretation of this unit and determine its potential as a reservoir rock. In total, eight microfacies were identified, seven carbonatic and one siliciclastic. From the textural analyzes, it can be inferred that the studied succession is a record of a platform on a homoclinal ramp under the influence of the action of storm waves. The processes that led to the diagenetic evolution of this succession developed in the sin-sedimentary, eodiagenetic and mesodiagenetic stages, acting from deposition to effective burial. Finally, it was interpreted that the analyzed rocks have a low potential as a reservoir.

Key words: Carbonate rocks, Microfacies, Neoproterozoic, Bambuí Group.

1.1 APRESENTAÇÃO

As rochas carbonáticas são rochas sedimentares, constituídas principalmente por calcita e dolomita, formadas a partir de processos biológicos, bioquímicos e inorgânicos. O estudo de rochas carbonáticas é de extrema importância, uma vez que estas rochas são ricas em minerais econômicos. Entretanto, sua principal relevância está na capacidade de armazenar fluidos, constituindo excelentes aquíferos e reservatórios de combustíveis fósseis (Tucker 1991).

O Grupo Bambuí é uma unidade litoestratigráfica, pertencente ao supergrupo São Francisco, representado por rochas carbonáticas e siliciclásticas depositadas em ambiente marinho ao final do Neoproterozoico. Este grupo aflora em vários domínios fisiográficos, dentre eles a Serra do Iuiú, localizada na região centro-sul do estado da Bahia, onde afloram as formações Serra de Santa Helena, constituída por rochas pelíticas, e Lagoa do Jacaré, composta por rochas carbonáticas (Lima *et al.* 2007).

Apesar da Formação Lagoa do Jacaré possuir um volume significativo de estudos geoquímicos voltados para interpretações paleoambientais (por exemplo Cunha 2015; Santos 2018; Reis *et al.* 2017; Uhlein *et al.* 2019; Cui *et al.* 2020), trabalhos referentes à caracterização de microfácies carbonáticas desta unidade são escassos (por exemplo Souza 1992; Souza *et al.* 1992; Souza *et al.* 1993; Vianna *et al.* 1994). Buscando preencher esta lacuna, o presente trabalho de conclusão de curso apresenta os dados obtidos no estudo de análise das microfácies carbonáticas da Formação Lagoa do Jacaré, com o intuito de caracterizar o arcabouço sedimentar, complementar as interpretações paleoambientais desta unidade, bem como discutir os fatores que controlavam a fábrica carbonática vigente ao final do Neoproterozoico e determinar seu potencial como reservatório.

1.2 LOCALIZAÇÃO

A área de estudo localiza-se na região centro-sul do estado da Bahia (Figura 1.1), na cidade de Iuiú, que é limitada pelos municípios de Canabrava, Olho d'Água e Rio Verde. Esta área tem aproximadamente 280 km² e possui altitude de 300 m.

A região situa-se a cerca de 870 km da cidade de Ouro Preto e seu acesso se dá a partir das rodovias BR-356 em direção à Belo Horizonte, devendo-se entrar na BR-040, em direção à Brasília e BR-135 até a cidade de Montes Claros. Posteriormente, toma-se a BR-251 em direção a Francisco Sá,

passando por Janaúba pela BR-122. Por fim, deve-se entrar na rodovia MG-401 com direção à Jaíba, estrada para Gado Bravo e BA-160 para chegar em Iuiú.





1.3 **OBJETIVOS**

O principal objetivo deste trabalho foi realizar a análise de microfácies carbonáticas para auxiliar na reconstrução paleoambiental e na caracterização da fábrica carbonática vigente durante a deposição da Formação Lagoa do Jacaré, na região da Serra do Iuiú – BA. O objetivo específico inclui:

- Definir os aspectos texturais e composicionais presentes na sucessão carbonática analisada;

- Definir os processos de sedimentação que formaram as microfácies carbonáticas e qual seu significado paleoambiental;

- Definir os principais processos diagenéticos presentes;

- Definir o potencial como rocha reservatório.

1.4 JUSTIFICATIVA

O registro de plataformas carbonáticas tem sido documentado em sucessões do Pré-Cambriano ao recente, relacionados a significativas mudanças na fábrica, produção e arquitetura deposicional conduzidas por eventos de alteração da química dos oceanos, eventos tectônicos e principalmente a diversificação da biota marinha (Tucker 1991; Grotzinger & James 2000; Eriksson *et al.* 2003). As sucessões sedimentares geradas neste contexto possuem grande relevância econômica, já que rochas carbonáticas apresentam uma alta capacidade de armazenar fluidos e, atualmente, este tipo de rocha reflete na metade da reserva mundial de petróleo. Além disso, o Neoproterozoico é o intervalo de tempo que apresenta o maior número de eventos paleoclimáticos, tectônicos e bioevolutivos de cunho global, que resultaram em sucessões carbonáticas singulares na composição de fácies, microfácies e arranjo arquitetural. Além disso, geraram depósitos ricos em matéria orgânica e, consequentemente, com potencial para a produção de hidrocarbonetos (Ex: Marrocos, Líbia, Sul de Omã na Península Arábica, Rússia, Índia, Austrália e América do Sul na Argentina, Bolívia, Paraguai e Brasil) (Craig *et al.* 2009).

Recentemente, atribui-se idade Ediacariana para o Grupo Bambuí, que é uma das sucessões neoproterozoicas mais estudadas na América do Sul. O período Ediacariano é marcado por significativas mudanças geoquímicas e biológicas no registro geológico da Terra, que são evidenciadas por três eventos glaciais, mudança na geoquímica dos oceanos, subida abrupta do nível do mar e surgimento dos primeiros metazoários (Uhlein *et al.* 2019; Warren *et al.* 2014). O Grupo Bambuí corresponde a principal sucessão sedimentar exposta na Bacia do São Francisco e é constituído por rochas siliciclásticas e carbonáticas depositadas em ambiente marinho. As rochas da Formação Sete Lagoas, na porção basal, possuem anomalias de δ^{13} C e são registro de uma capa carbonática pós-glacial. Além disso, apresentam evidências fósseis de *Cloudina* e *Corumbela werneri*, fatos que corroboram para o grande interesse acadêmico no grupo supracitado (Lima *et al.* 2007; Uhlein *et al.* 2019; Reis *et al.* 2017; Warren *et al.* 2014).

Na Serra do Iuiú afloram rochas das formações Serra de Santa Helena (siliciclástica) e Lagoa do Jacaré (carbonática), porção superior do Grupo Bambuí. Apesar de ser a segunda unidade carbonática mais espessa do Grupo Bambuí, a Formação Lagoa do Jacaré ainda permanece pouco conhecida na questão de aspectos faciológicos e de microfácies, fatores que impulsionaram o desenvolvimento deste trabalho.

1.5 MATERIAIS E MÉTODOS

O trabalho foi realizado conforme os itens descritos a seguir.

1.5.1 Revisão bibliográfica

Para a realização deste trabalho foi utilizado como base a tese de mestrado Estratigrafia e análise de fácies da sucessão carbonática da porção nordeste da serra do Iuiú (BA) (Conti 2020). Ademais, foram realizados estudos em livros e artigos preliminares afim de aprimorar o conhecimento geológico regional e local da região a ser trabalhada. Por fim, foram realizadas pesquisas relativas às rochas

carbonárticas e seus constituintes, ao Cráton São Francisco, Grupo Bambuí e Neoproterozoico, visando uma melhor interpretação dos dados coletados.

1.5.2 Análise microscópica de amostras

A análise petrográfica de lâminas delgadas sob microscópio óptico visa caracterizar os constituintes primários e diagenéticos das rochas presentes na sucessão carbonática da Serra do Iuiú, bem como realizar uma interpretação paleoambiental e auxiliar na análise de fácies sedimentares.

Para identificação do tipo de carbonato seguiu-se a técnica proposta por Adams *et al.* (1984) que utiliza o tingimento das lâminas petrográficas com alizarina vermelha-s e ferrocianeto de potássio. Para classificação petrográfica, foi adotado o esquema de Dunham (1962), baseado na proporção entre lama carbonática e componentes aloquímicos, complementada pela classificação de Embry & Klovan (1971), que leva em consideração os tamanhos dos grãos carbonáticos e o tipo de bioconstrução.

Neste trabalho, realizou-se a análise, de forma mais minuciosa, das dez lâminas petrográficas descritas no trabalho de Conti (2020). Estas lâminas foram confeccionadas a partir de amostras sistematicamente coletadas em função da variação das fácies ao longo dos ciclos deposicionais (Figura 1.2). São nomeadas de L1 a L10, da base para o topo, e pertencem à sucessão da Pedreira abandonada do Iuiú.



Figura 1.2: Fotografia da Pedreira do Iuiú, Bahia. Seta vermelha indicando o primeiro ciclo do perfil de raseamento, de onde foram extraídas as amostras para a confecção das lâminas delgadas.

CAPÍTULO 2

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 CONTEXTO GEOTECTÔNICO

O Cráton São Francisco e o seu correspondente africano, o Cráton do Congo, foram componentes essenciais do supercontinente *Gondwana*, e separaram-se há cerca de 130 Ma, no processo de formação do oceano Atlântico Sul (D' Agrella-Filho & Cordani 2017).

De acordo com Almeida (1977), o cráton São Francisco (CSF) corresponde a uma ampla área que não sofreu deformação durante o ciclo Brasiliano e situa-se principalmente nos estados de Minas Gerais e Bahia. O CSF é bordejado pelas faixas brasilianas Brasília, Rio Preto, Sergipana, Riacho do Pontal, Araçuaí e Ribeira (Almeida 1977; Heilbron *et al.* 2016; Alkmim *et al.* 1993). No geral, esses limites correspondem à grandes falhas reversas ou de empurrão que marcam a transição da tectônica *thin-skinned*, presente no interior do cráton, para a *thick-skinned* (com embasamento envolvido), dos cinturões orogênicos (Heilbron *et al.* 2016).

O CSF tem seu formato comparado à uma cabeça de cavalo, com 1100 km de comprimento e 900 km de largura. De acordo com Alkmim (2004), o embasamento do CSF é composto por rochas ou feições tectônicas mais antigas que 1,8 Ga. As unidades litológicas aflorantes são gnaisses, granitos e rochas metamórficas de alto grau (Zalán & Silva 2007).

A Bacia do São Francisco, o Aulacógeno do Paramirim, o Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá e as bacias neoproterozóicas de antepaís do Rio Pardo e da Faixa Sergipana contêm o registro de cobertura do cráton (Alkmim 2004; Heilbron *et al.* 2016).

A Bacia do São Francisco

A Bacia do São Francisco corresponde a uma bacia sedimentar intracratônica pouco deformada, inserida na porção mais estável do CSF, que recobre cerca de 500.000 km² da bacia hidrográfica homômina e está localizada nos estados de Minas Gerais, Bahia e Goiás. Nesta bacia, são encontrados os principais registros sedimentares pré-cambrianos da região sudeste do Brasil. Esta região vem sendo foco de muitos estudos voltados para a exploração de hidrocarbonetos gasosos (Alkmim 2004, Reis *et al.* 2017).

As rochas do embasamento são recobertas por três grandes unidades sedimentares/metassedimentares (Figura 2.1), que representam sucessivos eventos tectônicos que afetaram o paleocontinente São Francisco-Congo entre 1,8 e 0,5 Ga. A primeira unidade corresponde a uma supersequência rifte, equivalente aos Supergrupo Espinhaço e Grupo Araí. As outras duas são

supersequências de cobertura plataformal, sendo uma supersequência intermediária e outra superior. A supersequência intermediária corresponde aos Grupos Macaúbas e Paranoá, enquanto que a superior ao Grupo Bambuí (Hasui *et al.* 2012; Alkmim 2004; Reis *et al.* 2017).



Figura 2.1 - Mapa geológico simplificado da Bacia do São Francisco. A) Demarcação da área de estudo e das principais unidades estratigráficas sflorantes. B) Localização da Serra do Iuiú e limites estaduais. PC = Paramirim Corridor; BRTJ = Bacias Recôncavo/Tucano/Jatobá; I – Alto de Sete Lagoas; II – Aulacógeno Pirapora; III – Alto de Januária. (Imagem retirada e traduzida de Conti 2020)

2.2 O Grupo Bambuí

O Grupo Bambuí, unidade litoestratigráfica pertencente ao Supergrupo São Francisco, corresponde à sucessão sedimentar mais expressiva da Bacia do São Francisco. Esta sucessão compreende fácies siliciclásticas e carbonáticas depositadas em ambiente marinho epicontinental ao final do Neoproterozoico. É composto pelas formações Jequitaí, Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré, Serra da Saudade e Três Marias (Figura 2.2) (Almeida 1977; Lima *et al.* 2007; Iglesias & Uhlein 2009).

A idade precisa do Grupo Bambuí não é bem definida. Recentemente, de acordo com Uhlein *et al.* (2019), atribuíram idade Ediacariana para esta unidade, com base na descrição de fósseis guia de *Cloudina* e *Corumbela werneri* por Warren *et al.* (2014) na porção média da Formação Sete Lagoas



Figura 2.2 - Litoestratigrafia do Grupo Bambuí. Dados da bioestratigrafia de *Cloudina* baseada em Grotzinger *et al.* (1995) e Amthor *et al.* (2003). Dados de zircão detríticos baseados em Paula-Santos *et al.* (2015) (Modificado de Uhlein *et al.* 2019).

A formação Jequitaí constitui um depósito glaciogênico, registro da glaciação Marinoana, composto por diamicititos e subordinados arenitos e pelitos (Lima *et al.* 2007; Okubo *et al.* 2018). Existem crontrovérsias em relação a qual unidade estratigráfica esta formação se encontra inserida. Alguns autores a colocam como parte da porção superior do grupo Macaúbas (por exemplo Vieira *et al.* 2007; Reis & Alkmim 2015; Zalán & Silva 2007), enquanto outros na base do grupo Bambuí (por exemplo Lima *et al.* 2007; Uhlein *et al.* 2019).

A Formação Sete Lagoas marca o início das deposições carbonáticas do Grupo Bambuí. Sua porção basal é constituída por um registro de capa carbonática pós-glacial. Estudos acerca das anomalias de δ^{13} C realizados por Vieira *et al.* (2007), propõem que a Formação Sete Lagoas seja registro de uma sequência carbonática Marinoana (Okubo *et al.* 2018). Litologicamente, esta sequência é composta por uma sucessão de calcários e dolomitos, os quais possuem registros de estromatólitos bem preservados (Uhlein *et al.* 2019). Sua deposição ocorreu em uma rampa carbonática rasa a profunda, dominada por tempestades, com depocentro localizado na margem sudeste do CSF, resultante de dois eventos transgressivos-progressivos (Vieira *et al.* 2007).

A Formação Serra de Santa Helena é constiuída predominantemente por rochas pelíticas, além de folhelhos, arenitos finos e carbonatos. Sua deposição ocorreu em ambientes com águas rasas e seu contato com a formação Sete Lagoas caracteriza um intervalo transgressivo, que resultou no primeiro afogamento de toda a bacia (Uhlein *et al.* 2019; Iglesias & Uhlein 2009).

