

Bruno Valle de Oliveira

**ANÁLISE MICROFACIOLÓGICA DOS CALCÁRIOS DA FORMAÇÃO
COTINGUIBA (CRETÁCEO SUPERIOR), BACIA DE SERGIPE-
ALAGOAS**

**Trabalho Final de Curso
(Geologia)**

UFRJ
Rio de Janeiro
2014



UFRJ

Bruno Valle de Oliveira

**ANÁLISE MICROFACIOLÓGICA DOS CALCÁRIOS DA FORMAÇÃO
COTINGUIBA (CRETÁCEO SUPERIOR), 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.

Orientador:

Leonardo Fonseca Borghi de Almeida

Rio de Janeiro

Maio 2014

Bruno, Valle de Oliveira

Análise Microfaciológica dos Calcários da Formação Cotinguiba (Cretáceo Superior), Bacia de Sergipe-Alagoas: Bruno Valle de Oliveira -- Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo, 2014.

xvii, 92 p.: il.; 30cm

Trabalho Final de Curso (Geologia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, 2014.

Orientador: Leonardo Fonseca Borghi de Almeida

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. Análise Microfaciológica dos Calcários da Formação Cotinguiba, Bacia de Sergipe-Alagoas.

Bruno Valle de Oliveira

ANÁLISE MICROFACIOLÓGICA DOS CALCÁRIOS DA FORMAÇÃO COTINGUIBA
(CRETÁCEO SUPERIOR), 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.

Orientador:

Leonardo Fonseca Borghi de Almeida

Aprovada em:

Por:

Orientador: Dr. Leonardo Borghi (UFRJ)

Dra. Jane Nobre Lopes (UFRJ)

Dra. Frances Abbots (BG-Brasil)

UFRJ
Rio de Janeiro
2014

Dedico este trabalho aos meus pais, Sônia Regina Mattos Valle e André Luiz Barbosa de Oliveira, por todo apoio, compreensão e educação propiciada. Ao meu irmão Fábio Valle de Oliveira por todo companheirismo e amizade.

Agradecimentos

Agradeço ao professor Dr. Leonardo Fonseca Borghi de Almeida (UFRJ) pelos ensinamentos e oportunidades, que foram de grande importância para minha formação acadêmica.

O apoio financeiro e logístico do projeto SACL nas pesquisas de campo e de laboratório, sem o qual este trabalho não se realizaria.

A empresa Votorantim Cimentos (CIMESA), unidade de Laranjeiras, pela autorização do acesso à mina, por todo apoio logístico, material fornecido boa vontade em ajudar no que foi necessário, que foram essenciais para a realização deste trabalho.

A geóloga Amanda Goulart Rodrigues pela grande ajuda, apoio e incentivo que foram essenciais para a conclusão deste trabalho.

Ao geólogo Bernard Teixeira pela oportunidade de realizar este estudo e pela grande ajuda no trabalho campo e no início da pesquisa em laboratório.

Ao Prof Dr. Patrick Corbett, ao geólogo Raphael Nóbrega Câmara e a estudante de graduação Ariely Luparelli pela grande ajuda no trabalho de campo e a geóloga Ana Carolina Tavares por toda ajuda em laboratório.

A Dra. Jane Nobre Lopes, pela ajuda e ensinamentos na descrição das lâminas petrográficas.

Aos amigos do Laboratório de Geologia Sedimentar (Lagesed), pela amizade e ótimo ambiente proporcionado, com discussões e ensinamentos que foram de extrema importância para minha formação.

“O sucesso nasce do querer, da determinação e persistência em chegar a um objetivo. Mesmo não atingindo o alvo, quem busca e vence obstáculos, no mínimo fará coisas admiráveis.”

José de Alencar

Resumo

Valle de Oliveira, Bruno. **Análise Microfaciológica dos Calcários da Formação Cotinguiba (Cretáceo Superior), Bacia de Sergipe-Alagoas**. 2014. xvii, 92 f. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

A partir da abertura do oceano Atlântico Sul, amplas plataformas carbonáticas desenvolveram-se a partir do Albiano ao longo da margem continental leste do Brasil. A Formação Cotinguiba é resultante de um grande evento transgressivo iniciado no Cenomaniano (cujo ápice foi no início do Turoniano), que proporcionou a sedimentação carbonática em águas mais profundas do que aquela observada para a Formação Riachuelo, sotoposta. O presente estudo foi realizado na mina CIMESA, município de Laranjeiras (Alagoas) e objetivou a análise de microfácies sedimentares e interpretações paleoambientais dos calcários da Formação Cotinguiba, através da descrição sedimentológica de 163 m de um testemunho de sondagem (L17-29A) e descrição petrográfica de amostras nele obtidas. Do estudo do perfil estratigráfico, amostras coletadas e lâminas petrográficas caracterizaram-se dez microfácies sedimentares: (1) MF 1 - Mudstone maciço; (2) MF 2 - Mudstone a wackestone laminado; (3) MF 3 - Wackestone maciço; (4) MF 4 - Wackestone a packstone peloidal-bioclástico; (5) MF 5 - Packstone bioclástico; (6) MF 6 - Packstone a grainstone peloidal; (7) MF 7 - Packstone a grainstone peloidal com laminação cruzada; (8) MF 8 - Floatstone bioclástico; (9) MF 9 - Rudstone intraformacional e (10) MF 10 - Calcário Cristalino. Os resultados da análise das microfácies obtidas indicam que a Formação Cotinguiba teria sido depositada em uma rampa carbonática com quebra de talude distante. As microfácies mais finas, lamosas e laminadas (mudstones e wackestones) indicam uma deposição na porção externa dessa rampa ou em períodos de calmaria na rampa central, enquanto microfácies mais grossas e menos lamosas (packstones e grainstones) indicam depósitos formados por tempestades na porção central. A falta de microfácies indicativas de porções da rampa interna na área de estudo explica-se pelo fato que estes depósitos podem ter sido erodidos.

Palavras-chave: Formação Cotinguiba; Bacia de Sergipe-Alagoas; Microfácies Sedimentares.

Abstract

Valle de Oliveira, Bruno. **Microfacies Analysis of Limestones from Cotinguiba Formation (Upper Cretaceous), Sergipe-Alagoas Basin**. 2014. xvii, 92 f. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

From the opening of the Atlantic Ocean, wide carbonate platforms have developed since Albian along Brazilian east continental margin. The Cotinguiba Formation is resulting of a huge transgressive event that has began in Cenomanian (which acme was in Turonian), that provided the carbonatic sedimentation in deeper waters than in those observed in Riachulo Formation. The present study was realized in CIMESA's core, Laranjeiras city (Alagoas) and aimed to analyze sedimentary microfacies and paleoenvironmental interpretation from the limestones of Cotinguiba Formation, per sedimentological description of 163 m of a core and petrographic analysis from samples obtained from it. From the stratigraphic log, samples taken and thin sections studies, ten sedimentary microfacies were characterized: (1) MF 1 – Massive mudstone; (2) MF 2 – Laminated mudstone- to wackestone; (3) MF – 3 Massive Wackestone; (4) MF 4 - Peloidal-bioclastic wackestone- to packstone; (5) MF 5 – Bioclastic packstone; (6) MF 6 – Peloidal packstone- to grainstone; (7) MF 7 – Cross laminated peloidal packstone- to peloidal grainstone; (8) MF 8 – Bioclastic floatstone; (9) MF 9 – Intraformational rudstone e (10) MF 10 – Crystalline limestone. The results obtained of microfacies analysis indicate that Cotinguiba Formation would be deposited in a carbonate ramp with distally steepened slope. The thinner, muddy and laminated microfacies (mudstones, wackestones) indicate a deposition in the outer ramp area or in calm periods in central ramp area, as thicker and less muddy microfacies (packstones, grainstones) indicate storm deposits in the central ramp area. The absence of microfacies from inner ramp in the study area is explained by the fact those deposits could be eroded away.

Keywords: Cotinguiba Formation; Sergipe-Alagoas Basin; Sedimentary Microfacies

Lista de figuras

Figura 1 - Mapa de localização da mina CIMESA (Votorantim), onde foi realizada a descrição do testemunho da Formação Cotinguiba. Modificado de Bengtson (1983).	4
Figura 2 - Imagem de satélite mostrando as duas cavas da mina CIMESA (Cava Velha e Cava Nova) e a localização do poço L17-29A. Fonte: Modificada Goole Earth.	5
Figura 3 - Perfil esquemático simplificado do testemunho L17-29A indicando posição das amostras laminadas (Tabela 1).	6
Figura 4 - Diagrama de classificação para rochas carbonáticas segundo Dunham (1962), modificado por Embry and Klovan (1971). Extraído de Terra (2010).	6
Figura 5 - Estereomicroscópio utilizado na descrição macroscópica em laboratório.....	7
Figura 6 - Microscópio Zeiss Axio Imager utilizado na descrição petrográfica. Setas brancas indicam a câmera Zeiss AxioCam utilizada para fotomicrografia.	9
Figura 7 - Desenho representativo de um oólito. (Fonte: Terra, 2010).	14
Figura 8 - Desenho representativo de um oncólito. (Fonte: Terra, 2010).	14
Figura 9 - Desenho representativo de intraclastos. (Fonte: Terra, 2010).....	15
Figura 10 - Desenho representativo de peloides/pelotas fecais. (Fonte: Terra, 2010).....	17
Figura 11 - Desenho representativo de bioclastos . (Fonte: Terra, 2010).....	18
Figura 12 – Mapa contendo a localização da Bacia de Sergipe-Alagoas e suas sub-bacias. (Souza Lima <i>et al.</i> , 2002).	23
Figura 13 - Diagrama estratigráfico da sub-bacia de Sergipe. Formação Cotinguiba destacada em vermelho. (Neto <i>et al.</i> , 2007).....	25
Figura 14 - Diagrama estratigráfico da sub-bacia de Alagoas. Formação Cotinguiba destacada em vermelho. (Neto <i>et al.</i> , 2007).....	26
Figura 15 – Arcabouço estrutural da Bacia de Sergipe-Alagoas, mostrando os grandes compartimentos tectônicos e principais feições estruturais (Lana, 1990).	27
Figura 16 – Unidades litoestratigráficas do Cretáceo da Bacia de Sergipe-Alagoas. (Fonte: Walter, 2000).	30
Figura 17 - Reconstrução paleogeográfica do Cenomaniano-Coniaciano inferior da Bacia de Sergipe-Alagoas, onde uma subida relativa do nível do mar teria afogado a plataforma Riachuelo. (Fonte: Koutsoukos <i>et al.</i> , 1993).	31
Figura 18 - Figura esquemática ilustrando uma plataforma protegida.	32
Figura 19 - Figura esquemática ilustrando uma non-rimmed shelf.	33
Figura 20 - Figura esquemática ilustrando uma rampa carbonática.	33
Figura 21 - Figura esquemática ilustrando uma plataforma epírica.	34
Figura 22 - Figura esquemática ilustrando uma plataforma isolada.	34
Figura 23 - Figura esquemática ilustrando uma plataforma afogada.....	35

Figura 24 - Modelo esquemático de uma plataforma protegida proposto por Wilson (1975) e modificado por Flügel (2010). Estas zonas encontram-se melhor expostas no Apêndice C.... 39

Figura 25 – Variações comuns em arranjos laterais de zonas de fácies do modelo “plataforma protegida” de Wilson (1975). O arranjo das fácies é controlado pela posição do nível do mar (A – Mar Alto, B – Mar estável, C – Mar Baixo). A: A margem da plataforma é caracterizada por uma zona com barreira de corais (FZ 5) interdigitadamente com a zona de plataforma interna (FZ 7). As FZ 3 e 4 do modelo de Wilson (1975) não são possíveis de ser diferenciadas devido a mistura de fragmentos recifais e areia carbonática do interior da plataforma, da mesma maneira que não é possível observar a FZ 2 e 6. B: A zona recifal (FZ 5) é parte de um complexo de corais consistindo de sedimentos *back-reef* lagunais e um talude cuja porção superior é abastecida com depósitos de talus formando uma zona *forereef*. C: Caso comum onde bancos de areia marginais se interdigitam com sedimentos do talude, que consistem de areia bioclástica transportada dos bancos. Traduzido de Flügel (2010). 40

Figura 26 – Modelo de uma Rampa Carbonática homoclinal, modificado de Burchette e Wright (1992) por Flügel (2010). 41

Figura 27 - Caixa número sete do testemunho descrito, com detalhe em um dos intervalos em aproximadamente 30 m de profundidade, ilustrando a textura maciça da MF 1 (Mudstone Maciço). 46

Figura 28 – Fotomicrografias (A, B, D, E, F) e foto de detalhe (C) da microfácies MF 1 (Mudstone Maciço). (A) Lâmina de profundidade 142,3 m com polarizadores cruzados (XP). Observar textura da microfácies MF 1. (B) Lâmina de profundidade 142,3 m com polarizadores paralelos (//P). Observar uma lente de wackestone característica da microfácies. (C) Foto de detalhe do testemunho em profundidade aproximada de 142,3 m. Observar coloração acinzentada e bioturbação característica. (D) Lâmina de profundidade 29,7 m (//P) ilustrando um foraminífero dissolvido (porosidade intrapartícula). (E) Lâmina de profundidade 142,3 m (XP) ilustra a textura de uma lente de wackestone onde a seta indica uma espícula de equinoide e círculos vermelhos, grãos de quartzo angulosos. (F) Lâmina de profundidade 129,4 m (//P) observar calcisferas. 47

Figura 29 - Caixa número 20 do testemunho descrito, com detalhe em um dos intervalos em aproximadamente 82 m de profundidade representando a microfácies MF 2 (Mudstone a wackestone laminado). Observar laminação plano-paralela e níveis de sílica escura (setas). . 49

Figura 30 – Fotomicrografias da microfácies MF 2 (Mudstone a wackestone laminado). (A) Lâmina de profundidade 50,0 m (//P). Observar textura da microfácies. (B) Lâmina de profundidade 160,3 m (//P). Observar textura wackestone que esta microfácies pode apresentar (setas indicam um ostracode silicificado). (C) Lâmina de profundidade 153,4 m (//P). Observar foraminífero ao centro da lâmina. (D) Lâmina de profundidade 153,4 m (//P). Observar calcisferas (setas). (E) Lâmina de profundidade 153,4 m (//P). Observar textura e bivalve fragmentado. (F) Lâmina de profundidade 81,7 m (//P). Observar lente de sílica microcristalina escura no centro da lâmina. 50

Figura 31 - Caixa número 16 do testemunho descrito, com detalhe em um dos intervalos em aproximadamente 65m de profundidade, ilustrando a textura maciça da microfácies MF 3 (Wackestone maciço). 52

Figura 32 – Fotomicrografias da microfácies MF 3 (Wackestone Maciço). (A) Lâmina de profundidade 7,6 m (XP). Observar textura da microfácies e alga verde indicada pela seta. (B) Lâmina de profundidade 7,6 m (//P). Observar espícula de equinoide. (C) Lâmina de profundidade 138,7 m (//P) ilustrando um roveacrinídeo. (D) Lâmina de profundidade 15,5 m

- (XP). Observar inoceramídeo ao centro da lâmina e grãos de quartzo angulosos dispersos. (E) Lâmina de profundidade 7,6 m (//P). Observar calcisfera no centro. (F) Lâmina de profundidade 36,0 m (//P), destaca-se um foraminífero no centro da lâmina. 53
- Figura 33 - Fotomicrografias da microfácies MF 3 (Wackestone Maciço). (A) Lâmina de profundidade 64,6 m (//P). Observar fragmento fosfático. (B) Lâmina de profundidade 7,6 m (//P). Observar ostracode. (C) Lâmina de profundidade 138,7 m (//P). Observar espícula de esponja. (D) Lâmina de profundidade 140,7 m (//P). Observar romboedros de dolomita substituindo a matriz micrítica, onde o núcleo de alguns romboedros encontram-se desdolomitizados. 54
- Figura 34 - Caixa número 30 do testemunho descrito, com detalhe em dois dos intervalos em aproximadamente 123 m de profundidade, ilustrando a textura da microfácies MF 4 (Wackestone a packstone peloidal-bioclástico). Atentar para a variação de coloração desta microfácies. 55
- Figura 35 - Fotomicrografias da microfácies MF 4 (Wackestone a packstone peloidal-bioclástico). (A) Lâmina de profundidade 96,6 m (//P). Observar oóide micritizado indicado pelas setas. (B) Lâmina de profundidade 96,6 m (//P). Observar ostracode. (C) Lâmina de profundidade 56,9 m (XP). Observar pelóide no centro da imagem e grãos de quartzo angulosos dispersos (setas). (D) Lâmina de profundidade 119,3 m (//P). Observar romboedros de dolomita substituindo a matriz micrítica. 56
- Figura 36 - Fotomicrografias da microfácies MF 4 (Wackestone a packstone peloidal-bioclástico). (A) Lâmina de profundidade 96,6 m (//P). Observar textura da microfácies, placas de equinóides, matriz micrítica e pelóides cimentados na porção inferior. (B) Lâmina de profundidade 59,6 m (XP). Observar foraminíferos e grão de quartzo anguloso. (C) Lâmina de profundidade 120,6 m (//P). Observar roveacrinídeo ao centro e estilólitos (setas), que são muito frequentes nesta microfácies. (D) Lâmina de profundidade 119,3 m (//P). Observar inoceramídeo ao centro. (E) Lâmina de profundidade 59,6 m (//P). Observar calcisferas indicadas por setas amarelas e espícula de esponja indicada pela seta vermelha. (F) Lâmina de profundidade 96,6 m (//P). Observar fragmento fosfático parcialmente substituído por microcristais de siderita. 57
- Figura 37 - Caixa número 1 do testemunho descrito, com detalhe em um intervalo em aproximadamente 1,5 m de profundidade, ilustrando a microfácies MF 5 (Packstone bioclástico) (porção superior). Esta microfácies encontra-se frequentemente associada a MF 8 (Floatstone Bioclástico) (porção inferior). 58
- Figura 38 – Fotomicrografias lâmina de profundidade 0,5 m representando a microfácies MF 5 (Packstone bioclástico). (A) Observar textura da microfácies, atentar para a grande quantidade de conchas de bivalves fragmentadas. (//P) (B) Observar espícula de equinoide (//P). (C) Observar inoceramídeo ao centro (XP). (D) Observar gastrópode substituído por sílica (XP). 59
- Figura 39 - Caixa número 18 do testemunho descrito, com detalhe em um intervalo em aproximadamente 70 m de profundidade onde observa-se a textura da microfácies MF 6 (Packstone a grainstone peloidal maciço). Observar também a lente centimétrica laminada e a bioturbação, comuns nesta microfácies. 61
- Figura 40 - Fotomicrografias da microfácies MF 6 (Packstone a grainstone peloidal maciço). (A) Lâmina de profundidade 100,7 m (//P). Observar textura da microfácies e estilólitos (setas), que são muito presentes nesta microfácies (B) Lâmina de profundidade 100,7 m (//P). Observar foraminíferos (setas amarelas) e alga verde (seta vermelha). (C) Lâmina de

profundidade 103,4 m (//P). Observar calcisfera no centro. (D) Lâmina de profundidade 100,7 m (XP). Observar espícula de equinoide. (E) Lâmina de profundidade 103,4 m (//P). Observar fragmento fosfático. (F) Lâmina de profundidade 42,5 m (XP). Observar nível com concentração de grãos de quartzo, marcando bem a laminação (seta).62

Figura 41 - Caixa número 38 do testemunho descrito, com detalhe em um intervalo em aproximadamente 153,4 m de profundidade. Observar textura da microfácies MF 7 (Packstone a grainstone peloidal com laminação cruzada), de cor cinza-escuro; que encontra-se quase sempre associada a microfácies MF 2 (Mudstone laminado), de cor cinza-claro. 63

Figura 42 - Fotomicrografias da microfácies MF 7 (Packstone a grainstone peloidal com laminação cruzada) (A) Lâmina de profundidade 160,8 m (//P). Observar textura da microfácies, calcisferas (setas) e pelóides cimentados por calcita espática. (B) Lâmina de profundidade 160,8 m (//P). Observar foraminífero ao centro. (C) Lâmina de profundidade 160,8 m (//P). Observar gastrópode ao centro. (D) Lâmina de profundidade 120,6 m (//P). Observar algas verdes. 64

Figura 43 - Caixa número 37 do testemunho descrito, com detalhe em um intervalo em aproximadamente 149,5 m de profundidade. Observar textura da microfácies MF 8 (Floatstone bioclástico). 66

Figura 44 - Fotomicrografias da microfácies MF 8 (Floatstone bioclástico) (A) Lâmina de profundidade 149,0 m (XP). Observar textura da microfácies. (B) Lâmina de profundidade 149,5 m (//P). Observar foraminíferos. (C) Lâmina de profundidade 5,0 m (XP). Observar bivalve inoceramídeo. (D) Lâmina de profundidade 149,0 m (XP). Observar matriz frequentemente recristalizada apresentada por esta microfácies e ostracodes (setas). (E) Lâmina de profundidade 5,0 m (//P). Observar pelóides de tamanhos variados cimentados por calcita espática. (F) Lâmina de profundidade 5,0 m (//P). Observar placa de equinóide. 67

Figura 45 - Caixa número 14 do testemunho descrito, com detalhe em um intervalo em aproximadamente 57,5 m de profundidade. Observar textura da microfácies MF 9 (Rudstone intraformacional) e a grande quantidade de estilólitos, evidenciando forte compactação. 69

Figura 46 – Fotomicrografias da lâmina de profundidade 56,8m, representando a MF 9 (Rudstone intraformacional). (A) Observar textura da microfácies, intraclastos (circulados) e grande quantidade de grãos de quartzo tanto na matriz quanto nos intraclastos (//P). (B) Observar ostracode (seta vermelha), foraminífero (seta amarela) e grãos de quartzo mal selecionados (seta verde) (XP). (C) Observar oóide micritizado ao centro e inoceramídeo na porção inferior (XP). (D) Observar microclima no centro da lâmina e grãos de quartzo ao redor (XP). 70

Figura 47 - Caixa número 22 do testemunho descrito, com detalhe em um intervalo em aproximadamente 90,5 m de profundidade. Observar textura da microfácies MF 10 (Calcário cristalino). 71

Figura 48 – Fotomicrografias (//P) da microfácies MF 10 (Calcário cristalino). (A) Observar textura da microfácies e presença de diversos romboedros, aparentando ser dolomita. (B) Observar textura após aplicação da solução de Alizarina Red-S + HCl. Segundo Tucker (1988) Calcita apresenta-se em tom rosado, constatando-se que houve o processo de desdolomitização. Grãos incolores são de quartzo. 71

Figura 49 – Distribuição das microfácies observadas no ambiente proposto (rampa carbonática). O modelo utilizado foi aquele proposto por Flügel (2010). Modificado de Flügel (2010). 76

- Figura 50 - Perfil esquemático simplificado com os sub-ambientes sugeridos para cada intervalo indicados.....77
- Figura 51 – Foto das caixas 40 e 41 do testemunho estudado. Observar a associação das MF 7 (Packstone a grainstone peloidal com laminação cruzada), em cinza escuro e MF 2 (Wackestone a mudstone laminado), em cinza claro. Seta vermelha indica estruturas truncadas, que podem indicar fluxo oscilatório.....79
- Figura 52 – Gráfico onde é ilustrada a textura de sedimentos do talude por o ângulo máximo do talude. Modificado de Playton *et al.* (2010).81

Lista de Quadros

Quadro 1 - Relação entre o tamanho do grão e a classe granulométrica dos constituintes, utilizado por Wentworth (1922).....	10
Quadro 2 - Quadro comparativo entre as microfácies e suas respectivas descrições nos trabalhos de Walter (2000) e Berthou & Bengtson (1988). Adaptado de Walter (2000).....	22
Quadro 3 - Quadro síntese das microfácies propostas nesse trabalho.....	44
Quadro 4 - Quadro comparativo entre as microfácies e suas respectivas descrições no presente estudo (2014) e Berthou & Bengtson (1988).....	73
Quadro 5 - Quadro comparativo entre as microfácies e suas respectivas descrições no presente estudo (2014) e Walter (2000).....	74

Lista de Tabelas

Tabela 1 - Tabela índice das lâminas confeccionadas. Estas encontram-se indicadas na Figura 3.....	8
--	---

Sumário

Agradecimentos	vi
Resumo	viii
Abstract.....	ix
Lista de figuras	x
Lista de Quadros	xv
1 INTRODUÇÃO	1
2 MATERIAIS E MÉTODOS	3
2.1 Revisão bibliográfica	3
2.2 Etapa de campo.....	3
2.3 Descrição macroscópica, petrográfica e caracterização de microfácies	7
3 REVISÃO CONCEITUAL.....	11
3.1 Histórico dos estudos em sedimentos carbonáticos	11
3.2 Principais constituintes de rochas carbonáticas	12
3.2.1 Oólitos	12
3.2.2 Oncólitos.....	14
3.2.3 Intraclastos.....	15
3.2.4 Agregados.....	15
3.2.5 Peloides.....	16
3.2.6 Bioclastos.....	17
3.2.7 Matriz carbonática	18
3.2.8 Cimento carbonático.....	19
3.3 Formação Cotinguiba (Cenomaniano-Coniaciano).....	20
4 CONTEXTO GEOLÓGICO	23
4.1 Aspectos gerais e localização	23
4.2 Arcabouço estrutural	27
4.3 Estratigrafia	29
4.3.1 Supersequência Drifte e Formação Cotinguiba	29
5 PLATAFORMAS CARBONÁTICAS	32
5.1 Modelos de plataformas	32
5.2 Modelos de fácies deposicionais	35
5.1.1 Zonas de fácies de uma plataforma protegida (Wilson, 1975; Flügel, 2010).....	38
5.1.2 Zonas de fácies de uma rampa carbonática (Burchette & Wright, 1992).....	40
6 RESULTADOS.....	44

6.1.1 Microfácies MF 1 – Mudstone maciço	45
6.1.2 Microfácies MF 2 – Mudstone a wackestone Laminado	48
6.1.3 Microfácies MF 3 – Wackestone maciço	51
6.1.4 Microfácies MF 4 – Wackestone a packstone peloidal-bioclástico.....	54
6.1.5 Microfácies MF 5 – Packstone bioclástico	58
6.1.6 Microfácies MF 6 – Packstone a grainstone peloidal	60
6.1.7 Microfácies MF 7 – Packstone a grainstone peloidal com laminação cruzada	63
6.1.8. Microfácies MF 8 – Floatstone bioclástico	65
6.1.9 Microfácies MF 9 – Rudstone intraformacional.....	68
6.1.10 Microfácies MF 10 – Calcário cristalino	70
7. DISCUSSÃO	72
7.1. Comparação com estudos anteriores	72
7.2. Modelo paleoambiental	75
8. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	82
9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	83

1 INTRODUÇÃO

As rochas carbonáticas constituem cerca de 10% do registro sedimentar exposto e podem ser depositadas em variados tipos de ambientes, tanto marinhos quanto continentais. Economicamente este tipo de rocha possui grande importância podendo apresentar-se como reservatórios de óleo e gás, como hospedeiras de chumbo e zinco, aquíferos ou depósitos de fosfato e evaporitos.

Com a fragmentação do Supercontinente Gondwana iniciada no Jurássico Superior, a partir da abertura do Atlântico Sul, amplas plataformas carbonáticas iniciaram seu desenvolvimento ao longo de toda margem leste do Brasil. A Bacia de Sergipe-Alagoas constitui a bacia de margem leste brasileira com a seção estratigráfica mais completa e a única com a seção carbonática Albiana e pós-Albiana expressivamente aflorante, que é representada pelas formações Riachuelo e Cotinguiba.

Segundo Schaller (1970), a Formação Cotinguiba é recorrente de um grande evento transgressivo, iniciado no Cenomaniano e cujo ápice foi no Eoturoniano, que proporcionou a deposição de sedimentos em uma rampa carbonática, que afogou o sistema plataformal Riachuelo tendo depositado predominantemente calcilutitos, até o mesoconiaciano (Souza-Lima *et al.*, 2002).

A partir da década de 1940 a exploração de petróleo na Bacia de Sergipe-Alagoas incentivou diversos estudos nesta área, em grande parte relatórios internos da Petrobrás. Dos trabalhos publicados sobre o Cenomaniano-Coniaciano da bacia a maior parte constitui-se de estudos paleontológicos e bioestratigráficos, enquanto trabalhos sobre microfácies são menos ocorrentes.

Baseando-se em análise de afloramentos, Berthou & Bengtson (1988) e Walter (2000) realizaram estudos detalhados de microfácies; contudo, o único estudo onde microfácies são

caracterizadas a partir da análise de testemunhos foi realizado por Bandeira (1978), reconhecendo apenas duas microfácies diferentes. Deste modo é evidente que um estudo microfaciológico mais detalhado em testemunhos ainda se faz necessário.

O presente trabalho **objetiva** a caracterização de microfácies sedimentares, através da análise microscópica, reconhecendo estruturas, litologias (Dunham, 1962), percentual de material terrígeno, seleção, grau de fragmentação e conteúdo fossilífero, para posterior comparação com dados presentes na literatura e proposição do paleoambiente deposicional.

Com o entendimento das rochas calcárias da Formação Cotinguiba, este estudo tem como finalidade servir como auxílio na melhor compreensão de reservatórios carbonáticos correlatos em estudos futuros, como a Formação Guarujá na Bacia de Santos, o Grupo Macaé na Bacia de Campos, dentre outros.

Este trabalho também é de grande importância para a mina onde foi realizado o estudo, uma vez que poderá, juntamente do estudo mais detalhado de outros poços, aumentar a precisão do processo de cubagem e fornecer um melhor planejamento futuro.

2 MATERIAIS E MÉTODOS

O presente trabalho consistiu de diversas etapas, tanto em laboratório quanto em campo. Os estudos de laboratório foram realizados no Laboratório de Geologia Sedimentar (Lagesed) na Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ), enquanto que a etapa de campo ocorreu na mina CIMESA, da companhia Votorantim Cimentos, em Sergipe.

2.1 Revisão bibliográfica

A fim de se obter um melhor entendimento e contextualização da área e do objeto de estudo, realizou-se o levantamento e a revisão bibliográfica relacionada a diversos temas, incluindo (i) ambientes deposicionais e modelos de plataformas carbonáticas, (ii) microfácies carbonáticas, (iii) Formação Cotinguiba e (iv) Bacia de Sergipe-Alagoas. Além disso, também foram estudados artigos sobre as bacias de Santos e Campos, uma vez que análogos a Formação Cotinguiba podem ser encontrados nestas bacias, como a Formação Guarujá e o Grupo Macaé.

2.2 Etapa de campo

A atividade de campo ocorreu em uma mina de calcário (CIMESA), da companhia Votorantim Cimentos, localizada a cerca de 20 quilômetros do centro de Aracaju e cinco quilômetros do centro de Laranjeiras (Figura 1).

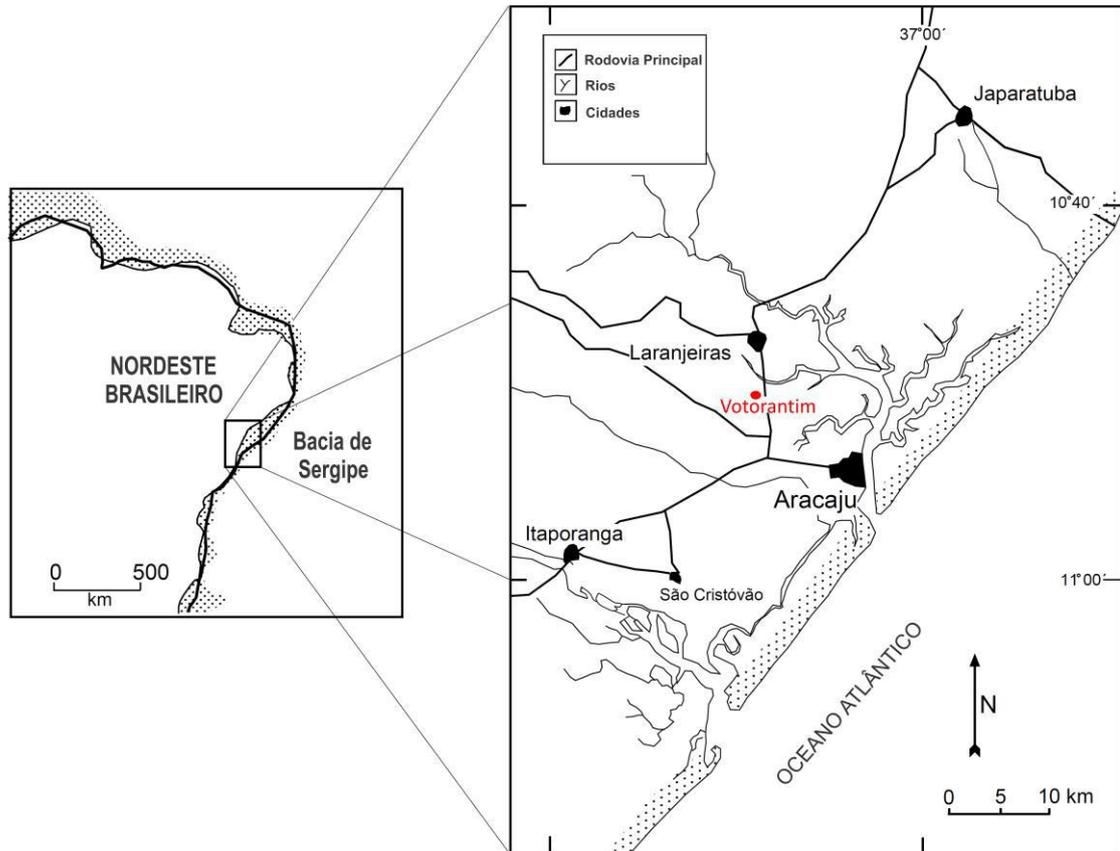


Figura 1 - Mapa de localização da mina CIMESA (Votorantim), onde foi realizada a descrição do testemunho da Formação Cotinguiba. Modificado de Bengtson (1983).

O trabalho de campo teve a duração de quatro dias, com a finalidade de reconhecer geologicamente a área de estudo, descrever e confeccionar um perfil estratigráfico de um testemunho, coletar amostras, fotografias e todos os dados necessários para o estudo.

Primeiramente realizou-se o reconhecimento geral da mina e o estudo do material fornecido pela empresa (relatórios internos, seções geológicas e mapas da mina), a fim de escolher o testemunho de sondagem com melhores características para o estudo (maior variação litológica e maior profundidade). Foram disponibilizados inúmeros testemunhos para escolha, que tiveram como principal objetivo em sua perfuração o estudo geoquímico. Destes, o escolhido foi o de nome L17-29A, localizado na cava mais nova (Figura 2) e com uma profundidade de 163 m.

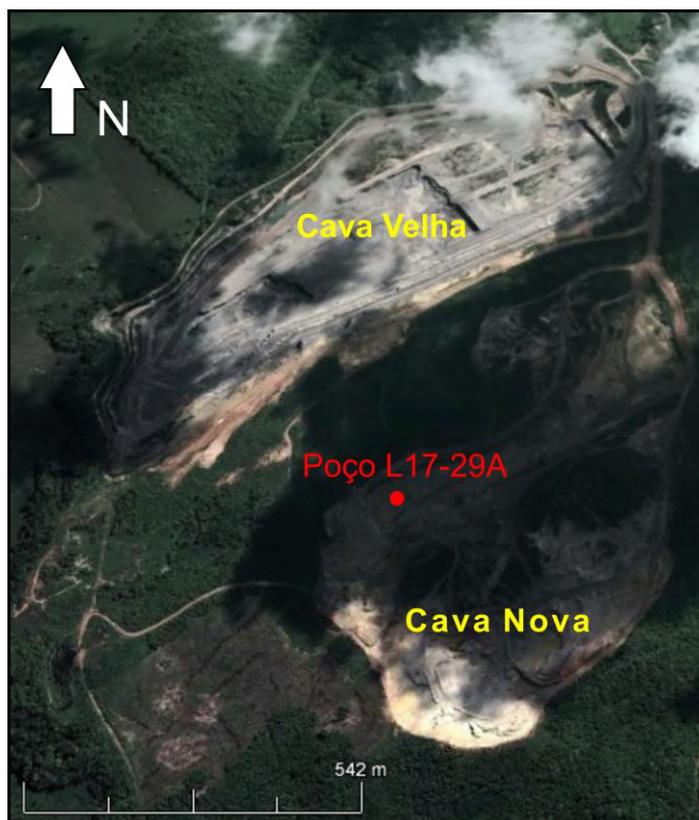


Figura 2 - Imagem de satélite mostrando as duas cavas da mina CIMESA (Cava Velha e Cava Nova) e a localização do poço L17-29A. Fonte: Modificada Goole Earth.

Este testemunho foi utilizado para confecção de um perfil sedimentológico/estratigráfico na escala 1:100 (Figura 3, Apêndice A), onde foram descritas feições sedimentares em macro- e mesoescala, como: (1) litologia (Embry & Klovan (1971), modificada de Dunham (1962) (Figura 4)); (2) textura; (3) cor; (4) estruturas sedimentares; (5) seleção; (6) fragmentação dos bioclastos; (7) granulometria; (8) contatos entre as camadas; e (9) conteúdoossilífero. Todos os intervalos descritos foram devidamente fotografados e amostrados, totalizando 73 fotos de detalhe e 50 amostras.

