



UNIVERSIDADE FEDERAL DE SERGIPE
CENTRO DE CIÊNCIAS BIOLÓGICAS E DA SAÚDE / NÚCLEO DE GEOLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS E ANÁLISE DE BACIAS

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

SEDIMENTOLOGIA E ESTRATIGRAFIA DE AFLORAMENTOS DO MEMBRO MARUIM DA FORMAÇÃO RIACHUELO NA SUB-BACIA DE SERGIPE

FILIPA MARIA CABRITA DA CUNHA PEREIRA

São Cristóvão, Sergipe
2013



UNIVERSIDADE FEDERAL DE SERGIPE
CENTRO DE CIÊNCIAS BIOLÓGICAS E DA SAÚDE / NÚCLEO DE GEOLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS E ANÁLISE DE BACIAS

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

SEDIMENTOLOGIA E ESTRATIGRAFIA DE AFLORAMENTOS DO MEMBRO MARUIM DA FORMAÇÃO RIACHUELO NA SUB-BACIA DE SERGIPE

FILIPA MARIA CABRITA DA CUNHA PEREIRA

ORIENTADOR: PROF. DR. ANTÔNIO JORGE VASCONCELLOS GARCIA

Dissertação de Mestrado apresentada
em 25 de setembro de 2013 à
Universidade Federal de Sergipe,
visando a obtenção do título de
Mestre Geociências e Análise de
Bacias

São Cristóvão/Sergipe, 2013



UNIVERSIDADE FEDERAL DE SERGIPE
CENTRO DE CIÊNCIAS BIOLÓGICAS E DA SAÚDE / DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS E ANÁLISE DE BACIAS

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

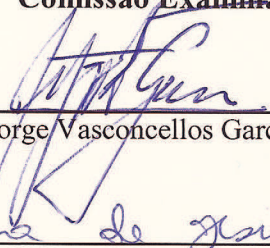
SEDIMENTOLOGIA E ESTRATIGRAFIA DE AFLORAMENTOS DO MEMBRO MARUIM DA FORMAÇÃO RIACHUELO NA SUB-BACIA DE SERGIPE

Autor:

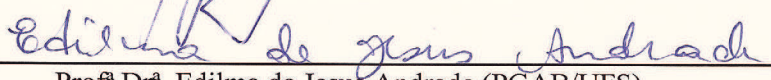
FILIPA MARIA CABRITA DA CUNHA PEREIRA

Dissertação de Mestrado apresentada
em setembro de 2013, visando a
obtenção de grau de Mestre em
Estratigrafia, Análise de Bacia e
Caracterização de Reservatórios pelo
Programa de Pós-Graduação em
Geociências e Análise de Bacias

Comissão Examinadora



Prof.Dr. Antônio Jorge Vasconcellos Garcia (PGAB/UFS – Orientador)



Prof.ª.Dr.ª. Edilma de Jesus Andrade (PGAB/UFS)



Dr. Cláudio Borba (PETROBRAS – UOSEAL)

São Cristóvão/SE, 2013

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECA CENTRAL

UNIVERSIDADE FEDERAL DE SERGIPE

P436s Pereira, Filipa Maria Cabrita da Cunha
Sedimentologia e estratigrafia de afloramento do Membro do Maruim da Formação Riachuelo na Sub-Bacia de Sergipe / Filipa Maria Cabrita da Cunha Pereira ; orientador Antônio Jorge Vasconcellos Garcia. – São Cristóvão, 2013.
90 f. : il.

Dissertação (mestrado em Geociências e Análise de Bacias) –Universidade Federal de Sergipe, 2013.

1. Geociências. 2. Membro Maruim. 3. Rochas carboníticas. 4. Sergipe-Alagoas, Bacia. 5. Sergipe (SE). I. Garcia, Antônio Jorge Vasconcellos, orient. II. Título.

CDU: 551.5(813.7)

AGRADECIMENTOS

Gostaria de expressar nestas linhas todo o reconhecimento e gratidão a todas as pessoas e instituições que me acompanharam, participaram e permitiram a conclusão deste capítulo da minha vida.

Primeiramente gostaria de agradecer o apoio incondicional de minha família. Mãe, Pai e Irmão, muito obrigada pela vossa força e palavras de encorajamento que, mesmo a uma distância imensa foram vitais para mim.