A Formação Lagoa do Jacaré é constituída principalmente de calcarenitos oolíticos a pisolíticos, calciruditos e doloruditos, intercalados com níveis de siltitos e, raras, bioconstruções. Os carbonatos desta formação, em contraposição com os da Formação Sete Lagoas, foram depositados em ambientes marinhos abertos, evidenciado por depósitos com influência de ondas de tempo bom e ondas de tempestade, além da ausência de continuidade lateral ou vertical de microbialitos (Uhlein *et al.* 2019).

Segundo Uhlein *et al.* (2019), devido à ocorrência de fácies siliciclásticas (Formação Serra de Santa Helena média) e carbonáticas (Formações Sete Lagoas e Lagoa do Jacaré) em ambiente marinho raso na sucessão do Grupo Bambuí, é possível sugerir que os eventos de mudanças do nível no mar não são os únicos responsáveis pela deposição clástica ou carbonática na bacia. Fatores como o aumento da taxa de detritos induzido por eventos tectônicos podem ter considerável influência no tipo de sedimentação.

A Formação Serra da Saudade constitui-se de uma sucessão de siliciclásticos finos, principalmente ritmitos e folhelhos, com intercalações de arenito fino, *grainstone* e marga. Apresenta microbialitos crenulados e raros trombolitos. Sua deposição ocorreu durante um evento de afogamento da bacia (Uhlein *et al.* 2019).

A Formação Três Marias representa o topo do Grupo Bambuí e, segundo Chiavegatto (1992), é composta litologicamente por arenitos arcoseanos médios a finos, exibindo truncamentos de baixo ângulo e estratificação cruzada do tipo *hummocky*, intercalados com siltitos e ritmitos, depositados em plataforma siliciclástica com predominância de eventos de tempestade.

Tito, P. O. 2020, Análise de Microfácies da Formação Lagoa do Jacaré, Serra do Iuiú - Bahia

CAPÍTULO 3

REVISÃO DE CONCEITOS

3.1 ROCHAS CARBONÁTICAS E MICROFÁCIES

As rochas sedimentares são aquelas formadas na superfície terrestre a baixas condições de pressão e temperatura, sendo divididas em siliciclásticas, formadas pela deposição de fragmentos de outras rochas, e carbonáticas, geradas a partir de precipitação química. As rochas carbonáticas são compostas essencialmente por calcita (CaCO₃), estável na água do mar e crosta superior, aragonita (CaCO₃), polimorfo de alta temperatura, e dolomita (CaMg(CO₃)₂), primária ou diagenética (Tucker & Dias-Brito 2017).

As rochas carbonáticas comumente formam-se em regiões equatoriais – entre as latitudes 30° norte e sul, em águas não muito profundas, sem sedimentos em suspensão e quentes, as denominadas plataformas carbonáticas. Diferentemente das rochas siliciclásticas, grande parte dos componentes das rochas carbonáticas são gerados dentro da própria bacia, o que significa que cada tipo e ocorrência de grãos carbonáticos refletem condições físicas e químicas do sistema de sedimentação (Tucker & Dias-Brito 2017).

O termo microfácies corresponde a um conjunto particular de dados sedimentológicos e paleontológicos, identificados a partir de análises composicionais e texturais que podem ser descritos em seções delgadas (Tucker 1991, Flügel 2010).

A importância do estudo das microfácies carbonáticas está atrelada ao fato destas análises refletirem diretamente na interpretação do tipo de plataforma em que as rochas foram originadas, a profundidade da deposição, o padrão de fácies, alteração do nível do mar, mudanças ambientais, biodiversidade, dentre outros diversos fatores (Flügel 2010).

3.1.1 Componentes Das Rochas Carbonáticas

Os principais elementos do arcabouço de rochas sedimentares são grãos, matriz, cimento e poros. Em função da origem e composição, as rochas carbonáticas possuem grãos, matriz e cimento distintos quando comparados a rochas de natureza siliciclástica. Estes componentes são descritos a seguir.

Matriz,

A matriz corresponde ao material intersticial fino que apresenta partículas com tamanho abaixo da moda do arcabouço (grãos), podendo ser arenosa, peloidal, argilosa, recristalizada ou carbonática (micrita). A micrita refere-se a partículas de aragonita ou calcita de coloração escura e tamanho inferior a 4 µm. Devido à instabilidade da aragonita e calcita, a micrita apresenta cristais de tamanho heterogêneo e hábitos variados, resultantes do processo de neomorfismo e recristalização ao longo da evolução diagenética (Tucker 1991).

Grãos

Os grãos que compõem as rochas carbonáticas são divididos em extraclastos, oóides, oncóides, *pellets* e pelóides, rodolitos, intraclastos e bicolastos.

Extraclastos

Os extraclastos são fragmentos não pertencentes a bacia sedimentar analisada, produto da erosão de rochas preexistentes aos arredores. Apresentam-se caracteristicamente como fragmentos de minerais e/ou rochas (ígneas, metamórficas e/ou sedimentares) (Flügel 2010).

Os extraclastos comumente ocorrem nos calcários a partir de sistemas de fluxo de drenagem, queda de blocos rochosos, deposição detrítica e fluxos de turbidez, sendo a sua correta interpretação importante para a reconstrução paleogeográfica e paleoceanográfica (Flügel 2010).

Oóides

Os oóides são grãos gerados a partir de acreção físico-química em torno de um núcleo (comumente bioclastos, grãos de intraclatos e extraclastos), caracterizados por envoltórios homogêneos e contínuos, com tendência a uma forma esférica (Tucker & Dias-Brito 2017).

Formam-se geralmente em águas agitadas, sendo movidos por ondas de areia, dunas, correntes de tempestade ou marés. Sua composição pode ser calcítica ou aragonítica, e seus núcleos podem ser simples ou compostos (Tucker 1991).

De acordo com Flügel (2010), os oóides são divididos em 10 tipos (Figura 3.1):

- Tangenciais: apresentam lâminas concêntricas compostas por cristais dispostos tangencialmente em relação ao núcleo. Ocorrem geralmente em ambientes rasos e com alta energia.
- Radiais: apresentam cristais com arranjos radiais dispostos de forma perpendicular em relação ao núcleo. Ocorrem comumente em ambientes rasos com baixa energia.

- iii. Micríticos: apresentam lâminas compostas por cristais microcristalinos ou lâminas que foram obliteradas por processo de micritização. Ocorrem em ambiente marinho raso.
- iv. Cerebróides: apresentam córtex mosqueado devido a uma substituição periférica.
 Ocorrem geralmente associados a estromatólitos.
- Assimétricos e excêntricos: formados a partir de oóides superficiais que atuam como núcleo para oóides formados sucessivamente. Apresentam alternância entre lâminas oolíticas muito finas e envelopes micríticos. Ocorrem em ambientes marinhos e lacustrinos de baixa energia.
- vi. Quebrados e regenerados: constituem fragmentos de oóides tangenciais ou radiais que atuam como núcleo para outros oóides. São resultados de retrabalhamento sinsedimentar e ocorrem tanto em ambientes com baixa energia, como com alta energia.
- vii. Distorcidos: caracterizado por grãos distorcidos, geralmente precedidos de cimentação e compactação, gerados por processos de fraturamento ou deformação plástica. Ocorrem em ambientes carbonáticos específicos, onde há ação de ondas e correntes.
- viii. Meia lua: ocorrem quando parte do núcleo do oóide se dissolve e o material não dissolvido colapsa dentro do grão devido a ação da gravidade. Portanto, é considerado uma estrutura geopetal. Ocorrem em ambientes afetados por atividade meteórica.
- ix. Espinhosos (*spiny*): são caracterizados por apresentarem "espinhos" presentes nos córtices mais externos. Ocorrem em areias de praia lagunares cimentadas em ambiente vadoso.
- x. Deformados: caracterizam-se por oóides que foram alongados e achatados.
 Ocorrem a partir de grande esforço tectônico.



Figura 3.1 - Tipos de oóides descritos em Flügel 2010. A) Oóide tangencial. B) Oóide radial. C) Oóide micrítico.
D) Oóide cerebróide. E) Oóide Spiny. F) Oóide quebrado e regenerado. G) Oóide assimétrico e excêntrico. H)
Oóide distorcido. I) Oóide meia lua. J) Oóide deformado. (Extraído de Flügel 2010)

Oncóides

Oncóides são estruturas microbianas sedimentares geradas em ambientes com energia moderada a alta, em que se tem um núcleo revestido por uma sequência de lamelas organo-micríticas. Suas camadas não apresentam a mesma espessura e nem são contínuas. Podem conter impurezas e aparecer juntamente com os oóides. O termo pisóide é atribuído a oóides e oncóides que apresentam tamanho maior que 2 milímetros (Tucker & Dias-Brito 2017).

Pellets e Pelóides

Pelóides são grãos que perderam sua estrutura interna devido a diversos processos, como micritização ou recristalização. Podem apresentar-se de formas arredondadas, esféricas a elipsoidais ou como agregados ovoides. Essa designação abrange grãos que correspondem a estas características, independentemente de sua origem (Tucker & Dias-Brito 2017).

Pellets são excreções orgânicas produzidas por organismos marinhos que ingerem carbonatos, principalmente vermes, gastrópodas e alguns crustáceos (Flügel 2010).

Estes grãos podem atingir diversos tamanhos, mas em sua maioria oscilam na faixa entre 0,1-0,5 mm de diâmetro (Tucker 1991).

Rodolitos

Rodolitos são grãos produzidos por algas vermelhas, formados a partir de sucessivos processos sobrepostos de incrustações irregulares, mais ou menos concêntricas. Ocorrem em ambientes e latitudes diversificadas e podem chegar a vários centímetros de diâmetro (Tucker & Dias-Brito 2017).
Rodolitos ramificados são formados em águas quentes e tranquilas, nos climas tropical e subtropical, enquanto que os esféricos são originados em águas protegidas e os elipsoidais em regiões de alta energia (Flügel 2010).

Intraclastos

Os intraclastos consistem em fragmentos de rochas carbonáticas que foram erodidos, comumente por ondas de tempestade, e ressedimentados dentro da própria bacia sedimentar. Em relação à granulometria, podem variar de areia muito fina a matacões, e quanto à composição, podem ser calcíticos ou dolomíticos (Lopes 1995).

De acordo com Flügel (2010), estes grãos são encontrados geralmente em ambientes marinhos rasos, mas podem ser transportados para as regiões de águas mais profundas, sendo divididos em:

- a) Microlitoclastos: são pequenos grãos micríticos, com forma angular a subangular e tamanhos menores que 0,1mm;
- b) Clastos de recifes: são grãos gerados a partir da erosão de recifes, podem ser depositados nas zonas de *fore-reef* ou transportados para as regiões mais profundas da bacia;
- c) Seixos pretos: são grãos com colorações cinza ou preta que são encontrados comumente em *packstones* litoclásticos e calcários oncolíticos. São divididos em grãos pretos, que são encontrados em ambientes de intermaré e inframaré e geralmente são depositados acima de inconformidades ou diastemas; e litoclastos pretos, que são clastos formados em ambientes subaéreos, que ocorrem no topo de sequências pedogênicas, onde incorpora matéria orgânica de plantas em decomposição;
- d) Hardground intraclasts: são clastos com tamanhos variando entre milímetros e centímetros, com formas irregulares e predominantemente micríticos. Encontram-se em plataformas profundas ou bacias e refletem repetidas fases de erosão, incrustação/impregnação e acreção. Apresentam a superfície impregnada com óxidos de Fe-Mn.

Bioclastos

Os bioclastos são o reflexo da secreção de carbonatos por organismos invertebrados ao longo do tempo geológico. São divididos em diversos grupos com características singulares e não apresentam tamanho característico (Tucker 1991; Flügel 2010).

Segundo Tucker (1991), a distribuição e o desenvolvimento destes organismos são controlados por fatores ambientais, como por exemplo, profundidade, salinidade e temperatura. Para a correta identificação dos bioclastos é necessário observar:

- i. Forma e tamanho;
- ii. Microestruturas internas;

- iii. Mineralogia;
- iv. Outras características diagnósticas, como poros, por exemplo.

Cimento

O cimento corresponde a agregados de cristais, maiores que 4 µm, que são precipitados em poros intregranulares e intragranulares. Para que ocorra a cimentação é necessário um fluido supersaturado em relação ao mineral constituinte do cimento, que comumente são de calcita, dolomita ou aragonita. (Tucker & Dias-Brito 2017; Flügel 2010).

Poros

A porosidade é definida como a soma dos espaços ocupados por interstícios em uma rocha e é um componente essencial para a ocorrência dos processos diagenéticos. A permeabilidade é a capacidade da rocha de transmitir fluidos. Portanto, a permoporosidade é o principal fator que condiciona o armazenamento de gás e fluidos em uma rocha reservatório (Tucker & Dias-Brito 2017; Flügel 2010).

A porosidade divide-se em dois tipos (Figuras 3.2 e 3.3):



i. Primária: gerada no estágio pré-deposicional ou durante a deposição. É subdividida em intergranular, fenestral, intragranular, guarda-chuva e bioestrutural:

Figura 3.2 - Tipos de porosidade primária. (Modificado de Flügel 2010)

Secundária: originada após a deposição, por processos diagenéticos e/ou tectônicos.
 Os principais processos que geram a porosidade secundária são dissolução, fraturamento, dolomitização/dedolomitização e brechamento. Subdivide-se em por fraturamento, por brechação, em canal, por perfuração, por cavidade, por escavação, por caverna, por ressecamento, intercristalina e móldica (Tucker & Dias-Brito 2017; Flügel 2010).



Figura 3.3 - Tipos de porosidade secundária. (Modificado de Flügel 2010)

Outros componentes

Nas amostras descritas neste trabalho, observou-se possíveis grãos do fóssil *Cloudina* e possíveis estrturas *MISS*, componentes que serão descritos a seguir.

Cloudina

As primeiras evidências dos fósseis de *Cloudina* foram relatadas por Germs (1972) em rochas calcárias pertencentes ao Grupo Nama na África do Sul. Estes fósseis representam os primeiros seres capazes de sintetizar partes duras no Pré-Cambriano.

O gênero *Cloudina* corresponde a microfósseis calcários de pequenos metazoários com morfologia tubular sinuosa e tamanhos variando em até 35 mm de comprimento e 6,5 mm de espessura. Em lâmina delgada, sua seção longitudinal apresenta geometria tubular, enquanto que a seção transversal geometria esférica (Germs 1972; Fairchild *et al.* 2012).

De acordo com Meira (2011), os fósseis de *Cloudina* podem ser encontrados em outras doze regiões além da África do Sul, incluindo o Brasil. No Brasil, estes fósseis foram descritos pela primeira vez por Zaine & Fairchild (1987) na Formação Tamengo, Grupo Corumbá.

Possíveis grãos de *Cloudina* foram encontrados nas microfácies *grainstone* oolítico (M6) e *wackstone* peloidal (M8) e estão representados na Figura 3.4. Em sua seção longitudinal, apresentam formato tubular, tamanho de 0,5 mm (Figura 3.4 A e B) e 3,6 mm (Figura 3.4 C e D), e o interior preenchido por cimento de calcita microespática e de sílica microcristalina.

