



Ariely Luparelli Rigueti

**CARACTERIZAÇÃO DE MICROFÁCIES CARBONÁTICAS DO
MEMBRO MARUIM, FORMAÇÃO RIACHUELO, ALBIANO DA BACIA
DE SERGIPE-ALAGOAS**

Trabalho Final de Curso

(Geologia)

UFRJ
Rio de Janeiro
2015



UFRJ

Ariely Luparelli Rigueti

**CARACTERIZAÇÃO DE MICROFÁCIES CARBONÁTICAS DO MEMBRO
MARUIM, FORMAÇÃO RIACHUELO, ALBIANO DA BACIA DE SERGIPE-
ALAGOAS**

Trabalho Final de Curso de Graduação em Geologia do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, apresentado como requisito necessário para obtenção do grau de Geólogo.

Orientadores:

Leonardo Fonseca Borghi de Almeida
Jane Nobre Lopes

Rio de Janeiro
Fevereiro 2015

ARIELY, Luparelli Rigueti

Caracterização de microfácies carbonáticas do Membro Maruim, Formação Riachuelo, Albiano da Bacia de Sergipe-Alagoas/ Ariely Luparelli Rigueti -Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo, 2015.

xix, 119 f.; il.; 2 apênd.; 30cm

Trabalho Final de Curso (Geologia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, 2015.

Orientadores: Leonardo Fonseca Borghi de Almeida, Jane Nobre Lopes.

1. Geologia. 2. Geologia Sedimentar – Trabalho de Conclusão de Curso. I. Leonardo, Fonseca Borghi de Almeida. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia. III. Título.

Ariely Luparelli Rigueti

CARACTERIZAÇÃO DE MICROFÁCIES CARBONÁTICAS DO MEMBRO MARUIM,
FORMAÇÃO RIACHUELO, ALBIANO DA BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS

Trabalho Final de Curso de Graduação em Geologia do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, apresentado como requisito necessário para obtenção do grau de Geólogo.

Orientadores:

Leonardo Fonseca Borghi de Almeida
Jane Nobre Lopes

Aprovada em:

Por:

Orientador: Dr Leonardo Fonseca Borghi de Almeida (UFRJ)

Dr: Renato Rodriguez Cabral Ramos (MN-UFRJ)

Dra: Frances Abbots-Guardiola (BG Brasi)

UFRJ
Rio de Janeiro
2015

Agradecimentos

Agradeço à BG Brasil/ANP pelo apoio financeiro e logístico fornecido ao projeto SACL (Sergipe-Alagoas Carbonate Laboratory);

Ao professor Dr. Leonardo Borghi pela oportunidade e ensinamentos, os quais foram fundamentais para o meu amadurecimento e conhecimento geológico;

A Dr^a. Jane Nobre Lopes pelas discussões e conselhos, que foram essenciais na conclusão deste trabalho;

Ao Jorge Barbosa de Oliveira Junior, pela confecção das lâminas delgadas;

Ao CETEM e ao Dr. Reiner Neumann pela disponibilidade e auxílio na utilização do equipamento de catodoluminescência;

Agradeço à doutoranda Ana Carolina Tavares pelas dicas, discussões e sugestões, de grande importância na concretização do trabalho;

Aos colegas do Laboratório de Geologia Sedimentar (Lagesed), pelos momentos de discussão e por estarem sempre dispostos a ajudar, em especial à geóloga Amanda Goulart Rodrigues e aos geólogos Bernard Fernandez Lopes Teixeira, João Paulo Porto Barros e Raphael Nobrega Câmara.

E aos meus queridos colegas de turma, em especial Bruno Valle, Lorena Sampaio, Luciano Dias e Rayana Estrella, pelo auxílio e momentos de reflexão.

Muito obrigada a todos!

Resumo

LUPARELLI RIGUETI, Ariely. **Caracterização de microfácies carbonáticas do Membro Maruim, Formação Riachuelo, Albiano da Bacia de Sergipe-Alagoas**. 2015. xix, 116 f. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

As rochas que constituem a Formação Riachuelo foram depositadas durante o estágio drifte de evolução do oceano Atlântico Sul, na Bacia de Sergipe-Alagoas, entre o Neo-Aptiano e o Neo-Albiano. Esta formação representa uma plataforma mista carbonática-siliciclástica que exibe uma variação lateral de fácies de mais alta energia, associadas a bancos carbonáticos que sofriam ação direta de ondas e correntes, para fácies de mais baixa energia, depositadas em porções mais profundas ou em lagunas protegidas da ação de ondas. O Membro Maruim, analisado neste trabalho, representa as fácies de mais alta energia. O estudo foi realizado na Pedreira Carapeba, localizada a 25 quilômetros da cidade de Aracaju e objetivou a caracterização microfaciológica dos carbonatos expostos na pedreira, através da descrição petrográfica de 38 lâminas delgadas. Foram individualizadas seis microfácies: (1) MF1 Dolomito com terrígenos, (2) MF2 *Wackestone* peloidal, (3) MF3 *Grainstone/Packstone* peloidal, (4) MF4 *Packstone/Grainstone* peloidal oolítico, (5) MF5 *Grainstone/Packstone* peloidal bioclástico intraclástico, (6) MF6 *Grainstone* oolítico bioclástico intraclástico. As microfácies estão presentes ao longo de cinco pequenos ciclos de raseamento ascendente (*shallowing upward*), com dolomitos, *wackestones*, *packstones* e *grainstones* dispostos, de maneira geral, da base em direção ao topo, representando a deposição em três domínios distintos: laguna restrita, laguna semi-restrita a aberta e margem de banco carbonático oolítico. A sucessão carbonática foi interpretada como depositada em um contexto transgressivo, porém com relativas baixas taxas de elevação do nível de base. Quanto à diagênese, foram reconhecidos processos de micritização, cimentação, neomorfismo, dolomitização, dissolução, compactação física e compactação química. A partir das relações entre os diferentes eventos diagenéticos, foi possível definir a ordem de ocorrência dos principais eventos que afetaram as rochas, e que causaram modificações em seu sistema permo-poroso.

Palavras-chave: Membro Maruim; Bacia de Sergipe-Alagoas; Análise microfaciológica.

Abstract

LUPARELLI RIGUETI, Ariely. **Caracterização de microfácies carbonáticas do Membro Maruim, Formação Riachuelo, Albiano da Bacia de Sergipe-Alagoas.** 2015. xix, 116 f. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

The rocks that constitute the Riachuelo Formation were deposited during the drift stage of evolution of the South Atlantic Ocean, in the Sergipe-Alagoas Basin, between the Neo-Aptian and Neo-Albian. This formation represents a carbonate-siliciclastic mixed platform which exhibits a lateral variation of higher energy facies, associated with carbonate sand shoals that suffered direct influence of waves and currents, to lower energy facies, deposited in deeper portions or sheltered lagoons. The Maruim Member, analyzed in this study, represents the high energy facies. The study was performed in Carapeba Quarry, located 25 kilometers from Aracaju and aimed the microfacies characterization of carbonate rocks exposed in the quarry, through petrographic description of 38 thin-sections. Six microfacies were identified (1) MF1 dolomite with terrigenous, (2) MF2 peloidal wackestone, (3) MF3 peloidal grainstone/packstone, (4) MF4 peloidal oolitic packstone/grainstone, (5) MF5 peloidal bioclastic intraclastic grainstone/packstone, (6) MF6 oolitic bioclastic intraclastic grainstone. The microfacies are distributed over five small shallowing upward cycles, with dolomites, wackestones, packstones and grainstones present, in general, from the base towards the top, representing deposition in three distinct domains: restricted lagoon, semi-restricted to open lagoon and oolitic carbonate bank margin. The carbonate succession was interpreted as deposited in a transgressive context, but with relative low rates of base level rise. As for diagenesis, the processes of micritization, cementation, neomorphism, dolomitization, dissolution, physical and chemical compactation were recognized. From the relations between the different diagenetic events, the order of occurrence of the main events that affected the rocks and that caused changes in their permo-porous system were defined.

Keywords: Maruim Member; Sergipe-Alagoas Basin; Microfacies analysis.

Lista de Figuras

| | |
|--|-----------|
| <i>Figura 1- Mapa e imagem de satélite mostrando a localização da Pedreira Carapeba. Fonte: Modificada do Google Earth.</i> | <i>4</i> |
| <i>Figura 2 - Fotomosaico da principal frente de afloramento da Pedreira Carapeba, apresentando uma espessura de aproximadamente 19 metros.</i> | <i>5</i> |
| <i>Figura 3 – Sucessão carbonática aflorante na cava da Pedreira Carapeba e perfil sedimentar/estratigráfico detalhado confeccionado na mesma.</i> | <i>5</i> |
| <i>Figura 4 - Diagrama para classificação de rochas carbonáticas segundo Dunham (1962). Extraído de Terra et al. (2010).</i> | <i>9</i> |
| <i>Figura 5 - Mapa de localização da bacia de Sergipe-Alagoas (LANA, 1990).</i> | <i>12</i> |
| <i>Figura 6 - Mapa das principais feições tectônicas da bacia de Sergipe-Alagoas. A localização aproximada da Pedreira Carapeba está marcada em vermelho (modificado de CAINELLI et al., 1987).</i> | <i>14</i> |
| <i>Figura 7 - Carta estratigráfica da sub-bacia de Sergipe. A Formação Riachuelo está evidenciada através do retângulo vermelho (modificado de CAMPOS NETO et al., 2007). ..</i> | <i>19</i> |
| <i>Figura 8 - Carta estratigráfica da sub-bacia de Alagoas. A Formação Riachuelo está evidenciada através do retângulo vermelho (modificado de CAMPOS NETO et al., 2007). ..</i> | <i>20</i> |
| <i>Figura 9 - Seção esquemática da porção meridional da bacia de Sergipe (modificado de AZAMBUJA et al., 1998).</i> | <i>21</i> |
| <i>Figura 10 - Seção esquemática exibindo os principais controles tectono-sedimentares atuantes na distribuição de fácies da Formação Riachuelo. Encontra-se marcada na seção o posicionamento da Pedreira Carapeba, em vermelho (modificado de AZAMBUJA et al., 1998).</i> | <i>24</i> |
| <i>Figura 11 - Classificação dos regimes diagenéticos segundo Machel (1999). Este autor classifica os regimes diagenéticos em próximo à superfície, soterramento raso, soterramento intermediário e profundo (modificado de MACHEL, 2005).</i> | <i>38</i> |
| <i>Figura 12 – Classificação dos regimes diagenéticos segundo Machel (1999) e segundo Choquette & Pray (1970), para fins de comparação.</i> | <i>39</i> |
| <i>Figura 13 - Classificação de Sibley & Gregg (1987), baseada no formato dos cristais (modificada de SCHOLLE & SCHOLLE, 2003).</i> | <i>43</i> |
| <i>Figura 14 - Foto de detalhe de amostra de mão (A) e fotomicrografias (B, C, D) representativas da microfácies MF1 (dolomito com terrígenos). (A) Foto de detalhe da amostra de mão. Observar a cor acinzentada conferida ao dolomito com terrígenos. (B) Foto</i> | |

de detalhe do dolomito com terrígenos (MF1), (XP). Observar a variação no tamanho de cristais e também na tonalidade dos mesmos. É possível reconhecer fantasmas de grãos (setas vermelhas) e grãos terrígenos (seta amarela). (C) Foto de detalhe do dolomito com terrígenos (MF1), (//P). Observar fragmento algálico intensamente micritizado. (D) Foto de detalhe do dolomito com terrígenos (MF1), (XP). Observar vestígios de micrita ou grão intensamente micritizado (seta vermelha) e grãos terrígeno (seta amarela)..... 50

Figura 15 - Foto de detalhe de amostra de mão (A) e fotomicrografias (B, C, D) representativas da microfácies MF1 (dolomito com terrígenos), presente entre 13,60 e 14,60 metros ao longo do perfil sedimentar/estratigráfico. (A) Foto de detalhe da amostra de mão. (B) Textura geral do dolomito com terrígenos (MF1), (XP). Observar grãos terrígenos de granulometria areia muito fina, destacados por setas vermelhas, e cristais de dolomita de tamanho médio e subhedrais, formando mosaico. (C) Foto de detalhe do dolomito com terrígenos (MF1), (XP). Setas vermelhas destacam grãos terrígenos, que são abundantes neste intervalo. Setas amarelas destacam porosidade moldica, intercrystalina e intracrystalina gerada pela dissolução de cristais de dolomita. (D) Foto de detalhe do dolomito com terrígenos (MF1), (//P). Observar porosidade destacada pelas setas vermelhas..... 51

Figura 16 - Foto de detalhe de amostra de mão (A) e fotomicrografias (B, C, D) representativas da microfácies MF2 (wackestone peloidal). (A) Foto de detalhe da amostra de mão. Observar porções bioturbadas, de coloração acinzentada, realçadas por efeito da dolomitização (seta vermelha). (B) Textura geral do wackestone peloidal, (XP). Observar dolomitização realçando biotubação e ocorrendo de maneira dispersa no restante da rocha. Nas porções bioturbadas os cristais de dolomita são de cristalinidade média a grossa e euhedrais (seta vermelha), enquanto no restante da rocha a cristalinidade varia de fina a média e euhedrais. (C) Ostracodes e cristais de dolomita, (//P). Observar valvas de ostracodes articuladas sugerindo deposição in-situ (setas vermelhas), e cristais de dolomita euhedrais. (D) Pelóides e fendas de dissolução, (//P). Observar grumos micríticos (pelóides) pouco individualizados da matriz (setas vermelhas) e fendas de dissolução preenchidas por cimento em mosaico granular fino (seta amarela)..... 53

Figura 17 - Foto de detalhe de amostra de mão (A) e fotomicrografia (B, C, D, E, F) representativa da microfácies MF3 (grainstone/packstone peloidal). (A) Foto de detalhe da amostra de mão. Observar porções bioturbadas. (B) Textura geral do grainstone/packstone peloidal, (//P). Observar grãos peloidais e grãos terrígenos de granulometria areia muito fina a fina, bem selecionados, e gastrópode no centro da fotomicrografia. (C) Cristais de dolomita, (XP). Observar cristais de dolomita de cristalinidade média, euhedrais a subhedrais, presente em porção bioturbada. (D) Textura geral do grainstone/packstone peloidal, (XP). Observar grãos peloidais e terrígenos de granulometria areia muito fina, muito bem selecionados, e fragmento de crinóide (seta vermelha). (E) Foraminífero miliolídeo (seta amarela) e foraminífero bentônico espiralado (seta vermelha), (XP). (F) Espinho de equinóide (seta vermelha), (//P). 56

Figura 18 - Foto de detalhe de amostra de mão (A) e fotomicrografia (B, C, D, E, F) representativa da microfácies MF4 (grainstone/packstone peloidal oolítico). (A) Foto de

detalhe da amostra de mão. Observar bioturbação. (B) Textura geral do grainstone/packstone peloidal oolítico, (XP). Observar oóides exibindo microtrama radial (setas vermelhas). (C) Cristais de dolomita, (XP). Observar cristais de dolomita de cristalinidade média, euhedrais a subhedrais, substituindo preferencialmente a matriz carbonática e avançando em direção aos grãos. (D) Oóide exibindo microtrama radial (seta vermelha) e fragmento de alga verde da família das dasicladáceas (seta amarela), (XP). (E) Textura geral do grainstone/packstone peloidal oolítico, (XP). Observar oóides (seta vermelha) e fragmento de alga vermelha da família das coralináceas, de estrutura articulada, intensamente micritizado (seta amarela). (F) Fragmento de crinóide e cimento sintaxial, em continuidade ótica com o fragmento (seta vermelha), e oóide (seta amarela), (XP).60

Figura 19 - Foto de detalhe de amostra de mão (A) e fotomicrografias (B, C, D) representativas da microfácies MF5 (grainstone/packstone peloidal bioclástico intraclástico). (A) Foto de detalhe da amostra de mão. Observar bioturbações realçadas por efeito da dolomitização, exibindo uma tonalidade acinzentada (seta indica bioturbação). (B) Textura geral do grainstone/packstone peloidal bioclástico intraclástico (MF5), (XP). Observar grãos peloidais subarredondados e de granulometria areia grossa a grânulo, sugerindo origem variada para estes grãos peloidais, tal como intraclastos de mudstones e fragmentos algálicos micritizados. (C) Textura geral do grainstone/packstone peloidal bioclástico intraclástico (MF5), (XP). Observar intraclastos de grainstone/packstone, de granulometria grânulo a seixo fino, de composição semelhante à microfácies MF5, inseridos em uma matriz peloidal, de granulometria areia fina a média, conferindo uma bimodalidade granulométrica. (D) Alga vermelha da família das solenoporáceas, (//P). Observar fragmentos de alga vermelha da família das solenoporáceas, inserida em uma matriz de grãos peloidais de granulometria areia muito fina a fina, conferindo uma bimodalidade granulométrica (seta vermelha). 64

Figura 20 - Fotomicrografia (A, B, C, D) representativas da microfácies MF5 (grainstone/packstone peloidal bioclástico intraclástico). (A) Intraclasto de textura estromatolítica, (//P). Observar intraclasto de textura estromatolítica inserido em uma matriz de grãos peloidais de granulometria areia fina. (B) Fragmentos de algas verdes das famílias das dasicladáceas (seta vermelha) e codiáceas, provavelmente do gênero halimeda, (seta amarela), (XP). (C) Intraclastos de grainstone exibindo cimentação em franja isópaca fibrosa (seta vermelha), precipitada precocemente em ambiente diagenético marinho freático (cimento sin-sedimentar), (XP). (D) Algas filamentosas, (//P). Observar algas filamentosas, provavelmente cianobactérias da família das girvanelas (seta vermelha indica os filamentos). 65

Figura 21 - Foto de detalhe de amostra de mão (A) e fotomicrografia (B, C, D) representativas da microfácies MF6 (grainstone oolítico bioclástico intraclástico). (A) Foto de detalhe da amostra de mão. (B) Textura geral do grainstone oolítico bioclástico, (//P). Observar oóides de granulometria areia grossa. (C) Textura geral do grainstone oolítico bioclástico intraclástico, (//P). Observar oóides de granulometria areia grossa e dissolução de lâminas no interior de oóides, gerando porosidade intragranular (seta vermelha), e grão

agregado (seta amarela). (D) textura geral do grainstone oolítico bioclástico intraclástico, (//P). Observar oncóide de núcleo constituído por bivalve, a concha de bivalve encontra-se dissolvida gerando porosidade intragranular (seta vermelha). Observar agregado (seta amarela) e moldes de cristais de dolomita (seta verde), a dolomitização é bastante dispersa e ocorre apenas sobre aloquímicos. 68

Figura 22 - Fotomicrografia (A, B, C, D) representativas da microfácies MF6 (grainstone oolítico bioclástico intraclástico). (A) Alga vermelha da família das coralináceas, (//P). Observar detalhe de fragmento de alga vermelha articulada da família das coralináceas, apesar da forte micritização, ainda é possível identificar estrutura interna (seta vermelha) (B) Espinho de equinóide e cimento sintaxial, (XP). Observar espinho de equinóide e cimento sintaxial, em continuidade ótica com o fragmento (seta vermelha). (C) Macroforaminífero aglutinante, (XP). Observar macroforaminífero aglutinante e cimento isópaco fibroso no interior do bioclastos (seta vermelha), precipitado precocemente em ambiente diagenético marinho freático (sin-sedimentar). (D) Fragmento de alga verde da família das dasicladáceas e fragmento de crinóide, (XP). Observar fragmento de alga verde da família das dasicladáceas (seta amarela) e fragmento de crinóide (seta vermelha), este último não exibe cimento sintaxial, provavelmente devido à presença de envelope micrítico. 69

Figura 23 - Fotomicrografia do grainstone/packstone peloidal (MF3), (XP). O intenso grau de micritização dos grãos dificulta a identificação dos mesmos e devido à falta de estrutura interna estes são classificados como pelóides, termo descritivo para designar grãos compostos por carbonato criptocristalino. A seta vermelha aponta para grãos que apesar da forte micritização, apresentam estrutura interna preservada, estes foram identificados como foraminífero bentônico da família dos miliolídeos. 71

Figura 24 - Fotomicrografia de grainstone oolítico bioclástico intraclástico (MF6), (//P). Observar o intenso grau de micritização de oóides, o que causou a obliteração de sua microestrutura interna (setas vermelhas). Estes são reconhecidos através da alta esfericidade e pela presença de lâminas concêntricas ainda preservadas. Seta amarela aponta para fragmento de gastrópode e setas verdes para fragmentos de bivalves. As conchas foram dissolvidas e preenchidas por cimento granular fino, sendo possível reconhecer os bioclastos devido à presença de envelope micrítico, mais resistente a dissolução que o próprio grão. .. 72

Figura 25 - Fotomicrografia do grainstone oolítico bioclástico intraclástico (MF6), (XP). Observar cimento isópaco fibroso em franja precipitado no espaço poroso intergranular (setas vermelhas). Este cimento é interpretado como precipitado em ambiente diagenético marinho freático. 74

Figura 26 - Fotomicrografia do grainstone oolítico bioclástico intraclástico (MF6), (//P). Observar cimento micrítico aglutinando grãos oolíticos e peloidais originalmente separados (setas vermelhas). A formação de agregados procede sob condições marinhas rasas, em locais onde a ação de ondas e correntes não são suficientemente fortes para suspender grãos de tamanho areia, permitindo a estabilização das partículas e precipitação de cimento. Em evento posterior estes grãos são remobilizados. 75

- Figura 27 - Fotomicrografia do grainstone oolítico bioclástico intraclástico (MF6), (XP). Em determinada nível da microfácies MF6, onde o cimento isopaco fibroso em franja é ausente ou delgado, o empacotamento é denso e o contato entre os grãos é reto ou côncavo-convexo (setas vermelhas), por efeito da compactação física da rocha.77*
- Figura 28 - Fotomicrografia do grainstone/packstone peloidal bioclástico intraclástico (MF5), (//P). Observar envelopes micríticos colapsados por efeito da compactação física (seta vermelha). O cimento granular fino precipitado no interior e exterior do bioclasto mostra continuidade e, portanto pós data a compactação e fragmentação.....78*
- Figura 29 - Fotomicrografia de packstone/grainstone peloidal oolítico (MF5), (XP). Observar grão oncolítico com o cortex fragmentado por efeito da compactação física (setas vermelhas), novamente pode se observar que o cimento granular fino pós data a compactação física.78*
- Figura 30 - Fotomicrografia do wackestone peloidal, (//P) (MF2). Observar cristais de dolomita euhedrais, zonados, apresentando núcleos escuros, ricos em inclusões, por vezes dissolvidos, gerando porosidade intracristalina.80*
- Figura 31 - Fotomicrografia sob catodoluminescência do wackestone peloidal, (MF2). Os cristais de dolomita são intensamente luminescentes, alaranjados, e exibem um zoneamento que reflete variação composicional do cristal. A intensa luminescência é associada a cristais com razões Mn^{+2}/Fe^{+2} relativamente altas, tipicamente alcançadas sob condições redutoras, durante o soterramento raso a intermediário.80*
- Figura 32 - Fotomicrografia do packstone/grainstone peloidal oolítico (MF4), (XP). Observar a dolomitização preferencial da matriz carbonática, avançando em direção aos grãos. A dolomitização ocorre nas porções bioturbadas e se expande como frentes de dolomitização para as áreas vizinhas.81*
- Figura 33 - Fotomicrografia do dolomito com terrígenos (MF1), (XP). Observar o mosaico de cristais subhedrais a anhedrais, polimodal, de cristalinidade fina a média. A presença de terrígenos é frequente (seta vermelha).81*
- Figura 34 - Fotomicrografia do grainstone oolítico bioclástico intraclástico (MF6), (//P). Observar fragmento de alga verde da família das dasicladáceas. Essa alga possui mineralogia aragonítica e por isso é susceptível a dissolução sob a influência de águas meteóricas. A identificação do bioclasto se torna possível pela presença de envelope micrítico. O bioclasto foi dissolvido e posteriormente cimentado, este cimento possui as mesmas características que o cimento no exterior do bioclasto, portanto pertence à mesma fase de cimentação.....82*
- Figura 35 - Fotomicrografia do grainstone oolítico bioclástico intraclástico (MF6), (//P). Observar concha de gastrópode dissolvida, este organismo possui concha aragonítica e assim como as algas verdes também é susceptível à dissolução sob a influência de água meteórica. O reconhecimento do bioclasto é possível devido à presença de envelope micrítico.....83*

- Figura 36 - Fotomicrografia de grainstone/packstone peloidal bioclástico intraclástico (MF5), (XP). Observar cimento sintaxial crescendo sobre continuidade ótica com fragmento de equinóide. O espaço ocupado por este cimento parece ser maior que o espaço a redor, o que sugere que ele tenha começado a precipitar precocemente. Este cimento exibe uma trama poiquilotópica, envolvendo alguns dos grãos no sedimento. 85*
- Figura 37 - Fotomicrografia do grainstone oolítico bioclástico intraclástico (MF6), (XP). Observar cimento isópaco prismático equigranular em franja precipitado no interior de fragmento de bivalve previamente dissolvido (setas vermelhas). Este cimento também é identificado preenchendo o espaço poroso intergranular, precipitado diretamente na superfície do grão ou sobre cimento isópaco fibroso em franja. Setas amarelas apontam para cimento isópaco prismático equigranular em franja precipitado sobre cimento isópaco fibroso em franja. 86*
- Figura 38 - Fotomicrografia sob catodoluminescência do grainstone oolítico bioclástico intraclástico (MF6). O cimento em mosaico granular fino é intensamente luminescente e alaranjado sob catodoluminescência. É possível observar as duas principais fases de cimentação, a primeira associada ao cimento isópaco fibroso em franja (seta amarela), precipitado em ambiente diagenético marinho freático, e a segunda associada ao cimento em mosaico granular fino, que oblitera todo o espaço poroso primário intergranular (seta vermelha) e também a porosidade moldica gerada pela dissolução de grãos (seta verde). ... 87*
- Figura 39 - Fotomicrografia do grainstone/packstone peloidal bioclástico intraclástico (MF5), (//P). Observar cristais de dolomita com bordas corroídas e a precipitação de cimento em mosaico granular fino. A dissolução do cristal de dolomita e posterior precipitação de cimento sugere que a dolomitização foi anterior a esta fase de cimentação. 88*
- Figura 40 - Fotomicrografia do grainstone/packstone peloidal bioclástico intraclástico (MF5), (XP). Observar lama carbonática neomorfizada gerando um mosaico microespático com relictos de micrita. 89*
- Figura 41 - Fotomicrografia do grainstone/packstone peloidal bioclástico intraclástico (MF5), (//P). Observar o efeito da compactação química na rocha, evidenciada pela presença de estilólitos. 91*
- Figura 42 - Fotomicrografia do grainstone/packstone peloidal bioclástico intraclástico (MF5), (XP). Observar microestilólitos formando uma textura pervasiva de grãos interpenetrados. 92*
- Figura 43 - Fotomicrografia do wackestone peloidal (MF2), (XP). Observar vugs de dissolução preenchidos por cimento blocoso interpretado como precipitado no regime diagenético de soterramento intermediário a profundo. 93*
- Figura 44 - Fotomicrografia do Wackestone peloidal (MF2), (XP). Observar microfraturas subhorizontais preenchidas por cimento blocoso interpretado como precipitado em ambiente diagenético de soterramento intermediário a profundo. O desenvolvimento de fraturas deve*

ter promovido a precipitação de cimento, constituindo corredores preferenciais para a percolação de fluido. 95

Figura 46 - Fotomicrografia sob catoluminescência do Wackestone peloidal (MF2). O cimento blocoso apresenta uma luminescência fraca (dully). A luminescência fraca ocorre quando baixas razões Mn^{+2}/Fe^{+2} estão presentes nos cristais, típicos de cimentos que se formam sob condições de soterramento intermediário a profundo. (A) Cimento blocoso precipitado no interior de vugs. Seta vermelha aponta para cristal de dolomita que sofreu processo de dedolomitização. (B) Cimento blocoso precipitado no interior de fraturas. 96

Figura 45 - Fotomicrografia do Wackestone peloidal (MF2), (XP). Observar moldes de cristais de dolomita, previamente dissolvidos e preenchidos por calcita blocosa, precipitada em ambiente de soterramento intermediário a profundo. Por vezes é possível observar vestígios de cristais romboedros de dolomita, que foram parcialmente dissolvidos (seta vermelha). 95

Figura 47 - Fotomicrografia do wackestone peloidal (MF2), (//P). Observar porosidade moldica gerada a partir da dissolução de cristais de dolomita e porosidade vugular formada a partir do alargamento da dissolução destes cristais (setas vermelhas). 97

Figura 48 - Sequência paragenética exibindo os principais processos diagenéticos que afetaram as rochas analisadas, expostos de acordo com os regimes propostos por Machel (1999) e Choquette & Pray (1970). 98

Figura 49 - Fotomicrografia do Dolomito com terrígenos (MF1) e do grainstone oolítico bioclástico intraclástico (MF6). (A) Porosidade intercrystalina, intracrystalina e moldica (setas vermelhas), presentes na microfácies MF1, (XP). (B) Porosidade intragranular presente na microfácies MF6, gerada pela dissolução de lâminas concêntricas de oóides (setas vermelhas), (//P). 100

Figura 50 - Perfil sintético confeccionado na Pedreira Carapeba e a distribuição das microfácies ao longo do perfil. Foram identificados cinco ciclos de sedimentação bem definidos, dispostos em um padrão de espessamente ascendente (thickening upward). As fotografias exibem estruturas reconhecidas em campo. Em 2 metros, é possível observar marcas de ondas simétricas e bioturbação, no topo da camada. Em 11 metros observa-se o contato entre a lente de dolomito (MF1) e o argilito acinzentado com alta fissilidade, descrito apenas em campo. Em 23 metros de perfil, foi descrita estratificação cruzada acanalada. . 103

Figura 51 - Distribuição das microfácies estudadas no ambiente proposto para a Formação Riachuelo. A sucessão vertical de microfácies pode ser dividida em pequenos ciclos de raseamento ascendente (shallowing upward), associada a sedimentação em ambiente lagunar restrito, migrando verticalmente para ambiente semi-aberto a aberto, na margem de banco carbonático oolítico. A sucessão vertical reflete as relações laterais e esses subambientes coexistiram no tempo. (A) Wackestone peloidal, MF2. (B) Packstone/Grainstone peloidal oolítico, MF3. (C) Grainstone/packstone peloidal, MF4. (D) Grainstone/Packstone peloidal

bioclástico intraclástico, MF5. (E) Grainstone oolítico bioclástico intraclástico, MF6 (modificada de HASUI et al.,2012). 108

Lista de Quadros

| | |
|---|------------|
| <i>Quadro 1 - Estimativa de percentuais visuais para constituintes e para porosidade.....</i> | <i>7</i> |
| <i>Quadro 2 - Quadro síntese das microfácies propostas nesse trabalho.....</i> | <i>47</i> |
| <i>Quadro 3 –Associação de microfácies</i> | <i>105</i> |

Sumário

| | |
|--|-------------|
| Agradecimentos | v |
| Resumo | vi |
| Abstract..... | vi |
| Lista de Figuras..... | viii |
| Lista de Quadros..... | xv |
| 1 INTRODUÇÃO | 1 |
| 2 MATERIAIS E MÉTODOS | 3 |
| 2.1 Etapa de campo | 3 |
| 2.2 Descrição macroscópica e petrográfica | 6 |
| 2.2.1 Classificação de Dunham (1962)..... | 8 |
| 2.2.2 Catodoluminescência..... | 9 |
| 3 CONTEXTO GEOLÓGICO | 11 |
| 3.1 Bacia de Sergipe-Alagoas | 11 |
| 3.1.1 Aspectos Gerais..... | 11 |
| 3.1.2 Arcabouço estrutural e evolução tectônica..... | 12 |
| 3.1.3 Estratigrafia..... | 15 |
| 3.2 Formação Riachuelo | 21 |
| 3.3 Síntese dos trabalhos anteriores realizados na Pedreira Carapeba..... | 25 |
| 4 REVISÃO CONCEITUAL..... | 29 |
| 4.1 Principais constituintes de rochas carbonáticas | 29 |
| 4.1.1 Grãos envelopados | 29 |
| 4.1.2 Agregados | 31 |
| 4.1.3 Pelóides | 32 |
| 4.1.4 Intraclasto | 33 |
| 4.1.5 Lama carbonática | 33 |

| | |
|---|------------|
| 4.1.6 Grãos esqueléticos..... | 34 |
| 4.2 Diagênese em rochas carbonáticas..... | 37 |
| 4.2.1 Regime diagenético próximo à superfície..... | 39 |
| 4.2.2 Regime diagenético de soterramento raso..... | 41 |
| 4.2.3 Regime diagenético de soterramento intermediário e profundo | 41 |
| 4.2.4 Dolomita e os modelos de formação | 42 |
| 5 RESULTADOS..... | 46 |
| 5.1 Microfácies sedimentares..... | 46 |
| 5.1.1 Microfácies MF1-Dolomito com terrígenos..... | 47 |
| 5.1.2 Microfácies MF2- <i>Wackestone</i> peloidal | 51 |
| 5.1.3 Microfácies MF3- <i>Grainstone/Packstone</i> peloidal | 54 |
| 5.1.4 Microfácies MF4- <i>Packstone/Grainstone</i> peloidal oolítico | 57 |
| 5.1.5 Microfácies MF5- <i>Grainstone/Packstone</i> peloidal bioclástico intraclástico | 61 |
| 5.1.6 Microfácies MF6- <i>Grainstone</i> oolítico bioclástico intraclástico | 65 |
| 5.2 Aspectos diagenéticos | 69 |
| 5.2.1 Regime diagenético próximo à superfície/ Eogênese | 70 |
| 5.2.2 Regime diagenético de soterramento raso/ Eogênese | 75 |
| 5.2.3 Regime diagenético de soterramento intermediário e profundo/ Mesogênese | 90 |
| 5.2.4 Regime diagenético próximo à superfície/ Telogênese | 96 |
| 5.2.5 Sequência paragenética..... | 98 |
| 5.2.6 Porosidade..... | 99 |
| 5.2.7 Modelo de dolomitização..... | 100 |
| 5.3 Ciclicidade..... | 101 |
| 6 DISCUSSÃO | 104 |
| 6.1 Modelo paleoambiental..... | 104 |
| 6.2 Sucessão vertical de microfácies | 109 |
| 7 CONCLUSÃO | 110 |

| | |
|---|------------|
| Referências bibliográficas..... | 113 |
| Apêndice A: Tabela índice de amostras coletadas e lâminas confeccionadas | 117 |
| Apêndice B: Perfil sedimentar/estratigráfico | |

1 INTRODUÇÃO

As rochas carbonáticas perfazem cerca de 10 a 15% do registro sedimentar (FAIRBRIDGE *et al.*, 1967). Estas são constituídas majoritariamente por minerais carbonáticos, incluindo aragonita, calcita e dolomita. Sua deposição pode ocorrer em uma variedade de ambientes, entre marinhos e continentais. No entanto, os carbonatos marinhos constituem os maiores depósitos do registro geológico.

Existem duas principais diferenças associadas às rochas siliciclástica e carbonáticas. A primeira se refere à sedimentação. No caso das bacias dominadas por ambientes siliciclásticos os sedimentos são extra-basinais em origem, sendo erodidos e transportados através de sistemas fluviais ou deltaicos. Enquanto os sedimentos carbonáticos são produzidos no local de deposição, constituídos por grãos esqueletais ou por precipitados, com a maioria dos sedimentos direta ou indiretamente influenciados por processos biológicos. A outra diferença é em função da alta reatividade química dos minerais carbonáticos, o que faz com que estas rochas sejam extremamente susceptíveis às alterações diagenéticas, que provocam modificações em suas características primárias, sobretudo porosidade e permeabilidade.

O grande interesse no estudo destas rochas está no fato de mais de 60% das grandes reservas petrolíferas mundiais estarem localizadas em rochas carbonáticas. O potencial dos reservatórios difere para carbonatos formados em diferentes ambientes e depende da interação entre os processos deposicionais e da história diagenética.

No Brasil, as rochas carbonáticas constituem importantes reservatórios de petróleo, dentre eles, os reservatórios de idade Albiana das bacias de Campos e Santos, compostos por *grainstones* oolíticos e oolíticos-oncolíticos.

A Formação Riachuelo, de idade Albiana, está inserida no mesmo contexto tectono-sedimentar das rochas supracitadas. Sua deposição se deu em condições de clima quente e árido, que em conjunto com o padrão estrutural vigente na bacia, composta por uma série de hemi-grabens, propiciou a formação de uma plataforma carbonática. A unidade é dividida em três membros, com o Membro Maruim representando os bancos carbonáticos desenvolvidos sobre os altos estruturais. A Formação Riachuelo possui grande importância por apresentar seção exposta de carbonatos, constituindo excelente local de estudo para a compreensão destas rochas, incluindo suas feições deposicionais e alterações diagenéticas, que as fazem tão heterogêneas e complexas.

O objetivo deste trabalho é de estudar o Membro Maruim, em termos sedimentológicos e diagenéticos, através da caracterização microfaciológica dos carbonatos expostos na Pedreira Carapeba, com a finalidade de compreender o paleoambiente de sedimentação e sua evolução pós-deposicional, identificando os principais processos diagenéticos que causaram modificações em seu sistema permo-poroso.

Apesar da grande quantidade de trabalhos já realizados na Pedreira Carapeba, poucos foram aqueles com enfoque na caracterização microfaciológica dos carbonatos expostos, com exceção para o trabalho de Rangel (2002), que tinha como objetivo a elaboração de um modelo que representasse as condições deposicionais vigentes na área da pedreira, e o trabalho de Diaz (2011), que propôs um modelo de evolução diagenética para as rochas carbonáticas do Membro Maruim, a partir de afloramentos expostos em diversas pedreiras, incluindo a Pedreira Carapeba. Portanto, ainda é necessária a elaboração de estudos mais detalhados que busquem a caracterização da textura deposicional das rochas, além da descrição de suas feições diagenéticas e compreensão de sua evolução pós-deposicional.

2 MATERIAIS E MÉTODOS

O presente trabalho envolveu etapas de campo e laboratório. O estudo de campo foi desenvolvido na Pedreira Carapeba, em Sergipe, enquanto a etapa de laboratório foi realizada nas instalações do Laboratório de Geologia Sedimentar (Lagesed), na Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ).

2.1 Etapa de campo

Foi selecionada como área de estudo a Pedreira Carapeba, uma mina de calcário desativada localizada a 25 quilômetros da cidade de Aracaju, entre as coordenadas UTM 701341 e 8809152 (Figura 1). A pedreira é constituída por um paredão de 19 metros (Figura 2) e mais uma cava de 6 metros (Figura 3), totalizando uma sucessão exposta de 25 metros de espessura e 50 metros de largura.

A etapa de campo teve a duração de dois dias, tendo como principal objetivo o reconhecimento geral da área, a confecção de um perfil sedimentológico/estratigráfico e a coleta de material, incluindo fotografias e amostras de rocha.

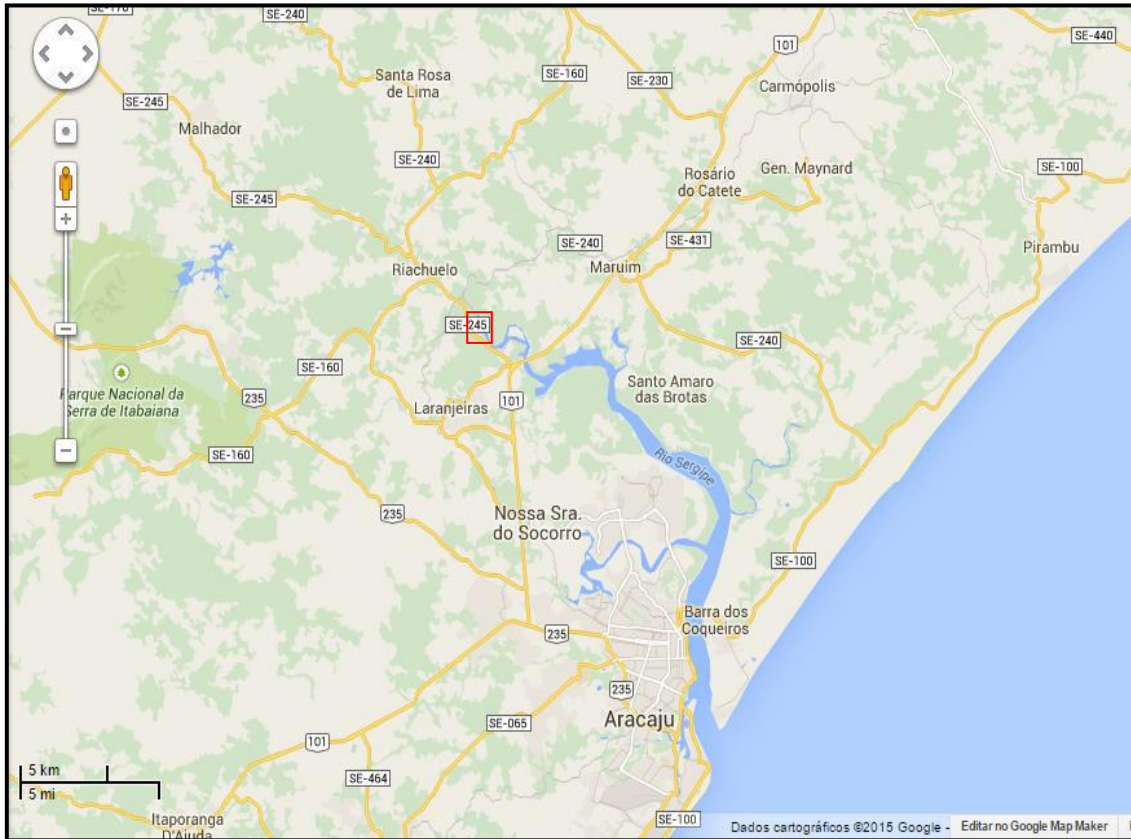


Figura 1- Mapa e imagem de satélite mostrando a localização da Pedreira Carapeba. Fonte: Modificada do Google Earth.