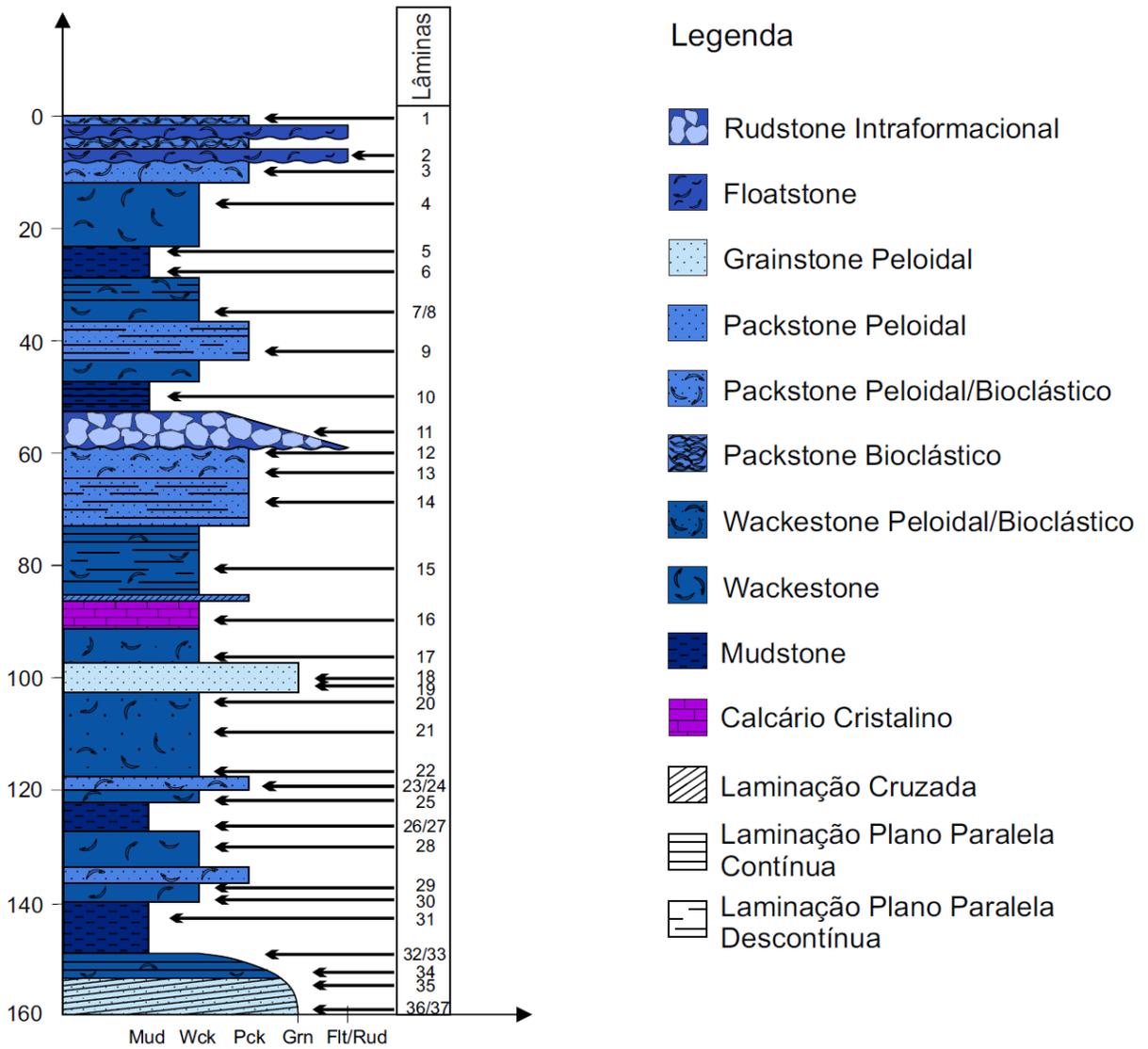


Figura 3 - Perfil esquemático simplificado do testemunho L17-29A indicando posição das amostras laminadas (Tabela 1).

CALCÁRIOS ALÓCTONES					CALCÁRIOS AUTÓCTONES				
Componentes originais não-ligados organicamente durante a deposição (<10% grão >2 mm)				Textura deposicional não-reconhecível	Componentes originais não-ligados organicamente durante a deposição		Componentes originais ligados organicamente durante a deposição		
Contém Matriz (Partículas tamanho argila/silte fino)					>10% grãos >2 mm		Organismos que atuam como obstáculos	Organismos que encrustam e ligam	Organismos que constroem um arcabouço rígido
Suportado por matriz		O arcabouço é grão-suportado com matriz	Sem matriz, grão-suportado		Suportado pela matriz	Suportado por componentes maiores que 2 mm			
Menos de 10% de grãos	Mais de 10% de grãos								
Mudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone	Crystalline	Floatstone	Rudstone	Bafflestone	Bindstone	Framestone

Figura 4 - Diagrama de classificação para rochas carbonáticas segundo Dunham (1962), modificado por Embry and Klovan (1971). Extraído de Terra (2010).

2.3 Descrição macroscópica, petrográfica e caracterização de microfácies

Objetivando-se aperfeiçoar a descrição de campo, todas as amostras coletadas foram novamente analisadas macroscopicamente em laboratório, com o auxílio de um estereomicroscópio (Figura 5) e uma melhor infraestrutura que a utilizada em campo.



Figura 5 - Estereomicroscópio utilizado na descrição macroscópica em laboratório.

Após isso, foram selecionadas 36 amostras para confecção de 37 lâminas delgadas (Figura 3, Tabela 1), onde a metodologia empregada na escolha consistiu da seleção de uma amostra por intervalo descrito em campo. Estas amostras foram impregnadas com Resina epoxy-azul, a fim de destacar os poros das rochas e, posteriormente, encaminhadas para preparação tradicional de lâminas delgadas.

A descrição foi realizada utilizando a classificação litológica proposta por Embry & Klovan (1971) (Figura 4); onde foram observados constituintes como bioclastos, peloides, intraclastos, dentre outros; estruturas sedimentares, texturas, e feições diagenéticas e composição.

Tabela 1 - Tabela índice das lâminas confeccionadas. Estas encontram-se indicadas na Figura 3 e melhor descritas no Apêndice D.

	Amostra/ Profundidade	Litologia
1	0,5 m	Packstone
2	5,0 m	Floatstone Bioclástico
3	7,6 m	Wackestone
4	15,5 m	Wackestone
5	22,8 m	Mudstone
6	29,7 m	Mudstone
7	36-1 m	Wackestone
8	36-2 m	Wackestone
9	42,5 m	Packstone
10	50,0 m	Mudstone
11	56,8 m	Rudstone Intraformacional
12	59,6 m	Packstone
13	64,6 m	Wackestone
14	70,5 m	Packstone
15	81,7 m	Wackestone
16	91,5 m	Calcário Cristalino
17	96,6 m	Wackestone
18	100,7 m	Grainstone Peloidal
19	103,4 m	Packstone/Grainstone Peloidal
20	104,4 m	Wackestone
21	109,0 m	Wackestone
22	117,0 m	Wackestone
23	119,3 m	Packstone
24	120,6 m	Packstone Peloidal
25	123,5 m	Wackestone
26	129,0 m	Mudstone
27	129,4 m	Mudstone
28	133,0 m	-
29	138,7 m	Wackestone
30	140,7 m	Wackestone
31	142,3 m	Mudstone
32	149,0 m	Floatstone Bioclástico
33	149,5 m	Floatstone Bioclástico
34	153,4 m	Packstone
35	156,3 m	Wackestone
36	160,3 m	Wackestone/Packstone Peloidal
37	160,8 m	Wackestone/Packstone Peloidal



Figura 6 - Microscópio Zeiss Axio Imager utilizado na descrição petrográfica. Setas brancas indicam a câmera Zeiss AxioCam utilizada para fotomicrografia.

A diferenciação da composição dos carbonatos foi realizada através do tingimento com uma solução de Alizarina Red-S e HCl. Ao tingir a lâmina com esta solução, os diferentes tipos de carbonato apresentam uma coloração diferente de acordo com sua composição. Enquanto a calcita (CaCO_3) apresenta um tom vermelho ao ser tingida, a dolomita ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) não apresenta modificações em sua coloração (Tucker, 1988).

Foi utilizada a escala granulométrica de Udden-Wentworth (1922) nas descrições microscópicas (Quadro 1):

Quadro 1 – Relação entre o tamanho do grão e a classe granulométrica dos constituintes, utilizado por Wentworth (1922).

Milímetros (mm)	Micrômetros (μm)	Phi (φ)	Classe Granulométrica
4096		-12.0	Matacão
256		-8.0	Bloco
64		-6.0	Seixo
4		-2.0	Grânulo
2.00		-1.0	Areia Muito Grossa
1.00		0.0	Areia Grossa
1/2	0.50	1.0	Areia Média
1/4	0.25	2.0	Areia Fina
1/8	0.125	3.0	Areia Muito Fina
1/16	0.0625	4.0	Silte Grosso
1/32	0.031	5.0	Silte Médio
1/64	0.0156	6.0	Silte Fino
1/128	0.0078	7.0	Silte Muito Fino
1/256	0.0039	8.0	Argila
	0.00006	14.0	

Depois de realizada a descrição petrográfica, foram caracterizadas microfácies sedimentares, que são definidas por Flügel (2010) como “conjunto de todos os dados sedimentológicos e paleontológicos que podem ser descritos e classificados em lâminas delgadas, peels, seções polidas ou amostras de rochas”. Estas serviram como ferramentas base para o estudo paleoambiental da Formação Cotinguiba. As microfácies sedimentares e estudos paleoambientais serão discutidos posteriormente nos capítulos 6 e 7.

Após a caracterização das microfácies, digitalizou-se o perfil de campo (Apêndice A) através da utilização do software SedLog 3.0 e, com o auxílio do software CorelDRAW X5 criou-se a legenda utilizada e para realizou-se a edição final do perfil.

3 REVISÃO CONCEITUAL

3.1 Histórico dos estudos em sedimentos carbonáticos

Rangel (2002) realizou uma interessante revisão bibliográfica acerca do histórico dos estudos em sedimentos carbonáticos no mundo, no qual afirma que os primeiros estudos petrográficos em rochas carbonáticas teriam sido realizados por volta do ano de 1851, pelo geólogo inglês Henry Clifton Sorby. Já na década de 1930, dois trabalhos caracterizados como clássicos são realizados: Black (1933) analisou sedimentos carbonáticos das Bahamas com ênfase na precipitação de carbonato de cálcio; e Cayeux (1935) desenvolveu um estudo sobre rochas carbonáticas francesas. Após isso, na década de 1950, Rangel (2002) afirma que o estudo de rochas carbonáticas intensificou-se, enfatizando mais os processos deposicionais, principalmente em Bahamas e na Baía da Flórida. Destaca-se nessa temática os trabalhos de Newell *et al.* (1951), Illing (1954), Ginsburg (1956), Newell & Rigby (1957), Cloud (1962) e Purdy (1963). Wilson (1975) realizou um estudo onde estabeleceu um modelo, resumindo 24 microfácies que poderiam ser utilizadas como guia para interpretação paleoambiental.

Ainda segundo Rangel (2002), os primeiros trabalhos relacionados a sedimentos carbonáticos no Brasil tiveram como o principal objetivo a compreensão das bacias marginais, a fim de entender melhor reservatórios potenciais, com foco na diagênese e a evolução paleoambiental. Mabeoone (1970) realizou um estudo petrográfico comparativo entre os calcários de bacias litorâneas e de bacias intracontinentais do nordeste brasileiro. Ainda na década de 1970, Carozzi *et al.* (1973) estudaram microfácies de carbonatos do Cenomaniano da Bacia de Barreirinhas, distinguindo 22 microfácies e agrupando-as em oito microfácies compostas. A partir da década de 1980, os estudos em rochas carbonáticas se intensificaram ainda mais, quando Barbosa (1980) desenvolveu um método para o estudo microfaciológico a

partir de uma adaptação das classificações de Chilingar *et al.* (1967), Carozzi *et al.* (1973) e Folk (1974). Diversos outros trabalhos importantes surgiram nesta década, como os de Falkenhein *et al.* (1981) na Formação Macaé, Bacia de Campos; Bertani & Carozzi (1984), na Formação Lagoa Feia, Bacia de Campos; Wolff & Carozzi (1984), na Formação Amapá da Bacia da Foz do Amazonas. Mais recentemente, Terra *et al.* (2010) propuseram uma nova classificação de rochas carbonáticas para bacias sedimentares brasileiras, a partir da adaptação de outras classificações anteriores.

3.2 Principais constituintes de rochas carbonáticas

Para a análise e classificação das rochas carbonáticas é indispensável a identificação de seus principais constituintes. Estes tipos de rochas apresentam basicamente três principais componentes: grãos aloquímicos, matriz (deposicionais) e cimento (diagenético). Estas rochas também possuem uma mineralogia pouco diversificada, composta predominantemente por carbonato de cálcio nas suas formas polimorfos (calcita, aragonita) e carbonato de cálcio e magnésio (dolomita). A natureza do grão presente e sua abundância relativa à matriz e ao cimento possuem um grande significado para o estudo paleoambiental.

Os grãos que compõe o arcabouço carbonático foram denominados por Folk (1959) como aloquímicos e classificados pelo mesmo em seis tipos principais: oólitos, oncólitos, peloides, intraclastos, bioclastos e agregados.

3.2.1 Oólitos

Oólitos, também chamados de “oóides”, são grãos carbonáticos compostos principalmente por CaCO_3 , podendo apresentar elementos traços (como Mg e Sr) e quantidades variáveis de matéria orgânica (Figura 7). Estes apresentam forma esférica ou

subesférica e são formados por lamelas concêntricas agrupadas em torno de um núcleo, que pode ser um grão de quartzo, um peloide, um fragmento esquelético ou o pedaço de um outro oólito quebrado (Bathurst, 1971). Possuem, em geral, dimensões que variam entre 0,2 mm a 1 mm e em raros casos podendo chegar a 2 mm ou mais (Terra *et al.*, 2010). Alguns autores utilizam o termo pisólito para oólitos maiores que 2mm; porém, esta nomenclatura não é recomendada por Terra *et al.* (2010), podendo confundir a gênese com a granulometria. Oólitos marinhos dificilmente alcançam tais dimensões; sendo assim o termo pisólito fica restrito a grãos oolíticos de origem não marinha, formados em ambientes cársticos, principalmente.

Alguns autores haviam proposto a possibilidade de uma origem orgânica para os oólitos, a partir da precipitação de CaCO_3 por atividade bacteriana. A ocorrência de tecidos algálicos interlamelares era uma das principais evidências desta hipótese. Posteriormente, a maioria dos autores descartou esta hipótese (Tucker, 1991). Contudo, atualmente, a contribuição orgânica voltou a ser aceita, livre de controvérsias. Embora incomum, oólitos podem apresentar estruturas biogênicas, constituindo uma pequena porção nas suas camadas mais externas (Tucker & Wright, 1990).

Os principais fatores necessários para a formação dos oólitos são ambientes com águas mornas e agitadas com presença de grãos para serem nucleados e presença de correntes multidirecionais que mantenham os núcleos em constante movimento, condicionando a forma esférica dos grãos. A temperatura e agitação das águas fazem com que o ambiente fique supersaturado em CaCO_3 a partir da perda de CO_2 , criando uma situação propícia para precipitação dos cristais e formação das lamelas ao redor dos núcleos.

Estes grãos podem ser encontrados em diversos tipos de ambientes, como praias, barras de inframaré, dunas eólicas e deltas de marés.

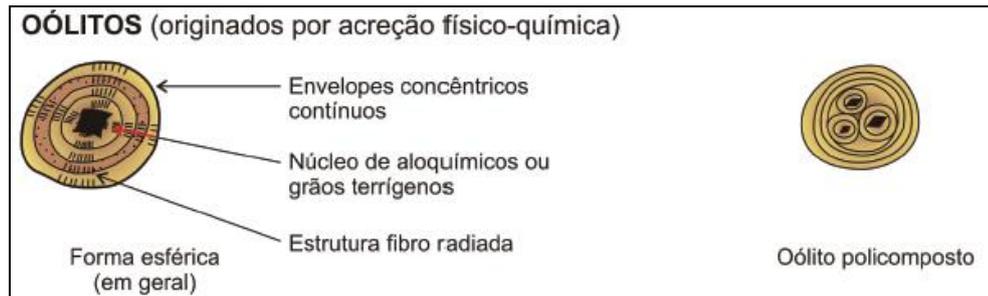


Figura 7 - Desenho representativo de um oólito. (Fonte: Terra, 2010).

3.2.2 Oncólitos

São grãos com natureza essencialmente organossedimentar formados a partir da síntese metabólica de cianobactérias, criando camadas micríticas irregulares e descontínuas em torno de um núcleo, apresentando normalmente uma forma subsférica (Figura 8). Este núcleo pode ser formado por fragmentos de conchas, litoclastos, grãos terrígenos, oólitos ou até mesmo outros oncólitos. A acreção das camadas micríticas ocorrem numa ação conjugada do movimento dos grãos com a precipitação do carbonato de cálcio e podem aprisionar sedimentos tamanho areia.

Este tipo de grão é definido por alguns autores como sendo um tipo particular de estromatólito esferoidal (Logan *et al.* 1964). Devido à alta tolerância das cianobactérias a altas variações de salinidade, temperatura e oxigenação, os oncólitos podem se formar em ambientes de água doce a hipersalina. Recentemente, oncólitos ocorrem em ambientes de inframaré raso a intermaré, bordejando barras e bancos carbonáticos rasos ou ao longo das margens de grandes canais de maré (Wilson, 1975).

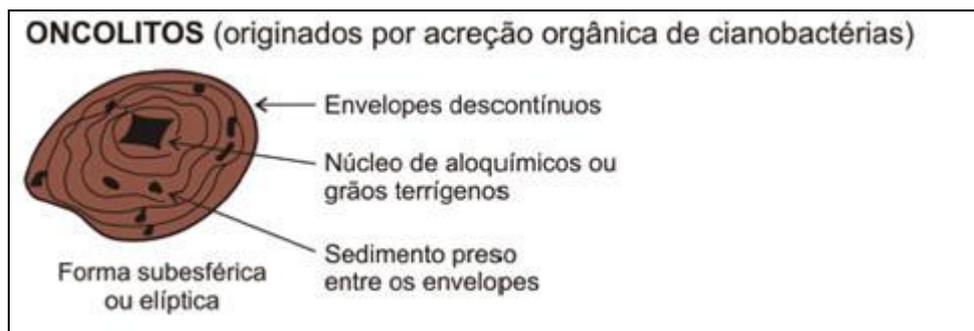


Figura 8 - Desenho representativo de um oncólito. (Fonte: Terra, 2010).

3.2.3 Intraclastos

Intraclastos são fragmentos de rochas carbonáticas preexistentes e geralmente pouco consolidadas, com fração granulométrica entre areia fina e matacão, e que foram erodidos e incorporados a um novo sedimento carbonático (Folk, 1959). Esta designação infere que o sedimento deve ter sido necessariamente retrabalhado e redepositado no interior da bacia de original deposição (Folk, 1962) (Figura 9).

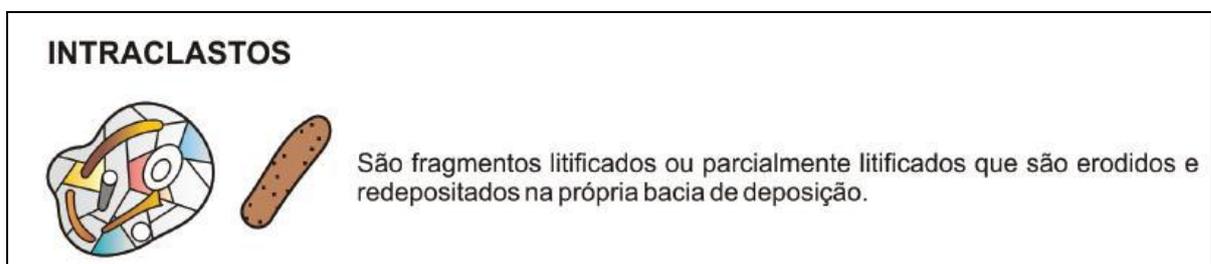


Figura 9 - Desenho representativo de intraclastos. (Fonte: Terra, 2010).

3.2.4 Agregados

Agregados são compostos por duas ou mais partículas carbonáticas aglutinadas por micrita, cimento microcristalino ou matéria orgânica. Eles normalmente se apresentam com tamanhos entre 0,5 a 3 mm, possuem formas irregulares e são fortemente micritizados (Tucker, 1991). Diversos tipos de agregados foram reconhecidos por Illing (1954) nas Bahamas, que os dividiu em três grupos: (i) **Grapestones**, que são agregados de grãos esféricos (normalmente oólitos micritizados), que assemelham-se a um cacho de uvas; (ii) **Lumps**, que são agregados com uma superfície mais lisa que os *grapestones*, que comumente possui interior oco; e (iii) **Lumps Botroidais**, que são *lumps* ou *grapestones* com um revestimento oolítico fino.

Petrograficamente a distinção entre agregados e intraclastos se torna por vezes difícil, fazendo com que não haja um sentido prático em sua distinção.

3.2.5 Peloides

Peloides são grãos carbonáticos sem estrutura interna, de forma irregular (elipsoidal, esférica ou angular) composto por carbonato de cálcio criptocristalino a microcristalino (Figura 10). Possui tamanhos variáveis, comumente na faixa entre 0,1 a 0,5 mm. Este termo designa os grãos independentemente da origem, considerando-se apenas as características supracitadas (Folk, 1962).

Este grão aloquímico pode possuir diversas origens: (1) micritização de outros grãos aloquímicos; (2) atividade fecal de organismos metazoários, neste caso também chamados de pelotas fecais; (3) incrustação carbonática em torno de filamentos de cianobactérias e algas endolíticas; (4) nucleação em torno de um centro de crescimento ou núcleo clástico; (5) nucleação espontânea de calcita microcristalina; e (6) retrabalhamento de intraclastos, gerando grãos bem arredondados compostos de lama carbonática ou agregados de lama semiconsolidados (Folk, 1974; Boggs, 1992).

As pelotas fecais são agregados de calcita microcristalina, bem arredondados e bem selecionados com diâmetro variando de 0,03 mm a 0,2 mm (Figura 10). São formados por diversos organismos que ingerem lama carbonática ao se alimentar de sedimentos ricos em matéria orgânica (Folk, 1974). Peloides alongados ou elipsoidais são geralmente de origem fecal, enquanto que os de formas esféricas ou irregulares possuem uma procedência difícil de determinar.

São encontrados mais comumente em ambientes protegidos, como interior de plataformas ou lagunas.

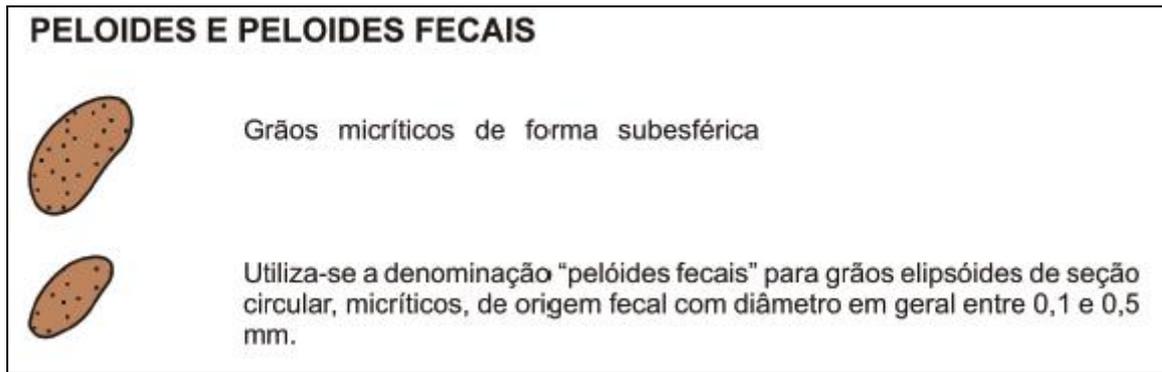


Figura 10 - Desenho representativo de pelóides/pelotas fecais. (Fonte: Terra, 2010).

3.2.6 Bioclastos

Bioclastos são constituídos por fósseis inteiros ou seus fragmentos em quaisquer estágios de abrasão (Figura 11). São os grãos aloquímicos mais importantes e abundantes ao longo do Fanerozoico.

Estes componentes refletem a distribuição dos organismos no tempo e no espaço, podendo ser utilizados para caracterizar fatores ambientais, como salinidade, profundidade da lâmina d'água, temperatura turvação da água e firmeza do substrato, já que estes fatores controlam o desenvolvimento e a distribuição destes organismos em diversos ambientes (Carvalho, 1986).

Os principais constituintes bioclásticos presentes em calcários são gastrópodes, espinhos e placas de equinóides e crinóides, bivalvos, foraminíferos planctônicos e bentônicos, algas calcárias, corais, briozoários, braquiópodes, ossos de peixes, dentre outros. Estes grãos são compostos em maior parte por aragonita, calcita magnesiana ou com baixo teor de magnésio. Braquiópodes inarticulados e restos de vertebrados geralmente são compostos por fosfato de cálcio. A diagênese pode alterar a composição original dos bioclastos, como por exemplo, no caso da aragonita que é comumente alterada para calcita, dolomita ou substituída por sílica, devido à sua baixa estabilidade.



Figura 11 - Desenho representativo de bioclastos . (Fonte: Terra, 2010).

3.2.7 Matriz carbonática

Nas rochas carbonáticas, a matriz é formada por uma fração fina de cristais de carbonato de cálcio, com fração granulométrica máxima silte ($62\ \mu\text{m}$) e de modo geral é sinônimo de lama carbonática. Dependendo do nível de turbidez das águas a quantidade de matriz pode variar e a ação de correntes contribui para que somente sejam depositados grãos aloquímicos. Por outro lado, em águas mais calmas ou em mais profundas, as condições são propícias para a decantação, fazendo com que a matriz seja o principal componente da rocha (Tucker & Wright, 1990).

Flügel (2010) propõe que a matriz carbonática pode ser dividida em três categorias:

1 – Micrita: Tradução do termo *micrite*, introduzido na literatura por Folk (1962), sendo abreviação de *microcrystalline calcite* (calcita microcristalina). É caracterizada por ter uma textura cripto- a microcristalina e foi originalmente definida por Folk (1959) como possuindo dimensão máxima de $4\ \mu\text{m}$.

2 – Microsparita: Caracterizada por ser uma matriz calcítica com cristais entre $5\ \mu\text{m}$ a $20\ \mu\text{m}$, aparecendo mais comumente entre $5\ \mu\text{m}$ a $7\ \mu\text{m}$ e exibindo uma distribuição de tamanho bastante uniforme.

3 – Calcissiltito: Matriz de granulação fina composta por partículas detríticas de calcita tamanho silte ($2\ \mu\text{m}$ a $62\ \mu\text{m}$)

Neste trabalho, apenas micrita e microesparita serão considerados como matriz, entendendo que independentemente do tamanho, grãos aloquímicos serão tratados como tal.

A micrita possui diversas origens, entretanto, os processos mais importantes para sua formação atualmente são: a morte e decomposição de algas calcárias, principalmente do gênero *Penicillus* e *Halimeda*; abrasão de partículas carbonáticas; acumulação de biota planctônica como coccoloforídeos; precipitação direta ou bioinduzida; e bioerosão a partir da atividade de fungos, algas e esponjas (Tucker & Wright, 1990).

Lowenstam (1955) propôs que cristais de aragonita com menos de 10 μm originam-se a partir da desintegração de algas verdes. Stockman *et al.* (1967) estudaram o ciclo vital de algas verdes da espécie *Penicillus captalus* e observaram que estes organismos contribuem significativamente para a produção de lama carbonática. Nilsen & Ginsburg (1986) fizeram estudos quantitativos sobre a produção de lama carbonática na Baía da Flórida, a partir da desintegração de algas coralináceas, tubos de vermes serpulídeos e macrofitas marinhas do gênero *Thalassia*, concluindo que estes contribuem aproximadamente seis vezes mais na produção de lama que as algas verdes.

A lama calcária se acumula em diversos ambientes recentes, variando de regiões abissais a planícies de maré. Além disso, é muito susceptível a alterações diagenéticas, sendo substituídas às vezes por um mosaico espático grosso, no geral, resultado de neomorfismo.

3.2.8 Cimento carbonático

É denominado cimento o material cristalino precipitado quimicamente nos poros da rocha. Este apresenta granulação maior que 10 μm e é composto por calcita espática. Pode ser caracterizado por possuir aparência clara, com contatos entre cristais bem definidos; localizar-se entre os grãos, não os cortando; pelo aumento do tamanho dos cristais ao afastar-se da superfície dos grãos; dentre outras características (Flügel, 2010).

A precipitação de cimento carbonático pode ocorrer precocemente, durante o soterramento e eventualmente pode ser favorecida por ambientes com alta temperatura e pH também alto e sua composição mais comum são aragonita, calcita com alto teor de magnésio, calcita com baixo teor de magnésio e dolomita (Flügel, 2010).

3.3 Formação Cotinguiba (Cenomaniano-Coniaciano)

Diversos estudos sobre o Cretáceo do nordeste brasileiro vem sendo realizados desde a década de 1960. O trabalho pioneiro foi publicado por Beurlen (1961, *et. seq.*). Este autor foi o primeiro a estabelecer uma zonação de amonóides da sucessão aptiana-albiana (Beurlen, 1961 *apud* Walter, 2000). Além disso, adicionou *Paramammites* e *Neoptychites* a fauna do Turoniano inferior da Bacia de Sergipe-Alagoas (Beurlen, 1970 *apud* Walter, 2000).

Petri (1962) propôs a primeira zonação de foraminíferos para o Turoniano; Krömmelbein (1964) realizou trabalhos descrevendo ostracodes da Formação Cotinguiba; e Müller (1966) realizou a primeira zonação palinológica para o intervalo Turoniano-Coniaciano. Diversos outros trabalhos sobre foraminíferos e ostracodes foram publicados, contribuindo para o conhecimento inicial da bacia (q. v. Braun, 1966; Fernandes, 1967; Viana, 1969; Schaller, 1970).

Reyment (1969, *et. seq.*) publicou diversos estudos sobre a paleobiogeografia do Atlântico Sul a partir do fim da década de 1960. Juntamente a outros co-autores, ele estudou o Cretáceo do oeste africano e nordeste sulamericano em termos de geologia, bioestratigrafia, paleogeografia e paleontologia (Reyment, 1978; Reyment & Tait, 1972; Reyment & Neufville, 1974; Reyment *et al.*, 1976).

Modelos deposicionais, interpretações paleoambientais e identificação de reservatórios potenciais para a aplicação na exploração do petróleo foram realizados por Simões & Bandeira (1969) e Bandeira (1978), baseados em estudos de microfácies. Contudo estes

trabalhos identificam apenas uma fácies para a Formação Cotinguiba e dividem-na em duas subfácies, que correspondem aos seus dois membros, Aracaju e Sapucari.

Bengtson (1979) fez uma comparação entre as zonações baseadas em amonoides com aquelas baseadas em foraminíferos, nanofósseis e palinórfos. Bengtson (1983), baseando-se em amonoides, estabeleceu um biozoneamento bioestratigráfico e dividiu a Formação Cotinguiba em oito biozonas. Bengtson & Berthou (1983) e Berthou & Bengtson (1988) realizaram outro biozoneamento e correlação do intervalo Cenomaniano-Coniaciano por análise de microfácies.

Ojeda & Fugita (1976) e Feijó (1994) estudaram a estratigrafia e modelos deposicionais dos carbonatos marinhos cretáceos da Bacia de Sergipe-Alagoas. Diversos outros estudos a respeito da sedimentologia e paleontologia da Formação Cotinguiba foram publicados por conseguinte (Hessel, 1988; Koutsoukos & Hart, 1990; Koutsoukos *et al.*, 1990, 1991, 1993; Smith & Bengtson, 1991; Koutsoukos, 1992; Koutsoukos & Bengtson, 1993; Bengtson *et al.*, 1995; Bengtson & Koutsoukos, 1996; Koutsoukos, 1996; Seeling, 2000; Andrade & Seeling, 2000; Seeling & Andrade, 2000).

Os estudos mais recentes sobre a Formação Cotinguiba foram realizados por Walter (2000), que realizou a interpretação paleoambiental do Cenomaniano superior e Turoniano inferior, baseado em análises de microfácies, micropaleontologia e isótopos estáveis.

Os trabalhos de maior importância ao se tratar da descrição das unidades e distinção de microfácies foram realizados por Berthou & Bengtson (1988) e Walter (2000). As microfácies propostas por estes autores encontram-se descritas no Apêndice B e uma breve comparação entre elas é proposta no Quadro 2.

Quadro 2 - Quadro comparativo entre as microfácies e suas respectivas descrições nos trabalhos de Walter (2000) e Berthou & Bengtson (1988). Adaptado de Walter (2000).

Microfácies e Respektivas Descrições	
Berthou & Bengtson (1988)	Walter (2000)
<p>Cen E</p> <p>Mud- a wackestone bioclástico, com abundantes calcisferas, foraminíferos planctônicos e roveacrinídeos</p>	<p>MFT 1</p> <p>Mudstone, subordinadamente wackestone, fragmentos de macrofósseis escassos, calcisferas e foraminíferos planctônicos e bentônicos são abundantes</p>
<p>Cen B</p> <p>Mud- a wackestone bioclástico, com abundantes fragmentos de gastrópodes, bivalves e equinodermas, foraminíferos ocorrem.</p>	<p>MFT 2</p> <p>Wackestone bioclástico, com abundantes fragmentos de equinodermas, localmente abundantes gastrópodes pequenos e de concha fina, ocorrem foraminíferos planctônicos e bentônicos e calcisferas.</p>
<p>L Tur A</p> <p>Wackestone bioclástico, seções grandes de gastrópodes, inoceramídeos e equinodermas</p>	<p>MFT 3</p> <p>Packstone bioclástico, fragmentos de equinodermas e bivalves inoceramídeos abundantes, ocorrem pelóides e abundantes microfósseis.</p>
<p>L Tur B</p> <p>Mud- a wackestone, pobre em restos de macrofósseis, por vezes finamente laminados, com raras espículas de esponja e abundantes calcisferas</p>	<p>MFT 4</p> <p>Mudstone laminado ou subordinadamente wackestone, escassez ou ausência de restos de macrofósseis e microfósseis bentônicos.</p>

Berthou & Bengtson (1988) caracterizaram 16 microfácies, enquanto Walter (2000) apenas quatro, tornando notável a diferença na quantidade de microfácies definidas por ambos os autores. Esta grande diferença se dá por diversos motivos, como a diferença no número de locais estudados; o nível de detalhamento de ambos os estudos, que influencia diretamente na quantidade de amostras coletadas; o intervalo temporal estudado; e a visão de cada autor acerca dos conceitos utilizados na distinção de microfácies.

4 CONTEXTO GEOLÓGICO

4.1 Aspectos gerais e localização

A Bacia de Sergipe-Alagoas é uma bacia de margem continental brasileira que possui sua origem associada à abertura do Oceano Atlântico Sul, sendo então parte do sistema extensional de bacias que operou durante o rifteamento Juro-Cretáceo das placas Sulamericana e Africana. Esta bacia localiza-se na porção litorânea dos estados homônimos possuindo uma área de aproximadamente 53.000 km², dos quais 40.000 km² encontram-se *offshore*. Os limites da bacia situam-se a nordeste no Alto de Maragogi e a sudoeste com a Bacia de Jacuípe, onde o limite é indiviso (Figura 12). Para Campelo (2005) e Souza-Lima *et al.* (2002), esse limite seria o sistema de falhas de Guarajuba ou, mais a sul, no sistema de falhas de Itapuã. Souza-Lima *et al.* (2002) sugere que a Bacia de Jacuípe seria uma sub-bacia de Sergipe-Alagoas, de forma que esta abrangeria as sub-bacias de Jacuípe, Sergipe e Alagoas, assim como a sub-bacia do Cabo, situada no Sul de Estado de Pernambuco.