Ao se comparar as figuras 3.4 A, B, C e D com as figuras 3.5 A e B, retiradas de Meira (2011) e Amorim *et al.* (2020), é possível se notar algumas semelhanças com os grãos de *Cloudina* descritos por estes autores. Nota-se que os grãos são comparados a duas espécies distintas de *Cloudina*, sendo o representado nas figuras 3.4 A e B um possível bioclasto de *Cloudina lucianoi*, e o das figuras 3.4 C e D um possível grão de *Cloudina latilabrum*. Entretanto, com apenas um exemplar encontrado de cada espécie, é difícil confirmar tal hipótese.



Figura 3.4: Possíveis grãos de *Cloudina*. Em A e B, tem-se uma seção longitudinal deste grão em meio a microfácies M6 a nicóis descruzados e cruzados, respectivamente. Nota-se que o interior do grão está preenchido por cimento microespático de calcita. Em C e D, há uma seção longitudinal do possível microfóssil, que está presente na microfácies M8 a nicóis descruzados e cruzados, respectivamente. Neste caso, seu interior está preenchido por um cimento de sílica microcristalina



Figura 3.5 – A) Figura modificada de Meira (2011). Seção transversal de Cloudina lucianoi (seta branca) e seção

longitudinal de *Cloudina latilabrum* (seta amarela). B) Figura modificada de Amorim *et al.* (2020). Fragmento longitudinal (seta amarela) e transversal (seta branca) de *Cloudina*.

Filmes microbiais e MISS

Os tapetes microbiais são estruturas formadas por comunidades bacterianas filamentosas emaranhadas, com morfologia semelhante a esteiras e que se desenvolvem na interface sedimento água. No geral, para que ocorra a geração destes tapetes é necessário um ambiente deposicional calmo, com águas rasas, alta luminosidade e baixo aporte de sedimentos (Stal 2000; Lopes 1995).

MISS (Microbially induced sedimentary structure) são estruturas sedimentares geradas a partir da interação de filmes ou esteiras microbiais sin-deposicionais com os processos de erosão, deposição e deformação dos sedimentos (Noffke *et al.* 2001). O desenvolvimento destes filmes orgânicos altera a dinâmica de erosão do substrato, bem como a de trapeamento dos sedimentos, além de gerar feições de leito irregulares por exposição subárea. Se destacam ao longo dos acamamentos como domos elevados irregulares, estruturas enrugadas, clastos de esteiras tabulares ou curvados, remanescentes erosivos e marcas onduladas multidirecional. A estrutura interna se destaca por estruturas fenestrais, domos de gás, laminação sinoidal, grãos orientados, grãos envolvidos por biofilmes, oóides bentônicos e biolaminitos (Noffke *et al.* 2001).

Estruturas semelhantes a *MISS* ou a possíveis tapetes microbiais foram encontradas nas microfácies subarcóseo fino a muito fino (M1) e *packstone* peloidal com terrígenos (M7). Estas estruturas apresentam-se como linhas milimétricas opacas e descontínuas, orientadas segundo a matriz. Exibem irregularidades, porém com baixa sinuosidade e além disso possuem porosidade associada. Foi observado a presença de grãos no interior destas estruturas, o que sugere um possível processo de trapeamento. Na Figura 3.6 há uma comparação entre os tapetes microbiais deste estudo e os relatados por Sarkar *et al.* (2016).

As esteiras microbiais possuem considerável semelhança com os estilólitos, uma vez que ambos são materiais opacos e apresentam-se como linhas sinuosas, entretanto, os estilólitos presentes nessa sucessão de microfácies exibem uma sinuosidade relativamente alta (Figura 4.6 A) quando comparada com a dos possíveis tapetes (Figura 3.6).

Além dos estilólitos, outra possível hipótese para estes filamentos opacos é a substituição da matriz por óxidos/hidróxidos de Fe ou sulfetos. No entanto, devido a ausência de análises mais aprofundadas, não é possível determinar assertivamente a origem destas estruturas.



Figura 3.6 - Em A e B têm-se os possíveis filmes microbiais observados nas microfácies M1 e M7, respectivamente. Ambos a nicóis descruzados. Em C e D têm-se figuras modificadas de Sarkar *et al.* (2016) em que as setas vermelhas indicam as *MISS*.

3.1.2 Diagênese

A diagênese corresponde a um conjunto de processos físicos, químicos e biológicos que afetam os sedimentos após a sua deposição em uma bacia sedimentar, sob pressões e temperaturas relativamente baixas, transformando-os em rochas sedimentares (Tucker & Dias-Brito 2017).

Existem três tipos de fluidos que agem na diagênese:

- a) Fluidos superficiais: correspondem às águas meteóricas e marinhas. Possuem fluxo descendente, resultante da ação da gravidade. As águas meteóricas tendem a apresentar pH ácido (entre 6 e 7), enquanto as águas marinhas pH básico (acima de 7) (Menezes 1999).
- b) Fluidos compactacionais: são gerados pela pressão litostática que diminui a porosidade, fazendo com que a água presente na rocha ascenda. Devido à alta pressão e temperatura em que a rocha se encontra, a água apresentará alta temperatura (Menezes 1999).

c) Fluidos termobáricos: são aqueles existentes nas regiões mais profundas da bacia, onde pressão e temperatura são as mais elevadas. Ocorre desidratação dos argilominerais e outros minerais hidratados. São águas quentes, ácidas e ricas em matéria orgânica (Klein 2007).

Em função da profundidade e das condições em que ocorrem, os processos diagenéticos são divididos em três estágios principais, sendo eles: eodiagênese, mesodiagênese e telodiagênese. Na eodiagênese, os processos diagenéticos ocorrem na superfície ou próximo a superfície de sedimentação e são controlados pelos fluidos superficiais. A mesodiagênese ocorre em subsuperfície, onde os processos diagenéticos decorrem durante o soterramento efetivo, sendo controlados por fluidos intersticiais isolados da interferência superficial. Por último, a telodiagênese corresponde aos processos que ocorrem em sedimentos que já passaram pela mesodiagênese anteriormente, mas que foram expostos por soerguimento e/ou por intemperismo das camadas sobrejacentes (Menezes 1999).

Ao longo destes estágios diagenéticos ocorrem principalmente os processos de compactação, micritização, cimentação, dissolução e neomorfismo, capazes de alterar as feições texturais e composicionais primárias do arcabouço sedimentar.

Compactação

O processo de compactação, dividido em mecânico e químico, consiste em uma resposta às novas condições de sobrecarga de pressão, acarretando em perda de porosidade. A compactação mecânica atua logo após a deposição dos sedimentos, enquanto que a compactação química ocorre sob condições de soterramento efetivo. As principais feições da compactação química são estilólitos e contatos interpenetrativos entre os grãos, já na compactação mecânica tem-se empacotamento, fraturamento, dobramento e rotação de grãos (Lopes 1995; Tucker & Dias-Brito 2017).

Micritização

A micritização é um processo causado pela ação conjunta de fatores biológicos e químicos, onde as margens ou o volume total de grãos carbonáticos são substituídos por cristais carbonáticos cripto a microcristalinos. Quando a micritização ocorre de forma incompleta, tem-se os cortóides e quando acontece de forma completa, tem-se os pelóides (Flügel 2010).

A micritização faz com que os grãos percam suas estruturas internas primárias e ocorre tanto em ambientes marinhos, como lacustrinos e terrestres (Flügel 2010).

Cimentação

A cimentação corresponde ao processo de precipitação de cristais em cavidades, intra ou interpartícula, preexistentes na rocha ou no sedimento. Dentre os principais minerais que se depositam como cimento pode-se citar calcita, dolomita, aragonita, óxido de ferro, sílica e sulfetos (Lopes 1995). A precipitação de cimentos carbonáticos é favorecida por alto pH e altas temperaturas, enquanto que para os cimentos de quartzo ou chert por baixo pH e baixas temperaturas (Flügel 2010).

A geometria, formatos e mineralogia dos cimentos estão diretamente ligadas a fatores físicoquímicos e ao ambiente geológico em que são formados. Por exemplo, em regiões com ação meteórica os cimentos são formados essencialmente por calcita, enquanto que cimentos originados em plataformas marinhas rasas são geralmente compostos por aragonita e calcita magnesiana (Tucker & Dias-Brito 2017).

Segundo Flügel (2010), os cimentos são divididos em 14 tipos (Figura 3.7), sendo eles:

- i. Acicular: caracterizado por cristais alongados em forma de agulha, compostos principalmente por aragonita e subordinadamente por calcita magnesiana. Ocorrem em ambiente marinho-freático.
- ii. Fibroso: caracterizado por cristais fibrosos alongados, formados comumente por aragonita ou calcita magnesiana. Ocorrem em ambiente marinho-freático, marinhovadoso e meteórico-vadoso.
- Botrioidal: caracterizado por cristais esferoides de aragonita, formado comumente em ambientes marinhos.
- Radiaxial fibroso: caracterizado por grandes cristais de calcita, geralmente de coloração turva, que ocorrem em ambiente freático-marinho.
- v. Dente de cão: caracterizado por cristais pontiagudos e alongados de calcita. Ocorrem em zona meteórica de baixo soterramento, mas também em ambiente marinho-freático e hidrotermal.
- Laminado: caracterizado por cristais mais espessos que os fibrosos, de forma inequidimensional. Formam geralmente uma franja isópaca composta por calcita magnesiana ou aragonita. Ocorrem em ambiente marinho-freático e marinho-vadoso.
- vii. "Pingado": cimento suspenso, composto principalmente por calcita, que ocorre em ambientes abaixo da zona de capilaridade e acima do lençol freático, dentro da zona meteórica-vadosa. Além disso, podem ocorrer também em ambiente marinho-vadoso e na zona meteórica-freática.
- viii. Menisco: cimento de calcita precipitado próximo ao contato dos grãos, exibindo uma geometria curva. Ocorrem em zona meteórica-vadosa, mas também podem ocorrer na zona freático-meteórica e vadosa-marinha.
- ix. Drusa: caracterizado por cristais de calcita anédricos a subédricos maiores que 10 μm.
 Comumente formados em ambientes meteóricos superficiais e de baixo soterramento.
- x. Granular: caracterizados por pequenos cristais de calcita equidimensionais. São formados em ambientes meteórico-vadoso, meteórico-freático e de soterramento. Ademais, também podem ser gerados a partir da recristalização de cimentos preexistentes.

- xi. Em bloco: caracterizado por cristais de calcita de granulometria média a grossa que não apresentam orientação. Geralmente ocorrem em ambientes meteóricos.
- xii. Sobrecrescimento de calcita sintaxial: caracterizado por sobrecrescimento controlado por substrato ao redor de um grão hospedeiro feito por um único cristal. Podem ser formados em ambientes marinhos próximos à superfície, marinho-vadoso, meteóricofrático e de soterramento profundo.
- xiii. Microcristalino peloidal: Caracterizado por um tecido composto de pequenos pelóides (<100 μm) dentro de uma matriz de calcita microcristalina. Ocorrem em ambiente marinho raso.
- xiv. Microcristalino micrítico: cristais rômbicos e curvos de calcita magnesiana de tamanho mícron.



Figura 3.7 - Tipos de cimento descritos em Flügel (2010). A) Cimento acicular. B) Cimento fibroso. C) Cimento botroidal. D) Cimento radiaxial fibroso. E) Cimento dente de cão. F) Cimento laminado. G) Cimento pingado. H) Cimento menisco. I) Cimento drusa. J) Cimento granular. K) Cimento em blocos. L) Cimento sobrecrescimento de calcita sintaxial. M) Cimento microcristalino peloidal. N) Cimento microcristalino micrítico.

Dissolução

A dissolução é um processo ocasionado devido a fatores como alta pressão hidrostática, baixa temperatura da água e alta pressão parcial de CO₂. É caracterizada pela passagem de fluidos subsaturados em relação a mineralogia da rocha. Este processo pode ocorrer em ambientes meteóricos superficiais ou em piso marinho. A dissolução das rochas geralmente ocasiona uma porosidade secundária, a qual pode evoluir para um potencial aquífero ou depósito de hidrocarbonetos (Tucker & Dias-Brito 2017).

Neomorfismo

O neomorfismo consiste na transformação de minerais em presença de água. Este processo pode ser dividido em substituição, caracterizada pela dissolução de um mineral e precipitação de outro (exemplo: substituição de silicatos por minerais instáveis); inversão, em que ocorre a substituição de um mineral pelo seu polimorfo (exemplo: aragonita –calcita) e; recristalização, em que há mudanças na forma, tamanho e estrutura cristalina sem que ocorra mudança na mineralogia (Flügel 2010).

3.1.3 Plataformas Carbonáticas

As plataformas carbonáticas são caracterizadas por sucessões calcáreas que se desenvolvem ao longo de margens continentais passivas, bacias intracratônicas, riftes abortados e em bacias *foreland*. Podem ser divididas em cinco tipos (Figura 3.8) de acordo a relevância, sendo plataforma orlada, plataforma em rampa, plataforma epicontinental, plataforma isolada e plataforma afogada. (Tucker & Dias-Brito 2017).

A plataforma orlada é coberta por uma rasa lâmina d'água e apresenta uma quebra em sua margem externa, onde, devido ao aumento da declividade, essa lâmina d'água torna-se mais profunda. Nessa zona de quebra o regime de fluxo se apresenta de forma turbulenta, com alta energia (Tucker & Dias-Brito 2017).

A plataforma em rampa é definida por uma superfície com inclinação suave, que apresenta comumente uma rampa interna, que é coberta por uma lâmina d'água e apresenta alta energia, e por uma rampa externa, que é mais profunda e possui águas calmas (Tucker & Dias-Brito 2017).

A plataforma epêirica corresponde a uma área cratônica, plana e extensa, coberta por mar raso. Nessa plataforma pode ocorrer eventualmente taludes com baixa inclinação e bacias de águas mais profundas (Tucker & Dias-Brito 2017).

As plataformas isoladas são circundadas por águas profundas e frequentemente são afetadas por ventos e tempestades. Por fim, as plataformas afogadas são aquelas que sofreram uma rápida subida do nível do mar (Tucker & Dias-Brito 2017).



Figura 3.8 - Perfis de exemplificação das plataformas carbonáticas, de forma perpendicular à linha de costa (Modificado de Tucker & Dias-Brito 2017).

De acordo com Leão & Dominguez (1992, *apud* Grotzinger, 1989), durante o Proterozoico o tipo de plataforma carbonática mais comum era a rampa. As rampas são subdivididas em homoclinais; quando apresentam topografia suave e depósitos típicos de um sistema com alta energia; e rampas com talude distal; quando apresentam depósitos característicos de um sistema com baixa energia (Read 1985).

Burchette & Wright (1992) dividem as plataformas em rampas em três zonas principais (Figura 3.9):

- Rampa interna: zona entre a superfície superior da costa e a base de ondas de tempo bom, onde ocorre constante agitação de ondas. Seus depósitos mais comuns são representados por *grainstones* oolíticos ou bioclásticos.
- ii. Rampa intermediária: região entre a base das ondas de tempo bom e a base das ondas de tempestade, na qual os sedimentos de fundo são frequentemente retrabalhados por ondas de tempestade. *Packstones, grainstones,* estratificação do tipo *hummocky* e tempestitos são indicativos da ação de ondas de tempestade, enquanto que os depósitos formados por ondas de tempo bom geram lamas carbonáticas e margas.

iii. Rampa externa: zona que se estende desde a região abaixo da base das ondas de tempestade normal até a planície da bacia. Dominada pela deposição de lama e poucos leitos de tempestade, uma vez que somente tempestades severas são capazes de afetar esta região.