Primeiramente, foram geradas fotografias da principal frente de afloramento, com a finalidade de montar um fotomosaico que auxiliasse na interpretação da seção (Figura 2). Após o reconhecimento geral foi confeccionado um perfil sedimentológico/estratigráfico detalhado de 25 metros, na escala de 1:40 (Apêndice B), ao longo do qual foram individualizadas 44 camadas, sendo descritas feições sedimentares em mega e macroescala, incluindo: (1) litologia; (2) cor e tonalidade; (3) estruturas sedimentares; (4) natureza do contato entre as camadas e (5) geometria das camadas.

Foram geradas 41 fotografias e coletadas 60 amostras. As amostras foram nomeadas de acordo com a camada da qual foram retiradas (camada 1 a 44) (Apêndice A). Também foram feitas medidas preliminares de direção de paleocorrentes e de mergulho das camadas.

Estes dados encontram-se atualmente catalogados no Laboratório de Geologia Sedimentar (Lagesed)/UFRJ.



Figura 2 - Fotomosaico da principal frente de afloramento da Pedreira Carapeba, apresentando uma espessura de aproximadamente 19 metros.

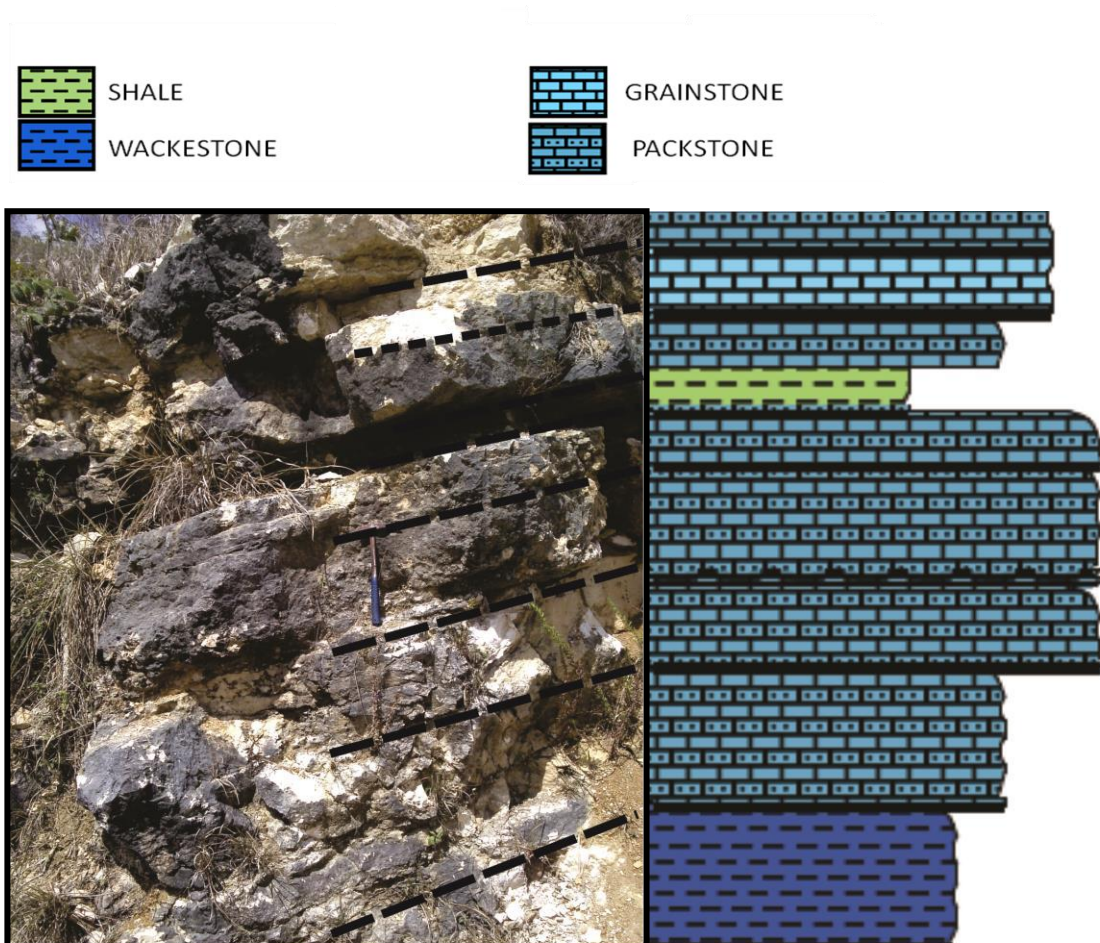


Figura 3 – Sucessão carbonática aflorante na cava da Pedreira Carapeba e perfil sedimentar/estratigráfico detalhado confeccionado na mesma.

2.2 Descrição macroscópica e petrográfica

As 60 amostras coletadas em campo foram seccionadas no Laboratório de Laminação do Lagesed/UFRJ. Posteriormente, com a ajuda do estereomicroscópio (*Zeiss Stemi 2000*), foi feita uma descrição macroscópica detalhada, permitindo um refinamento e complementação dos dados obtidos em campo. Dentre os parâmetros observados estão: (1) litologia; (2) composição; (3) granulometria; (4) seleção; (5) arredondamento; (6) esfericidade; (7) estruturas sedimentares e (8) abundância de poros. Para a classificação litológica/petrográfica foi utilizada a classificação de Dunham (1962), concebida para rochas carbonáticas.

A partir desta descrição foram selecionadas 38 amostras para a confecção de lâminas delgadas, procurando-se obter uma boa representatividade da sucessão estudada (Apêndice B). Estas amostras foram impregnadas com Resina epoxy-azul, a fim de salientar os poros das rochas, de modo a facilitar uma avaliação da porosidade presente.

A descrição petrográfica foi feita com o Microscópio *Zeiss Axio Imager A2m*, por luz transmitida/polarizada, sendo descritas feições deposicionais e diagenéticas. A classificação dos tipos de poros seguiu aquela proposta por Choquette & Pray (1970).

A diferenciação entre o mineral calcita (CaCO_3) e dolomita ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) foi feita a partir do tingimento por Alizarina Red-S, onde o primeiro exhibe uma coloração vermelha ao ser tingida, enquanto a segunda não apresenta modificações em sua cor.

A abundância dos diferentes constituintes e da porosidade foi baseada em estimativas visuais. No primeiro caso, estes foram classificados como abundantes, comuns, frequentes, ocasionais ou raros. No caso da porosidade, esta foi classificada em excelente, muito boa, boa, moderada, ruim e fechada (Quadro 1).

Quadro 1 - Estimativa de percentuais visuais para constituintes e para porosidade.

| Estimativa de percentuais visuais para os constituintes | | Estimativa de percentuais visuais para a porosidade | |
|---|--------|---|--------|
| Abundante | >35% | Excelente | >25% |
| Comum | 25-35% | Muito boa | 20-25% |
| Frequente | 15-25% | Boa | 15-20% |
| Ocasional | 5-15% | Moderada | 10-15% |
| Raro | <5% | Ruim | 5-10% |
| | | Fechada | <5% |

A partir dos dados obtidos foi realizada uma caracterização microfaciológica das rochas estudadas, utilizando-se o conceito de Flügel (2010), que define microfácies segundo “o total de feições sedimentológicas e paleontológicas que podem ser descritas e classificadas em lâminas delgadas, *peels*, seções polidas e amostras de rocha”.

A relação entre os diferentes eventos diagenéticos foi estabelecida com base em superposições. Após a identificação das feições secundárias, o estudo petrográfico foi complementado com a técnica da catodoluminescência, que auxiliou na interpretação das fases de cimentação e de dolomitização. Foi estabelecida uma ordem de ocorrência para os eventos diagenéticos e estes foram relacionados aos regimes diagenéticos propostos por Machel (1999) e por Choquette & Pray (1970).

Posteriormente, foi confeccionado perfil digitalizado através do *software Applecore*, apresentando a distribuição das microfácies identificadas. Com base nessa metodologia, foi possível interpretar o paleoambiente deposicional, definir ciclos de sedimentação e propor um modelo evolutivo para as rochas carbonáticas expostas na pedreira.

2.2.1 Classificação de Dunham (1962)

A classificação das rochas carbonáticas utilizada no presente trabalho seguiu aquela proposta por Dunham (1962). Esta é uma classificação descritiva, baseada na textura deposicional da rocha e foca em algumas feições de particular importância para a interpretação do ambiente deposicional. Tais feições incluem presença ou ausência de lama carbonática, abundância de lama carbonática (matriz ou clasto-suportada) e evidência de que os constituintes eram originalmente ligados, tal como ocorre em bioconstruções. Estes conceitos permitem o reconhecimento de cinco classes texturais (Figura 4):

Mudstone: Rocha carbonática lamosa contendo menos de 10% de grãos. Sua presença implica deposição em águas calmas, assim como sugere uma inibição de produção de aloquímicos.

Wackestone: Rocha carbonática matriz-suportada contendo mais que 10% de grãos.

Packstone: Rocha carbonática clasto-suportada com lama. Esta classe pode sugerir alta taxa de produção de grãos aloquímicos em águas calmas; infiltração de lama em sedimentos onde esta era ausente; parcial remoção de partículas finas de carbonato lamoso previamente depositado; ou bioturbação, causando remobilização do substrato. No primeiro caso interstícios vão estar completamente preenchidos por lama carbonática, já no restante, matriz carbonática pode estar distribuída de maneira irregular, concentrado em pequenas porções na rocha.

Grainstone: Rocha clasto suportada livre de lama carbonática. Segundo Dunham (1962), nem todos os *grainstones* possuem o mesmo significado hidráulico, podendo indicar deposição a partir da ação de ondas e correntes; transporte de lama enquanto ocorre a acumulação de aloquímicos produzidos localmente; remoção de lama de carbonato lamoso previamente

depositado; ou como resultado da produção local acelerada de grãos, ao ponto que estes não são contaminados por lama.

Boundstone: Rocha carbonática formada *in situ*, cujos componentes da trama original foram ligados durante a deposição, a partir da ação de organismos coloniais.

Carbonato cristalino: Reservada a rochas carbonáticas que não contêm sua textura deposicional preservada (calcário cristalino e dolomito).

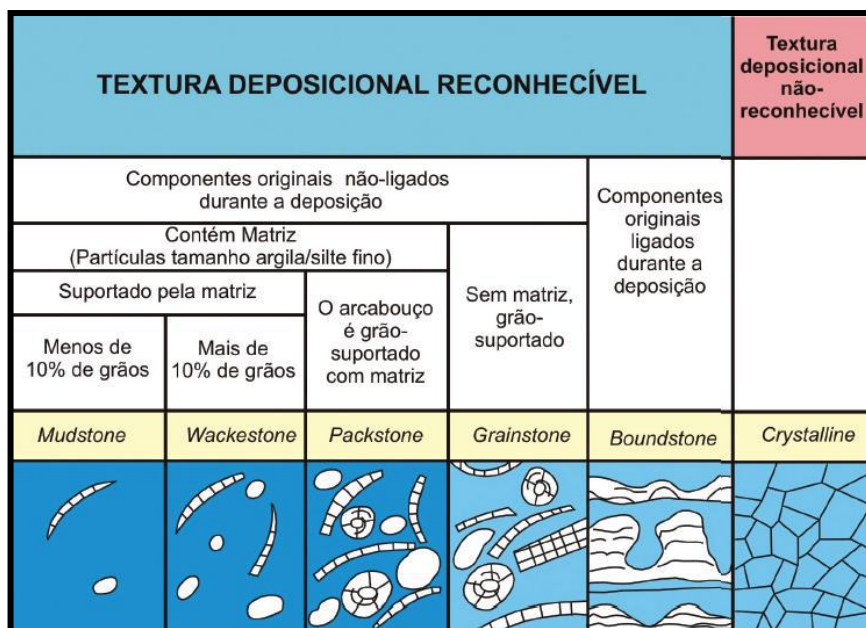


Figura 4 - Diagrama para classificação de rochas carbonáticas segundo Dunham (1962). Extraído de Terra et al. (2010).

2.2.2 Catodoluminescência

A catodoluminescência (CL) tem sido uma ferramenta valiosa, usada para complementar os estudos petrográficos, ajudando na caracterização de diferentes gerações de cimentos (SCHOLLE & SCHOLLE, 2003).

A catodoluminescência (CL) ocorre em função da emissão de luz por materiais naturais, quando estes são bombardeados por feixes de elétrons. Minerais carbonáticos são

particularmente propensos à luminescência devido a impurezas dentro da estrutura do mineral. Os íons mais importantes relacionados à intensidade da luminescência são o Mn^{+2} e o Fe^{+2} , com o manganês ativando a luminescência e o ferro a inibindo, assim, variações na luminescência são causadas por diferentes razões destes elementos traço no cristal. Tais diferenças refletem mudanças na química da água dos poros ou no mecanismo de precipitação (MACKENZIE & ADAMS, 1998).

As respostas à CL são normalmente descritas como intensamente luminescente (*brightly*), fracamente luminescente (*dully*), ou não-luminescente. A interpretação qualitativa atribui a não-luminescência a ambientes oxidantes, onde as formas reduzidas tanto do manganês quanto do ferro estão ausentes. A intensa luminescência é associada a cristais com razões Mn^{+2}/Fe^{+2} relativamente altas, tipicamente alcançadas sob condições redutoras, durante o soterramento raso a intermediário. A luminescência fraca ocorre quando baixas razões Mn^{+2}/Fe^{+2} estão presentes nos cristais, típicos de cimentos que se formam sob condições de soterramento intermediário a profundo (SCHOLLE & SCHOLLE, 2003).

3 CONTEXTO GEOLÓGICO

3.1 Bacia de Sergipe-Alagoas

3.1.1 Aspectos Gerais

A bacia se situa no litoral nordeste do Brasil, compreendida entre os paralelos 9° e 11°30'S, de forma alongada na direção N45°E, com extensão de 350 km e largura média, em terra, de 35 km, sendo sua área emersa de 12.000 km². A porção submersa não é bem definida, com uma área estimada em 22.600 km², admitindo que o limite da bacia se estenda além da cota batimétrica de 2000 m (LANA, 1990) (Figura 5).

Campos Neto *et al.* (2007), na última revisão das cartas estratigráficas, admitem o limite norte da bacia de Sergipe-Alagoas com a bacia de Pernambuco-Paraíba no Alto de Maragogi, e a sudoeste, com a bacia de Jacuípe, seria indiviso. O limite entre as duas sub-bacias é estabelecido no Alto de Japoatã-Penedo, que não caracteriza um divisor de bacias, entretanto, como a evolução tectônica e o preenchimento sedimentar variam da porção alagoana para a sergipana, foram elaboradas duas cartas estratigráficas. Segundo Feijó & Vieira (1991), a distinção entre o estilo de preenchimento principia pela natureza do embasamento sobre o qual se assentam, onde os sedimentos da porção sergipana se acumularam sobre os metassedimentos do Sistema de Dobramento Sergipano, enquanto o segmento alagoano sobre os granitos e gnaisses do Maciço de Pernambuco.

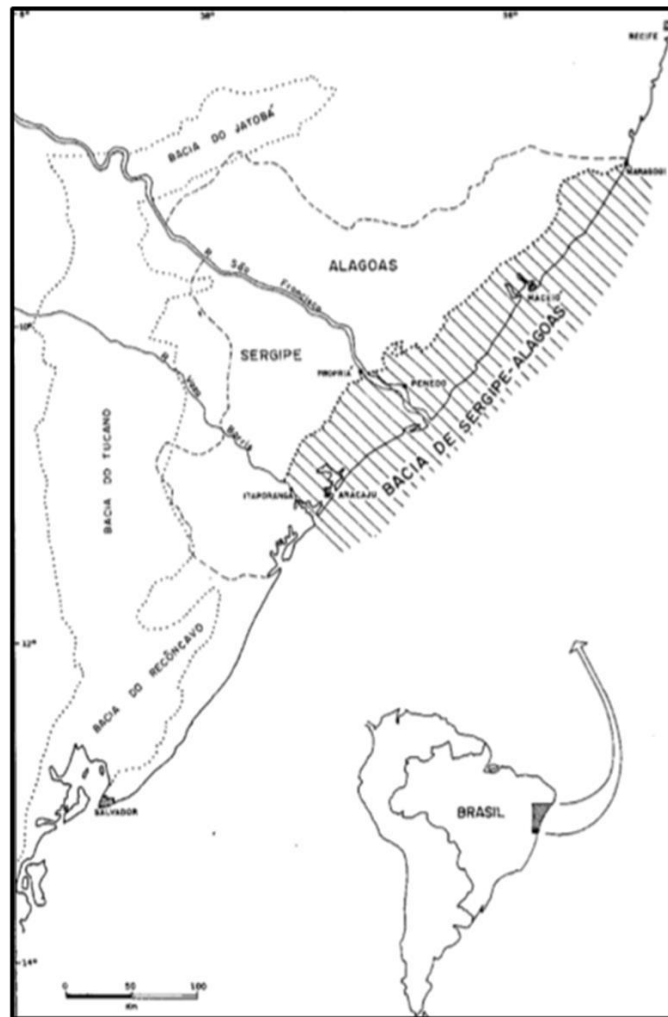


Figura 5 - Mapa de localização da bacia de Sergipe-Alagoas (LANA, 1990).

3.1.2 Arcabouço estrutural e evolução tectônica

A bacia de Sergipe-Alagoas é subdividida em blocos ou compartimentos tectônicos limitados por grandes falhas, e consiste de um hemi-gráben com mergulho para SE. Estas falhas apresentam direções e rejeitos muito variados, sendo os rejeitos verticais mais expressivos podendo ser superiores a 5 km, ligados às direções N45°E (Alinhamento da Charneira de Alagoas e da borda NW da bacia), N-S e ENE (falhas limites dos compartimentos tectônicos) (LANA, 1990) (Figura 6).

As falhas N-S, mais antigas, estão dispostas de forma escalonada (*en échelon*), em relação à direção de estruturação da bacia (N45°S), e apesar do amplo predomínio de rejeitos normais, algumas seções sísmicas sugerem a existência de falhas transcorrentes, podendo o padrão de falhas no início do rifteamento ser explicado pela atuação de um regime transtensional sinistral. Já as falhas do final do rifteamento, com grandes rejeitos normais e orientação preferencial N30-45°S, são típicas de um rifte gerado por distensão NW-SE (LANA, 1990).

Segundo Lana (1990) e Szatmari & Milani (1999), a evolução do rifteamento no Nordeste pode ser explicada a partir da presença da Microplaca Sergipana, individualizada em consequência da heterogeneidade do embasamento nesta região, sob o qual superimpôs-se um regime complexo de tensões. A movimentação da microplaca durante o Eocretáceo teria sido praticamente independente daquela das placas africana e sul-americana.

Segundo esses autores, a ruptura do continente pode ser atribuída a uma rotação anti-horária da placa africana em relação à sul-americana, acompanhada da rotação de mesmo sentido, porém com menor ângulo, da Microplaca Sergipana. Na borda sudeste da microplaca, onde a bacia de Sergipe-Alagoas foi implantada, deveria ocorrer cisalhamento simples, predominantemente transtensional ao sul, o que é confirmado pelo padrão de falhas desenvolvidas no início do rifteamento na bacia.

Após o Eoalagoas, o componente distensional se intensifica com rifteamento no sentido SW-NE. O movimento da Microplaca Sergipana cessa e esta se consolida ao continente sul-americano, com a mudança da direção de extensão configurando a atual margem continental, coincidindo com a implantação da Linha de Carneira Alagoas. Nesse período ocorrem as primeiras diferenças no preenchimento sedimentar das duas sub-bacias,

relacionados a fatores estruturais. Podem ser reconhecidos dois domínios principais separados pela linha de charneira: um bloco alto, distribuída em *horsts* e *grabens* mergulhando para SE, com o embasamento entre 400 e 5000 metros de profundidade, e um bloco baixo, onde há um grande espessamento do andar Alagoas e da seção pós-rifte, com o embasamento a profundidades superiores a 8000 metros (FEIJÓ & VIEIRA, 1991).

Já no Albiano, ocorre a separação definitiva e a deriva dos continentes, tendo início a subsidência térmica da fase drifte, associada a sobrecarga sedimentar e a tectônica do sal (movimentos halocinéticos).

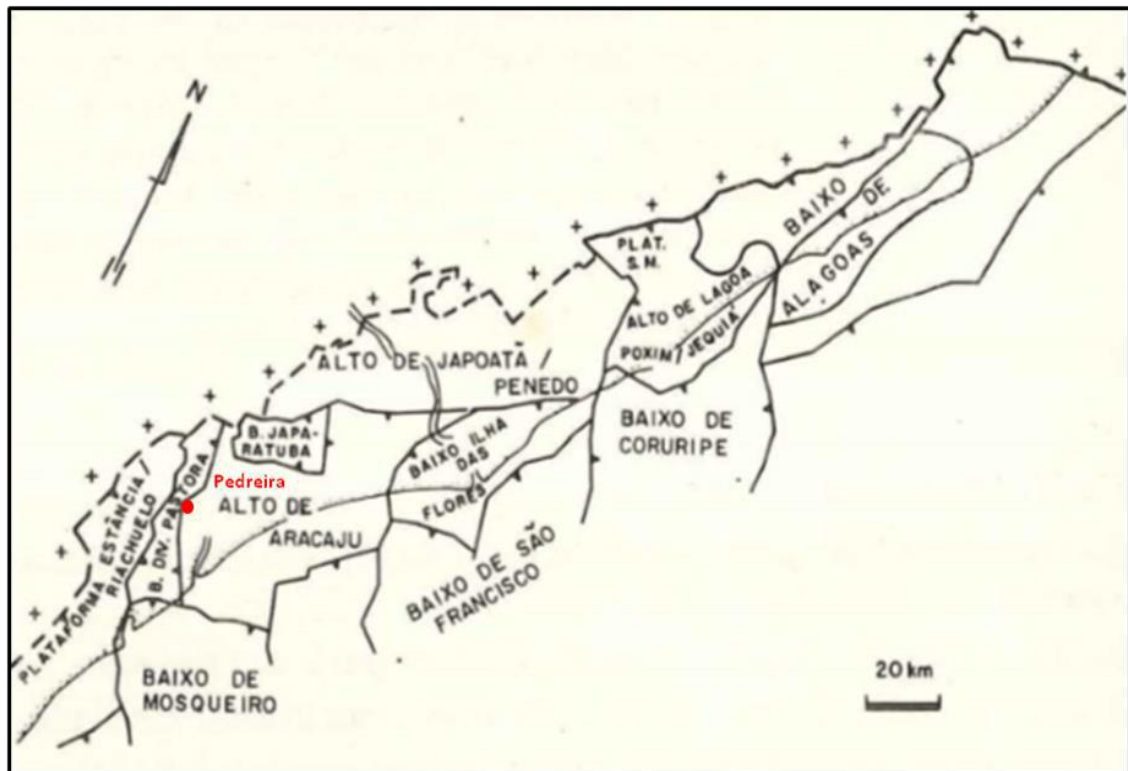


Figura 6 - Mapa das principais feições tectônicas da bacia de Sergipe-Alagoas. A localização aproximada da Pedreira Carapeba está marcada em vermelho (modificado de CAINELLI et al., 1987).

3.1.3 Estratigrafia

Entre as bacias da margem leste brasileira, a bacia de Sergipe-Alagoas é a que apresenta a mais extensa e completa sucessão estratigráfica de rochas do Mesozoico superior (SOUZA-LIMA *et al.*, 2002), representando todos os estágios evolutivos resultantes da formação do Atlântico Sul, incluindo sinéclise, pré-rifte, rifte, pós-rifte e drifte (Figura 7 e 8).

Campos Neto *et al.* (2007) propuseram a divisão do pacote sedimentar em cinco supersequências (Paleozoica, Pré-Rifte, Rifte, Pós-Rifte e Drifte), caracterizadas a partir de discordâncias regionais e suas respectivas conformidades relativas, marcadas por mudanças nítidas na sedimentação e estilo tectônico associado (Figura 9).

Supersequência Paleozoica: Correlacionável a Sequência Permo-Carbonífera de Feijó (1994). Corresponde à sedimentação em uma bacia intracratônica, estável, anterior a qualquer manifestação de separação dos continentes africano e americano. Esta é representada pela Formação Batinga, depositada durante o Carbonífero, em um ambiente glacial sub-aquoso, seguida pela Formação Aracaré, de Idade Permiana, depositada em ambiente litorâneo, desértico e deltaico.

Supersequência Pré-Rifte: Correlacionável a Sequência Juro-Eocretácea de Feijó (1994). Corresponde à sedimentação em ambiente tectônico ainda calmo, quando o soergimento crustal gerou uma série de depressões periféricas, originadas a partir dos primeiros esforços tensionais que culminaram com a ruptura do continente Gondwana, tais depressões são denominadas em conjunto de depressões afro-brasileira. Estas depressões abrigaram sistemas lacustres pouco profundos, onde foram depositados os folhelhos da Formação Bananeiras e arenitos fluvio-deltaicos da Formação Candeeiro, eventualmente invadidos por sistemas

fluviais entrelaçados com retrabalhamento eólico, representados pelos arenitos da Formação Serraria.

Supersequência Rifte: A sedimentação no estágio rifte foi fortemente influenciada pelo intenso falhamento inerente ao processo de ruptura, gerando estratos que exibem grandes variações laterais de fácies e espessura. Campos Neto *et al.* (2007) admite que o rifteamento tenha se iniciado no começo do andar Rio da Serra, ao instalar-se o sistema lacustre-deltaico da Formação Feliz Deserto, refletindo um progressivo aumento na taxa de subsidência da bacia, o que é motivo de controvérsia por parte de outros autores, tal como Feijó (1994) e Souza-Lima *et al.* (2002), que propõem o início desse estágio no final do andar Rio da Serra.

No Neo-Rio da Serra o regime distensional se traduziu em hemi-grabens escalonados. Em Sergipe, esse espaço foi preenchido a partir da borda da bacia pelos conglomerados da Formação Rio Pitanga, afastando-se da borda, desenvolveram-se os sistemas fluviais anastomados da Formação Penedo, e mais distalmente foram depositados os folhelhos e arenitos finos deltaico-lacustres da Formação Barra de Itiúba. Já na porção alagoana, os conglomerados Rio Pitanga estão ausentes (nesta fase a tectônica rúptil estava restrita a Sub-bacia de Sergipe), enquanto as formações Penedo e Barra de Itiúba estão bem mais desenvolvidas. A partir da idade Eojiquiá este lago foi colmatado pelos sedimentos alúvio-fluviais das formações Rio Pitanga e Penedo.

Durante o Neojiquiá a Eoalagoas ocorreu o segundo pulso de rifteamento, quando o tectonismo aumentou de intensidade e se propagou por toda a bacia, implantando-se o sistema alúvio-deltaico e lacustre da Formação Coqueiro Seco. Na região proximal da sub-bacia de Sergipe predominava a deposição dos conglomerados aluviais da Formação Rio Pitanga e das coquinas da Formação Morro do Chaves, enquanto nas porções distais depositavam-se os

arenitos e folhelhos deltaico-lacustres da Formação Coqueiro Seco. Em Alagoas, os depósitos alúvio-deltaicos e lacustres Coqueiro Seco prevaleciam em relação aos conglomerados aluviais da Formação Poção e aos carbonatos e folhelhos Morro do Chaves.

Durante o Eoalagoas o tectonismo foi bastante intenso e delineou-se a linha da charneira, acompanhada do soerguimento da porção sergipana e de parte da porção alagoana, marcando a grande discordância denominada “Pré Neo-Alagoas”. Ao nordeste da sub-bacia de Alagoas e no bloco baixo da linha de charneira ocorria subsidência, e conseqüentemente a sedimentação ficou restrita a estas porções. Na Sub-bacia de Alagoas ocorreu a deposição dos evaporitos “Paripueira”, interpretados como tendo sido precipitados a partir de uma salmoura marinha com influência continental, marcando a primeira incursão marinha na bacia. Foram depositados também os arenitos, folhelhos, evaporitos e calcilitos da Formação Maceió, em leques alúvio-deltaicos e ambiente do tipo sabkha.

Supersequência Pós-Rifte: Com o início da subsidência térmica, a bacia sofreu basculamento para SE, e ocorreu na idade Neo-Alagoas a primeira grande excursão marinha, marcando a passagem do ambiente continental para marinho, sob severas condições de restrição e aridez. Nessa época a sedimentação foi retomada na porção emersa da sub-bacia de Sergipe enquanto em Alagoas a deposição ficou restrita ao bloco baixo da charneira. Este estágio é representado pelos sedimentos da Formação Muribeca, incluindo os siliciclásticos alúvio-fluviais e deltaicos do Membro Carmópolis, restrito a sub-bacia de Sergipe, e sotoposto aos evaporitos, carbonatos microbiais e folhelhos do Membro Ibura e aos folhelhos e calcilitos do Membro Oiteirinhos.

Supersequência Drifte: Neste estágio a sequência sedimentar foi depositada inicialmente em condições marinha restrita evoluindo para ambiente eminentemente marinha aberta,

consistindo basicamente de um grande ciclo transgressivo-regressivo. A bacia configura-se em uma região tectonicamente estável, exceto por estruturas adiastróficas notavelmente manifestadas nos blocos baixos da Linha de Charneira Alagoas.

No Albiano, rompida as barreiras de restrições, ocorreu o desenvolvimento de sistema plataformal carbonático da Formação Riachuelo, onde na borda da bacia e nos blocos baixos depositavam-se os siliciclásticos grossos deltaicos do Membro Angico.

Do Neocenomaniano ao Coniaciano ocorreu um grande evento transgressivo com a deposição em uma rampa carbonática representada pelos calcilutitos, folhelhos e margas inclusos na Formação Cotinguiba. No final do Coniaciano houve um rebaixamento do nível do mar e o desenvolvimento da discordância denominada Sub-Formação Calumbi, seguida de um evento transgressivo gerando o afogamento do sistema carbonático e deposição dos siliciclásticos das formações Calumbi e Marituba, e calcarenitos bioclásticos da Formação Mosqueiro, esta última depositada a partir do terciário. Esta sedimentação persiste até o recente, subordinada a ciclos regressivos e transgressivos de baixa amplitude. Já no Plioceno, em um evento regressivo relacionado à queda eustática global, são depositados os sedimentos costeiros da Formação Barreiras.

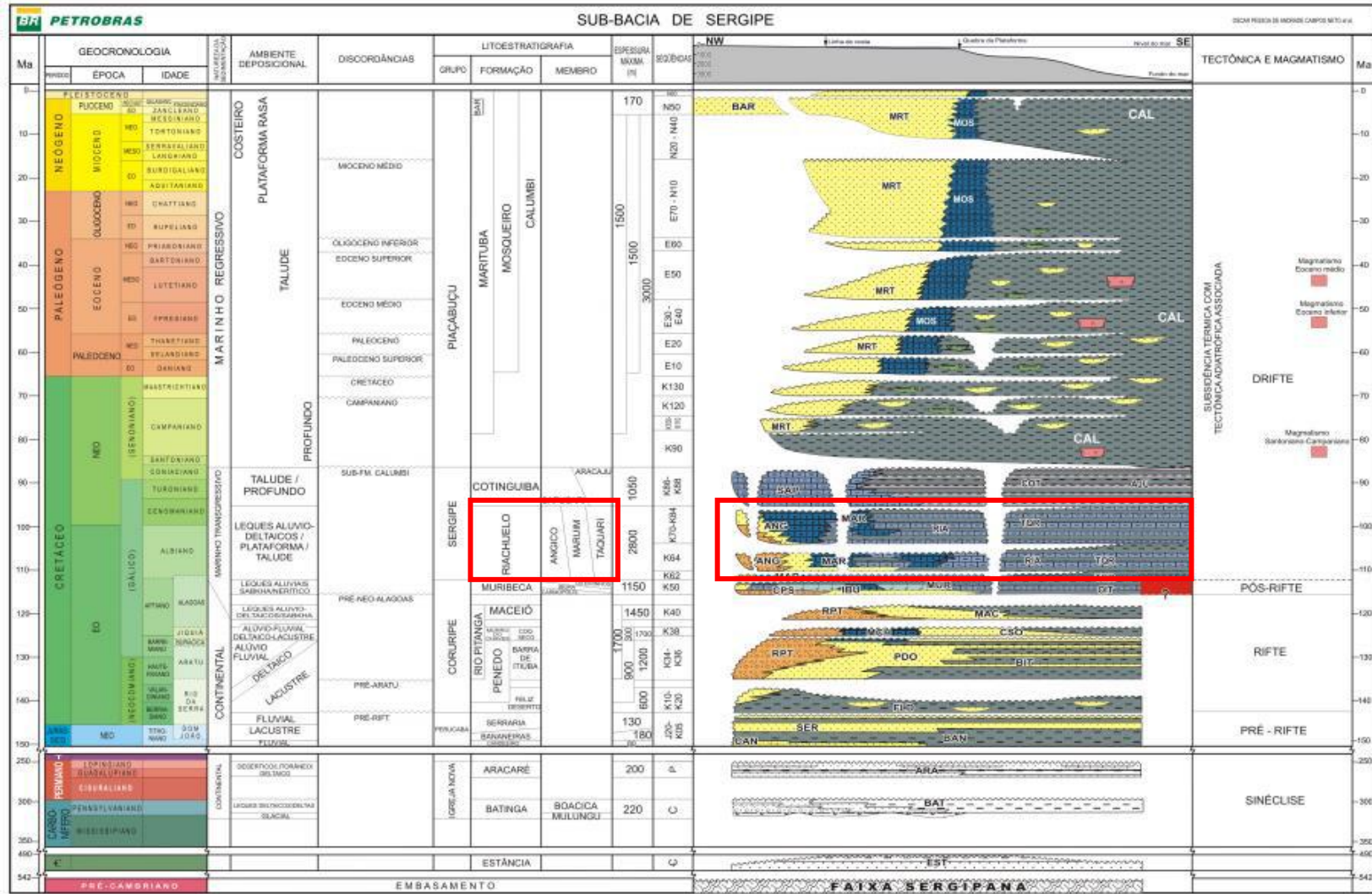


Figura 7 - Carta estratigráfica da sub-bacia de Sergipe. A Formação Riachuelo está evidenciada através do retângulo vermelho (modificado de CAMPOS NETO et al., 2007).

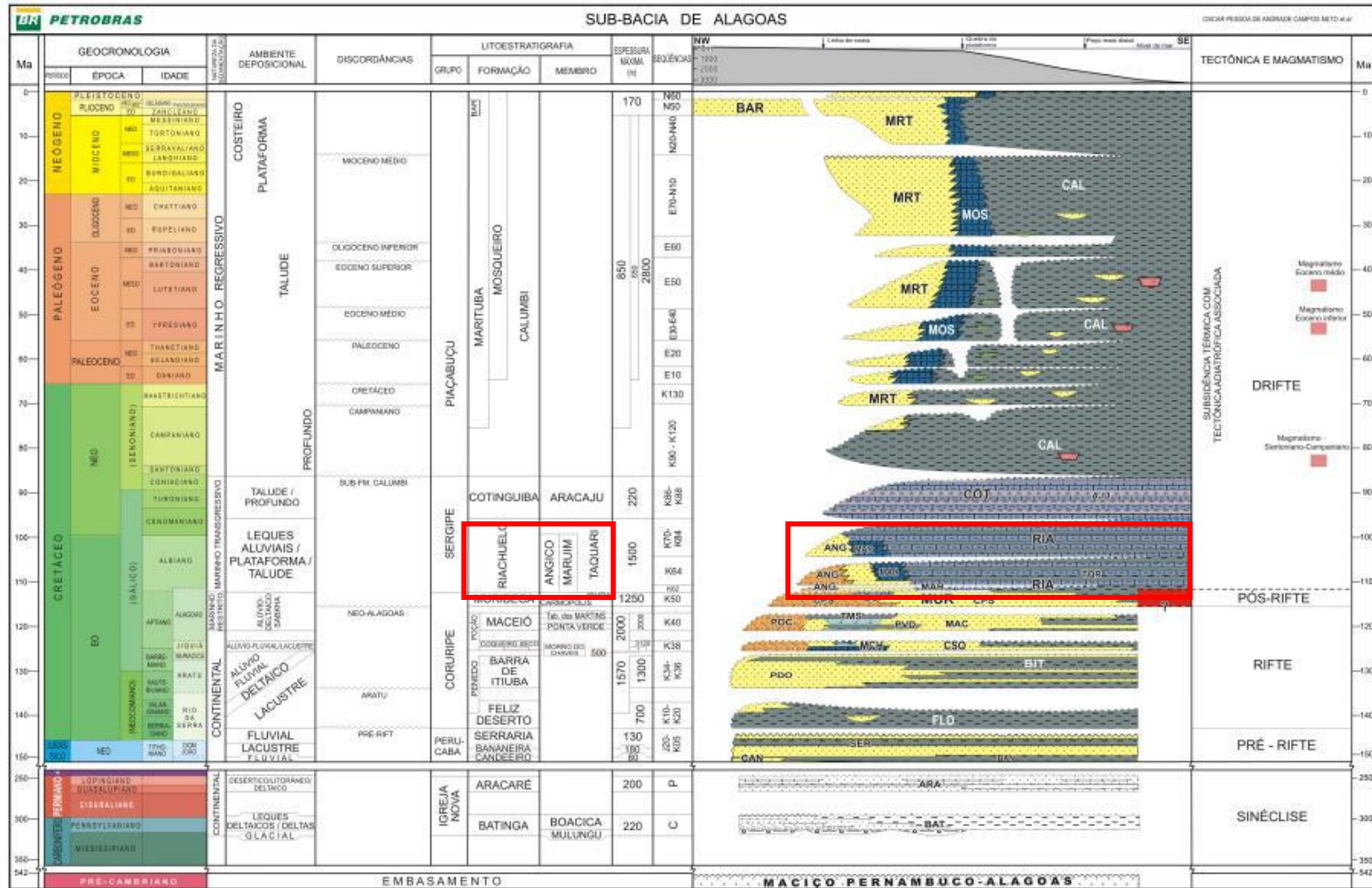


Figura 8 - Carta estratigráfica da sub-bacia de Alagoas. A Formação Riachuelo está evidenciada através do retângulo vermelho (modificado de CAMPOS NETO et al., 2007).