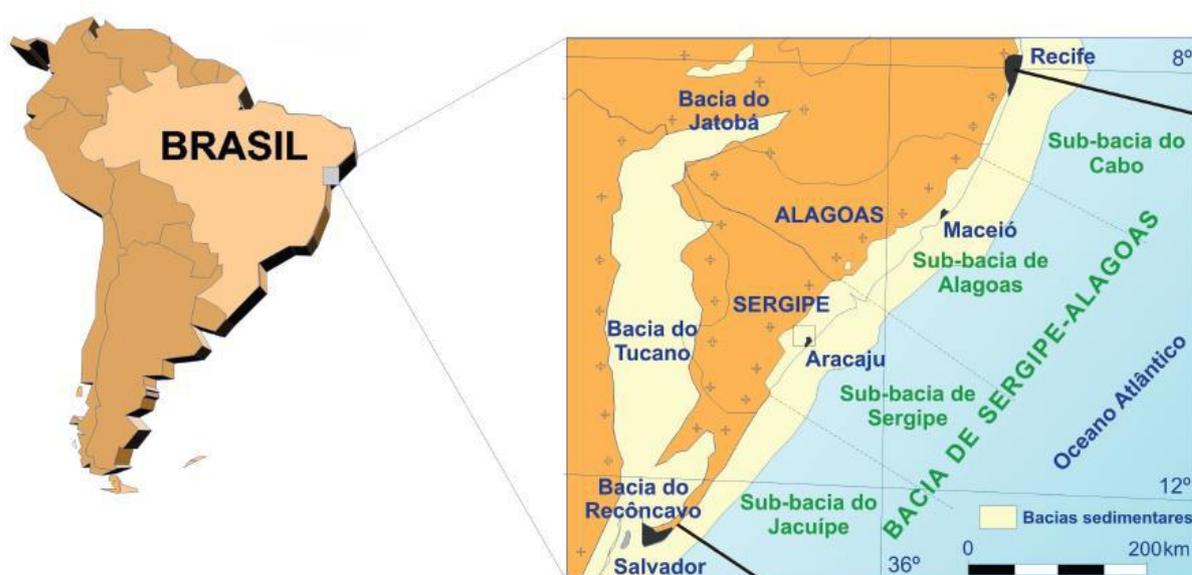
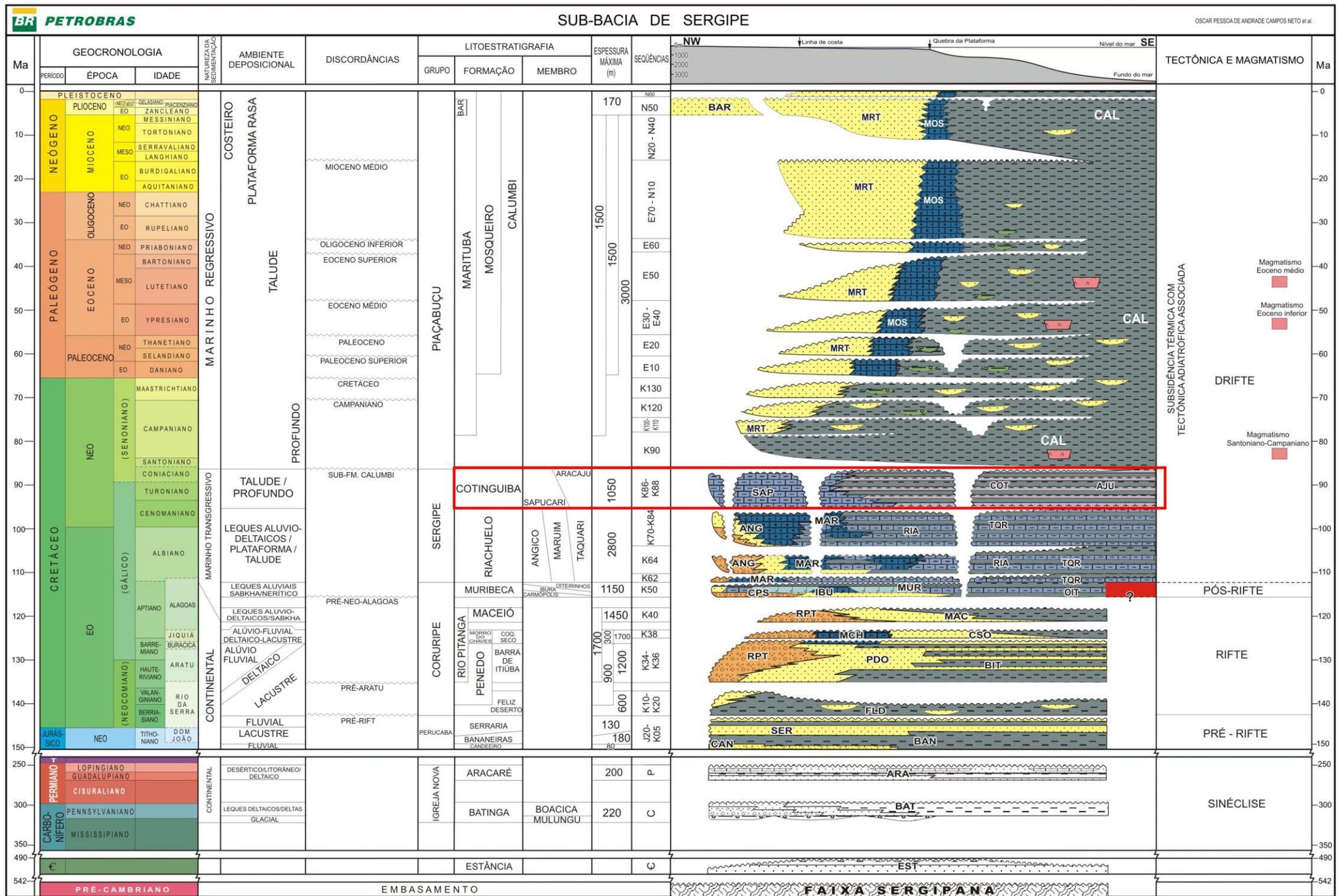


Figura 12 – Mapa contendo a localização da Bacia de Sergipe-Alagoas e suas sub-bacias. (Souza Lima *et al.*, 2002).

Feijó (1994) divide a Bacia de Sergipe-Alagoas em duas bacias distintas, Bacia Sergipe e Bacia Alagoas, separadas pelo alto de Japoatã-Penedo. Este autor defende que estas bacias possuem diferenças estruturais e estratigráficas que permitem esta divisão.

Neto *et al.* (2007) afirmam que a Bacia de Sergipe-Alagoas pode ser tratada como uma única bacia, já que o Alto de Japoatã-Penedo não justifica sua separação; pois está restrito apenas à porção emersa e de águas rasas. Neste trabalho, a Bacia de Sergipe-Alagoas será interpretada desta mesma maneira, apesar da variação do preenchimento sedimentar e estilo tectônico entre as porções sergipanas e alagoanas, que resultou na elaboração de dois diagramas estratigráficos (figuras 13 e 14).



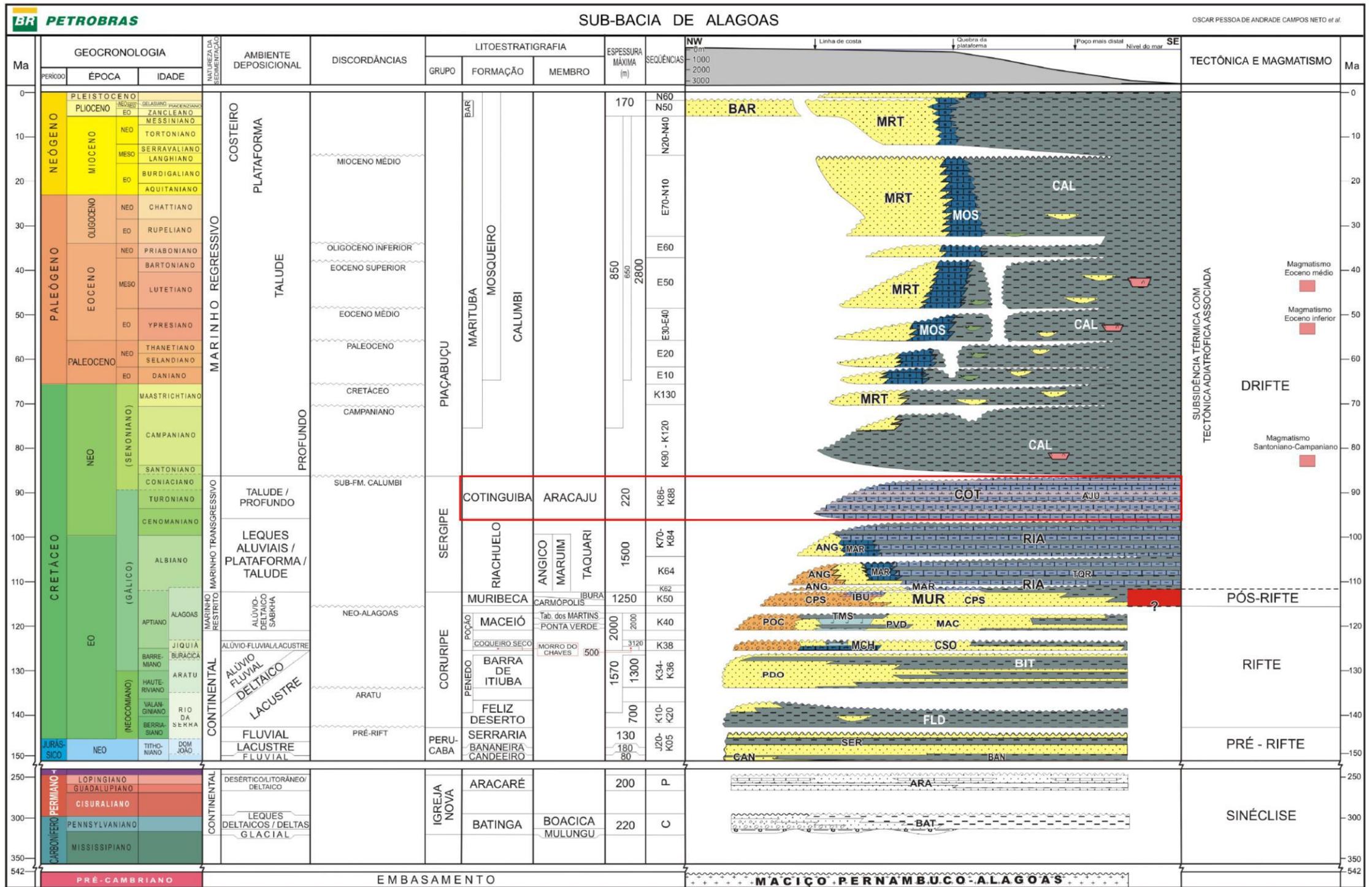


Figura 14 - Diagrama estratigráfico da sub-bacia de Alagoas. Formação Cotinguiba destacada em vermelho. (Neto et al., 2007)

4.2 Arcabouço estrutural

A Bacia de Sergipe-Alagoas possui um sistema de falhas com direções e rejeitos muito variáveis. As falhas com rejeitos verticais mais expressivos estão ligados a direções N45E, N-S e ENE e podem ser superiores a 5 km. Seu arcabouço estrutural é dado por um sistema de falhas N-S, que é interceptado por sistemas de falhas E-O e NE-SO (Figura 15). A bacia consiste de um hemigráben com mergulho para NO e predomínio de falhas sintéticas com relação às falhas antitéticas (Lana, 1990).

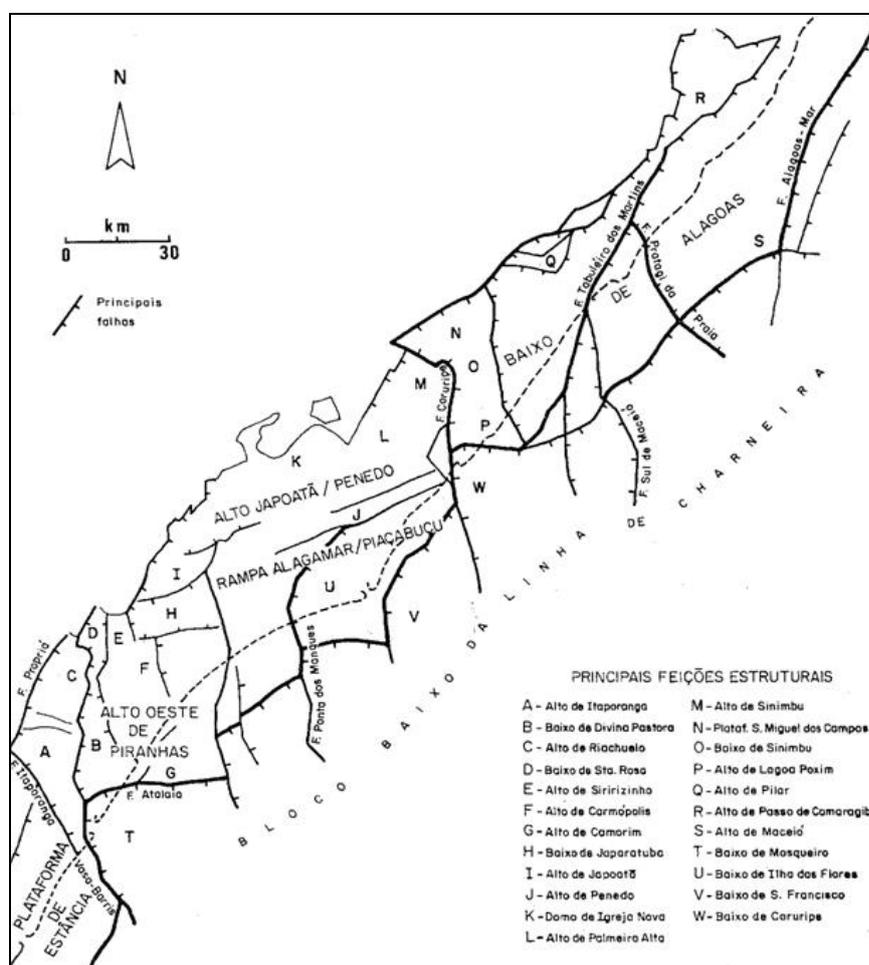


Figura 15 – Arcabouço estrutural da Bacia de Sergipe-Alagoas, mostrando os grandes compartimentos tectônicos e principais feições estruturais (Lana, 1990).

Esta bacia implantou-se sobre a Província Borborema (Faixa Sergipana), cuja movimentação durante o Eocretáceo foi praticamente independente da dos continentes

africano e sulamericano (Lana, 1990). Este mesmo autor afirma que o rifteamento do nordeste brasileiro pode ser atribuído a uma rotação no sentido anti-horário do continente africano em relação ao sulamericano, em torno de um polo situado sobre o Lineamento Pernambuco, onde a movimentação da África seria acompanhada por rotação de mesmo sentido, mas com menor velocidade que a Microplaca Sergipana.

O rifteamento no nordeste brasileiro, iniciado no Eocretáceo, desenvolveu-se como um hemigráben em forma escalonada (*en échelon*) gerando os principais depocentros, limitado por falhas tracionais de direção N-S que também geram estruturas arqueadas positivamente (domos), que possuem limites menos definidos. Apesar do grande predomínio de falhas normais, sugere-se a existência de falhas transcorrentes de um regime transtensional sinistral na porção sul, podendo explicar o padrão de falhas no início deste rifteamento (Lana, 1990). Na porção norte da microplaca, ocorre um regime transpressional, causando soerguimento e estruturas *pop-up*, acarretando na erosão desta região durante o Neocomiano.

Após o início do Alagoas, o regime de esforços responsável pela implantação da bacia é modificado, onde ocorre o aumento do componente distensional e a reativação de falhas transcorrentes NE-SO como falhas normais e linhas de charneira com mergulho para SE. A taxa de sedimentação também aumenta, principalmente nos depocentros formados pelos blocos baixos das falhas que definem a Linha de Charneira Alagoas, configurando-se, assim, a nova margem continental. Devido ao aumento a mudança no local de aplicação dos esforços distensionais com respeito ao rifteamento sulatlântico, ocorre a consolidação definitiva da Microplaca Sergipana no continente sulamericano (Lana, 1990).

Por ação da falha Vaza-Barris, sinistral, a porção sul da microplaca movimentou-se para SE durante a fase final do rifte (Aptiano). Com a contínua rotação da placa africana, a compressão no limite norte da bacia aumentava, dificultando e alterando a movimentação, até

que a crescente distensão a sul acarretou a separação final dos continentes, com o estabelecimento de uma margem passiva.

4.3 Estratigrafia

A Bacia de Sergipe-Alagoas é a bacia de margem leste que possui a sequência sedimentar mais completa e estudada. Feijó (1994) propôs a divisão da bacia em cinco sequências deposicionais, baseado em conformidades relativas e discordâncias regionais: Sinéclise (Sequência Permo-Carbonífera), Pré-rifte (Sequência Juro-eocretácea), Sequência Rifte, Sequência Transicional e Drifte.

Posteriormente, Neto *et al.* (2007) realizaram uma revisão estratigráfica da bacia, definindo cinco supersequências (Paleozoica, Pré-rifte, Rifte, Pós-rifte e Drifte), similares às de Feijó (1994). No presente trabalho, será dado o enfoque em apenas uma das unidades da Super sequência Drifte, mais especificamente, a Formação Cotinguiba.

4.3.1 Supersequência Drifte e Formação Cotinguiba

A Supersequência Drifte teve seu início no albiano e resultou no rompimento efetivo da crosta continental entre o Brasil e África, gerando crosta oceânica. É caracterizada por ser um estágio de subsidência térmica da bacia, onde os sedimentos foram inicialmente depositados em condições marinhas restritas e, posteriormente, em mar aberto (Neto *et al.*, 2002).

Durante o início do albiano, as condições climáticas quentes e secas propiciaram a deposição de rochas carbonáticas formando extensas plataformas de alta energia, como as da Formação Riachuelo. Segundo Koutsoukos (1989), um grande evento transgressivo ocorreu do final do Cenomaniano ao Coniaciano, com ápice no início do turoniano, proporcionando a

deposição dos sedimentos finos da rampa carbonática da Formação Cotinguiba, afogando a plataforma Riachuelo.

A Formação Cotinguiba, juntamente a Formação Riachuelo, faz parte do Grupo Sergipe, uma das unidades da Supersequência Drifte da Bacia de Sergipe-Alagoas, que foi dividida por Schaler (1969) em dois membros, Sapucari e Aracaju (Figura 16). O Membro Sapucari é representado por carbonatos cinzas a cinza-azulados com espessura local de mais de 800 m e com intercalações siliciclásticas dispersas na base. A porção dominante de calcários maciços a laminados é localmente intercalada por horizontes de *cherts* e nódulos, coquinas, brechas intraformacionais e conglomerados (Berthou & Bengtson, 1988).

Já o Membro Aracaju, representa uma fácies mais distal da Formação Cotinguiba, consistindo de calcários laminados e folhelhos ricos em matéria orgânica com intercalação de carbonatos finos, como mudstones e margas, alcançando uma espessura máxima de 300 m. Este membro é encontrado em baixos estruturais e na porção offshore da bacia. (Koutsoukos *et al.*, 1993)

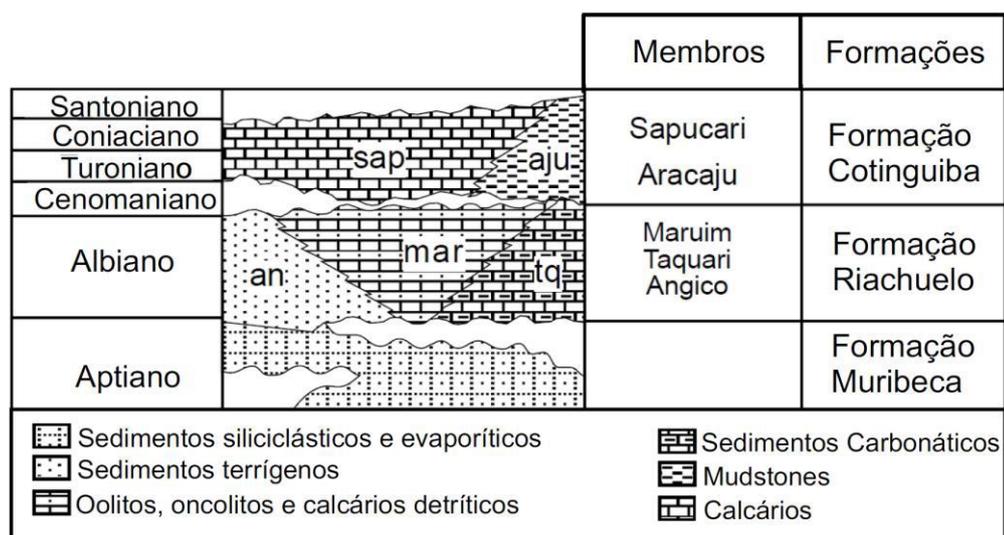


Figura 16 – Unidades litoestratigráficas do Cretáceo da Bacia de Sergipe-Alagoas. (Fonte: Walter, 2000).

Berthou & Bengtson (1988) interpretaram o ambiente deposicional da Formação Cotinguiba como de uma plataforma carbonática em suas porções mais distais. Por outro lado, Koutsoukos *et al.* (1991) propôs que os calcários da Formação Cotinguiba teriam sido

depositados em um ambiente nerítico a batial superior de uma rampa carbonática, com condições muito anóxicas no fundo e massas de água bem oxigenadas epipelágicas. Essa sucessão foi depositada durante um relativo aumento do nível do mar, que causou o afogamento da plataforma rasa Riachuelo (Figura 17) (Koutsoukos *et al.*, 1993). A ocorrência de episódios disóxicos-anóxicos durante o Cretáceo médio deu-se devido a diversos fatores, como condições restritas na bacia profunda, massas de água salina estratificadas, aumento da produção primária epipelágica e períodos de alta no nível do mar (Koutsoukos *et al.*, 1993).

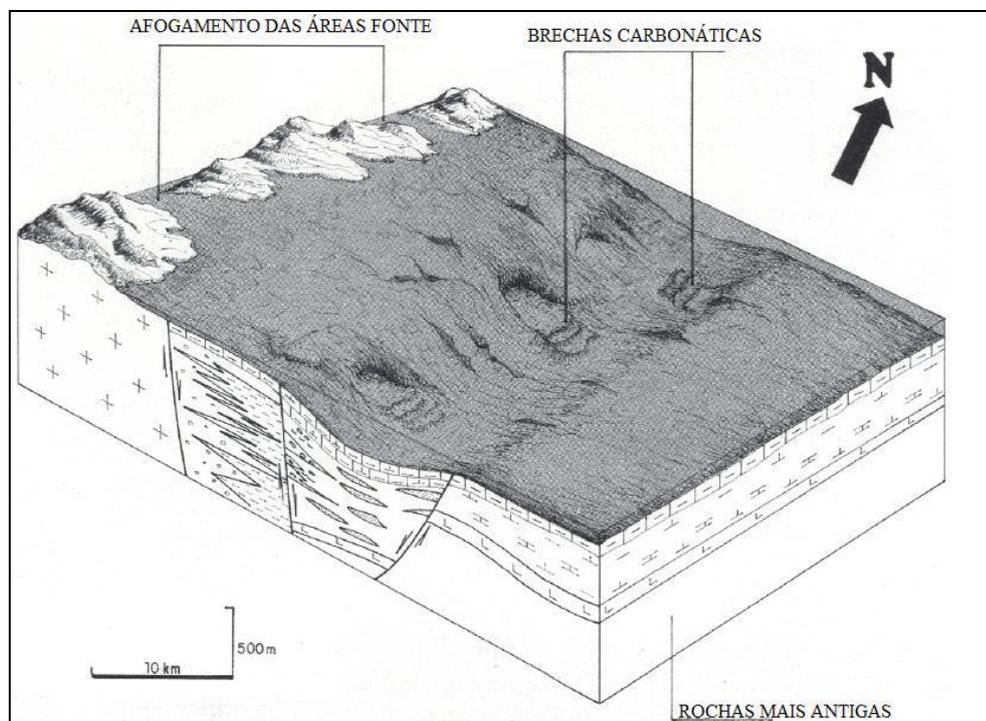


Figura 17 - Reconstrução paleogeográfica do Cenomaniano-Coniaciano inferior da Bacia de Sergipe-Alagoas, onde uma subida relativa do nível do mar teria afogado a plataforma Riachuelo. (Fonte: Koutsoukos *et al.*, 1993).

5 PLATAFORMAS CARBONÁTICAS

5.1 Modelos de plataformas

Apesar de diversos termos para definir grandes ambientes deposicionais carbonáticos terem sido utilizados historicamente (Ahr, 1973; Ginsburg & James, 1974; Wilson, 1975; Kendall & Schalager, 1981, Read 1982, 1985; Tucker, 1985), atualmente um consenso foi atingido recentemente. O termo plataforma carbonática vem sendo usado como um nome bem geral para uma sequência espessa de depósitos carbonáticos em diversos tipos de contextos geotectônicos, sendo subdivididas em diversas categorias como: plataforma protegida, plataforma desprotegida, rampas, plataforma epeirica, plataforma isolada e plataforma afogada (Tucker & Wright, 1990; Flügel, 2010).

Uma plataforma protegida (Figura 18) é uma plataforma com ambientes de águas rasas que são separados da porção mais profunda por uma quebra acentuada no talude. O limite das águas rasas é agitado por ondas e apresenta uma barreira de corais e/ou bancos oolíticos-esqueletais, formando uma borda que divide estes ambientes. Estas barreiras protegem a área interna da ação de ondas, propiciando ambientes com águas calmas e restritas (Tucker & Wright, 1990).

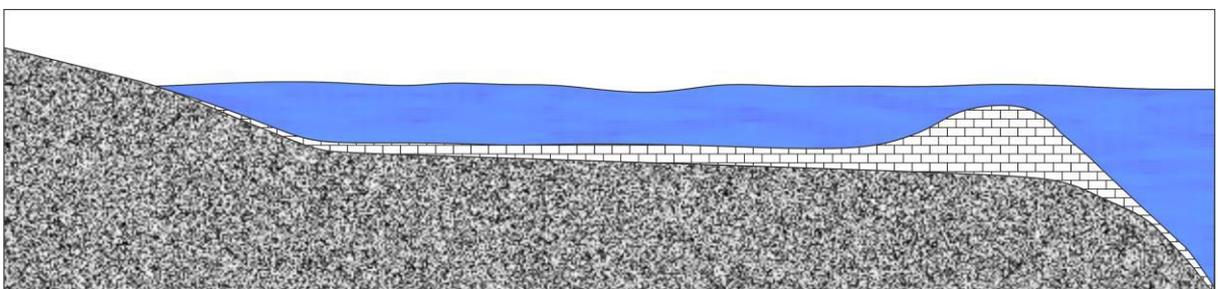


Figura 18 - Figura esquemática ilustrando uma plataforma protegida.

Plataformas desprotegidas (Figura 19) são plataformas rasas que não apresentam uma barreira marginal e com isso possuem uma maior circulação marinha (Flügel, 2010). Este tipo

de plataforma possui uma quebra de talude nítida, porém não tão acentuada quanto nas plataformas protegidas.

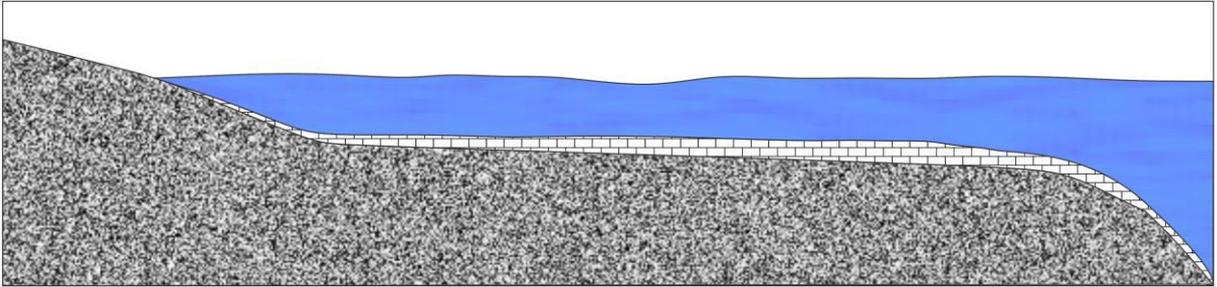


Figura 19 - Figura esquemática ilustrando uma non-rimmed shelf.

Rampas carbonáticas (Figura 20) são definidas por apresentarem declividade com baixos ângulos (geralmente menos de 1°), com barreiras recifais sendo ausentes, podendo apresentar apenas alguns recifes pontuais. As rampas podem ser divididas em dois tipos: rampas homoclinais, onde sua declividade é homogênea durante toda sua extensão; e rampas com talude distante, que é caracterizada por um aumento na declividade nas porções mais profundas, na rampa externa. (Tucker & Wright, 1990; Flügel, 2010).

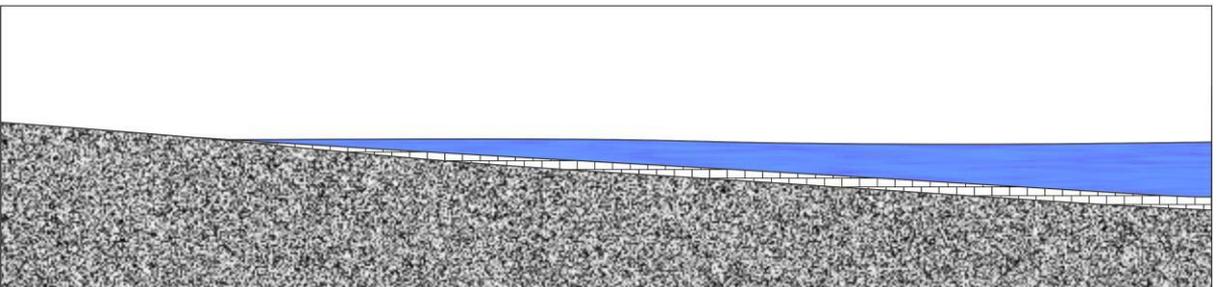


Figura 20 - Figura esquemática ilustrando uma rampa carbonática.

Plataforma epórica (Figura 21) são áreas cratônicas muito extensas (100 km a 10.000 km) e relativamente planas cobertas por um mar raso. Este tipo de plataforma pode possuir uma declividade suave ou íngreme e pode possuir barreira ou não. São em sua maior parte dominadas por ambientes rasos de submaré a intramaré e apresentam fácies de baixa energia (Tucker & Wright, 1990).

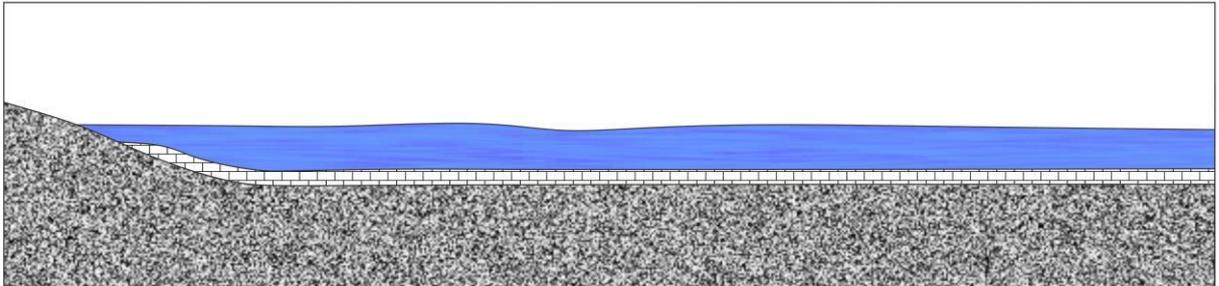


Figura 21 - Figura esquemática ilustrando uma plataforma epírica.

Plataformas isoladas (Figura 22) são plataformas de água rasa, usualmente com lados íngremes, que são envolvidas por água profunda. Uma característica deste tipo de plataforma é que a distribuição de fácies é muito afetada pelas direções de ventos e tempestades. Atois são tipos particulares de plataformas isoladas (Tucker & Wright, 1990).

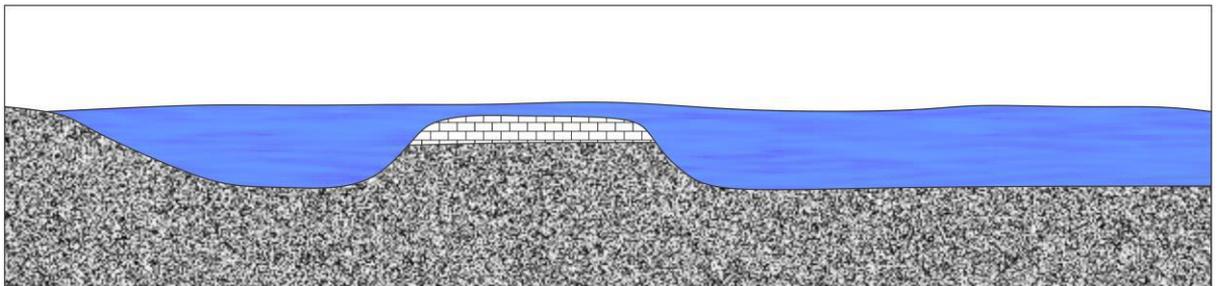


Figura 22 - Figura esquemática ilustrando uma plataforma isolada.

Plataformas afogadas (Figura 23) são quaisquer tipos de plataforma citados anteriormente que teriam sido submetidas a um rápido aumento relativo do nível do mar, fazendo com que fácies de águas profundas sejam depositadas sobre fácies de águas mais rasas. Muitos calcários pelágicos foram depositados em plataformas afogadas. Outro fator que pode contribuir para o afogamento de uma plataforma carbonática é o aumento do influxo de grãos siliciclásticos.

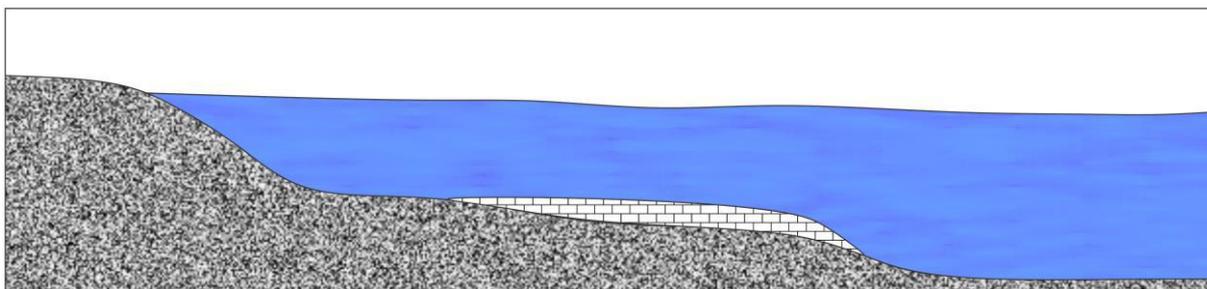


Figura 23 - Figura esquemática ilustrando uma plataforma afogada.

Segundo Flügel (2010), plataformas carbonáticas são sistemas dinâmicos que mudam ao longo do tempo e espaço, podendo expandir com o crescimento de suas margens em direção ao oceano ou com o crescimento vertical enquanto suas margens ficam estáticas, e podem também recuar com suas margens.

As variáveis que podem influenciar a evolução de uma plataforma carbonática com maior frequência são os fatores tectônicos, flutuações no nível do mar, produtividade carbonática, a natureza da sedimentação nas margens da plataforma, a evolução de construções recifais durante o tempo e variações nos processos diagenéticos (Flügel, 2010).

5.2 Modelos de fácies deposicionais

Um modelo de fácies deposicional é um sumário generalizado de um determinado sistema deposicional, onde estudos de casos modernos ou antigos fornecem informação necessária para construí-lo (Walker, 1992). Estes modelos têm como objetivo servir como um guia comparativo para observações futuras, sendo muito importante na exploração de hidrocarbonetos e outros recursos.

Os elementos básicos utilizados na separação e descrição de ambientes abrangendo de marinho raso a profundo são: (1) mudanças no relevo do fundo marinho, que se apresentam como uma quebra distinta na morfologia da plataforma; (2) camadas verticais afetando o

fundo do mar, representadas por altos e baixos níveis de maré, o nível base de onda e o nível base de tempestade; e (3) diferenças laterais na composição dos sedimentos e biota bentônica, permitindo que as zonas de fácies sejam distinguidas (Flügel, 2010).

A maioria dos modelos utilizados na interpretação de carbonatos marinhos consideram cinco zonas de fácies principais em uma seção costa-bacia oceânica (Read, 1995):

- (1) **Fácies de maré:** geralmente organizada em ciclos *shallowing-upward*. Sequências em climas áridos exibem calcários lagunares podendo estar muito bioturbados ou não, recobertos por laminitos microbiais e algálicos de intermaré, evaporitos de supramaré ou clásticas eólico-fluviais. Sequências úmidas exibem calcários bioturbados de infra-intermaré com laminitos microbiais de supramaré.
- (2) **Fácies lagunares:** desenvolvida atrás de complexos de barreiras. Principalmente formado por calcários acamadados com mudstones peloidais ou micríticos, ou packstones a mudstones bioclásticos bioturbados, por vezes com recifes de corais localizados.
- (3) **Sedimentos de bancos oolíticos/peloidais e recifes:** ocorrem como uma rampa esquelética rasa ou bancos de areia carbonática, ou como recifes esqueléticos em bordas de plataformas e areias carbonáticas que podem passar gradativamente para fácies de rampa profunda.
- (4) **Fácies de plataforma e rampa profunda:** nodular, por vezes com *chert*, wackestone ou packstone bioclástico acamadado com abundantes fósseis e uma biota diversa de mar aberto. Os calcários podem apresentar uma gradação *fining-upward* e camadas geradas por tempestades. A profundidade da água varia de algumas dezenas a mais de cem metros. A deposição ocorre muito abaixo do nível base de onda, podendo ser influenciado por tempestades.

(5) Fácies de talude e bacia: depósitos em taludes com grandes declividades apresentam brechas abundantes e turbiditos intercalados com lama carbonática e terrígena. Já na bacia oceânica e em taludes com menor declividade como em rampas carbonáticas, os depósitos se apresentam como lamas carbonáticas ou terrígenas com laminação fina e geralmente apenas alguns depósitos de fluxos gravitacionais. Depósitos bacinais paleozoicos são comumente folhelhos com conteúdo carbonático aumentando em direção a plataforma. Depósitos bacinais mesozoicos e cenozoicos podem ser calcários pelágicos ou folhelhos. O fundo oceânico no talude e na bacia podem ser anóxicos e sem organismos bentônicos, formando depósitos laminados e não bioturbados. Taludes e bacias com fundo oceânico oxigenado são bioturbados e fossilíferos.