Figura 3.9: Divisões das rampas carbonáticas. (Imagem modificada de Flügel 2010)

3.1.4 Classificação Das Rochas Carbonáticas

Dunham (1962)

A classificação de Dunham (1962) leva em consideração a textura deposicional dos carbonatos, verificando a proporção entre matriz e grãos carbonáticos, bem como a relação espacial dos mesmos (Tabela 3-1). Desta forma, os seguintes critérios devem ser observados para a utilização desta classificação:

- 1. A presença ou ausência de lama carbonática (micrita), podendo assim, separar os carbonatos com grãos e matriz (*mudstone, wackestone e packstone*) dos carbonatos com grãos e cimento (*grainstones*).
- A abundância de grãos, a fim de diferenciar os carbonatos lamosos em *mudstones* (menos de 10% de grãos), *wackestones* (mais de 10% de grãos) e *packstones* que, mesmo apresentando lama em sua matriz, é suportado por grãos.
- Evidências de feições orgânicas (esteiras microbianas ou componentes esqueletais) associadas a grãos carbonáticos ou siliciclásticos, geralmente vinculados a bioconstruções, definidas como *boundstones*.

E por último, arcabouços carbonáticos que não apresentam sua textura deposicional preservada, ou seja, a textura primária foi completamente obliterada por processos diagenéticos, são denominados de carbonatos cristalinos **Tabela 3-1:** Tabela de classificação dos carbonatos, de acordo com Dunham (1962). (Modificado de James & Dalrymple 2010)

TEXTURA DEPOSICIONAL RECONHECÍVEL					TEXTURA DEPOSICIONAL	
Componentes originais separados durante a deposição				Componentes originais amalgamados	NÃO RECONHECÍVEL	
Contêm lama calcária			Sem lama e grão suportado	deposição		
Sustentado por lama		Grão suportado				
< 10% de grãos	> 10% de grãos					
Mudstone	Wackstone	Packstone	Grainstone	Boundstone	Cristalino	

Embry & Klovan (1971)

A classificação de Embry & Klovan (1971) é uma complementação da classificação de Dunham (1962). Nesta proposta são considerados o tamanho dos grãos carbonáticos, onde arcabouços sustentados por grãos acima de 2 milímetros são considerados como *rudstones*, enquanto que um arcabouço com grãos acima de 2 milímetros, porém sustentados por matriz, são classificados como *floatstones* (Tabela 3-2).

Tabela 3-2: Tabela de classificação dos carbonatos, de acordo com Embry & Klovan (1971). (Modificado de James & Dalrymple 2010).

COMPONENT SEPARADOS DEPO	ES ORIGINAIS 5 DURANTE A SIÇÃO	COMPONENTES ORIGINAIS AMALGAMADOS POR ATIVIDADE ORGÂNICA DURANTE A DEPOSIÇÃO		
> 10% de grãos > 2 mm		Processos		
Matriz suportado	Grão suportado	Bioestorvo ao fluxo aquático	Bioaglutinação e/ou incrustação	Bioconstrução de arcabouço estrutural rígido
Floatstone	Rudstone	Bafflestone	Bindstone	Framestone

3.1.5 Potencial Reservatório

As rochas reservatórios são aquelas que possuem as condições adequadas de porosidade e permeabilidade para o armazenamento de petróleo. Os arenitos e as rochas carbonáticas constituem a maior parte das reservas petrolíferas mundiais (Tucker 1991; Flügel 2010).

A qualidade de uma rocha reservatório pode ser estimada por meio de suas características permo-porosas. Os principais fatores que afetam a permoporosidade são os aspectos texturais e os diagenéticos. No contexto dos aspectos texturais, tem-se a porosidade primária, mais comum em arenitos, que é formada durante a deposição e tende a diminuir com o processo de empacotamento ao longo do soterramento. Por outro lado, devido a baixa estabilidade dos componentes carbonáticos quando comparada com a dos siliciclásticos, os efeitos diagenéticos são mais expressivos e complexos em arcabouços carbonáticos. Sendo assim, os processos de cimentação e dissolução podem potencializar ou reduzir a qualidade de um reservatório carbonático em diferentes fases diagenéticas (Tucker 1991; Flügel 2010).

3.2 O NEOPROTEROZOICO

O Neoproterozoico corresponde a última era do eon Proterozoico e subdivide-se em três períodos, sendo eles Toniano (1000 - 720 Ma), Criogeniano (720 - 635 Ma) e Ediacariano (635 - 540 Ma). O período Toniano tem como marco principal a desagregação e quebra do supercontinente Rodínia, enquanto o Criogeniano caracteriza-se por vários episódios de glaciação que ocorreram em praticamente todos os continentes. Por fim, o Ediacariano relaciona-se com o fim da glaciação Marinoana, ocorrência da glaciação *Gaskiers* e surgimento da Fauna de Ediacara (Hidalgo 2007).

Fragmentação de Rodínia

Segundo Li *et al.* (2008), Rodínia é um supercontinente tardio pré-cambriano que foi gerado a partir de eventos orogênicos entre o Meso e Neoproterozoico (1300 Ma e 900 Ma), onde a montagem e separação se deu ao redor de *Laurentia*. Devido a avalanches mantélicas e isolamento térmico, que deram origem a superplumas, incidiu uma extensa ruptura continental entre 825 Ma e 740 Ma e as massas continentais geradas a partir desta fragmentação juntaram-se formando um novo supercontinente em 530 Ma, o *Gondwanaland*.

As Glaciações do Neoproterozoico

A teoria *Snowball Earth* surgiu com o intuito de explicar a presença de depósitos glaciais distribuídos de forma global, inclusive nas regiões próximas à linha do equador, durante o Neoproterozoico. Esta teoria foi testada de diversas formas, levando em consideração fatores estratigráficos, composição da água do mar e análise das formações ferríferas (Halverson *et al.* 2002; Hoffman *et al.* 1998; Hoffman & Schrag 2002).

De acordo com Donnadieu *et al.* (2004), a fragmentação do supercontinente Rodínia seria capaz por si só de gerar a glaciação global, pois durante este evento o gás carbônico presente nessa época foi aprisionado em depósitos oceânicos. Uma vez nos oceanos, este gás reagia com as águas formando carbonatos e diminuindo cada vez mais sua concentração na atmosfera. O gás carbônico é responsável pelo efeito estufa, que aquece a superfície terrestre, sendo assim, a temperatura média da Terra teria diminuído consideravelmente, chegando a 2°C.

Em períodos de glaciações ocorre um abaixamento eustático do nível de água, devido ao fato de que as águas ficam retidas nas geleiras. Com isso, as águas profundas emergem e o ambiente deposicional predominante é o de plataforma rasa. A baixa concentração de CO_2 e o avanço das geleiras em latitudes de até 30° proporcionaram o aumento da reflexão dos raios solares, fazendo com que ocorresse uma expansão glacial até a linha do equador. A extensa camada de gelo impedia os seres oceânicos de produzir energia, o que ocasionou em morte dos mesmos (Hidalgo 2007).

No Neoproterozóico são reconhecidas três glaciações: Estuartiana (725Ma), Marinoana (635Ma) e *Gaskiers* (580Ma), sendo esta última regional (Halverson *et al.* 2005). Durante eventos de glaciações globais a composição isotópica e elementar das águas sofre mudanças, há uma queda de δ^{13} C e 87Sr/86Sr, respectivamente, devido à baixa produtividade orgânica e dominância hidrotérmica (Li *et al.* 2008).

De acordo com Halverson *et al.* (2005), a glaciação Stuartiana é representada por diamictitos encontrados no norte da Namíbia, sul da Austrália e noroeste do Canadá. Todos apresentam capas carbonáticas, que são camadas de calcário ou dolomito que se sobrepõem aos depósitos glaciais neoprotorozoicos, e BIFs. As rochas dessa glaciação apresentam valores de δ^{13} C variando entre -4 ‰ até + 5 ‰.

Picos negativos de δ^{13} C indicam sucessões pré-glaciais no Neoproterozóico, e a anomalia Trezona foi capaz de pressagiar a glaciação Marinoana (Halverson *et al.* 2005). Esta glaciação é representada por espessos pacotes sedimentares no Atlântico Norte e Vale da Morte, e por pacotes finos na Namíbia, Austrália e noroeste do Canadá. Estima-se que esta glaciação tenha durado no mínimo 3.0 Ma (Halverson *et al.* 2005).

A glaciação *Gaskiers* ocorre no período Ediacariano, sucede a glaciação global Marinoana, e não apresenta desenvolvimento de capa carbonática. É representada por tilitos encontrados no Canadá, Austrália e Nova Zelândia (Halverson *et al.* 2005).

Surgimento de vida multicelular complexa

Possivelmente entre 800 e 550 Ma, iniciou-se um aumento da concentração de oxigênio na superfície terrestre e nos oceanos, que ficou conhecido como NOE, Evento de Oxidação Neoproterozoico. Esse aumento favoreceu o surgimento de metazoários, que associados com os

principais eventos de diversificação, deram origem a Fauna de Ediacara e à explosão cambriana (Och & Shields-Zou 2012).

Os registros mais antigos de metazoários pertencentes à fauna de Ediacara são compostos por seres sem esqueleto mineralizado, o que levou a suposição de que os fósseis pré-cambrianos possuíam exclusivamente corpo mole. Entretanto, com a evolução do conhecimento, foram descritos diversos metazoários calcificados que datam do final do Neoproterozoico, dentre eles *Cloudina, Namacalathus e Namapoikia* (Knoll 2003).

CAPÍTULO 4

4.1 DESCRIÇÃO DAS MICROFÁCIES

O presente trabalho corresponde a um estudo mais aprofundado no aspecto de microfácies em relação ao trabalho realizado por Conti (2020). Portanto, a seguir, tem se a Figura 4.1 e a Tabela 4-1 que serão utilizadas com o objetivo de comparar os dois estudos.

A Figura 4.1 corresponde ao perfil estratigráfico da Pedreira abandonada do Iuiú desenvolvido por Conti (2020), o qual facilitou a observação da relação entre as lâminas analisadas, as fácies sedimentares e os processos de sedimentação atuantes.

A Tabela 4-1 expressa uma relação entre as associações de fácies descritas por Conti (2020) e as microfácies descristas neste trabalho. Nota-se que há uma disparidade entre essa relação, e isto ocorre por conta da diferença existente entre uma análise macroscópica e uma análise microscópica. As análises microscópicas fornecem uma maior gama de informações e detalhes, por isso os resultados descritos aqui não correspondem integralmente com os descritos por Conti (2020).

Por fim, tem-se a Tabela 4-2 que sintetiza as principais características das microfácies descritas neste trabalho, bem como seu ambiente deposicional, que foram identificados a partir da descrição das dez lâminas petrográficas, nomeadas de L1 a L10 da base para o topo, pertencentes à Pedreira abandonada do Iuiú – BA.



Figura 4.1: Perfil da pedreira abandonada da Serra do Iuiú com as associações de fácies definidas por Conti (2020).

		Ambianta	Microfácies
Nome	Descrição	Ambiente	Associadas
	Consiste em uma sucessão pelítica representada por siltitos médios a grossos, de		
Associação de Fácies	coloração avermelhada a ocre. Apresentam plano de acamamento, laminação interna	Offshore	
FA1	sub-horizontal e plano-paralela, direção ENE e mergulho SSW. Possui nódulos	Ojjsnore	-
	calcários, de coloração cinza, em direção ao topo.		
Associação de Fácies	Consiste em uma sucessão de pelitos avermelhados intercalados com siltitos cinza-	Transição Offshore	
FA2	esverdeado calcífero, ambos apresentam ripples no topo.	inferior	-
Associação do Eócios	Consiste em fácies carbonáticas, com estratificações de espessuras variáveis (20 a	Transiaão Offichara	M1, M2, M3
Associação de Facies	35 cm), que representam um ciclo de progradação. São constituídas por packstones e	intermediário	
TAS	grainstones.	Internetiano	
Associação de Fácies	Consiste em uma associação em que a base é composta por conglomerados, os quais	Shorafaca	
FA4	apresentam clastos imbricados, que são recobertos por grainstones com	intermediário	-
	granulometria variante de média a grossa.		
Associação de Fácies	Consiste em packstones de coloração cinza claro. Apresenta estratificações dos tipos	Transição Offshore	
FA5	plano-paralela, ondulada, hummockies e swale.	intermediário/superior	-
Associação de Fácies	Consiste em packstones de coloração cinza e granulometria fina intercalado com	Transição Offshore	M4, M5, M6, M7,
FA6	rudstones na base, e com folhelhos no topo.	superior	M8
Associação de Fácies	Consiste em nackstonas de granulometria muito fina intercalo com margas	Transição Offshore	M3
FA7	consiste em packsiones de grandiometría muito ima intereato com margas.	intermediário	

Tabela 4-1 - Síntese das associações de fácies descritas por Conti (2020) com a relação de microfácies associadas.