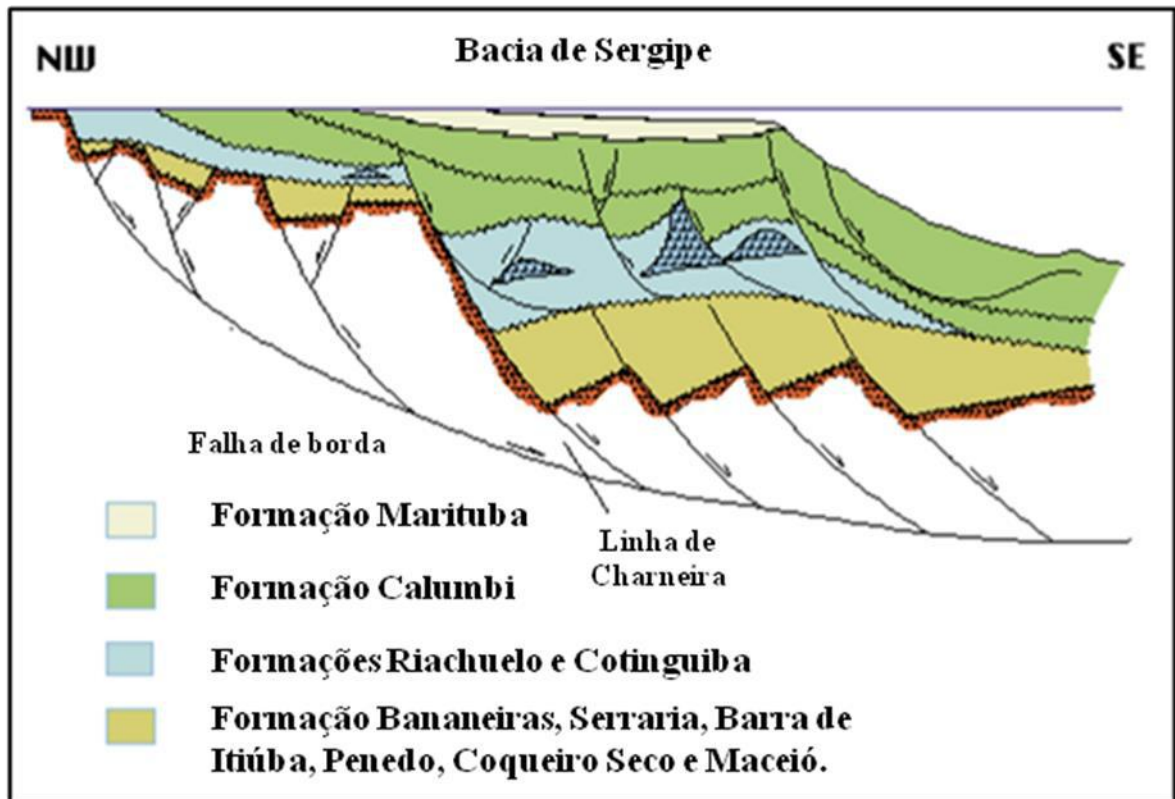


Figura 9 - Seção esquemática da porção meridional da bacia de Sergipe (modificado de AZAMBUJA *et al.*, 1998).

3.2 Formação Riachuelo

A Formação Riachuelo foi depositada entre o Neo-Aptiano e o Neo-Albiano (CAMPOS NETO *et al.*, 2007), e consiste de uma plataforma mista carbonática-siliciclástica que transgrediu sobre depósitos proto-marinhos evaporíticos da fase anterior. Esta possui uma espessura média de 500 metros, podendo alcançar 1700 metros localmente (OJEDO & FUGITA, 1976). A unidade sedimentar está bem desenvolvida na bacia de Sergipe, ocorrendo em Alagoas apenas o Membro Taquari, restrito quase que somente à plataforma continental (FEIJÓ & VIEIRA, 1991).

De acordo com Chang *et al.* (1990), o estágio drifte da separação entre as placas sul-americana e africana, no qual se insere a Formação Riachuelo, é marcada pela subsidência tectônica em função do resfriamento e contração litosférica, associada à falhamentos lístricos

e conseqüente formação de estruturas de crescimento (*rollover*). Segundo esses autores, estes falhamentos são atribuídos a reativações de antigas falhas a partir de movimentos halocinéticos ocasionados pelo basculamento da margem continental e por esforços de tensões pós-rifte.

Schaller (1969) dividiu a formação em quatro unidades designadas membros Angico, Taquari, Maruim e Aguilhada, no entanto, nas últimas revisões da carta estratigráfica proposta por Feijó (1994) e Campos Neto *et al.* (2007), foram individualizada apenas três unidades, com os dolomitos Aguilhada incluídos no Membro Maruim (Figura 10).

O Membro Angico é composto por conglomerados e arenitos finos, podendo estar intercalados com siltitos, folhelhos e raras camadas finas de calcário, depositados na borda da bacia e nos blocos rebaixados através de leques deltaicos. Sua distribuição possui um forte controle tectônico.

O Membro Taquari é representado por intercalações sucessivas de margas e folhelhos depositados nas porções mais profundas da bacia, em lagunas protegidas da ação de ondas (com moluscos) ou no talude (com foraminíferos e outras planctônicos). Enquanto o Membro Maruim inclui os calcarenitos oolíticos e oncolíticos, além de recifes algálicos isolados, associados a bancos carbonáticos que se desenvolveram em altos estruturais, nas regiões de baixo aporte sedimentar, parcialmente dolomitizados durante eventos diagenéticos.

Koutsoukos *et al.* (1991a) e Koutsoukos *et al.* (1993) separaram a sequência carbonática Albiana em três fases principais de deposição (Aptiano Superior ao Albiano Inferior, Albiano Inferior ao Meso-Albiano e Meso-Albiano ao Albiano Superior) baseados em critérios paleogeográficos, tectônicos e padrões de sedimentação.

A sucessão Aptiana Superior marca a sedimentação em uma bacia rasa, onde em depocentros adjacentes a altos topográficos na borda da bacia, associados a reativações de antigas falhas, ocorria a deposição de conglomerados e arenitos gradados, intercalados a siltitos, margas e folhelhos (Membro Angico) (CAINELLI *et al.*,1987). Estes terrígenos entravam num corpo relativamente raso, onde se desenvolvia nas porções mais elevadas, relacionados a estruturas de *rollover* de falhas lítricas, *patch reefs* algálicos e pequenos bancos carbonáticos oolíticos-oncolíticos (Membro Maruim). Enquanto nas porções mais profundas e distais predominava a deposição das margas, siltitos e folhelhos (Membro Taquari). Nessa fase, a bacia era hipersalina e ocorriam, em função da estratificação da coluna d'água, eventos anóxicos intermitentes.

No segundo estágio, do Albiano Inferior ao Meso-Albiano, as áreas elevadas foram expandidas em consequência da evolução das estruturas de *rollover* e deslocamento halocinético, o que permitiu uma produção carbonática mais eficiente e um pacote calcarenítico de alta energia (Membro Maruim) mais contínuo. Este foi depositado em padrão progradacional em direção aos baixos formados pelo desenvolvimento das falhas lítricas, definindo uma morfologia de rampa carbonática em função do declive do bloco baixo, ficando mais profundo em direção ao bloco alto. O Membro Angico continuou a ser depositado, em forma de cunha sedimentar, como resultado da subsidência diferencial próxima às principais falhas. Já o Membro Taquari exhibe neste estágio uma sedimentação em águas progressivamente mais profunda (nerítico profundo a batial) do que na primeira fase, até que no final do Meso-Albiano ocorre o máximo paleobatimétrico, relacionado a um evento de anoxia.

No terceiro estágio, do Meso-Albiano ao Albiano Superior, ocorre em consequência de uma progressiva tendência de raseamento e da quiescência tectônica a expansão da

sedimentação carbonática sobre extensas áreas a partir de amplos bancos carbonáticos compostos de *grainstones-packstone* oolíticos oncolíticos bioclásticos. Prevalece neste estágio condições disóxicas a óxicas. Pequenos eventos de inundação geraram a deposição de parassequências de escala métrica arranjados num padrão de espessamento ascendente (*thickening upward*), refletindo a progradação destas fácies em direção ao limite oeste da bacia. O ambiente plataformal de águas rasas era limitado à porção *onshore* da bacia de Sergipe enquanto nas porções *offshore*, em função da rápida subsidência tectônica, apenas sedimentos finos (Membro Taquari) eram depositados. Já no Cenomaniano ocorre um abrupto afogamento da plataforma Riachuelo culminando na deposição da rampa carbonática Cotinguiba.

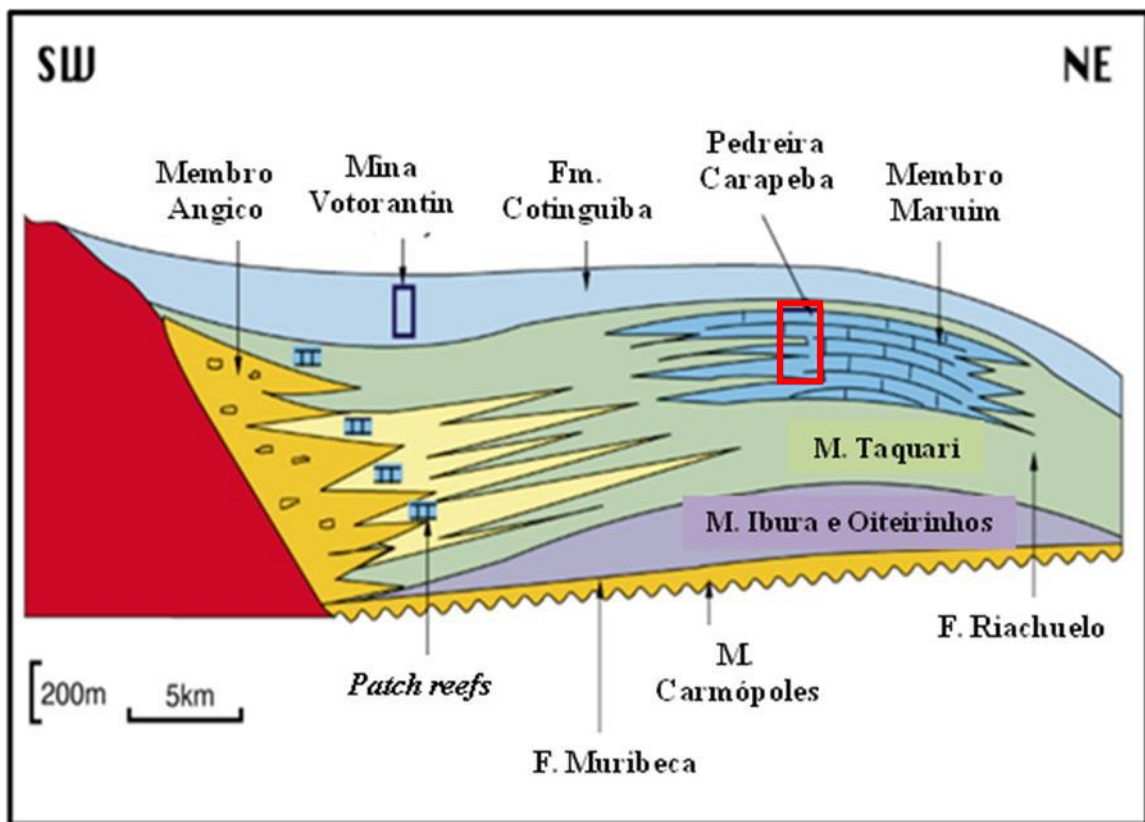


Figura 10 - Seção esquemática exibindo os principais controles tectono-sedimentares atuantes na distribuição de fácies da Formação Riachuelo. Encontra-se marcada na seção o posicionamento da Pedreira Carapeba, em vermelho (modificado de AZAMBUJA et al., 1998).

3.3 Síntese dos trabalhos anteriores realizados na Pedreira Carapeba

Nesta seção serão apresentados os estudos já realizados na Pedreira Carapeba, com enfoque nos aspectos sedimentológicos e diagenéticos da sucessão exposta, de modo a proporcionar uma comparação entre estudos anteriores e os resultados obtidos no presente trabalho.

Rangel (2002) realizou um estudo paleoambiental do Membro Maruim através da análise microfaciológica das rochas carbonáticas expostas nas pedreiras Carapeba e Brejo (localizada a sudeste da primeira). Na Pedreira Carapeba foram identificadas seis microfácies sedimentares: dolomitos, *mudstones* peloidais-bioclásticos, *packstones* peloidais-intraclásticos, *grainstones/packstones* intraclásticos-peloidais, *grainstones/packstones* intraclásticos e *grainstones* oolíticos-intraclásticos-peloidais. As microfácies mencionadas representariam a deposição em lagunas semi-restritas; regiões distais do banco, na interface com a laguna; e regiões de mais alta energia no banco carbonático, em domínios de crista de barra.

Rangel (2002) subdividiu a sucessão carbonática em cinco parassequências com dolomitos, folhelhos, *mudstones*, *packstones* e *grainstones* dispostos da base em direção ao topo. De acordo com o autor, os padrões observados em ambas as pedreiras sugerem a deposição em um trato de sistema de mar baixo gradando para trato de sistema transgressivo.

Ainda segundo Rangel (2002), foram reconhecidas feições diagenéticas demonstrando a atuação de diferentes ambientes diagenéticos. Este autor relaciona os processos de micritização e cimentação por delgada franja calcítica microcristalina ao ambiente diagenético marinho freático. Os processos de dissolução e neomorfismo foram atribuídos ao ambiente meteórico vadoso. A precipitação de cimento syntaxial, cimento microespático e de cimento

espático blocoso teria ocorrido no ambiente meteórico freático. Em condições diagenéticas mais profundas, no ambiente de soterramento, desenvolveram-se microestilólitos, além da atuação de processo de neomorfismo. Quanto à dolomitização, Rangel (2002) sugere que ambos os modelos de fluxo hipersalino denso ou o modelo de mistura de águas seriam hipóteses plausíveis para explicar o fenômeno.

Camacho (2009) descreveu e classificou petrograficamente os carbonatos da Formação Riachuelo a partir de material coletado de diversos afloramentos, incluindo da Pedreira Carapeba. No entanto, neste trabalho, não foi realizada a caracterização microfaciológica das lâminas estudadas. O autor buscou também interpretar o paleoambiente deposicional, baseado na descrição petrográfica. Segundo Camacho (2009), *grainstones* e *packstones* representariam a deposição em complexo de bancos carbonáticos de águas rasas e *mudstones* representariam a deposição em ambiente lagunar. A presença de fragmentos de algas vermelhas solenoporáceas indicaria a proximidade com *patch reefs* algálicos.

Diaz & Pereira (2009) propuseram a caracterização diagenética dos carbonatos da Formação Riachuelo a partir de dados de isótopos de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$, com o objetivo de identificar os principais ambientes diagenéticos onde ocorreram os processos que causaram obliteração ou criação de porosidade das rochas estudadas. De acordo com estes autores, os valores de $\delta^{18}\text{O}$ obtidos a partir das amostras dolomitizadas indicariam influência de água meteórica no fluido dolomitizante, já os valores muito negativos das amostras com cimento microesparítico, evidenciarão condições de altas temperaturas na água dos poros, da qual se precipitou o cimento. Nestas mesmas amostras os isótopos de ^{13}C apresentam assinaturas com tendência positiva, o que mostra que a cimentação inicial provavelmente ocorreu em ambiente marinho.

Costa (2011) realizou a descrição petrográfica dos carbonatos expostos nas pedreiras Carapeba e Brejo, e a partir desta descrição a autora discutiu o processo diagenético de dolomitização, bastante atuante nas rochas analisadas. Segundo esta autora, as rochas estudadas apresentam variados graus de dolomitização, podendo este processo ser parcial, afetando apenas a matriz e parte dos constituintes, ou total, com completa substituição dos constituintes originais. Os maiores valores de porosidade estariam associados às rochas que sofreram intensa dolomitização. Neste estudo o modelo de dolomitização proposto foi o de mistura de águas, pela falta de evidências que apontariam outros modelos.

Diaz (2011) propôs um modelo de evolução diagenética para as rochas carbonáticas do Membro Maruim na sub-bacia de Sergipe, baseado em dados de geoquímica, petrografia e análise com microscópio eletrônico de varredura (MEV). Com o objetivo de reconstruir a história diagenética foram estudados afloramentos expostos nas pedreiras Carapeba, Massape, Inorcal I, Inorcal II, Catití, Inhumas e Santo Antônio. Na Pedreira Carapeba foram descritas seis microfácies: *Grainstone* peloidal com bioclastos e intraclastos parcialmente dolomitizados; *Rudstones* com fragmentos de algas vermelhas parcialmente dolomitizados; *Grainstones* com oólitos, intraclastos e pelóides; *Grainstones* com oólitos e intraclastos parcialmente dolomitizados; *Grainstones* com intraclastos, pelóides e sliciclásticos parcialmente dolomitizados; Dolomita. As microfácies foram interpretadas como depositadas em ambiente lagunar com circulação restrita e clima seco.

A sucessão sedimentar foi dividida em 5 ciclos, que compreendem ciclos de raseamento ascendente, exceto o quarto ciclo, que consiste em um ciclo de aprofundamento. Tais ciclos são compostos na base por margas não dolomitizadas, passando para *grainstones* e *rudstones*, capeadas por margas dolomitizadas.

Diaz (2011) identificou diversos processos diagenéticos e estes foram relacionados aos estágios eogenético, mesogenético e telogenético de Choquette & Pray (1970). No estágio eogenético observou-se processos de micritização, recristalização, precipitação de cimento em franja dente de cão e dolomitização. Micritização e precipitação de cimento em franja dente de cão foram interpretados como associados ao ambiente marinho freático. Estudos geoquímicos sugerem que o processo de dolomitização ocorreu a partir de refluxo de salmouras geradas em ambiente penesalino e/ou hipersalino. De acordo com Diaz (2011), as salmouras teriam sido geradas em áreas restritas, adjacentes aos bancos carbonáticos, formando densas salmouras dolomitizantes que infiltraram através do sedimento subjacente. No estágio mesogenético observou-se processos de compactação física, compactação química e precipitação de cimento em mosaico *blocky*, segunda a autora, cimento em mosaico *blocky* apresenta características químicas associadas à água de formação modificada em ambiente de soterramento. Dissolução, precipitação de cimento equigranular, dedolomitização e silicificação foram relacionadas ao estágio telogenético.

4 REVISÃO CONCEITUAL

4.1 Principais constituintes de rochas carbonáticas

Os constituintes das rochas carbonáticas podem ser divididos em três principais categorias: aloquímicos, lama carbonática e cimento.

De acordo com Folk (1962), aloquímico é o termo geral para designar grãos mecanicamente depositados, que sofreram, na maioria dos casos, algum transporte. Estes podem ser subdivididos em não-esqueletais e esqueletais, o primeiro formado por um conjunto de quatro tipos básicos: grãos envelopados, agregados, intraclastos, e pelóides, o segundo envolve fósseis inteiros ou fragmentados.

Lama carbonática se refere ao material carbonático muito fino, menor que 62 μm , enquanto cimento constitui o material precipitado no espaço poroso e, portanto, é produto dos processos diagenéticos sofridos pelo sedimento a partir do momento de sua deposição.

4.1.1 Grãos envelopados

De acordo com MacKenzie & Adams (2001), grãos envelopados compreendem aloquímicos que contêm um núcleo definido, envolvido por um envelope de composição carbonática, geralmente de granulação fina, denominado córtex. Sua classificação é baseada no tamanho do grão, formato, regularidade de lâminas concêntricas, presença de estruturas biogênicas e, frequentemente, interpretação de sua origem.

4.1.1.1 Oóides

Oóide é aplicado em termos gerais a grãos envelopados esféricos ou subesféricos que contenham um núcleo, podendo ser de diversas origens, como um fragmento esquelético, um

pelóide, grãos de quartzo e até mesmo um oóide fragmentado, envolvido por um envelope concêntrico de lâminas regulares (BOGGS, 1987). Seu tamanho varia entre 0,5 a 2 mm, com a maioria dos oóides alcançando 1 mm de diâmetro (FLÜGEL, 2010). No caso de oóides superficiais, os grãos possuem um envelope incompleto ou muito fino, de espessura muito menor que o raio de seu núcleo (SCHOLLE & SCHOLLE, 2003).

Oóides se formam em locais onde haja disponibilidade de núcleos detritais, mínimo *input* de siliciclásticos, altas temperaturas, águas supersaturadas e agitação pela presença de correntes (FLÜGEL, 2010; SCHOLLE & SCHOLLE, 2003).

Quanto à mineralogia, oóides marinhos modernos caracterizam-se por serem predominantemente aragoníticos ou de calcita com alto teor de magnésio, podendo estas duas mineralogias coexistir em um único grão. Oóides antigos podem ter sido formados tanto pela precipitação de aragonita quanto de calcita com alto teor de magnésio ou calcita com baixo teor de magnésio, dependendo das condições químicas do meio de formação (FLÜGEL, 2010).

Existem três microtramas principais, tangencial, radial ou aleatória, sendo o nível de energia do ambiente um importante fator na determinação da orientação dos cristais. Em ambientes de maior energia, os cristais se arranjam em uma microtrama tangencial, enquanto em locais mais calmos, como em lagunas protegidas, arranjos radiais costumam predominar. A microtrama aleatória pode resultar da micritização destes grãos por algas endolíticas, da distribuição irregular de cristais ou pelo fato dos cristais serem equidimensionais (TUCKER & WRIGHT, 1990).

4.1.1.2 Oncóides

Oncóides são definidos como grãos envelopados contendo córtex calcáreo de lâminas não concêntricas e irregulares, frequentemente apresentam sedimentos trapezados entre os envelopes, e exibem uma forma subesférica a subelíptica. De acordo com Tucker & Wright (1990), estes normalmente se formam a partir do revestimento por uma série de organismos incrustantes, como briozoários, corais, foraminíferos, serpulídeos, e algas, especialmente algas coralinas crustosas e cianobactérias.

O seu crescimento se dá pela movimentação mecânica, facilitada por ondas, correntes e bioturbação, dessa maneira novas superfícies são expostas, ficando susceptível ao crescimento de colônias de organismos. Muitos dos envelopes se desenvolvem pela adesão de partículas sedimentares à superfície muscilogênica de esteiras algais, e também pela precipitação de carbonato de cálcio em resposta a remoção de dióxido de carbono pelas algas (FLÜGEL, 2010; TUCKER & WRIGHT, 1990).

Atualmente, oncóides podem se formar em condições de águas doces ou hipersalinas, tais como lagos e rios; ambientes marinhos transitórios; e marinhos rasos, em zonas de intermaré a inframaré. Estes podem atingir mais que 10 cm e o seu tamanho é controlado por fatores ambientais (energia do ambiente e taxa de sedimentação) e biológicos (processos metabólicos da biota envolvida na formação do grão) (TUCKER & WRIGHT, 1990).

4.1.2 Agregados

Agregados consistem de dois ou mais grãos aloquímicos originalmente separados e que são posteriormente aglutinados através de filmes orgânicos, organismos encrustantes ou pela precipitação de cimento microcristalino, por vezes, especialmente quando intensamente micritizados, estes são confundidos com intraclastos.

Muitos destes grãos são formados em condições marinhas rasas, em locais onde a ação de ondas e correntes não são constantemente suficiente fortes para suspender grãos de tamanho areia, mas conseguem remover sedimentos finos, visto que para ocorrer a formação de agregados é necessário que haja estabilização das partículas individuais durante fases de baixa taxa de sedimentação, dessa maneira, a cimentação entre partículas pode ser iniciada, seguida por uma fase de remobilização. Em exemplos modernos eles são encontrados geralmente nas porções transicionais entre bancos carbonáticos e ambientes protegidos e restritos, onde lama carbonática e pelóides são depositados. O tamanho varia entre 0,5 a vários milímetros (FLÜGEL, 2010 e TUCKER & WRIGHT, 1990).

4.1.3 Pelóides

Pelóide é um termo descritivo utilizado para designar grãos poligenéticos, de formas esféricas, elipsoidais ou angulares, composto por carbonato criptocristalino com ausência de estrutura interna, de granulometria variada, dependendo de sua origem (TERRA *et al.*, 2010).

A sua origem pode estar associada a diversos mecanismos, tal como a desintegração e posterior abrasão de algas calcáreas; micritização de partículas carbonáticas a partir da atividade biológica de organismos perfurantes; retrabalhamento sin-sedimentar ou pós-sedimentar de calcilutitos; ou precipitação química de cimento carbonático, com ou sem controle orgânico (FLÜGEL, 2010).

Pelóides fecais (*pellets*) refere-se exclusivamente a grãos de origem fecal, gerados a partir de organismos, incluindo artrópodes, moluscos (gastropodes), vermes, equinodermatas e peixes, que digerem lama carbonática, absorvem a matéria orgânica presente, e excretam o resíduo não digerível. Estes são arredondados, de formato ovalado, frequentemente de granulometria fina e encontrados em zonas de intermaré e inframaré, em mares tropicais ou

temperados, sendo preservados em ambientes de baixa energia e de baixas taxas de sedimentação. A presença de calcarenitos ricos em *pellets* pode indicar ambientes marinhos restritos. A fossilização destas partículas originalmente macias é a partir da cimentação por aragonita ou calcita com alto teor de magnésio (FLÜGEL, 2010; BATHURST, 1975). Comparada aos *pellets*, pelóides exibem formas diversas e irregulares.

4.1.4 Intraclasto

Intraclastos são fragmentos penecontemporâneos, parcialmente litificados, de sedimentos carbonáticos que foram erodidos e redepositados, geralmente de localidades próximas, dentro da mesma sequência deposicional na qual se formou (FOLK, 1959).

4.1.5 Lama carbonática

Segundo Tucker & Wright (1990), a matriz das rochas carbonáticas é constituída por cristais de carbonato de cálcio de granulação fina, podendo ser de tamanho variado, e em geral, inferior a 62 μm , correspondente ao tamanho argila e silte nas escalas granulométricas. A matriz carbonática é geralmente referida como micrita, no entanto, esta último é definida por Folk (1959), exclusivamente, como calcita microcristalina, de dimensões inferiores a 4 μm .

A composição original pode ser de calcita (com baixo ou alto teor de Mg) ou de aragonita, dependendo de proveniência, como são susceptíveis a alterações diagenéticas, essas são comumente neomorfizadas e substituídas por calcita com baixo teor de magnésio. Há seis processos principais que atuam na produção de lama carbonática, entre eles: precipitação química associada a altas temperaturas e altas salinidades; precipitação induzida por organismos fotossintetizantes; desintegração de algas calcáreas, predominantemente algas verdes do gênero *Halimeda* e *Penicillus*; abrasão de partículas carbonáticas; acumulação de

microorganismos; e bioerosão a partir da atividade endolítica de fungos, algas e esponjas. Além disso, o termo micrita também pode ser associado a cristais microcristalinos de origem secundária, precipitados como produtos diagenéticos (TUCKER & WRIGHT, 1990).

O principal significado paleoambiental associado à presença de matriz é a deposição em águas calmas, de baixa energia, no entanto, é necessário cautela na interpretação. Flügel (2010) inseriu o termo automicrita (micrita autóctone), que englobaria carbonato microcristalino formado no fundo do mar ou dentro dos sedimentos, precipitada a partir de processos orgânicos ou inorgânicos.

4.1.6 Grãos esqueléticos

Grãos esqueléticos envolvem restos ou partes duras de organismos que foram preservadas nos sedimentos. A assembleia de grãos biogênicos pode ser bastante variada, refletindo a distribuição destes organismos no tempo e espaço. Como os fatores ambientais, incluindo temperatura, salinidade, profundidade, turvação da água e consistência do substrato controlam o desenvolvimento da biota, a identificação dos constituintes fósseis pode ser uma importante ferramenta na interpretação paleoambiental.

Os bioclastos reconhecidos nas rochas carbonáticas da Pereira Carapeba foram: gastrópode, bivalves, amonóides, ostracodes, espinho e placas de equinóide e crinóide, foraminíferos bentônicos e algas calcárias.

Serão expostas aqui as implicações ambientais relacionadas à presença destes grãos esqueléticos e também sua composição mineralógica, o que controla sua susceptibilidade durante a diagênese.

Os gastrópodes e bivalves pertencem ao Filo *Mollusca*, enquanto os ostracodes pertencem ao Filo *Arthropoda*. Gastrópodes, bivalves e ostracodes ocorrem do Cambriano ao recente, são encontrados em todas as latitudes e em ambiente marinho normal, salobro, hipersalino, e em água doce, sendo raramente os principais formadores de sedimentos, a não ser em ambientes estressados, especialmente hipersalino ou hiposalino (SCHOLLE & SCHOLLE, 2003). A maioria das conchas de gastrópodes possui uma composição aragonítica, porém algumas famílias exibem uma mineralogia mista, com camadas alternadas de calcita e aragonita. Os bivalves podem possuir uma mineralogia inteiramente de aragonita ou de calcita, ou uma mistura das duas composições em camadas alternadas. Já as valvas de ostracodes são inteiramente calcíticas (FLÜGEL, 2010).

Os amonóides ocorrem do Devoniano ao Cretáceo. São organismos totalmente marinhos e habitam ambiente plataformal aberto ou marinho profundo, no entanto são comumente retrabalhados e encontrados em ambientes marinhos marginais. A maioria das conchas são inteiramente aragoníticas (SCHOLLE & SCHOLLE, 2003).

Equinóides (ouriços-do-mar) e crinóides (lírios do mar) pertencem ao Filo *Echinodermata* e ocorrem do Ordoviciano ao recente, vivem em ambientes marinhos e possuem uma tolerância limitada à salinidade. Ocorrem em mares tropicais a temperados, principalmente em áreas plataformais, mas são encontrados até em ambientes abissais. Sua mineralogia é dada por calcita de moderado a alto teor de magnésio (SCHOLLE & SCHOLLE, 2003; FLÜGEL, 2010).

As algas verdes pertencem ao Filo *Chlorophyta* e constituem duas famílias, as dasicladáceas (Cambriano ao recente) e as codiáceas (Ordoviciano ao recente). Estes são organismos fotossintetizantes e, portanto, necessitam de luz. São encontradas mais

comumente em profundidades de 2 a 30 m, mas algumas codiáceas são abundantes entre 50 e 100 m da superfície, chegando a habitar profundidades superiores a 100 m. Possuem uma alta tolerância a salinidade, habitando águas fortemente hipersalinas a salobras, mas a maioria das formas crescem em águas quentes de salinidade normal. São comuns em recifes e em áreas de *backreef* podendo formar biohermas. Sua composição é aragonítica (SCHOLLE & SCHOLLE, 2003).

As algas vermelhas pertencem ao Filo *Rodophyta*, são divididas em quatro famílias, sendo as famílias das coralináceas (Jurássico ao Holoceno) e das solenoporáceas (Cambriano ao Paleoceno) as de importância no presente trabalho. São organismos fotossintetizantes, mas são melhores adaptadas a utilização da luz azul, que penetra a profundidades superiores a 125 m. São predominantemente marinhos, não toleram variação de salinidade (WILSON, 1975) e estão presente em mares temperados a tropicais. Sua composição mineralógica é dada por calcita com alto teor de magnésio (SCHOLLE & SCHOLLE, 2003).

As algas azul-verdes pertencem ao Filo *Cyanophyta*, sendo o grupo das girvanelas (Cambriano ao Cretáceo) a de importância neste estudo. São organismos fotossintetizantes, de alta tolerância à variação de salinidade e temperatura, presente em águas hipersalinas a doce, sub-glaciais a fontes termais. Estromatólitos marinhos estão presentes em ambiente de inframaré a intermaré. A composição das algas azul-verdes marinhas é predominantemente aragonítica (SCHOLLE & SCHOLLE, 2003).

Os foraminíferos pertencem ao reino protista. As formas bentônicas ocorrem desde o Cambriano ao recente, enquanto os planctônicos do Meso-Jurássico ao recente. São organismos totalmente marinhos, e se estendem de regiões marginais, na zona de intermaré, até ambientes abissais, de mares tropicais a regiões polares. Os foraminíferos bentônicos

habitam preferencialmente águas relativamente rasas da plataforma continental, onde se proliferam sob certas condições, e apenas um número restrito de espécies habitam ambientes lagunares e toleram amplas variações de salinidade, nesses predominam o grupo dos miliolídeos e texturalídeos. Já as formas planctônicas exigem condições físico-químicas estáveis e por isso predominam em região batial. O índice de diversidade (relação entre número de espécies e o número de indivíduos) em uma associação de foraminíferos pode ser uma importante ferramenta para distinguir ambientes marginais de salinidade normal de zonas marginais de condições hiper e hiposalinas (ARMSTRONG, 2005; GRANIER *et al.*, 2010). Foraminíferos planctônicos possuem mineralogia de calcita com baixo teor de magnésio, enquanto nas formas bentônicas ambas as composições calcítica com alto ou baixo teor de magnésio são comuns, subordinadamente ocorrem testas de aragonita e sílica, foraminíferos aglutinantes exibem testas de partículas cimentadas (SCHOLLE & SCHOLLE, 2003).

4.2 Diagênese em rochas carbonáticas

Diagênese refere-se a todos os processos químicos, físicos e biológicos que afetam os sedimentos a partir do momento de sua deposição até o início do metamorfismo. Como as rochas carbonáticas são extremamente susceptíveis às alterações pós-deposicionais, a compreensão destes processos e seus produtos é de alta importância, visto que os eventos diagenéticos modificam as propriedades primárias das rochas, tal como a composição mineralógica e a textura, incluindo porosidade e permeabilidade.

Os processos diagenéticos são governados por fatores intrínsecos e extrínsecos que interagem entre si, tais como mineralogia original, temperatura, pressão, composição da água (estado de saturação, potencial de oxi-redução, pressão parcial), velocidade do fluxo, cinética

de dissolução e de precipitação, disponibilidade de sítios de nucleação, porosidade e permeabilidade (MACHEL, 1999).

Baseado nestes fatores, com enfoque na mineralogia, hidrogeoquímica e hidrogeologia, Machel (1999) classificou os regimes diagenéticos em: próximo à superfície, soterramento raso, intermediário e profundo (Figura 11).

Os termos eogênese, mesogênese e telogênese foram introduzidos por Choquette & Pray (1970) para caracterizar períodos, processos ou zonas diagenéticas. A eogênese inclui os processos que ocorrem próximo à superfície. Mesogênese engloba aqueles que ocorrem durante o soterramento, e telogênese refere-se aos processos associados ao soerguimento das rochas que se encontravam previamente soterradas. A Figura 12 exhibe a comparação entre a os regimes diagenéticos propostos por Machel (1999) e por Choquette & Pray (1970).

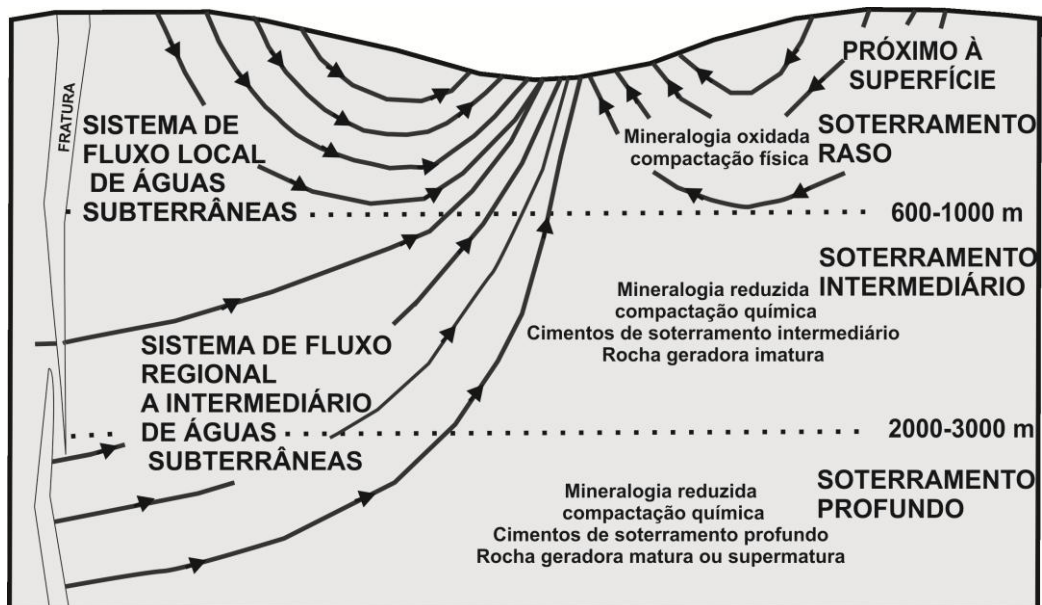


Figura 11 - Classificação dos regimes diagenéticos segundo Machel (1999). Este autor classifica os regimes diagenéticos em próximo à superfície, soterramento raso, soterramento intermediário e profundo (modificado de MACHEL, 2005).

| Regimes diagenéticos | |
|-------------------------|---|
| Choquette & Pray (1970) | Machel (1999) |
| Eogênese/ Telogênese | Próximo à superfície |
| ? | Soterramento raso —600-1000m— |
| Mesogênese | Soterramento intermediário —2000-3000m— |
| | Soterramento profundo |

Figura 12 – Classificação dos regimes diagenéticos segundo Machel (1999) e segundo Choquette & Pray (1970), para fins de comparação.

4.2.1 Regime diagenético próximo à superfície

É denominado regime diagenético próximo à superfície aquele que está a apenas alguns metros de profundidade e que o fluido dos poros são essencialmente águas salinas, meteóricas, salobras ou evaporíticas inalteradas, relacionadas respectivamente a diagênese marinha, meteórica, de mistura de águas e hipersalina (MACHEL, 2005).

4.2.1.1 Ambiente diagenético marinho

Como a maioria das rochas carbonáticas são depositadas em ambiente marinho, a água do mar é a primeira a afetar os sedimentos. Nesse caso, o principal mecanismo hidrológico atuante é a circulação de água através da ação de ondas e correntes. A precipitação de carbonato de cálcio predomina em ambiente marinho tropical raso, de águas supersaturadas com respeito a esta fase, em locais de boa circulação e que exibem substrato estável, enquanto dissolução ocorre em altas latitudes ou em grandes profundidades, devido à alta pressão hidrostática, baixa temperatura da água e alta pressão parcial de CO₂ nestas regiões (JAMES

& CHOQUETTE, 1990). Outro processo importante é a micritização de grãos a partir da ação de algas endolíticas, fungos e bactérias que alteram os sedimentos quando estes ainda estão no fundo marinho ou logo abaixo da interface água-sedimento. Em sedimentos marinhos recentes observa-se a precipitação inorgânica de cimentos de composição aragonítica e de calcita com alto teor de magnésio.

4.2.1.2 Ambiente diagenético meteórico

Na diagênese meteórica a água dos poros é essencialmente de origem atmosférica (MACHEL, 1999). Este ambiente é subdividido em zona meteórica vadosa e meteórica freática, separadas pelo lençol freático. Na zona vadosa a água é concentrada no contato entre os grãos, enquanto na zona freática a água meteórica preenche todo o espaço poroso. Os três processos principais que operam neste ambiente são dissolução, cimentação e neomorfismo (TUCKER & WRIGHT, 1990), que ocorrem em função da mineralogia original, tamanho de grãos e cristais, porosidade e permeabilidade, clima, tempo de exposição e quantidade de vegetação (JAMES & CHOQUETTE, 1984). A zona vadosa é caracterizada por cimento menisco e gravitacional. Enquanto a zona freática exhibe cimentação em franja isópaca ou cimento em mosaico, podendo obliterar toda a porosidade presente.

A principal fase mineralógica precipitada em ambas as zonas é de calcita com baixo teor de magnésio. Se sedimentos carbonáticos compostos de aragonita e calcita com alto teor de magnésio, precipitados a partir da água do mar, são expostos à ação da água meteórica, através de soerguimento, variação do nível do mar ou simplesmente por acumulação, diferentes escalas de modificações mineralógicas e texturais irão ocorrer, envolvendo a transformação destes minerais para calcita de baixo teor de magnésio (JAMES & CHOQUETTE, 1983).

4.2.1.3 Ambiente diagenético de mistura de águas

A diagênese em ambiente de mistura de águas é ainda pobremente entendida. Ocorre na base da lente meteórica, na zona de transição, e é marcada pela mistura de água marinha e meteórica. O processo diagenético predominante é a dissolução (MACHEL, 2005)

4.2.2 Regime diagenético de soterramento raso

O regime de soterramento raso é similar em muitos aspectos ao próximo a superfície, e os ambientes diagenéticos discutidos acima normalmente persistem neste regime. Seu limite inferior varia de 600 a 1000 metros de profundidade. As principais diferenças estão relacionadas ao processo de compactação física, culminando em perda de água e porosidade, que podem evoluir progressivamente para deformação dúctil e rúptil dos grãos, seguida por incipiente compactação química. A extensão do processo de compactação física depende da diagênese sofrida próximo à superfície, já que cimentação precoce pode inibir a compactação física (MACHEL, 2005).

4.2.3 Regime diagenético de soterramento intermediário e profundo

É neste regime diagenético que as rochas passam a maior parte de seu tempo, sofrendo modificações a partir da interação com fluidos de variadas salinidades, química e origens (TUCKER & WRIGHT, 1990). É caracterizado pela mineralogia redutora e por processos de compactação física, extensa compactação química, cimentação, dissolução, dolomitização, alteração de minerais hidratados para minerais anidros, reações de estabilização mineral termicamente induzidas e maturação de matéria orgânica, culminando na geração de ácidos orgânicos e hidrocarbonetos (JAMES & CHOQUETTE, 1984). O mecanismo hidrológico atuante pode ser predominantemente por compactação ou por sistemas regionais de fluxo de águas subterrâneas. Geralmente a diagênese em grandes profundidades é dificultada em

consequência da baixa taxa de fluxo, em virtude dos mecanismos de circulação mais lentos ou pela reduzida porosidade e permeabilidade da rocha. Por outro lado, as temperaturas mais altas tendem a acelerar os processos diagenéticos. Segundo Machel (1999), o limite entre soterramento intermediário e soterramento profundo seria correspondente ao topo da janela de geração de hidrocarbonetos, entre 2000 e 3000 metros de profundidade, aproximadamente.