Ao meu marido Gustavo, pelo apoio, carinho e inesgotável paciência durante este longo percurso. Esta conquista também é tua!

Gostaria de agradecer ao programa de Pós-Graduação em Geociências e Análise de Bacias da UFS, pela possibilidade de realizar este mestrado, bem como à Rede Carmod/Cenpes/Petrobras pelo financiamento do mesmo através do Projeto CAMURES/Carbonato.

Agradeço ao meu orientador, o Prof. Dr. Antônio Garcia, pela oportunidade de realizar este mestrado na área de rochas carbonáticas, e todo o apoio e conhecimento por ele transmitido.

Gostaria ainda de agradecer a todos os colegas do Projeto CAMURES/Carbonato que auxiliaram em campo e em outros aspetos que permitiram que o trabalho se tornasse mais fácil, principalmente a Gustavo Weidman e Raísa Elias.

Estou extremamente grata ao Prof. Paulo Tibana, por todos os ensinamentos na área de rochas carbonáticas e por passar a sua visão da deposição da Formação Riachuelo, que tanto auxiliou no esclarecimento de dúvidas na confecção deste trabalho. Agradeço-lhe também as palavras de apoio e conselhos que irei levar para a vida.

À Prof. Dra. Valéria Centurión Córdoba, gostaria de deixar uma palavra de agradecimento por todos os ensinamentos passados na área da estratigrafia de sequências.

Não poderia terminar sem deixar uma palavra de gratidão aos meus amigos Flávia Leal, Wendel Araújo, Talita Fernandes e Naedja Pontes que estiveram presentes nos momentos mais difíceis para me dar força e alento para continuar e nunca deixaram que eu esmorecesse no decorrer deste trabalho.

Aos meus grandes amigos de outras paragens: Teresa Sousa, Susana Martins, Cristiana Mamede, Maria José Marreiros, Ana Carolina Nowatzky, Camila Almeida, Guilherme Pierri, Hugo Caycedo, Fábio Malagon, Ajosenildo Silva... Muito obrigada por todo o apoio e carinho!!

A todos vocês e também aqueles que não foram aqui mencionados mas que vivem no meu coração, um muito obrigada!

Atualmente, a maioria dos campos gigantes de produção de hidrocarbonetos são constituídos por reservatórios de rochas carbonáticas, e estas detêm mais de 50% das reservas mundiais desse recurso energético, tornando-se assim alvo de principal importância de estudo para a indústria do petróleo e, conseqüentemente, para a academia, onde são formados profissionais para atuar no setor. Na bacia Sergipe-Alagoas, a Formação Riachuelo é caracterizada por sedimentação mista, sendo composta por sedimentos siliclásticos, provenientes do continente, e sedimentos carbonáticos, de origem marinha. Estes últimos, são constituintes do Membro Maruim e correspondem ao objeto de estudo desta dissertação de mestrado. Neste trabalho foram analisados detalhadamente quatro afloramentos de sedimentos carbonáticos, localizados nos municípios de Laranjeiras e Maruim, onde foram realizadas análises sedimentológicas e estratigráficas com o objetivo de caracterizar a sucessão vertical dos mesmos dentro de um arcabouço estratigráfico gerado como resposta a variações relativas do nível do mar. Os depósitos presentes nos afloramentos correspondem a uma sedimentação carbonática clástica que ocorreu em ambiente de rampa interna, no modelo de rampa carbonática homoclinal. Os ambientes sedimentares são dominados por grãos “não esqueléticos”, essencialmente pelóides e oncóides, com oóides subordinados e os bioclastos apresentam-se re trabalhados. Os principais bioclastos identificados correspondem aos grupos dos moluscos, equinodermes e algas vermelhas solenopóreas. No total foram definidas 28 litofácies para os afloramentos estudados, sendo que as mesmas foram individualizadas por afloramento, devido a diferenças substanciais nos componentes identificados. Através da análise estratigráfica 1D foi possível identificar 15 ciclos transgressivo-regressivos em toda a seção estudada. A análise do empilhamento das litofácies caracterizadas mostram a evolução de sistemas barreiras ao longo do tempo, como resultado de variações do nível relativo do mar, onde os dois afloramentos basais estariam numa sequência deposicional inferior e os dois afloramentos de topo numa outra sequência deposicional. Foi possível identificar que os depósitos da sequência inferior foram depositados em trato de sistema de mar alto. A sequência superior apresenta já um trato de sistema transgressivo, correspondente ao afloramento intermediário, sobreposto por um trato de sistema de mar alto, o qual corresponde ao afloramento de topo.