Tabela 4-2 - Microfácies analisadas na Pedreira abandonada do Iu	iú.
--	-----

Código da microfácies	Nome	Descrição	Ambiente
M1	Subarcóseo fino a muito fino	Consiste em um arcabouço siliciclástico laminado que se destaca pela alternância entre grãos finos e muito finos. Os grãos são subangulosos a angulosos, possuem média esfericidade e empacotamento apertado. Em termos composicionais, os grãos consistem em quartzo, e subordinadamente feldspatos, micas, e fragmentos de rochas	Rampa intermediária inferior
M2	<i>Wackstone</i> peloidal/oolítico com terrígenos	Consiste em uma rocha onde grãos carbonáticos peloidais e oolíticos flutuam em uma matriz micrítica com presença de siliciclásticos.Os grãos carbonáticos apresentam morfologia arredondada. Os oóides são dos tipos tangenciais, quebrados e micritizados. Por outro lado, os grãos siliciclásticos são compostos por quartzo, feldspato e micas, os quais apresentam-se subangulosos a angulosos, baixa esfericidade e contatos pontuais a reto.	Rampa intermediária inferior
M3	<i>Mudstone</i> peloidal com terrígenos	Consiste em um arcabouço laminado composto por matriz micrítica e ausência de grãos carbonáticos. Entretanto, apresenta grãos siliciclásticos ao longo das laminações e piritas diagenéticas dispersos na matriz. Os grãos siliciclásticos correspondem a quartzo, feldspatos e micas. Apresentam boa seleção, baixa esfericidade e contatos pontuais a reto.	Rampa externa
M4	<i>Packstone</i> peloidal oolítico recristalizado	Consiste em um arcabouço que sofreu um severo processo de recristalização, o qual gerou a obliteração parcial da textura primária da rocha em determinadas porções. A porção basal é dominada por uma zona completamente recristalizada, composta essencialmente por um pseudo-esparito, enquanto que a porção superior é dominada por uma zona recristalizada e compactada em que é possível observar características da estrutura primária. Os grãos carbonáticos são compostos majoritariamente por pelóides e subordinadamente por oóides dos tipos tangenciais, distorcidos e quebrados. Além disso, apresenta grãos de quartzo com granulometria variando entre areia muito fina e areia fina dispersos na matriz.	Rampa interna média

	Floatstone	Consiste em um arcabouço onde grãos de <i>mudstones</i> intraclásticos maiores que 2 mm flutuam em meio a	Rampa
M5	intraclástico com	uma matriz micrítica. Além dos intraclastos, foram observados pelóides e grãos siliciclásticos de quartzo	intermediária
	terrígenos	e feldspatos.	inferior
M6	<i>Grainstone</i> oolítico	Consiste em um arcabouço sustentado por oóides e cimentos de calcita espático. Apresenta poros secundários e raros grãos siliciclásticos. Os oóides são dos tipos tangenciais, micritizados, quebrados, distorcidos e meia lua e apresentam como núcleos outros oóides, rochas intraclásticas e extraclásticas.	Rampa interna Bancos oolíticos
M7	Packstone peloidal com terrígenos	Consiste em um arcabouço composto por grãos peloidais, os quais, juntamente com os grãos siliciclásticos, flutuam em uma matriz micrítica. A rocha apresenta uma evidente laminação marcada por níveis composicionais, sendo as bandas claras mais siliciclásticas e as escuras mais carbonáticas. Os grãos siliciclásticos são compostos de quartzo, feldspatos e micas e encontram-se subangulos a angulosos e com baixa esfericidade.	Rampa interna inferior
M8	Wackstone peloidal com terrígenos	Consiste em um arcabouço composto por grãos peloidais flutuantes em uma matriz micrítica com presença de terrígenos dispersos. Apresenta uma gradação normal e laminação incipiente. Os grãos siliclásticos apresentam-se subangulosos a angulosos, com baixa esfericidade, contatos geralmente pontuais a planarese e são compostos por quartzo, feldspatos e micas.	Rampa intermediária inferior

No total, foram identificadas 8 microfácies (Tabela 4-2) que incluem:

- i) Microfácies 1 Subarcóseo fino a muito fino (M1)
- ii) Microfácies 2 *Wackstone* peloidal/oolítico com terrígenos (M2)
- iii) Microfácies 3 *Mudstone* com terrígenos (M3)
- iv) Microfácies 4 *Packstone* peloidal oolítico recristalizado (M4)
- v) Microfácies 5 *Floatstone* intraclástico (M5)
- vi) Microfácies 6 *Grainstone* oolítico (M6)
- vii) Microfácies 7 *Packstone* peloidal com terrígenos (M7)
- viii) Microfácies 8 Wackstone peloidal com terrígenos (M8)

A descrição dos componentes do arcabouço e suas relações espaciais são descritas a seguir por microfácies:

Microfácies 1 – Subarcóseo fino a muito fino (M1)

Esta microfácies está inserida na associação de fácies FA3 (Figura 4.1) e encontra-se na base da sucessão analisada. Ocorre nas lâminas L1, L2, L6 e L8 (Figura 4.2). Consiste em um arcabouço siliciclástico laminado que se destaca pela alternância entre grãos finos e muito finos. Os grãos correspondem cerca de 66% (39% quartzo, 24% feldspatos e 3% micas), enquanto que a matriz é representada por 29%, e a menor contribuição vem da porosidade (4%) e do cimento (1%).



Figura 4.2 - Microfácies M1- Subarcóseo fino a muito fino em lâminas petrográficas com laminações bem marcadas. A) Lâmina L1, microfácies M1 na base e M2 no topo. Seta branca indicando nível de gradação normal. B) Lâmina L2 predominantemente composta por M1 com laminações planas destacadas pela alternância entre grãos de granulometria areia muito fina a areia fina. C) Lâmina L6 com a microfácies M1 intercalada com a microfácies M5. Superfícies erosivas irregulares (linha amarela) e feição de inversão textural definida pelo

intraclasto de M5 imerso em M1. D) Lâmina L8, contato entre as microfácies M1 (base) e M8. Seta branca indicando nível de gradação normal.

Os grãos são subangulosos a angulosos, possuem baixa esfericidade e granulometria entre 0,1 a 0,36 mm, sendo a moda de 0,23 mm. Além disso, apresentam contatos reto, suturado e raros côncavoconvexo, o que remete a um empacotamento apertado. Em termos composicionais os grãos consistem em quartzo, e subordinadamente feldspatos, micas, e fragmentos de rochas (arredondados a angulosos), como subarcóseo muito fino (Figura 4.3 B) e granitoide (Figura 4.3 D).

A matriz (Figura 4.3 C) apresenta origem detrítica, na fração argila, coloração acastanhada e é classificada como protomatriz. Ademais, é possível observar filamentos opacos dispersos, descontínuos e orientados segundo a laminação, aqui definidos como possíveis registros de estruturas *MISS* (Figuras 4.3 A e 4.3 B). A porosidade encontra-se associada a estas possíveis estruturas, a fraturas e também a dissolução de grãos de feldspatos e micas, enquanto que o cimento é gerado a partir crescimento secundário de quartzo.



Figura 4.3 - Detalhes da microfácies M1 - Subarcóseo muito fino a fino. A) Aspecto geral do arcabouço com laminações. Porosidade (seta vermelha) associada às possíveis estruturas de *MISS* (seta amarela). B) Filamentos opacos, possíveis estruturas *MISS*, (setas amarelas) dispersos no arcabouço e intraclasto de musdtone com terrígeno (contorno laranja). C) Porosidade por fratura (seta amarela), matriz detrítica (M) e contato côncavo-convexo (círculo

amarelo) entre grãos de quartzo. D) Grãos de quartzo (seta verde), grãos de feldspato (seta amarela), grão de mica (seta laranja), fragmento de granitoide (seta vermelha) e contato reto entre grãos (círculo amarelo). Fotos A, B e C nicóis descruzados, foto D nicóis cruzados.

Microfácies 2- Wackstone peloidal oolítico com terrígenos (M2)

Esta microfácies está inserida na associação de fácies FA3 (Figura 4.1), ocorre em L1 (Figura 4.4 A) e é representada por uma rocha onde grãos carbonáticos peloidais e oolíticos flutuam em uma matriz micrítica com presença de grãos siliciclásticos. No que diz respeito à composição, a matriz perfaz 52%, os grãos 41%, sendo 14% carbonáticos (9% pelóides e 5% oóides) e 27% siliciclásticos (14% quartzo, 10% feldspatos e 3% micas), o cimento 4% e a porosidade 3%.

Os grãos carbonáticos apresentam gradação normal e se tocam pontualmente em raras porções. Apresentam-se de forma arredondada e variação granulométrica entre 0,2 e 1,3 mm, sendo a moda 0,7 mm (Figura 4.4 B e C).

Os oóides desta microfácies estão micritizados, distinguidos dos pelóides através da presença de lamelas tangenciais reliquiares. O núcleo encontra-se obliterado e alguns ooides estão quebrados. Por outro lado, os grãos siliciclásticos são subangulosos a angulosos, com granulometria variando entre 0,05 e 0,25 mm, moda de 0,12 mm, baixa esfericidade, contatos pontuais a retos, representados por quartzo, feldspatos e micas (Figura 4.4 D).

A matriz (Figura 4.4 E) é classificada como micrítica. A porosidade apresenta-se de forma secundária dos tipos intergranular, gerada a partir da dissolução de matriz micrítica; intragranular, principalmente pela dissolução de feldspatos e; móldica, a partir da dissolução de oóides. Por fim, temse o cimento de calcita microespática que preenche as fraturas e poros presentes na rocha (Figura 4.4 E).

Foram observadas três transições texturais nesta lâmina. A primeira envolve a transição da porção siliclástica para a carbonática (Figura 4.4 B), a segunda a transição entre lama carbonática com siliciclásticos para lama carbonática com grãos siliciclásticos e grãos carbonáticos (Figura 4.4 C), e a última define uma passagem entre a deposição dos grãos carbonáticos mais grossos da base e os mais finos do topo (Figura 4.4 D).



Figura 4.4 - Microfácies M2- Wackstone peloidal/oolítico com terrígenos. A) Limites transicionais demarcados na lâmina petrográfica em escala macroscópica. B) Detalhe da transição entre M1 e M2 definida pela diminuição de grãos siliciclásticos e aumento da matriz carbonática. Marcado em A pelo número 1. C) Transição entre a predominância de grãos siliciclásticos para o aparecimento de grãos carbonáticos peloidais (P). Marcado em A pelo número 2. D) Limite transicional demarcando uma gradação normal dos grãos carbonáticos da base para o topo. Oóide tangencial representado pela letra O, pirita euédrica (seta vermelha) e pelóides com tamanhos variados (P). Marcado em A pelo número 3. Presença de influxo de terrígenos acima do limite demarcado em amarelo. E) Grãos de quartzo (setas vermelhas) e feldspato (setas amarelas), matriz micrítica (M) e cimento de calcita microespática preenchendo poro móldico. Fotos B, C e D a nicóis descruzados e foto E a nicóis cruzados.

Microfácies 3 – Mudstone com terrígenos (M3)

Esta microfácies está inserida nas associações de fácies FA3 e FA7 (Figura 4.1), e encontra-se nas lâminas L3 e L5 (Figura 4.5 A e B). O arcabouço apresenta-se laminado e consiste em uma matriz micrítica, com ausência de grãos carbonáticos. Todavia, apresenta grãos siliciclásticos ao longo das laminações e piritas diagenéticas dispersas pela matriz. A proporção de elementos corresponde a 54% de matriz, 33% de siliciclásticos (19% quartzo, 11% feldspato, 3% micas), 9% de cimento e 4% de poros.

Quartzo, feldspatos e micas correspondem aos grãos terrígenos. A moda da granulometria é de 0,1 mm, com variação entre 0,05 e 0,4 mm, o que classifica esta granulometria entre areia muito fina a areia fina (Figura 4.5 C). Os grãos apresentam-se angulosos a subangulosos, com boa seleção, baixa esfericidade e contatos pontuais a reto.

A matriz micrítica apresenta porções recristalizadas destacadas por pseudo-esparitos. O cimento ocorre preenchendo fraturas e poros na forma de mosaico grosso, equigranular e microcristalino de calcita espática (Figuras 4.5 D e E). Foram observados poros intergranulares, intragranulares,

intercristalinos e móldicos, sendo este último gerado através da dissolução dos grãos, principalmente de feldspatos.



Figura 4.5- Aspectos macro e microscópico da microfácies M3 – *mudstone* com terrígenos. A) Lâmina L3. Setas amarelas indicando fraturas preenchidas por calcita microespática e seta branca indicando fratura preenchida por calcita microespática. C) Aspecto geral do arcabouço com grãos terrígenos e piritas autigênicas dispersos na matriz. D) Mosaico grosso de calcita preenchendo fratura. E) Poro preenchido por mosaico equigranular de calcita (ME). Observa-se porosidade intercristalina associada a este cimento. Estilólito indicado pela seta amarela. Fotos A e E a nicóis descruzados e foto D a nicóis cruzados.

Microfácies 4 – Packstone peloidal oolítico recristalizado (M4)

Esta micrófacies, presente na lâmina L4 (Figura 4.6 E), está inserida na associação de fácies FA6 (Figura 4.1), e é caracterizada por um severo processo de recristalização, que gerou a obliteração parcial da textura primária da rocha em determinadas porções. Os grãos carbonáticos perfazem 47% (38% pelóides e 9% oóides) do arcabouço, os os grãos siliciclásticos 5%, a matriz 37%, o cimento 9%, a porosidade 1%.

A porção basal da lâmina é dominada por uma zona completamente recristalizada (Figura 4.6 A), composta essencialmente por um pseudo-esparito calcítico, enquanto que a porção superior é dominada por uma zona recristalizada e compactada (Figura 4.6 B e C) em que é possível se observar em algumas características da estrutura primária. Na porção superior da lâmina, em que a textura

primária é bem preservada, foram reconhecidos grãos carbonáticos com tamanho aproximado de 0,4 mm, variando entre 0,17 e 1,2 mm. Estes grãos são compostos majoritariamente por pelóides e subordinadamente por oóides dos tipos tangenciais, distorcidos ou quebrados (Figura 4.6 B e C). Além disso, possui grãos de quartzo dispersos na matriz, com contatos pontuais raros e tamanho variando entre 0,08 e 0,2 mm (Figura 4.6 D).

O cimento aparece majoritariamente como calcita microespática preenchendo poros e fraturas presentes no arcabouço. Entretanto, ocorre também como franjas isópacas ao redor de oóides. A porosidade ocorre atrelada aos estilólitos. Os poros encontram-se paralelos aos estilólitos, seguindo suas estruturas serrilhadas.



Figura 4.6 - Microfácies M4 - *Packstone* peloidal oolítico recristalizado. A) Limite entre zona recristalizada (porção inferior – MR) e zona parcialmente recristalizada, onde é possível individualizar grãos carbonáticos e matriz recristalizada (MR+GC). Fratura horizontal preenchida por mosaico fino de calcita (seta vermelha) e estilólito (seta amarela). B) Porção não recristalizada com oóides tangenciais (O) e pelóides (P). C) Oóide distorcido (traços em amarelo) e veio preenchido por mosaico fino de calcita (seta vermelha). D) Aspecto geral da microfácies M6 que ocorre correlata a M4. E) Fotografia da lâmina petrográfica L4 com suas transições demarcadas. Na base, representado por MR, tem-se somente a matriz recristalizada. Na zona marcada por MR+GC, tem-se matriz recristalizada com grãos de pelóides e oóides, além dos siliciclásticos. No canto esquerdo da parte superior ocorre outra microfácies, M6, representada por *grainstones* oolíticos. Foto A a nicóis cruzados e fotos B, C e D a nicóis descruzados.

Microfácies 5 – *Floatstone intraclástico com terrígenos (M5)*

Esta microfácies está inserida na associação de fácies FA6 (Figura 4.1) e ocorre na lâmina L6 (Figura 4.2 C) como fragmentos inseridos em meio a microfácies M1. A presença de intraclastos maiores que 2 mm flutuando em uma matriz micrítica define esta microfácies como um *floatstone* intraclástico. Os grãos carbonáticos correspondem a 26% do arcabouço, a matriz a 37%, os grãos siliciclásticos 31% (18% quartzo, 9% feldspatos e 4% micas), a porosidade 4% e o cimento 2%.

Os intraclastos são os grãos carbonáticos mais abundantes e podem ser classificados como *mudstones* com terrígenos (Figuras 4.7). Exibem tamanhos variando de 2,5 até 19 mm, com formatos arredondados a elipsoidais, raros contatos planares e, em alguns casos, encontram-se fraturados. Além dos intraclastos, esta microfácies apresenta também raros grãos peloidais arredondados com tamanho aproximado de 0,45 mm (Figura 4.7 A), dispersos na matriz micrítica (Figura 4.7 B). Os grãos siliciclásticos são predominantemente quartzo e feldspato, subangulosos a angulosos e exibem tamanho médio de 0,1 mm, contatos retos a pontuais.

O cimento encontra-se precipitado em fraturas do tipo *tension gash* ((Figura 4.7 B), enquanto que a porosidade se origina a partir da dissolução deste cimento. A porosidade é classificada como secundária de fratura (Figura 4.7 C e D) e canal.