Sabe-se que existem diversos tipos de ambientes deposicionais de carbonatos marinhos e que diferentes ambientes e feições deposicionais requerem diferentes modelos para serem entendidos. Entende-se também que os modelos de fácies apresentam apenas um conceito generalizado e de certo modo simplificado, já que podem ocorrer diversas exceções e particularidades. Em contrapartida, os diferentes modelos existentes são de grande importância funcional, fornecendo uma boa visão geral inicial, necessitando apenas ser levemente refinados e adaptados para serem utilizados em cada caso particular.

Dentre os modelos de fácies deposicionais mais importantes, citam-se os de Wilson (1975), que discute zonas de fácies em plataformas protegidas; Burchette & Wright (1992), que introduziram as zonas de fácies em rampas carbonáticas; James (1997), que caracteriza as zonas e divisões de plataformas desprotegidas; Irwin (1965), que introduz o modelo de plataformas epíricas; e Lukasik *et al.* (2000) que discutem o modelo de rampa epírica.

Sabe-se que autores divergem em opiniões acerca do modelo que mais se adequa à área estudada, uma vez que Berthou & Bengtson (1988) realizam sua interpretação baseados em Wilson (1975), enquanto Walter (2000) baseia-se em Burchette & Wright (1992). Ambos os modelos serão expostos a seguir e, posteriormente, no capítulo de discussões, realizar-se-á a discussão do modelo que mais se adequa à área de estudo, segundo o presente autor.

5.1.1 Zonas de fácies de uma plataforma protegida (Wilson, 1975; Flügel, 2010)

Wilson (1975) estabeleceu um modelo clássico para plataformas protegidas através do reconhecimento de diversas zonas de fácies neste ambiente, baseado no reconhecimento de padrões recorrentes de fácies carbonáticas em registros fanerozóicos e suas referentes interpretações paleoambientais utilizando características de padrões deposicionais holocênicos.

Estas zonas de fácies descrevem áreas idealizadas ao longo de seções costa-bacia oceânica e foram distinguidas por suas diferentes características, como sedimentação dominante, biota principal e litofácies mais comuns. As rochas formadas nestas zonas podem exibir diferentes tipos de associações de fácies pré-definidas (SMF – *Standart Microfacies Types*) que são utilizadas como critério de definição de suas respectivas zonas.

Flügel (2010) realizou uma adaptação no modelo de Wilson (1975) (Figura 24) inserindo uma nova zona de fácies (FZ10), que contempla os calcários afetados por dissolução por água meteórica e processos de precipitação. O autor também divide uma zona existente em duas diferentes zonas (FZ9A e FZ9B), para distinguir diferenças significantes em ambientes evaporíticos áridos e climas úmidos. As zonas deste modelo e sua configuração, sedimentos, litotipos e biota encontram-se expostos no Apêndice C.

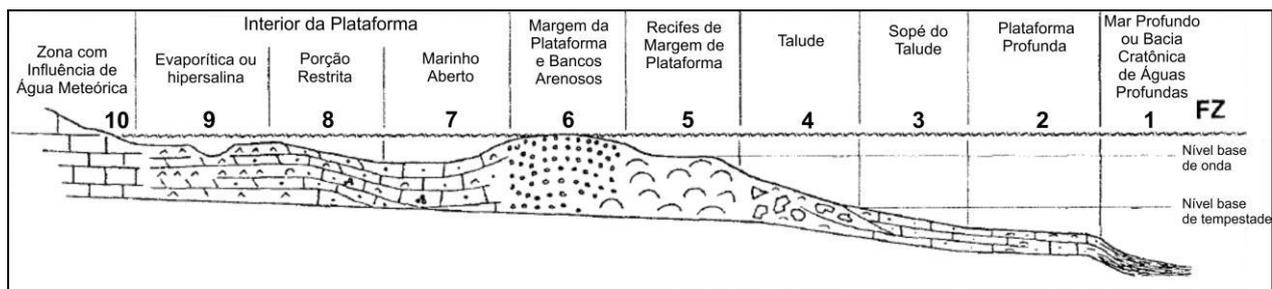


Figura 24 - Modelo esquemático de uma plataforma protegida proposto por Wilson (1975) e modificado por Flügel (2010). Estas zonas encontram-se melhor expostas no Apêndice C.

É importante entender que o uso destas divisões é limitado a plataformas tropicais, sem muitas utilidades em ambientes carbonáticos de águas frias, que normalmente são mais similares aos modelos de rampas carbonáticas ou plataformas desprotegidas. Outra observação importante é que este modelo normalmente apresenta mais Zonas de Fácies que normalmente são encontradas nas plataformas reais, podendo esta apresentar apenas algumas das zonas apresentadas (Flügel, 2010).

Alguns pontos falhos foram apontados por Flügel (2010) no modelo de Wilson (1975), dos quais citam-se: (1) o modelo é supercompleto, onde plataformas com números menores de Zonas de Fácies são comuns (Figura 25 A); (2) o modelo utiliza contatos abruptos entre as Zonas de Fácies, entretanto a transição destas zonas normalmente é gradual (Figura 25 A); (3) o modelo não abrange o desenvolvimento de Zonas de Fácies ao longo do tempo; (4) o modelo não leva em consideração mudanças no nível do mar, funcionando predominantemente em padrões de sedimentação formados durante tratos transgressivos de mar alto e fases estáveis (Figura 25); (5) o modelo não inclui controles climáticos e é limitado a plataformas tropicais a subtropicais; (6) o modelo não considera o suficiente as mudanças que ocorrem com a evolução dos recifes ao longo do tempo nas bordas das plataformas e; (7) o modelo negligencia o espectro de fácies largas de mar profundo e aborda uma imagem generalizada de sedimentação no talude.

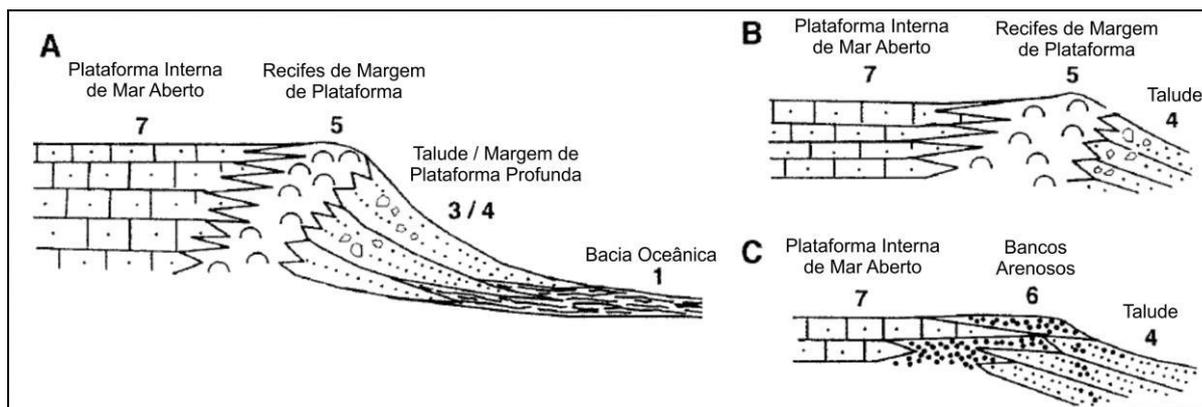


Figura 25 – Variações comuns em arranjos laterais de zonas de fácies do modelo “plataforma protegida” de Wilson (1975). O arranjo das fácies é controlado pela posição do nível do mar (A – Mar Alto, B – Mar estável, C – Mar Baixo). A: A margem da plataforma é caracterizada por uma zona com barreira de corais (FZ 5) interdigitadamente com a zona de plataforma interna (FZ 7). As FZ 3 e 4 do modelo de Wilson (1975) não são possíveis de ser diferenciadas devido a mistura de fragmentos recifais e areia carbonática do interior da plataforma, da mesma maneira que não é possível observar a FZ 2 e 6. B: A zona recifal (FZ 5) é parte de um complexo de corais consistindo de sedimentos *back-reef* lagunais e um talude cuja porção superior é abastecida com depósitos de talus formando uma zona *forereef*. C: Caso comum onde bancos de areia marginais se interdigitam com sedimentos do talude, que consistem de areia bioclástica transportada dos bancos. Traduzido de Flügel (2010).

Segundo Flügel (2010), apesar de todos os pontos falhos listados acima, este modelo estabelecido por Wilson (1975) foi utilizado com sucesso por diversos autores em estudos de reservatórios e análise de bacias, como por exemplo: Hubmann (1992), Devoniano; Herbig (1984), Carbonífero; Schott (1984), Triássico superior e Jurássico inferior; Fezer (1988), Jurássico superior; Morrow & Webster (1991), Missisipiano-Pensilvaniano; Mette (1993), Jurássico; Steuber *et al.* (1993), Cretáceo; Braun (Triássico); Blomeier & Reijmer (1999), Jurássico; e Scheibner & Reijmer (1999), Jurássico.

5.1.2 Zonas de fácies de uma rampa carbonática (Burchette & Wright, 1992)

O conceito original de rampa carbonática foi primeiramente abordado por Ahr (1973), como um modelo alternativo para os ambientes que não se enquadravam nas plataformas protegidas. Trata-se de um sistema carbonático marinho com um baixo gradiente da linha de costa em direção as porções mais profundas ($<1^\circ$) que passa gradualmente de suas fácies mais

profundas para as mais rasas e dominadas por onda. Read (1982, 1985) dividiu as rampas carbonáticas em dois tipos: homoclinais (com o mesmo gradiente em toda sua extensão) e com talude distante (apresentando uma quebra no talude nas porções mais profundas, com um maior gradiente).

A partir de então, diversas divisões para este tipo de ambiente foram propostas, como as de Markello & Read (1981), em uma rampa cambriana em Virginia; Aigner (1984) em uma rampa triássica na Alemanha; Calvet & Tucker (1988), para uma rampa de baixa energia na Bacia Catalan; e Buxton & Pedley (1989), em rampas terciárias no leste mediterrâneo. A maioria destas divisões baseiam-se em duas interfaces hidrodinâmicas principais, nível base de onda e nível base de tempestades.

Burchette & Wright (1992) utilizam as mesmas interfaces e propõem um modelo onde dividem as rampas carbonáticas em quatro subdivisões (Figura 26).

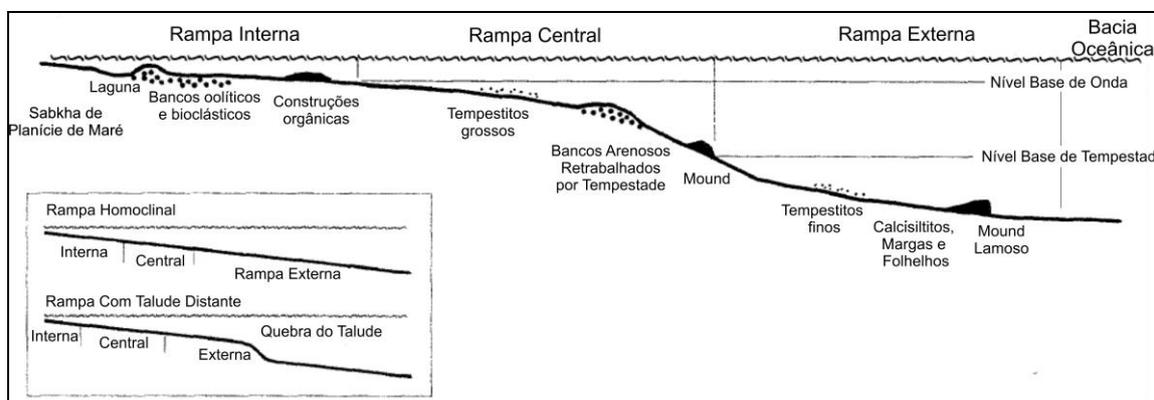


Figura 26 – Modelo de uma Rampa Carbonática homoclinal, modificado de Burchette e Wright (1992) por Flügel (2010).

Rampa Interna: A rampa interna compreende a zona eufótica entre a porção *shoreface* e o nível base de onda. Assoalho oceânico é constantemente afetado por ações de ondas. Esta zona é dominada por bancos arenosos ou barreiras orgânicas e depósitos de antepraia.

Sedimentos característicos são corpos de areia carbonática formados em áreas de antepraia, rasas, agitadas e acima do nível base de onda. As areias são compostas principalmente por oóides ou variados grãos esqueléticos, comumente foraminíferos, algas

calcáreas ou moluscos. Pelóides podem ser comuns em alguns lugares. Tempestades contribuem para a formação de extensos corpos de areia com geometria de lençol e praias arenosas podem gradar para dunas eólicas. Construções orgânicas são biostromas e pequenos recifes de corais, caracterizados por uma biota de baixa diversidade (corais, rudistas e ostreídeos). Grainstones e packstones são as litologias mais frequentes.

Rampa Central: Esta porção da rampa é a zona entre o nível base de onda e o nível base de tempestade. Lâmina d'água atinge algumas dezenas de metros. Sedimentos do fundo são frequentemente retrabalhados por ondas de tempestades. Os sedimentos variam em diversos níveis de influência de tempestade, dependendo da profundidade. Intraclastos e camadas de brechas podem ser comuns.

Espessos bancos oolíticos e bioclásticos são comuns. Rochas apresentam feições relacionadas a tempestades, como packstones com gradação normal, camadas de grainstones, estratificação cruzada hummocky. Grãos esqueléticos apresentam sinais de transporte.

Fases de tempos amenos são representadas por sedimentos bioturbados dominados por lama carbonática ou terrígena, formando mudstones e margas.

Rampa Externa: A rampa externa é a zona abaixo o nível base de tempestades, onde apenas as tempestades mais severas atingem o assoalho oceânico. Lâmina d'água varia entre dezenas de metros e algumas centenas de metros. Essa zona é caracterizada por carbonatos autóctones e alóctones de baixa energia e por sedimentação hemipelágica. Pequenas evidências de retrabalhamento por tempestade ocorrem. Litofácies mais comuns são mudstones e wackestones finos e laminados, associados e intercalados com margas ou camadas de folhelho. Matriz calcisiltítica é abundante. Biota compreende organismos bentônicos marinhos (foraminíferos, esponjas, briozoários, braquiópodes, moluscos, equinodermas, etc), por vezes associados com plânctons e néctons. Algas vermelhas podem

ocorrer. Bioturbação é comum e nas porções mais distais desta rampa, podem ocorrer condições restritas no fundo.

A quebra de talude de rampas com talude distante é normalmente localizada em uma posição entre a rampa central e a rampa externa ou dentro da rampa externa. Próximo a esta quebra encontram-se frequentemente evidências de *slumps*.

Bacia Oceânica: A identificação de depósitos inteiramente bacinais é um problema persistente. O caráter dos depósitos vai depender da natureza e profundidade da bacia, mas geralmente não apresentam tepestitos grossos. Turbiditos são ausentes na maioria das vezes. Em bacias profundas e com rápida subsidência os sedimentos podem ser bem siliciclásticos, enquanto em bacias mais rasas podem consistir de mudstones bioturbados. Em bacias restritas podem ocorrer depósitos cíclicos de fácies ricas em matéria orgânica.

O processo de formação das rampas é agradacional em rampas homoclinais e progradacional em rampas com talude distante (Gardulski *et al*, 1991). Estes tipos de rampa são comumente estágios sucessivos no desenvolvimento de acúmulos carbonáticos, resultando muitas vezes na formação de plataformas protegidas.

6 RESULTADOS

6.1 Microfácies sedimentares

Segundo Tucker & Wright (1990), existem diversas características utilizadas na classificação de rochas carbonáticas como tamanho de grãos ou cristais, composição e textura. Contudo, para este autor, as duas feições mais importantes são as propriedades dos grãos e a trama da rocha, que é a relação dos grãos entre si e a matriz. Com este critério, foram reconhecidas 10 microfácies sedimentares referentes à Formação Cotinguiba no testemunho estudado (Quadro 3), todas com sua composição predominante calcítica.

Quadro 3 - Quadro síntese das microfácies propostas nesse trabalho.

Designação	Diagnose	Interpretação
MF 1	Mudstone maciço com lentes de wackestone subordinadas. Comumente bioturbada. Foraminíferos são raros a ausentes e calcisferas são abundantes.	Rampa central à Rampa externa
MF 2	Mudstone a wackestone com laminação plano-paralela, levemente bioturbado. Foraminíferos e equinoides são raros, calcisferas e bivalves são comuns.	Rampa central à Rampa externa
MF 3	Wackestone maciço fortemente bioturbado. Foraminíferos, calcisferas e bivalves são abundantes. Peloides ocorrem ocasionalmente.	Rampa central à Rampa externa
MF 4	Wackestone a packstone peloidal-bioclástico maciço, com peloides arredondados e esféricos ocorrendo principalmente no tamanho silte, mas podem chegar a areia grossa. Por vezes, encontra-se bioturbado. Equinoides e bivalves são abundantes. Foraminíferos e calcisferas são raros.	Rampa central à Rampa externa
MF 5	Packstone bioclástico maciço, equinoides são frequentes e bivalves abundantes. Gastrópodes ocorrem ocasionalmente	Rampa interna (Mar Aberto) à Rampa central
MF 6	Packstone a grainstone peloidal maciço, frequentemente bioturbado. Arcabouço composto de peloides arredondados com tamanho variando de silte a areia muito fina. Foraminíferos e calcisferas são abundantes. Por vezes encontra-se com lentes centimétricas laminadas.	Rampa central à Rampa externa
MF 7	Packstone a grainstone peloidal com laminação cruzada. Arcabouço composto por pelóides arredondados de tamanho areia muito fina a fina. Foraminíferos e calcisferas são frequentes, bivalves e gastrópodes raros.	Rampa central
MF 8	Floatstone bioclástico maciço; equinoides e bivalves são abundantes (pouco ou muito fragmentados) foraminíferos são ocasionais.	Rampa central
MF 9	Rudstone intraformacional com intraclastos de wackestone com tamanho de grânulo a calhau. Possui cerca de 40% de grãos siliciclásticos, representados principalmente por quartzo, porém com microclinas ocorrendo raramente. Bivalves são comuns, equinoides frequentes e ostracodes raros.	Sopé de talude na Rampa Externa
MF 10	Calcário cristalino cuja composição é quase totalmente de calcita.	-

6.1.1 Microfácies MF 1 – Mudstone maciço

Diagnose: Mudstone maciço com lentes de wackestone subordinadas. Comumente bioturbada. Foraminíferos são raros a ausentes e calcisferas são abundantes.

Descrição: Esta microfácies caracteriza-se por ser composta principalmente por lama carbonática (micrita) (Figura 28-A), subordinadamente podem ocorrer lentes milimétricas de wackestones (Figura 28-B), mais ricas em bioclastos. Muitas vezes encontra-se bioturbada (Figura 28-C). Foraminíferos são raros a ausentes, contudo em uma das amostras estudada estes ocorrem frequentemente (Figura 28-D). Quando presentes, equinoides (Figura 28-E), ostracodes, fragmentos fosfáticos e bivalves são raros. Calcisferas são abundantes (Figura 28-F). Grãos de quartzo tamanho silte ocorrem em algumas amostras (Figura 28-E), podendo chegar uma concentração de até 10%. Pelóides ocorrem e em alguns casos podem ser abundantes. Apresenta composição calcítica e coloração creme alaranjada e por vezes cinza clara (Figura 27).

Interpretação: Rampa carbonática na porção de rampa central à rampa externa.

Discussão: Esta microfácies representa 14,4% da composição do testemunho estudado, podendo ser encontrada no início e final do testemunho (com maior frequência entre 120 m e 140 m), sem ocorrência nas porções centrais. Representa decantação de lama carbonática em águas óxicas à sub-óxicas, com condições propícias para a colonização do substrato por organismos.

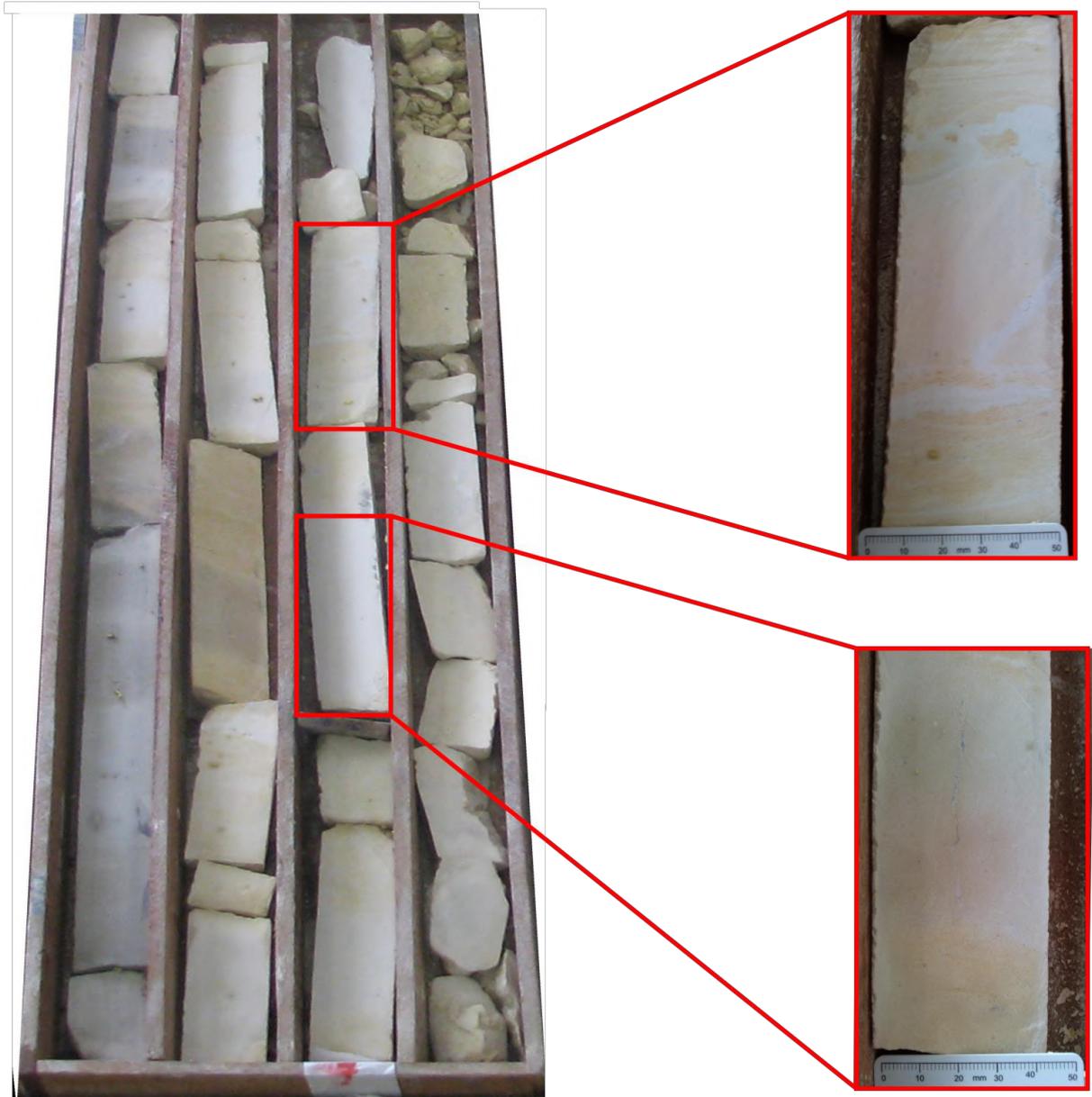


Figura 27 - Caixa número sete do testemunho descrito, com detalhe em um dos intervalos em aproximadamente 30 m de profundidade, ilustrando a textura maciça da MF 1 (Mudstone Maciço).

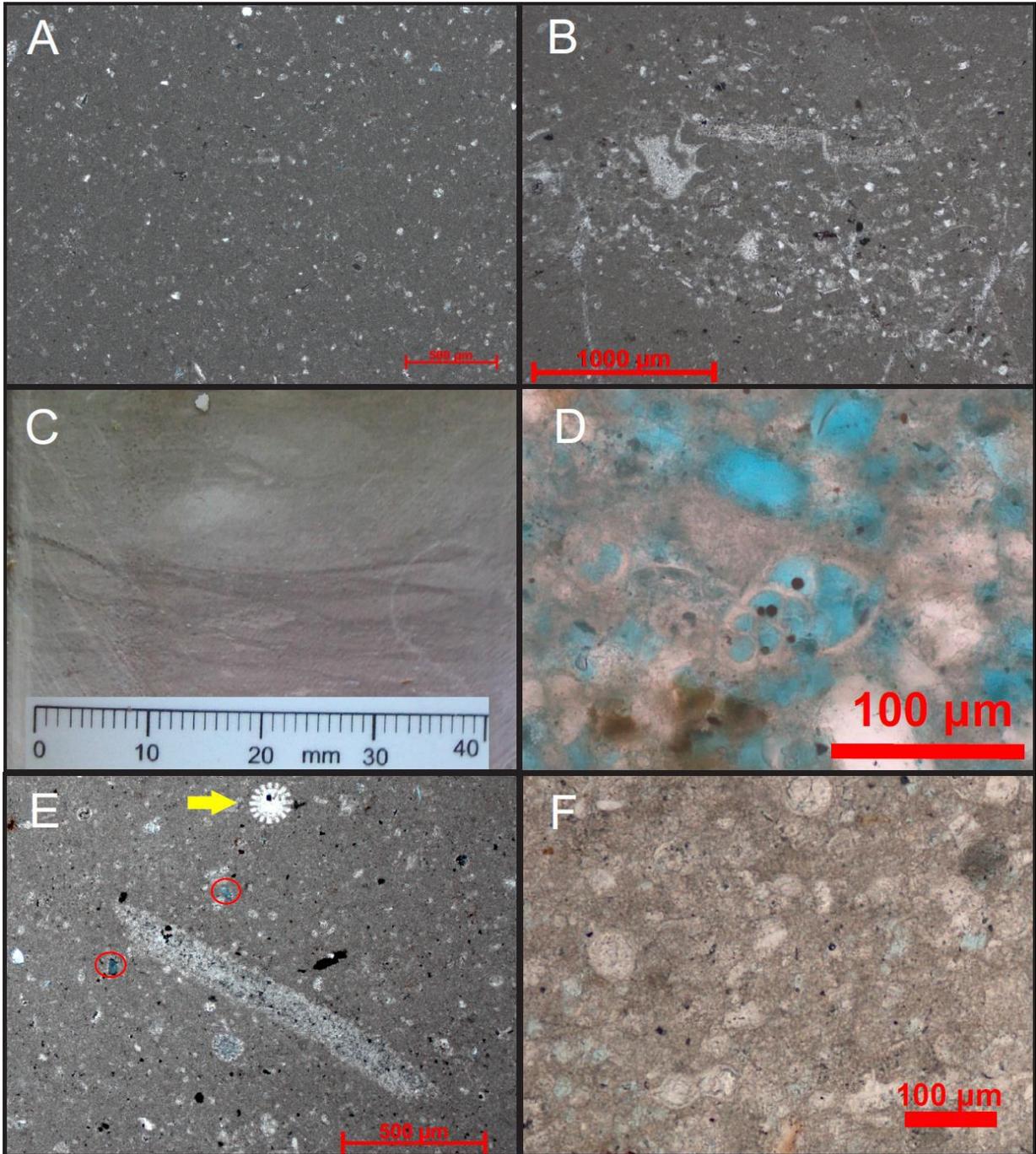


Figura 28 – Fotomicrografias (A, B, D, E, F) e foto de detalhe (C) da microfácies MF 1 (Mudstone Maciço). (A) Lâmina de profundidade 142,3 m com polarizadores cruzados (XP). Observar textura da microfácies MF 1. (B) Lâmina de profundidade 142,3 m com polarizadores paralelos (//P). Observar uma lente de wackestone característica da microfácies. (C) Foto de detalhe do testemunho em profundidade aproximada de 142,3 m. Observar coloração acinzentada e bioturbação característica. (D) Lâmina de profundidade 29,7 m (//P) ilustrando um foraminífero dissolvido (porosidade intrapartícula). (E) Lâmina de profundidade 142,3 m (XP) ilustra a textura de uma lente de wackestone onde a seta indica uma espícula de equinoide e círculos vermelhos, grãos de quartzo angulosos. (F) Lâmina de profundidade 129,4 m (//P) observar calcíferas.

6.1.2 Microfácies MF 2 – Mudstone a wackestone Laminado

Diagnose: Mudstone a wackestone com laminação plano-paralela, levemente bioturbado. Foraminíferos e equinoides são raros, calcisferas e bivalves são comuns.

Descrição: Esta microfácies é caracterizada por sua composição ser principalmente lama carbonática (micrita) (Figura 30-A) e por possuir laminação-plano paralela (Figura 29). Por vezes uma quantidade razoável de aloquímicos ocorre (como bioclastos, por vezes muito fragmentados), apresentando-se como wackestone (Figura 30-B), ainda assim com uma quantidade que não ultrapassa 20% de sua composição. Em geral apresenta coloração cinza-clara, por vezes com laminações cinza-escuro e raramente se observa leve bioturbação.

Os microfósseis presentes são representados por raros foraminíferos (Figura 30-C) e calcisferas são comuns (Figura 30-B). Fragmentos de macrofósseis também ocorrem, como raras espículas de equinóides (Figura 30-D), conchas de bivalves (Figura 30-E), comuns em algumas amostras, e ostracodes (Figura 30-B) que são raramente encontrados. Grãos de quartzo ocorrem, porém são raros e representam menos de 1% da composição de algumas amostras. Níveis e concreções de sílica escura (Figuras 29 e 30-F) são muito frequentes em quase todos os intervalos representados por esta microfácies.

Interpretação: Rampa carbonática na porção de rampa central à rampa externa.

Discussão: Esta microfácies representa 18,4% da composição do testemunho estudado e ocorre em todo testemunho. Encontra-se por vezes associada a MF 7 e representa predominantemente decantação de lama carbonática em um ambiente óxico/disóxico.



Figura 29 - Caixa número 20 do testemunho descrito, com detalhe em um dos intervalos em aproximadamente 82 m de profundidade representando a microfácies MF 2 (Mudstone a wackestone laminado). Observar laminação plano-paralela e níveis de sílica escura (setas).

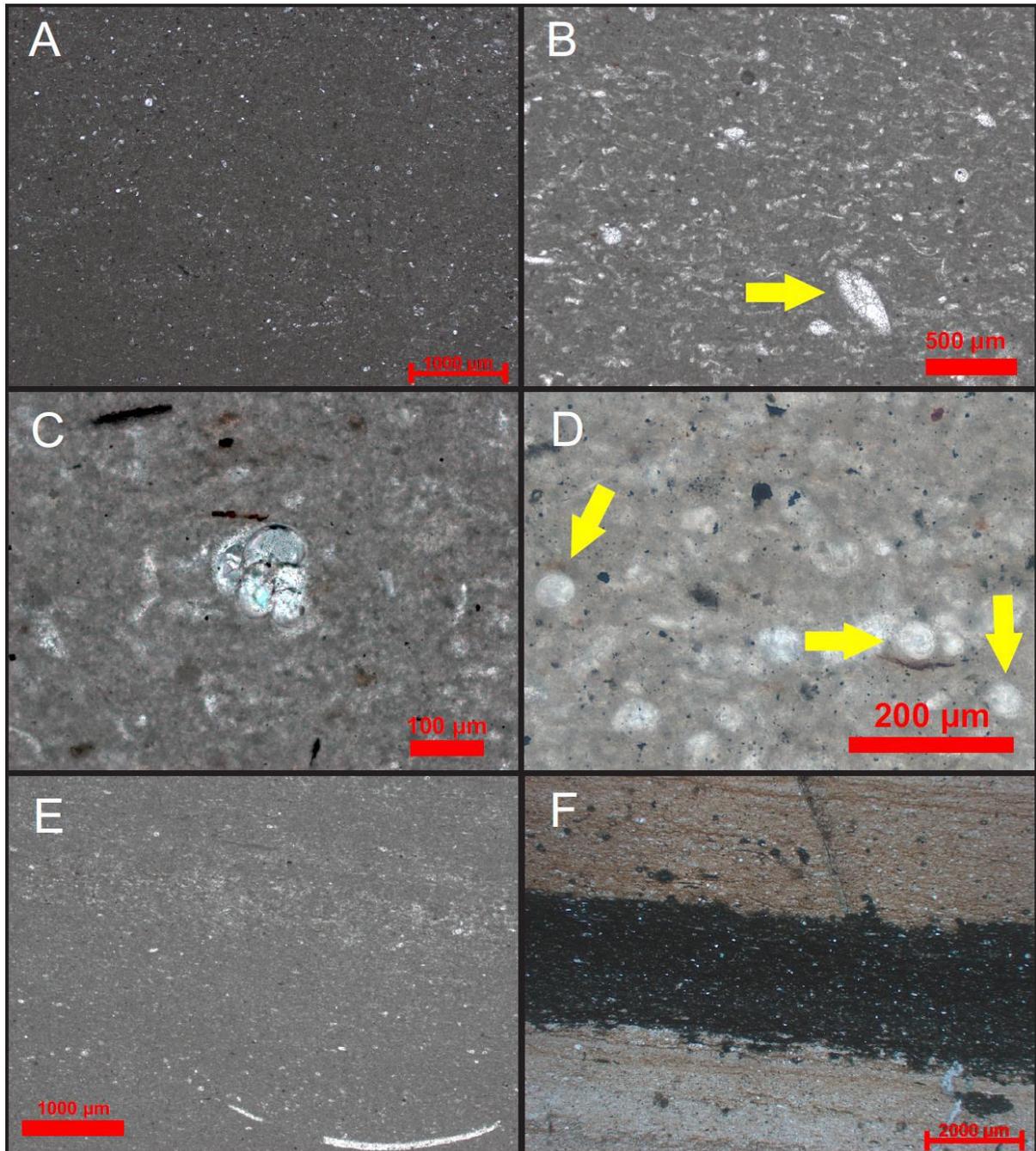


Figura 30 – Fotomicrografias da microfácies MF 2 (Mudstone a wackestone laminado). (A) Lâmina de profundidade 50,0 m (//P). Observar textura da microfácies. (B) Lâmina de profundidade 160,3 m (//P). Observar textura wackestone que esta microfácies pode apresentar (setas indicam um ostracode silicificado). (C) Lâmina de profundidade 153,4 m (//P). Observar foraminífero ao centro da lâmina. (D) Lâmina de profundidade 153,4 m (//P). Observar calcisferas (setas). (E) Lâmina de profundidade 153,4 m (//P). Observar textura e bivalve fragmentado. (F) Lâmina de profundidade 81,7 m (//P). Observar lente de sílica microcristalina escura no centro da lâmina.

6.1.3 Microfácies MF 3 – Wackestone maciço

Diagnose: Wackestone maciço fortemente bioturbado. Foraminíferos, calcisferas e bivalves são abundantes. Peloides ocorrem ocasionalmente.

Descrição: Esta microfácies caracteriza-se por apresentar quantidades moderadas de bioclastos com tamanhos variando de silte a areia muito grossa, raramente chegando a cascalho, suportados por matriz micrítica. Apresenta um aspecto maciço (Figuras 31 e 32-A) e encontra-se muitas vezes fortemente bioturbada. A coloração varia entre creme alaranjado e cinza claro e sua composição é principalmente calcítica.

Foraminíferos são abundantes e encontrados em todas as amostras analisadas (Figura 32-F). Placas e espículas de equinoides (Figura 32-B) são comuns e roveacrinídeos (Figura 32-C) ocorrem em apenas duas amostras. Bivalves ocorrem em todas as amostras, porém inoceramídeos (32-D) são muito raros. Calcisferas (Figura 32-E) são encontradas em todas as amostras de maneira abundante. Algas verdes ocorrem raramente, sempre fragmentadas (Figura 32-A). Raros fragmentos fosfáticos (Figura 33-A) e raros ostracodes (Figura 33-B) ocorrem em todas as amostras estudadas. Espículas de esponja (Figura 33-C) são raramente encontradas em poucas amostras. Pelóides ocorrem ocasionalmente em cerca de metade das amostras, estes são em maior parte de tamanho areia muito fina, por vezes chegando a areia grossa. O conteúdo de grãos angulosos de quartzo tamanho silte a areia muito fina varia de 2 a 10% (Figura 32-D). Romboedros de dolomita são encontrados frequentemente substituindo a matriz micrítica e, em alguns casos, a matriz encontra-se expressivamente dolomitizada (Figura 33-D). Por vezes o núcleo destes roboedros sofre processo de desdolomitização. Em algumas amostras é possível observar lama terrígena misturada à lama carbonática, porém em pequenas quantidades.

Interpretação: Rampa carbonática na porção de rampa central à rampa externa.

Discussão: Esta microfácies representa 19,3% da composição do testemunho estudado e ocorre em todo testemunho, porém com maior frequência entre 15m e 30m. Representa decantação de lama carbonática juntamente a fragmentos esqueléticos em um ambiente óxico à sub-óxico.