4.2.4 Dolomita e os modelos de formação

O mineral dolomita possui uma mineralogia ideal de $\text{CaMg}(\text{CO}_3)$, apresentando lâminas de cátions (Ca^{+2} e Mg^{+2}) alternados a lâminas de ânions (CO_3^{-2}). A célula unitária é um romboedro alongado paralelamente à direção do eixo C cristalográfico, similar à estrutura da calcita, porém, altamente ordenada e com menor grau de simetria devido à substituição da metade dos átomos de cálcio por magnésio.

Dolomita pode se formar a partir de dois processos: dolomitização, que consiste na substituição de CaCO_3 por $\text{CaMg}(\text{CO}_3)$; e cimentação, que consiste na precipitação a partir de soluções aquosas, em poros primários ou secundários. A substituição de carbonato de cálcio por dolomita pode ser total ou parcial, controlada pela trama ou pervasiva, texturalmente retentiva ou destrutiva. Segundo Folk (1974), cristais de dolomita exibindo cristalinidade menor que 10 a 20 μm são caracterizadas como primários ou formados muito precocemente, ainda no ambiente deposicional e comumente preservam a textura original da rocha, enquanto cristais de cristalinidade maior são considerados secundários e destrutivos, não preservando a textura original.

A classificação mais utilizada para descrição textural de dolomita é a proposta por Sibley & Gregg (1987), baseada na distribuição do tamanho dos cristais, sendo classificada como unimodal ou polimodal, e no formato dos cristais, classificados como ‘planar-E’

(euhedral), ‘planar-S’ (subhedral) ou ‘não planar’ (anhedral) (Figura 13). De acordo com Machel (2004), distribuições polimodais representariam múltiplos eventos de nucleação ou nucleação diferencial a partir de um substrato originalmente polimodal; cristais anhedrais se formariam a partir de uma temperatura crítica que seria de 50 a 60°C, ou a partir de soluções com alto grau de supersaturação, enquanto cristais euhedrais se formariam abaixo desta temperatura crítica.

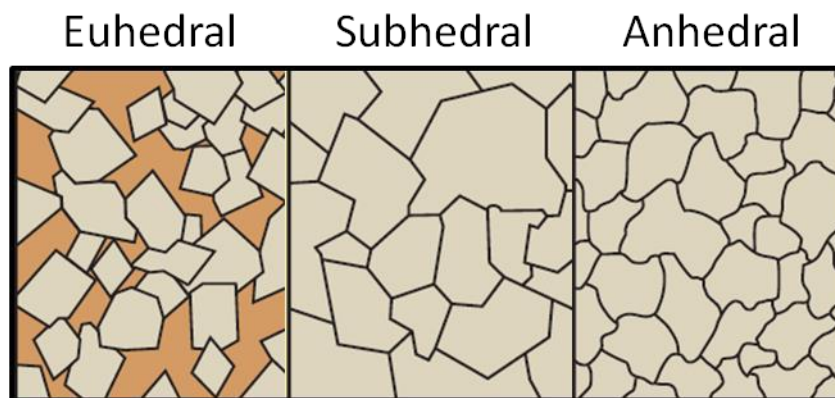


Figura 13 - Classificação de Sibley & Gregg (1987), baseada no formato dos cristais (modificada de SCHOLLE & SCHOLLE, 2003).

Foram propostos diversos modelos para explicar o amplo espectro de rochas dolomíticas, incluindo o modelo de laguna hipersalina (*seepage reflux*), sabkha, mistura de águas (Dorog), dolomitização a partir da água do mar e modelo de compactação. Cada um desses envolve um tipo diferente de fluido dolomitizante, modo de fluxo e ambiente diagenético, ocorrendo por vezes sobreposições (TUCKER & WRIGHT, 1990).

O modelo de laguna hipersalina (*seepage reflux*) envolve a geração de fluido dolomitizante a partir da evaporação da água em lagunas e a posterior percolação deste fluido através de sedimentos carbonáticos subjacentes. O ciclo de reabastecimento da laguna por água do mar, evaporação e a infiltração das salmouras compreende o mecanismo no qual

Mg^{+2} é continuamente transportado para os sedimentos (TUCKER & WRIGHT, 1990; JAMES & CHOQUETTE, 1983).

O modelo de *sabkha* é hidrologicamente e hidroquimicamente relacionado ao modelo de *seepage reflux*, diferindo em alguns aspectos. Este envolve a precipitação de dolomita penecontemporânea e comumente associada a minerais evaporíticos. Nestas condições ocorre a precipitação de cristais euhedrais com dimensões de 1 a 5 μm . O mecanismo de dolomitização é a evaporação de água marinha a partir de capilares nos sedimentos depositados nas zonas de supramaré a intermaré, periodicamente inundados (JAMES & CHOQUETTE, 1983; MACHEL, 2004).

Segundo James & Choquette (1983) o modelo de mistura de águas envolveria a dolomitização de espessas sequências plataformais que consistem de várias cunhas regressivas de sedimentos carbonáticos dolomitizados na zona de mistura entre água meteórica, que acompanhou a progradação dos sedimentos, e água do mar. Íon Mg^{+2} é derivado primariamente da água do mar e o mecanismo de recarga é a circulação da água marinha induzida pelo fluxo de água meteórica. No entanto, Machel (2004), em uma avaliação crítica dos modelos de dolomitização, levanta uma série de evidências contrárias a este modelo, afirmando que ele não pode ser usado para explicar o processo de dolomitização em extensas regiões, tal como proposto.

A formação de dolomitos pós deposicionais pode ser atribuída ao modelo de dolomitização a partir da água do mar não alterada. Este modelo é associado a mecanismos que bombeiam a água marinha através dos sedimentos carbonáticos a grandes profundidades. Dentre os mecanismos de fluxo que foram invocados para explicar o grande volume de água marinha que deve fluir através destes sedimentos estão o bombeamento a partir da ação de

marés, ondas e tempestades; convecção termal; refluxo de água marinha levemente evaporada oriunda da superfície; fluxo de água do mar dirigido pela hidrodinâmica da zona de mistura de águas, localizada acima, desenvolvida durante exposição parcial da plataforma; entre outros (MACHEL, 2004; MOORE, 2001).

O principal mecanismo responsável pela dolomitização em ambiente diagenético de soterramento seria a compactação e desidratação de rochas pelíticas e a expulsão de fluidos ricos em Mg^{+2} , percolando através de plataformas carbonáticas adjacentes. A origem do íon de Mg^{+2} seria a própria água do mar, geralmente alterada, presente nos poros dos sedimentos, e as transformações sofridas pelos argilominerais durante compactação e aumento de temperatura. No entanto, este modelo de dolomitização não pode ser usado para explicar extensas sucessões de dolomito devido ao insuficiente volume de fluido e de íons de Mg^{+2} (TUCKER & WRIGHT, 1990).

5 RESULTADOS

5.1 Microfácies sedimentares

Aplicando o conceito de Flügel (2010), que define microfácies a partir de todas as feições sedimentológicas e paleontológicas que podem ser descritas e classificadas em lâminas delgadas, seções polidas e amostras de rocha, foi possível reconhecer seis microfácies sedimentares.

As microfácies foram individualizadas a partir de feições como textura deposicional, tipos dos grãos, estruturas sedimentares e aspectos diagenéticos (Quadro 2). Tais características foram descritas com o propósito de realizar uma interpretação paleoambiental e de compreender a evolução sedimentológica e diagenética, possibilitando também a subdivisão da sucessão carbonática em cinco principais intervalos, que correspondem a ciclos de sedimentação bem definidos.

As microfácies descritas na Pedreira Carapeba são basicamente de composição carbonática. A dolomitização através da substituição dos constituintes originais é frequente e por vezes ocorre substituição total. Grãos terrígenos também são encontrados, variando de raros a abundantes nos diferentes níveis. A única rocha composta essencialmente por siliciclásticos foi classificada em campo como argilito acinzentado, de alta fissilidade, não sendo confeccionada lâmina petrográfica deste nível.

Quadro 2 - Quadro síntese das microfácies propostas nesse trabalho.

| Designação | Diagnose | Interpretação |
|------------|--|--|
| MF1 | Dolomito de substituição, texturalmente destrutivo, polimodal, formando um mosaico de cristais de tamanho fino a média, subhedrais a anedrais. Terrígenos são frequentes. | Processo diagenético de dolomitização |
| MF2 | Wackestone bioturbado com pelóides e raros bioclastos. A dolomitização é parcial. | Decantação de lama carbonática em águas óxicas a sub-óxicas. |
| MF3 | <i>Grainstone a packstone</i> peloidal. Subordinadamente ocorrem grãos oolíticos, intraclastos, agregados, oncóides, bioclastos e terrígenos. De granulometria areia fina, bem selecionado, bioturbado. Dolomitização é parcial. | Deposição sob a influência de fluxo trativo, em ambiente óxico a sub-óxico. |
| MF4 | <i>Grainstone a packstone</i> peloidal oolítico. Subordinadamente ocorrem intraclastos, bioclastos, agregados e terrígenos. De granulometria areia fina a média, moderadamente bem selecionado, bioturbado. A dolomitização é parcial. | Deposição sob a influência de fluxo trativo, em ambiente óxico a sub-óxico. |
| MF5 | <i>Grainstone a packstone</i> peloidal bioclástico intraclástico. Subordinadamente ocorrem oóides, oncóides e terrígenos. Varia de moderadamente bem selecionado a mal selecionado, de granulometria areia fina a grossa, exibindo por vezes uma bimodalidade granulométrica, bioturbado. A dolomitização é parcial. | Deposição sob a influência de fluxo trativo, de alta energia e de caráter episódico (durante períodos de tempestade), em ambiente óxico a sub-óxico. |
| MF6 | <i>Grainstone</i> oolítico bioclástico intraclástico. Subordinadamente ocorrem agregados, pelóides e oncóides. De granulometria areia média a grossa, bem selecionado, não sendo observada bioturbação. Em campo foi descrita estratificação cruzada acanalada. | Migração de barras por fluxo trativo unidirecional, em regime de fluxo inferior. |

5.1.1 Microfácies MF1-Dolomito com terrígenos

Sinonímia: Dolomito (Rangel, 2002); Dolomito (Diaz, 2011)

Diagnose: Dolomito de substituição, texturalmente destrutivo, polimodal, formando um mosaico de cristais de tamanho fino a médio, subhedrais a anedrais. Terrígenos são frequentes.

Descrição: Dolomito texturalmente destrutivo, polimodal, formando um mosaico de cristais de tamanho fino a médio, zonados e de *fabric* subhedral a anhedral. A dolomitização é total, não seletiva, havendo apenas raros vestígios da textura original (Figura 14-C e E). Foram identificadas pequenas porções com lama carbonática e pouquíssimos grãos, bastante micritizados. Os cristais de dolomita possuem uma tonalidade acastanhada e esta varia em diferentes porções, ficando por vezes mais clara ou mais escura, dando uma aparência mosqueada à rocha (Figura 14-B). A presença de terrígenos é frequente, sendo moderadamente bem selecionada a pobremente selecionada, com granulometria variando de areia muito fina à grossa, de grãos subangulosos, com moderada esfericidade, e compostos essencialmente por grãos de quartzo mono e policristalino, contendo em menores proporções plagioclásio, microclina e muscovita.

A porosidade varia de ruim a moderada, sendo classificada em porosidade intracristalina, móldica e intercristalina, a primeira originada a partir da dissolução do núcleo de cristais, a segunda a partir da dissolução total dos cristais, e a última formada devido à dissolução de calcita remanescente entre os cristais de dolomita.

Em determinado nível do perfil, entre 13,60 e 14,60 metros, é possível observar uma variação desta microfácies (Figura 15). Nesse intervalo os cristais de dolomita exibem cristalinidade média e são subhedrais, grãos terrígenos são abundantes e de granulometria areia muito fina, sendo muito bem selecionados. Em campo foi descrita estratificação cruzada truncante (*hummocky*).

Interpretação: Processo diagenético de dolomitização.

Discussão: Esta microfácies encontra-se imediatamente sobreposta à *packstones* e *grainstones*. Ao longo do perfil pode ser encontrado sobre o *grainstone/packstone* peloidal

(MF3) e sobre o *grainstone* oolítico bioclástico intraclástico (MF6), e sotoposta ao argilito ou ao *wackestone* peloidal (MF2). Perfaz cerca de 14% do perfil sedimentológico/estratigráfico.

A variação no tamanho dos cristais e na tonalidade poderia refletir substrato polimodal, que associados à presença de lama carbonática e aloquímicos intensamente micritizados, apenas raramente encontrados, poderiam sugerir que a textura original era de grãos inseridos em matriz micrítica.

O dolomito com abundantes grãos terrígenos, presente apenas entre 13,60 e 14,60 metros, encontra-se posicionado entre duas camadas de *grainstone/packstone* peloidal bioclástico intraclástico (MF5). Este parece ter uma textura original diferente do supracitado. O alto grau de selecionamento dos grãos de quartzo sugere que esta rocha apresentava originalmente uma textura granular, possivelmente grãos peloidais de granulometria areia muito fina, semelhante ao *grainstone/packstone* peloidal (MF3). A descrição em campo de estratificação cruzada truncante (*hummocky*) aponta para retrabalhamento de sedimentos através da ação de correntes de tempestade.

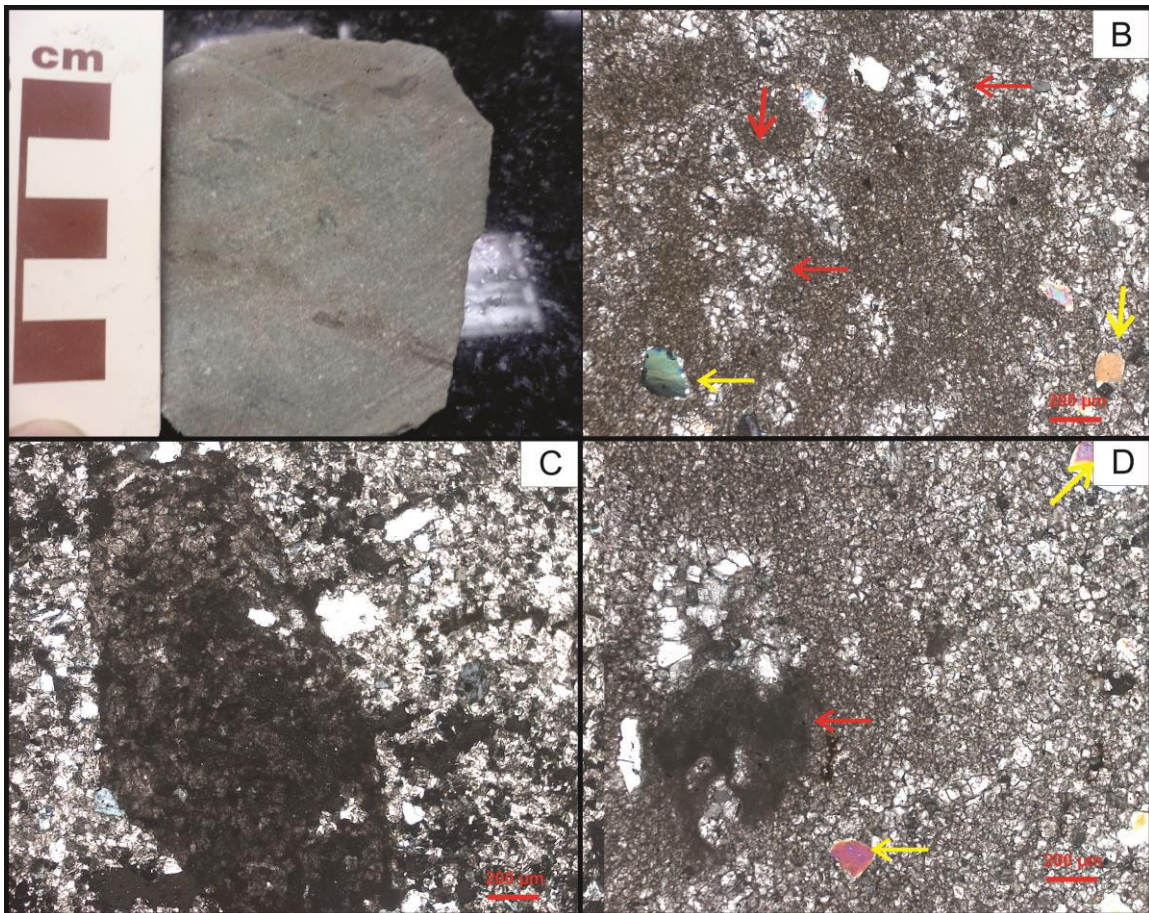


Figura 14 - Foto de detalhe de amostra de mão (A) e fotomicrografias (B, C, D) representativas da microfácies MF1 (dolomito com terrígenos). (A) Foto de detalhe da amostra de mão. Observar a cor acinzentada conferida ao dolomito com terrígenos. (B) Foto de detalhe do dolomito com terrígenos (MF1), (XP). Observar a variação no tamanho de cristais e também na tonalidade dos mesmos. É possível reconhecer fantasmas de grãos (setas vermelhas) e grãos terrígenos (seta amarela). (C) Foto de detalhe do dolomito com terrígenos (MF1), (//P). Observar fragmento algálico intensamente micritizado. (D) Foto de detalhe do dolomito com terrígenos (MF1), (XP). Observar vestígios de micrita ou grão intensamente micritizado (seta vermelha) e grãos terrígeno (seta amarela).

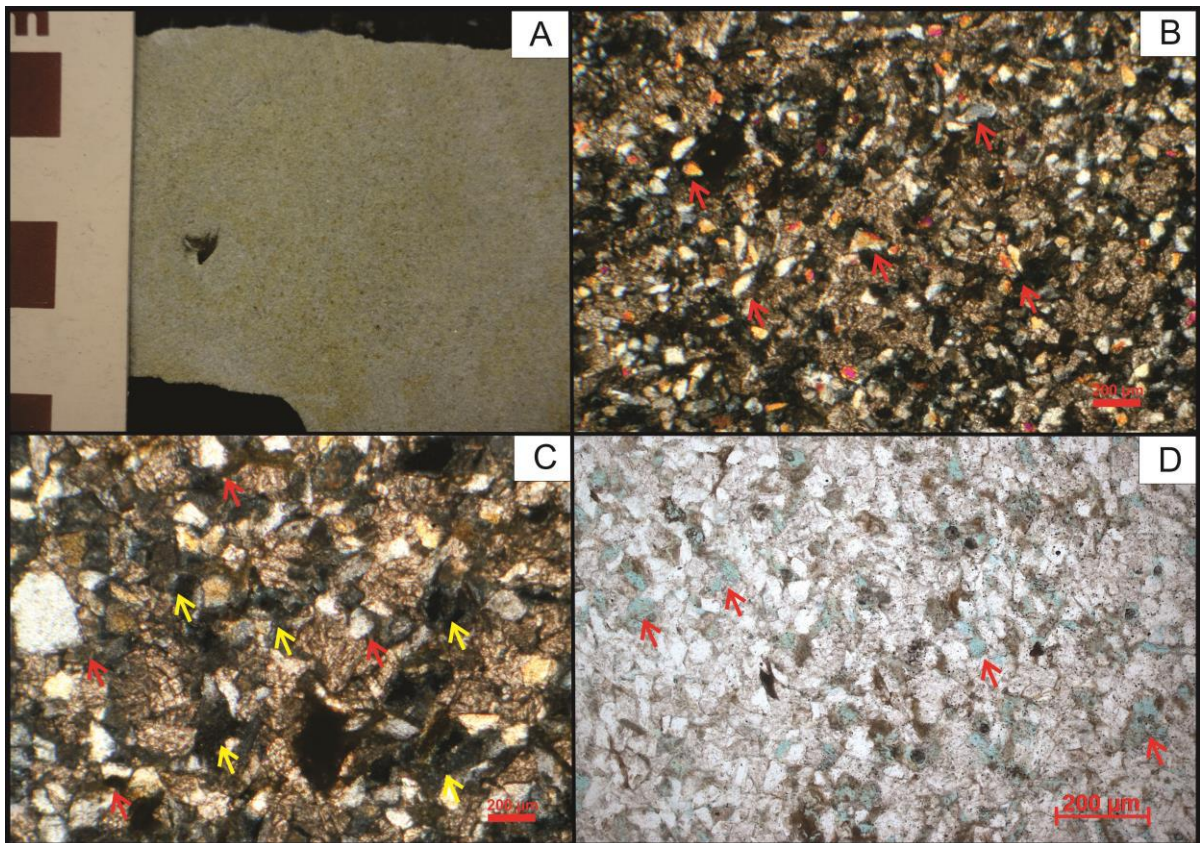


Figura 15 - Foto de detalhe de amostra de mão (A) e fotomicrografias (B, C, D) representativas da microfácies MF1 (dolomito com terrígenos), presente entre 13,60 e 14,60 metros ao longo do perfil sedimentar/estratigráfico. (A) Foto de detalhe da amostra de mão. (B) Textura geral do dolomito com terrígenos (MF1), (XP). Observar grãos terrígenos de granulometria areia muito fina, destacados por setas vermelhas, e cristais de dolomita de tamanho médio e subhedrais, formando mosaico. (C) Foto de detalhe do dolomito com terrígenos (MF1), (XP). Setas vermelhas destacam grãos terrígenos, que são abundantes neste intervalo. Setas amarelas destacam porosidade moldica, intercrystalina e intracrystalina gerada pela dissolução de cristais de dolomita. (D) Foto de detalhe do dolomito com terrígenos (MF1), (//P). Observar porosidade destacada pelas setas vermelhas.

5.1.2 Microfácies MF2-Wackestone peloidal

Sinonímia: *Mudstone* peloidal-bioclástico (Rangel, 2002).

Diagnose: Wackestone bioturbado com pelóides e raros bioclastos. A dolomitização é parcial.

Descrição: Esta microfácies é composta essencialmente por pelóides dispersos em matriz carbonática (Figura 16-D) e, subordinadamente, grãos esqueletais. Muitas vezes encontra-se bioturbada. Os grãos peloidais são muito bem selecionados e de granulometria areia fina, de

formato arredondado e ovalado. Entre os bioclastos são observados raros ostracodes e bivalves, desarticulados e articulados (Figura 16-C), gastrópodes, foraminíferos bentônicos, incluindo miliolídeos e textularídeos, e por vezes fragmentos de algas verdes codiáceas. Os fragmentos algálicos estão intensamente micritizados, o que dificulta a identificação.

A dolomitização é parcial, texturalmente destrutiva e seletiva. Os cristais são euhedrais, polinucleados, zonados, de tamanho variando entre finamente cristalino a grosso. Os cristais de dolomita de tamanho grosso ocorrem concentrados em determinadas porções que exibem geometria tubular a arredondada, sugerindo que a dolomitização ocorreu preferencialmente em porções bioturbadas, avançando a partir destas áreas. Nas áreas não bioturbadas os cristais são esparsos e de tamanho variado (Figura 16-B).

Ocorre também microfraturas ou fendas de dissolução subverticais, que são preenchidas por calcita microcristalina (Figura 16-D).

A porosidade presente nesta microfácies é ruim e dada pela dissolução total ou parcial de cristais de dolomita gerando, respectivamente, porosidade móldica e intracristalina, além de porosidade vugular, a partir de dissolução não seletiva.

Interpretação: Decantação de lama carbonática em águas óxicas a sub-óxicas.

Discussão: Esta microfácies encontra-se imediatamente sobreposta aos argilitos e lentes de dolomito (MF1), representa apenas 5% do perfil sedimentar/estartigráfico. A composição dada essencialmente por lama carbonática e grãos peloidais, interpretados como *pellets* fecais, e bivalves e ostracodes articulados, provalvemente depositados *in-situ*, evidenciam a baixa energia do ambiente deposicional. A bioturbação pode indicar baixa taxa de sedimentação e ambiente óxico a sub-óxico. Ausência de uma fauna marinha de salinidade normal, tal como braquiópodes, equinóides, crinóides e amonóides, o baixo índice de diversidade e a presença

de uma fauna tolerante a salinidades flutuantes, tais como ostracodes, bivalves, algas verdes e miliolídeos, sugerem ambiente de circulação restrita, o que é confirmado pela sucessão vertical de fácies, refletindo as relações laterais, demonstrando a atuação de uma barreira física (banco carbonático oolítico).

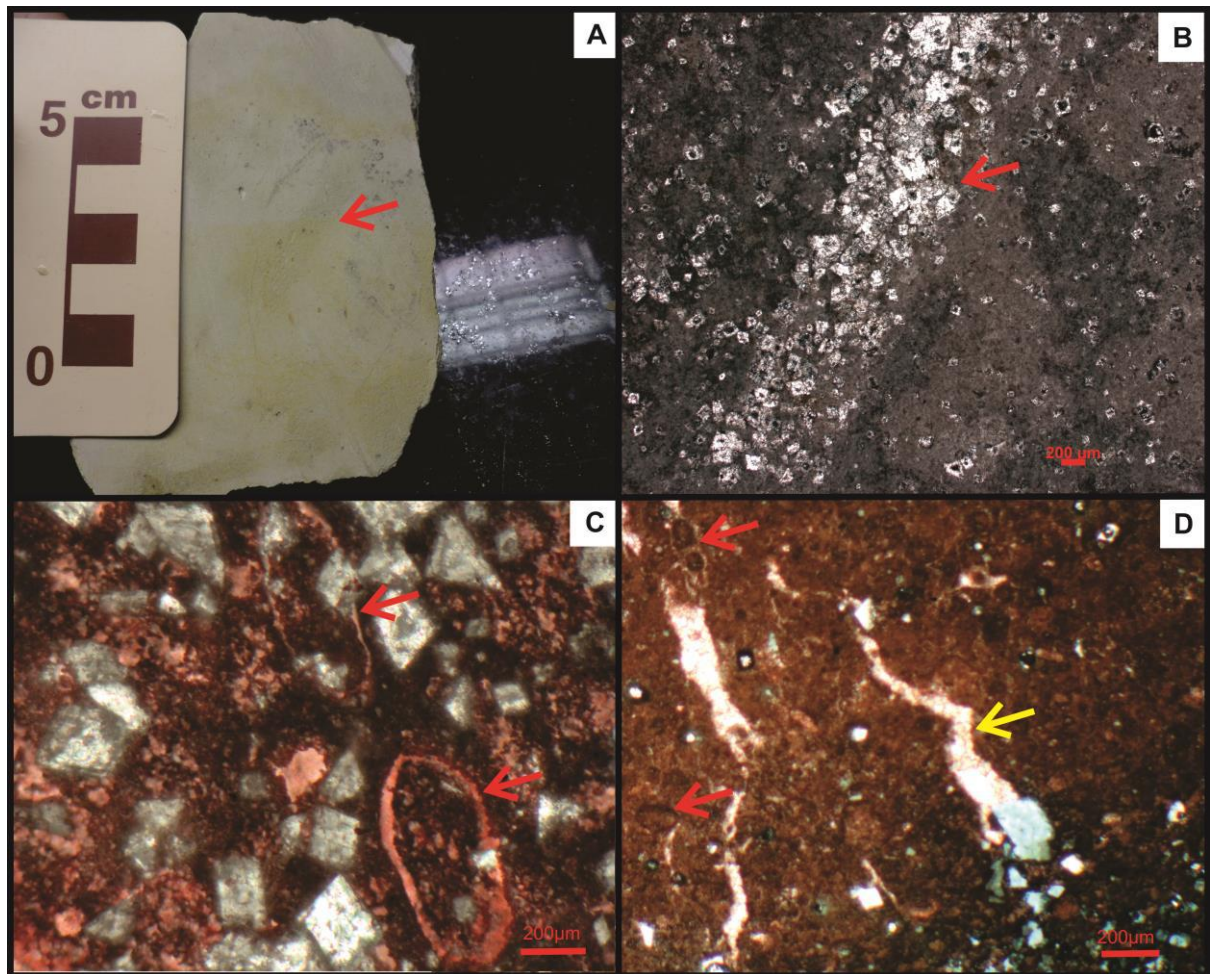


Figura 16 - Foto de detalhe de amostra de mão (A) e fotomicrografias (B, C, D) representativas da microfácies MF2 (wackestone peloidal). (A) Foto de detalhe da amostra de mão. Observar porções bioturbadas, de coloração acinzentada, realçadas por efeito da dolomitização (seta vermelha). (B) Textura geral do wackestone peloidal, (XP). Observar dolomitização realçando biotubação e ocorrendo de maneira dispersa no restante da rocha. Nas porções bioturbadas os cristais de dolomita são de cristalinidade média a grossa e euhedrais (seta vermelha), enquanto no restante da rocha a cristalinidade varia de fina a média e euhedrais. (C) Ostracodes e cristais de dolomita, (//P). Observar valvas de ostracodes articuladas sugerindo deposição in-situ (setas vermelhas), e cristais de dolomita euhedrais. (D) Pelóides e fendas de dissolução, (//P). Observar grumos micríticos (pelóides) pouco individualizados da matriz (setas vermelhas) e fendas de dissolução preenchidas por cimento em mosaico granular fino (seta amarela).

5.1.3 Microfácies MF3-*Grainstone/Packstone* peloidal

Sinonímia: *Packstone/Grainstone* peloidal-intraclástico (Rangel, 2002); *Grainstone* com abundantes bioclastos, pelóides e siliciclásticos, parcialmente dolomitizado (Diaz, 2011).

Diagnose: *Grainstone* a *packstone* peloidal. Subordinadamente ocorrem grãos oolíticos, intraclastos, agregados, oncóides, bioclastos e terrígenos. De granulometria areia fina, bem selecionado, bioturbado. Dolomitização é parcial.

Descrição: Esta microfácies é constituída predominantemente por pelóides, enquanto grãos oolíticos, intraclastos, agregados, oncóides, bioclastos e terrígenos variam de raros a ocasionais. Encontra-se muitas vezes bioturbada. É bem selecionada, de granulometria areia fina, com intraclastos, fragmentos algálicos e oncóides alcançando granulometria areia grossa, arredondada e de moderada esfericidade, o empacotamento é denso, predominando contatos retos e côncavo-convexos.

Os grãos peloidais são de granulometria areia fina, bem selecionados, de formato arredondado a ovalado. Oóides são de granulometria areia fina a média, de núcleo constituído principalmente por pelóides e fragmentos de bivalves, encontram-se intensamente micritizados. Oncóides apresentam núcleo de fragmentos de bivalves, enquanto os intraclastos são de *mudstones* bioclásticos e *packstones* peloidais, ocorrendo também intraclastos de textura estromatolítica. Entre os bioclastos são identificados ocasionalmente foraminíferos miliolídeos (Figura 17-E) e fragmentos de algas vermelhas solenoporáceas, e raros bivalves, ostracodes, foraminífero textularídeo uniserial e biserial, foraminífero bentônico espiralado (Figura 17-E), macroforaminífero aglutinante, gastrópode (Figura 17-B), espinho de equinóide (Figura 17-F), fragmentos de crinóides (Figura 17-D), e fragmentos de algas verdes da família das codiáceas e dasicladáceas. Terrígenos estão presentes em proporções variadas

nos diferentes níveis, constituídos de quartzo e microclina, estes são muito bem selecionados, de granulometria areia fina, subangulosos e de baixa esfericidade (Figura 17-B, C, D e E).

Nas porções onde há ausência de lama carbonática ocorre localmente uma delgada franja isopáca fibrosa, e cimento em mosaico granular fina, precipitado também no interior de bioclastos dissolvidos.

A dolomitização é parcial, texturalmente destrutiva e seletiva, de cristais euhedrais, polinucleados, zonados, de tamanho médio. Os cristais de dolomita ocorrem concentrados em determinadas porções que exibem geometria tubular a arredondada, sugerindo que a dolomitização ocorreu preferencialmente em porções bioturbadas, avançando a partir destas áreas (Figura 17-C). Nas áreas não bioturbadas, os cristais são esparsos e substituem preferencialmente a matriz carbonática, avançando em direção aos grãos. A porosidade é fechada.

Interpretação: Deposição sob a influência de fluxo trativo, em ambiente óxico a sub-óxico.

Discussão: Esta microfácies compõe 6% do perfil sedimentar/estratigráfico, ocorrendo apenas na porção inferior da sucessão. Encontra-se imediatamente sotoposta as lentes dolomíticas (MF1). A presença de escassos oóides, intraclastos e agregados, índice de diversidade relativamente maior que do *wackestone* peloidal (MF2), fauna marinha de salinidade normal, representada por raros fragmentos de crinóide e equinóide, e lama carbonática dispersa ou ausente, indicam um ambiente menos restrito, com correntes periódicas trazendo grãos de origem diversa, capaz de transportar sedimentos finos intersticiais, ou até mesmo retrabalhar o substrato, o que é confirmado por grãos peloidais e terrígenos muito bem selecionados, de granulometria areia fina, demonstrando a atuação de fluxo hidrodinâmico. A bioturbação e intensa micritização sofrida pelos grãos podem indicar baixa taxa de sedimentação, em

ambiente óxico a sub-óxico. Lama carbonática ocorre dispersamente e pode ser resultado da infiltração de lama durante momentos de quiescência, parcial remoção de partículas finas intersticiais e/ou em consequência de bioturbação.

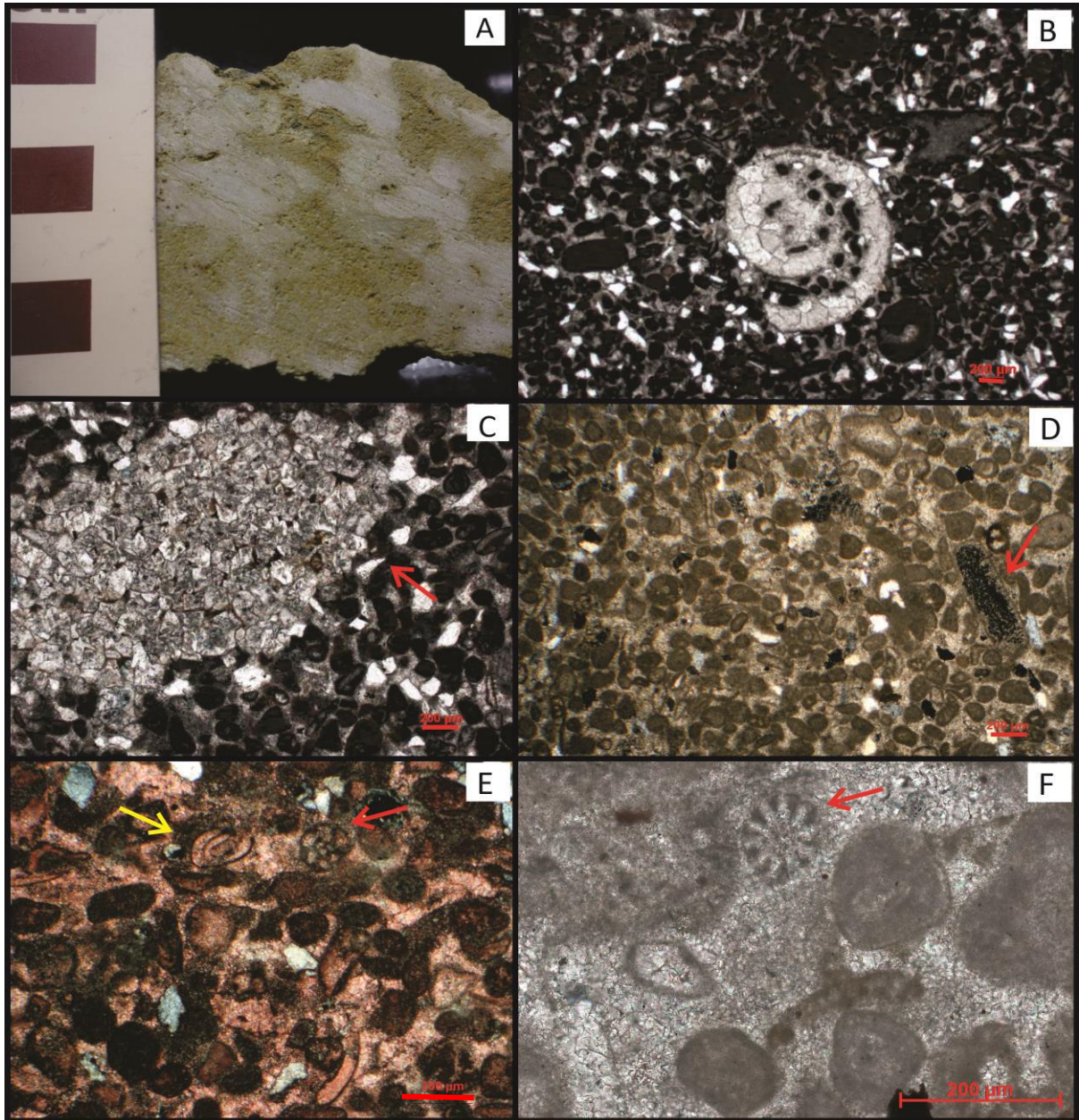


Figura 17 - Foto de detalhe de amostra de mão (A) e fotomicrografia (B, C, D, E, F) representativa da microfácies MF3 (grainstone/packstone peloidal). (A) Foto de detalhe da amostra de mão. Observar porções bioturbadas. (B) Textura geral do grainstone/packstone peloidal, (//P). Observar grãos peloidais e grãos terrígenos de granulometria areia muito fina a fina, bem selecionados, e gastrópode no centro da fotomicrografia. (C) Cristais de dolomita, (XP). Observar cristais de dolomita de cristalinidade média, euhedrais a subhedrais, presente em porção bioturbada. (D) Textura geral do grainstone/packstone peloidal, (XP). Observar grãos peloidais e terrígenos de granulometria areia muito fina, muito bem selecionados, e fragmento de crinóide (seta vermelha). (E) Foraminífero miliolídeo (seta amarela) e foraminífero bentônico espiralado (seta vermelha), (XP). (F) Espinho de equinóide (seta vermelha), (//P).

5.1.4 Microfácies MF4-*Packstone/Grainstone* peloidal oolítico

Sinonímia: *Packstone/Grainstone* peloidal-intraclástico ? (Rangel, 2002); *Grainstone* com oólitos e intraclastos parcialmente dolomitizado (Diaz, 2011).

Diagnose: *Grainstone* a *packstone* peloidal oolítico. Subordinadamente ocorrem intraclastos, bioclastos, agregados e terrígenos. De granulometria areia fina a média, moderadamente bem selecionado, bioturbado. A dolomitização é parcial.

Descrição: Esta microfácies é constituída essencialmente por pelóides e oóides, enquanto intraclastos, bioclastos, agregados e terrígenos variam de raros a ocasionais, encontra-se muitas vezes bioturbada. É moderadamente bem selecionada, de granulometria areia fina a média, com intraclastos e fragmentos algálicos alcançando granulometria areia grossa, arredondada e de moderada esfericidade. O empacotamento é denso, predominando contatos retos e côncavo-convexos. Contatos suturados também estão presentes em menor quantidade.

Os grãos peloidais são de granulometria areia fina a média, muito bem selecionados, de formato arredondado a ovalado. Oóides são de granulometria fina a média, de núcleo constituído principalmente por fragmentos de bivalves, foraminíferos miliolídeos e pelóides. Encontram-se intensamente micritizados, porém, em alguns grãos preserva-se uma microtrama radial (Figura 18-B, D, E e F). Oncóides apresentam núcleo de fragmentos de bivalves. Intraclastos são de *mudstones* bioclásticos, *packstones peloidais*, ocorrendo também intraclastos de textura estromatolítica. Entre os bioclastos são identificados ocasionalmente fragmentos de algas vermelhas solenoporáceas, e raros fragmentos de algas vermelhas coralináceas de estrutura articulada (Figura 18-E), fragmentos de algas verdes dasicladáceas (Figura 18-D) e codiáceas, bivalves, ostracodes, foraminífero textularídeo uniserial e biserial, foraminífero miliolídeo, foraminífero bentônico espiralado, macroforaminífero aglutinante,

gastrópode, espinho de equinóide e fragmentos de crinóides (Figura 18-F). Terrígenos estão presentes ocasionalmente e em proporções variadas nos diferentes níveis, constituídos de quartzo e microclina, estes são moderadamente bem selecionados, de granulometria areia fina a média, subangulosos e de baixa esfericidade.

Nas porções onde há ausência de lama carbonática ocorre localmente uma delgada franja isopáca fibrosa ao redor de aloquímicos. O restante do espaço intergranular é obliterado por cimento em mosaico granular fina, precipitada também no interior de bioclastos dissolvidos, e cimento sintaxial em continuidade ótica com fragmentos de crinóides e espinhos de equinóide (Figura 18-F).

A dolomitização é parcial, texturalmente destrutiva, seletiva, de cristais euhedrais, polinucleados, zonados, de tamanho fino a médio. Os cristais de dolomita ocorrem concentrados em determinadas porções que exibem geometria tubular a arredondada, sugerindo que a dolomitização ocorreu preferencialmente em porções bioturbadas, avançando a partir destas áreas. Nas áreas não bioturbadas, os cristais são esparsos e substituem preferencialmente a matriz carbonática, avançando em direção aos grãos (Figura 18-C).