Figura 4.7 - Microfácies M5 - *Floatstone* intraclástico. A) Fragmento de *mudstone* (MI) em meio a uma matriz micrítica com grãos terrígenos e raros pelóides indicados pela letra P. B) Fraturas do tipo *tension gash* presentes nos intraclastos de *mudstones* com terrígenos indicadas por setas vermelhas. Grão de pirita diagenética euédrica (seta branca). C) Seta branca indicando fratura em grãos intraclásticos de *mudstones* com terrígenos preenchida por cimento de calcita microespática. D) Fratura não preenchida (seta vermelha) em intraclastos de *mudstones* com terrígenos formando uma porosidade secundária do tipo por fratura. Fotos A, B e C a nicóis descruzados e foto D a nicóis cruzados.

Microfácies 6 – *Grainstone Oolítico* (*M*6)

Esta microfácies está inserida na associação de fácies FA6 (Figura 4.1) e é encontrada nas lâminas L4, L9 e L10 (Figura 4.8). O arcabouço é sustentado por oóides de diferentes tipos e tamanhos, associados a cimentos de calcita espática, poros secundários e raros grãos siliciclásticos. Os grãos compõem 54% da rocha (41% oóides, 9% pelóides, 3% extraclastos e 1% intraclastos), o cimento 40% e a porosidade 6%.

É possível se observar uma variação textural definida pela mudança granulométrica dos oóides e obliteração de feições primárias (Figura 4.9 B e 4.10 A) na lâmina L9. Na porção inferior esquerda

da lâmina ocorrem oóides médios a grossos (aproximadamente 0,24 mm) os quais são truncados por um nível intermediário definido por oóides distorcidos e recristalizados. Este nível é recoberto por oóides finos com granulometria em torno de 0,15 mm (Figura 4.9 A).



Figura 4.8 - Lâminas petrográficas que contém a microfácies M6 – *grainstone* oolítico. A) Microfácies M6 no topo lâmina L4, sendo a base preenchida pela microfácies M4. B) Microfácies M6 na lâmina L9. Presença de uma zona deformada demarcada em amarelo e indicada pela letra D. C) Visão geral da lâmina L10.

No geral, os oóides possuem uma variação de tamanho entre 0,2 e 2,3 mm, sendo a moda de 1,3 mm. De acordo com os tipos de oóides descritos em Flügel (2010), foi possível se identificar cinco tipos: tangenciais, micritizados, quebrados, distorcidos e meia lua (Figura 4.9). Os núcleos dos oóides são formados por outros oóides, rochas intraclásticas e rochas extraclásticas (Figura 4.9).



Figura 4.9 - Microfácies M6- Grainstone oolítico. A) Oóide distorcido micritizado (seta vermelha), oóide quebrado com uma pequena fratura no grão preenchida por cimento microespático (seta amarela), oóides micritizados (setas azuis), oóide tangencial micritizado (seta branca) e oóide distorcido com núcleo de intraclasto de mudstone (seta verde). Indicada pela seta laranja tem-se uma fratura que foi preenchida por um cimento microespático de calcita. B) Oóide do tipo meia lua (estrutura geopetal). É possível observar em azul a dissolução do núcleo do oóide, orgininando uma porosidade secundária intragranular. C) Oóide micritizado (seta azul), oóide composto (seta laranja), oóide tangencial com núcleo de intraclasto de grainstone oolítico com terrígenos (seta branca), oóide distorcido micritizado (seta verde), oóide com núcleo dissolvido e posteriormente cimentado por mosaico de calcita (seta vermelha), oóide distorcido com núcleo de extraclasto de arenito muito fino (seta rosa) e oóide tangencial (seta roxa). D) Oóides micritizados (seta azul), oóide composto em que os núcleos foram dissolvidos e posteriormente cimentados por mosaico de calcita (seta amarela), oóide tangencial com núcleo de intraclasto de grainstone oolítico (setas vermelhas). E) Oóide com núcleo parcialmente dissolvido gerando porosidade secundária intragranular (seta rosa) e possível oóide totalmente dissolvido com posterior cimentação de mosaico grosso de calcita (seta verde). Seta branca indicando grão anômalo, possivelmente um oóide rescristalizado. F) Oóides tangenciais parcialmente recristalizados (setas vermelhas). Todas as fotografias estão a nicóis descruzados. Fotos A, C, D e E a nicóis cruzados e fotos B e F a nicóis descruzados.

Além dos oóides esta rocha também possui grãos de intraclastos, extraclastos e pelóides (Figura 4.10). Os intraclastos são de *grainstone* oolítico, enquanto que os extraclastos são de um arenito muito fino, ambos de forma angulosa. Os tamanhos são variados, aproximadamente entre 1 e 2,5 mm para os intraclastos e extraclastos, enquanto que os pelóides apresentam tamanho médio de aproximadamente 0,35 mm.

Os cimentos ocorrem como mosaico dos tipos microcristalino, granular e equigranular, e também como franja isópaca envolvendo oóides (Figura 4.10). A porosidade está associada à dissolução dos oóides e do cimento, sendo dos tipos intercristalino, intragranular e móldico (Figura 4.9 e 4.10).



Figura 4.10 - A) Representação em detalhe da zona deformada presente em L9 (Figura 4.9 B). A porção inferior apresenta oóides de diferentes tamanhos, preferencialmente dos tipos tangenciais, enquanto que a porção superior contém oóides distorcidos e seus fragmentos. Grão de extraclasto de arenito muito fino indicado pela seta branca e grão de pelóide indicado pela seta verde. B) Oóide do tipo tangencial com dissolução do núcleo gerando porosidade secundária intragranular. Observa-se que ao redor deste oóide ocorre uma cimentação por franja de calcita prismática. Indicado por MG tem-se o cimento de mosaico de calcita espática granular, que juntamente com os oóides sustentam o arcabouço. Foto A a nicóis cruzados e foto B a nicóis descruzados.

Microfácies 7 – Packstone peloidal com terrígenos (M7)

Esta microfácies apresenta-se na lâmina L7, está inserida na associação de fácies FA6 (Figura 4.1) e trata-se de uma rocha composta por grãos peloidais, os quais, juntamente com os grãos siliciclásticos, flutuam em uma matriz micrítica. Os grãos perfazem 74% do arcabouço, sendo 35% grãos carbonáticos e 39% grãos silicicásticos (19% feldspatos, 17 % quartzo e 3% micas). A matriz corresponde a 25%, o cimento a 1% e a porosidade não é quantificável. A rocha apresenta uma evidente laminação marcada por níveis composicionais, sendo as bandas claras mais siliciclásticas e as escuras mais carbonáticas (Figura 4.11).



Figura 4.11 - Microfácies M7 – *Packstone* peloidal com terrígenos. A) Lâmina petrográfica L7 com laminações bem delimitadas através de uma alternância de cores. B) Aspecto geral do arcabouço laminado ao microscópio óptico a nicóis descruzados. Bandas mais claras correspondem a uma porção mais siliciclástica, onde grãos terrígenos estão dispersos em uma matriz micrítica e bandas mais escuras a uma porção mais carbonática, onde grãos peloidais flutuam em meio a matriz.

Os pelóides (Figura 4.12) apresentam granulometria entre 0,08 e 0,9 mm, sendo a moda 0,25 mm. Os grãos siliciclásticos são compostos de quartzo, feldspatos e micas, com granulometria variando entre 0,04 mm e 0,2 mm, sendo a moda 0,065 mm. Estes grãos encontram-se subangulos a angulosos, com baixa esfericidade e contatos de retos a côncavo-convexo. O cimento corresponde ao constituinte quantificável menos abundante da rocha e ocorre como mosaico microcristalino de calcita precipitado em raros poros.



Figura 4.12 - Aspecto texturais da microfácies M7 - *Packstone* peloidal com terrígenos.A) Lâminas composicionalmente mais carbonática com destaque para pelóides (setas amarelas), matriz micritica (M) e subordinados grãos siliciclásticos de quartzo (setas verdes). B) Lâminas com predominância de grãos

siliciclásticos, como muscovita (setas vermelhas), quartzo (setas verdes) e feldspatos (setas amarelas). Matriz micrítica indicada pela letra M. Ambas as fotografias a nicóis descruzados.

Microfácies 8 – *Wackstone peloidal com terrígenos (M8)*

Esta microfácies está presente na lâmina L8 (Figura 4.13), inserida na associação de fácies FA6 (Figura 4.1) e é composta por grãos peloidais flutuantes em uma matriz micrítica com presença de terrígenos dispersos. Além disso, apresenta uma gradação normal e laminação incipiente. A matriz constitui 45% do arcabouço, os grãos carbonáticos 33%, os siliciclásticos 21% (12% quartzo, 6% feldspato e 3% micas) e a porosidade 1%.



Figura 4.13 - Microfácies M8 – *Wackstone* peloidal com terrígenos. A) Lâmina petrográfica L8 composta na base pela microfácies M1 e na porção superior pela microfácies M8. B) Limite transicional representado em A ao microscópio óptico, nicóis descruzados.

Os pelóides da base possuem tamanho em torno de 1,25 mm enquanto que os do topo aproximadamente 0,6 mm. Pelo fato da matriz ser o maior constituinte composicional, os grãos carbonáticos raramente exibem algum contato. Além dos pelóides e grãos siliciclásticos, esta rocha também apresenta um extraclasto de arenito muito fino, com tamanho de 3,25 mm (Figura 4.14).

Os grãos siliciclásticos são compostos por quartzo, feldspatos e micas, variando a granulometria entre 0,05 e 0,3 mm, com moda de 0,12 mm. Apresentam-se subangulosos a angulosos, com baixa esfericidade e contatos planares a côncavo-convexo.

A matriz pode ser classificada como micrítica. Por fim, tem-se a porosidade que secundária, de fratura que evoluiu para um canal.


Figura 4.14 - Aspecto geral do arcabouço da microfácies M8 – *Wackstone* peloidal com terrígenos. A) Grãos de pelóides indicados por setas amarelas. B) Grão de extraclasto de um arenito muito fino inserido em meio a microfácies M8. Ambas as fotos a nicóis descruzados.

5.1 RELAÇÃO ENTRE MICROFÁCIES E SEDIMENTAÇÃO

Seguindo a premissa de predominância de rampas carbonáticas no Pré-Cambriano, associada à ausência de bioconstruções de estromatólitos ou de depósitos de taludes ou escorregamentos, em contraste com a presença de fácies marinhas rasas com influência de tempestade, sugere-se que a sucessão estudada é o registro de uma rampa homoclinal sob a influência da ação de ondas de tempestade (Conti 2020). Assim, a partir da descrição das oito microfácies identificadas, é possível se definir suas zonas de formação ao longo da rampa e contribuir para a interpretação paleoambiental.

A partir da divisão proposta por Burchette & Wright (1992) para rampas (rampa interna, rampa intermediária e rampa externa), interpreta-se cinco ambientes de deposição para a sucessão analisada, sendo eles (Figura 5.1): rampa interna superior – bancos oolíticos, rampa interna média, rampa interna inferior ou laguna, rampa intermediária – *shoreface* inferior (Tempestitos) e rampa externa.



Figura 5.1- Plataforma carbonática e perfil esquemático. A) Representação de uma plataforma carbonática em rampa e indicação do ambiente deposicional de cada lâmina delgada analisada. Figura modificada de Flügel (2010). B) Perfil esquemático da sucessão estratigráfica vertical analisada.

Rampa interna superior – Bancos oolíticos

Devido à ausência de lama e presença abundante de oóides, interpreta-se que os *grainstones* oolíticos pertencentes a microfácies M6 foram formados em ambiente de rampa interna superior, nos denominados bancos oolíticos. A associação de oóides presente nesta microfácies (tangenciais, micritizados, quebrados, distorcidos e meia lua) remete a um ambiente turbulento com alta energia e constante retrabalhamento sinsedimentar (Flügel 2010).

De acordo com o diagrama proposto por Flügel (2010), representado na Figura 5.2, em que retrata uma relação entre hidrodinâmica, composição, ambiente e salinidade para a formação de determinados tipos de oóides, é possível reforçar ainda mais esta interpretação. Isto porque, dos tipos retratados, apenas os oóides do tipo 1 estão presentes na microfácies em questão, o que reafirma um ambiente marinho, de barras de areia e com alta energia.



Figura 5.2 - Relação entre os tipos de oóides, energia da água, ambiente de formação, composição e salinidade. Oóides do tipo 1: oóides micríticos esféricos, com córtices tangenciais finamente laminados. Formam *grainstones* bem selecionados com até 90% de oóides e pouco conteúdo fóssil. Oóides do tipo 2: oóides micríticos irregulares, com córtices finamente laminados. Formam *packstones* em ambiente marinho raso a lagunar. Oóides do tipo 3: oóides com córtices radiais finamente laminados depositados em ambientes de águas tranquilas. Geralmente compõem *grainstones* fossilíferos mal selecionados. Oóides do tipo 4: oóides com algumas lâminas finas radiais que ocorrem em ambiente lagunar salobro. Compõem *packstones* e *wackestones* bem selecionados. Oóides do tipo 5: oóides com córtices radiais e grosseiros. Ocorrem em lagoas com energia variável e compõem *packstones* bem selecionados. (Modificado de Flügel 2010)

Como descrito no capítulo 4, em uma das lâminas (L9) que perfazem a microfácies *grainstone* oolítico foi observado um nível bem demarcado de oóides distorcidos e componentes recristalizados (Figura 4.9 e Figura 4.10 A). Neste trabalho, tal nível foi interpretado como um possível registro de um *hardground*.

Os *hardgrounds* são feições descontínuas centimétricas geradas na interface sedimento-água que sofreram litificação antes da deposição da camada sobrejacente e estão relacionadas com taxas de não deposição ou baixa deposição e condensação. Estas superfícies são o resultado da cimentação do fundo marinho, causada pela precipitação de aragonita e calcita magnesiana provenientes da própria água do mar (Flügel 2010). Dos fatores que alimentam esta interpretação tem-se a diferença granulométrica entre as camadas depositadas abaixo e acima do possível *hardground*, o que define uma alteração na atividade hidráulica. Além disso, os oóides distorcidos remetem a destruição do grão por liquefação provocada pelo retrabalhamento do substrato durante eventos de tempestades (Flügel 2010). Este processo de liquefação pode dissolver parcialmente os cristais de calcita e aragonita, fornecendo fluidos intersticiais ricos em CaCO₃ para cimentação e recristalização. Assim, levanta-se a hipótese que esta milimétrica camada de oóides distorcidos e recristalizados pode ser um *hardground* desenvolvido durante eventos de tempestades.

Rampa interna média

O ambiente de rampa interna se subdivide em superior; o qual possui a ação de fluxos oscilatório constante até o nível de base de onda normal, formando majoritariamente *grainstones* e; inferior em que o fluxo predominante apresenta mais baixa energia, com eventos trativos e influenciados por tempestades, depositando *packstones* e *wackstones* (Flügel 2010). Da sucessão analisada, interpreta-se que o *packstone* peloidal oolítico recristalizado tenha sido depositado na transição entre o ambiente de rampa interna inferior e superior.

A partir da descrição da lâmina L4, pode-se concluir que houve um aumento energético no fluxo da base para o topo, fato que alimenta a interpretação do ambiente de rampa interna média para a microfácies M4.