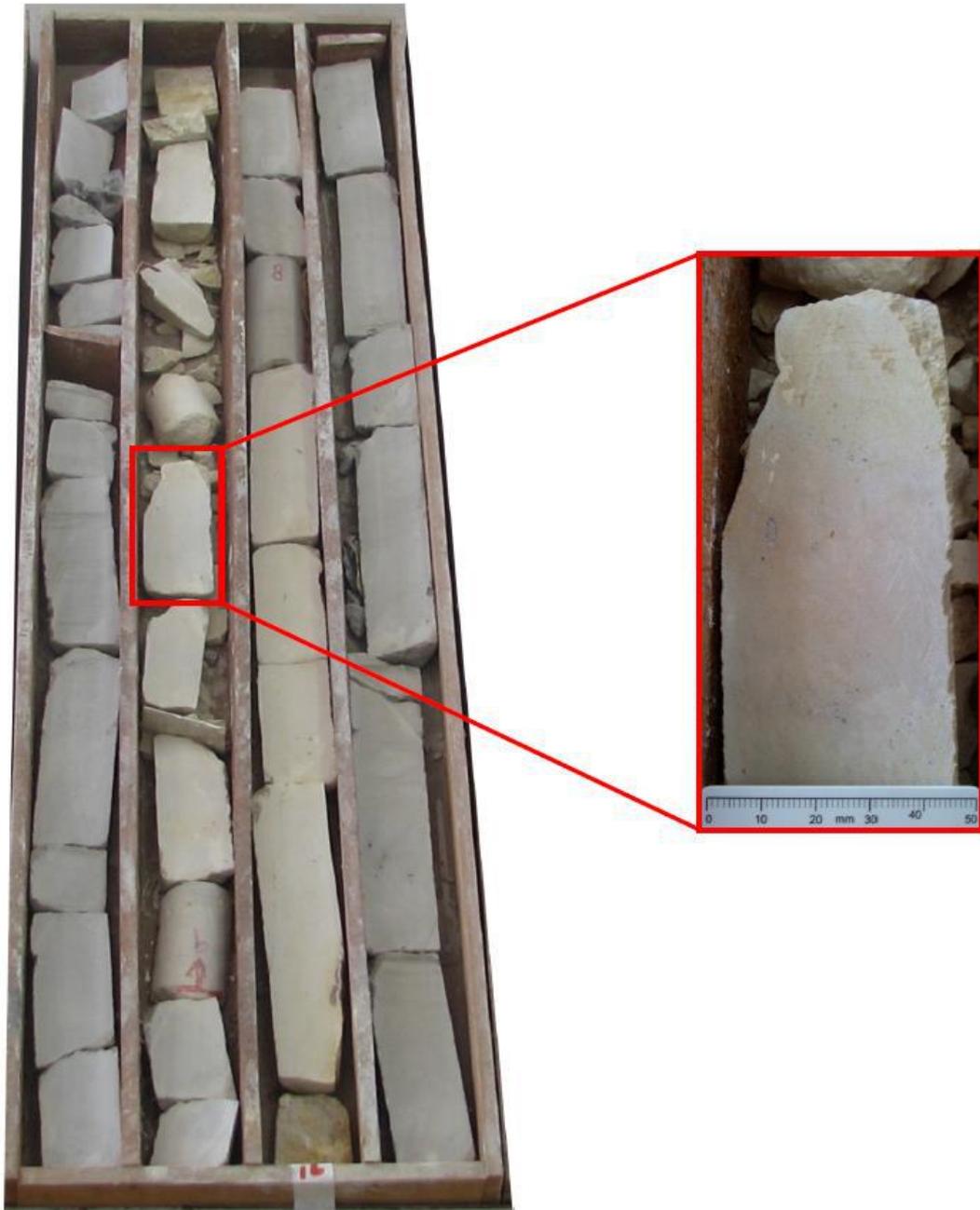


Figura 31 - Caixa número 16 do testemunho descrito, com detalhe em um dos intervalos em aproximadamente 65m de profundidade, ilustrando a textura maciça da microfácies MF 3 (Wackestone maciço).

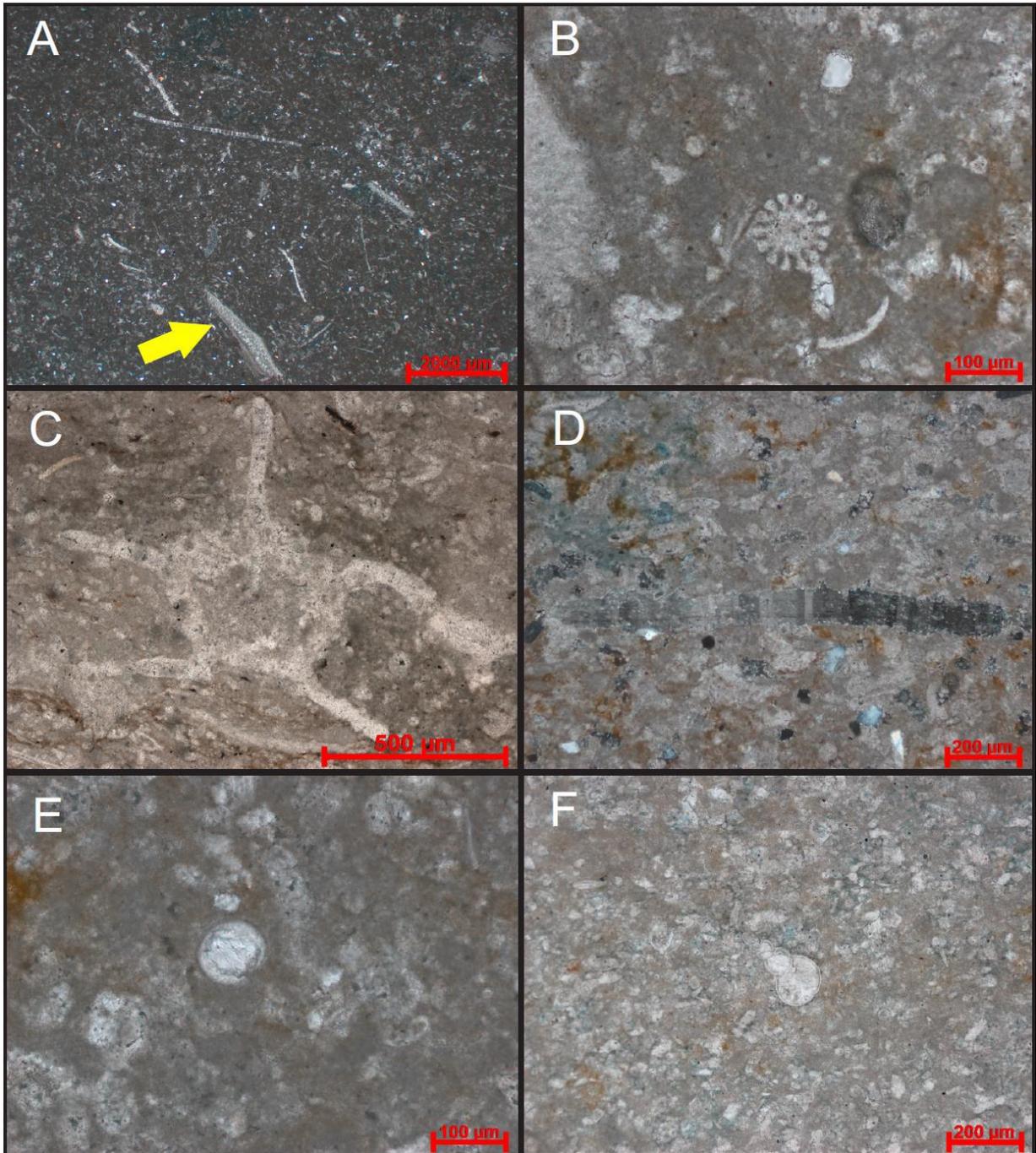


Figura 32 – Fotomicrografias da microfácies MF 3 (Wackestone Maciço). (A) Lâmina de profundidade 7,6 m (XP). Observar textura da microfácies e alga verde indicada pela seta. (B) Lâmina de profundidade 7,6 m (//P). Observar espícula de equinoide. (C) Lâmina de profundidade 138,7 m (//P) ilustrando um roveacrinídeo. (D) Lâmina de profundidade 15,5 m (XP). Observar inoceramídeo ao centro da lâmina e grãos de quartzo angulosos dispersos. (E) Lâmina de profundidade 7,6 m (//P). Observar calcisfera no centro. (F) Lâmina de profundidade 36,0 m (//P), destaca-se um foraminífero no centro da lâmina.

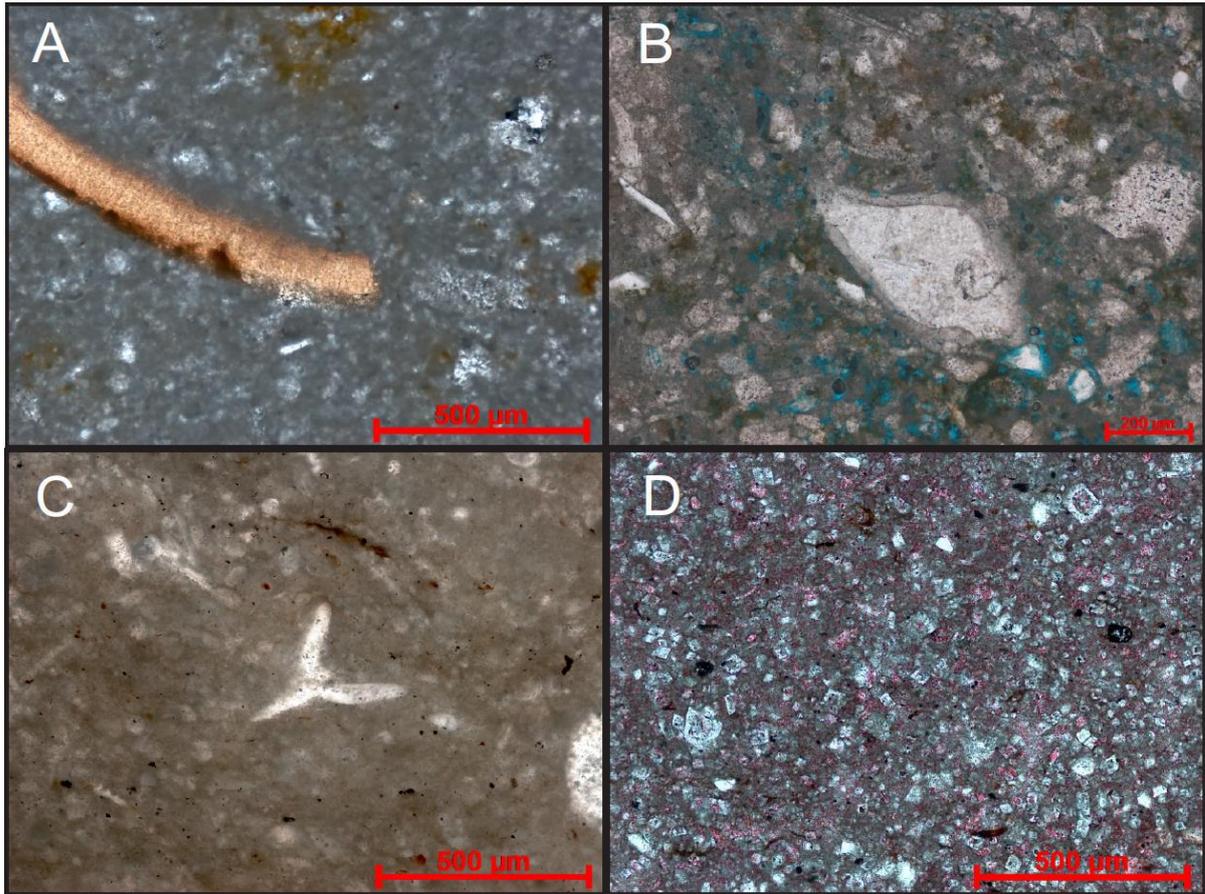


Figura 33 - Fotomicrografias da microfácies MF 3 (Wackestone Maciço). (A) Lâmina de profundidade 64,6 m (//P). Observar fragmento fosfático. (B) Lâmina de profundidade 7,6 m (//P). Observar ostracode. (C) Lâmina de profundidade 138,7 m (//P). Observar espícula de esponja. (D) Lâmina de profundidade 140,7 m (//P). Observar romboedros de dolomita substituindo a matriz micrítica, onde o núcleo de alguns romboedros encontram-se desdolomitizados.

6.1.4 Microfácies MF 4 – Wackestone a packstone peloidal-bioclástico

Diagnose: Wackestone a packstone peloidal-bioclástico maciço, com pelóides arredondados e esféricos ocorrendo principalmente na fração silte, mas podem chegar a areia grossa. Por vezes, encontra-se bioturbado. Equinóides e bivalves são abundantes. Foraminíferos e calcíferas são raros.

Descrição: Esta microfácies é caracterizada por ter como principais constituintes pelóides e bioclastos, que por vezes encontram-se suportados por matriz micrítica ou pelos próprios grãos aloquímicos (Figura 36-A). Os pelóides ocorrem principalmente no tamanho silte, podendo chegar a areia grossa e são predominantemente arredondados e esféricos. Os

grãos esqueléticos apresentam-se de tamanhos variados, de silte a grânulo, podendo estar fragmentados ou não. Por vezes esta microfácies encontra-se bioturbada e sempre apresenta aspecto maciço. Sua coloração varia entre creme alaranjado, a cinza claro (Figura 34).

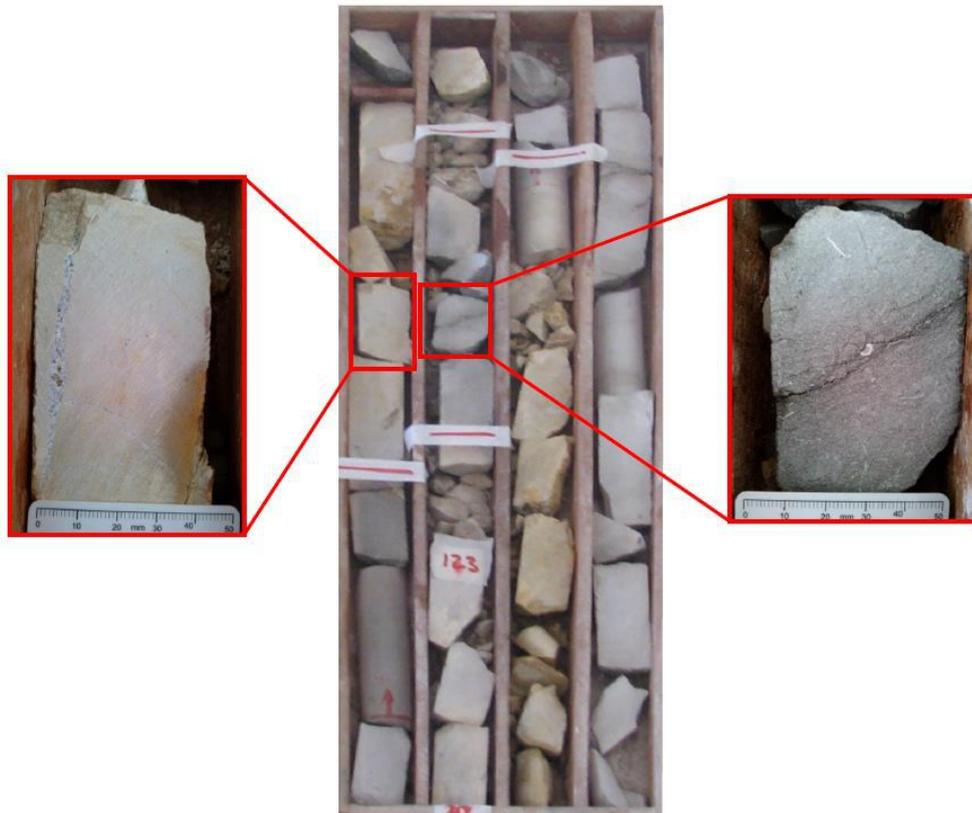


Figura 34 - Caixa número 30 do testemunho descrito, com detalhe em dois dos intervalos em aproximadamente 123 m de profundidade, ilustrando a textura da microfácies MF 4 (Wackestone a packstone peloidal-biolástico). Atentar para a variação de coloração desta microfácies.

Foraminíferos (Figura 36-B) são raros a ausentes, porém podem ser encontrados abundantemente em algumas amostras. Placas e espículas de equinóides (Figura 36-A) são abundantes em todas as amostras. Roveacrinídeos (Figura 36-C) aparecem comumente em duas amostras, porém são ausentes nas demais. Bivalves são frequentes, porém inoceramídeos (Figura 36-D) são mais comuns em apenas alguns casos. Calcisferas (Figura 36-E) ocorrem, porém não são muito frequentes, representadas pelo gênero *Pitonella*. Fragmentos fosfáticos são abundantes e, em alguns casos, encontram-se parcialmente substituídos por microcristais de siderita (Figura 36-F). Oóides raríssimos podem ser encontrados muito micritizados, com sua estrutura quase obliterada (Figura 35-A/C), Ostracodes (Figura 35-B), tubos de verme e

espículas de esponja (Figura 36-E) ocorrem, porém são raros. Grãos de quartzo tamanho silte a areia muito fina ocorrem e possuem uma abundância variando entre 2 a 10% (Figura 35-C). Em muitas amostras é possível observar estilólitos (Figura 35-C), evidenciando uma grande compactação, onde por vezes pelóides são esmagados dando origem a uma pseudomatriz. Romboedros de dolomita ocorrem em algumas amostras, substituindo preferencialmente parte da matriz micrítica (Figura 35-D).

Interpretação: Rampa carbonática na porção de rampa central à rampa externa.

Discussão: Esta microfácies é a mais expressiva do testemunho estudado e representa 22,9% de sua composição, ocorrendo em toda sua extensão, porém com maior frequência por volta de 110 m de profundidade. Representa decantação de lama carbonática juntamente a fragmentos esqueletais e pelotas fecais em um ambiente oxigenado.

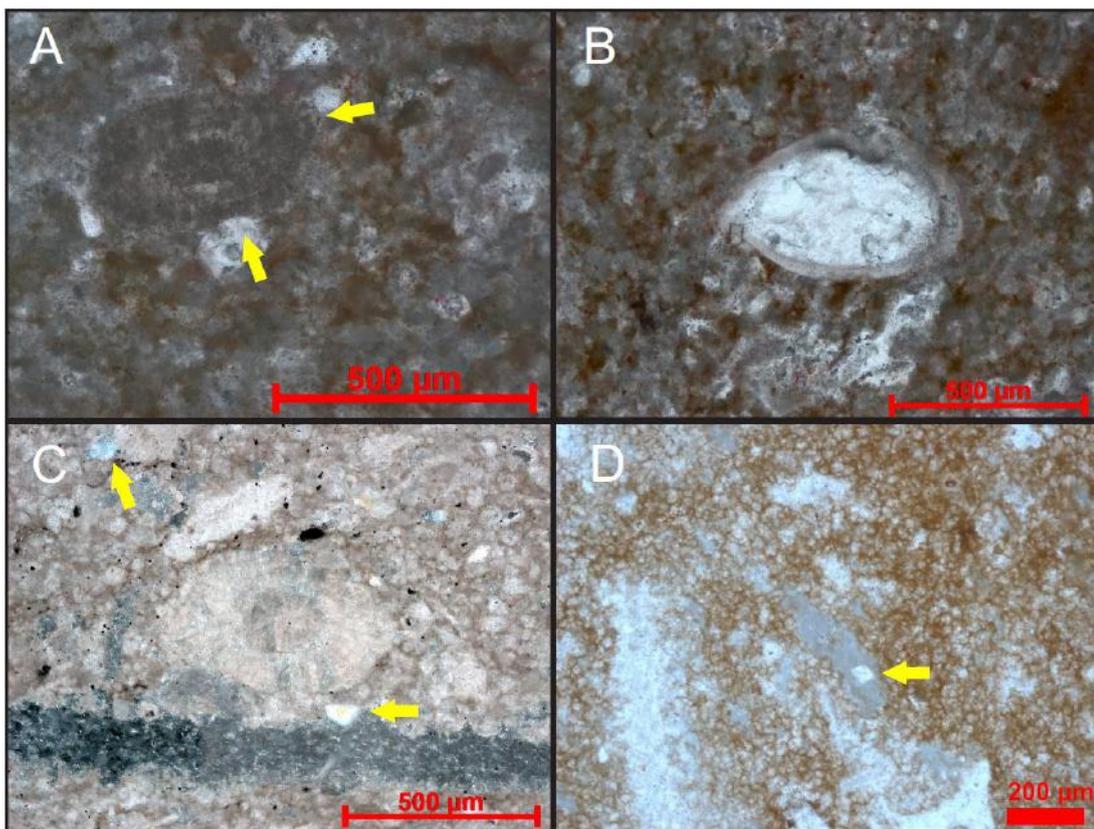


Figura 35 - Fotomicrografias da microfácies MF 4 (Wackestone a packstone peloidal-bioclástico). (A) Lâmina de profundidade 96,6 m (//P). Observar oóide micritizado indicado pelas setas. (B) Lâmina de profundidade 96,6 m (//P). Observar ostracode. (C) Lâmina de profundidade 56,9 m (XP). Observar pelóide no centro da imagem e grãos de quartzo angulosos dispersos (setas). (D) Lâmina de profundidade 119,3 m (//P). Observar romboedros de dolomita substituindo a matriz micrítica.

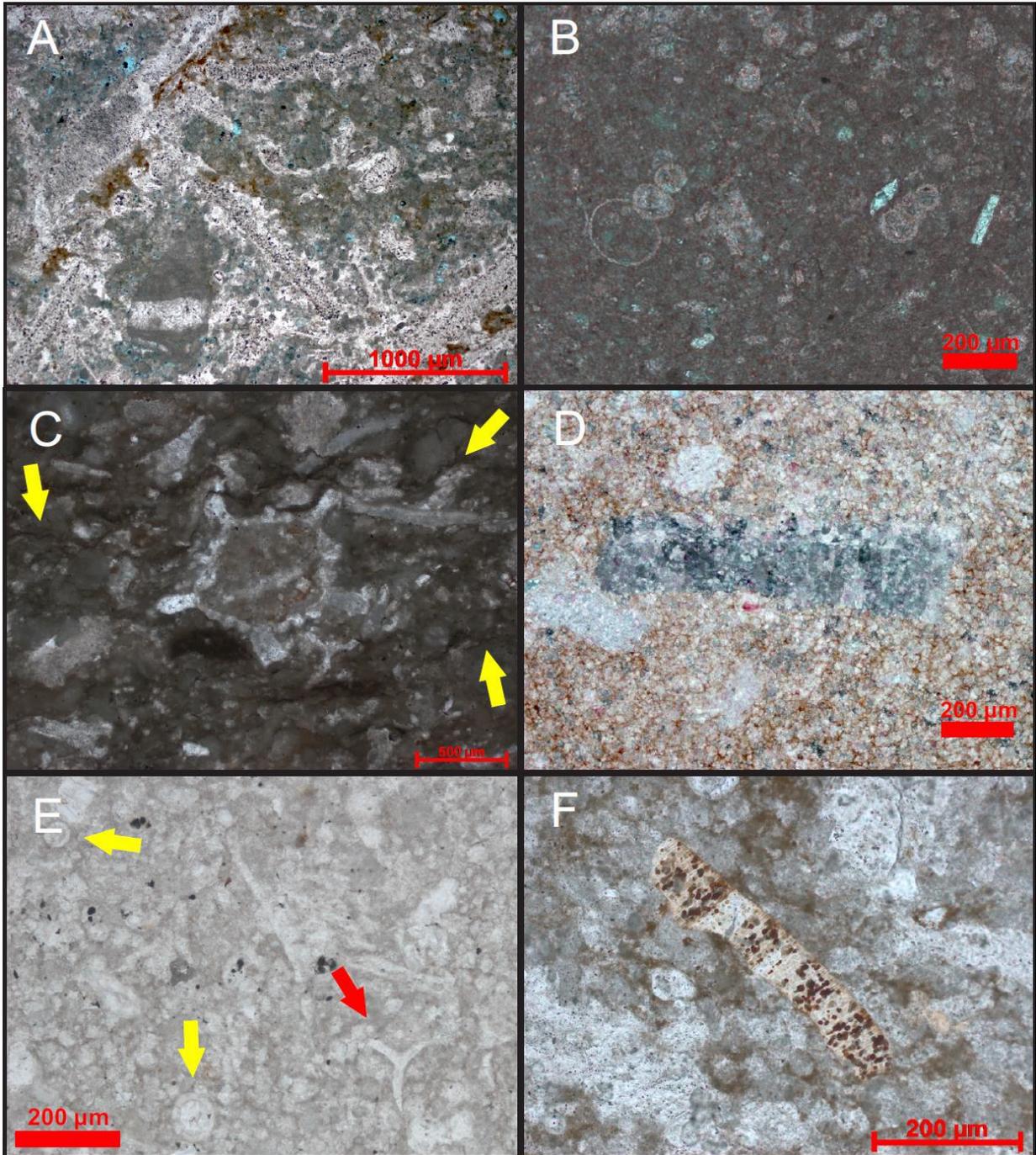


Figura 36 - Fotomicrografias da microfácies MF 4 (Wackestone a packstone peloidal-bioclástico). (A) Lâmina de profundidade 96,6 m (//P). Observar textura da microfácies, placas de equinoides, matriz micrítica e pelóides cimentados na porção inferior. (B) Lâmina de profundidade 59,6 m (XP). Observar foraminíferos e grão de quartzo anguloso. (C) Lâmina de profundidade 120,6 m (//P). Observar roveacrinídeo ao centro e estilólitos (setas), que são muito frequentes nesta microfácies. (D) Lâmina de profundidade 119,3 m (//P). Observar inoceramídeo ao centro. (E) Lâmina de profundidade 59,6 m (//P). Observar calcíferas indicadas por setas amarelas e espícula de esponja indicada pela seta vermelha. (F) Lâmina de profundidade 96,6 m (//P). Observar fragmento fosfático parcialmente substituído por microcristais de siderita.

6.1.5 Microfácies MF 5 – Packstone bioclástico

Diagnose: Packstone bioclástico maciço, equinoides são frequentes e bivalves abundantes. Gastrópodes ocorrem ocasionalmente

Descrição: Esta microfácies caracteriza-se por possuir um alto conteúdo fossilífero, que suportam o arcabouço da rocha. Possui textura maciça, matriz lamosa (micrita) e seus grãos esqueletais representam cerca de 60% da composição da rocha (Figura 38-A). Fragmentos de macrofósseis são frequentes, como espículas e placas de equinoides (Figura 38-B). Conchas de bivalves (pouco a muito fragmentadas) são abundantes (Figura 38-A), porém inoceramídeos (Figura 38-C) são raros. Gastrópodes são ocasionais (Figura 38-D). Grãos siliciclásticos são ausentes. É possível observar que alguns bioclastos foram substituídos por quartzo. Em raros casos é possível encontrar quartzo cimentando alguns poros. Esta microfácies encontra-se frequentemente associada a Microfácies 8 (Floatstone Bioclástico) (Figura 37).

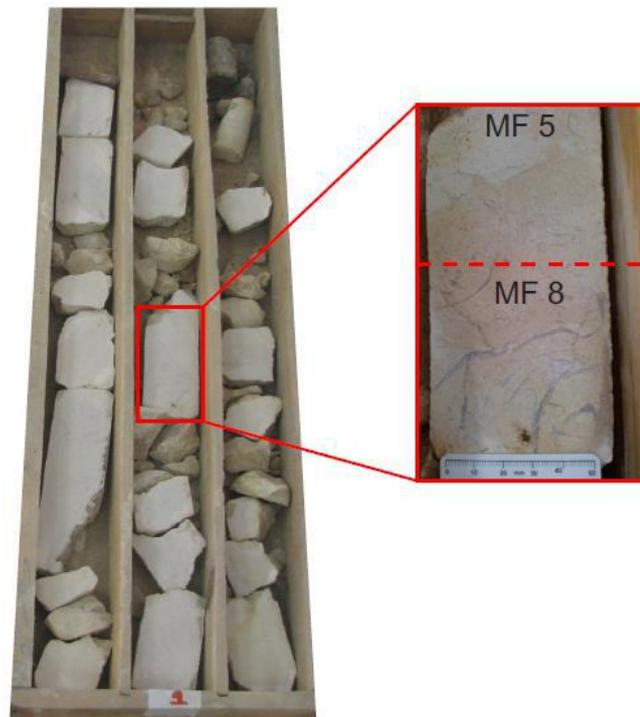


Figura 37 - Caixa número 1 do testemunho descrito, com detalhe em um intervalo em aproximadamente 1,5 m de profundidade, ilustrando a microfácies MF 5 (Packstone bioclástico) (porção superior). Esta microfácies encontra-se frequentemente associada a MF 8 (Floatstone Bioclástico) (porção inferior).

Interpretação: Rampa carbonática na porção de rampa interna (mar aberto) à rampa central.

Discussão: Esta microfácies é pouco expressiva no testemunho estudado e representa 1,8% de sua composição, ocorrendo somente nos primeiros cinco metros de profundidade. Representa deposição de conchas que sofreram transporte e/ou retrabalhamento.

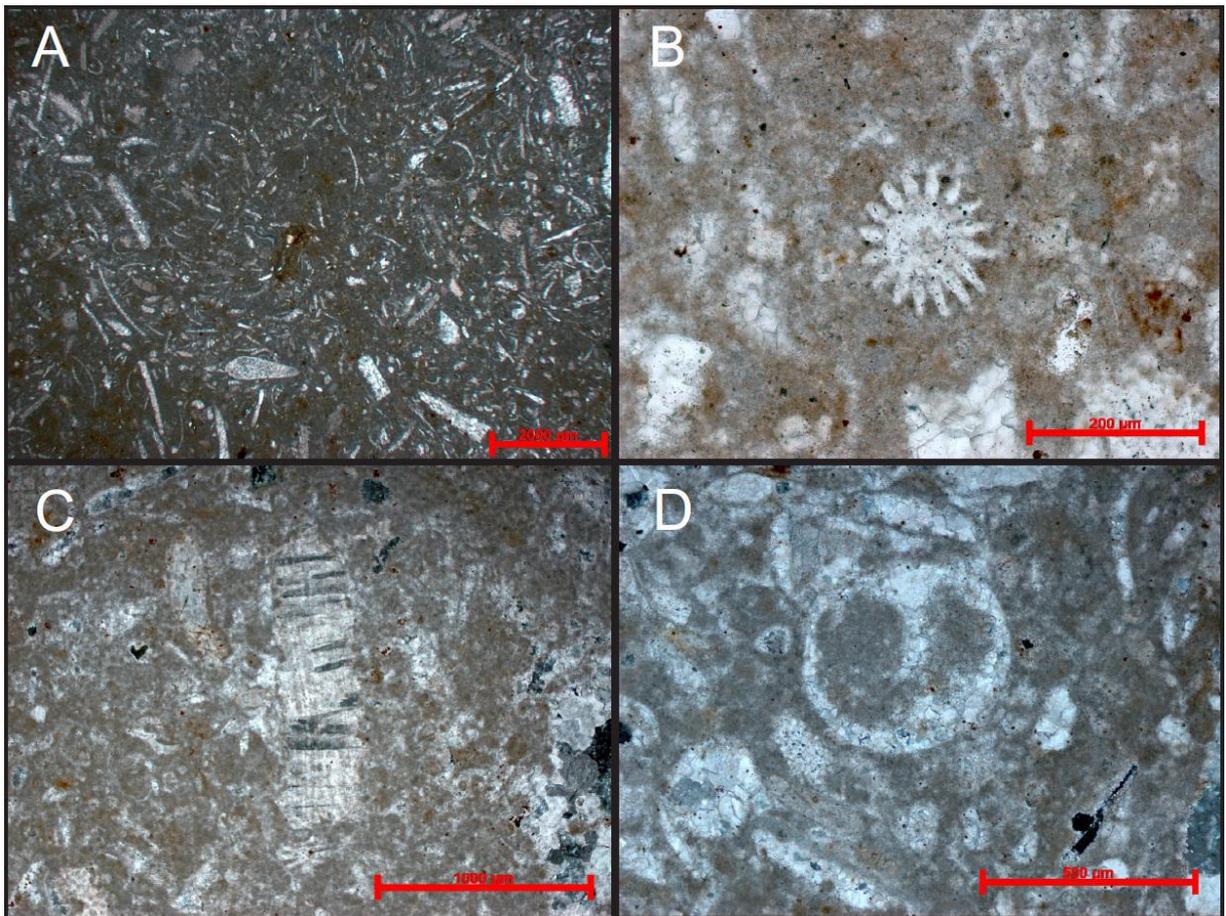


Figura 38 – Fotomicrografias lâmina de profundidade 0,5 m representando a microfácies MF 5 (Packstone bioclástico). (A) Observar textura da microfácies, atentar para a grande quantidade de conchas de bivalves fragmentadas. (//P) (B) Observar espícula de equinoide (//P). (C) Observar inoceramídeo ao centro (XP). (D) Observar gastrópode substituído por sílica (XP).

6.1.6 Microfácies MF 6 – Packstone a grainstone peloidal

Diagnose: Packstone a grainstone peloidal maciço, frequentemente bioturbado. Arcabouço composto de peloides arredondados com tamanho variando de silte a areia muito fina. Foraminíferos e calcíferas são abundantes. Por vezes encontra-se com lentes centimétricas laminadas.

Descrição: Esta microfácies caracteriza-se por ter sua trama suportada pelos grãos, podendo ou não possuir matriz e composição calcítica. Seus constituintes principais são grãos peloidais arredondados e de tamanho silte a areia muito fina (Figura 40-A), raramente observam-se peloides cilíndricos tamanho areia grossa. Esta fácies encontra-se frequentemente bioturbada e raramente observam-se lentes centi- a decimétricas laminadas (Figura 39). Coloração desta microfácies varia de cinza-claro a cinza-escuro. Bioclastos ocorrem, porém em menores quantidades que nas MF 4 e 5 e são representados em maior parte por microfósseis como abundantes foraminíferos (Figura 40-B) e calcíferas (Figura 40-C).

Fragmentos de macrofósseis como espículas e placas de equinóides (Figura 40-D) ocorrem mais raramente, assim como conchas de bivalves. Fragmentos fosfáticos (Figura 40-E) são raros e ostracodes são encontrados em apenas uma amostra. Raras algas verdes são encontradas em uma das amostras (Figura 40-B). Grãos de quartzo tamanho silte a areia fina ocorrem, porém não são muito expressivos, chegando no máximo a 10% da composição; microclinas ocorrem, porém são extremamente raras. Por vezes estes grãos siliciclásticos estão concentrados em níveis, evidenciando a laminação (Figura 40-F). Raros coprólitos ocorrem. Estilólitos são muito frequentes (Figura 40-A), evidenciando uma grande compactação, que pode ter esmagado pelóides e os transformado em pseudomatriz.

Interpretação: Rampa carbonática na porção de rampa central à rampa externa.

Discussão: Esta representa 13,5% da composição do testemunho estudado, ocorrendo principalmente em sua porção central, com maior frequência em torno de 70 m de profundidade. Representa deposição de abundantes pelotas fecais em um ambiente óxico à sub-óxico, podendo haver decantação de lama carbonática associada.



Figura 39 - Caixa número 18 do testemunho descrito, com detalhe em um intervalo em aproximadamente 70 m de profundidade onde observa-se a textura da microfácies MF 6 (Packstone a grainstone peloidal maciço). Observar também a lente centimétrica laminada e a bioturbação, comuns nesta microfácies.

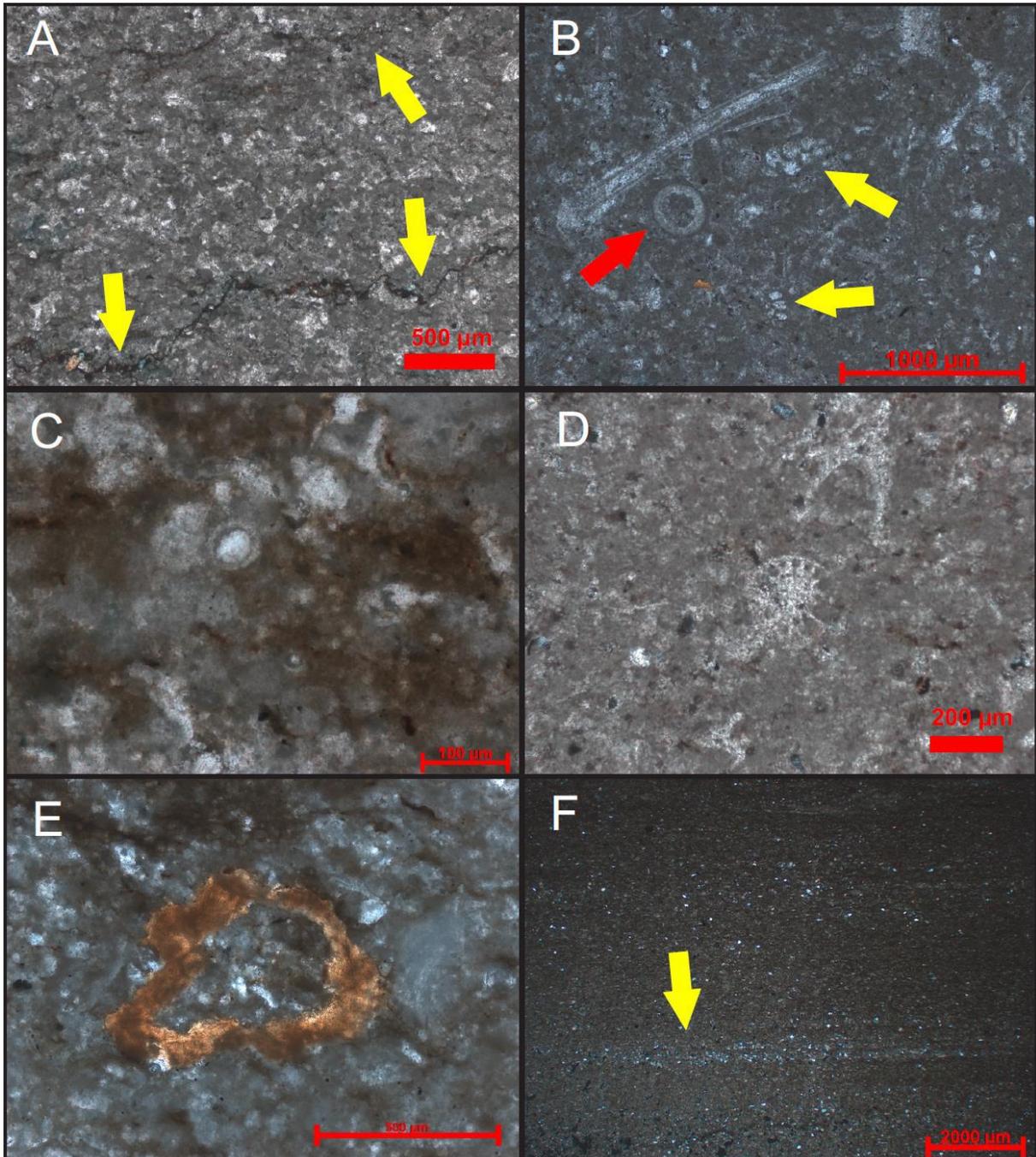


Figura 40 - Fotomicrografias da microfácies MF 6 (Packstone a grainstone peloidal maciço). (A) Lâmina de profundidade 100,7 m (//P). Observar textura da microfácies e estilólitos (setas), que são muito presentes nesta microfácies (B) Lâmina de profundidade 100,7 m (//P). Observar foraminíferos (setas amarelas) e alga verde (seta vermelha). (C) Lâmina de profundidade 103,4 m (//P). Observar calcisfera no centro. (D) Lâmina de profundidade 100,7 m (XP). Observar espícula de equinoide. (E) Lâmina de profundidade 103,4 m (//P). Observar fragmento fosfático. (F) Lâmina de profundidade 42,5 m (XP). Observar nível com concentração de grãos de quartzo, marcando bem a laminação (seta).