PALAVRAS CHAVE: Bacia Sergipe-Alagoas; Membro Maruim; Rochas carbonáticas

Currently, most of the giant fields of oil reservoirs consist of carbonate rocks, and these holds more than 50% of world reserves of this energy resource, thus becoming the target of major importance study the oil industry and consequently, to the academy, where are trained professionals to work in the sector. In Sergipe-Alagoas basin, Riachuelo Formation is characterized by mixed sedimentation, consisting of siliciclastics sediments, coming from the continent, and carbonate sediments of marine origin. These last are the constituents of Maruim Member and correspond to the object of study of this dissertation. In this study, we analyzed in detail four carbonate outcrops, located in the regions of Laranjeiras and Maruim where the sedimentological and stratigraphic analysis took place in order to characterize the vertical succession of the deposits within a stratigraphic framework generated in response to relative changes in sea level. Deposits present in outcrops correspond to a clastic carbonate sedimentation occurred in an environment of inner ramp, in a carbonate homoclinal ramp model. The sedimentary environments are dominated by "not skeletal" grains essentially peloids and oncoids with subordinated ooids and reworked bioclasts. The main bioclasts identified correspond to groups of molluscs, echinoderms and solenoporaceans .red algae In total, 28 lithofacies were defined for the studied outcrops, and the same were individualized by outcrop due to substantial differences in the components identified. By 1D stratigraphic analysis were identified 15 transgressive-regressive cycles throughout the studied section. The analysis of lithofacies characterized stacking patterns that show changes barriers systems over time as a result of variations in the relative sea level, where the two basal outcrops would constitute the top of a depositional sequence and the two top outcrops corresponds to another depositional sequence. It was possible to identify that the deposits of the lower sequence were deposited in a highstand system tract and the top sequence shows sediments deposited in a transgressive system tract, correspondig to the intermediate outcrop and, highstand system tract, which corresponds to the top outcrop.

KEYWORDS: Sergipe-Alagoas Basin, Maruim Member; Carbonatic Rocks

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

1. INTRODUÇÃO.....	2
1.1 Apresentação.....	2
1.2 Objetivos	2
1.2.1 Objetivos gerais.....	2
1.2.2 Objetivos específicos.....	2
1.3 Justificativa	3
1.4 Localização da área de estudo.....	3
1.5 Base de dados	4
1.5.1 Dados de afloramento.....	5
1.6 Metodologia.....	8

CAPÍTULO 2 - CONTEXTO GEOLÓGICO

2. CONTEXTO GEOLÓGICO.....	15
2.1 Introdução – A Bacia Sergipe-Alagoas.....	15
2.2 Evolução Tectono-sedimentar	18
2.3. Formação Riachuelo.....	21

CAPÍTULO 3 - CONCEITUAÇÃO TEÓRICA

3. CONCEITUAÇÃO TEÓRICA.....	28
3.1 Rochas Carbonáticas – Generalidades.....	28
3.1.1 Classificação de Rochas Carbonáticas.....	31
3.1.2 Constituintes Fundamentais.....	34
3.2 Sistemas Depositionais Carbonáticos Marinhos de Águas Rasa....	38
3.3 Estratigrafia de Sequências.....	44

CAPÍTULO 4 - ANÁLISE DOS RESULTADOS E DISCUSSÃO

4. ANÁLISE DOS RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	51
4.1 Introdução.....	51
4.2 Análise de microfacies em lâminas delgadas e reconhecimento de seus contextos deposicionais.....	51

4.3 Análise Estratigráfica 1D de afloramentos.....	70
4.4 Evolução vertical dos sistemas deposicionais	76

CAPÍTULO 5 - CONSIDERAÇÕES FINAIS

5.CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	81
-----------------------------	----

CAPÍTULO 6 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	84
------------------------------------	----