A porosidade é ruim e dada pela dissolução total ou parcial de cristais de dolomita, gerando respectivamente, porosidade móldica ou intracristalina, e pela dissolução de lâminas em oóides, gerando porosidade intragranular, além de porosidade vugular, a partir de dissolução não seletiva.

Interpretação: Deposição sob a influência de fluxo trativo, em ambiente óxico a sub-óxico.

Discussão: Esta microfácies compõe 11% do perfil estratigráfico, ocorrendo na porção inferior e intermediária do perfil. Índice de diversidade mais alto em comparação com o *wackestone* peloidal (MF2) e presença de biota de ambiente marinho de salinidade normal, tal

como raros fragmentos de crinóides e equinóides, indicam uma boa circulação de água. Bioclastos desarticulados, agregados e intraclastos de origem diversa evidenciam retrabalhamento por ação de ondas e correntes. Oóides de granulometria areia fina a média, por vezes exibindo microtrama radial, podendo ser superficiais, indicam uma origem diferente dos oóides descritos na microfácies *grainstone* oolítico bioclástico intraclástico (MF6), tais oóides, podem ser interpretados como formados em ambiente de energia relativamente mais baixa, capaz de manter em suspensão apenas grãos de tamanho areia fina. A composição do núcleo dado principalmente por bivalves, pelóides e miliolídeos sugere que estes grãos foram formados na interface com a laguna. O alto grau de micritização pode evidenciar baixa taxa de sedimentação. A presença de lama carbonática apenas localmente pode ter sido dada pela infiltração de sedimentos finos durante momentos de quiescência, parcial remoção de partículas finas intersticiais e/ou em consequência de bioturbação.

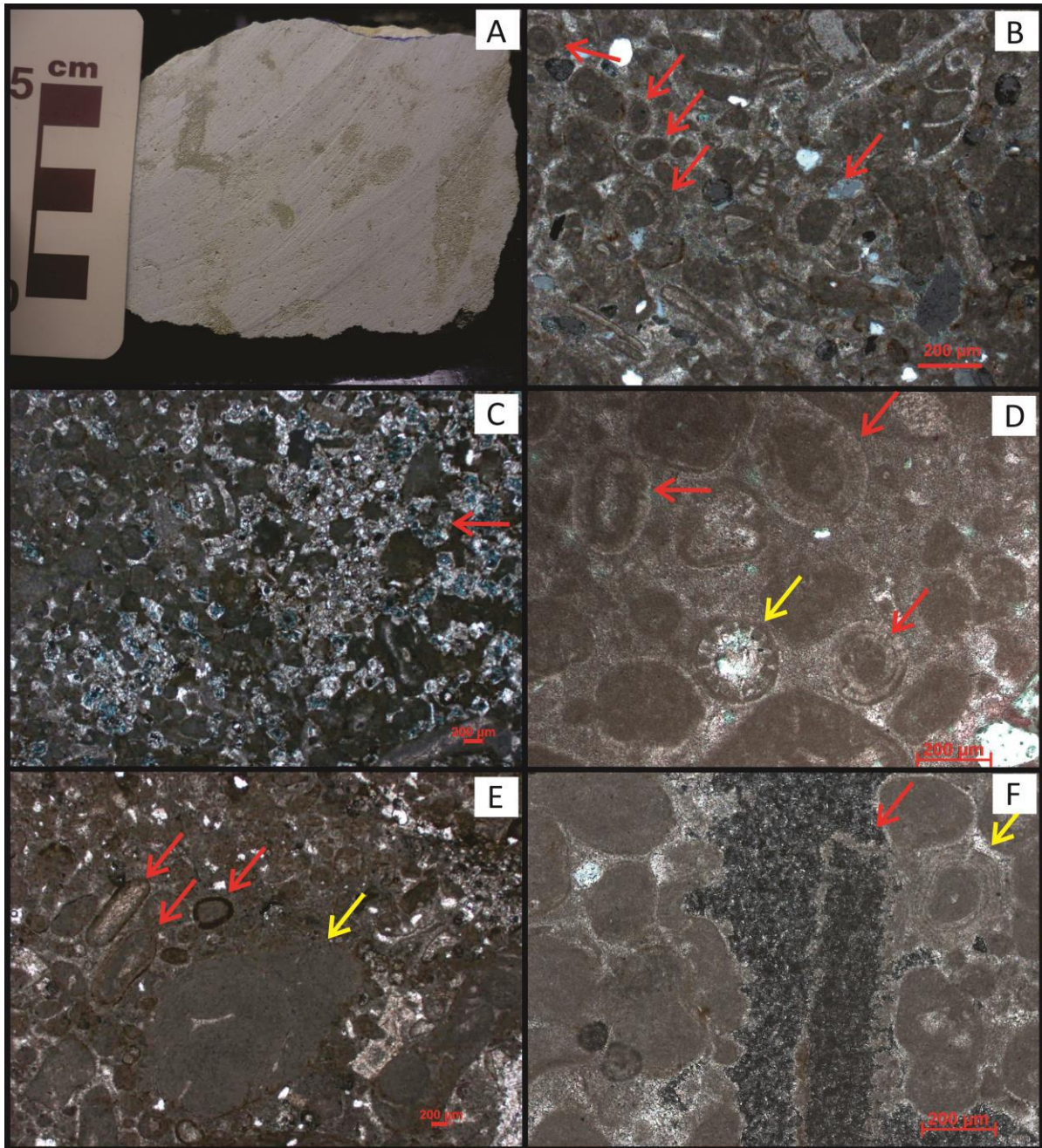


Figura 18 - Foto de detalhe de amostra de mão (A) e fotomicrografia (B, C, D, E, F) representativa da microfácies MF4 (grainstone/packstone peloidal oolítico). (A) Foto de detalhe da amostra de mão. Observar bioturbação. (B) Textura geral do grainstone/packstone peloidal oolítico, (XP). Observar oóides exibindo microtrama radial (setas vermelhas). (C) Cristais de dolomita, (XP). Observar cristais de dolomita de cristalinidade média, euhedrais a subhedrais, substituindo preferencialmente a matriz carbonática e avançando em direção aos grãos. (D) Oóide exibindo microtrama radial (seta vermelha) e fragmento de alga verde da família das dasicladáceas (seta amarela), (XP). (E) Textura geral do grainstone/packstone peloidal oolítico, (XP). Observar oóides (seta vermelha) e fragmento de alga vermelha da família das coralináceas, de estrutura articulada, intensamente micritizado (seta amarela). (F) Fragmento de crinóide e cimento sintaxial, em continuidade ótica com o fragmento (seta vermelha), e oóide (seta amarela), (XP).

5.1.5 Microfácies MF5-*Grainstone/Packstone* peloidal bioclástico intraclástico

Sinonímia: *Grainstone/Packstone* intraclástico-peloidal e *grainstone/packstone* intraclástico (Rangel, 2002); *Rudstone* com fragmentos de algas vermelhas parcialmente dolomitizados (Diaz, 2011).

Diagnose: *Grainstone* a *packstone* peloidal bioclástico intraclástico. Subordinadamente ocorrem oóides, oncóides e terrígenos. Varia de moderadamente bem selecionado a mal selecionado, de granulometria areia fina a grossa, exibindo por vezes uma bimodalidade granulométrica, bioturbado. A dolomitização é parcial.

Descrição: Microfácies composta essencialmente por pelóides, bioclastos e intraclastos, enquanto grãos oolíticos e oncóides variam de raros a ocasionais. Agregados, lama carbonática e terrígenos estão raramente presentes. Observa-se bioturbação. Em apenas um nível foi descrito em campo estratificação cruzada acanalada. Varia de moderadamente selecionada a mal selecionada, de granulometria areia fina a grossa para grãos peloidais e areia grossa a grânulo para intraclastos, fragmentos algálicos e oncóides, exibindo por vezes uma bimodalidade granulométrica (Figura 19-C e D). O empacotamento varia de frouxo/denso a denso, no primeiro caso predomina contatos pontuais e retos, enquanto no segundo ocorrem contatos retos, côncavo-convexos e por vezes suturados, este último presente principalmente no contato entre intraclastos e fragmentos algálicos. Predomina a textura de *grainstone*, porém, em alguns níveis observa-se *grainstones* a *packstones*. Intensamente micritizado.

Os pelóides são de granulometria areia fina a grossa, moderadamente bem selecionados, subarredondados. Como se observa uma variedade granulométrica, estes podem estar associados a diferentes origens, tal como oóides e fragmentos algálicos micritizados e

intraclastos de *mudstones*, que sofreram abrasão (Figura 19-B). Os intraclastos são de subarredondados a arredondados, de granulometria grossa a grânulo, de composição variada, incluindo *mudstones* bioclásticos, *packstones* peloidais e *grainstones* oolíticos. Estes últimos exibem por vezes uma espessa franja isópaca fibrosa (Figura 20-C). Oóides são de granulometria média e de núcleo variado, incluindo pelóides, fragmentos de bivalves, foraminífero miliolídeo e fragmentos de crinóide e equinóide. Oncóides são de granulometria grossa a grânulo, predominando núcleo de fragmento de bivalves. Entre os bioclastos foram identificados de maneira frequente fragmentos de algas vermelhas solenoporáceas (Figura 19-D), enquanto miliolídeos, amonóides e fragmentos de algas vermelhas coralináceas de estrutura articulada variam de ocasionais a raros nos diferentes níveis. Bivalves, gastrópodes, macroforaminífero aglutinante, foraminífero textularídeo uniserial e biserial, ostracode, fragmentos de algas verdes dasicladáceas e codiáceas (Figura 19-B), fragmentos de crinóides e espinho de equinóides são raramente encontrados. Localmente foram observadas algas azul-verdes da família das girvanellas (Figura 20-D). Quando presentes os terrígenos são de areia média a muito grossa, compostos por grãos de quartzo e microclina. Variam de bem selecionados a moderadamente selecionados, subangulosos e de baixa esfericidade.

A dolomitização é parcial, texturalmente destrutiva, não seletiva, de cristais euhedrais, polinucleados, zonados, de cristalinidade média. Os cristais de dolomita ocorrem concentrados em determinadas porções, realçando bioturbações. Estes substituem preferencialmente a matriz carbonática avançando em direção aos grãos. Alguns aloquímicos foram totalmente substituídos por dolomita.

Nas porções livres de lama carbonática há por vezes cimentação por uma franja isópaca fibrosa. Ocorre também cimento syntaxial associado a fragmentos de crinóide e equinóide e um mosaico granular fina obliterando o restante da porosidade, ocorrendo

também no interior de bioclastos dissolvidos.

A porosidade é ruim, formada a partir da dissolução de cristais de dolomita, gerando porosidade móldica, e também pela dissolução não seletiva, avançando a partir dos cristais de dolomita, gerando porosidade vugular.

Interpretação: Deposição sob a influência de fluxo trativo, de alta energia e de caráter episódico (durante períodos de tempestade), em ambiente óxico a sub-óxico.

Discussão: Esta microfácies ocorre na porção inferior e intermediária do perfil sedimentar/estratigráfico, totalizando 22% da sucessão sendo, portanto, de alta representatividade. Lama carbonática apenas localmente e dispersamente, grãos aloquímicos de diferentes origens e a abundância de intraclastos e bioclastos desarticulados evidenciam ambiente de alta energia e retrabalhamento de sedimentos por ação de ondas e correntes. A porção de oóides variando de raros a ocasionais pode indicar um afastamento em relação aos bancos carbonáticos oolíticos, representando porções mais distais comparativamente ao *grainstone* oolítico bioclástico intraclástico (MF6). Na porção inferior do perfil predomina biota de característica semelhante àquela da laguna semi-restrita, tais como foraminífero miliolídeo e textularídeo, refletindo a proximidade com este ambiente, já na porção intermediária predomina uma biota de ambiente marinho de salinidade normal tal como amonóides, fragmentos de equinóide e crinóide, e mais alto índice de diversidade, demonstrando um ambiente gradativamente mais aberto. Lama carbonática presente de maneira esparsa pode indicar infiltração de sedimentos finos durante momentos de quiescência, parcial remoção de partículas finas e/ou em consequência de bioturbação. Tais evidências sugerem variação do nível de energia do ambiente, e eventos de caráter episódico.

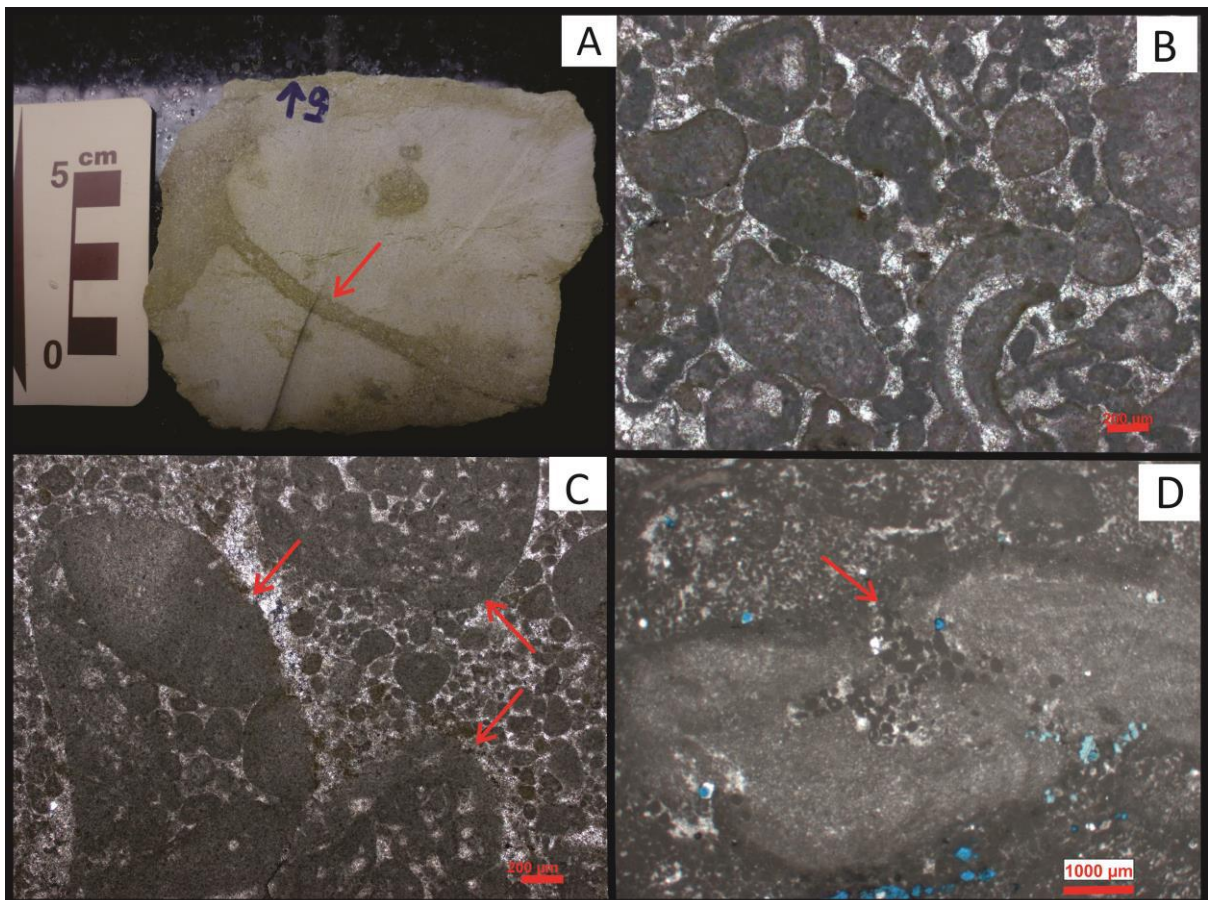


Figura 19 - Foto de detalhe de amostra de mão (A) e fotomicrografias (B, C, D) representativas da microfácies MF5 (grainstone/packstone peloidal bioclástico intraclástico). (A) Foto de detalhe da amostra de mão. Observar bioturbações realçadas por efeito da dolomitização, exibindo uma tonalidade acinzentada (seta indica bioturbação). (B) Textura geral do grainstone/packstone peloidal bioclástico intraclástico (MF5), (XP). Observar grãos peloidais subarredondados e de granulometria areia grossa a grânulo, sugerindo origem variada para estes grãos peloidais, tal como intraclastos de mudstones e fragmentos algálicos micritizados. (C) Textura geral do grainstone/packstone peloidal bioclástico intraclástico (MF5), (XP). Observar intraclastos de grainstone/packstone, de granulometria grânulo a seixo fino, de composição semelhante à microfácies MF5, inseridos em uma matriz peloidal, de granulometria areia fina a média, conferindo uma bimodalidade granulométrica. (D) Alga vermelha da família das solenoporáceas, (//P). Observar fragmentos de alga vermelha da família das solenoporáceas, inserida em uma matriz de grãos peloidais de granulometria areia muito fina a fina, conferindo uma bimodalidade granulométrica (seta vermelha).

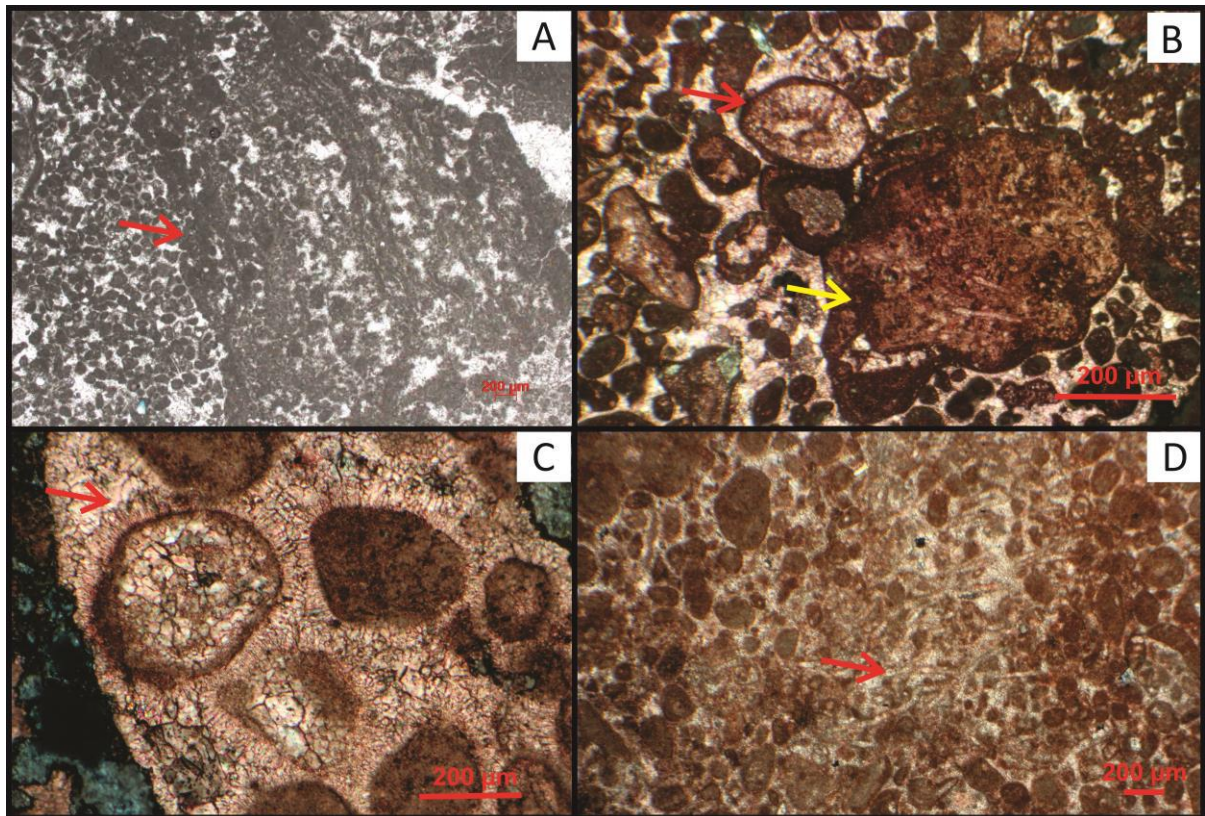


Figura 20 - Fotomicrografia (A, B, C, D) representativas da microfácies MF5 (grainstone/packstone peloidal bioclástico intraclástico). (A) Intraclasto de textura estromatolítica, (//P). Observar intraclasto de textura estromatolítica inserido em uma matriz de grãos peloidais de granulometria areia fina. (B) Fragmentos de algas verdes das famílias das dasicladáceas (seta vermelha) e codiáceas, provavelmente do gênero *halimeda*, (seta amarela), (XP). (C) Intraclastos de grainstone exibindo cimentação em franja isópaca fibrosa (seta vermelha), precipitada precocemente em ambiente diagenético marinho freático (cimento sin-sedimentar), (XP). (D) Algas filamentosas, (//P). Observar algas filamentosas, provavelmente cianobactérias da família das girvanelas (seta vermelha indica os filamentos).

5.1.6 Microfácies MF6-Grainstone oolítico bioclástico intraclástico

Sinonímia: *Grainstone* oolítico-peloidal-intraclástico (Rangel, 2002); *Grainstone* com oólitos, intraclastos e pelóides (Diaz, 2011).

Diagnose: *Grainstone* oolítico bioclástico intraclástico. Subordinadamente ocorrem agregados, pelóides e oncóides. De granulometria areia média a grossa, bem selecionado, não sendo observada bioturbação. Em campo foi descrita estratificação cruzada acanalada.

Descrição: Microfácies composta essencialmente por oóides, ocasionalmente bioclastos, agregados (Figura 21-C e D), intraclastos e pelóides, raros oncóides (Figura 21-D) e terrígenos, não observa-se bioturbação e o grau de micritização dos grãos é variável (Figura 21-B). Foram descritas em campo estratificação cruzada acanalada de médio porte, presente em algumas camadas. Em campo também foram identificadas localmente bioacumulações de ostreídeos. Bem selecionada, de granulometria areia média a grossa, arredondada e de alta esfericidade. O empacotamento varia de frouxo a denso. No primeiro caso predominam os contatos pontuais, enquanto no segundo são frequentes contatos retos e secundariamente suturados.

Os oóides são de granulometria areia média a grossa, de alta esfericidade, com núcleos de pelóides, bivalves, gastrópodes, fragmentos de crinóide e equinóide (Figura 21-B, C e D). Entre os bioclastos identifica-se ocasionalmente macroforaminífero aglutinante (Figura 22-C), enquanto bivalves, fragmentos de algas vermelhas solenoporáceas e coralináceas de estrutura articulada (Figura 22-A), fragmentos de algas verdes dasicladáceas (Figura 26-D) e codiáceas, foraminífero miliolídeo, foraminífero textularídeo uniserial e biserial, fragmento de crinóides e espinho de equinóides (Figura 22-B e D), são encontrados apenas raramente. Os intraclastos são de *grainstones* oolíticos. Pelóides são de granulometria areia média e subarredondados. Grãos terrígenos, quando presentes, são de granulometria areia média a areia fina, bem selecionados, subangulosos e de baixa esfericidade.

É possível identificar em algumas porções cimento em franja isópaca fibrosa. Este cimento é mais espesso em determinados níveis, enquanto em outras é delgado. Sua presença parece controlar o empacotamento da microfácies, sendo frouxo quando há uma franja espessa, e denso quando esta é delgada ou ausente. Ocorre cimento sintaxial em continuidade ótica com fragmentos de crinóide e equinóide. O restante do espaço poroso é obliterado por

cimento de mosaico granular fino, presente também em bioclastos dissolvidos.

Em alguns níveis há moldes de cristais romboédricos, provavelmente cristais de dolomita que foram dissolvidos, estes são euhedrais e de tamanho médio, são encontrados de maneira muito esparsa na microfácies e substituindo apenas os grãos intensamente micritizados.

A porosidade é ruim, dada pela dissolução completa de cristais de dolomita, gerando porosidade móldica, ou dissolução de lâminas em oóide, gerando porosidade intragranular.

Interpretação: Complexo de bancos carbonáticos oolíticos.

Discussão: Esta microfácies compõe 17% do perfil estratigráfico, estando presente apenas na porção superior da sucessão. A biota estenohalina composta por fragmentos de crinóides e equinóides e o alto índice de diversidade indicam ambiente marinho aberto. A ausência de lama carbonática, a variedade de grãos aloquímicos de diferentes origens e a abundância de bioclastos desarticulados evidenciam o retrabalhamento dos sedimentos por ação de ondas e correntes. Oóides de granulometria areia média a grossa, de alta esfericidade, com núcleos de fragmentos de crinóides e equinóides, bivalves e pelóides, e intraclastos de *grainstone* oolítico mostram a proximidade com ambiente de energia alta e constante, tal como crista de bancos carbonáticos oolíticos. Estratificação acanalada de médio porte, descrita em campo, confirma a sedimentação adjacente ou em bancos carbonáticos ativos. A cimentação em espessa franja isópaca fibrosa, típica de ambiente marinho freático, confirma a boa circulação e sugere uma baixa taxa de sedimentação. A formação de *hardgrounds* permite o estabelecimento de uma comunidade bentônica fixadora que não poderia sobreviver em substrato instável, exemplificada pelos níveis de bioacumulação de ostreídeos. A presença de níveis de intensa cimentação precoce, com bioacumulação de ostreídeos *in-situ* sugere que a migração do leito

não foi contínua e que o nível de energia do ambiente era variável, confirmada também pelos ocasionais agregados.

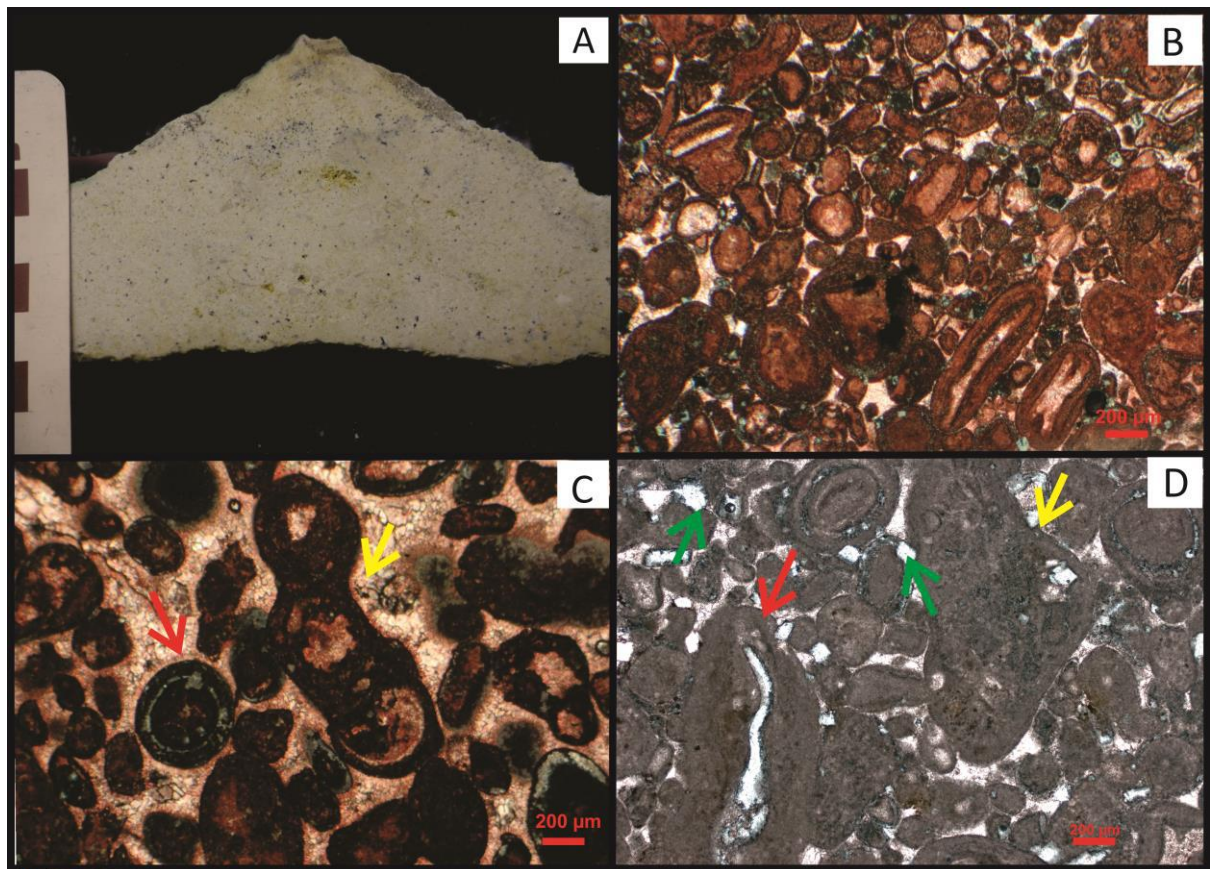


Figura 21 - Foto de detalhe de amostra de mão (A) e fotomicrografia (B, C, D) representativas da microfácies MF6 (grainstone oolítico bioclástico intraclástico). (A) Foto de detalhe da amostra de mão. (B) Textura geral do grainstone oolítico bioclástico, (//P). Observar oóides de granulometria areia grossa. (C) Textura geral do grainstone oolítico bioclástico intraclástico, (//P). Observar oóides de granulometria areia grossa e dissolução de lâminas no interior de oóides, gerando porosidade intragranular (seta vermelha), e grão agregado (seta amarela). (D) textura geral do grainstone oolítico bioclástico intraclástico, (//P). Observar oncóide de núcleo constituído por bivalve, a concha de bivalve encontra-se dissolvida gerando porosidade intragranular (seta vermelha). Observar agregado (seta amarela) e moldes de cristais de dolomita (seta verde), a dolomitização é bastante dispersa e ocorre apenas sobre aloquímicos.

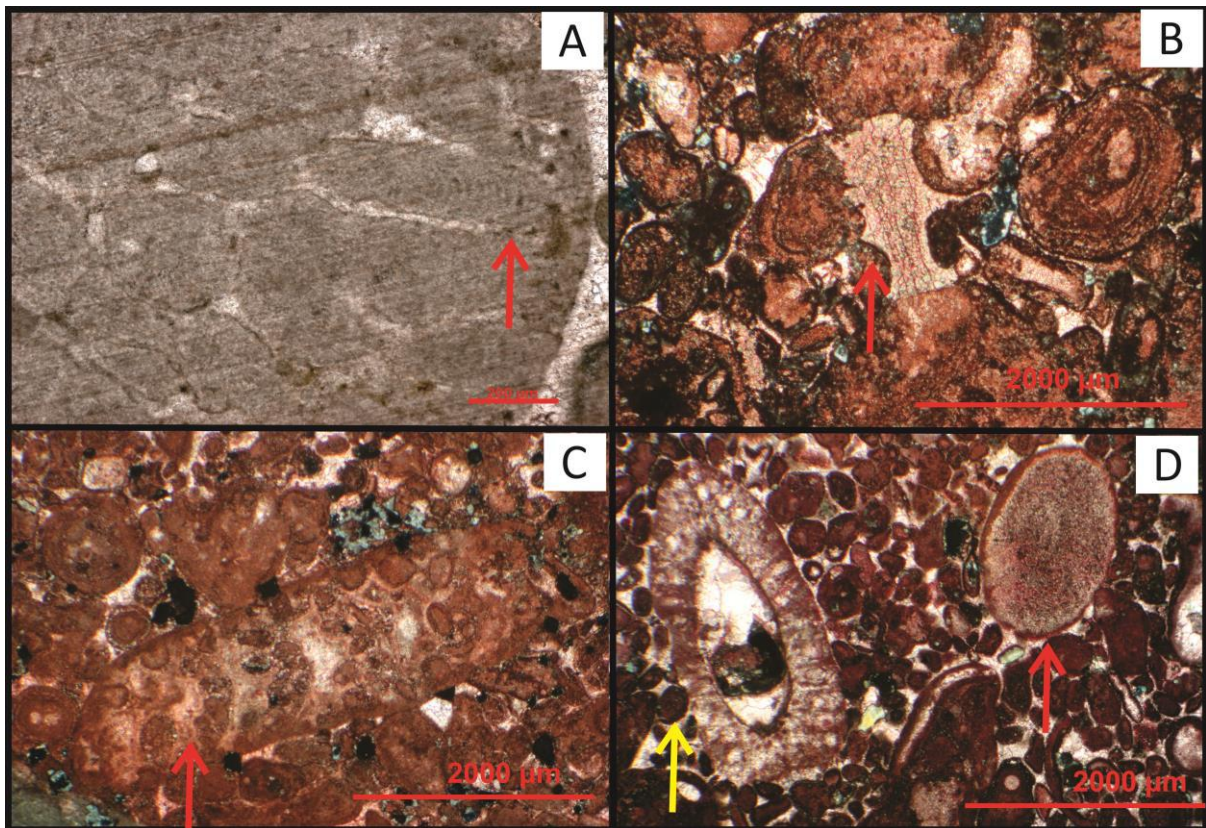


Figura 22 - Fotomicrografia (A, B, C, D) representativas da microfácies MF6 (grainstone oolítico bioclástico intraclástico). (A) Alga vermelha da família das coralináceas, (//P). Observar detalhe de fragmento de alga vermelha articulada da família das coralináceas, apesar da forte micritização, ainda é possível identificar estrutura interna (seta vermelha) (B) Espinho de equinóide e cimento syntaxial, (XP). Observar espinho de equinóide e cimento syntaxial, em continuidade ótica com o fragmento (seta vermelha). (C) Macroforaminífero aglutinante, (XP). Observar macroforaminífero aglutinante e cimento isópaco fibroso no interior do bioclastos (seta vermelha), precipitado precocemente em ambiente diagenético marinho freático (sin-sedimentar). (D) Fragmento de alga verde da família das dasicladáceas e fragmento de crinóide, (XP). Observar fragmento de alga verde da família das dasicladáceas (seta amarela) e fragmento de crinóide (seta vermelha), este último não exhibe cimento syntaxial, provavelmente devido à presença de envelope micrítico.

5.2 Aspectos diagenéticos

Serão expostos nesta seção os principais eventos diagenéticos identificados na sucessão carbonática estudada, apresentados segundo os regimes diagenéticos propostos por Machel (1999) e por Choquette & Pray (1970). Os processos incluem micritização, cimentação,

neomorfismo, dolomitização, dissolução e compactação, que serão detalhados a seguir.

Cimentação é o processo de precipitação de cristais no espaço poroso a partir de uma solução supersaturada em relação à determinada fase mineral. Aragonita, calcita com alto teor de magnésio, calcita com baixo teor de magnésio e dolomita são as principais fases precipitadas e cada um desses minerais ocorre em ambientes diagenéticos específicos e possui uma forma cristalográfica característica, havendo sobreposições. Assim, a classificação dos cimentos foi feita segundo a sua morfologia e a partir desta foram realizadas inferências quanto à sua composição original e seu provável ambiente de precipitação. Os tipos texturais identificados foram cimento isópaco fibroso em franja, cimento micrítico, cimento sintaxial, cimento isópaco prismático equigranular em franja, cimento em mosaico granular fino e cimento blocoso.

5.2.1 Regime diagenético próximo à superfície/ Eogênese

Como os sedimentos carbonáticos da Formação Riachuelo foram depositados em ambiente marinho, a água do mar foi a primeira a afetar os sedimentos, sendo identificados processos típicos deste ambiente, incluindo a micritização e cimentação marinha.

5.2.1.1 Micritização

O processo de micritização envolve a infestação de grãos carbonáticos por uma série de organismos perfurantes, tais como algas endolíticas, fungos e bactérias, e o preenchimento destes buracos por cimento ou sedimentos finos. No caso das perfurações estarem restritas apenas a superfície do grão, desenvolve-se um envelope micrítico. Se a infestação é intensa e prolongada, o grão inteiro pode ser transformado em calcita microcristalina, com pouco ou nenhuma preservação da textura original, e nesse caso, o grão passa a ser denominado pelóide (JAMES & CHOQUETTE, 1983). Este processo é predominante em áreas protegidas, onde a

água dos poros é mais estagnada, ocorrendo cimentação apenas em escala local (TUCKER & WRIGHT, 1990)

A micritização é um evento comumente observado nas lâminas estudadas, sendo intenso nas microfácies MF2, MF3 e MF4. Nas microfácies MF5 e MF6 o grau de micritização é bastante variável (Figura 23 e 24).

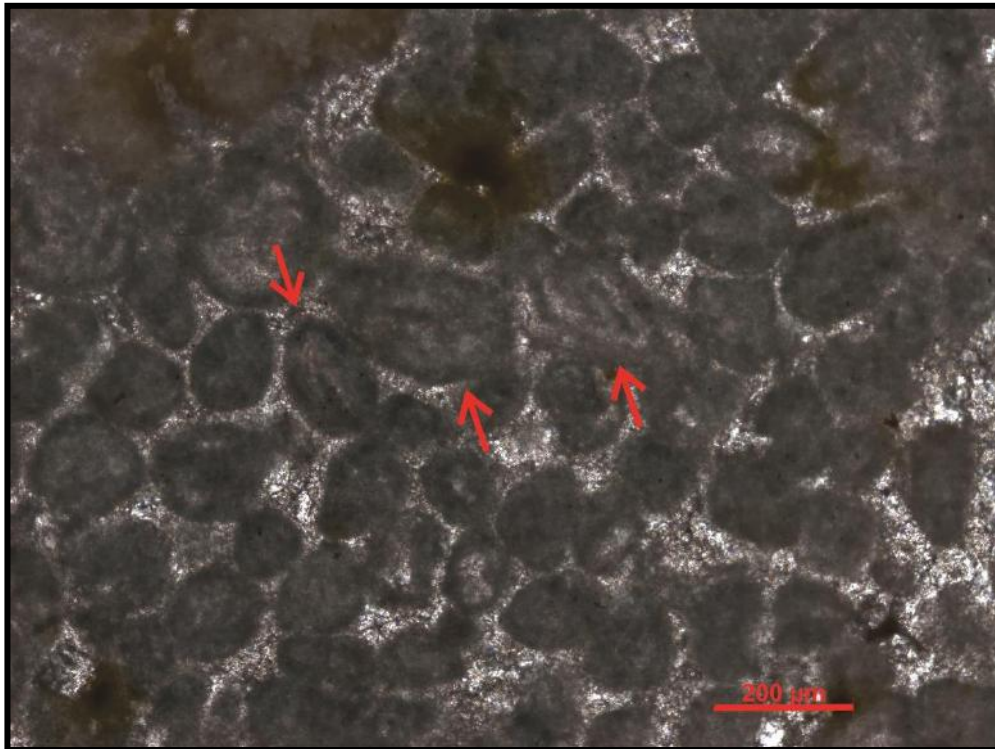


Figura 23 - Fotomicrografia do grainstone/packstone peloidal (MF3), (XP). O intenso grau de micritização dos grãos dificulta a identificação dos mesmos e devido à falta de estrutura interna estes são classificados como pelóides, termo descritivo para designar grãos compostos por carbonato criptocristalino. A seta vermelha aponta para grãos que apesar da forte micritização, apresentam estrutura interna preservada, estes foram identificados como foraminífero bentônico da família dos miliolídeos.

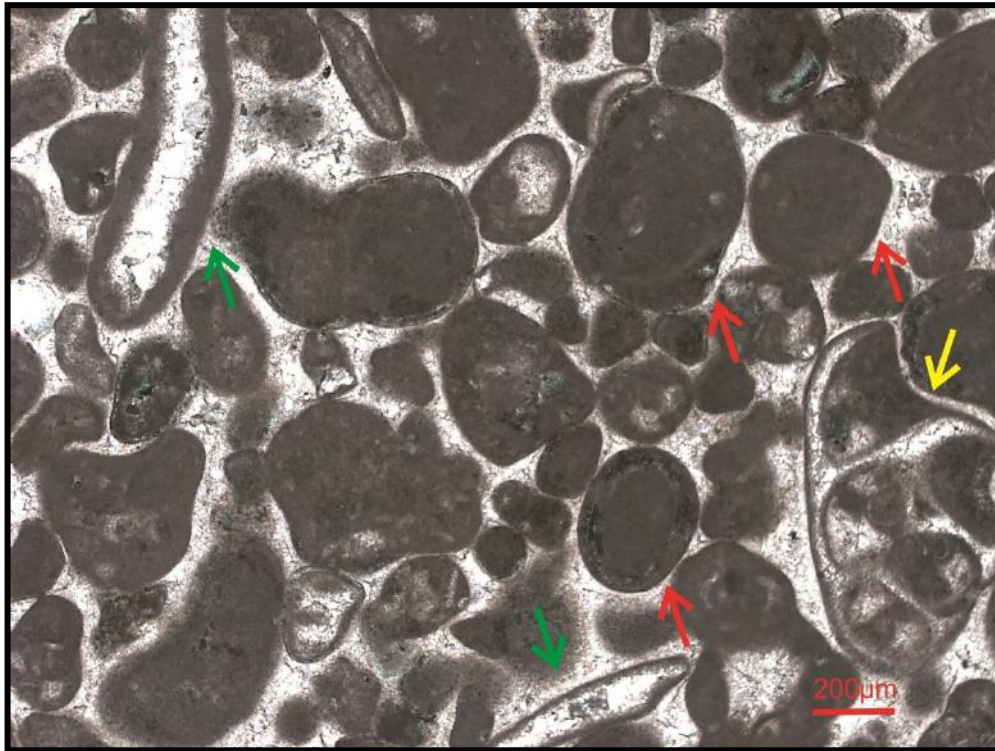


Figura 24 - Fotomicrografia de grainstone oolítico bioclástico intraclástico (MF6), (//P). Observar o intenso grau de micritização de oóides, o que causou a obliteração de sua microestrutura interna (setas vermelhas). Estes são reconhecidos através da alta esfericidade e pela presença de lâminas concêntricas ainda preservadas. Seta amarela aponta para fragmento de gastrópode e setas verdes para fragmentos de bivalves. As conchas foram dissolvidas e preenchidas por cimento granular fino, sendo possível reconhecer os bioclastos devido à presença de envelope micrítico, mais resistente a dissolução que o próprio grão.