Os grãos oolíticos e peloidais presentes nesta rocha possivelmente são provenientes dos bancos oolíticos e foram transportados para o ambiente de rampa intermediária pelas correntes de retorno ou por eventos de tempestade.

Além disso, esta microfácies também apresenta características de um possível *hardground*, uma vez que possui diferenças texturais nas camadas superior e inferior, indicando diferente atividade hidráulica e, presença de grãos distorcidos, como o representado na Figura 4.7 C, remetendo a um processo de retrabalhamento sinsedimentar do substrato.

Rampa interna inferior ou laguna

A microfácies M7 apresenta uma quantidade significativa de matriz micrítica, o que remete a um ambiente mais calmo, e possui mais de 10% de grãos peloidais, que possivelmente são provenientes dos bancos oolíticos. Além disso, é possível observar uma laminação composicional, definida pela alternância de lâminas mais siliciclásticas e lâminas mais carbonáticas, o que sugere mudanças regulares no regime de suprimento de material (Suguio 1980). A partir dessas características, interpreta-se o *packstone* peloidal com terrígenos (M7) tenha sido depositado em ambiente de rampa interna inferior ou lagunal.

Rampa intermediária – Shoreface inferior (Tempestitos)

A divisão das fácies de *shoreface* em inferior e superior é dada de acordo com o tipo de onda atuante em cada porção do ambiente. As ondas de tempo bom atuam majoritariamente no ambiente superior, enquanto que as ondas de tempestade no ambiente inferior (Flügel 2010).

As tempestades com alta energia geram ondas e correntes que atingem o fundo do mar e retrabalham os sedimentos, formando estruturas e texturas características, como estratificações cruzadas do tipo *hummocky* e tempestitos (Flügel 2010). Na sucessão analisada, interpreta-se que as microfácies *wackstone* peloidal oolítico com terrígenos, *floatstone* intraclástico com terrígenos e *wackstone* peloidal com terrígenos tenham se formado no ambiente de rampa intermediária inferior sob a ação de tempestades.

Dos fatores que alimentam esta interpretação tem-se a presença de contatos erosivos e irregulares na base, que são feições características dos tempestitos (Figura 4.3); presença de intraclastos carbonáticos e grãos de oóides distorcidos e quebrados, que indicam retrabalhamento da bacia e; presença de uma gradação normal, a qual resulta de um fluxo de corrente que perdeu sua velocidade e competência gradualmente, depositando os sedimentos mais grossos na base e os mais finos no topo (Suguio 1980). Além disso, estas lâminas pertencem a calcários com estratificações cruzadas do tipo *hummocky* descritas por Conti (2020), estrutura resultante de eventos de tempestade.

Nota-se que as três microfácies carbonáticas interpretadas como originadas em ambiente de rampa intermediária inferior ocorrem correlatas com a microfácies M1, subarcóseo fino a muito fino (Figura 4.3), sendo depositadas acima de um limite erosivo. A partir dessa relação espacial, sugere-se um influxo de terrígenos provocados por corrente de retorno durante eventos de tempestade, gerando lentes siliciclásticas de incursão, as quais deram origem ao subarcóseo fino a muito fino. O arcabouço laminado em uma granulometria fina sugere fluxos trativos de regime superior, condições hidráulicas compatíveis com eventos de tempestades.

Rampa externa

O ambiente de rampa externa é caracterizado por apresentar baixa energia e sedimentação do material fino em suspensão, como sedimentos hemipelágicos e lama carbonática (Flügel 2010). A microfácies *mudstone* com terrígenos (M5) foi definida como representante desta zona, já que apresenta um arcabouço composto predominantemente por matriz micrítica. A presença de esparsos grãos terrígenos dispersos nesta matriz sugere influxos esporádicos de sedimentos de áreas mais rasas por influência de tempestades.

5.2 EVENTOS DIAGENÉTICOS

Os eventos que acarretaram na evolução diagenética da sucessão analisada foram: micritização, cimentação marinha, cimentação por mosaico de calcita, precipitação de piritas, deformação plástica sin-deposicional, dissolução, compactação mecânica, compactação química, substituições de silicatos e recristalização.



Figura 5.3 - Principais processos diagenéticos presentes na sucessão de microfácies analisada. A) Envelopes micríticos desenvolvidos em grãos de oóides indicados pela seta vermelha. B) Franja de calcita isópaca ao redor de oóide tangencial micritizado indicado por seta amarela. Fratura em grão de oóide preenchida por cimento microespático de calcita indicada pela seta branca. Oóides distorcidos indicados por seta vermelha e grão de oóide completamente micritizado indicado por seta verde. C) Franja de calcita isópaca indicada pela seta branca. Setas vermelhas indicando poros intragranulares preenchidos por cimento de calcita espática. Fratura em grão de oóide preenchida por cimento microespático de calcita indicada pela seta amarela. D) Cimento de calcita espática equigranular preenchendo poro móldico. E) Oóide tangencial com dissolução parcial do núcleo e dos córtices. Seta vermelha indicando dissolução do cimento de calcita espática granular que preenche poros intergranulares. F) Dissolução de grãos siliciclásticos. Seta vermelha indicando dissolução de grãos siliciclásticos. Seta vermelha indicando dissolução da protomatriz. Porosidade associadas a *MISS* indicada por seta amarela. Imagem A: microfácies *wackstone* peloidal oolítico com terrígenos; imagens B, C, D e E: microfácies *grainstone* oolítico e; imagem F: microfácies subarcóseo fino a muito fino. Imagens A, C, E e F a nicóis descruzados e imagens B e D a nicóis cruzados.



Figura 5.4 - Principais processos diagenéticos presentes na sucessão de microfácies analisada. A) Dissolução intercristalina em cimento espático de calcita equigranular que preenche poro móldico (seta amarela). Estilólito indicado por seta vermelha e precipitação de pirita framboidal em meio a matriz micrítica por seta branca. Dissolução da matriz micrítica indicada por seta preta. B) Fratura preenchida por cimento microespático existente no *grainstone* oolítico indicado por seta vermelha e fraturamento de grão de oóide preenchido também por cimento de calcita microespática indicado pela seta amarela. Seta branca indicando grão de oóide distorcido. C) Rocha recristalizada Estilólito indicado por seta vermelha e fratura preenchida por cimento microespático indicada pela seta amarela. D) Grão de mica dobrado indicado pela seta branca, substituição de feldspato por calcita indicado pela seta amarela e precipitação de pirita framboidal indicada pela seta vermelha. E) Cimentação por mosaico grosso de calcita em fratura. F) Microfácies *grainstone* oolítico neomorfizada. Imagens A, D e E: microfácies *mudstone* com terrígenos; imagens B e F: microfácies *grainstone* oolítico e; imagem C: microfácies *packstone* peloidal oolítico recristalizado. Imagens A, B, C e F a nicóis descruzados e imagens D e E a nicóis cruzados.

Micritização

O processo de micritização (Figura 5.3 A e B) é evidenciado pelos envelopes micríticos que envolvem oóides nas microfácies *packstone* peloidal oolítico recristalizado, grainstone oolítico e *wackstone* peloidal oolítico, e pelo desenvolvimento de pelóides nas microfácies *wackstone* peloidal oolítico com terrígenos, *packstone* peloidal oolítico recristalizado, *grainstone* oolítico, *packstone* peloidal com terrígenos e *wackstone* peloidal com terrígenos. Este processo é característico de áreas marinhas rasas e para a sua decorrência é necessário um ambiente calmo e livre de retrabalhamento (Tucker & Dias-Brito 2017).

Precipitação de piritas

A precipitação de sulfetos de ferro geralmente ocorre em ambiente euxínico sob condições redutoras. As piritas tendem a substituir a matéria orgânica ou se precipitar nas proximidades (Flügel 2010). A precipitação de piritas euédricas e/ou framboidais ocorre em todas as microfácies analisadas (Figura 5.3 G e J, Figura 4.5 D), isso sugere que a precipitação destes sulfetos não possui relação com as condições físico-químicas do ambiente deposicional, mas sim com as condições intersticiais definidas na fase de soterramento.

Cimentação marinha por franjas isópacas

A precipitação de calcita rica em Mg por cimento do tipo laminado dá origem às franjas isópacas (Figura 5.3 C e B), cimento característico de ambiente marinho freático raso. O intenso processo de bombeamento de água supersaturada em CaCO₃ através dos sedimentos que ocorre principalmente em bancos/ barras arenosas e em recifes favorece a precipitação das franjas isópacas (Tucker & Dias-Brito 2017).

Nas microfácies analisadas, a cimentação por franja isópaca envolve os grãos oolíticos presentes nas microfácies *grainstones* oolíticos peloidais (Figura 5.3 B e C) e *packstone* peloidal oolítico recristalizado.

Cimentação por mosaico de calcita

A cimentação por mosaicos de calcita é um processo bastante frequente na sucessão estudada (Figura 5.3 C, D e E, Figura 5.4 A, B e E). Este processo forma cristais que variam sua granulometria de microcristalina a grossa. O mosaico microcristalino preenche poros e pequenas fraturas do arcabouço e dos grãos presentes nas microfácies *wackstone* peloidal oolítico com terrígenos, *mudstone* com terrígenos, *packstone* peloidal oolítico recristalizado, *floatstone* intraclástico, *wackstone* peloidal com terrígenos e *grainstone* oolítico, enquanto que os mosaicos granulares/equigranulares preenchem os poros intergranulares e intragranulares das microfácies *mudstone* com terrígenos e *grainstone* oolíticos.

Por fim, tem-se o mosaico grosso que é observado somente na microfácies *mudstone* com terrígenos preenchendo uma fratura diageneticamente mais evoluída. De acordo com Flügel (2010), a precipitação de mosaicos de calcita é típica de ambiente meteóricos ou ambiente de soterramento.

Dissolução

O processo de dissolução afeta todos os componentes das rochas analisadas, sendo evidenciado pela dissolução de grãos siliciclásticos (principalmente micas e feldpatos) e carbonáticos (oóides); dissolução da protomatriz siliciclástica e da matriz micrítica carbonática e; dissolução de cimento calcítico (Figura 5.3 E e F, Figura 5.4 A).

Deformação plástica sindeposicional

A deformação plástica sindeposicional é demarcada pelos oóides distorcidos presentes nas microfácies *packstone* peloidal oolítico recristalizado e *grainstone* oolítico. A deformação plástica dos oóides se dá a partir da ação de fluxos turbulentos atuantes nos eventos de tempestade. Na sucessão analisada (Figura 5.3 B e Figura 5.4 B), este processo é característico dos possíveis registros de *hardground*s.

Compactação mecânica

A compactação mecânica está associada com a desidratação, redução da porosidade e redução significativa da espessura dos sedimentos e ocorre a partir do aumento da sobrecarga, devido ao progressivo soterramento das camadas (Flügel 2010, Tucker & Dias-Brito 2017). Na sucessão analisada (Figura 5.3 C, Figura 5.4 B, C, D e E), este processo é evidenciado pelo dobramento de filossilicatos presentes nas microfácies *wackstone* peloidal oolítico com terrígenos, subarcóseo fino a muito fino, *mudstone* com terrígenos, *floatstone* intraclástico e *packstone* peloidal com terrígenos, *e* por fraturamento de grãos e fraturamento da rocha presentes nos *wackstone* peloidal oolítico com terrígenos, *mudstones* com terrígenos, *packstone* peloidal oolítico recristalizado, *grainstone* oolítico, *floatstone* intraclástico e *wackstone* peloidal com terrígenos.

Compactação química

A compactação química é um processo que está vinculado à dissolução por pressão e é resultante do aumento da solubilidade nos contatos dos grãos e ao longo das interfaces de sedimentos que é proporcionado por um estresse. Este estresse pode ocorrer tanto por sobrecarga sedimentar quanto por esforços tectônicos (Tucker & Dias-Brito 2017). Na sucessão em questão, este processo é representado pelos estilólitos (Figura 5.4 A e C) inseridos nas microfácies *mudstone* com terrígenos e *packstone* peloidal oolítico recristalizado e pelos raros contatos côncavo-convexos presentes nas microfácies subarcóseo fino a muito fino.

Substituição de silicatos

De acordo com Batezelli *et al.* (2005, *apud.* Blatt *et al.* 1980), um ambiente com pH > 8 favorece tanto a precipitação de calcita quanto a dissolução de silicatos. Em todas as microfácies estudadas, é comum observar a substituição parcial de grãos de feldspatos por calcita diagenética (Figura 5.4 D).

Recristalização

O processo de recristalização ocorre nas microfácies M4, *packstone* peloidal oolítico recristalizado, e M6, *grainstone* oolítico. Na microfácies M4 este processo ocorre de forma severa, obstruindo quase toda a textura primária. Já na microfácies M6 ocorre de forma mais branda, preservando as principais características texturais. De acordo com Tucker (1991), este processo pode ocorrer na eodiagênese, através de processos meteóricos, ou durante o soterramento (Figura 5.4 C e F).

5.3 EVOLUÇÃO DIAGENÉTICA

A partir dos processos diagenéticos descritos acima, é possível identificar três fases na evolução diagenética da sucessão analisada, que é determinada pelos processos sin-sedimentares, eodiagenéticos e mesodiagenéticos. A fase sin-sedimentar acontece junto à deposição, os processos eodiagenéticos ocorrem logo após a deposição ou imediatamente após o soterramento e os mesodiagenéticos se desenvolvem durante o soterramento efetivo (Flügel 2010).

Na fase sin-sedimentar ocorre a deformação plástica dos oóides e a micritização. A eodiagênese é representada pelos processos de micritização, cimentação por franja isópaca, precipitação de pirita framboidal, cimentação por mosaico microcristalino e granular/equigranular de calcita, dissolução, compactação mecânica, recristalização e substituição de silicatos.

Na fase mesodiagenética ocorrem os processos de dissolução, substituição de silicatos, cimentação por mosaico grosso de calcita, precipitação de pirita euédrica, compactação química e recristalização. A seguir, tem-se a Tabela 5.1 que sintetiza esta evolução diagenética.

Eventos diagenéticos	Sin-deposicional	Eodiagênese	Mesodiagênese
Deformação sindeposicional			
Micritização			
Franja isópaca			
Cimentação por mosaico			
Dissolução			
Substituição de silicatos			
Precipitação de pirita			
Compactação mecânica			
Recristalização			
Compactação química			

Tabela 5-1 - Tabela representativa da evolução diagenética das rochas da Pedreira do Iuiú, BA.

5.4 POTENCIAL RESERVATÓRIO

As rochas analisadas neste trabalho apresentam porosidades de natureza secundária dos tipos por fraturamento, intergranular, intercristalina e intragranular. Entretanto, boa parte destes poros encontra-se completamente preenchida por cimentos calcíticos de diferentes hábitos e fases, o que remete a processos recorrentes de cimentação e dissolução. Além disso, os poros sem preenchimento não possuem conectividade efetiva. A partir destas condições, pode-se inferir que as fácies tempestíticas e oolíticas da Formação Lagoa do Jacaré, retiradas na região da Serra do Iuiú, Pedreira Iuiú – Bahia, apresentam baixo potencial como rocha reservatório.