6.1.7 Microfácies MF 7 – Packstone a grainstone peloidal com laminação cruzada

Diagnose: Packstone a grainstone peloidal com laminação cruzada. Arcabouço composto por pelóides arredondados de tamanho areia muito fina a fina. Foraminíferos e calcíferas são frequentes, bivalves e gastrópodes raros.

Descrição: Esta microfácies possui composição calcítica e caracteriza-se por ter sua trama suportada pelos grãos, compostos principalmente por pelóides arredondados de tamanho areia muito fina a fina. Por vezes possui matriz micrítica ou também pode estar cimentada por calcita espática, sem apresentar lama carbonática (Figura 42-A). Níveis com concentração de pelóides marcam bem a laminação cruzada que é uma das principais características desta microfácies (Figura 41).



Figura 41 - Caixa número 38 do testemunho descrito, com detalhe em um intervalo em aproximadamente 153,4 m de profundidade. Observar textura da microfácies MF 7 (Packstone a grainstone peloidal com laminação cruzada), de cor cinza-escuro; que encontra-se quase sempre associada a microfácies MF 2 (Mudstone laminado), de cor cinza-claro.

Microfósseis são bem representados por foraminíferos (Figura 42-B) e frequentes calcíferas (Figura 42-A). Macrofósseis ocorrem, como raros bivalves fragmentados, raros gastrópodes (Figura 42-C), raros fragmentos fosfáticos e raros fragmentos de algas verdes (Figura 42-D). Grãos de quartzo sub-angulosos tamanho silte à areia fina ocorrem, mas compõe somente cerca de 5% da rocha. Estilólitos ocorrem com grande frequência, evidenciando a grande compactação, que por vezes esmagam pelóides formando uma pseudomatriz (não deposicional). Esta microfácies encontra-se quase sempre associada a microfácies MF 2 (Mudstone laminado).

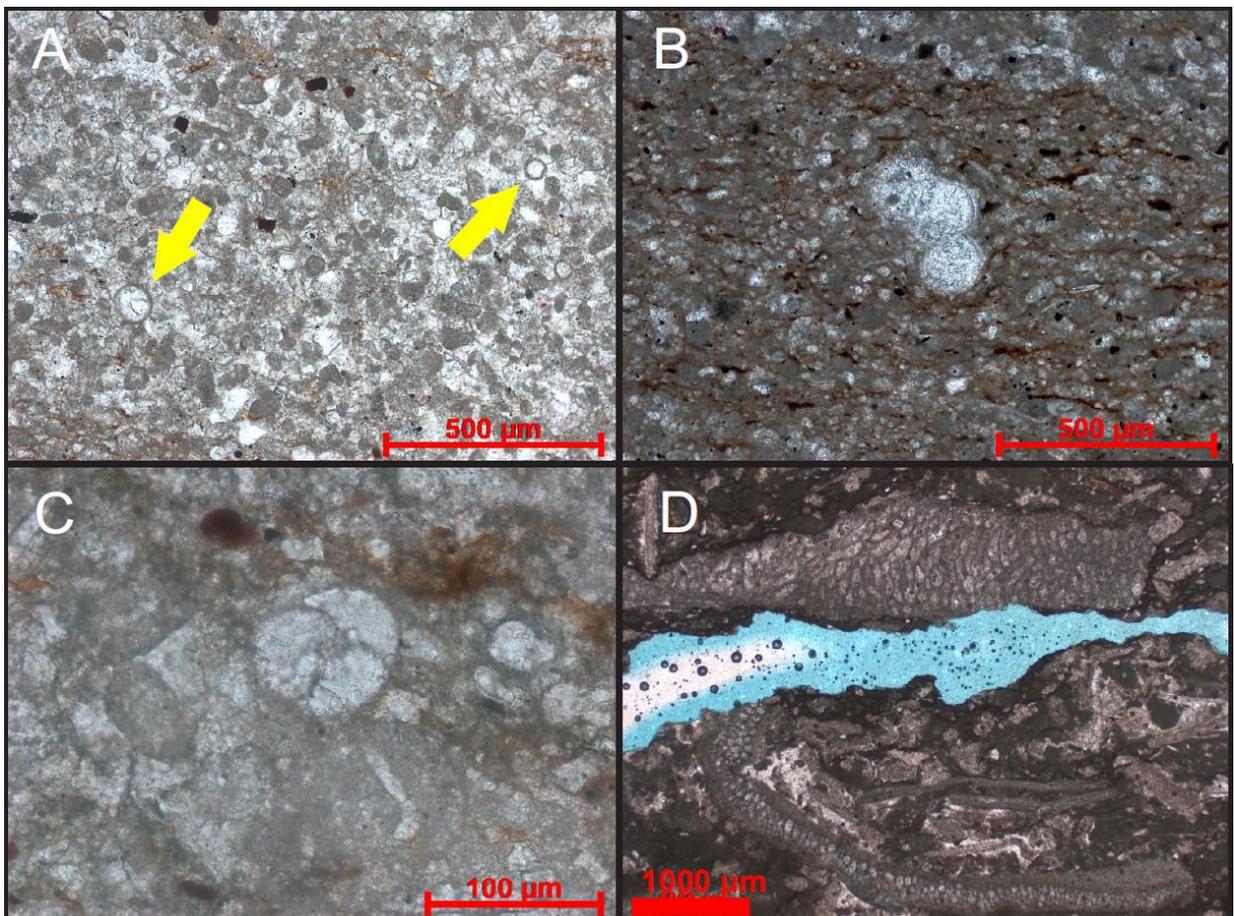


Figura 42 - Fotomicrografias da microfácies MF 7 (Packstone a grainstone peloidal com laminação cruzada) (A) Lâmina de profundidade 160,8 m (//P). Observar textura da microfácies, calcíferas (setas) e pelóides cimentados por calcita espática. (B) Lâmina de profundidade 160,8 m (//P). Observar foraminífero ao centro. (C) Lâmina de profundidade 160,8 m (//P). Observar gastrópode ao centro. (D) Lâmina de profundidade 120,6 m (//P). Observar algas verdes.

Interpretação: Rampa carbonática na porção de rampa central.

Discussão: Esta microfácies representa 3,9% da composição do testemunho estudado, ocorrendo principalmente em sua porção final, com maior frequência em torno de 155 m de profundidade. Representa depósitos formados pelo retrabalhamento dos sedimentos devido a tempestades.

6.1.8. Microfácies MF 8 – Floatstone bioclástico

Diagnose: Floatstone bioclástico maciço; equinoiudes e bivalves são abundantes (pouco ou muito fragmentados) foraminíferos são ocasionais.

Descrição: Esta microfácies é caracterizada por possuir uma relativa abundância de bioclastos, principalmente fragmentos de macrofósseis, onde mais de 10% de seus constituintes apresentam-se com tamanho maior que 2mm (Figuras 43 e 44-B). Os bioclastos variam de tamanho e por vezes encontram-se muito fragmentados, podendo ser possível observar tanto microfósseis de tamanho areia muito fina, como fragmentos de macrofósseis com tamanho entre areia fina e cascalho.

Foraminíferos são raros a ocasionais (Figura 44-B), Bivalves inoceramídeos (Figura 44-C) foram encontrados em todas as amostras desta microfácies, assim como outros bivalves indiferenciados. Calcisferas são raras ou ausentes, da mesma maneira que ostracodes (Figura 44-D). Fragmentos fosfáticos são frequentes e pelóides podem ser abundantes, cimentados por calcita espática (Figura 44-E). Placas e espículas de equinoides (Figura 44-F) ocorrem abundantemente em uma das amostras, enquanto nas outras são ausentes. Em grande parte das amostras, a matriz desta microfácies encontra-se intensamente recristalizada (Figura 44-D), e apenas os bioclastos são bem preservados. Nestas amostras, por vezes é possível observar

resquícios não recristalizados da matriz micrítica que compõe essa microfácies. Grãos de quartzo tamanho silte ocorrem muito raramente (Figura 44-D).

Interpretação: Rampa carbonática na porção de rampa central.

Discussão: Esta microfácies representa 1,7% da composição do testemunho estudado, ocorrendo apenas nos primeiros cinco metros do testemunho e em torno de 150 m de profundidade. Esta microfácies encontra-se frequentemente associada a MF 5 e representa depósitos formados pelo retrabalhamento dos sedimentos devido a grandes tempestades.



Figura 43 - Caixa número 37 do testemunho descrito, com detalhe em um intervalo em aproximadamente 149,5 m de profundidade. Observar textura da microfácies MF 8 (Floatstone bioclástico).

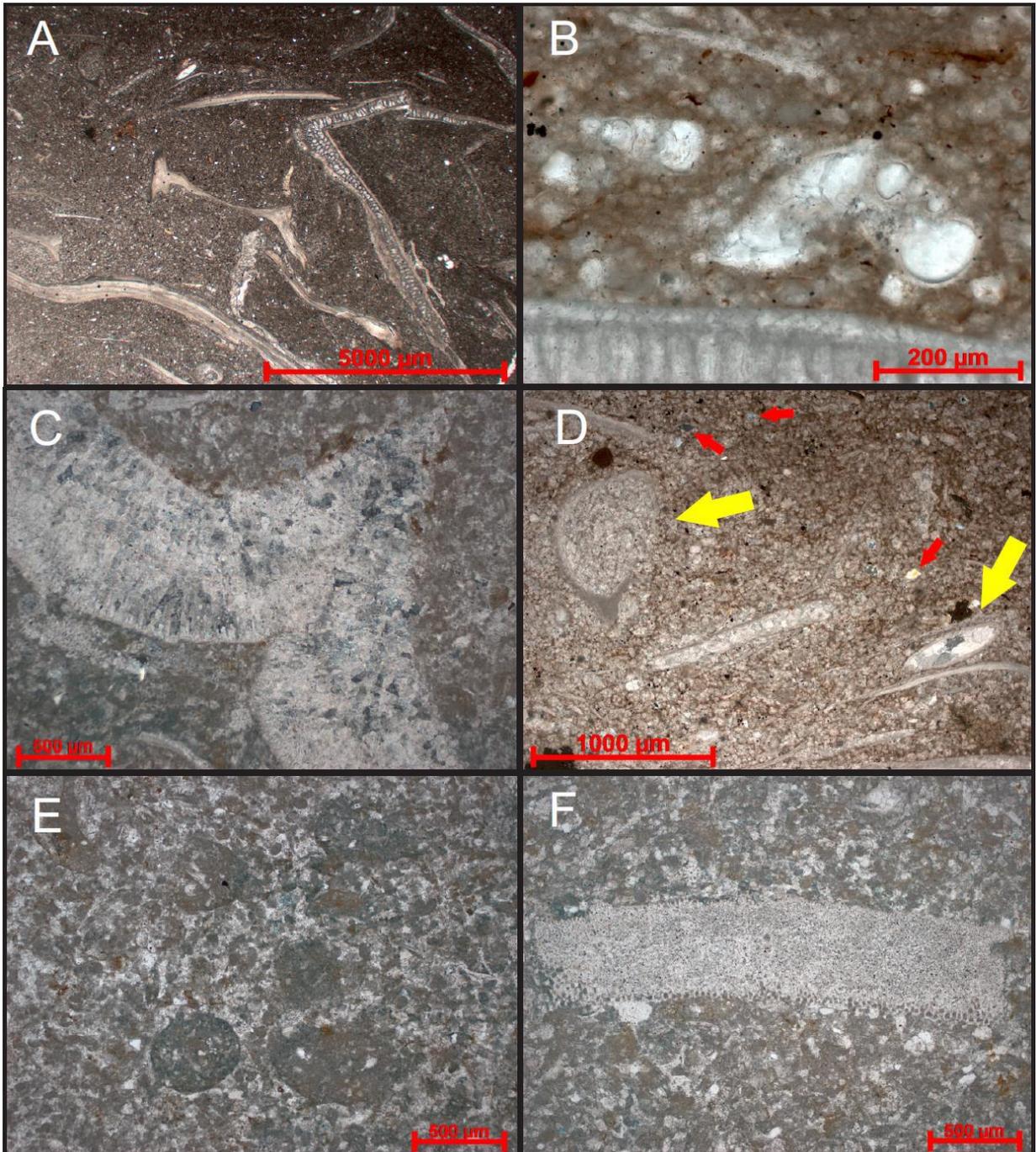


Figura 44 - Fotomicrografias da microfácies MF 8 (Floatstone bioclástico) (A) Lâmina de profundidade 149,0 m (XP). Observar textura da microfácies. (B) Lâmina de profundidade 149,5 m (//P). Observar foraminíferos. (C) Lâmina de profundidade 5,0 m (XP). Observar bivalve inoceramídeo. (D) Lâmina de profundidade 149,0 m (XP). Observar matriz frequentemente recristalizada apresentada por esta microfácies e ostracodes (setas). (E) Lâmina de profundidade 5,0 m (//P). Observar pelóides de tamanhos variados cimentados por calcita espática. (F) Lâmina de profundidade 5,0 m (//P). Observar placa de equinóide.

6.1.9 Microfácies MF 9 – Rudstone intraformacional

Diagnose: Rudstone intraformacional com intraclastos de wackestone com tamanho de grânulo a calhau. Possui cerca de 40% de grãos siliciclásticos, representados principalmente por quartzo, porém com microclinas ocorrendo raramente. Bivalves são comuns, equinóides frequentes e ostracodes raros.

Descrição: Esta microfácies caracterizada por ser clasto suportada e ter como seus principais constituintes intraclastos de wackestones com tamanhos variando de grânulo a calhau (Figura 45). Estes intraclastos não são de nenhuma microfácies observada no testemunho e são compostos por pelóides tamanho silte, conchas finas de bivalves muito fragmentadas, foraminíferos bentônicos (Figura 46-B), ostracodes (Figura 46-B), placas e espículas de equinóides e matriz micrítica. Grãos de quartzo angulosos com tamanho areia muito fina são abundantes nestes intraclastos, por vezes representando 40% de sua composição (Figura 46-A). Os intraclastos também variam em angulosidade, podendo ser angulosos ou arredondados. Além de intraclastos também é possível observar pelóides e grãos esqueletais, como fragmentos de macrofósseis e microfósseis. Inoceramídeos são comuns (Figura 46-C) e com tamanhos variados (areia média a grânulo). Espículas e placas de equinóides também ocorrem frequentemente. É possível encontrar raros oóides que por vezes encontram-se parcial- a quase totalmente micritizados (Figura 46-C). Esta fácies sofreu muita compactação, evidenciada pela presença de diversos estilólitos (Figura 45) e, parte do que foi observado como matriz pode ser uma pseudomatriz, gerada pelo esmagamento de intraclastos. A matriz é formada por lama carbonática e abundantes grãos de quartzo e raras microclinas (Figura 46-D), ambos angulosos e com tamanhos variando de areia média a areia muito grossa. A quantidade de conteúdo siliciclástico na matriz pode chegar a aproximados 50%. Apresenta uma gradação normal e a proporção matriz/intraclastos aumenta em direção ao topo

da camada, gradando para um floatstone intraformacional fino. Apresenta composição essencialmente calcítica.

Interpretação: Sopé do talude em uma rampa carbonática, na porção de rampa externa.

Discussão: Esta microfácies é a de menor expressão no testemunho estudado, representa 1,7% de sua composição, ocorrendo apenas a 56 m de profundidade. Representa depósitos formados por escorregamentos.

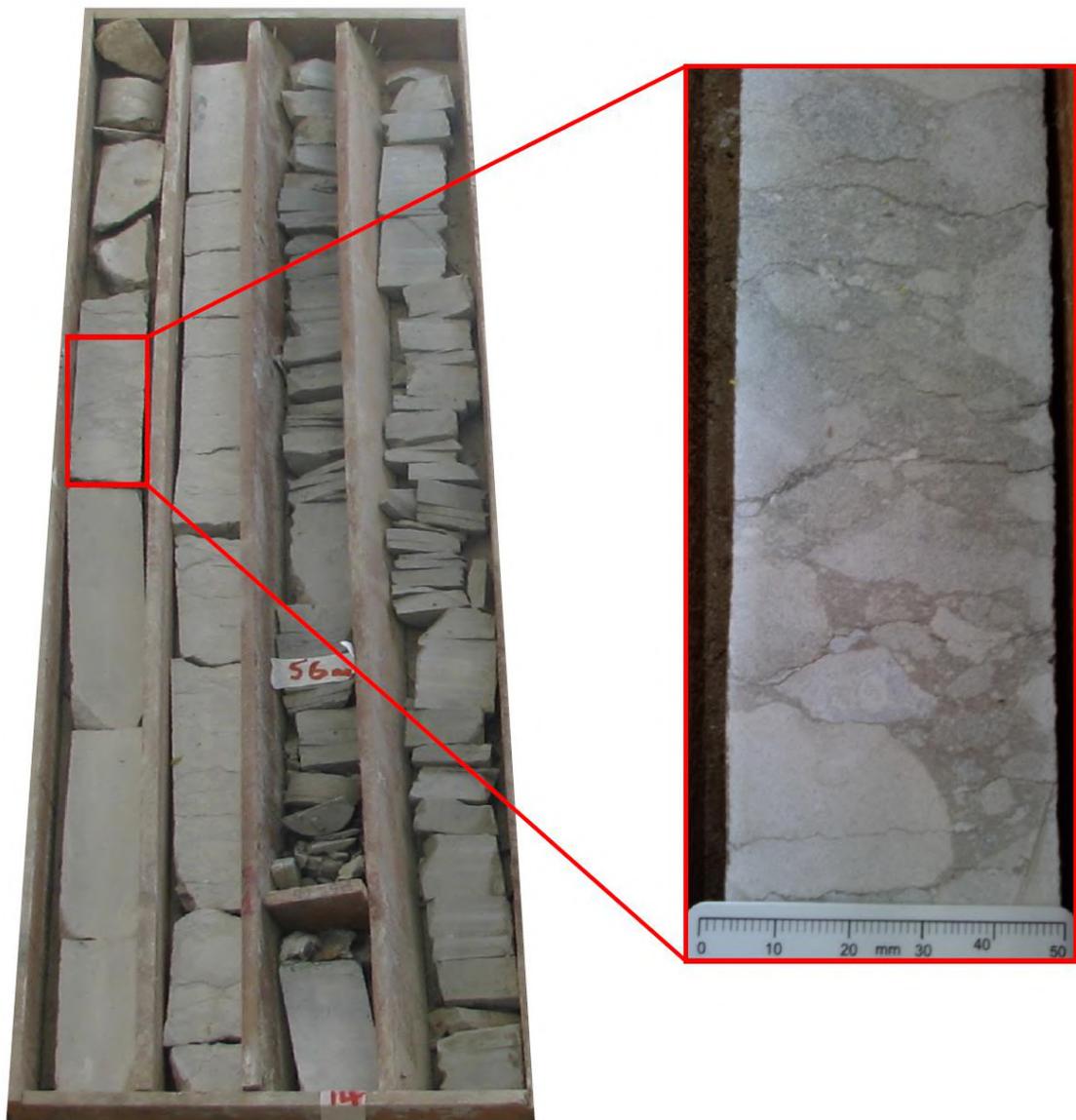


Figura 45 - Caixa número 14 do testemunho descrito, com detalhe em um intervalo em aproximadamente 57,5 m de profundidade. Observar textura da microfácies MF 9 (Rudstone intraformacional) e a grande quantidade de estilólitos, evidenciando forte compactação.

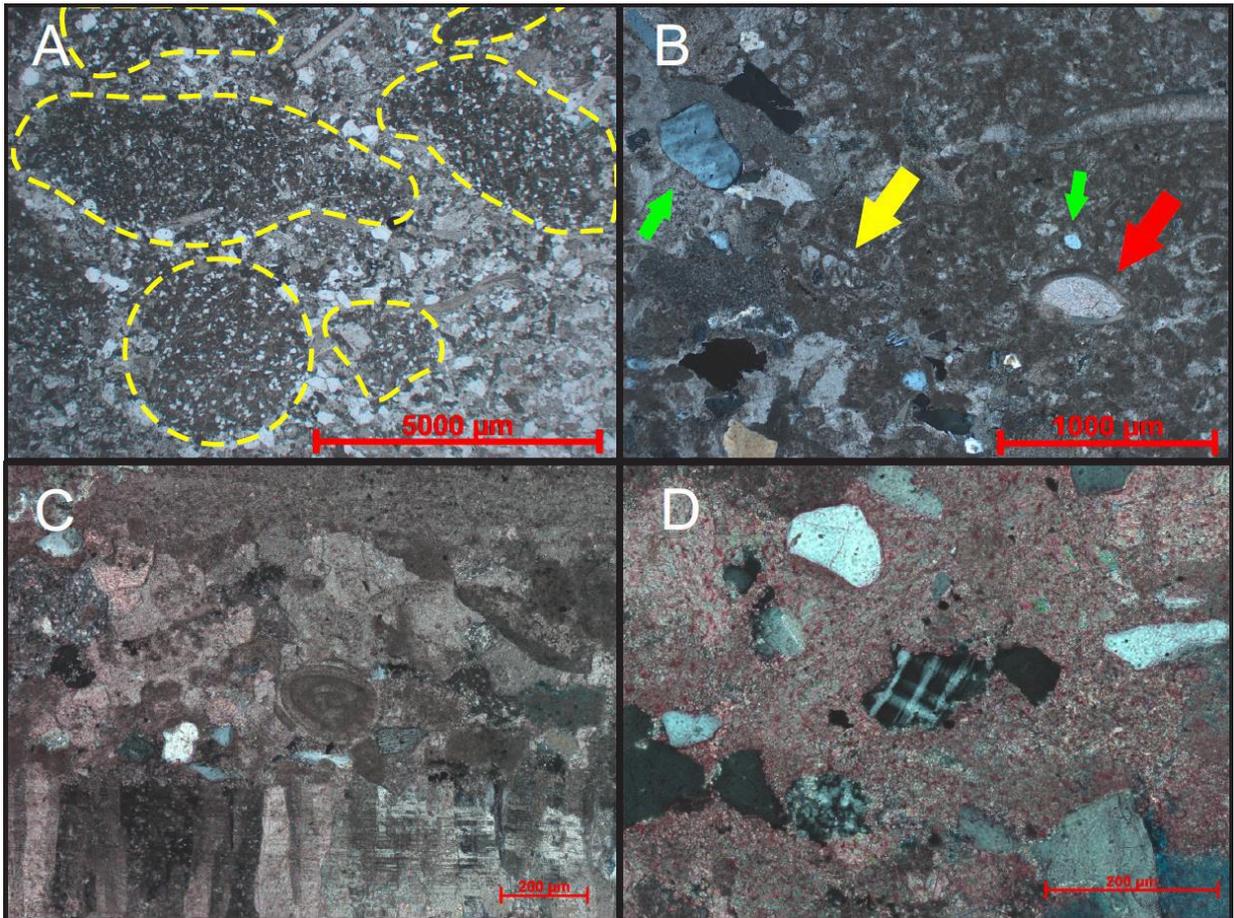


Figura 46 – Fotomicrografias da lâmina de profundidade 56,8m, representando a MF 9 (Rudstone intraformacional). (A) Observar textura da microfácies, intraclastos (circulados) e grande quantidade de grãos de quartzo tanto na matriz quanto nos intraclastos (//P). (B) Observar ostracode (seta vermelha), foraminífero (seta amarela) e grãos de quartzo mal selecionados (seta verde) (XP). (C) Observar oóide micritizado ao centro e inoceramídeo na porção inferior (XP). (D) Observar microclima no centro da lâmina e grãos de quartzo ao redor (XP).

6.1.10 Microfácies MF 10 – Calcário cristalino

Diagnose: Calcário cristalino com composição quase totalmente de calcita.

Descrição: Microfácies é caracterizada como um calcário cristalino, onde sua textura e composição foram quase totalmente obliteradas (Figura 47). É possível observar cerca de 3% de grãos siliciclásticos tamanho silte a areia média (quartzo e raras muscovitas). Raros fragmentos fosfáticos com tamanho de areia média a grânulo foram preservados. Composição da rocha é essencialmente calcita, onde romboedros de dolomita aparentam ter sofrido o processo de desdolomitização (Figura 48). Esta microfácies é a que apresenta maior

porosidade visual (intercristalina, intracristalina e móldica), totalizando aproximadamente 10% de porosidade (qualitativo).

Discussão: Esta microfácies ocorre apenas entre 88,5 m e 93,3 m de profundidade e representa 3% da composição do testemunho.



Figura 47 - Caixa número 22 do testemunho descrito, com detalhe em um intervalo em aproximadamente 90,5 m de profundidade. Observar textura da microfácies MF 10 (Calcário cristalino).

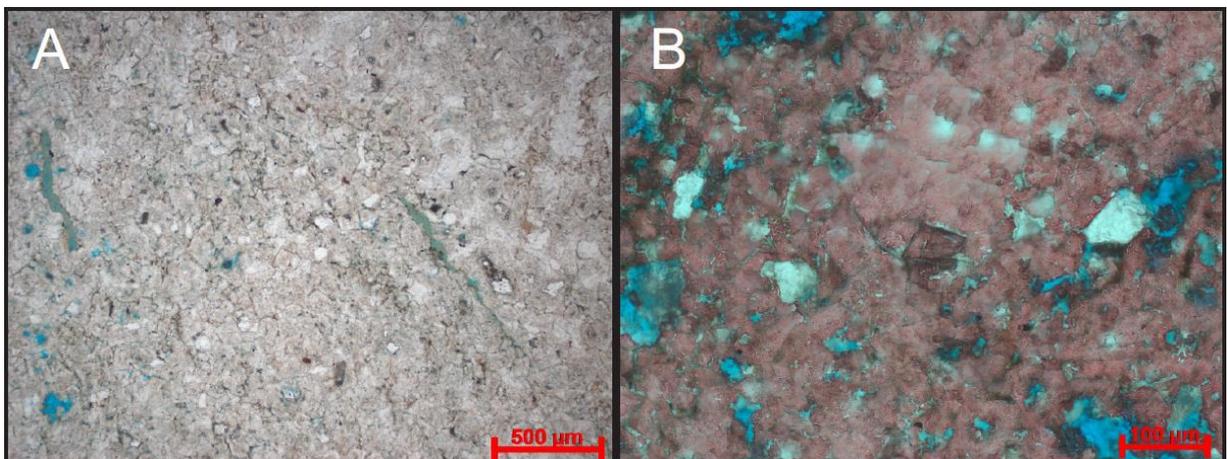


Figura 48 – Fotomicrografias (//P) da microfácies MF 10 (Calcário cristalino). (A) Observar textura da microfácies e presença de diversos romboedros, aparentando ser dolomita. (B) Observar textura após aplicação da solução de Alizarina Red-S + HCl. Segundo Tucker (1988) Calcita apresenta-se em tom rosado, constatando-se que houve o processo de desdolomitização. Grãos incolores são de quartzo.

7. DISCUSSÃO

7.1. Comparação com estudos anteriores

Nesta seção é proposta uma comparação e correlação entre as microfácies discutidas no presente estudo com as microfácies discutidas por Berthou & Bengtson (1988) e Walter (2000). Entende-se que ambos os autores utilizaram conceitos de matriz diferentes do proposto neste trabalho, onde esses consideraram pelóides tamanho silte como sendo parte da matriz. Por outro lado, neste estudo pelóides são considerados grãos aloquímicos independente de sua granulometria, sendo matriz apenas calcita microcristalina ou microespática, tornando esta correlação por vezes complexa.

Abaixo listam-se dois quadros comparativos (Quadros 4 e 5), relativos aos autores supracitados. A dificuldade em correlacionar as microfácies deste estudo com os demais fica clara quando comparadas as correlações propostas neste capítulo à exposta no Quadro 2.

Quadro 4 - Quadro comparativo entre as microfácies e suas respectivas descrições no presente estudo (2014) e Berthou & Bengtson (1988).

Microfácies e Respectivas Descrições		
Presente Estudo (2014)	Berthou & Bengtson (1988)	
MF 1 Mudstone maciço com lentes milimétricas de wackestone. Calcisferas são abundantes e fragmentos de macrofósseis são raros.	Cen E Mud- a wackestone bioclástico, com abundantes calcisferas, foraminíferos planctônicos e roveacrinídeos	
MF 2 Mud- a wackestone laminado, foraminíferos são raros e calcisferas comuns. Fragmentos de macrofósseis são raros.	Cen C Mud- a Wackestone com laminação presente. Calcisferas são abundantes e fragmentos de macrofósseis raros.	U Tur A4 Wackestone laminado com macrofósseis raros e calcisferas abundantes.
MF 3 Wackestone maciço, com abundantes fragmentos de equinodermas. Foraminíferos e calcisferas são abundantes. Pelóides ocorrem.	Cen B Mud- a wackestone bioclástico, com abundantes fragmentos de gastrópodes, bivalves e equinodermas, foraminíferos ocorrem.	L Tur A Wackestone bioclástico, seções grandes de gastrópodes, inoceramídeos e equinodermas
MF 4 Wacke- a Packstone peloidal-bioclástico, fragmentos de equinodermas e bivalves são abundantes, inoceramídeos são comuns. Calcisferas ocorrem comumente.	L Tur B Mud- a wackestone, pobre em restos de macrofósseis, por vezes finamente laminados, com raras espículas de esponja e abundantes calcisferas	
MF 5 Packstone bioclástico com frequentes espículas e placas de equinóides. Bivalves são abundantes com inoceramídeos presentes. Gastrópodes são ocasionais.	-	
MF 6 Grain- a Packstone peloidal, frequentemente bioturbada e com lentes centimétricas laminadas. Foraminíferos e calcisferas são abundantes. Fragmentos de macrofósseis são raros.	L Tur A2 Wackestone com matriz peloidal. Pelóides são muito comuns e marcam planos de laminação. Foraminíferos são abundantes.	
MF 7 Pack- a Grainstone peloidal com laminação cruzada, com abundantes foraminíferos e calcisferas. Fragmentos de macrofósseis são raros.	-	
MF 8 Floatstone Bioclástico com raros microfósseis. Bivalves são abundantes, com frequentes inoceramídeos.	-	
MF 9 Rudstone Intraformacional, com intraclastos de wackestone (compostos por pelóides, foraminíferos, equinodermas e abundantes grãos de quartzo) de tamanho grânulo. A matriz possui cerca de 50% de grãos de quartzo, comuns inoceramídeos e equinodermas.	Con B Brechas, provavelmente de origem intraformacional. Clastos podem alcançar 30x50mm. Equinodermas e bivalves inoceramídeos são abundantes. Intraclastos pertencem a uma microfácies bioclástica, com matriz micrítica.	
MF 10 Calcário Cristalino calcítico	-	

Quadro 5 - Quadro comparativo entre as microfácies e suas respectivas descrições no presente estudo (2014) e Walter (2000).

Microfácies e Respectivas Descrições	
Presente Estudo (2014)	Wilson (2000)
<p>MF 1</p> <p>Mudstone maciço com lentes milimétricas de wackestone. Calcisferas são abundantes e fragmentos de macrofósseis são raros.</p>	<p>MFT 1</p> <p>Mudstone, subordinadamente wackestone, fragmentos de macrofósseis escassos, calcisferas e foraminíferos planctônicos e bentônicos são abundantes</p>
<p>MF 2</p> <p>Mud- a wackestone laminado, foraminíferos são raros e calcisferas comuns. Fragmentos de macrofósseis são raros.</p>	<p>MFT 4</p> <p>Mudstone laminado ou subordinadamente wackestone, escassez ou ausência de restos de macrofósseis e microfósseis bentônicos.</p>
<p>MF 3</p> <p>Wackestone maciço, com abundantes fragmentos de equinodermas. Foraminíferos e calcisferas são abundantes.</p>	<p>MFT 2</p> <p>Wackestone bioclástico, com abundantes fragmentos de equinodermas, localmente abundantes gastrópodes pequenos e de concha fina, ocorrem foraminíferos planctônicos e bentônicos e calcisferas.</p>
<p>MF 4</p> <p>Wacke- a Packstone peloidal-bioclástico, fragmentos de equinodermas e bivalves são abundantes, inoceramídeos são comuns. Calcisferas ocorrem comumente.</p>	<p>MFT 3</p> <p>Packstone bioclástico, fragmentos de equinodermas e bivalves inoceramídeos abundantes, ocorrem pelóides e abundantes microfósseis.</p>
<p>MF 5</p> <p>Packstone bioclástico com frequentes espículas e placas de equinóides. Bivalves são abundantes com inoceramídeos presentes. Gastrópodes são ocasionais.</p>	
<p>MF 6</p> <p>Grain- a Packstone peloidal, frequentemente bioturbada e com lentes centimétricas laminadas. Foraminíferos e calcisferas são abundantes. Fragmentos de macrofósseis são raros.</p>	-
<p>MF 7</p> <p>Pack- a Grainstone peloidal com laminação cruzada, com abundantes foraminíferos e calcisferas. Fragmentos de macrofósseis são raros.</p>	-
<p>MF 8</p> <p>Floatstone Bioclástico com raros microfósseis. Bivalves são abundantes, com frequentes inoceramídeos.</p>	-
<p>MF 9</p> <p>Rudstone Intraformacional, com intraclastos de wackestone (compostos por pelóides, foraminíferos, equinodermas e abundantes grãos de quartzo) de tamanho grânulo. A matriz possui cerca de 50% de grãos de quartzo e comuns inoceramídeos.</p>	-
<p>MF 10</p> <p>Calcário Cristalino calcítico</p>	-

7.2. Modelo paleoambiental

Como visto no Subcapítulo 5.1, existem diversos modelos propostos para auxiliar a interpretação e distinção dos diferentes tipos de ambientes deposicionais carbonáticos marinhos.

Para a realização da interpretação paleoambiental, Berthou & Bengtson (1988) utilizaram em seu estudo o modelo proposto por Wilson (1975), onde a área estudada estaria em uma plataforma carbonática inserida nas FZ 2 a FZ 7. Por outro lado Walter (2000) utilizou o modelo proposto por Burchette & Wright (1992), onde a área estudada estaria em uma rampa carbonática, mais especificamente nas zonas de rampa central e externa.

No testemunho estudado não foram encontrados resquícios de organismos recifais, que ocorrem em abundância em plataformas carbonáticas, porém são raros (pontuais) e ausentes em rampas carbonáticas. O modelo paleoambiental proposto para o testemunho estudado assemelha-se ao discutido por Walter (2000), proposto por Burchette & Wright (1992) e adaptado por Flügel (2010). Este seria de uma rampa carbonática nas regiões mais distais, variando de rampa central à rampa externa (Figura 49). Apesar da falta de unidades representativas das porções mais rasas e de maior energia, este ambiente pode ser inferido, tendo em vista que os sedimentos do talude e da rampa distal podem ser os únicos indicadores de uma plataforma carbonática, uma vez que as porções mais rasas são usualmente erodidas (Coniglio & Dix, 1992).