ANEXOS

ANEXO 1 – Perfis Litofaciológicos

ANEXO 2 – Quadros de Microfácies

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Localização geográfica da área de estudo na Sub-bacia de Sergipe (extraído de SRH, 2011).....	4
Figura 2 - Mapa geológico da região de estudo com a localização dos afloramentos estudados para a confecção da dissertação (extraído de DNPM/PETROBRAS, 1975 e SRH, 2011).....	5
Figura 3 - Imagem ilustrativa da localização das pedreiras MSJ 1 e MSJ 2 e da sua relação geográfica, com indicação pela linha amarela dos locais onde foram levantados os perfis litofaciológicos que compuseram os perfis compostos dos dois afloramentos. Estão indicadas ainda a atitude geral das camadas nesses afloramentos (imagem de 2005 extraída de Google Earth, 2013).....	6
Figura 4 - Imagem ilustrativa da localização da pedreira Carapeba, na entrada do povoado Bom Jesus, na margem da estrada estadual SE-245. Observar a área de afloramento da pedreira, dividida em nível inferior e superior e a localização dos perfis litofaciológicos utilizados para fazer o perfil composto (PC1A, PC2A, PC3C e PC3E) (imagem de 2005 extraída de Google Earth, 2013).	7
Figura 5 - Imagem ilustrativa da morfologia da pedreira Brejo, com indicação a amarelo da localização do perfil litofaciológico descrito (imagem de 2007 extraída de Google Earth, 2013).....	8
Figura 6 - Fluxograma de desenvolvimento do trabalho e os métodos utilizados no mesmo.....	9
Figura 7 - Atividades efetuadas para a descrição detalhada dos afloramentos estudados. A) Levantamento de perfil litológico nos paredões das pedreiras com utilização de técnicas de descida vertical; B) Descrição de amostras de mão em laboratório; C) Descrição de lâminas delgadas em microscópio petrográfico com equipamento fotográfico acoplado.....	11
Figura 8 - Localização das bacias marginais brasileiras e sua correlação com as bacias africanas, formadas durante a fragmentação do super-continente Gondwana (Mohriak, 2003).....	15
Figura 9 - Seção geológica esquemática da Sub-bacia de Sergipe (modificada de Van der Ven, <i>et al.</i> 1989).....	16
Figura 10 - Estruturação interna da Bacia-Sergipe Alagoas, com representação das principais falhas e a sua compartimentação em altos e baixos estruturais (Lana, 1990).....	17

Figura 11 - Carta cronoestratigráfica da Sub-bacia de Sergipe (modificada de Campos Neto <i>et al.</i> , 2007).....	18
Figura 12 - Relação deposicional entre as fácies características dos membros constituintes da Formação Riachuelo. Observar a deposição das fácies do Membro Maruim associados a estruturas salíferas (Cruz, 2008).....	23
Figura 13 - Intercalação de sedimentos das fácies siliciclásticas conglomeráticas com as fácies carbonáticas oncolíticas, em afloramento localizado a nordeste da cidade Riachuelo.....	23
Figura 14 - Formas de precipitação carbonática em ambientes aquáticos, onde são considerados três modos bióticos de precipitação de carbonatos de acordo com o tipo de influência dos organismos no seu processo (modificado de Schlager, 2000 <i>apud</i> Schlager, 2005).....	29
Figura 15 - Classificação de Folk (1959 e 1962), com indicação das variações do tipo de rocha carbonática de acordo com os seus constituintes e formas de geração (modificado de Scholle, 2003).....	33
Figura 16 - Classificação de Dunham (1962), baseada na textura e no arranjo dos componentes carbonáticos (modificado de Moore, 2005).....	33
Figura 17 - Grupos de organismos fósseis constituintes de rochas carbonáticas ao longo do tempo geológico e sua contribuição na produção carbonática. Observar ainda as variações na composição mineralógica de cada grupo de organismos (Wright, 2011).....	35
Figura 18 - Imagens esquemáticas dos tipos de grãos não esqueletais constituintes das rochas carbonáticas e as sua estruturação interna (adaptado de Flügel, 2004).....	36
Figura 19 - Tipos de morfologia de plataformas carbonáticas (modificado de Wright, 2011).....	40
Figura 20 - Contextos tectônicos de formação de rampas carbonáticas. A) Bacias distensionais; B) Margem passiva; C) Bacia do tipo <i>foreland</i> e, D) Bacia intracratônica (modificado de Burchette & Wright, 1992).....	41
Figura 21 - Subdivisões generalizadas do perfil de rampa carbonática homoclinal (adaptado de Wright, 2011 e Flügel, 2004).....	42
Figura 22 - Microfácies gerais características de cada zona de deposição no perfil de rampa carbonática homoclinal (adaptado de Wright, 2011 e Flügel, 2004).....	44
Figura 23 - Esquema representativo da interdisciplinaridade, diversidade de dados e fatores controladores, que compõem a metodologia da estratigrafia de sequências (modificado de Catuneanu <i>et al.</i> , 2009).....	45