5.2.1.2 Cimentação em ambiente diagenético marinho freático

Segundo Tucker & Wright (1990) cimentação marinha tende a ocorrer em áreas que exibem forte atividade de ondas e correntes, e onde a taxa de sedimentação é baixa. A mineralogia aragonita e calcita com alto teor de magnésio é favorecida em consequência da presença de íons Mg^{+2} , que apresenta um efeito cinético inibidor em relação à precipitação de calcita com baixo teor de magnésio. Ao se precipitar no espaço intergranular, formam-se superfícies denominadas *hardgrounds*, que normalmente se desenvolvem logo abaixo do fundo marinho, onde grãos não são frequentemente movimentados, mas a circulação de água

é constante. A partir da ação de tempestades, de ondas ou organismos incrustantes, fragmentos de *hardgrounds* podem ser arrancados gerando intraclastos. Cimentação incipiente pode ocorrer em áreas protegidas, gerando grãos denominados agregados.

5.2.1.2.1 Cimento isópaco fibroso em franja

O cimento isópaco fibroso é caracterizado por cristais exibindo alongação perpendicular ao substrato, de formato acicular ou colunar (razão comprimento/largura > 6:1, largura > 10 μ m), de cristalinidade fina a média. Segundo Flügel (2010) a mineralogia original é de aragonita ou de calcita com alto teor de magnésio, precipitado predominantemente em ambiente marinho freático.

Este cimento ocorre majoritariamente na microfácies MF6 e quando presente parece controlar a trama da rocha, que exhibe empacotamento frouxo e contatos pontuais, refletindo a precipitação precoce, inibindo a compactação física (Figura 25). Além disso, ocorrem intraclastos de *grainstones* oolíticos cimentados por cimento isópaco fibroso em franja, confirmando a precipitação precoce. Nas microfácies MF5, MF4 e MF3 o cimento isópaco fibroso em franja está presente apenas localmente.

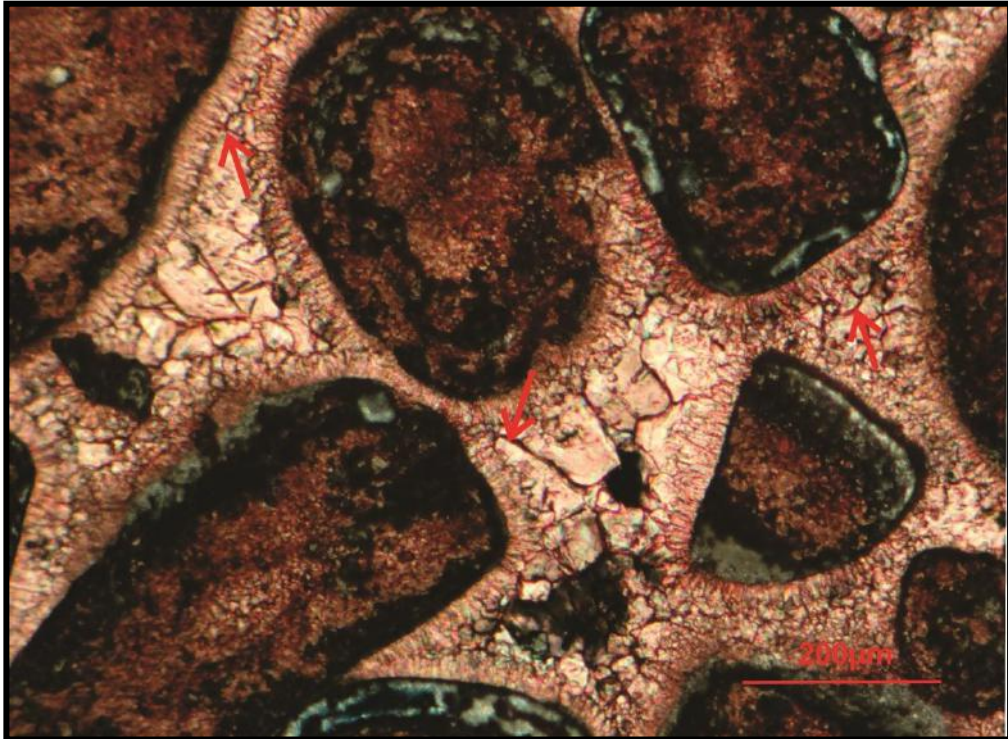


Figura 25 - Fotomicrografia do grainstone oolítico bioclástico intraclástico (MF6), (XP). Observar cimento isópaco fibroso em franja precipitado no espaço poroso intergranular (setas vermelhas). Este cimento é interpretado como precipitado em ambiente diagenético marinho freático.

5.2.1.2.2 Cimento micrítico

O cimento micrítico é a forma cristalina mais comum entre os cimentos de composição calcítica com alto teor de magnésio e ocorre como cristais rômicas microcristalinos. Este pode apresentar-se como finas crostas ao redor de partículas, com apenas dezenas de micrômetros de espessura, até o preenchimento completo do espaço poroso. Embora micrita seja mais facilmente reconhecida como cimento em casos em que esta ocorre circundando partículas ou vazios, se os poros são totalmente preenchidos é impossível a distinção entre cimento e lama carbonática (JAMES & CHOQUETTE, 1983).

A identificação do cimento micrítico nas rochas estudadas é bastante dificultada devido à falta de evidências que confirmem a origem da micrita, assim, este cimento foi

interpretado como tal apenas no caso de aloquímicos denominados agregados, presentes predominantemente nas microfácies MF5 e MF6, e raramente nas demais microfácies (Figura 26).

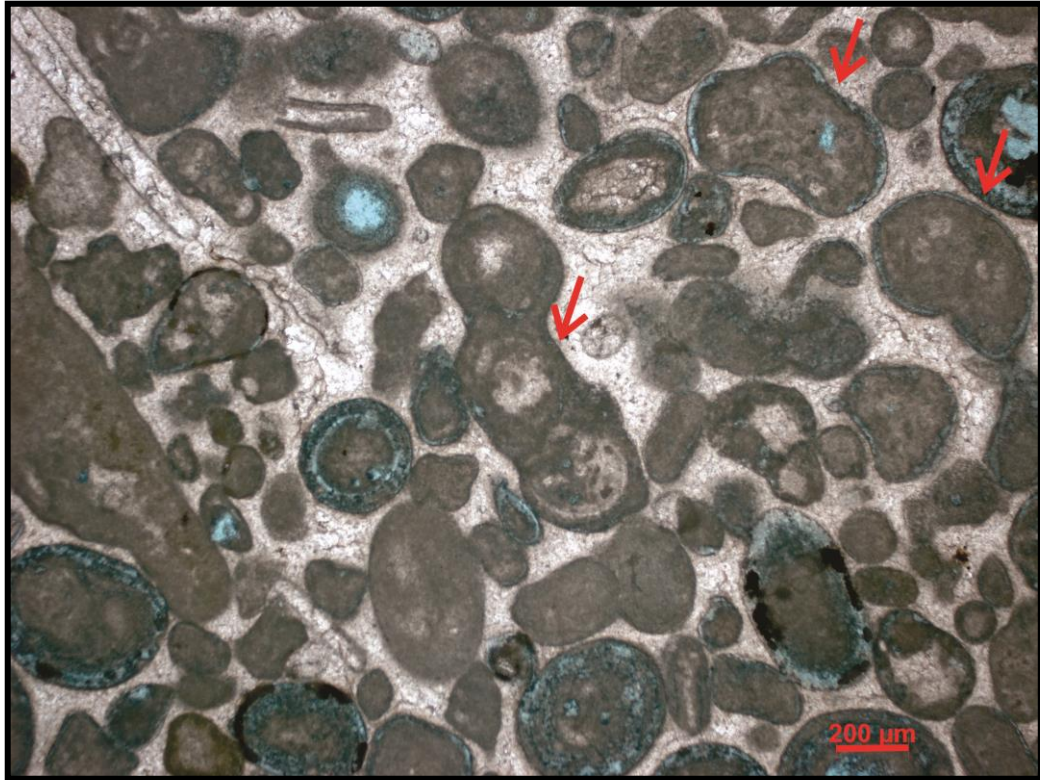


Figura 26 - Fotomicrografia do grainstone oolítico bioclástico intraclástico (MF6), (//P). Observar cimento micrítico aglutinando grãos oolíticos e peloidais originalmente separados (setas vermelhas). A formação de agregados procede sob condições marinhas rasas, em locais onde a ação de ondas e correntes não são suficientemente fortes para suspender grãos de tamanho areia, permitindo a estabilização das partículas e precipitação de cimento. Em evento posterior estes grãos são remobilizados.

5.2.2 Regime diagenético de soterramento raso/ Eogênese

Segundo Machel (1999) ocorre neste regime a compactação física dos sedimentos. Desta forma aqueles processos identificados em lâminas delgadas que pós datam a compactação física, mas que precedem a compactação química serão descritos a seguir, estes incluem dolomitização, dissolução, cimentação e neomorfismo.

Os processos de dissolução, neomorfismo e a morfologia dos cimentos, incluindo cimento sintaxial, cimento isópaco prismático equigranular em franja e cimento em mosaico granular fino, apontam para diagênese em ambiente meteórico freático.

5.2.2.1 Compactação física

Conforme os sedimentos sofrem compactação física eles perdem água, tem sua porosidade reduzida, diminuem em espessura e sofrem rearranjos e modificações na sua trama.

Sedimentos lamosos podem ter sua porosidade reduzida em 50-60% do volume original de poros. As feições comumente observadas são bioturbações e gretas de ressecamento esmagadas; e grãos reorientados e colocados a maiores proximidades de outras partículas rígidas (JAMES & CHOQUETTE, 1987; TUCKER & WRIGHT, 1990).

No caso de rochas clasto suportadas, à medida que o soterramento avança, a pressão é aplicada no contato entre os grãos e é acomodada através de fraturas ou deformação das partículas. Ocorre a deformação plástica de grãos macios como pelóides, e fraturamento de grãos rígidos e até mesmo de cimento precipitado precocemente. No caso de cimentação precoce considerável a compactação física pode ser impedida (JAMES & CHOQUETTE, 1987; TUCKER & WRIGHT, 1990).

A compactação física é evidente em quase todas as microfácies, sobretudo naquelas de textura granular. As microfácies MF3, MF4 e MF5 exibem empacotamento denso e os contatos entre grãos são retos ou côncavo-convexos (Figura 27). Em determinados níveis da microfácies MF6, onde há espessa franja isopaca fibrosa, o empacotamento é frouxo e os contatos são pontuais, em consequência da cimentação precoce no regime próximo à

superfície. Ocorrem bioclastos, oóides e oncóides fragmentados e envelopes micríticos colapsados (Figura 28 e 29).

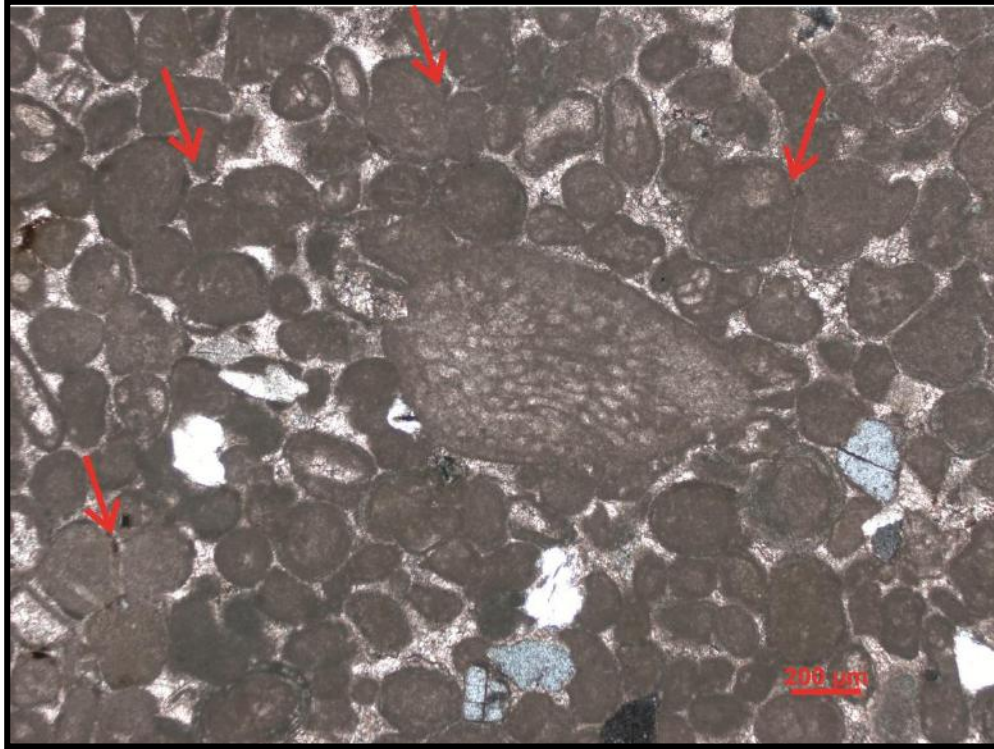


Figura 27 - Fotomicrografia do grainstone oolítico bioclástico intraclástico (MF6), (XP). Em determinada nível da microfácies MF6, onde o cimento isopaco fibroso em franja é ausente ou delgado, o empacotamento é denso e o contato entre os grãos é reto ou côncavo-convexo (setas vermelhas), por efeito da compactação física da rocha.

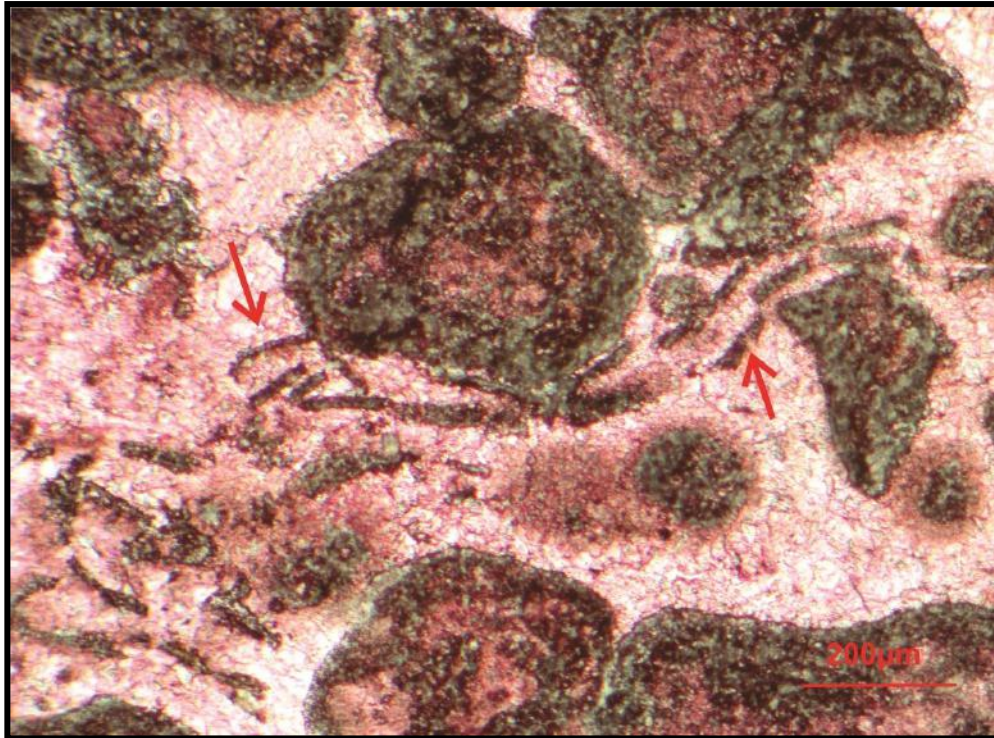


Figura 28 - Fotomicrografia do grainstone/packstone peloidal bioclástico intraclástico (MF5), (//P). Observar envelopes micríticos colapsados por efeito da compactação física (seta vermelha). O cimento granular fino precipitado no interior e exterior do bioclasto mostra continuidade e, portanto pós data a compactação e fragmentação.

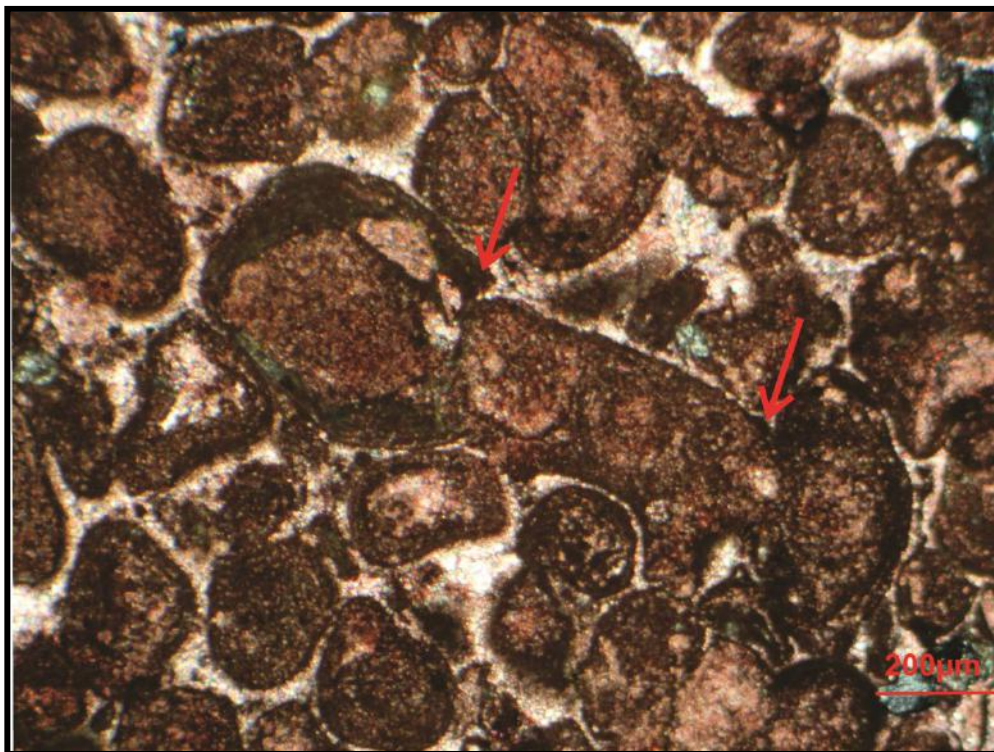


Figura 29 - Fotomicrografia de packstone/grainstone peloidal oolítico (MF5), (XP). Observar grão oncolítico com o cortex fragmentado por efeito da compactação física (setas vermelhas), novamente pode se observar que o cimento granular fino pós data a compactação física.

5.2.2.2 Dolomitização

O processo de dolomitização, já descrito na seção 4.2.4, foi identificado em todas as microfácies. Na microfácies MF1 a dolomitização é total e texturalmente destrutiva, polimodal, formando um mosaico de cristais finamente cristalinos a médio, zonados, e de *fabric* suhedral a anhedral (Figura 33). Nas microfácies MF2, MF3, MF4 e MF5 ocorre dolomitização parcial, texturalmente destrutiva, seletiva, de cristais euhedrais, polinucleados, zonados, polimodal, de tamanho variando entre finamente cristalino a grosso (Figura 30, 31 e 32). A dolomitização ocorre em porções bioturbadas, avançando a partir destas áreas. Nas áreas não bioturbadas os cristais de dolomita substituem preferencialmente a matriz carbonática, que está presente apenas localmente nas microfácies MF3, MF4 e MF5 (Figura 32). Na microfácies MF6 cristais de dolomita, quando presente, são extremamente esparsos, de tamanho médio, euhedrais, substituindo grãos micritizados.

Em catodoluminescência os cristais exibem intensa luminescência, de tonalidade alaranjada, característico do regime de soterramento raso a intermediário (Figura 31). Os diferentes níveis de dolomito e rochas parcialmente dolomitizadas analisados em CL, apresentam luminescência de intensidade semelhante, o que pode indicar que os cristais foram precipitados sob as mesmas condições físico-químicas.

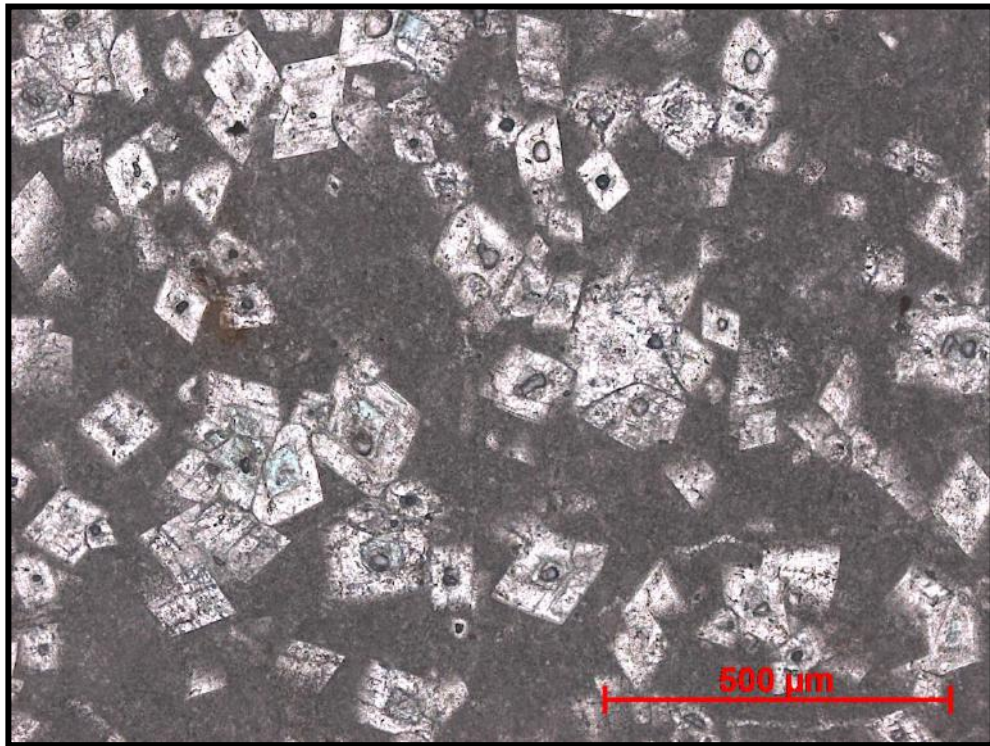


Figura 30 - Fotomicrografia do wackestone peloidal, (//P) (MF2). Observar cristais de dolomita euhedrais, zonados, apresentando núcleos escuros, ricos em inclusões, por vezes dissolvidos, gerando porosidade intracristalina.

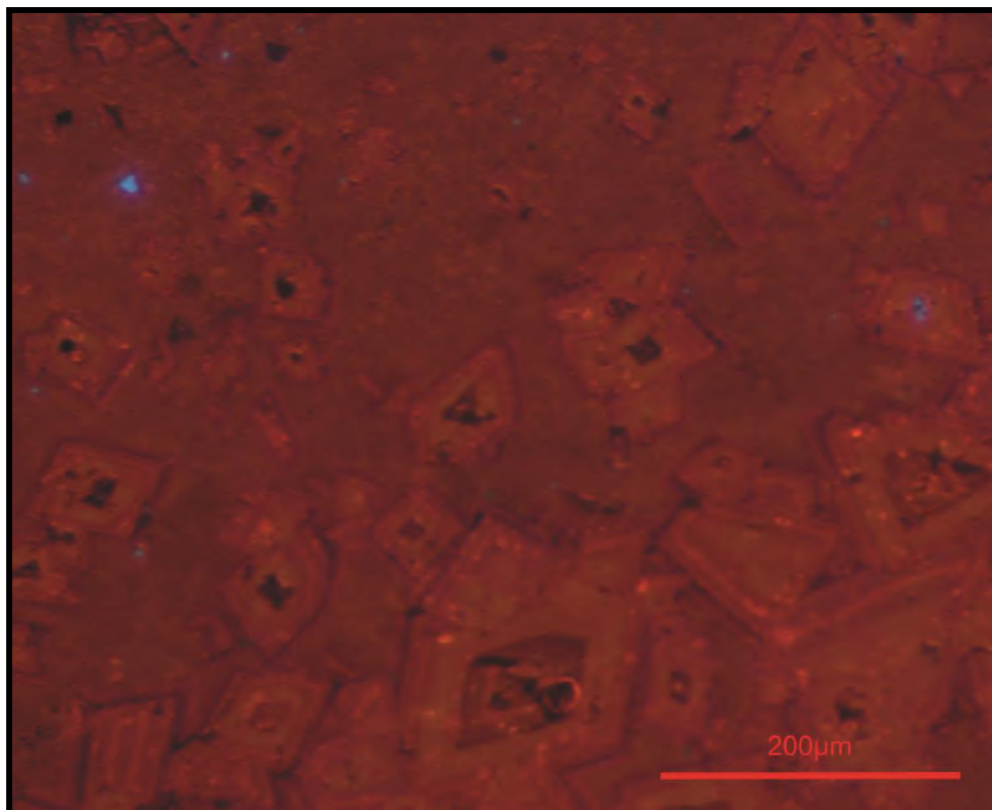


Figura 31 - Fotomicrografia sob catodoluminescência do wackestone peloidal, (MF2). Os cristais de dolomita são intensamente luminescentes, alaranjados, e exibem um zoneamento que reflete variação composicional do cristal. A intensa luminescência é associada a cristais com razões Mn^{+2}/Fe^{+2} relativamente altas, tipicamente alcançadas sob condições redutoras, durante o soterramento raso a intermediário.

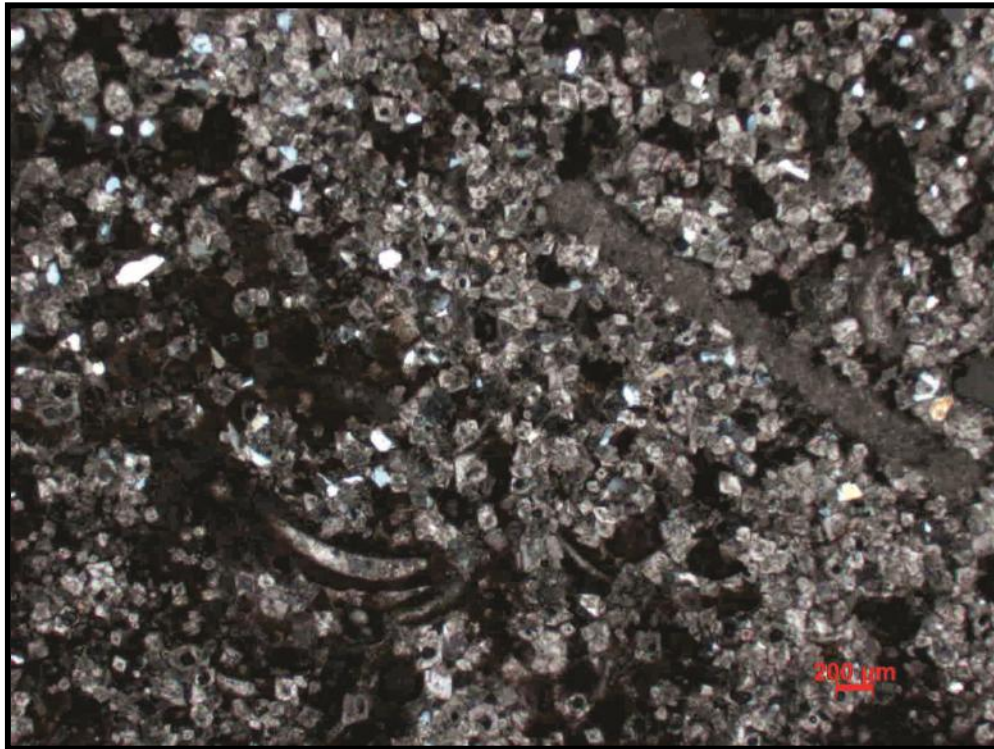


Figura 32 - Fotomicrografia do packstone/grainstone peloidal oolítico (MF4), (XP). Observar a dolomitização preferencial da matriz carbonática, avançando em direção aos grãos. A dolomitização ocorre nas porções bioturbadas e se expande como frentes de dolomitização para as áreas vizinhas.

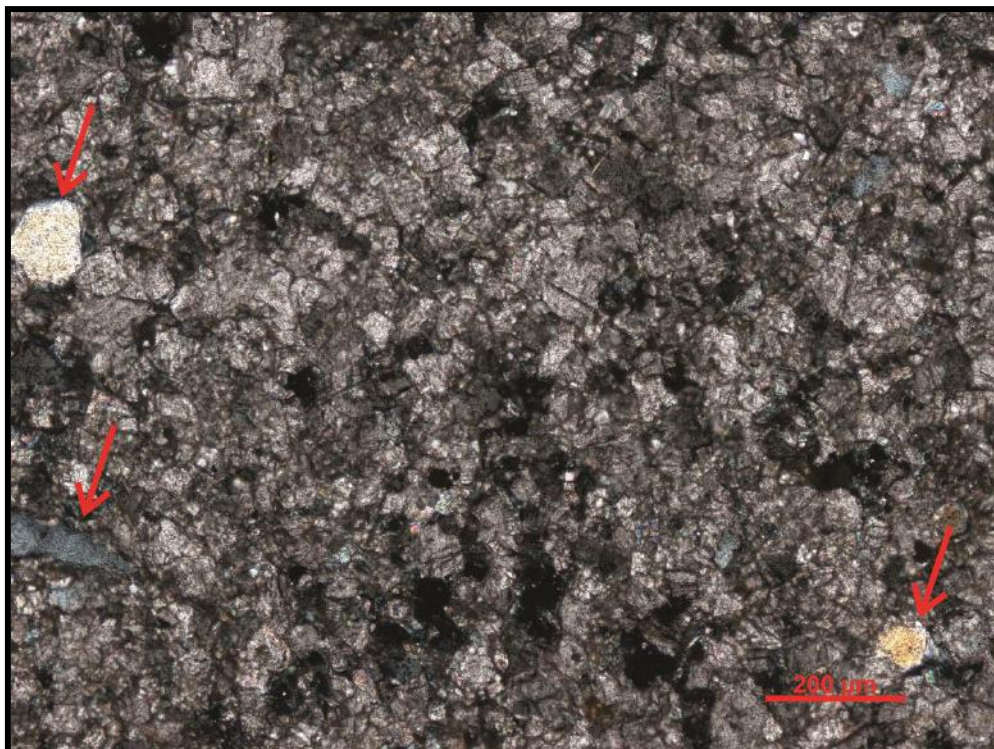


Figura 33 - Fotomicrografia do dolomito com terrígenos (MF1), (XP). Observar o mosaico de cristais subhedrais a anhedrais, polimodal, de cristalinidade fina a média. A presença de terrígenos é frequente (seta vermelha).

5.2.2.3 Dissolução

Grãos carbonáticos e cimentos podem sofrer dissolução em pequena ou ampla escala quando a água dos poros está subsaturada em relação à mineralogia presente. Dissolução é particularmente importante em ambiente diagenético meteórico. Grãos podem ser completamente dissolvidos, especialmente quando eles são de mineralogia metaestável, nesse sentido, aragonita é menos estável que calcita, e quanto maior a proporção de íon magnésio na estrutura da calcita, maior sua instabilidade (TUCKER & WRIGHT, 1990)

Nas rochas estudadas a dissolução em regime de soterramento raso parece ter afetado principalmente os grãos de composição aragonítica, tais como gastrópodes, bivalves, amonóides e algas verdes, que foram totalmente dissolvidos, sendo preservados apenas os envelopes micríticos, o que permitiu a identificação dos grãos (Figura 34 e 35). Este processo é observado em todas as microfácies.

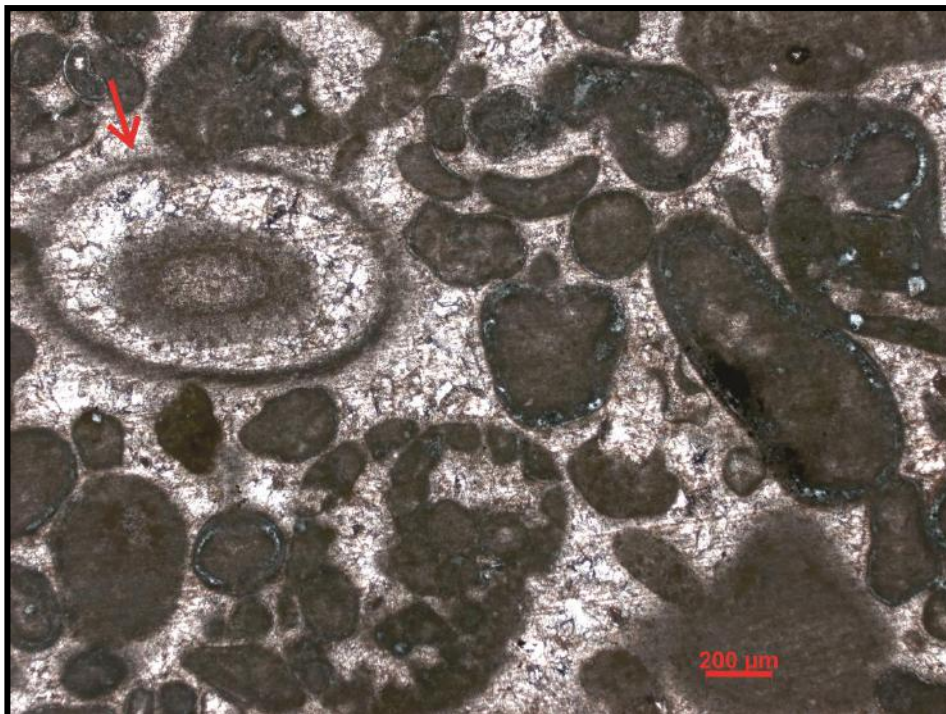


Figura 34 - Fotomicrografia do grainstone oolítico bioclástico intraclástico (MF6), (//P). Observar fragmento de alga verde da família das dasicladáceas. Essa alga possui mineralogia aragonítica e por isso é susceptível a dissolução sob a influência de águas meteóricas. A identificação do bioclasto se torna possível pela presença de envelope micrítico. O bioclasto foi dissolvido e posteriormente cimentado, este cimento possui as mesmas características que o cimento no exterior do bioclasto, portanto pertence à mesma fase de cimentação.

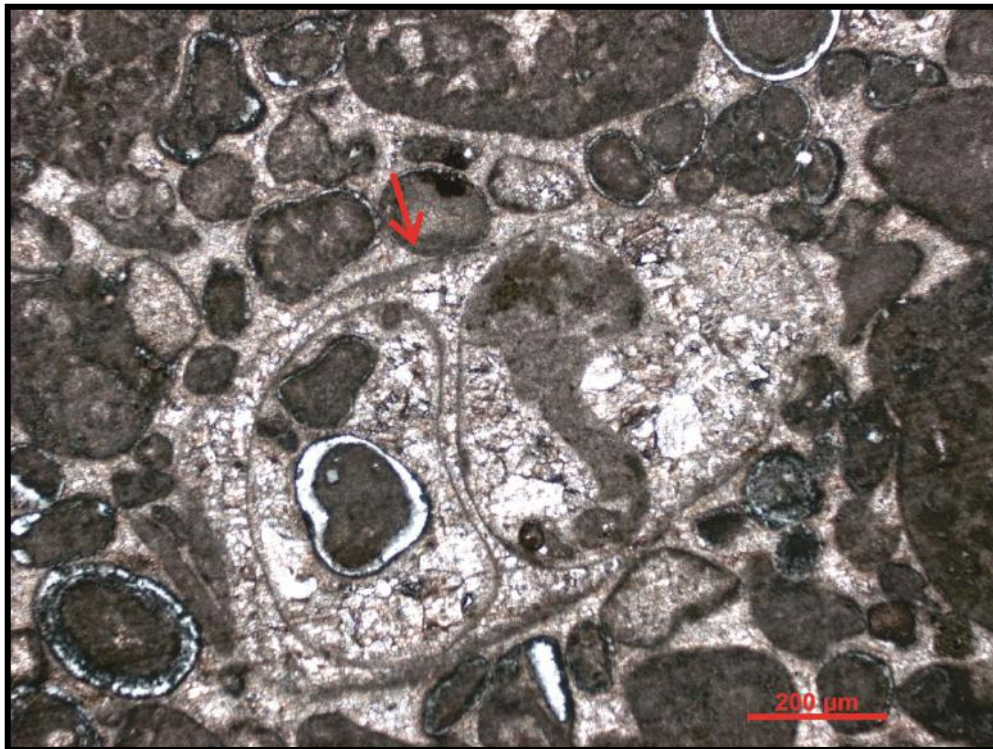


Figura 35 - Fotomicrografia do grainstone oolítico bioclástico intraclástico (MF6), (//P). Observar concha de gastrópode dissolvida, este organismo possui concha aragonítica e assim como as algas verdes também é susceptível à dissolução sob a influência de água meteórica. O reconhecimento do bioclasto é possível devido à presença de envelope micrítico.

5.2.2.4 Cimentação em ambiente diagenético meteórico freático

James & Choquette (1984) consideram a cimentação em ambiente meteórico freático como em consequência de duas reações: (1) reação de primeira ordem, na qual precipitação ocorre devido a variações de PCO_2 na água dos poros, denominada “precipitação controlada pela água” e (2) reação de segunda ordem, na qual precipitação ocorre em consequência de diferenças na solubilidade dos minerais de $CaCO_3$, denominada “precipitação controlada pelo mineral”.

Na primeira reação a precipitação de calcita ocorre sob condições de saturação, o que pode ser alcançada pela remoção de CO_2 do sistema, mais simplesmente pelo aquecimento ou

diminuição da pressão, e também por evaporação ou atividade biológica de vegetais, no topo da zona vadosa.

Na segunda reação a precipitação ocorre como consequência da dissolução de minerais mais solúveis (aragonita e calcita com alto teor de magnésio), o que irá gerar supersaturação com respeito à calcita. Neste processo a calcita nunca será dissolvida já que a supersaturação será alcançada e mantida pela dissolução de aragonita e, em menor grau, pela dissolução de calcita com alto teor de magnésio, desta forma, a suíte mineralógica será totalmente modificada, de carbonatos metaestáveis para calcita.

5.2.2.4.1 Cimento syntaxial

Fragmentos de equinóides e crinóides, quando não circundados por envelope micrítico, são comumente associados a cimento syntaxial, que cresce em continuidade ótica com os mesmos. Segundo Bathurst (1975) a taxa de crescimento de cimento sobre a superfície de grandes cristais é consideravelmente maior que um substrato policristalino (cimentação competitiva), de acordo com este autor, os íons de Ca^{+2} e HCO_3^- movem mais rapidamente para o cristal maior e conforme a cimentação procede, os cristais maiores irão crescer ainda mais, mantendo a situação favorável. Cimento syntaxial não é diagnóstico de um ambiente de precipitação particular, na realidade ele recorda precipitação durante um longo período de tempo em diferentes ambientes diagenéticos e, por isso, são comumente quimicamente zonados. Frequentemente, o espaço ocupado por este cimento parece maior do que o espaço intergranular normal, isto pode ser explicado a partir de soluções que estão há pouco saturadas, assim pequenos cristais sofrem dissolução enquanto grandes cristais crescem a partir destes. Esta textura pode sugerir também que o cimento começou a se precipitar precocemente, anterior a compactação significativa (MACKENZIE & ADAMS, 1998). Por

vezes cimento sintaxial exibe uma trama poiquilotópica, quando o cimento cresce envolvendo alguns dos grãos no sedimento.

Este cimento foi descrito nas microfácies MF3, MF4, MF5 e MF6, sempre associado a fragmentos de equinóides e crinóides (Figura 36).