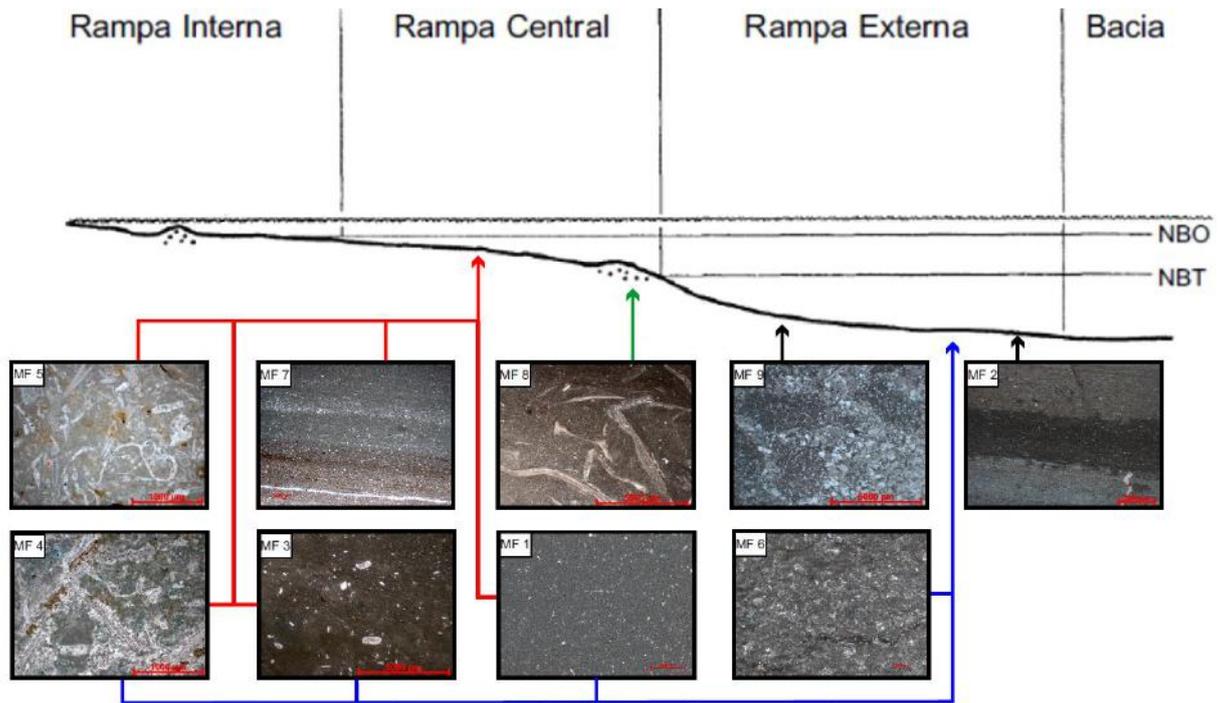


Figura 49 – Distribuição das microfácies observadas no ambiente proposto (rampa carbonática). O modelo utilizado foi aquele proposto por Flügel (2010). Modificado de Flügel (2010).

A associação das fácies descritas juntamente ao perfil confeccionado (Figura 50) foi utilizada para inferir as porções da rampa carbonática que o testemunho estudado foi depositado. A MF 1 (Mudstone Maciço), com raros bioclastos, representa decantação de lama carbonática da rampa central à rampa externa, muitas vezes encontra-se associada a depósitos de tempestitos distais. A frequente bioturbação desta fácies indica um ambiente com águas óxicas a sub-óxicas, com condições propícias para proporcionar a colonização do substrato por organismos e a presença de uma quantidade considerável de grãos de quartzo indicam que esta microfácies não pode ter sido depositada na bacia oceânica.

A MF 2 (Mud- a Wackestone Laminado) representa decantação de lama carbonática, depositada entre a rampa central e a rampa externa, também encontrando-se muitas vezes associada a depósitos de tempestitos distais. A falta de bioturbação e preservação da laminação pode indicar um ambiente anóxico/disóxico, com condições menos propícias para

colonização do substrato. A ausência de quartzo e abundância de calcisferas são outros indicativos que esta fácies teria sido depositada em uma porção mais distal.

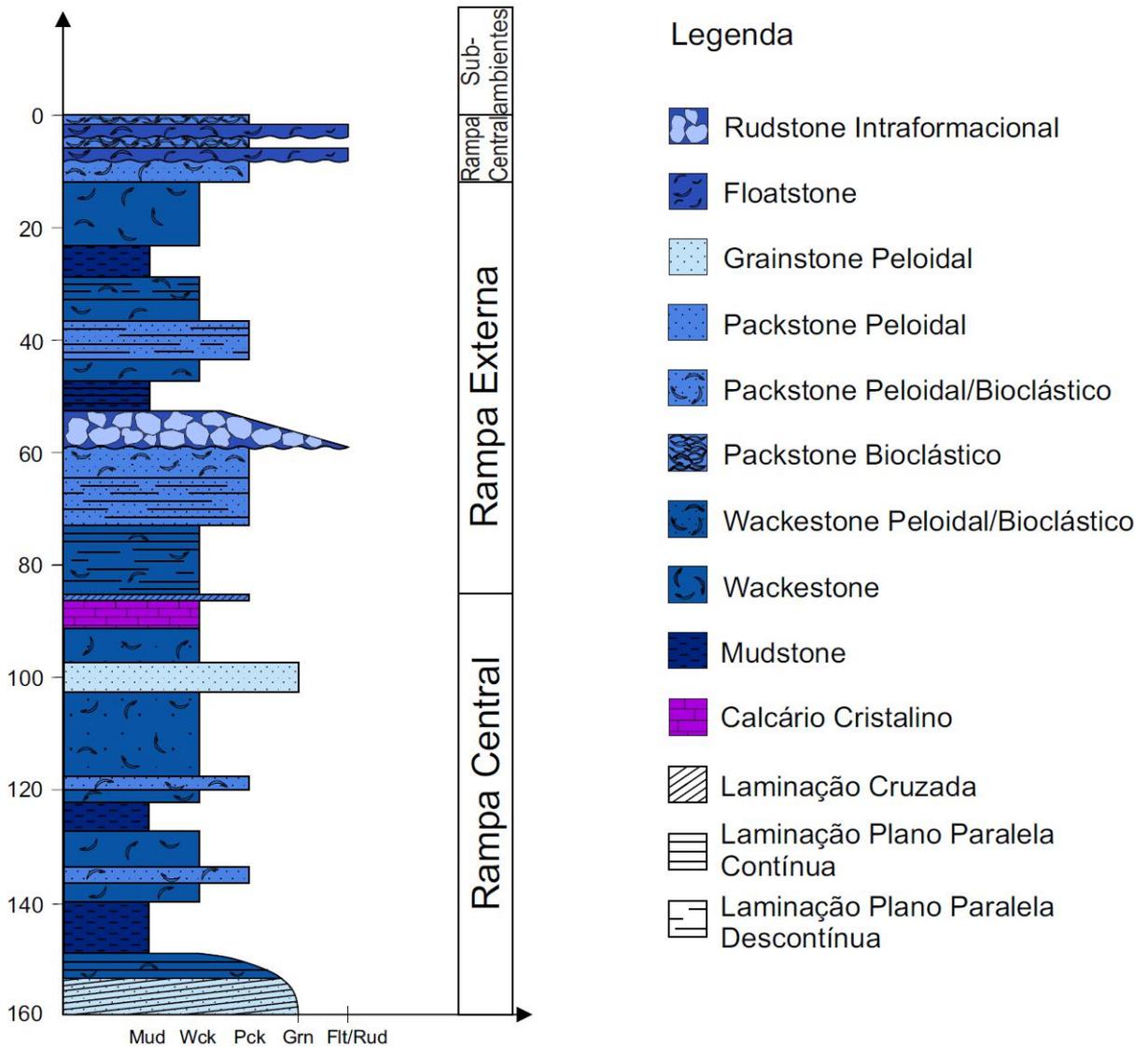


Figura 50 - Perfil esquemático simplificado com os sub-ambientes sugeridos para cada intervalo indicados.

A MF 3 (Wackestone Maciço) representa decantação de lama carbonática, juntamente a fragmentos esqueléticos como conchas, espículas e outros restos de organismos, nas porções da rampa central a rampa externa. A frequente e intensa bioturbação indica um ambiente óxico a sub-óxico, com plenas condições para organismos colonizarem o substrato. A presença de comuns equinídermas, porém abundantes foraminíferos e calcisferas apontam para um ambiente intermediário entre as zonas de rampa central e externa.

Da mesma forma que a MF 3, a MF 4 (Wacke- a Packstone Peloidal-Bioclástico) representa decantação de lama carbonática, juntamente a fragmentos esqueléticos, nas porções da rampa central a rampa externa. Os pelóides arredondados são interpretados como peletes fecais, oriundos da excreção dos organismos habitantes desta região. A leve bioturbação desta microfácies indica um ambiente oxigenado.

A MF 5 (Packstone Bioclástico) possui abundantes equinodermas, ocasionais gastrópodes e abundantes conchas de bivalves, que podem estar muito fragmentadas, representando grande transporte e retrabalhamento. Estas características podem indicar uma deposição em um ambiente com maior energia como a porção de mar aberto da rampa interna ou na rampa central, afetada por frequentes tempestades.

A MF 6 (Pack- a Grainstone Peloidal) encontra-se por vezes com lentes centimétricas laminadas, representando deposição de abundantes pelotas fecais, podendo haver decantação de lama carbonática associada. Esta microfácies encontra-se frequentemente bioturbada indicando um ambiente com águas óxicas a sub-óxicas, e condições propícias para proporcionar a colonização do substrato por organismos. Sua deposição ocorre principalmente na porção externa da rampa, podendo ocorrer também na porção central.

A MF 7 (Pack- a Grainstone Peloidal com Laminação Cruzada) ocorre quase sempre associada a MF 2 (Mud- a Wackestone Laminado) (Figura 51). É composta principalmente por pelóides tamanho areia muito fina a fina. Por vezes é possível observar estruturas truncadas (Figura 51), que podem ser resultados de fluxos oscilatórios, gerando laminações cruzadas hummocky. A grande compactação, evidenciada pela presença de abundantes estilólitos, é responsável pelo esmagamento de pelóides, transformando-os em pseudomatriz e dando origem a textura packstones que por vezes esta microfácies apresenta. Esta associação de microfácies é interpretada como tempestitos finos, gerados pelo frequente retrabalhamento dos sedimentos por tempestades na rampa central.



Figura 51 – Foto das caixas 40 e 41 do testemunho estudado. Observar a associação das MF 7 (Packstone a grainstone peloidal com laminação cruzada), em cinza escuro e MF 2 (Wackestone a mudstone laminado), em cinza claro. Seta vermelha indica estruturas truncadas, que podem indicar fluxo oscilatório.

A MF 8 (Floatstone Bioclástico) apresenta abundantes fragmentos de microfósseis fragmentados na base, diminuindo em tamanho e quantidade em direção ao topo, podendo gradar para um mudstone maciço (MF 1). Também encontra-se frequentemente associado com a MF 5 (Packstone Bioclástico). Pode ser associado a depósitos de grandes tempestades

na porção central da rampa (tempestitos grossos), que retrabalham e transportam bioclastos de áreas mais rasas, formando pequenos bancos de coquinóides.

A MF 9 (Rudstone Intraformacional) pode ter diversas interpretações, como brechas formadas por grandes tempestades, fluxos turbulentos, escorregamentos, dentre outros. É possível observar uma possível gradação normal e um aumento da proporção intraclastos/matriz em direção ao topo, podendo ser associada a fluxos turbulentos, porém é uma estrutura duvidosa e a única presente, não se apresentando como uma boa evidência a fins interpretativos. Berthou & Bengtson (1988) observaram em campo brechas que se encontravam raramente associadas a estruturas de escorregamento em larga escala. Segundo Kenner (1990), depósitos clastos suportados são formados em taludes com ângulos que variam entre 10° e 30° (Figura 52), evidenciando o fato desta rampa apresentar uma quebra de talude na zona de rampa externa. É possível, então, associar esta microfácies com escorregamentos depositados na porção de sopé de talude na rampa externa. Sua composição com muitos grãos siliciclásticos e alguns oóides evidencia a origem destes sedimentos em áreas mais rasas, com influxo de material silicilástico anguloso. Contudo, entende-se que um estudo mais detalhado desta microfácies, abrangendo também outros poços, é necessário para um melhor entendimento do intervalo.

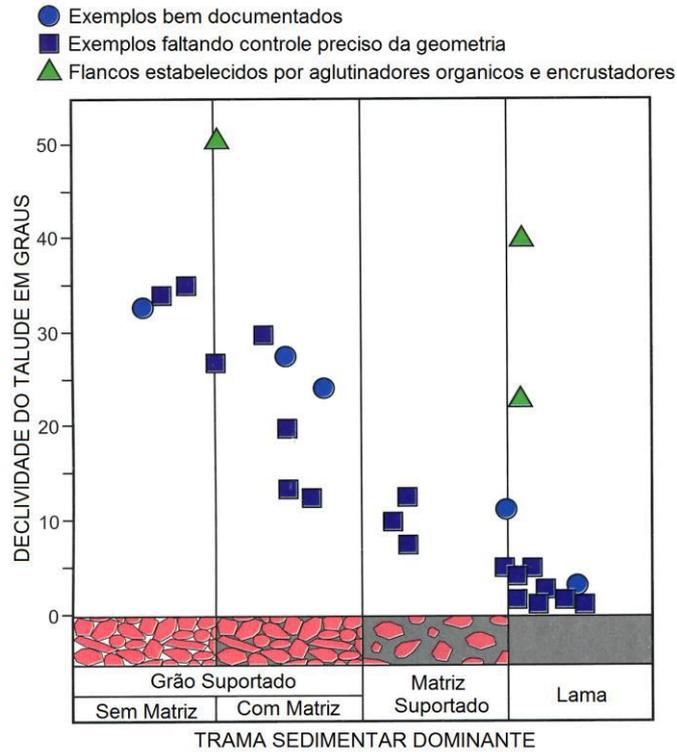


Figura 52 – Gráfico onde é ilustrada a textura de sedimentos do talude por o ângulo máximo do talude. Modificado de Playton *et al.* (2010).

A MF 10 pode ser entendida como resultado de um processo de dissolução ocorrido posteriormente à deposição, em subsuperfície. A percolação de um fluido com pH ácido em um intervalo de maior porosidade seria o principal responsável pela dissolução do carbonato e posterior geração de condutos.

8. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

A partir da análise do perfil confeccionado, dos dados coletados em campo e processados em laboratório foi possível caracterizar dez microfácies sedimentares que serviram como ferramenta para a interpretação paleoambiental da área estudada.

Os litotipos encontrados tratam-se de carbonatos predominantemente finos como mudstones, wackestones e grainstones/packstones peloidais, com fácies mais grossas associadas, como rudstones intraformacionais ou packstones/floatstones bioclásticos.

O paleoambiente deposicional proposto trata-se de uma rampa carbonática em porções principalmente relacionadas à rampa central e externa, porém por vezes podendo estar nas porções de mar aberto da rampa interna. Esta rampa era constantemente afetada por eventos de tempestade, que proporcionavam a deposição de alguns bancos de coquinóides quando em áreas mais rasas ou tempestitos distais quando em áreas mais profundas.

Entende-se que, apesar de vagamente correlacionáveis, as microfácies propostas em estudos anteriores não são bem correlacionadas às propostas neste trabalho, uma vez que outros autores utilizam-se de conceitos descritivos diferentes dos aplicados neste estudo. Contudo, este trabalho corrobora a proposta de uma rampa carbonática afirmada por Koutsoukos *et al.* (1991) e Walter (2000) para a Formação Cotinguiba.

Recomenda-se em estudos futuros, a integração da tectônica da região com dados estratigráficos, para que se possa fazer uma melhor utilização do conceito de estratigrafia de sequências. Também entende-se que ainda se fazem necessários estudos mais detalhados das microfácies MF 9 e MF 10, objetivando-se um maior entendimento e contextualização paleoambiental destas.

9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AHR, W.M. (1973): The carbonate ramp: an alternative to the shelf model. -Transact. Gulf Coast Ass. Geol. Soc., 23.22 1-225.
- AIGNER, T., 1984. Dynamic stratigraphy of epicontinental carbonates, Upper Muschelkalk (M. Triassic), South-German Basin. Neues Jahrb. Geol. Paläontol., Abh., 169: 127-159.
- CALVET, F. and TUCKER, M.E., 1988. Outer ramp carbonate cycles in the Upper Muschelkalk, Catalan Basin, N.E. Spain. Sediment. Geol., 57: 185-198.
- ANDRADE, E.J. & SEELING, J. 2000: Os fósseis da bacia de Sergipe-Alagoas: os moluscos bivalves. Phoenix 18, 1-2.
- BANDEIRA, A.N., Jr. 1978: Sedimentologia e microfacies calcárias das Formações Riachuelo e Cotiguiba da Bacia Sergipe/Alagoas. Boletim Técnico da Petrobrás 21, 17-69.
- BATHURST, R.G.C. 1971. Carbonate Sediments and Their Diagenesis. Amsterdam, Elsevier Scientific Publishing Company, 620p.
- BENGTSON, P. & BERTHOU, P.-Y. 1983: Microfossiles et Echinodermes incertae sedis des dépôts albiens à coniaciens du bassin de Sergipe-Alagoas, Brésil. Cahiers de Micropaléontologie 3, 13-23.
- BENGTSON, P. & KOUTSOUKOS, E.A.M. 1996: Understanding the Mesozoic history of the South Atlantic; the work of IGCP Project 381. Boletim do 4º simposio sobre o Cretaceo do Brazil (Edited by Dias-Brito, D., Rohn, R. & Perinotto, J.A.). 59-60.
- BENGTSON, P. 1979: A bioestratigrafia esquecida: avaliação dos métodos biostratigráficos
- BENGTSON, P. 1983: The Cenomanian-Coniacian of the Sergipe Basin, Brazil. Fossils and Strata 12, 1-78.

- BENGTSON, P., HERRMANN, A., SEELING, J., ÜBELAKER, S. & WALTER, S. 1995: The Cenomanian/Turonian Boundary in Northeastern Brazil: a progress report. Second International Symposium on Cretaceous stage boundaries. Abstract volume, 19.
- BERTANI, R.T. & CARROZZI, A.V. 1984. Microfacies, depositional models and diagenesis of Lagoa Feia Formation (Lower Cretaceous), Campos Basin, offshore Brazil. *Ciência Técnica Petróleo*, 14. Rio de Janeiro: 104p.
- BERTHOUS, P.-Y. & BENGTSON, P. 1988: Stratigraphic correlation by microfacies of the Cenomanian-Coniacian of the Sergipe Basin, Brazil. *Fossils and Strata* 21, 1–88.
- BEURLIN, K. 1961: Die Kreide im Küstenbereich von Sergipe bis Paraíba do Norte (Brasilien). *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft* 112, 378–384.
- BEURLIN, K. 1964: Einige Bemerkungen zur erdgeschichtlichen Entwicklung Nordostbrasilien. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte* 1964, 82–105.
- BEURLIN, K. 1970: *Geologie von Brasilien*. 444 pp. Gebrüder Bornträger, Berlin.
- BEURLIN, K. 1971: A paleontologia na geologia do Cretáceo no Nordeste do Brasil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências, Suplemento* 43, 89–101.
- BOGGS, S. 1992. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Toronto, Macmillan Publishing Company, 707p.
- BRAUN, O.P.G. 1966: Estratigrafia dos sedimentos da parte interior da região Nordeste do Brasil. Departamento Nacional da Produção Mineral, *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia* 236, 1–76.
- BURCHETTE, T., & WRIGHT, V. (1992). Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology*, pp. 3-57.
- BUXTON, M.W.N. and PEDLEY, M.H., 1989. A standardized model for Tethyan carbonate ramps. *J. Geol. Soc. London*, 146: 746-748

- CAMPELO, R. C. Integração de métodos geofísicos na caracterização de um limite entre as bacias de Sergipe-Alagoas e Jacuípe. In: CONGRESSO INTERNACIONAL DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOFÍSICA, 9., 2005, Salvador. Anais. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geofísica, 2005. 1 CD-ROM.
- CAROZZI, A.V., TIBANA, P., TESSARI, E. 1973. Estudo das Microfácies da Formação Bonfim (Cenomaniano) da Bacia de Barreirinhas, Brasil. Centro de Pesquisas e Desenvolvimento, CENPES, Petrobrás, Seção Exploração de Petróleo, 6: 1-86.
- CARVALHO, M.D. 1986. Ambientes deposicionais carbonáticos. Rio de Janeiro, 21p. (Seminário de mestrado, Universidade Federal do Rio de Janeiro).
- CHILINGAR, G.V., BISSEL, H.J., & FAIRBRIDGE, R.W. (eds.). 1967. Carbonate Rocks, Volume I: Origin, Occurrence and Classification: 471p.
- CLOUD, P.E. 1962. Environment of calcium carbonate deposition west of Andros Island, Bahamas. U. S. Geological Survey Professional Paper, 350: 138p.
- CONIGLIO, M., DIX, G.R., 1992. Carbonate slopes. In: Walker, R.G., James, N.P. (Eds.), Facies Models: Response to Sea Level Change. Geological Association of Canada, St. John's, NL, pp. 349–373.
- DUNHAM, R. J. (1962). Classification of Carbonate Rocks According to Depositional Texture. AAPG Memoir, 108-121.
- EMBRY, A. F.; KLOVAN, J. E. (1971) Late Devonian reef tracts on northeastern Banks Islands, Northwest Territories. Canadian Petrology and Geology Bulletin, v.19,p.730-781.
- FALKENHEIN, F.U.H.; FRANK, M.R. & CARROZZI, A.V. 1981. Petroleum geology of the Macaé Formation (Albian – Cenomanian), Campos Basin, Brazil; carbonate – microfacies – depositional and diagenetic models – natural and experimental porosity. Ciência Técnica Petróleo, 11. Rio de Janeiro: 140p.

- FEIJÓ, F. J. Bacia de Sergipe-Alagoas. Boletim de Geociências PETROBRÁS, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 149–161. 1994.
- FERNANDES, G. 1967: A geologia de subsuperfície indica novo parâmetro para futuras descobertas de óleo em Sergipe. (Coletânea de relatórios de exploração II, Petrobrás). Ciência-Técnica-Petróleo, Exploração de Petróleo 4, 111–134.
- FLÜGEL, E. (2010). *Microfacies of Carbonate Rocks*. Berlin: Springer.
- FOLK, R. L. (1962). Spectral Subdivision of Limestone Types. AAPG Memoir, 62-84.
- FOLK, R.L. 1959. Practical petrographic classification of limestones. Am. Assoc. of Petrol. Geol. Bull, 43(1): 1-38.
- FOLK, R.L. 1974. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Austin, Hemphill publishing Co, 182p.
- GARDULSKI, A. F., M. H. GOWEN, A. MILSARK, S. D. WEITERMAN, S. W. WISE, and H. T. MULLINS, 1991, Evolution of a deep-water carbonate platform: Upper Cretaceous to Pleistocene sedimentary environments on the west Florida margin: *Marine Geology*, v. 101, p. 163–179.
- GINSBURG, R. N.; NOEL P. J., 1974. Holocene carbonate sediments of continental shelves. *The Geology of Continental Margins*. Eds. Burk, C.A., and C. L. Drake, 137-55. New York, N.Y.: Springer-Verlag.
- HESSEL, M.H.R. 1988: Lower Turonian inoceramids from Sergipe, Brasil: systematics, stratigraphy and palaeoecology. *Fossils and Strata* 22, 1–48.
- ILLING, L.V. 1954. Bahaman calcareous sands. Am. Assoc. of Petrol. Geol. Bull, 38: 1-95.
- IRWIN, M. L., 1965. General theory of epeiric clear water sedimentation: AAPG Bulletin, v. 49, p. 445-459.
- JAMES, N.P., CLARKE, A.D. (eds., 1997): *Cool-water carbonates*.- SEPM, Special Publication, 56,440 pp.

KENDALL, C. G. S. C. & SCHLAGER, W., 1981. Carbonates and relative changes in sea level. *Marine Geology*, 44, 181-212.

KOUTSOUKOS, E. A., LEARY, P. N., & HART, M. B. (1990). Latest Cenomanian-earliest Turonian low-oxygen tolerant benthonic foraminifera: a case-study from the Sergipe basin (N.E. Brazil) and the western Anglo-Paris basin (southern England). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, pp. 145-177.

KOUTSOUKOS, E.A.M. & BENGTSON P. 1993: Towards an integrated biostratigraphy of the upper Aptian-Maastrichtian of the Sergipe Basin, Brazil. *Documents du Laboratoire de Géologie de Lyon* 125, 241–262.

KOUTSOUKOS, E.A.M. & Hart, M.B. 1990a: Radiolarians and diatoms from the mid-Cretaceous successions of the Sergipe Basin, northeastern Brazil: palaeoceanographic assessment. *Journal of Micropalaeontology* 9, 45–64.

KOUTSOUKOS, E.A.M. & HART, M.B. 1990b: Cretaceous foraminiferal morphogroup distribution patterns, palaeocommunities and trophic structures: a case study from Sergipe Basin, Brazil. *Transaction of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* 8, 221–246.

KOUTSOUKOS, E.A.M. 1989: Mid- to late Cretaceous microbiostratigraphy, palaeoecology and palaeogeography of the Sergipe Basin, northeastern Brazil. Ph. D. Thesis. Council for national Academic Awards, Polytechnic South West, Plymouth, U.K., 886 pp.

KOUTSOUKOS, E.A.M. 1992: Late Aptian to Maastrichtian foraminiferal biogeography and palaeo-oceanography of Sergipe Basin, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 92, 295–324.

KOUTSOUKOS, E.A.M. 1996: Upper Aptian-Maastrichtian benthic foraminiferal morphogroups and palaeoenvironments from northeastern Brazil: a review. *Boletim do 4 Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, UNESP-Campos de Rio Claro/SP*, 61–65.

- KOUTSOUKOS, E.A.M., DESTRO, N., de AZAMBUJO FILHO, N.C. & SPADINI, A.R. 1993: Upper Aptian-Lower Coniacian Carbonate Sequences in the Sergipe Basin, Northeastern Brasil. In: Cretaceous Carbonate Platforms (Edited by Simo, T.; Scott, R.W. and Masse, J.-P.). American Association of Petroleum Geologists Memoir 56, 127–144.
- KOUTSOUKOS, E.A.M., MELLO, M.R. & AZAMBUJA FILHO, N.C. de 1991: Micropalaeontological and geochemical evidence of mid-Cretaceous dysoxic-anoxic environments in the Sergipe Basin, northeastern Brazil. In: Modern and Ancient Continental Shelf Anoxia (Edited by Tyson, R.V. and Pearson, T.H.).
- KRÖMMELBEIN, K. 1964: Ostracoden aus der marinen „Küsten-Kreide“ Brasiliens: 1. *Brachycythere (Brachycythere) sapucariensis* n.sp. aus dem Turonium. *Senckenbergiana Lethaea* 45, 489–495.
- 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.
- LOGAN, B.W., REZAK, R. & GINSBURG, R.N. 1964. Classification and environmental significance of algal stromatolites. *Journal of Geology*, 72: 68-83.
- LOWENSTAM, H.A. 1955. Aragonite needles and some sedimentary implications. *Jour. Sed. Petrology*, 25: 270-272.
- LUKASIK, J.L., JAMES, N.P., MCGOWRAN, B., Bone, Y. (2000): An epeiric ramp: low-energy, cool-water carbonate facies in a Tertiary inland sea, Murray Basin, South Australia. - *Sedimentology*, 47, 85 1-881
- MABESOONE, J.M. 1970. Estudo petrográfico comparativo dos calcários do Nordeste. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 24, Brasília, Anais, SBG: 227-36.

- MARKELLO, J.R. & J.F. READ 1981. Carbonate ramp-to-deeper shale shelf transitions of an Upper Cambrian intrashelf basin, Nolichucky Formation, southwest Virginia Appalachians. *Sedimentology*, v. 28, no. 4, p. 573-597.
- MÜLLER, H. 1966: Palynological investigations of Cretaceous sediments in northeastern Brazil. In: *Proceedings of the Second West African Micropaleontological Colloquium [Ibadan 1965]* (Edited by Hinte, J.E. van). 123–136.
- NETO, O. P. (2007). Bacia de Sergipe-Alagoas. *B. Geoci. Petrobras* v. 15, 405-415.
- NETO, O. P. A. C.; LIMA, W. S.; CRUZ, F. E. G. Bacia de Sergipe-Alagoas. *Boletim de Geociências PETROBRÁS*, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 405–415. 2007.
- NEWELL, N.D. & RIGBY, J.K., 1957. Geological studies on the Great Bahama Bank. In: R.J. Le Blanc & J.G. Breeding (Eds.), *Regional Aspects of Carbonate Deposition*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ., 5: 15-72.
- NILSEN, J.E. & GINSBURG, R.N. 1986. Calcium carbonate precipitation by epibionte of *Thalassia* in Florida Bay. *Jour. Sed. Petrology*, 56: 622-628.
- no Cretáceo Médio do Brasil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 51, 535–544.
- OJEDA, H.A.O. & FUGITA, A.M. 1976: Bacia Sergipe/Alagoas: Geologia regional e perspectivas petrolíferas. *Anais do XXVIII Congresso (Brasileiro de Geologia) [Pôrto Alegre, RS, 1974]* 1, Sociedade Brasileira de Geologia, São Paulo, 137–158.
- PETRI, S. 1962: Foraminíferos cretáceos de Sergipe. *Boetim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo* 265 (Geologia, 20), 1–140.
- PLAYTON, T. E.; JANSON, X.; KERANS, C., 2010. Carbonate slopes. In: James, N.P.; R.W. Dalrymple, (Eds.), *Facies Models 4*. Geological Association of Canada, St. John's, NL, pp. 449–476.
- Purdy, E.G. 1963. Recent calcium carbonate facies of the Great Bahama Bank. 2. Sedimentary facies: *Jour. Geology*, 71: 472-497.

- RANGEL, C. V. (2002). Estudio Paleambiental dos Carbonatos do Albiano Superior na Bacia de Sergipe – Uma Abordagem Microfaciológica.
- READ, J.F. 1982: Carbonate platforms of passive (extensional) continental margins; types, characteristics and evolution. *Tectophysics* 81, 195–212.
- READ, J.F. 1985: Carbonate platform facies models. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 66, 860–878.
- READ, J.F., KERANS, C., WEBBER, L.J., SARG, J.F., WRIGHT, F.H. (1995): Milankovitch sea-level changes, cycles, and reservoirs on carbonate platforms in greenhouse and icchouse worlds. - *SEPM, Short Course*, 35, 212 pp.
- REYMENT, R.A. & NEUFVILLE, E.M.H. 1974: Multivariate analysis of populations split by continental drift. *Mathematical Geology* 6, 173–181.
- REYMENT, R.A. & TAIT, E.A. 1972: Biostratigraphical dating of the early history of the South Atlantic Ocean. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, B. Biological Sciences* 264, 55–95.
- REYMENT, R.A. 1969: Ammonite biostratigraphy, continental drift and oscillatory transgressions. *Nature* 224, 137–140.
- REYMENT, R.A. 1972: Cretaceous (Albian-Turonian) geology of the South Atlantic. In: *African Geology* (Edited by Dessauvage, T.F.J. & Whiteman, A.J.). *Proceedings of a Conference on African Geology*, (Ibadan, Nigeria, 1970), 505–512.
- REYMENT, R.A. 1973: Cretaceous history of the South Atlantic. In: *Implications of Continental Drift to the Earth Sciences* (Edited by Tarling, D.H. & Runcorn, S.K.). 2, 805–814.
- REYMENT, R.A. 1977: Las transgresiones del Cretácico medio en el Atlántico Sur. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 32, 291–299. Reyment, R.A. 1978: The mid-Cretaceous of the Nigerian coastal basin.

- REYMENT, R.A. 1978: The mid-Cretaceous of the Nigerian coastal basin. *Annales du Muséum d'Histoire Naturelle de Nice* [for 1976] 4, XX.1-XX.15.
- REYMENT, R.A. 1980: Paleo-oceanology and paleobiogeography of the Cretaceous South Atlantic Ocean. *Oceanologica Acta* 3, 127–133.
- REYMENT, R.A., BENGTON, P. & TAIT, E.A. 1976: Cretaceous transgressions in Nigeria and Sergipe-Alagoas (Brazil). In: *Continental margins of Atlantic type* (Edited by de Almeida, F.M.M.). *Anais da Academia Brasileira de Ciências, Suplemento* 48, 253–264.
- REYMENT, R.A. 1976: Mid-Cretaceous events in South America. 29° Congresso Brasileiro de Geologia, Resumos dos trabalhos. Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo de Minas Gerais, Belo Horizonte, MG. (Abstract), 359–360.
- SCHALLER, H. 1970: Revisão estratigráfica da Bacia de Sergipe/Alagoas. *Boletim Técnico da Petrobrás* [for 1969] 12, 21–86.
- SEELING, J. & ANDRADE, E.J. 2000: Os fósseis da bacia de Sergipe-Alagoas: os inoceramídeos. *Phoenix* 19, 1–2.
- SEELING, J. 2000: Palaeontology and stratigraphy of the macroinvertebrates of the Cenomanian–Turonian (Upper Cretaceous) boundary succession of the Sergipe Basin, Brazil. A research report. *SAMC News* 16, 13–14.
- SIMÕES, I.A. & BANDEIRA, Jr., A.N. 1969: Aplicação de Folk no mapeamento de litofácies dos carbonatos da quadrícula de Carmópolis no Estado de Sergipe. *Anais do XXI Congresso (Brasileiro de Geologia)* [Curitiba, 1967], 3–18.
- SOUZA-LIMA, W.; ANDRADE, E. J.; BENGTON, P.; GALM, P. C. A Bacia de Sergipe-Alagoas: evolução geológica, estratigrafia e conteúdo fóssil. Aracaju: Fundação Paleontológica Phoenix, 2002. 34 p. Edição especial, 1.
- STOCKMAN, K.W., GINSBURG, R.N. & SHINN, E.A. 1967. The production of lime mud by algae in South Florida. *Jour Sed. Petrology*, 37: 633-648.

- TERRA, G. J. (2010). Classificação de rochas carbonáticas aplicável às bacias sedimentares brasileiras. B. Geoci. Petrobras v.18, 9-28.
- TUCKER, M. E., & WRIGHT, V. P. (1990). Carbonate Sedimentology. Massachussets: Blackwell Scientific Publications.
- TUCKER, M.E. (1985): Shallow-marine carbonate facies and facies models. -In: Brenchley, P., Williams, B.P.J. (eds.): Sedimentology, recent developments and applied aspects. - 147-169, Oxford (Blackwell)
- TUCKER, M.E. 1988. Techniques in Sedimentology. Oxford, Blackwell Sci.Publ, 391 p.
- TUCKER, M.E. 1991. Sedimentary Petrology. London, Blackwell Science Ltd, 252 p.
- VIANA, C.I. 1969: Microfósseis do Cretáceo do Nordeste brasileiro e África Ocidental. Anais do XXI Congresso (Brasileiro de Geologia) [Curitiba, PR, 1967], Sociedade Brasileira de Geologia, 19–28.
- WALKER, R.G. (1992): Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. - In: WALKER, R.G., JAMES, N.P. (eds.): Facies models. Response to sea level change. - 1 - 14. Geological Association of Canada
- WALTER, S. (2000). Palaeoenvironmental analysis of the upper Cenomanian and lower Turonian limestone beds in the Sergipe Basin, northeastern Brazil, based on microfacies analysis, micropalaeontology, and stable isotopes.
- WENTWORTH. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. Jour. Geology, 30: 377-392.
- WILSON, J.L. 1975. Carbonate facies in geologic history. New York, Springer – Verlag,. 470 p.
- WOLFF, B. & CARROZZI, A.V. 1984. Microfácies, depositional environments and diagenesis of the Amapá carbonates (Paleocene – Middle Miocene), Foz do Amazonas Basin, offshore NE Brazil. Ciência Técnica Petróleo, 13. Rio de Janeiro: 103p.

Apêndice A – PERFIL ESTRATIGRÁFICO

Legenda

Litologias



Wackestone



Grainstone



Mudstone



Packstone



Rudstone Bioclástico



Perda de Amostragem



Calcário Cristalino



Rudstone Litoclástico



Floatstone Bioclástico

Símbolos



Laminação Plano Paralela



Laminação Cruzada Planar



Intraclastos



Parcialmente contínuo
Em direção ao topo



Parcialmente contínuo
Em direção a base



Totalmente contínuo
Em direção ao topo



Totalmente contínuo
Em direção a base



Amostra Coletada



Amostra Laminada

Contatos



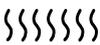
Brusco



Erosivo



Gradativo



Bioturbado



Kárstico

Fósseis



Foraminíferos



Bivalves



Ostracodes



Equinoides



Gastrópodes



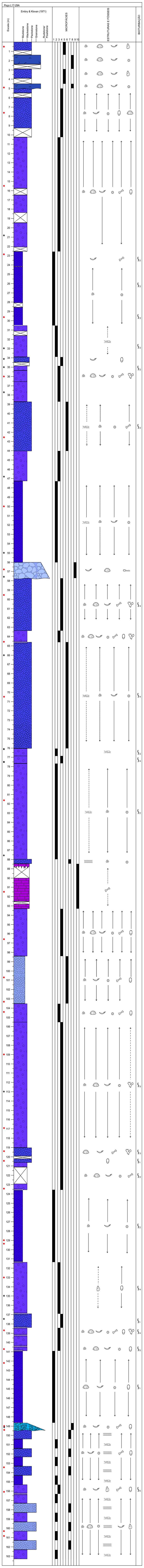
Espículas de Esponjas



Calcíferas



Fragmentos Fosfáticos



Apêndice B – MICROFÁCIES DE TRABALHOS ANTERIORES

1 Microfácies definidas por Berthou & Bengtson (1988) e Walter (2000)

Berthou & Bengtson (1988) e Walter (2000) realizaram os trabalhos de maior importância ao se tratar da descrição das unidades e distinção de microfácies. Neste apêndice será realizada uma revisão mais aprofundada e uma comparação (Quadro 1) entre ambos com o objetivo de formar um embasamento para discussões futuras e a possível aplicação das microfácies propostas pelos autores neste trabalho.