Figura 24 - Esquema ilustrativo de uma sequência deposicional ideal em sistema deposicional de rampa carbonática em clima árido, com posicionamento dos tratos de sistema e das superfícies chave que a compõem (modificado de Handford & Loucks, 1993).....	46
Figura 25 - Modelos deposicionais ideais de sequência deposicional e dos tratos de sistema para rampas carbonáticas homoclinais geradas em clima árido. A) Trato de sistema de mar baixo, com a formação de karstificação na superfície exposta, cursos de água efêmeros e formação de bancos rasos carbonáticos na região mais marinha; B) trato de sistema transgressivo, com a formação de plataforma interna extensa com bancos carbonáticos de pequenas dimensões e esparsos; B) trato de sistema de mar alto, com a geração de grandes bancos carbonáticos formados pela aggradação e progradação sistemática dos depósitos em direção à bacia (modificado de Handford & Loucks, 1993).....	49
Figura 26 - Fotomosaicos com as interpretações dos ambientes sedimentares definidos para os afloramentos de base da seção analisada, caracterizados pelos afloramentos Mata de São José 2 (A) e Mata de São José 1 (B).	52
Figura 27 - Fotomosaicos com as interpretações dos ambientes sedimentares e suas variações laterais e verticais definidos para os sedimentos do afloramento Carapeba, nos vários níveis de exposição rochosa.....	53
Figura 28 - Fotomosaico com interpretação dos ambientes sedimentares definidos para o afloramento Brejo, localizado no topo de toda a seção estudada.....	54
Figura 29 - Aspectos gerais de depósitos de laguna interna em afloramento e em lâmina delgada. A) Detalhe em afloramento da fácies PC-M1, onde se observam camadas centimétricas maciças com presença de restos vegetais de até 3 cm de tamanho (seta amarela); B) Fotomicrografia de microdoloespatito (PC-M1) em nicóis paralelos. C) Camadas representativas das fácies Bj-M1, BJ-M2 e BJ-M3. Observar contatos irregulares entre as camadas (setas vermelhas) e intensa bioturbação na fácies BJ-M2 (setas amarelas); D) Fotomicrografia de arenito grosso bioclástico com cimentação dolomítica, fácies BJ-M3. Observar bioclastos de gastrópodes (“Gast”), bivalves (“Biv”) e equinóides (“Equi”) e grãos de quartzo (“Qtz”) subangulosos; E) Detalhe de camadas da fácies MSJ1-M1, de barras oncolíticas na laguna interna, com indicação de estratificação cruzada. F) Fotomicrografia de macrooncoide típico da fácies MSJ-M1, onde a seta amarela indica descontinuidades nas lâminas de crescimento e as setas pretas, incrustações de organismos	61

Figura 30 - Aspectos gerais de depósitos de laguna externa em afloramento e lâmina delgada. A) Detalhe de camadas maciças da fácies MSJ-M3; B) Fotomicrografia de packstone peloidal bioclástico representativa da fácies MSJ-M3 onde se observam foraminíferos bentônicos aglutinantes (“foram”), moluscos e vários grãos oncolitizados, além de cristais esparsos de dolomita; C) Detalhe de depósito coquinoide de ostreídeos em fácies PC-M4 de laguna externa; D) Fotomicrografia da fácies PC-M4, onde se observa intensa dolomitização, com cristais grossos de dolomita e, fragmento de alga vermelha solenoporácea no centro; E) Detalhe de camadas com estratificação truncada por onda da fácies PC-M7; F) Fotomicrografia de rocha híbrida representativa da fácies PC-M7 (nicóis cruzados). Observar grãos de quartzo finos, bem selecionados e peloides..... 63