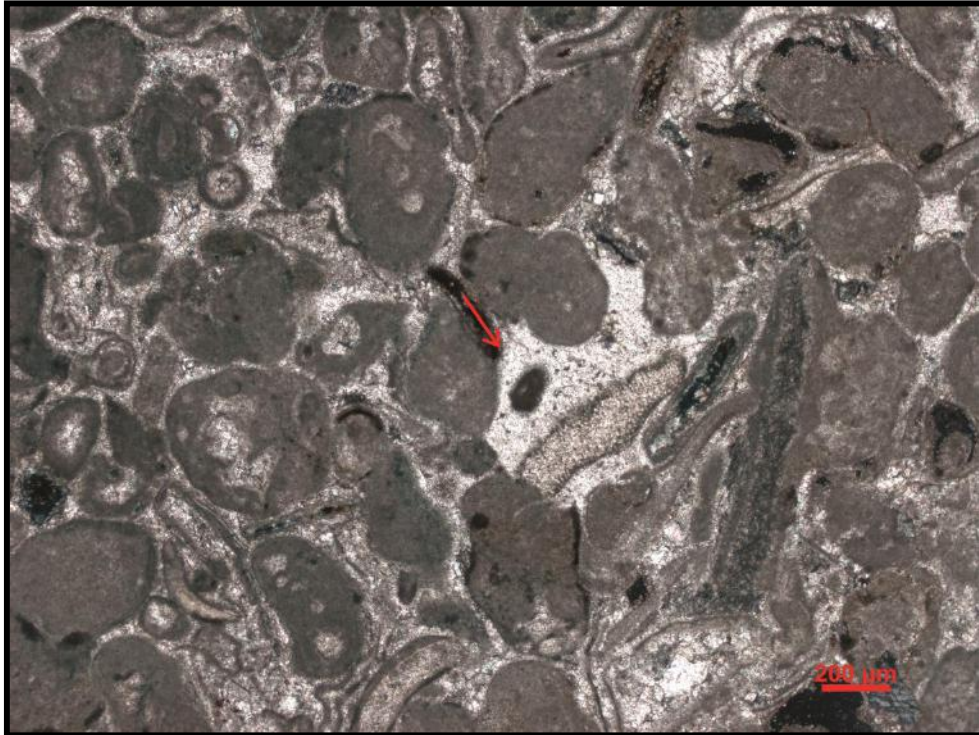


Figura 36 - Fotomicrografia de grainstone/packstone peloidal bioclástico intraclástico (MF5), (XP). Observar cimento sintaxial crescendo sobre continuidade ótica com fragmento de equinóide. O espaço ocupado por este cimento parece ser maior que o espaço a redor, o que sugere que ele tenha começado a precipitar precocemente. Este cimento exibe uma trama poiquilotópica, envolvendo alguns dos grãos no sedimento.

5.2.2.4.2 Cimento isópaco prismático equigranular em franja

Cimento isópaco prismático equigranular em franja caracteriza-se pela formação de pequenos cristais prismáticos equigranulares que recobrem grãos ou cavidades geradas por dissolução. Este é comumente precipitado em ambiente meteórico freático e de soterramento, possui mineralogia de calcita com baixo teor de magnésio e ocorre frequentemente associada ao cimento em mosaico granular, precedendo-o.

Cimento isópaco prismática equigranular em franja foi descrito nas microfácies MF3, MF4, MF5 e MF6. Este ocorre preenchendo poros intergranulares e também no interior de bioclastos previamente dissolvidos (Figura 37).



Figura 37 - Fotomicrografia do grainstone oolítico bioclástico intraclástico (MF6), (XP). Observar cimento isópaco prismático equigranular em franja precipitado no interior de fragmento de bivalve previamente dissolvido (setas vermelhas). Este cimento também é identificado preenchendo o espaço poroso intergranular, precipitado diretamente na superfície do grão ou sobre cimento isópaco fibroso em franja. Setas amarelas apontam para cimento isópaco prismático equigranular em franja precipitado sobre cimento isópaco fibroso em franja.

5.2.2.4.3 Cimento em mosaico granular fino

Cimento em mosaico granular consiste do intercrescimento de calcita espática de baixo teor de magnésio, exibindo cristais relativamente equidimensionais, pequenos, precipitados no espaço poroso, geralmente sem nenhum controle do substrato. Este se forma comumente em ambiente meteórico freático e de soterramento, podendo também ser originado da recristalização de cimentos pré-existentes (FLÜGEL, 2010).

Esta é a principal fase de cimentação presente nas lâminas estudadas, responsável pela obliteração do espaço poroso primário e secundário, precipitado em poros intergranulares, no interior de bioclastos dissolvidos ou preenchendo fendas de dissolução milimétricas. A trama da rocha, caracterizada principalmente por empacotamento denso, sugere que a principal fase de cimentação (cimento em mosaico granular fino) é tardia em relação à compactação física. Em determinadas porções é possível observar cristais de dolomita corroídos, com os moldes preenchidos por calcita em mosaico granular fino, o que indica que a cimentação foi posterior a dolomitização (Figura 39). Sob catodoluminescência o cimento em mosaico granular fino exibe intensa luminescência, o que confirma a precipitação em condições de soterramento raso a intermediário (Figura 38). Este cimento está presente nas microfácies MF2, MF3, MF4, MF5 e MF6.



Figura 38 - Fotomicrografia sob catodoluminescência do grainstone oolítico bioclástico intraclástico (MF6). O cimento em mosaico granular fino é intensamente luminescente e alaranjado sob catodoluminescência. É possível observar as duas principais fases de cimentação, a primeira associada ao cimento isopaco fibroso em franja (seta amarela), precipitado em ambiente diagenético marinho freático, e a segunda associada ao cimento em mosaico granular fino, que oblitera todo o espaço poroso primário intergranular (seta vermelha) e também a porosidade moldica gerada pela dissolução de grãos (seta verde).

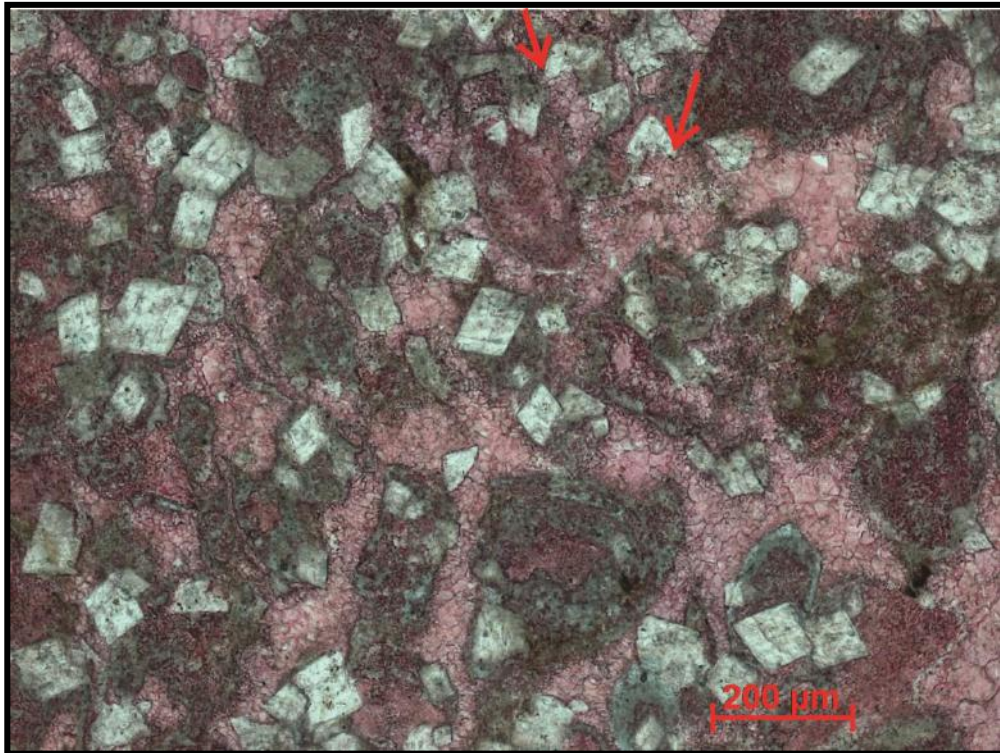


Figura 39 - Fotomicrografia do grainstone/packstone peloidal bioclástico intraclástico (MF5), (//P). Observar cristais de dolomita com bordas corroídas e a precipitação de cimento em mosaico granular fino. A dissolução do cristal de dolomita e posterior precipitação de cimento sugere que a dolomitização foi anterior a esta fase de cimentação.

5.2.2.6 Neomorfismo

O termo neomorfismo foi introduzido por Folk (19746) para englobar processos de inversão (substituição) e recristalização, na qual os cristais originais são substituídos por cristais da mesma mineralogia ou por polimorfos. Recristalização, estritamente, envolve mudanças no tamanho, formato ou orientação dos cristais, sem nenhuma mudança na mineralogia, normalmente resulta em cristais de tamanho maior. Inversão refere-se à substituição de grãos ou cimentos de aragonita por calcita a partir de um filme de água, ocorrendo a dissolução gradual da mineralogia original de um lado do filme, e a precipitação simultânea de calcita do outro. O processo de calcitização geralmente resulta em um mosaico de cristais de calcita que cortam as estruturas originais do grão, marcadas por relictos de matéria orgânica ou outro material insolúvel. Este processo deve ser distinguido da dissolução

envolvendo abertura de espaço e posterior cimentação (TUCKER & WRIGHT, 1990; BATHURST, 1975).

Neomorfismo é observado em todas as lâminas. Nas porções que contem lama carbonática este processo é evidenciado por mosaico microespático com relictos de micrita, gerado pelo neomorfismo da mesma (Figura 40). Nas porções cimentadas são identificados limites curvos e gradacionais entre os cristais.

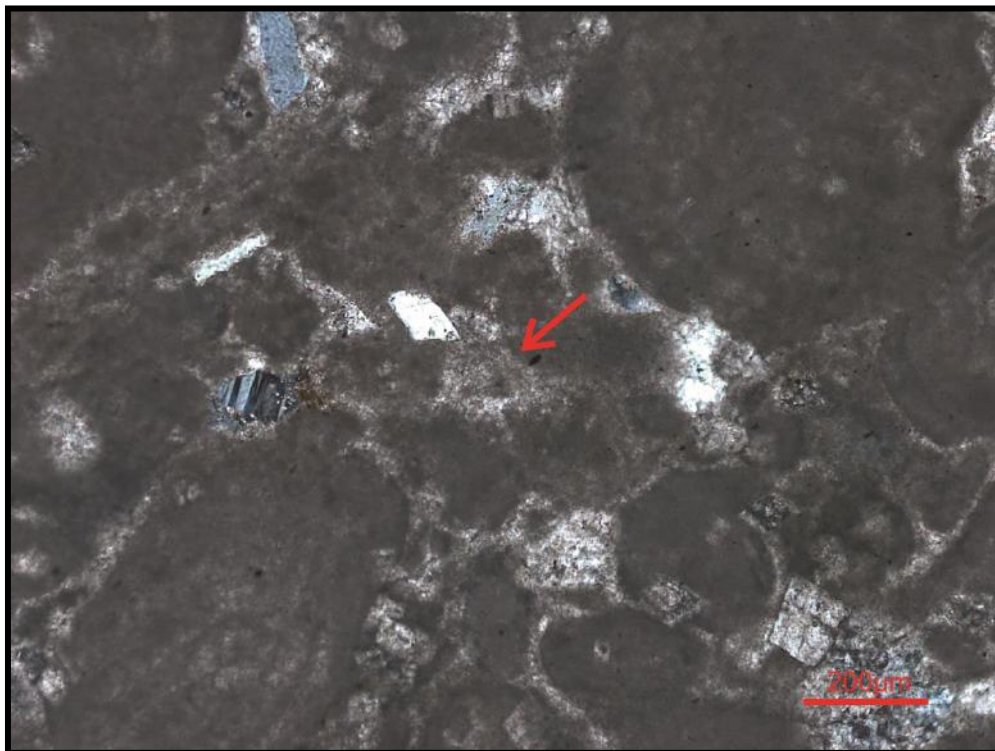


Figura 40 - Fotomicrografia do grainstone/packstone peloidal bioclástico intraclástico (MF5), (XP). Observar lama carbonática neomorfizada gerando um mosaico microespático com relictos de micrita.

5.2.3 Regime diagenético de soterramento intermediário e profundo/ Mesogênese

De acordo com Machel (1999) ocorre nestes regimes a compactação química dos sedimentos. Desta forma aqueles processos identificados em lâminas delgadas que pós datam compactação química, serão descritos a seguir, estes incluem dissolução, cimentação e neomorfismo.

5.2.3.1 Compactação química

Compactação química é responsável por pelo menos 20-30% de redução na espessura da camada, que ocorre após a compactação física. Envolve o processo no qual a pressão, gerada por sobrecarga ou *stress* tectônico, transmitida e concentrada nos pontos ou superfícies de contato entre grãos, cristais, ou massas de rocha, gera aumento na solubilidade do mineral envolvido, causando dissolução no contato. O fenômeno envolve mudança no estado físico de sólido para líquido, criando um filme de dissolução de algumas moléculas de água de espessura, que pode ou não estar conectado ao sistema de solução que preenche os poros da rocha (JAMES & CHOQUETTE, 1987; TUCKER & WRIGHT, 1990).

Existem inúmeras estruturas geradas pela dissolução por pressão, os mais comuns são os estilólitos, microestilólitos, *solution seams* e contatos suturados. Nestas superfícies se concentram materiais insolúveis tais como argila, matéria orgânica e outros minerais, incluindo pirita, silicatos detritais e dolomita previamente formada (TUCKER & WRIGHT, 1990).

Nas rochas estudadas a compactação química é observada principalmente nas microfácies que exibem textura granular, onde o contato entre os grãos são por vezes suturados. Foram identificados também estilólitos (Figura 41) e microestilólitos (Figura 42), que são mais desenvolvidos em determinados níveis. Estas feições afetam grãos, cristais de

dolomita e todos os cimentos até o momento descritos e por isso a compactação química deve ter ocorrido posteriormente aos processos citados.

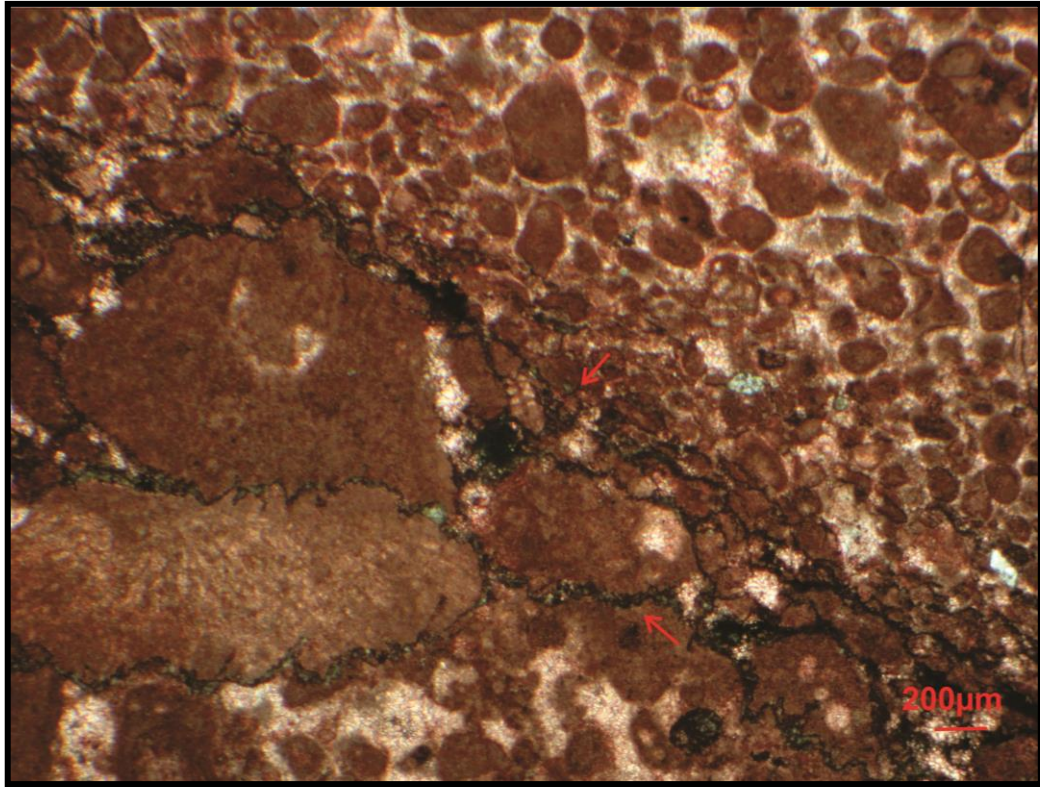


Figura 41 - Fotomicrografia do grainstone/packstone peloidal bioclástico intraclástico (MF5), (//P). Observar o efeito da compactação química na rocha, evidenciada pela presença de estilólitos.

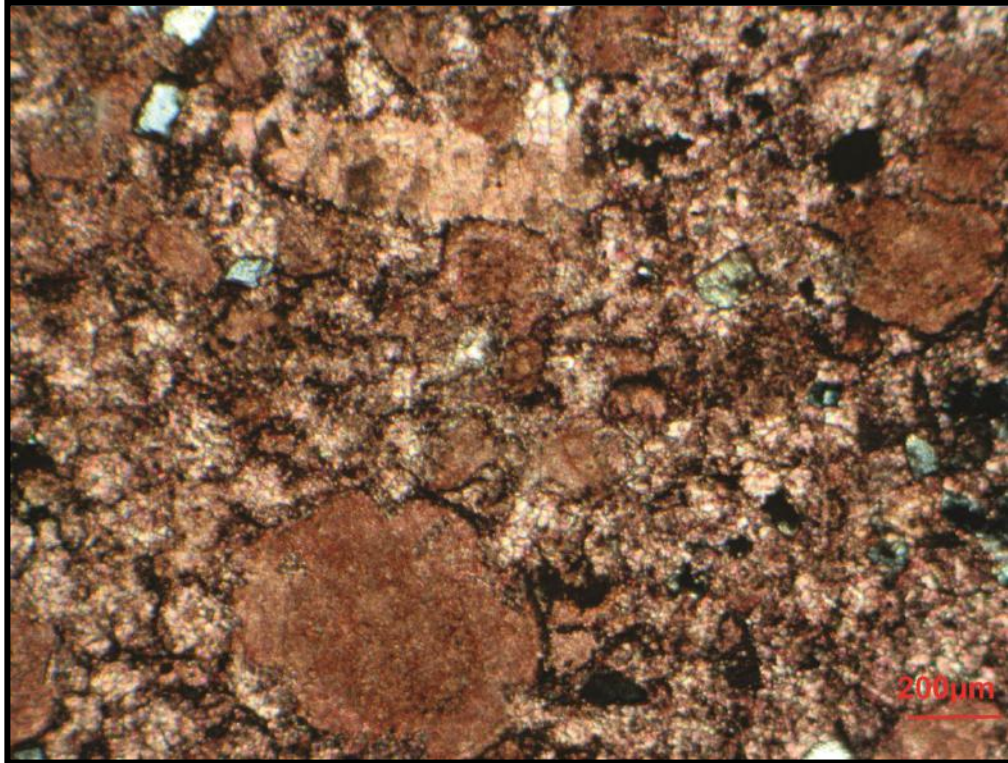


Figura 42 - Fotomicrografia do grainstone/packstone peloidal bioclástico intraclástico (MF5), (XP). Observar microestilolitos formando uma textura pervasiva de grãos interpenetrados.

5.2.3.2 Dissolução

A dissolução também é eficaz em ambiente de soterramento profundo podendo ser associada ao CO_2 e H_2S liberados durante o soterramento. O aumento na acidez é atribuído ao CO_2 fornecido pela descarboxilação termal da matéria orgânica, ou pela redução de sulfatos (JAMES & CHOQUETTE, 1984).

A dissolução em regime de soterramento profundo é evidenciada pela presença de *vugs* preenchidos por cimento blocoso, interpretado como precipitado no mesmo regime. Estes estão inseridos em uma porção dolomitizada do *wackestone* peloidal (MF2) e podem ter sido formados a partir da dissolução preferencial de grãos não dolomitizados, dissolução de evaporitos, cimento previamente precipitado, entre outros (Figura 43).



Figura 43 - Fotomicrografia do wackestone peloidal (MF2), (XP). Observar vugs de dissolução preenchidos por cimento blocoso interpretado como precipitado no regime diagenético de soterramento intermediário a profundo.

5.2.3.3 Cimentação em ambiente diagenético de soterramento profundo

Grande parte dos cimentos relacionados ao ambiente de soterramento profundo precipitam a profundidades de centenas de metros a quilômetros. A salinidade das soluções aquosas presentes nos poros é bastante variável, mas os fluídos são sempre salmouras, de salinidade entre 10 e 100‰ (JAMES & CHOQUETTE, 1987).

Neste regime, a taxa de fluxo pode ser bem baixa devido as grandes profundidades de soterramento ou pela ausência de conexão com um aquífero ativo, assim, a cimentação passiva, dada pela dissolução de carbonato em determinado local e transporte de íons até que as condições de precipitação sejam atingidas, pode ser restrita (JAMES & CHOQUETTE, 1987).

Muitos autores apontam para o processo de autocimentação, onde em sistemas parcialmente fechados, a dissolução por pressão seria a principal fonte de íons para a precipitação de cimento (JAMES & CHOQUETTE, 1987; TUCKER & WRIGHT, 1990).

Segundo James & Choquette (1987), dentre os fatores que promoveriam a precipitação de cimento estaria o aumento na temperatura. De acordo com esses autores entre temperaturas de 25 e 200°C a solubilidade da calcita em água diminui em duas ordens de magnitude, superando o efeito do aumento da pressão. Outro mecanismo citado é o desenvolvimento de falhas e fraturas, o que altera a hidrologia e a pressão da água dos poros, culminando em perda de CO₂.

5.2.3.3.1 Cimento blocoso

Cimento blocoso consiste de cristais de cristalinidade média a grossa, variando de micron a alguns milímetros, sem uma orientação preferencial bem definida e frequentemente mostrando contato entre cristais bem marcado, exibindo textura xenotópica ou hipidiomórfica. A composição mineralógica é de calcita com alto teor de magnésio ou calcita com baixo teor de magnésio, precipitado tipicamente em ambiente meteórico freático e de soterramento. Textura blocosa também pode originar da recristalização de cimento pré-existente (FLÜGEL, 2010).

Cimento blocoso, interpretado como precipitado em regime diagenético de soterramento intermediário a profundo, foi identificado na microfácies MF2, preenchendo *vugs* e fraturas tardias (Figura 44 e 45). Este é fracamente luminescente em catodoluminescência, típico de cimentos que se formam neste regime (Figura 46). É possível observar cristais de dolomita corroídos, com os moldes preenchidos por cimento blocoso (Figura 49).



Figura 44 - Fotomicrografia do Wackestone peloidal (MF2), (XP). Observar microfraturas subhorizontais preenchidas por cimento blocoso interpretado como precipitado em ambiente diagenético de soterramento intermediário a profundo. O desenvolvimento de fraturas deve ter promovido a precipitação de cimento, constituindo corredores preferenciais para a percolação de fluido.

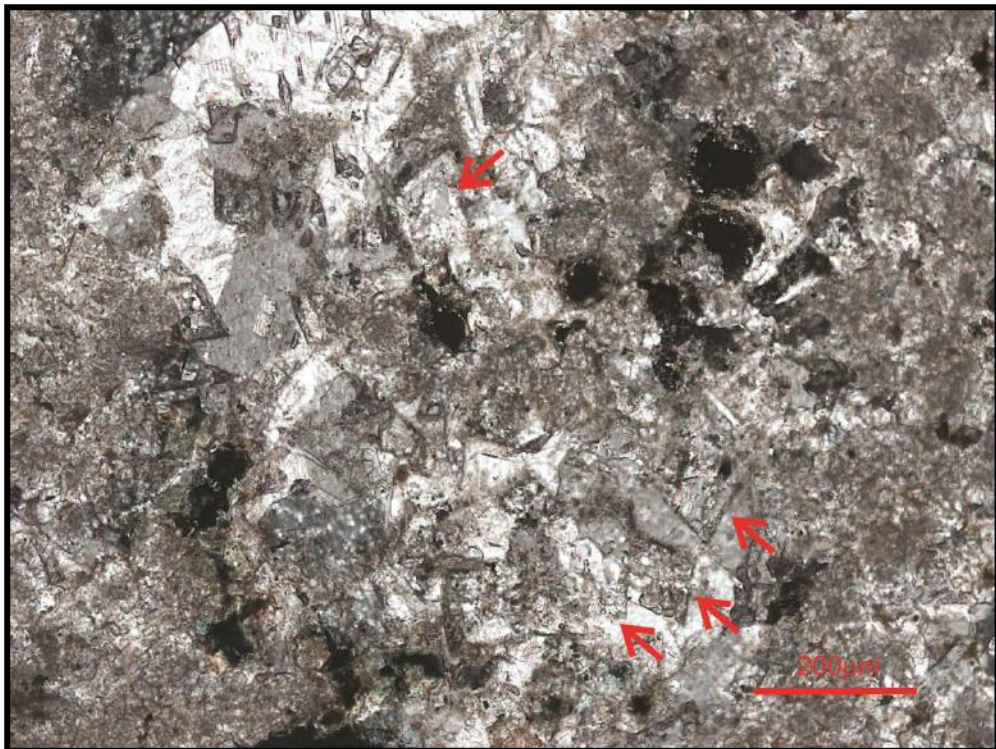


Figura 45 - Fotomicrografia do Wackestone peloidal (MF2), (XP). Observar moldes de cristais de dolomita, previamente dissolvidos e preenchidos por calcita blocosa, precipitada em ambiente de soterramento intermediário a profundo. Por vezes é possível observar vestígios de cristais romboedros de dolomita, que foram parcialmente dissolvidos (seta

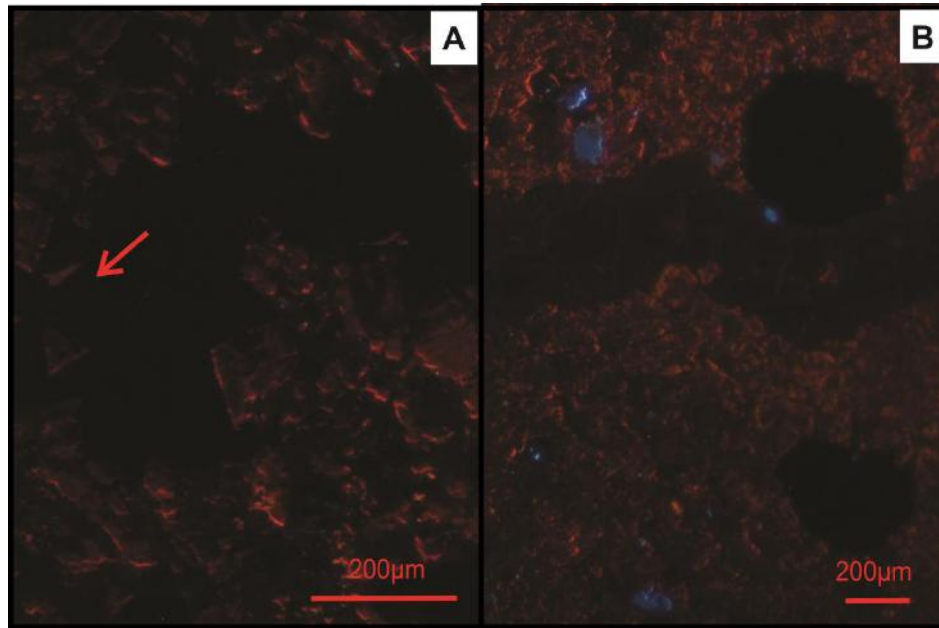


Figura 46 - Fotomicrografia sob catoluminescência do Wackestone peloidal (MF2). O cimento blocoso apresenta uma luminescência fraca (dully). A luminescência fraca ocorre quando baixas razões Mn^{+2}/Fe^{+2} estão presentes nos cristais, típicos de cimentos que se formam sob condições de soterramento intermediário a profundo. (A) Cimento blocoso precipitado no interior de vugs. Seta vermelha aponta para cristal de dolomita que sofreu processo de dedolomitização. (B) Cimento blocoso precipitado no interior de fraturas.

5.2.4 Regime diagenético próximo à superfície/ Telogênese

A sucessão carbonática estudada encontra-se exposta e, portanto, susceptível as condições superficiais de diagênese.

Choquette & Pray (1970) introduziram o termo telogênese para caracterizar o intervalo de tempo ou zona na qual rochas carbonáticas soterradas são soergidas e novamente expostas, passando a ser influenciadas por processos associados à formação de uma discordância. O limite superior da zona telogenética é a interface de erosão subaérea ou subaquosa, enquanto o limite inferior é gradacional, se estendendo até a profundidade em que os processos erosionais se tornam insignificantes, estes normalmente alcançam profundidades abaixo do lençol freático.

O principal processo atuante é a dissolução pela percolação de água meteórica e, menos comumente, sedimentação interna e cimentação na zona vadosa. Feições sugestivas da diagênese em zona vadosa incluem a dissolução não-seletiva, dedolomitização e cimentação por limonita e goethita, o que reflete as condições oxidantes (CHOQUETTE & PRAY, 1970).

Nas lâminas estudadas os efeitos da exposição subaérea são evidenciados pela presença de poros secundários, não seletivos, formando *vugs* de centímetros de diâmetro, além da dissolução de cristais de dolomita e lâminas concêntricas no interior de grãos oolíticos (Figura 47).

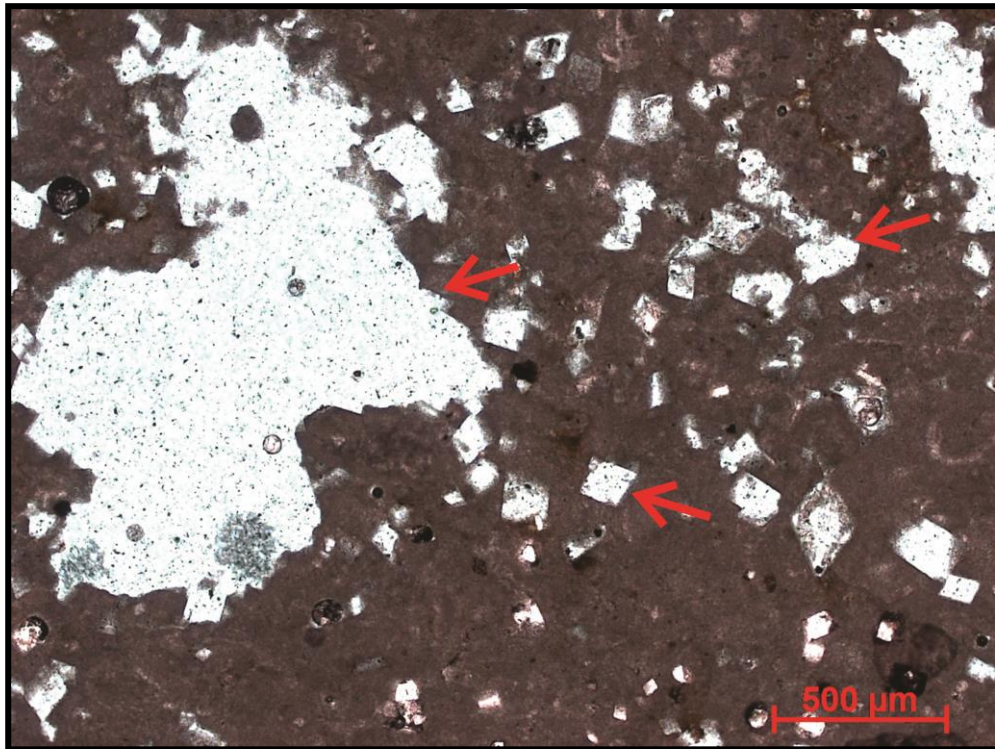


Figura 47 - Fotomicrografia do wackestone peloidal (MF2), (//P). Observar porosidade moldica gerada a partir da dissolução de cristais de dolomita e porosidade vugular formada a partir do alargamento da dissolução destes cristais (setas vermelhas).

5.2.5 Sequência paragenética

Com base nas relações entre os diferentes processos diagenéticos reconhecidos em lâmina, foi possível definir a sequência paragenética (Figura 48).

| | Eogênese ? Mesogênese | | | | Telogênese |
|---|-----------------------|-------------------|----------------------------|-----------------------|------------|
| | Próximo à superfície | Soterramento raso | Soterramento intermediário | Soterramento profundo | |
| Micritização | | | | | |
| Cimento isópaco fibroso em franja | | | | | |
| Cimento micrítico | | | | | |
| Compactação física | | | | | |
| Dolomitização | | | | | |
| Dissolução | | | | | |
| Neomorfismo | | | | | |
| Cimento sintaxial | | | | | |
| Cimento isópaca prismática equigranular em franja | | | | | |
| Cimento em mosaico granular fino | | | | | |
| Compactação química | | | | | |
| Cimento blocoso | | | | | |

Figura 48 - Sequência paragenética exibindo os principais processos diagenéticos que afetaram as rochas analisadas, expostos de acordo com os regimes propostos por Machel (1999) e Choquette & Pray (1970).

5.2.6 Porosidade

A porosidade primária das rochas em estudo foi totalmente obliterada por efeito da compactação física, química, e precipitação de cimento. Das seis fases de cimentação identificadas a que mais corrobora para a obliteração da porosidade é o cimento em mosaico granular fino, interpretado como precipitado em ambiente diagenético meteórico freático, em regime de soterramento raso.

A porosidade presente nas lâminas é de origem secundária, desenvolvida a partir da dissolução de grãos e cristais, sendo classificada como porosidade vugular, pela dissolução não seletiva da rocha; moldica, associada à dissolução total de cristais de dolomita; intracristalina, dada pela dissolução parcial de cristais de dolomita; intragranular, pela dissolução de lâminas que compõe o envelope de grãos oolíticos (Figura 49-B); e intercristalina, que será detalhada a seguir. As quatro primeiras constituem poros isolados e dispersos, presente apenas localmente, e conferem uma porosidade ruim às rochas. Estes se desenvolveram a partir de evento de dissolução associado ao regime telogenético de Choquette & Pray (1970).

Porosidade intercristalina está presente na microfácies MF1 (Dolomito com terrígenos) e provavelmente se formou pela dissolução de resquícios de aragonita ou calcita com alto ou baixo teor de magnésio existente entre os cristais de dolomita, nesse caso os poros são interconectados. A dissolução pode ter se dado em regime diagenético de soterramento raso, soterramento intermediário a profundo e/ou próximo à superfície (telogênese). Os poros intercristalinos são alargados por efeito da dissolução parcial ou total de cristais de dolomita, o que confere à microfácies MF1 os mais altos valores de porosidade, variando de moderada a boa (Figura 49-A).

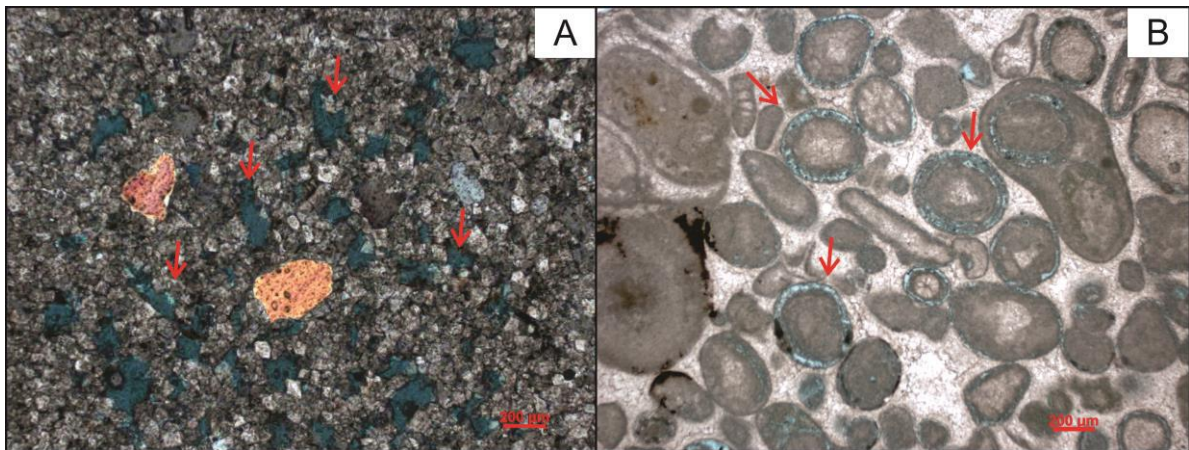


Figura 49 - Fotomicrografia do Dolomito com terrígenos (MF1) e do grainstone oolítico bioclástico intraclástico (MF6). (A) Porosidade intercrystalina, intracrystalina e moldica (setas vermelhas), presentes na microfácies MF1, (XP). (B) Porosidade intragranular presente na microfácies MF6, gerada pela dissolução de lâminas concêntricas de oóides (setas vermelhas), (//P).

5.2.7 Modelo de dolomitização

Como discutido em capítulos anteriores, existem diversos modelos para explicar a precipitação de cristais de dolomita em ampla escala e a interpretação quanto ao modelo envolvido se baseia em estudos petrográficos e geoquímicos, este último não fazendo parte do escopo deste trabalho. No entanto, algumas suposições podem ser levantadas baseadas na petrografia e nos resultados da técnica da catodoluminescência.

Os cristais de dolomita apresentam cristalinidade maior que 10 a 20 μm , o que segundo Machel (2004) indica que estas são secundárias (pós-deposicionais). Cristais euhedrais e subhedrais sugerem precipitação abaixo de uma temperatura crítica de 50 a 60°, segundo o mesmo autor. A identificação de cristais corroídos, associados à precipitação de cimento em mosaico granular fino demonstra que a dolomitização foi anterior à cimentação citada. Todas as feições descritas sugerem que este processo foi relativamente precoce. Em catodoluminescência os cristais exibem intensa luminescência corroborando a hipótese de que a dolomitização ocorreu em regime de soterramento raso a intermediário.

Sendo assim, há dois modelos que se encaixam nas observações feitas, o modelo de mistura de águas ou o modelo de laguna hipersalina (*seepage reflux*). O modelo de mistura de águas já foi proposto anteriormente por diversos autores para explicar o processo de dolomitização sofrido pelas rochas expostas na Pedreira Carapeba, incluindo Rangel (2002) e Costa (2011). No entanto, Machel (2004) e autores mais recentes apontam que este modelo não pode ser utilizado para explicar dolomitização em ampla escala. Segundo Diaz (2011) a assinatura isotópica de dolomitas da Pedreira Carapeba se encontra no campo das dolomitas associadas ao processo de refluxo a partir de fluxo hipersalino. Este modelo será adotado no presente trabalho, sendo necessários estudos futuros para a confirmação do modelo.

5.3 Ciclicidade

Analisando o perfil sedimentológico/estratigráfico foi possível reconhecer cinco ciclos de sedimentação bem definidos. Cada um deles representa um evento de inundação e exhibe tendências de raseamento ascendente (*shallowing upward*). De maneira geral, estes ciclos ou parassequências possuem espessura que varia entre 1,90 a 8,90 metros, dispostos em um padrão de espessamento ascendente (*thickening upward*). São compostas na base por *wackestone* peloidal (MF2), argilito acinzentado ou dolomito com terrígenos (MF1), que marcariam a superfície de inundação, e gradam em direção ao topo para *packstones* e *grainstones*, capeadas por superfícies que exibem feições diagenéticas típicas de ambiente marinho freático. As parassequências serão descritas detalhadamente a seguir, da base em direção ao topo. Dolomito com terrígenos (MF1) foi interpretado como sendo primariamente uma rocha lamosa, clasto ou matriz suportada, com exceção para o dolomito com grãos terrígenos abundantes, localizado entre 13,60 e 14,60 metros no perfil sedimentar/estratigráfico, tal como discutido na seção 5.1.1.

(1) A primeira parassequência possui 1,90 metros de espessura, constituída na base por *wackestone* peloidal (MF2), passando em direção ao topo para *grainstone/packstone* peloidal bioclástico intraclástico (MF5), capeada por superfície exibindo marcas de onda simétrica e bioturbação.

(2) A parassequência seguinte possui 2 metros de espessura. Da base em direção ao topo é composta por argilito, *packstone/grainstone* peloidal oolítico (MF4), *grainstone/packstone* peloidal bioclástico intraclástico (MF5) e novamente *packstone/grainstone* peloidal oolítico (MF4), capeada por superfície exibindo marcas de onda simétrica.

(3) A terceira parassequência, com 4,90 metros de espessura, inicia-se por um pacote de dolomito com terrígenos (MF1), seguido por *grainstone/packstone* peloidal (MF3), *grainstone/packstone* peloidal bioclástico intraclástico (MF5), e novamente *grainstone/packstone* peloidal (MF3).