1.1 Berthou & Bengtson (1988)

Estes autores realizaram uma correlação estratigráfica para o Cenomaniano-Coniaciano da Bacia de Sergipe-Alagoas com a ajuda da análise de microfácies. Eles realizaram seu trabalho em diversas pesquisas de campo em mais de 600 localidades em sete áreas diferentes, analisando mais de 1600 lâminas delgadas. Com isso, subdividiram as rochas Cenomanianas em sete microfácies (Cen A, Cen B, Cen C, Cen D, Cen E, Cen F e Cen G), as rochas do Turoniano em cinco microfácies (L Tur A, L Tur B, L Tur C, U Tur A e U Tur B) e as rochas do Coniaciano em quatro microfácies (Con A, Con B, Con C, Con D), totalizando 16 microfácies.

Cen A: Biomicrito-biomicroesparito peloidal (wackestone-packstones bioclásticos), raramente com zonas e veios de calcita espática. Pode ser fortemente laminado e contém grãos de quartzo dispersos, pequenos e angulares. Os bioclastos mais abundantes são fragmentos de equinodermas (espículas e placas de equinoides), contendo também abundantes bioclastos de roveacrinídeos e Ofiuroides dispersos. Bivalves e gastrópodes são raros e apresentam-se em suas formas bentônicas, podendo ser parcialmente ou totalmente silicificados. Tubos de vermes são dispersos e bioturbação pode ser observada em diversas amostras. Fragmentos de foraminíferos lituolídeos e textularídeos também são observados. Seções de *Pithonella sphaerica* e

Pithonella ovalis são comuns, sempre ocorrendo juntas. Algumas amostras também contêm diversas seções de hedbergelídeos. Outros microfósseis encontrados incluem *Stomiosphaera* e outras calcisferas, bulimiídeos, discobídeos e heterohelicídeos.

Cen B: Micrita-biomícrita-biomicroesparita peloidal bioclástica (mudstones-wackestones bioclásticos) com grãos de quartzo dispersos e seções espáticas de bivalves, gastrópodes (acteonelídeos, por exemplo) e amonóides. Equinodermas são mais abundantes que outros macrofósseis. Também é possível observar seções de roveacrinídeos, entretanto eles são menos abundantes que na microfácies Cen A. Também é possível observar raros ostracodes, fragmentos de braquiópodes, tubos de vermes, restos de dasicladáceas (clorófitas), lituolídeos. Textularídeos e *Placopsilina* são comuns em algumas amostras. Seções de *Hemicyclammia sigali* podem ocorrer em algumas amostras, que são de grandes interesses cronoestratigráficos. Seções de *Pithonella* e outras calcisferas, hedbergelídeos, heterohelicídeos, discorbídeos e buliminídeos são encontradas em todas amostras estudadas.

Cen C: Micritas peloidais (mudstones) ou variavelmente micritas bioclásticas (wackestones); também microesparitas peloidais com acamamento distinto e marcas de corrente mais ou menos perceptível. Possível encontrar dispersos fragmentos de bivalves, gastrópodes e equinóides e algum silte quartzoso. Esta microfácies é bem caracterizada por pela ocorrência de diversas seções pequenas, trapezoidais, triangulares ou curvadas do foraminífero bentônico *Patellina subcretacea*. *Pithonella ovalis* e *Pithonella sphaerica* são abundantes, com hedbergelídeos e discorbídeos menos abundantes. Roveacrinídeos também ocorrem.

Cen D: Micritas mais ou menos laminadas (mudstones laminados) contendo silte quartzoso disperso. *Pithonella ovalis*, *Pithonella sphaerica*, e heterohelicídeos são abundantes. Existem raros bivalves pelágicos, restos de equinodermas, fragmentos de

textularídeos, grandes lituolídeos (*Haplophragmoides* e *Pseudocyclamina*), ostracodes e hedbergelídeos.

Cen E: Micritas-biomicrocritas peloidal, laminadas e bioclásticas (mudstones-wackestones laminados). A matriz é constituída de micrita e/ou microesparita. *Pithonella*, hedbergelídeos e heterohelicídeos são abundantes. Fragmentos de bivalves e gastrópodes são raros e constantemente silicificados. Restos de roveacrinídeos e ophilurídeos são comuns. Marcas de corrente são distintivamente visíveis. Pequenos grãos de quartzo angulares também ocorrem.

Cen F: Micrita distintivamente laminada, peloidal e bioclástica (mudstones). Matriz é composta geralmente de microesparita. Acamamento possivelmente é realçado por zonas peloidais grossas. Possível observar pequenos e raros restos de macrofósseis (equinoides, bivalves e gastrópodes), que podem estar silicificados, e fragmentos de foraminíferos lituolídeos. Diversos *Pithonella sphaerica*, *Pithonella ovalis*, hedbergelídeos, heterohelicídeos, buliminídeos e discorbídeos também realçam o acamamento. Encontra-se também seções de grandes calcisferas, provavelmente de diversas origens.

Cen G: Micrita-microesparita laminada, peloidal e bioclástica (mudstones) contendo pequenos e dispersos grãos de quartzo. O acamamento pode ser marcado por zonas peloidais cimentadas por esparita ou microesparita grossa. Pequenos bivalves, equinoides, restos de roveacrinídeos silicificados e foraminíferos textularídeos são comuns. Espículas de esponja também são numerosas, assim como *Pithonella ovalis*, *Pithonella sphaerica*, e heterohelicídeos. Radiolários e hedbergelídeos ocorrem mais raramente. Os fósseis são orientados de acordo com os planos de acamamento.

L Tur A: Biomicrocrita-biomicroesparita, biopelmicrocrita-biopelmicroesparita, ou intrabiopelmicrocrita-intrabiopelmicroesparita (variável wackestone bioclástico). A matriz

geralmente consiste de microesparita peloidal, subordinadamente a micrita peloidal. Peloides são bastante comuns e podem estar concentrados ao longo de planos de acamamento. Alguns peloides consistem de pequenos fragmentos de microfósseis micritizados ou peletes fecais. O autor subdividiu esta microfácies em quatro subfácies, que se distinguem principalmente pela proporção de seus constituintes.

L Tur B: Pelmicroesparita-pelmicrita com bioclastos dispersos, localmente micrita-microesparita, ou mais raramente biopelmicroesparita-bipelmicrita (mudstone, ou subordinadamente, wackestones). Esta microfácies é caracterizada por escassez ou falta de restos de macrofauna. Quando presentes, os fragmentos são normalmente pequenos. Equinodermas (equinoides, raros roveacrinídeos, ofiurídeos) são mais comuns que gastrópodes e bivalves e seções de amonóides podem aparecer. Marcas de impacto criadas por microfósseis na lama carbonática podem ser facilmente observados e indicar transporte por corrente. Podem ser encontrados fragmentos de foraminíferos (predominantemente textularídeos), seções de hedbergelídeos e radiolários em algumas amostras. Calcisferas ocorrem em todas as amostras desta microfácies, podendo ser abundantes (*Pithonella ovalis*, *Pithonella sphaerica*, *Calcisphaerula*, *Stomiosphaera*). Heterohelicídeos, discorbídeos e buliminídeos são menos comuns, porém presentes em todas as amostras. Na maior parte das amostras, a matriz consiste de microesparita peloidal, subordinada a micrita peloidal. Pelóides são abundantes. Algumas amostras podem estar dolomitizadas em diversos estágios, enquanto outras apresentam desdolomitização. Laminação pode ser pouco clara ou nítida, sendo um dos diagnósticos para as duas subfácies em que esta microfácies é dividida, além da quantidade de calcisferas.

L Tur C: Pelmicrito-pelmicroesparito bioclástico (wackestone), caracterizado por possuir uma notável laminação, que pode mostrar camadas gradadas e abundancia

de espículas de esponja. Pequenos restos de microfósseis, como gastrópodes, bivalves (comumente inoceramídeos) e equinodermas são relativamente abundantes. Horizontes finos de fragmentos médios de macrofósseis ou seções grandes de inoceramídeos, ostreídeos e equinoides ocorrem raramente. Não são observados roveacrinídeos nesta microfácies e calcisferas (*Pithonella ovalis*, *Pithonella sphaerica*, *Calcisphaerula*) são abundantes. Hedbergelídeos, heterohelicídeos, buliminídeos, discorbídeos e radiolários são escassos. Os macrofósseis estão comumente silicificados e em algumas amostras existem zonas silicificadas. A matriz consiste de micrita peloidal ou microesparita. Peloides podem ser abundantes e por vezes são peletes fecais retrabalhados, ou são pequenos e arredondados fragmentos de macrofósseis micritizados.

U Tur A: Micrita-microesparita bioclástica e acamadada (wackestones), contendo abundantes calcisferas e restos de macrofósseis dispersos. A matriz consiste de microesparita peloidal ou, mais raramente, micrita peloidal. Esta microfácies pode ser dividida em quatro subfácies, baseado em critérios como tamanho de peloides e distinção do acamamento mais fino ou espesso. Frequentemente estas subfácies gradam para as outras.

U Tur B: Micrita-microesparita (mudstones) quase desprovido de restos de macrofósseis. Quando presentes consistem de pequenos fragmentos de equinodermas (raros equinoides, roveacrinídeos) e espículas de esponja, que podem estar silicificados. Calcisferas, hedbergelídeos e heterohelicídeos são presentes, mas não muito abundantes. Silte quartzoso ocorre muito dispersamente. Acamamento é pouco claro e pelóides são normalmente pequenos com contornos não distintos. A matriz consiste de micrita, mais raramente microesparita, e pode estar parcialmente silicificada. Algumas amostras apresentam laminação bem nítida e contem abundantemente silte quartzoso e comumente calcisferas silicificadas.

Con A: Biopelmicroesparita-biopelmicrita (lime wackestones, ocasionalmente packstones). O acamamento não é nítido e são observados pelóides grandes e diferentes (provavelmente peletes fecais e restos de macrofósseis micritizados e arredondados). Pequenos grãos dispersos de quartzo detrítico, silte quartzoso e romboedros de dolomita ocorrem frequentemente. Restos de macrofósseis são relativamente abundantes ou bem abundantes e parcial ou totalmente silicificados. Os macrofósseis consistem principalmente de equinóides, gastrópodes, bivalves (particularmente inoceramídeos e ostreídeos), raros tubos de verme e espículas de esponja. Possui também uma leve bioturbação. Calcisferas, heterohelicídeos, buliminídeos e hedbergelídeos são raros a muito raros, assim como seções de *Lenticulina* e textularídeos. A matriz consiste de microesparita ou mais raramente micrita.

Con B: Brechas, provavelmente de origem intraformacional, classificadas como intrabiopelmasparitas (packstones-grainstones). Os clastos desta brecha podem alcançar 30x50 mm. Restos de macrofósseis são abundantes e frequentemente alcançam tamanhos grandes; eles consistem de equinóides, bivalves (inoceramídeos e ostreídeos), mais raramente gastrópodes e tubos de verme também são comuns. Algas desicladáseas recristalizadas e alguns restos de *Archaeolithothamnium* também são encontrados. Calcisferas e discorbídeos são relativamente comuns, heterohelicídeos muito raros, milolídeos e trochamminídeos são encontrados em diversas amostras. Silte quartzoso está presente com grande frequência. Os pelóides são normalmente nítidos. Os fragmentos da brecha pertencem à fácies menos bioclásticas, contendo uma matriz micrítica. A matriz dessa microfácies é composta de microesparita ou esparita e contém intraclastos abundantes.

Con C: Biopelmicroesparito (wackestones) contendo pequenos fragmentos de macrofósseis, principalmente equinóides e com matriz consistindo principalmente de

microesparita. Calcisferas (*Pithonella ovalis* e *Pithonella sphaerica*) são abundantes. Encontram-se também heterohelicídeos, buliminídeos, discorbídeos e espículas de esponja. As duas subfácies em que esta foi dividida são diferenciadas por suas características de acamamento, onde uma delas apresenta-se com acamamento pouco claro e grosso, delineado por fragmentos medianos de macrofósseis (gastrópodes, bivalves e equinóides), também possuindo finas camadas de grãos ferruginosos. A outra apresenta um acamamento nítido, médio a fino, bem marcado por pelóides ou acumulação de grandes fragmentos de macrofósseis.

Con D: Pelmicrito-pelmicroesparito, raramente biopelmicrito-biopelmicroesparito (mudstones, raramente wackestones). Esta microfácies contém pequenos e raros fragmentos de macrofósseis, que podem estar silicificados. Encontram-se também algumas espículas de esponja. A microfauna é limitada por calcisferas dispersas e, raros heterohelicídeos. O acamamento é pouco claro e todas as amostras contêm silte quartzoso disperso e romboedros desdolomitizados. Os pelóides são pequenos e normalmente turvos. A matriz consiste de micrita, mais raramente microesparita. Algumas amostras são claramente laminadas e contêm calcisferas abundantes.

1.2 Walter (2000)

Neste trabalho a autora realiza uma análise paleoambiental do Cenomaniano superior e Turoniano inferior da Bacia de Sergipe-Alagoas, com base na análise de microfácies, micropaleontologia e isótopos estáveis. Seu trabalho foi realizado em três regiões principais (Japarutuba, Laranjeiras e Itaporanga), através da realização e correlação de perfis compostos e da coleta de cerca de 230 amostras para análise. Diferentemente de Berthou & Bengtson (1988), a autora caracterizou apenas quatro microfácies (MFT 1, MFT 2, MFT 3 e MFT 4).

MFT 1: Mudstone foraminífero, com matriz composta de biomicrita peloidal e/ou biomicroesparita, com esparita ocorrendo como cimento em fragmentos de conchas dissolvidas e pseudoesparita como neomórfos. Possível encontrar grãos como escassos bioclastos, pelóides, cortóides e grãos de quartzo. Possível de identificar espinhos de equinóides e roveacrinóides, onde este último é moderadamente abundante. Os microfósseis consistem essencialmente de foraminíferos bentônicos e planctônicos, por exemplo *Heterohelix* sp., *Heterohelix moremani*, *Hedbergella* cf. *aprica*, *Hemicyclammina* sp., *Haplophragmium* sp. ou *Thomasinella* sp., *Gabonita levis*, *Ammobaculites* cf. *reophacoides* e fragmentos de foraminíferos textularídeos. Algumas amostras também apresentam números indetermináveis de hedbergelídeos. Além de foraminíferos, são também possíveis encontrar ostracodes, com cavidades preenchidas por calcita espática e radiolários dispersos, contendo um envelope de micrita.

MFT 2: Wackestone foraminífero, muito similar a MFT 1, distinguindo-se principalmente pela quantidade de conteúdo bioclástico, onde esta microfácies é caracterizada por uma abundância moderada de macrofósseis (podendo exceder 25%), enquanto que o material bioclástico na MFT 1 é escasso. Bioclastos dessa microfácies consistem principalmente de fragmentos de gastrópodes, equinodermas e bivalves (principalmente inoceramídeos). Espinhos e outros fragmentos de equinóides, roavecrinóides e espículas de esponjas são comuns em algumas camadas. Os fragmentos de macrofósseis não mostram sinais de orientação e não são arredondados. Em algumas seções, que estão fortemente bioturbadas, restos de macrofósseis estão comumente quebrados. Em algumas seções, fragmentos alongados de inoceramídeos não estão quebrados e algumas contêm macrofósseis inteiros (como gastrópodes e equinóides). Os microfósseis presentes são os mesmos encontrados na MFT 1.

MFT 3: Packstone inoceramídeo, com matriz composta essencialmente de biomicrita peloidal e/ou biomicrosparita, com peloides mais abundantes que nas microfácies MFT 1 e 2. Fragmentos de conchas de macrofósseis ocorrem em abundância como bivalves (principalmente inoceramídeos e ostreídeos), amonóides, gastrópodes e fragmentos de equinodermas (como espinhos de equinoides e roveacrinídeos). Estes aloquímicos possuem aproximadamente 1 a 2 mm de comprimento, estão normalmente fragmentados, mal selecionados e angulares. Microfósseis como calcisferas, foraminíferos (principalmente hedbergelídeos e heterohelicídeos) e radiolários são raros, mas ocorrem em todas as amostras. Além de pelóides, grãos envelopados são abundantes e escassos grãos de quartzo ocorrem, onde os tamanhos variam de 0,25 mm a 0,06 mm. As lâminas que representam esta microfácies estão parcialmente dolomitizadas. Os cristais observados apresentam típicas formas romboédricas e cristais de dolomita são comuns e obliteram as características texturais. A dolomização é em grande parte restrita a matriz, onde fragmentos de equinodermas e outros macrofósseis não são afetados.

MFT 4: Mudstone foraminífero, com matriz formada por micrita laminada com silte quartzoso disperso. Essa microfácies é caracterizada pela escassez de fragmentos de macrofósseis, que encontram-se presentes apenas em algumas camadas particulares. Restos de macrofósseis são raros, entretanto, duas camadas contêm mais de 25% de bioclastos de macrofósseis, por exemplo, equinoides e inoceramídeos. Os equinoides não se encontram quebrados nem arredondados, onde os bivalves inoceramídeos encontram-se preservados como valves únicas. Roveacrinídeos são representados em todas as amostras. Foraminíferos, calcisferas e radiolários são moderadamente abundantes a escassos. A assembleia de foraminíferos consiste principalmente de suas formas planctônicas, onde as formas bentônicas são raras ou ausentes. Eles são

representados principalmente por *Hedbergella (Whiteinella) aprica*, *Heterohelix reussi* e *Gavelinella reussi*, dentre outros. Grãos de quartzo ocorrem dispersos e pelóides são ausentes.

Quadro 1 - Quadro comparativo entre as microfácies e suas respectivas descrições nos trabalhos de Walter (2000) e Berthou & Bengtson (1988). Adaptado de Walter (2000).

Microfácies e Respectivas Descrições	
Berthou & Bengtson (1988)	Walter (2000)
<p style="text-align: center;">Cen E</p> <p>Mud- a wackestone bioclástico, com abundantes calcíferas, foraminíferos planctônicos e roveacrinídeos</p>	<p style="text-align: center;">MFT 1</p> <p>Mudstone, subordinadamente wackestone, fragmentos de microfósseis escassos, calcíferas e foraminíferos planctônicos e bentônicos são abundantes</p>
<p style="text-align: center;">Cen B</p> <p>Mud- a wackestone bioclástico, com abundantes fragmentos de gastrópodes, bivalves e equinodermas, foraminíferos ocorrem.</p>	<p style="text-align: center;">MFT 2</p> <p>Wackestone bioclástico, com abundantes fragmentos de equinodermas, localmente abundantes gastrópodes pequenos e de concha fina, ocorrem foraminíferos planctônicos e bentônicos e calcíferas.</p>
<p style="text-align: center;">L Tur A</p> <p>Wackestone bioclástico, seções grandes de gastrópodes, inoceramídeos e equinodermas</p>	<p style="text-align: center;">MFT 3</p> <p>Packstone bioclástico, fragmentos de equinodermas e bivalves inoceramídeos abundantes, ocorrem pelóides e abundantes microfósseis.</p>
<p style="text-align: center;">L Tur B</p> <p>Mud- a wackestone, pobre em restos de microfósseis, por vezes finamente laminados, com raras espículas de esponja e abundantes calcíferas</p>	<p style="text-align: center;">MFT 4</p> <p>Mudstone laminado ou subordinadamente wackestone, escassez ou ausência de restos de microfósseis e microfósseis bentônicos.</p>

Berthou & Bengtson (1988) caracterizaram 16 microfácies, enquanto Walter (2000) apenas quatro, tornando notável a diferença na quantidade de microfácies definidas por ambos os autores. Esta grande diferença se dá por diversos motivos, como a diferença no número de locais estudados; o nível de detalhamento de ambos os estudos, que influencia diretamente na quantidade de amostras coletadas; o intervalo temporal estudado; e a visão de cada autor acerca dos conceitos utilizados na distinção de microfácies.

Apêndice C – ZONAS DE FÁCIES DE UMA PLATAFORMA PROTEGIDA

1 Zonas de Fácies de uma Plataforma Protegida (Wilson, 1975; Flügel, 2010)

Wilson (1975) estabeleceu um modelo clássico para plataformas protegidas através do reconhecimento de diversas zonas de fácies neste ambiente, baseado no reconhecimento de padrões recorrentes de fácies carbonáticas em registros fanerozóicos e suas referentes interpretações paleoambientais utilizando características de padrões deposicionais holocênicos.

Estas zonas de fácies descrevem áreas idealizadas ao longo de seções costa-bacia oceânica e foram distinguidas por suas diferentes características, como sedimentação dominante, biota principal e litofácies mais comuns. As rochas formadas nestas zonas podem exibir diferentes tipos de associações de fácies pré-definidas (SMF – *Standart Microfacies Types*) que são utilizadas como critério de definição de suas respectivas zonas.

Flügel (2010) realizou uma adaptação no modelo de Wilson (1975) (Figura 1) inserindo uma nova zona de fácies (FZ10), que contempla os calcários afetados por dissolução por água meteórica e processos de precipitação. O autor também divide uma zona existente em duas diferentes zonas (FZ9A e FZ9B), para distinguir diferenças significantes em ambientes evaporíticos áridos e climas úmidos.

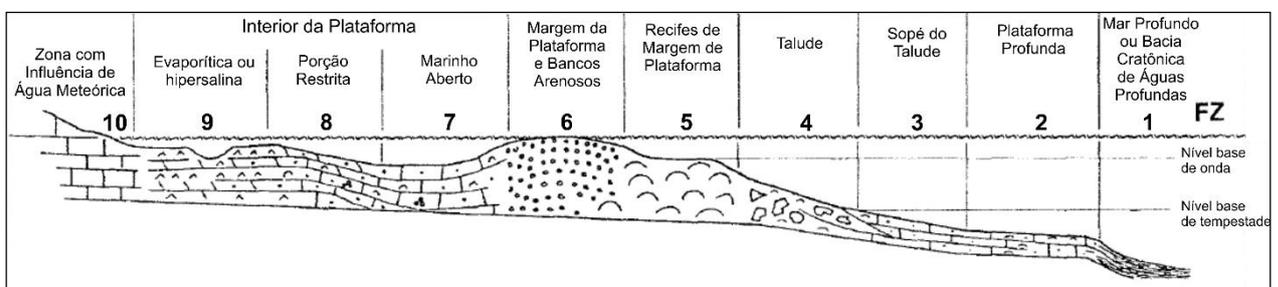


Figura 1 - Modelo esquemático de uma plataforma protegida proposto por Wilson (1975) e modificado por Flügel (2010).

FZ 1A – Mar Profundo

Configuração: Abaixo do nível base de onde e da zona eufótica, com lâminas d'água variando de algumas centenas de metros a alguns milhares de metros.

Sedimentos: Principalmente pelágicos, incluindo lama carbonática e terrígena; também se encontram lamas hemipelágicas e turbiditos. Acamamento é muito variado, aparecendo comumente como finas laminações. Possuem coloração escura, avermelhada ou clara, dependendo nas condições de oxigenação do ambiente.

Biota: Predominantemente planctônica, por vezes associada com fósseis bentônicos autóctones.

Litofácies: Mudstones e wackestones pelágicos, margas, packstones alóctones, grainstones e brechas.

FZ 1B – Bacia cratônica de águas profundas

Configuração: Abaixo do nível base de onda e da zona eufótica. Lâmina d'água entre 30 a algumas centenas de metros.

Sedimentos: Similares a FZ 1A. Lamas hemipelágicas são muito comuns, ocasionalmente encontra-se anidrita e por vezes cherts ocorrem. Condições anóxicas são comuns, evidenciados por alto conteúdo orgânico e falta de bioturbação. Coloração é comumente escura, como marrom-escuro e preto (devido a presença de matéria orgânica) ou avermelhado (devido a taxas baixas de sedimentação).

Biota: Predominante nécton (amonóides, por exemplo) e plancton (radiolários, foraminíferos pelágicos, calpionelídeos e conchas finas de bivalves). Ocasionalmente fragmentos de seres bentônicos ocorrem (espículas de esponja, por exemplo).

Litofácies: Mudstones, wackestones, packstones, margas e anidrita.

FZ 2 – Plataforma profunda

Configuração: Abaixo do nível base de onda, porém no alcance de ondas de tempestades extremas. Dentro ou pouco abaixo da zona eufótica. Forma planaltos entre plataformas ativas e bacias profundas. Os planaltos estabelecem-se comumente no topo de plataformas afogadas e a lâmina d'água varia de dezenas a centenas de metros. Salinidade é normal e águas são oxigenadas com boas condições de correntes.

Sedimentos: Predominantemente carbonatos (calcários muito fossilíferos) intercalados com camadas de margas. Wackestones bioclásticos, alguns grainstones e coquinhas são comuns. Matriz comumente é composta de pelmicrita. Alguns grãos siliciclásticos ocorrem. Sedimentos são bem bioturbados, e bem acamadados (acamamentos finos a médios). Apresentam uma coloração acinzentada, esverdeada, avermelhada ou marrom dependendo das condições de oxigenação.

Biota: Fauna diversificada com conchas, indicando condições marinhas normais e poucos plânctons. Biota “stenohaline” é notável (braquiópodes e equinodermas, por exemplo).

Litofácies: Wackestones, ocasionalmente grainstones, margas e folhelhos.

FZ 3 – Sopé do talude

Configuração: Abaixo do nível base de onda e pouco acima da zona de oxigenação. Declive moderadamente inclinado (acima de 1,5°) em relação à zona de bacia oceânica. Lâmina d'água similar a FZ 2, atingindo cerca de 200 a 300m.

Sedimentos: Majoritariamente carbonatos de granulação fina, em alguns casos chert e raras intercalações de lama terrígena. Também ocorre material pelágico

misturado com os grãos finos detríticos devido a lavagem de áreas mais rasas adjacentes. São tipicamente encontradas camadas gradadas bem definidas ou de brechóides (depósitos turbidíticos e fluxos de detritos) intercalados com sedimentos finos. Apresentam coloração escura a clara.

Biota: Em grande parte são organismos bentônicos retrabalhados de águas mais rasas; alguns bentônicos de águas profundas e seres planctônicos.

Litofácies: Mudstones, packstones alóctones e grainstones. Por vezes folhelhos.

FZ 4 – Talude

Configuração: Área com alto declive (comumente entre 5° a quase vertical).

Sedimentos: Predominantemente materiais retrabalhados da plataforma misturados com pelágicos. Tamanho dos grãos é muito variado e as porções finais são comumente lamosas com muitos slumps e arenosas ou são cascalhosas e bem íngremes. Apresentam coloração escura a clara.

Biota: Em grande parte seres bentônicos de águas rasas redepositados, seres bentônicos do talude e alguns seres bentônicos de água profunda.

Litofácies: Mudstones, packstones e grainstones alóctones, rudstones e floatstones, brechas.

FZ 5 – Recifes de margem da plataforma

Configuração: *Mud mounds* estabilizados organicamente acima do talude; rampas com bancos recifais e arenosos; barreiras de recifes resistentes a ondas que bordejam e protegem a plataforma. Lâmina d'água geralmente é de alguns metros.

Sedimentos: Majoritariamente carbonatos puros com tamanho de grão muito variável. Muitos calcários e dolomitos. Fragmentos de diversos tipos de boundstones. Cavidades de recifes preenchidas por sedimentos ou cimentos carbonáticos, construções recifais de diversas gerações. Coloração clara.

Biota: Quase exclusivamente seres bentônicos. Colônias de construtores recifais, juntamente com grandes volumes de fragmentos de bioclastos cascalhosos e areias contendo microfósseis bentônicos.

Litofácies: Framestone, bafflestone, bindstone, wackestone e floatstone, grainstone e rudstone.

FZ 6 – Margem da plataforma e bancos arenosos

Configuração: Bancos alongados, barras de maré e praias, por vezes com ilhas de eolianitos. Acima do nível base de onda e dentro da zona eufótica, fortemente influenciado por correntes de maré.

Sedimentos: Calcários limpos, frequentemente arredondados, revestidos e areias bem selecionadas, ocasionalmente com quartzo. Grãos arenosos são pelóides, oóides ou bioclastos. Parcialmente com estratificação cruzada preservada, por vezes bioturbada e susceptível a exposição subaérea. Coloração clara.

Biota: Vermes e biotas abrasadas de recifes e ambientes associados. Biota mais comum são bivalves grandes, gastrópodes e tipos especiais de foraminíferos e dasicladáceas.

Lithofácies: Grainstone, packstone.

FZ 7 – Interior da plataforma – Marinho aberto

Configuração: Porção da plataforma dentro da zona eufótica, normalmente acima do nível base de onda. Chamado de laguna quando protegida por bancos

arenosos, ilhas ou recifes na margem da plataforma. Suficientemente conectado com o mar aberto para manter a salinidade e temperatura próxima da do oceano. Circulação moderada e lâmina d'água de alguns metros a dezenas de metros.

Sedimentos: Lama, lama arenosa e areias limpas, dependendo do tamanho do grão produzido no local e a eficiência de varredura das ondas e correntes de maré. Localmente recifes de corais ou bancos orgânicos. Acamamento médio a grosso. Areia e lama terrígena podem ser comuns. Coloração clara a escura.

Biota: Seres bentônicos de água rasa, algas, foraminíferos e bivalves; gastrópodes são comuns. Algumas áreas com “gramas marinhas” e recifes de corais.

Litofácies: Mudstones, wackestones e floatstones, packstones, grainstones.

FZ 8 – Interior da plataforma – Porção restrita

Configuração: Similares à FZ 7, porém menos conectada com o mar aberto, implicando em grandes variações de salinidade e temperatura. Encontra-se dentro da zona eufótica. Tipicamente apresenta zonas de maré bem diferenciadas com água doce, salina e condições hipersalinas assim como zonas com exposição subaéreas. Lagunas com circulação restrita e águas hipersalinas. Lâmina d'água variando a menos de um metro até poucas dezenas de metros.

Sedimentos: Majoritariamente lama carbonática e lama arenosa; algumas areias limpas. Influxo de grãos terrígenos também é comum, tal como cimentação precoce. Dolomitos também ocorrem. Coloração é clara.

Biota: Biota de águas rasas com diversidade reduzida, porém comumente abundante. Tipicamente foraminíferos milolídeos, ostracodes, gastrópodes, algas e cianobactérias.

Litofácies: Mudstones calcários e dolomíticos, wackestones, grainstones, bindstones e brechas sedimentares.

FZ 9A – Plataforma interior árida – evaporítica

Configuração: Apenas alguns episódios de influxo de água marinha e com clima árido, fazendo com que anidrita, gipsita ou halita possam ser depositados juntamente a carbonatos.

Sedimentos: Lamas e areias dolomíticas e calcárias, com gipsita ou anidrita nodulares, onduladas ou com cristais grossos. Intercalação de camadas avermelhadas e eolinitos terrígenas. Coloração muito variada, como clara, amarelada, marrom e avermelhada.

Biota: Cianobactérias, ostracodes, moluscos, organismos adaptados a alta salinidade.

Litofácies: Mudstones dolomíticos/calcários laminados, bindstones com camadas de gipsita ou anidrita.

FZ 9B – Plataforma interior úmida – hipersalina

Configuração: Pouca conexão com o mar aberto, da mesma maneira que na plataforma com interior árido, porém com um clima mais úmido fazendo com que a água da chuva dilua pequenos corpos de água do mar empoçados e com que uma vegetação similar a um charco/pântano (marsh) se forme nas planícies de maré.

Sedimentos: Lamas ou areias calcárias e marinhas com ocasionais lamas de água doce e camadas de turfa. Coloração acinzentada, clara, marrom ou escura.

Biota: Organismos marinhos de água rasa lavados em tempestades mais organismos adaptados a águas hipersalinas e água doce (ostracodes, caramujos de água doce, algas *charopyceae*).

FZ 10 – Úmidos e áridos com exposição subaérea frequente e influência de água meteórica

Configuração: Subaéreo ou subaquático, sob condição meteórica vadosa ou marinha vadosa. Abundantes karts e carbonatos pedogenéticos.

Sedimentos: Calcários afetados por dissolução diagenética meteórica precocemente, predominantemente durante exposição subaérea. Comumente crostas de calcrete. Tipicamente ocorrendo como crostas de calcários ricos em cimentos carbonáticos, porém ocorrendo também calcrete micrítica ou grãos retrabalhados de ambientes restritos.

Biota: Cianobactérias e micróbios.

Amostra	Litologia	Estrutura	Bioturbação	Intraclasto	Fósseis										Pelóides	Siliciclásticos
					Foraminíferos	Equinóide	Roveacriónio	Inoceramídeo	Bivalves	Gastrópodes	Calcisferas	Fosfato	Ostracodes	Espícula de Esponja		
MF 1																
22,8	Mudstone	Maciço	2	-	-	-	-	-	R	-	-	R	-	-	-	3%
29,7	Mudstone/Wackestone	Maciço	2	-	F	-	-	-	-	-	A	-	-	-	-	7%
129	Mudstone	Maciço	2	-	R	-	-	-	-	-	A	-	-	-	-	10%
129,4	Mudstone	Maciço	2	-	R	-	-	-	R	-	R	-	-	-	A	-
142,3	Mudstone Fossilífero	Maciço	1	-	-	R	-	-	R	-	A	-	R	-	R	10%
MF 2																
50	Mudstone Fossilífero	Lam PP	-	-	R	-	-	-	R	-	F	-	-	-	-	-
81,7	Wackestone	Lam PP	2	-	R	-	-	-	-	-	C	-	-	-	-	<1%
153,4	Packstone (Cruz) e Mudstone (PP)	Lam PP/Lam Cruz	-	-	R	-	-	-	C	-	C	OK	R	-	OK	<1%
160,8	Wackestone (PP) e Grainstone Peloidal (Cruz)	Lam PP/Lam Cruz	-	-	R	R	-	-	-	OK	C	-	-	-	A	2%
MF 3																
15,5	Wackestone	Maciço	-	-	F	A	-	-	C	-	C	C	R	-	F	8%
36-1	Wackestone	Maciço	-	-	A	R	-	R	-	-	A	R	-	-	-	-
36-2	Wackestone	Maciço	-	-	A	R	-	-	R	-	A	R	R	R	O	-
64,6	Wackestone	Maciço	-	-	F	C	-	-	R	-	F	R	R	R	-	3%
104,4	Wackestone	Maciço	-	-	A	C	-	-	R	-	A	R	R	-	-	<1%
138,7	Wackestone	Maciço	4	F	R	C	C	-	O	-	F	O	R	R	-	-
140,7	Wackestone	Maciço	5	-	A	C	R	-	O	-	A	-	R	-	O	2%
156,3	Wackestone	Maciço	5	-	C	-	-	-	R	R	-	R	R	-	O	10%
MF 4																
7,6	Packstone/Wackestone Peloidal/Bioclastico	Maciço	-	-	R	A	-	F	-	-	R	-	R	-	O	-
59,6	Packstone Peloidal/Bioclastico	Maciço	4	-	R	C	-	-	F	-	-	F	-	R	A	10%
96,6	Wackestone/Packstone Peloidal/Bioclastico	Maciço	-	-	R	A	-	-	R	-	F	O	R	-	A	1%
109	Wackestone Peloidal/Bioclastico	Maciço	5	-	F	A	-	R	F	-	C	-	-	O	F	<1%
117	Wackestone Peloidal/Bioclastico	Maciço	-	-	A	A	-	-	O	-	A	-	-	R	-	<1%
119,3	Packstone/Wackestone Peloidal/Bioclastico	Maciço	-	-	-	C	-	R	-	-	-	A	-	R	-	5%
120,6	Packstone/Wackestone Peloidal/Bioclastico	Maciço	-	-	-	A	C	C	F	-	-	A	R	-	A	-
123,5	Wackestone/Packstone Peloidal/Bioclastico	Maciço	2	-	O	C	C	C	F	-	R	A	-	-	O	-
MF 5																
0,5	Packstone Bioclastico	Maciço	-	-	R	F	-	R	-	R	-	-	-	-	R	-
MF 6																
42,5	Packstone/Grainstone Peloidal	Lam PP	2	-	A	-	-	-	-	-	A	R	-	-	A	7%
70,5	Packstone Peloidal	Lam PP	4	-	A	-	-	-	O	-	A	-	-	-	-	10%
100,7	Grainstone Peloidal	Maciço	1	-	C	R	-	-	R	-	R	OK	-	-	A	3%
103,4	Packstone/Grainstone Peloidal	Maciço	-	-	A	C	-	-	R	-	R	OK	R	-	-	3%
MF 7																
153,4	Packstone (Cruz) e Mudstone (PP)	Lam PP/Lam Cruz	-	-	R	-	-	-	C	-	C	OK	R	-	OK	<1%
160,8	Wackestone (PP) e Grainstone Peloidal (Cruz)	Lam PP/Lam Cruz	-	-	R	R	-	-	-	OK	C	-	-	-	A	2%
MF 8																
5	Floatstone/Wackestone?	Maciço	-	-	R	A	-	C	C	-	O	R	-	-	A	2%
149	Floatstone Bioclastico	Maciço	-	-	O	-	-	C	A	-	-	F	R	-	R	3%
149,5	Floatstone Bioclastico	Maciço	-	-	R	-	-	C	A	-	R	F	-	-	-	-
MF 9																
56,8	Rudstone Intraformacional	Maciço	-	A	-	O	-	O	-	-	-	-	-	-	-	40%
MF 10																
91,5	Calcário Cristalino	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	R	-	-	-	-

Apêndice D – RESUMO DAS DESCRIÇÕES PETROGRÁFICAS

1 Descrições petrográficas

Na próxima página encontra-se a tabela-síntese das descrições petrográficas realizadas. A classificação de abundância utilizada encontra-se abaixo.

A = Abundante

F = Frequente

C = Comum

O = Ocasional

R = Raro