Figura 31 - Aspectos gerais de depósitos retaguarda de bancos em afloramento e lâmina delgada. A) Detalhe de camadas com estratificação cruzada oblíqua em camadas representativas da fácies BJ-M, na transição de ambiente de laguna externa para retaguarda de bancos; B) Fotomicrografia de grainstone oncolítico da fácies BJ-M1. Observar gastrópode como núcleo de oncoide (seta amarela); C) Camadas com clinoformas da fácies MSJ-M5, indicadas pelas setas amarelas; D) Fotomicrografia de grainstone peloidal, onde se observam bioclastos rudáceos de algas vermelhas solenoporáceas *Marinella* (setas pretas); E) Relação de camadas representativas de retaguarda de bancos da fácies PC-M8 (seta amarela) com camadas suprajacentes de laguna externa PC-M5; F) Fotomicrografia de grainstone peloidal, fácies PC-M8, com bioclasto rudáceo de alga verde codiácea (“Cd”), equinoide (“Equ”) e alguns ooides superficiais indicados pelas setas amarelas. Observa-se ainda dolomitização (“Dol”) incipiente, com cristais de dolomita com dissolução parcial intracristalina..... 65

Figura 32 - Aspectos gerais de depósitos de bancos rasos em afloramento e lâmina delgada. A) Detalhe de camadas centimétricas com estratificação cruzada de baixo ângulo representativas da fácies MSJ-M9; B) Fotomicrografia de pack/grainstone oolítico da fácies MSJ-M9, com ooides radiais, e matriz peloidal e terrígena; C) Detalhe de estratificação cruzada “espinha de peixe”, na fácies PC-M10; D) Fotomicrografia de grainstone oolítico peloidal, onde se observam ooides superficiais e foraminíferos bentônicos nos núcleos de ooides (setas amarelas); E) Detalhe de topo de camada com marcas de onda, da fácies PC-M10; F) Fotomicrografia de grainstone oolítico peloidal da camada da figura 29E, onde se observam ooides superficiais de núcleos essencialmente peloidais e raros bioclastos..... 66

Figura 33 - Aspectos gerais de depósitos de frente de bancos a bancos rasos em afloramento e lâmina delgada. A) Detalhe de camadas lenticulares, com estratificação cruzada, representativo da fácies PC-M11; B) Fotomicrografia de grainstone bioclástico intraclástico (PC-M11), onde se observam bioclastos de algas verdes dasicladáceas (“Das”) e intraclastos (setas amarelas); C) Detalhe de camada com geometria lenticular e contato inferior erosivo (PC-M9); D) Fotomicrografia grainstone peloidal bioclástico (PC-M9) com bioclastos rudáceos de alga vermelha solenoporácea <i>Pycnoporidium</i> (“Pyc”) e equinoide (“Equ”). Observar cimento espático bem desenvolvido.....	67
Figura 34 - Aspectos gerais de depósitos de <i>washover</i> observados nos afloramentos MSJ1 e 2. A) Detalhe de geometria depósito com base e topo irregulares no afloramento MSJ1; B) Fotomicrografia da fácies MSJ-M8, com oncoides irregulares com contribuição de algas vermelhas (seta amarela) nas lâminas de crescimento e com presença de grãos siliciclásticos finos na matriz; C) Detalhe de geometria ondulada no topo do afloramento Mata de São José 2; D) Wackstone oncolítico com oncoides irregulares com incrustações de organismos e com a aglutinação de foraminíferos planctônicos (seta amarela) na sua formação, com matriz grãos siliciclásticos finos.....	68
Figura 35 - Distribuição das microfácies definidas para cada um dos afloramentos e grupos de afloramentos no perfil modelo de deposição de rampa carbonática homoclinal. Observar que os afloramentos estão colocados em ordem estratigráfica, em que o mais antigo corresponde aos afloramentos Mata de São José e o mais recente ao afloramento Brejo.....	69
Figura 36 - Detalhe do perfil litofaciológico do afloramento Brejo, caracterizado por padrões agradacionais na base e progradacionais no topo, em que estes últimos refletem a mudança de ambiente de laguna externa (fácies BJ-M1) para laguna interna (BJ-M2) e por fim depósitos de <i>shoreface</i> (BJ-M3). No anexo 1 encontra-se o perfil litofaciológico completo deste afloramento, com legendas indicativas.....	71
Figura 37 - Detalhe do perfil litofaciológico do afloramento Carapeba, caracterizado por padrões progradacionais na base e retrogradacionais no topo, que refletem mudanças de ambiente dentro da laguna interna, de regiões mais interiores e outras mais exteriores. A No anexo 1 encontra-se o perfil litofaciológico completo deste afloramento, com legendas indicativas.	72
Figura 38 - Detalhe do perfil litofaciológico do afloramento Carapeba, caracterizado por padrões retrogradacionais que refletem mudanças de ambiente da laguna interna para laguna externa e posteriormente, bancos rasos. A linha preta a cheio à esquerda da litologia representa o perfil de raio gama. No anexo 1 encontra-se o perfil litofaciológico completo deste afloramento, com legendas indicativas.	73