(4) O quarto ciclo possui 8,90 metros de espessura e exibe da base em direção ao topo dolomito com terrígenos (MF1), argilito, *wackestone* peloidal (MF2), *grainstone/packstone* peloidal bioclástico intraclástico (MF5), dolomito com terrígenos (variação da MF1, tal como descrito na seção 5.1.1), *packstone/grainstone* peloidal oolítico (MF4), *grainstone/packstone* peloidal bioclástico intraclástico (MF5) e por último, *grainstone* oolítico bioclástico intraclástico (MF6).

(5) A última parassequência inicia-se por um pacote de dolomito com terrígenos (MF1), seguido por *wackestone* peloidal (MF2) e *grainstone* oolítico bioclástico intraclástico (MF6). Nesta microfácies foi descrito em campo estratificação cruzada acanalada de médio porte, com direção de paleocorrente para SE/NW.

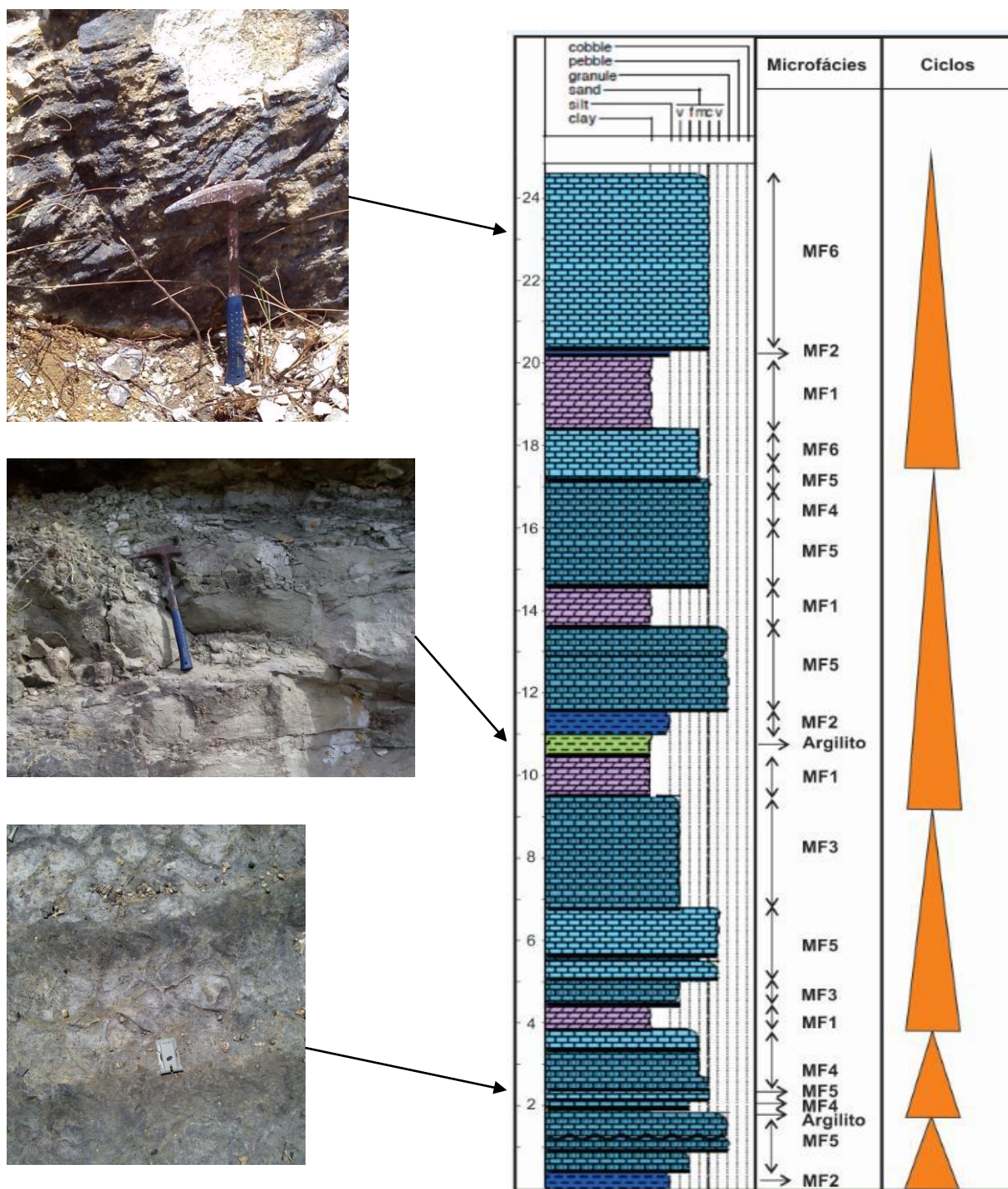


Figura 50 - Perfil sintético confeccionado na Pedreira Carapeba e a distribuição das microfácies ao longo do perfil. Foram identificados cinco ciclos de sedimentação bem definidos, dispostos em um padrão de espessamento ascendente (thickening upward). As fotografias exibem estruturas reconhecidas em campo. Em 2 metros, é possível observar marcas de ondas simétricas e bioturbação, no topo da camada. Em 11 metros observa-se o contato entre a lente de dolomito (MF1) e o argilito acinzentado com alta fissilidade, descrito apenas em campo. Em 23 metros de perfil, foi descrita estratificação cruzada acanalada.

6 DISCUSSÃO

6.1 Modelo paleoambiental

De acordo com o mapa estrutural da Bacia de Sergipe, verifica-se que a Pedreira Carapeba está localizada na borda sudoeste do alto estrutural de Aracaju, na interface com o baixo estrutural de Divina Pastora.

Segundo Rangel (2002) a área de estudo apresentava localmente a influência de uma falha lítrica normal disposta em um *trend* NW-SE, com mergulho para SW. A Pedreira Carapeba estaria situada mais próxima à calha deste hemi-graben, na borda do bloco alto rotacionado (Alto de Aracaju). A fisiografia positiva do Alto de Aracaju teria condicionado a formação de bancos carbonáticos que protegiam o litoral do embate de ondas, enquanto no baixo estrutural de Divina Pastora teria ocorrido a deposição de fácies de baixa energia.

A partir do estudo petrográfico da sucessão carbonática exposta foi possível reconhecer seis microfácies: dolomito com terrígenos (MF1); *wackestone* peloidal (MF2); *grainstone/packstone* peloidal (MF3); *packstone/grainstone* peloidal oolítico (MF4); *grainstone/packstone* peloidal bioclástico intraclástico (MF5) e *grainstone* oolítico bioclástico intraclástico (MF6). Estas microfácies refletem a deposição em três domínios distintos: laguna com circulação restrita, laguna com circulação semi-restrita a aberta e margem de banco carbonático oolítico.

Quadro 3 – Associação de microfácies

| Microfácies | Interpretação |
|--------------------|--------------------------------------|
| MF1 | Diagenético |
| MF2 | Laguna restrita |
| MF3 e MF4 | Laguna semi-restrita a aberta |
| MF5 e MF6 | Margem de banco carbonático oolítico |

Wackestone peloidal (MF2) é interpretado como depositado em um ambiente lagunar restrito que se desenvolveu em consequência de uma barreira física, nesse caso um banco carbonático oolítico. A restrição resulta em salinidade anormal (podendo ser alta, baixa ou flutuante, dependendo do clima), temperaturas extremas e baixo índice de oxigênio e nutrientes (SCHOLLE *et al.*, 1983), o que se reflete em uma assembleia fossilífera composta por organismo adaptados às condições estressantes, exemplificada por foraminíferos bentônicos, ostracodes, gastrópodes, bivalves e algas verdes. A deposição de lama carbonática, e ostracodes e bivalves articulados, provavelmente depositados *in-situ*, evidenciam a redução da energia de correntes e ondas. Além disso, a baixa taxa de acumulação (por baixa taxa de produção carbonática *in-situ* ou por reduzida circulação) favorece processos de micritização e bioturbação, comumente observados nesta microfácies.

Argilito acinzentado, de alta fissilidade, descrito apenas em campo, é aqui interpretado como depositado no mesmo domínio e provavelmente é associado ao soerguimento e erosão de áreas continentais distantes.

De acordo com Tucker & Wright (1990) a circulação em ambiente lagunar é fortemente influenciada pela frequência de canais de maré e pelo clima. Quando existe uma boa conexão com o mar, condições de salinidade normal irão ocorrer e fauna abundante e diversificada, incluindo *patch reefs*, poderão se desenvolver no interior da laguna. *Grainstone/packstone* peloidal (MF3) e *packstone/grainstone* peloidal oolítico (MF4) são interpretados como depositados em ambiente lagunar de circulação semi-restrita a aberta, o que foi baseado na maior variedade de grãos e no conteúdo fossilífero, exibindo por vezes uma biota estenohalina. Estas partículas podem ter sido geradas na própria laguna ou terem sido transportadas por ação de ondas e correntes, o que é sugerido por bioclastos desarticulados e presença de intraclastos. Grãos oolíticos superficiais e de microtrama radial, presentes na microfácies MF4, também sugerem uma boa circulação. No entanto o alto grau de micritização, bioturbação e presença local de lama carbonática intersticial indicam baixa taxa de acumulação e que o nível de energia era variável e relativamente baixo.

As microfácies *grainstone/packstone* peloidal bioclástico intraclástico (MF5) e *grainstone* oolítico bioclástico intraclástico (MF6) representam deposição na margem de bancos carbonáticos oolíticos, na interface com a laguna. A migração entre estas microfácies é provavelmente gradual. A primeira seria associada a porções mais distais enquanto a segunda a porções proximais, adjacentes à crista do banco carbonático, recebendo maior contribuição de oóides oriundos das áreas de energia alta e constante.

A microfácies MF5 é caracterizada por grãos carbonáticos de diferentes origens, tais como agregados, intraclastos, pelóides, oncóides e oóides, e assembleia fossilífera diversificada, com bioclastos representativos tanto de ambiente lagunar restrito quanto do ambiente marinho aberto. Esta mistura aponta para a deposição de sedimentos a partir da ação de correntes de tempestade e de maré, que retrabalharam o substrato e foram capazes de

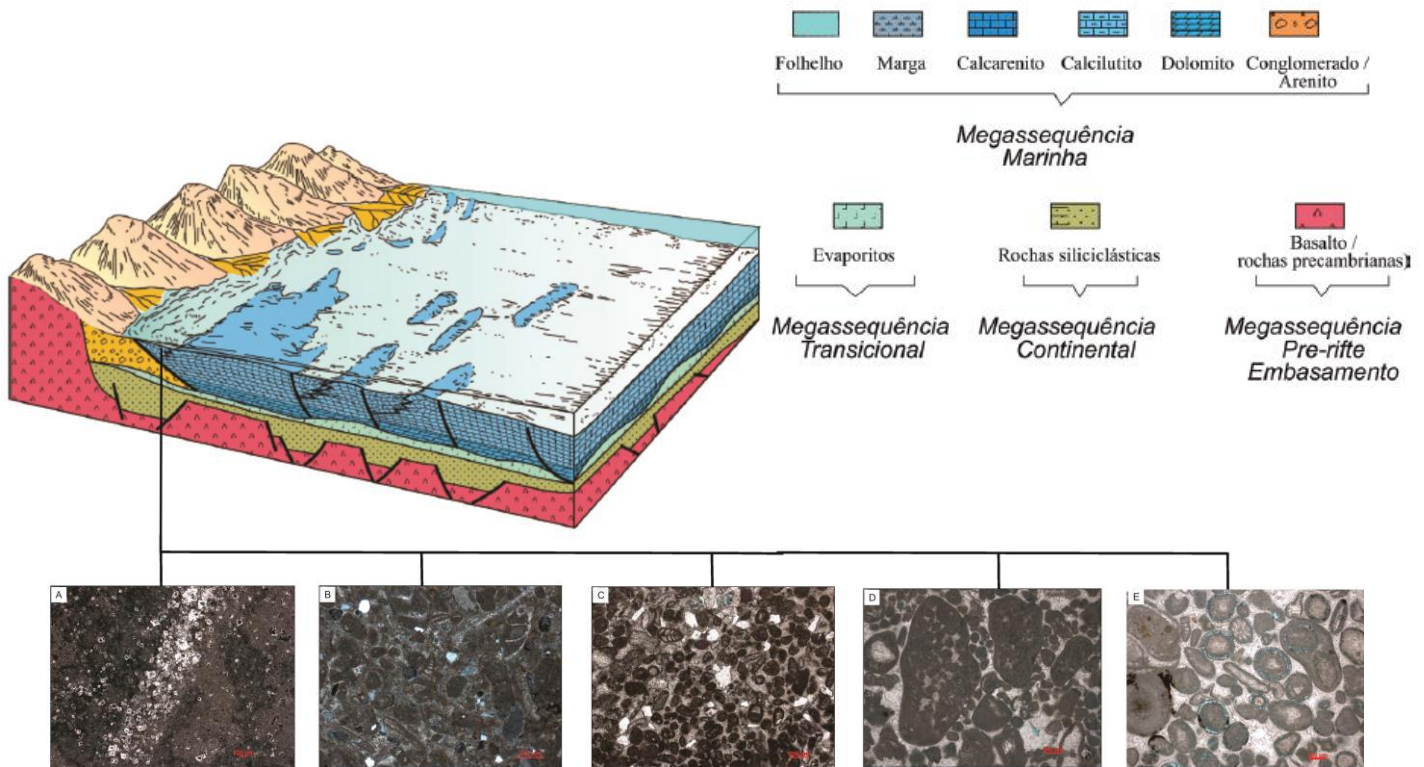
arrancar fragmentos de *hardgrounds*, gerando intraclastos. O caráter episódico de correntes e ondas é evidenciado pela intensa micritização de grãos e bioturbação (o que indica baixas taxas de acumulação), e lama carbonática intersticial presente localmente.

A microfácies MF6 é constituída por grãos oolíticos de granulometria areia média a grossa, e também por intraclastos, agregados e grãos esqueletais. A mistura de grãos aponta para o retrabalhamento dos sedimentos pela ação de correntes de tempestade e de maré, nesse contexto os oóides seriam parautóctones, oriundos da crista do banco carbonático oolítico. Estratificação cruzada acanalada de médio porte, com direção SE/NW, e ausência de lama carbonática confirmam a boa circulação. Espessa franja isópaca fibrosa representa a cimentação em ambiente marinho que normalmente é associado à boa circulação de água e às baixas taxas de sedimentação. Níveis de ostreídeos depositados *in-situ* e a presença de agregados sugere que as barras eram ativas apenas em momentos de mais alta energia, o que não era constante.

Fragmentos de algas vermelhas em quase todas as microfácies, com excessão do *wackestone* peloidal (MF2), indicam a presença de *patch reefs* algálicos no interior da laguna, em porções com boa circulação, ou na proximidade do banco carbonático oolítico, em ambiente marinho aberto. Enquanto algas verdes colonizavam o substrato estável, no interior da laguna ou nas margens do banco carbonático oolítico.

A microfácies dolomito com terrígenos (MF1) teve sua textura deposicional totalmente obliterada por efeito do processo diagenético de dolomitização. No entanto, a análise da textura dos cristais de dolomita e de grãos terrígenos, além dos raros vestígios de aloquímicos e micrita, permitiu a interpretação do que seria a textura original desta microfácies, fornecendo algumas poucas informações quanto ao paleoambiente deposicional. Dolomito

com grãos terrígenos frequentes, de granulometria variando de areia fina a grossa, pobremente selecionado, foi interpretado como uma rocha originalmente lamosa, clasto ou matriz suportada, provavelmente depositada em ambiente lagunar de circulação restrita. Já o dolomito com grãos terrígenos abundantes, de granulometria areia muito fina, muito bem selecionado, presente apenas entre 13,60 e 14,60 metros ao longo do perfil sedimentar, foi interpretado como uma rocha originalmente granular, depositada a sob a influência de correntes de tempestade em ambiente lagunar de circulação semi-restrita a aberta, o que foi baseada na presença de estratificação cruzada truncante (*hummocky*), descrita em campo.



*Figura 51 - Distribuição das microfácies estudadas no ambiente proposto para a Formação Riachuelo. A sucessão vertical de microfácies pode ser dividida em pequenos ciclos de raseamento ascendente (*shallowing upward*), associada a sedimentação em ambiente lagunar restrito, migrando verticalmente para ambiente semi-aberto a aberto, na margem de banco carbonático oolítico. A sucessão vertical reflete as relações laterais e esses subambientes coexistiram no tempo. (A) Wackestone peloidal, MF2. (B) Packstone/Grainstone peloidal oolítico, MF3. (C) Grainstone/packstone peloidal, MF4. (D) Grainstone/Packstone peloidal bioclástico intraclástico, MF5. (E) Grainstone oolítico bioclástico intraclástico, MF6 (modificada de HASUI et al., 2012).*

6.2 Sucessão vertical de microfácies

As parassequências identificadas ao longo do perfil sedimentológico/estratigráfico são iniciadas por superfícies de inundação, associadas à deposição de sedimentos em ambiente lagunar restrito, que migram verticalmente para sedimentos depositados em condições gradativamente mais abertas, em um padrão de raseamento ascendente (*shallowing upward*). A microfácies *grainstone* oolítico bioclástico intraclástico (MF6) está ausente nos três primeiros ciclos, ocorre no topo do quarto ciclo, e predomina no último ciclo descrito. Essa relação vertical aponta para a retrogradação do banco carbonático oolítico. Conjunto de parassequências com tendência de espessamento ascendente e capeadas por superfícies que exibem diagênese marinha freática, também apontam para um contexto marinho transgressivo.

Catuneano (2006) descreve situação semelhante à observada na sequência estudada. Segundo este autor, transgressões associadas a baixas taxas de elevação do nível do mar criam um excesso de acomodação através da plataforma carbonática, que resulta na formação de depocentros entre a linha de costa e a margem da plataforma. Estes depocentros ou lagunas são comumente de energia baixa, protegidas do mar aberto por ação de uma barreira recifal ou de banco carbonático. Enquanto a plataforma é inundada, as relativas baixas taxas de elevação do nível de base podem permitir que recifes e bancos carbonáticos cresçam, alcançando o nível do mar, “*keeping up*” com o novo espaço de acomodação gerado, ao mesmo tempo que o resto da plataforma esta submersa, mas com lâmina de água superior ao limite inferior da zona fótica. Sucessivos eventos de inundação e preenchimento do espaço de acomodação gerariam uma sucessão vertical similar à estudada no presente trabalho.

7 CONCLUSÃO

A partir da análise de amostras de rochas coletadas ao longo da sucessão carbonática exposta na Pedreira Carapeba, foi possível reconhecer seis microfácies sedimentares, caracterizadas de acordo com critérios composicionais, texturais e paleontológicos: Dolomito com terrígenos (MF1), *Wackestone* peloidal (MF2), *Grainstone/Packstone* peloidal (MF3), *Packstone/Grainstone* peloidal oolítico (MF4), *Grainstone/Packstone* peloidal bioclástico intraclástico (MF5) e *Grainstone* oolítico bioclástico intrástico (MF6).

As microfácies possuem uma ampla variedade textural, que refletem a deposição em diferentes domínios, com diferentes níveis de energia. A composição e assembleia fossilífera também é variável. Dentre os grãos esqueléticos identificados estão fragmentos de gastrópodes, bivalves, amonóides, ostracodes, espinho e placas de equinóide e crinóide, foraminíferos bentônicos, dentre estes miliolídeos e textularídeos, e algas calcárias, incluindo algas vermelhas, verdes e azul-verdes.

Baseado na textura deposicional, composição e assembleia fossilífera, foi realizada uma interpretação paleoambiental. As microfácies foram associadas ao ambiente lagunar restrito, ambiente lagunar semi-restrito e ambiente marinho aberto raso. A predominância de microfácies representativas de ambiente lagunar, na interface com o banco carbonático oolítico confirma o modelo proposto por Rangel (2002). Segundo este autor, a associação de microfácies descrita na Pedreira Carapeba reflete as condições estruturais vigentes durante a deposição dos sedimentos. A Pedreira Carapeba está localizada na margem sudoeste do Alto estrutural de Aracaju, próximo ao Baixo de Divina Pastora.

As microfácies identificadas no presente trabalho demonstram uma boa correlação com aquelas individualizadas por Rangel (2002) e por Diaz (2011). As lâminas descritas por Camacho (2009) e Costa (2011) também exibem feições semelhantes às descritas neste volume, o que demonstra a boa representatividade das amostras coletadas ao longo da sucessão sedimentar estudada.

Apesar das rochas possuírem uma boa porosidade primária, associada aos *grainstones* e *packstones*, esta porosidade foi totalmente obliterada por efeito da diagênese, exibindo atualmente apenas porosidade secundária. A história pós-deposicional das rochas estudadas foi complexa, sendo identificados seis fases de cimentação (cimento isópaco fibroso em franja, cimento micrítico, cimento sintaxial, cimento isópaco prismático equigranular em franja, cimento em mosaico granular fino e cimento blocoso), processos de micritização, de dissolução, dolomitização, neomorfismo, compactação física e compactação química.

A partir de relações de superposição foi possível reconhecer a ordem de ocorrência dos principais processos diagenéticos que afetaram as rochas. Estes foram relacionados aos regimes diagenéticos propostos por Machel (1999) e por Choquette & Pray (1970). A técnica da catodoluminescência (CL) foi de fundamental importância na caracterização das diferentes fases de cimentação, sobretudo na diferenciação entre o cimento em mosaico granular fino e cimento blocoso.

O processo de dolomitização, comumente observado nas rochas estudadas, foi descrito como total no caso da microfácies dolomito com terrígenos (MF1), ou parcial, nas demais microfácies. A dolomitização é interpretada como relativamente precoce e ocorreu no regime de soterramento raso/eogenético. Baseado na descrição petrográfica e na técnica de

catodoluminescência, o modelo proposto é o de laguna hipersalina (*seepage reflux*), sendo necessários estudos geoquímicos futuros para a confirmação do modelo.

O modelo de dolomitização proposto em estudos anteriores, incluindo Rangel (2002) e Costa (2011), é o de mistura de águas. No entanto, este modelo vem sendo invalidado por diversos autores para explicar dolomitização em ampla escala, o que reforça a necessidade de análises geoquímicas futuras para a caracterização destes dolomitos.

Os maiores valores de porosidade descritos estão associados aos dolomitos com terrígenos (MF1), que apresentam porosidade de moderada a boa. A porosidade presente nesta microfácies é classificada em intracristalina, pela dissolução parcial de cristais de dolomita, moldica, pela dissolução total dos cristais, ou intercristalina, pela dissolução de calcita remanescente entre os cristais de dolomita. Nas demais microfácies a porosidade é fechada ou ruim, classificada como intracristalina e moldica, associadas à dissolução de cristais de dolomita, ou intragranular, pela dissolução de lâminas no interior de oóides.

Analisando o perfil sedimentológico/estratigráfico foi possível reconhecer cinco ciclos de sedimentação bem definidos. Cada um deles representa um evento de inundação e exibe tendências de raseamento ascendente (*shallowing upward*). São compostas na base por argilito, *wackestone* peloidal (MF2) ou dolomito com terrígenos (MF1), que marcariam a superfície de inundação, e gradam em direção ao topo para *packstones* e *grainstones*, capeadas por superfícies que exibem feições diagenéticas típicas de ambiente marinho freático. Os ciclos ou parassequências exibem um padrão de espessamento ascendente (*thickening upward*) e a microfácies MF6 (grainstone oolítico bioclástico intraclástico) está presente apenas na porção superior do perfil, predominando na última parassequência. A sucessão foi interpretada como depositada em um contexto marinho transgressivo.

Referências bibliográficas

ARMSTRONG, H., BRASIER, M. **Microfossils**. Oxford: Wiley Blackwell, 2005. 2nd ed. 306p.

AZAMBUJA, N.C.; ARIENTI, L.M.; CRUZ, F. **Guidebook to the Rift-Drift Sergipe-Alagoas, Passive Margin Basin, Brazil**. In: The 1998 AAPG International Conference and Exhibition, 1998, p.113.

BATHURST, R.G.C. **Carbonate Sediments and Their Diagenesis**. Amsterdam: Elsevier Scientific Publishing Company, 1975. 620p.

BOGGS, S. **Principles of Sedimentology and Stratigraphy**. Toronto: Merrill Publishing Company, 1987. 784p.

CAINELLI, C.; BABINSKI, N.A.; SANTOS, R.C.R. & UESUGUI, N. **Sedimentos Albo-Santonianos da Bacia Sergipe-Alagoas: Ambientes de Sedimentação e Perspectivas Petrolíferas**. Revista Brasileira de Geociências, 1987. 17(2):135-138.

CAMACHO, D.G.F. **Aspectos Petrográficos dos Carbonatos da Formação Riachuelo-Albiano, Bacia de Sergipe**. 2009.138 p. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia)- Instituto de Geociências e Ciências exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.

CAMPOS NETO, O.P.A.; LIMA, W.S.; CRUZ, F.E.G. **Bacia de Sergipe-Alagoas**. Rio de Janeiro: Boletim de Geociências Petrobrás, 2007. v.15, n.2, p.405–415.

CARVALHO, M. D., PRAÇA, U. M., MORAIS JÚNIOR, J. J., SPADINI, A. R. **Reservatórios carbonáticos profundos do Eo/Meso Albiano da bacia de Santos**. Rio de Janeiro: Boletim de Geociências Petrobrás, 1990, out/dez. 4(4). p. 429-450.

CATUNEANO, O. **Principles of Sequence Stratigraphy**. Elsevier, 2006. 375p.

CHANG, H.K.; KOSMANN, R.O.; FIGUEIREDO, A.M.F. **Novos Conceitos Sobre o Desenvolvimento das Bacias Marginais do Leste Brasileiro**. Origem e Evolução das Bacias sedimentares, Petrobrás, 1990.

CHOQUETTE, P.W.; PRAY, L.C. **Geologic Nomenclature and Classification of Porosity in Sedimentary Carbonates**. AAPG Bulletin, 1970. v.54, n.2, p.207-250.

COSTA, P. P. B. 2011. **Influência da Dolomitização como Mecanismo Responsável pela Criação da Porosidade nos Calcarenitos Oolíticos/Oncolíticos do Membro Maruim da Formação Riachuelo de Idade Albiana da Bacia de Sergipe-Alagoas**. Trabalho de conclusão de curso (graduação em Geologia). Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador.

DIAZ, M. L. R.. **Estudo Diagenético aplicado ao Membro Maruim da Formação Riachuelo, na parte terrestre da sub-bacia de Sergipe, Brasil.** 2011. 265p. Dissertação em Análise de Bacias Sedimentares – Programa de Pós Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis. Instituto de Geociências. Universidade Estadual do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

DIAZ, M. L. R., PEREIRA, E. **Caracterização Diagenética dos Carbonatos da Formação Riachuelo, Cretáceo da Bacia de Sergipe-Alagoas, a partir de Dados Isotópicos de δ^{18} e δ^{13} C.** PRH-ANP. Universidade Estadual do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 2009. 9p.

DUNHAM, R.J. **Classification of Carbonate Rocks According to Depositional Texture.** AAPG Memoir, 1968. p. 108-121.

FAIRBRIDGE, R. H., CHILINGAR, G. V., BISSEL, H. J. **Carbonate Rocks (Origin, Occurrence and Classification).** Elsevier Pub. Co. Amsterda, 1967. 413p.

FEIJÓ, F.J.; VIEIRA, F.A.B. **Sequências Cretácicas das Bacias de Sergipe e Alagoas.** São Paulo: Geociências, 1991. v.10, p. 153-168.

FEIJÓ, F.J. **Bacia de Sergipe-Alagoas.** Boletim de Geociências Petrobrás, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, 1994. p. 149–161.

FLÜGEL, E. **Microfacies of Carbonate Rocks.** 2 ed. Berlin: Springer, 2010. 1007p.

FOLK, R.L. **Practical Petrographic Classification of Limestones.** AAPG Bull, 1959. 43(1): 1-38.

FOLK, R.L. **Spectral Subdivision of Limestone Types.** AAPG Memoir, 1962. p. 62-84.

FOLK, R.L. **Petrology of Sedimentary Rocks.** Austin: Hemphill publishing Co, 1974. 182p.

GRANIER, M.R.B.; BELLIER J.P. **Short Treatise on Foraminiferology (Essential on modern and fossil Foraminifera) [Court traité de foraminiférologie (L'essentiel sur les foraminifères actuels et fossiles)].** Carnets de Géologie - Notebooks on Geology, Brest, Book, 2010. 104p.

HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; ALMEIDA, F.F.M.; BARTORELLI, A. **Geologia do Brasil.** Editora Beca, 2012. 900p.

JAMES, N.P.; CHOQUETTE, P.W. **Diagenesis 5: Limestone introduction.** Geoscience Canada. 1983. v. 10, n.4, p.159-161.

JAMES, N.P.; CHOQUETTE, P.W. **Diagenesis 9: Limestones - The Meteoric Diagenetic Environment.** Geoscience Canada, 1984. v. 11, n.4, p.161-194.

JAMES, N.P.; CHOQUETTE, P.W. **Diagenesis in Limestones 3: The Deep Burial Environment.** Geoscience Canada, 1987. v. 14, n.1, p.3-35.

JAMES, N.P.; CHOQUETTE, P.W. **Diagenesis 6: The Sea Floor Diagenetic Environment**. Geoscience Canada. 1990. v. 10, n.4, p.159-161.

KOUTSOUKOS, E.A.M., AZAMBUJA FILHO, N.C., SPADINI, A.R. & DESTRO, N. **Upper Aptian – lower Coniacian carbonate sequences in the Sergipe Basin, northeastern Brazil**. In: SIMO, T., SCOTT, R.W. & MASSE, J.P. eds. *Cretaceous Carbonate Platforms*. Tulsa: AAPG Memoir 56, 1993. p. 127-143.

KOUTSOUKOS, E.A.M., MELLO, M.R. & AZAMBUJA FILHO, N.C. **The Upper Aptian-Albian Succession of the Sergipe Basin, Brazil: an Integrated Paleoenvironment Assessment**. AAPG Bulletin, 73(3), 1991a. 479-498 p.

LANA, M. C. **Bacia de Sergipe-Alagoas: Uma Hipótese de Evolução Tectono-Sedimentar**. In: GABAGLIA, G. P. R.; MILANI, E. J. *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*. Rio de Janeiro: Editora Gávea, 1990. 415p.

MACHEL, H.G. **Effects of Groundwater Flow on Mineral Diagenesis, with Emphasis on Carbonate Aquifers**. *Hydrogeology Journal*, 1999. v. 7, p. 94-107.

MACHEL, H. G. **Concepts and Models of Dolomitization: a Critical Reappraisal**. Department of Earth and atmospheric sciences, University of Alberta, Edmonton, 2004. p. 7-63.

MACHEL, H.G. **Investigation of Burial Diagenesis in Carbonate Hydrocarbon Reservoir Rocks**. Geoscience Canada, 2005. v. 32, n.3, p.103-128.

MACKENZIE, W. S.; ADAMS, A. E. **A Colour Atlas of Carbonate Sediments and Rocks Under the Microscope**. Londres: Manson Publishing, 1998. 180p.

MOORE, C. H. **Carbonate Reservoirs: Porosity Evolution and Diagenesis in a Sequence Stratigraphic Framework**. Elsevier Science, 2001, 460p.

OJEDA, H.A.O. & FUGITA, A.M. **Bacia Sergipe/Alagoas: Geologia Regional e Perspectivas Petrolíferas**. Anais do XXVIII Congresso (Brasileiro de Geologia). Porto Alegre, RS, Sociedade Brasileira de Geologia, São Paulo, 1976. p. 137–158.

RANGEL, C. V. **Estudo Paleoambiental dos Carbonatos do Albiano Superior na Bacia de Sergipe – Uma Abordagem Microfaciológica**. 2002. 104p. Dissertação em Análise de Bacias Sedimentares – Programa de Pós Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis. Instituto de Geociências. Universidade Estadual do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

ROBAINE, L. E. S., FORMOSO, M. L. L., SPADINI, A. R. **Geoquímica dos Reservatórios Carbonáticos da Formação Macaé (Eo-meso-Albiano) nos Campos de Pampo e Enchova, Bacia de Campos, Brazil**. Rio de Janeiro: Boletim Geociências Petrobrás, 1993. 7 (1/4): 103-133, jan./dez.

SCHALLER, H. **Revisão Estratigráfica da Bacia de Sergipe-Alagoas**. Boletim Técnico da Petrobrás, 1960, p. 21–86.

SCHOLLE, P. A.; BEBOUT, D. G.; MOORE, C. H. **Carbonate Depositional Environments**. Oklahoma: AAPG Memoir, 1983. 705p.

SCHOLLE, P.A.; ULMER-SCHOLLE, D.S. **A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, Texture, Porosity and Diagenesis**. Oklahoma: AAPG Memoir, 2003. v.77, 459p.

SIBLEY, D. F., GREGG, J. M. **Classification of Dolomite Rock Textures**. Journal of Sedimentary Research, 1987. vol 57, n 6, p. 967-975.

SOUZA-LIMA, W.; ANDRADE, E. J.; BENGTSON, P.; GALM, P. C. **A Bacia de Sergipe-Alagoas: Evolução Geológica, Estratigrafia e Conteúdo Fóssil**. Aracaju: Fundação Paleontológica Phoenix, Edição especial, 1, 2002. 34p.

SPADINI, A. R.; MARÇAL, R. A. **Porosidade em Reservatórios Carbonáticos: Algumas Considerações**. Rio de Janeiro: Boletim de Geociências da Petrobras, nov. 2004/maio 2005. v. 13, n. 1, p. 129-138.

SZATMARI, P.; MILANI, E. J. **Microplate Rotation in Northeast Brazil During South Atlantic Rifting: Analogies with the Sinai Microplate**. Geology, 1999. v. 27, n. 12, p. 1115–1118.

TERRA, G. J.; SPADINI, A.; FRANÇA, A.; SOMBRA, C.; ZAMBONATO, E.; JUSCHAKS, L.; ARIENTI, L.; ERTHAL, M.; BLAUTH, M.; FRANCO, M.; MATSUDA, N.; SILVA, N.; MORETTI JUNIOR, P.; D'ÁVILA, R.; SOUZA, R.; TONIETTO, S.; DOS ANJOS, S.; CAMPINHO, V.; WINTER, W. **Classificação de Rochas Carbonáticas Aplicável às Bacias Sedimentares Brasileiras**. Boletim de Geociências Petrobrás, 2010. v.18, p. 9-28.

TUCKER, M. E., & WRIGHT, V. P. **Carbonate Sedimentology**. Massachusetts: Blackwell Scientific Publications, 1990. 252p.

WILSON, J.L. **Carbonate Facies in Geologic History**. New York: Springer – Verlag, 1975. 470p.

Apêndice A: Tabela índice de amostras coletadas e lâminas confeccionadas

| Camada | Intervalo | Amostra | Lâmina | Classificação litológica/petrográfica | Microfácies |
|--------|-------------|---|-----------------|---------------------------------------|-------------|
| C-1 | 0-30cm | C-1 | C-1 | <i>Wackestone</i> | MF2 |
| C-2 | 30-50cm | C-2 | C-2 | <i>Wackestone</i> | MF2 |
| C-3 | 50-100cm | C-3 | - | <i>Grainstone/Packstone</i> | |
| C-4 | 100-130cm | C-4 | C-4 | <i>Grainstone/Packstone</i> | MF5 |
| C-5 | 130-170cm | C-5 | C-5 | <i>Packstone/Grainstone</i> | MF5 |
| C-6 | 170-190cm | C-6 | C-6 | <i>Packstone</i> | |
| C-7 | 190-205cm | - | - | Argilito Acinzentado | |
| C-8 | 205-220cm | C-8 | C-8 | <i>Packstone/Grainstone</i> | MF4 |
| C-9 | 220-240cm | C-9 | C-9 | <i>Grainstone</i> | MF5 |
| C-10 | 240-270cm | C-10 | C-10 | <i>Packstone/Grainstone</i> | MF4 |
| C-11 | 270-310cm | C-11 | C-11 | <i>Packstone/Grainstone</i> | MF4 |
| C-12 | 310-340cm | C-12 | C-12 | <i>Packstone/Grainstone</i> | MF4 |
| C-13 | 340-380cm | - | - | <i>Grainstone/Packstone</i> | |
| C-14 | 380-440cm | C-14 | C-14 | Dolomito | MF1 |
| C-15 | 440-500cm | C-15 | C-15 | <i>Grainstone/Packstone</i> | MF3 |
| C-16 | 500-540cm | C-16 | C-16 | <i>Grainstone/Packstone</i> | MF5 |
| C-17 | 540-560cm | - | - | <i>Packstone/Grainstone</i> | |
| C-18 | 560-650cm | C-18(1);C-18(2);C-18(3) | C-18(1) | <i>Grainstone</i> | MF5 |
| C-19 | 650-670cm | C-19(1);C-19(2) | C-19(2) | <i>Grainstone</i> | MF5 |
| C-20 | 670-760cm | C-20(1);C-20(2) | C-20 | <i>Grainstone</i> | MF3 |
| C-21 | 760-940cm | C-21(A); C-21(T); C-21(B); C-21(M); C-21(1); C-21(2); C-21(3) | C-21(T);C-21(A) | <i>Grainstone/Packstone</i> | MF3 |
| C-22 | 940-1040cm | C-22 | C-22 | Dolomito | MF1 |
| C-23 | 1040-1090cm | - | - | Argilito acinzantado | |
| C-24 | 1090-1150cm | C-24 | C-24 | <i>Wackestone</i> | MF2 |
| C-25 | 1150-1200cm | C-25(1);C-25(2) | C-25(1) | <i>Grainstone/Packstone</i> | MF5 |
| C-26 | 1200-1260cm | C-26 | C-26 | <i>Grainstone/Packstone</i> | MF5 |
| C-27 | 1260-1340cm | - | - | <i>Grainstone</i> | |

| | | | | | |
|------|-------------|-------------------------|-----------------|-----------------------------|-----|
| C-28 | 1340-1440cm | C-28 | C-28 | Dolomito | MF1 |
| C-29 | 1440-1510cm | C-29(1);C-29(2);C-29(3) | C-29(1) | <i>Packstone</i> | MF5 |
| C-30 | 1510-1570cm | C-30(1);C-30(2) | C-30(2) | <i>Packstone</i> | MF5 |
| C-31 | 1570-1650cm | C-31 | C-31 | <i>Packstone/Grainstone</i> | MF4 |
| C-32 | 1650-1700cm | C-32(1);C-32(2) | C-32(1) | <i>Packstone</i> | MF5 |
| C-33 | 1700-1750cm | C-33 | C-33 | <i>Grainstone</i> | MF5 |
| C-34 | 1750-1820cm | C-34(1);C34(2) | C-34(2) | <i>Grainstone</i> | MF6 |
| C-35 | 1820-1850cm | C-35 | C-35 | Dolomito | MF1 |
| C-36 | 1850-2000cm | C-36(1);C36(2) | - | Dolomito | MF1 |
| C-37 | 2000-2020cm | C-37 | C-37 | <i>Wackestone</i> | MF2 |
| C-38 | 2020-2090cm | C-38 | C-38 | <i>Graisntone</i> | MF6 |
| C-39 | 2090-2170cm | C-39(1);C-39(2) | C-39(2) | <i>Grainstone</i> | MF6 |
| C-40 | 2170-2220cm | - | - | <i>Grainstone</i> | MF6 |
| C-41 | 2220-2250cm | - | - | <i>Grainstone</i> | MF6 |
| C-42 | 2250-2290cm | C-42(1);C-42(2) | C-42(2) | <i>Grainstone</i> | MF6 |
| C-43 | 2290-2360cm | C-43(1);C-43(2) | C-43(1);C-43(2) | <i>Grainstone</i> | MF6 |
| C-44 | 2360-2450cm | C-44(1);C-44(2) | C-44(2) | <i>Grainstone</i> | MF6 |

LEGEND

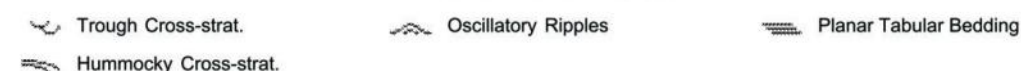
LITHOLOGY



CONTACTS



PHYSICAL STRUCTURES



LITHOLOGIC ACCESSORIES



FOSSILS AND ICHNOFOSSILS



| METERS | GRAIN SIZE | TEXTURE | GRAIN SIZE | PHYSICAL STRUCTURES | ACCESSORIES | FOSSILS |
|-----------|------------|----------|------------|---------------------|-------------|---------|
| clay | very fine | mudstn | clay | | | |
| silt | fine | wackestn | silt | | | |
| sand | medium | packstn | sand | | | |
| very fine | coarse | grainstn | granule | | | |
| fine | pebble | ballstn | pebble | | | |
| | cobble | | cobble | | | |
| | | | v f m c v | | | |