CAPÍTULO 6

CONCLUSÃO

A partir de análises texturais microscópicas, a sucessão carbonática da Pedreira Iuiú - Bahia foi individualizada em oito microfácies: subarcóseo fino a muito fino, *wackstone* peloidal oolítico com terrígenos, *mudstones* com terrígenos, *packstone* peloidal oolítico recristalizado, *floatstone* intraclástico, *grainstone* oolítico, *packstone* peloidal com terrígenos e *wackstone* peloidal com terrígenos. Nestas microfácies foram encontrados possíveis registros de microfósseis de *Cloudina*, estruturas de *MISS* e feições de *hardgrounds*.

Seguindo a premissa da predominância de plataformas carbonáticas em rampa no Proterozóico, atrelada com a ausência de bioconstruções e depósitos de taludes/escorregamentos e a presença de estruturas que indicam ambiente de deposição raso com eventos de tempestade, inferiu-se cinco zonas de formação para as microfácies analisadas:

- i. Rampa interna superior;
- ii. Rampa interna média;
- iii. Rampa interna inferior;
- iv. Rampa intermediária inferior e;
- v. Rampa externa.

Os processos que acarretaram na evolução diagenética do arcabouço foram divididos em sinsedimentares, eodiagenéticos e mesodiagenéticos. Na fase sin-sedimentar se desenvolvem os processos de deformação plástica de oóides e micritização, enquanto que na eodiagênese ocorre micritização, cimentação por franja isópaca, precipitação de pirita framboidal, cimentação por mosaico microcristalino e granular/equigranular de calcita, dissolução, compactação mecânica, recristalização e substituição de silicatos. Já na mesodiagênese ocorre dissolução, substituição de silicatos, cimentação por mosaico grosso de calcita, precipitação de pirita euédrica, compactação química e recristalização.

Por fim, devido à ausência de fraturas não preenchidas e à baixa conectividade entre os poros intergranulares, intercristalinos e intragranulares presentes nas microfácies tempestíticas e oolíticas da Formação Lagoa do Jacaré, na região da serra do Iuiú - Bahia, infere-se que as rochas analisadas apresentam baixo potencial reservatório.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Adams A. E., Mackenzie W.S., Guilford C. (eds) 1984. Atlas of sedimentary rocks under the microscope. Longman, Harlow, 140p.

Alkmim F. F. 2004. O que faz de um cráton um cráton? O Cráton do São Francisco e as revelações almeidianas ao delimita-lo. *In:* Mantesso-Neto V, Bartorelli A, Carneiro CDR and Brito-Neves BB (Orgs), Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida, Beca, São Paulo, p. 17-35.

Alkmim F.F., Neves B.B.B., Alves J.A.C. 1993. Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco - uma revisão. *In:* J.M.L. Dominguez, A. Misi. eds. O Cráton do São Francisco. Salvador: SBG, p. 45-62

Almeida F. F. M. 1977. O Cráton do São Francisco. Revista Brasileira de Geociências, 7:349-364.

Amorim K.B., Afonso J.W.L., Leme J.M., Diniz C.Q.C, Rivera L.C.M., Gomez –Gutiérrez J.C., Boggiani P.C., Trindade R.I.F. 2020. Sedimentary facies, fossil distribution and depositional setting of the late Ediacaran Tamengo Formation (Brazil). *Sedimentology*, doi: 10.1111/sed.12749.

Batezelli A., Gomes N.S., Perinotto J.A.J. 2005. Petrografia e evolução diagenética dos arenitos da porção Norte e Nordeste da Bacia Bauru (Cretáceo Superior). *Revista Brasileira de Geociências*, **35:**311-322.

Burchette T. P. & Wright V. P. 1992. Carbonate ramp depositional systems. Sedimentary Geology, 79:3-57.

Chiavegatto J.R.S. 1992. Análise estratigráfica das seqüências tempestíticas da Formação Três Marias (Proterozóico Superior), na porção meridional da Bacia do São Francisco. MS Dissertation, Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 216 p.

Conti A. F. 2020. *Estratigrafia e análise de fácies da sucessão carbonática da porção nordeste da serra do iuiú* (*Ba*). MS Dissertation, Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 101 p.

Craig J., Thurow J., Thusu B., Whitham A., Abutarruma Y. 2009. Global Neoproterozoic petroleum systems: the emerging potencial in North Africa. *Geological Society*, **326**:1-25.

Cui H., Warren L.V., Uhlein G.J., Okubo J., Liu X., Plummer R.E., Baele J., Goderis S., Claeys, P., Li F. 2020. Global or regional? Constraining the origins of the middle Bambuí carbon cycle anomaly in Brazil. *Precambrian Research* **348**.

Cunha R. B. 2015. Isótopos de Sr, C e O dos carbonatos das formações Sete Lagoas e Lagoa do Jacaré: implicações para a idade deposicional e reconstrução paleoambiental da bacia Bambuí. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 92 p.

D'Agrella-Filho M.S. & Cordani U.G. 2017. The paleomagnetic record of the São Francisco-Congo Craton. *In:* Heilbron, M., Cordani, U.G., Alkmim, F.F. (Eds.), São Francisco Craton, Eastern Brazil tectonic genealogy of a miniature continent 16. *Springer*, 305–320.

Donnadieu Y., Godderis Y., Ramstein G., Nedelec A., Meert J. 2004. A 'snowball Earth' climate triggered by continental break-up through changes in runoff. *Nature*, **428**:303-306.

Eriksson P.G., Catuneanu O., Sarkar S., Tirsgaard H. 2003. Patterns of sedimentation in the Precambrian. *Sedimentary Geology*, **176:**17-42

Fairchild T. R., Sanchez E. A. M., Pacheco M. L. A. F., Leme J. M. 2012. Evolution of Precambrian life in the Brazilian geological record. *International Journal of Astrobiology*, **11**:309-323.

Flügel E. 2010. *Microfacies of Carbonate Rocks. Analysis, Interpretation and Application (2nd Edition).* Berlin, Springer-Verlag, 1006 p.

Germs G.J.B. 1972a. New shelly fossils from Nama Group, South West Africa. *American Journal of Science*, **272:**752-761.

Grotzinger J. P. & James N. P. 2000. Precambrian carbonates: evolution of understanding. *In:* Grotzinger J. P., James N. P. (eds.) Carbonate sedimentation and diagenesis in the evolving Precambrian World. Tulsa: SEPM Special Publication, **67:** 3-20

Halverson G. P., Hoffman P. F., Schrag D. P., Maloof A. C., Rice A. H. 2005. Toward a Neoproterozoic composite carbon-isotope record. *GSA Bulletin*, **117**:1181–1207.

Halverson G.P., Hoffman P.F., Schrag D.P., Kaufman A.J. 2002. A major perturbation of the carbon cycle before the Ghaub glaciation (Neoproterozoic) in Namibia: prelude to snowball Earth? *Geochemistry, Geophysics, Geosystems,* **3**.

Hasui Y., Carneiro C. D. R., Almeida F. F. M., Bartorelli A. (Org.) 2012. *Geologia do Brasil*. São Paulo, Editora Beca, 906 p.

Heilbron M., Cordani U. G., Alkmim F. F. 2017. The São Francisco Craton and Its Margins. In: Heilbron M. et al. (eds). São Francisco Craton, Eastern Brazil, Cham, *Springer*, 1-13.

Hidalgo R. L. L. 2007. Vida após as glaciações globais neoproterozóicas: um estudo microfossilífero de capas carbonáticas dos crátons do São Francisco e Amazônico. PhD Thesis, Universidade de São Paulo, São Paulo, 200p.

Hoffman P.F.& Schrag D.P. 2002. The snowball Earth hypothesis: testing the limits of global change. *Terra Nova*, **14**:129–155

Hoffman P.F., Kaufman A.J., Halverson G.P., Schrag D.P. 1998. A Neoproterozoic snowball Earth. *Science* 281:1342–1346.

Iglesias M. & Uhlein A. 2009. Estratigrafia do Grupo Bambuí e coberturas fanerozoicas no vale do rio São Francisco, norte de Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, **39**:256–266.

James N.P. & Dalrymple R.W. 2010. Facies Models. GEOtext, 6. Canadian, Sedimentology 586 p.

Klein C. 2007. *Faciologia e gênese dos carbonatos do grupo bambuí na região de arcos, estado de Minas Gerais.* PhD Thesis, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 269 p.

Knoll A. H. 2003. Biomineralization and evolutionary history. *In*: Biomineralization, Vol. 54, p. 329–350. Ed. by P. Dove, J. J. De Young, and S. Weiner. *The Mineralogical Society of America*. Washington, DC. 381 p.

Leão Z.M.A.N. & Dominguez J.M.L. 1992. Plataformas carbonáticas Pré-Cambrianas: o exemplo da Formação Salitre, Proterozoico Superior, estado da Bahia. *Revista Brasileira de Geociencias*, **22**:407-421.

Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S., Davidson A., De Waele B., Ernst R.E., Fitzsimons I.C.W., Fuck R.A., Gladkochub D.P., Jacobs J., Karlstrom K.E., Lu S., Natapov L.M., Pease V., Pisarevsky S.A., Thrane K., Vernikovsky V. 2008, Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis. *Precambrian Research*, **160**:179–210.

Lima O.N.B., Uhlein A., Britto W. 2007. Estratigrafia do Grupo Bambuí na Serra da Saudade e geologia do depósito fosfático de Cedro do Abaeté, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências* **37:**204-215

Lopes J. N. 1995. *Faciologia e gênese dos carbonatos do Grupo Bambuí na região de Arcos, estado de Minas Gerais*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 180p.

Meira F.V.E. 2011. Caracterização Tafonômica e estratigráfica de Cloudina lucianoi (Beurlen & Sommer, 1957) Zaine & Fairchild, 1985, no Grupo Corumbá, ediacarano do sudeste do Brasil. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo,115 p.

Menezes M. R. F. 1999. *Faciologia e gênese dos carbonatos do grupo bambuí na região de arcos, estado de minas gerais.* MS Dissertation, Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 197 p.

Noffke N., Gerdes G., Klenke Th., Krumbein W.E., 2001b. Microbially induced sedimentary structures - A new category within the classification of primary sedimentary structures. *Journal of Sedimentary Research*, **71**:649–656.

Och L.M. & Shields-Zhou G.A. 2012. The Neoproterozoic Oxygenation Event: Environmental perturbations and biogeochemical cycling. *Earth-Science Reviews*, **110**:26–57.

Okubo J., Muscente A. D., Luvizotto G. L., Uhlein G. J., Warren L. V. 2018. Phosphogenesis, aragonite fan formation and seafloor environments following the Marinoan glaciation. *Precambrian Research*, **311**:24–36.

Paula-Santos G. M., Babinski M., Kuchenbecker M., Caetano-Filho S., Trindade R.I., Pedrosa-Soares A.C. 2015. New evidence of an Ediacaran age for the Bambuí Group in southern São Francisco craton (eastern Brazil) from zircon U-Pb data and isotope chemostratigraphy. *Gondwana Research*, **28**:702–720.

Read J.F. 1985. Carbonate platform facies model. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 69:1-21

Reis H. L. & Alkmim F. F. 2015. Anatomy of a basin-controlled foreland fold-thrust belt curve: The Três Marias salient, São Francisco basin, Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, **66**:711-731.

Reis H.L.S., Suss J., Fonseca R.C.S., Alkmim F.F. 2017. Ediacaran forebulge grabens of the southern São Francisco Basin, SE Brazil: Craton interior dynamics during West Gondwana assembly. *Precambrian Researche*, **302:**150–170.

Santos D.M. 2018. Caracterização das ocorrências de microbialitos na Formação Lagoa do Jacaré, Grupo Bambuí, Estado de MG e suas implicações paleobiológicas e sedimentológicas. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 63 p.

Sarkar S., Choudhuri A., Mandal S., Eriksson P. G. 2016. Microbial mat-related structures shared by both siliciclastic and carbonate formations. *Journal of Palaeogeography*, **5**:278–291.

Souza P.C. 1992. Caracterização petrológica da Formação Lagoa do Jacaré, Grupo Bambuí, MG, Brasil. 1992. *In:* 13° Geowissenschftliches Lateinamerika-Kolloquium, Münster. *Zusammenfassugen - Abstracts. Münster: Westfalische Wilhelms Universität*, v. 1.

Souza P.C., Cristino C.T., Santos P.T.C.T. 1992. Contribuição à petrologia e estudo paleoambiental da Formação Lagoa do Jacaré, Bacia do São Francisco - MG - Brasil. *Revista da Escola de Minas*, **47:** 161-163.

Souza P.C., Spadini A.R., Guerra W.J., Córdoba V.M.C. 1992. Considerações sobre o sistema deposicional da Formação Lagoa do Jacaré, Grupo Bambuí, Minas gerais, Brasil. *In:* II Simpósio do Cráton do São Francisco, Salvador. *Sociedade Brasileira de Geologia*, v. 1, p. 186-188.

Stal L.J. 2000. Microbial mats and stromatolites. *In:* Whitton, B.A., Potts, M. (Eds.), The Ecology of Cyanobacteria. Their Diversitty in Time and Space. Kluwer, Dordrecht.

Suguio K. 1980. Rochas sedimentares. Propriedades, Gênese, Importância Econômica. São Paulo, Edgar Blücher/EDUSP, 500 p.

Tucker M. E. 1991. Sedimentary Petrology. Second Edition. Oxford, UK, Blackwell Science Ltd., 260 p.

Tucker M.E & Dias-Brito D. 2017. *Petrologia Sedimentar Carbonática: iniciação com base no serviço geológico do Brasil.* Rio Claro, UNESP- IGCE-UNESPetro, Obra 3, 206 p.

Uhlein G.J., Uhlein A., Pereira E., Caxito F.A., Okubo J., Warren L., Sial A.N. 2019. Ediacaran paleoenvironmental changes recorded in the mixed carbonate-siliciclastic Bambuí Basin, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **517**:39–51.

Vianna R.R., Guerra W.J., Souza P.C., Libaneo C.A.F. 1994. Zur geoquimischen Untersuchung an Gesteine der Sete Lagoas Formation im Gebiet zwischen Iguatama und Arcos, Minas Gerais, Brasilien. *In:* 14°

Geowissenschaftliches Lateinamerika-Kolloquium, Tübingen. Terra Nostra. Tübingen: Universität Tübingen, v. 2/94, p. 85-86.

Vieira L.C., Almeida R.P., Trindade R.I.V., Nogueira A.C. R., Janikian L. 2007. A Formação Sete Lagoas em sua área-tipo: fácies, estratigrafia e sistemas deposicionais. *Revista Brasileira de Geociências*, **37:**168-181.

Warren L.V., Quaglio F., Riccomini C., Simoes M.G., Poire D.G., Strikis N.M., Anelli L.E., Strikis P.C. 2014. The puzzle assembled: Ediacaran guide fossil Cloudina reveals an old proto-Gondwana seaway. *Geology*, **42**:391–394.

Zaine M.F., Fairchild T.R. 1985. Comparision of Aulophycus lucianoi Beurlen & Sommer from Ladário (MS) and the genus Cloudina Germs, Ediacaran of Namibia. Anais X° Congresso Brasileiro de Paleontologia, Rio de Janeiro, Brasil, p. 797-806.

Zalán, P.V. & Silva, P.C.R. 2007. Bacia do São Francisco. Boletim de Geociências da Petrobrás, 15:561–571.