Figura 39 - Detalhe do perfil litofaciológico do afloramento Mata de São José 1, caracterizado por padrões retrogradacionais, que manifestam a variação de ambiente de laguna interna para laguna externa. No anexo 1 encontra-se o perfil litofaciológico completo deste afloramento, com legendas indicativas.....	73
Figura 40 - Detalhe do perfil litofaciológico do afloramento Mata de São José 1, com evidência para o ciclo transgressivo. Observar a predominância de por padrões retrogradacionais. No anexo 1 encontra-se o perfil litofaciológico completo deste afloramento, com legendas indicativas.....	74
Figura 41 - Detalhe do perfil litofaciológico do afloramento Carapeba, com evidência para o ciclo transgressivo. No anexo 1 encontra-se o perfil litofaciológico completo deste afloramento, com legendas indicativas..	75
Figura 42 - Detalhe do perfil litofaciológico do afloramento Carapeba, com evidência para o ciclo transgressivo. No anexo 1 encontra-se o perfil litofaciológico completo deste afloramento, com legendas indicativas.....	75
Figura 43 - Perfil composto da sucessão vertical definida pelos quatro afloramentos analisados, com indicação dos ambientes sedimentares definidos e dos ciclos transgressivo-regressivos identificados.....	77
Figura 44 - Afloramento Caititu onde se observam depósitos de barras carbonáticas calcirrudíticas oncoidais na base, truncados por depósitos siliciclásticos finos de leques deltaicos distais. A) Detalhe da relação de truncamento entre os depósitos carbonáticos maciços na base e os depósitos siliciclásticos em camadas finas no topo; B) Detalhe de siltito cinzento com fosseis de restos vegetais de médio porte (folha), no topo e no lado direito, um molde de amonóide; C) Detalhe de fácies calcirrudítica oncoidal.....	78

LISTA DE QUADROS

Quadro 1 - Microfácies definidas para o afloramento Brejo (Anexo 2).....	55
Quadro 2 - : Microfácies definidas para os afloramentos Mata de São José 1 e Mata de São José 2 (Anexo 2).....	56
Quadro 3 - Microfácies definidas para o afloramento Carapeba (Anexo 2).	57

ANEXOS

Anexo 1: Perfis Litofaciológicos do afloramentos Mata de São José (1 e 2), Carapeba e Brejo.

Anexo 2: Quadros de microfácies dos afloramentos Mata de São José, Carapeba e Brejo

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1 INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação

Esta dissertação representa parte dos requisitos necessários à obtenção de grau de mestre em Geociências e Análise de Bacias pelo Programa de Pós-Graduação em Geociências e Análise de Bacias (PGAB) da Universidade Federal de Sergipe (UFS). A mesma foi desenvolvida no contexto no Projeto de Pesquisa “*Caracterização Multiescalar em Reservatórios Carbonáticos Análogos da Bacia Sergipe-Alagoas - CAMURES CARBONATO*”, financiado pela Rede CARMOD/CENPES/PETROBRAS.

O tema desta dissertação está centrado na análise estratigráfica sequencial, através de dados de afloramentos dos depósitos carbonáticos de idade Neoalbiana, da Formação Riachuelo caracterizados pelo Membro Maruim.

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 Objetivos gerais

Este trabalho tem por objetivo principal realizar uma análise estratigráfica de detalhamento litofaciológico de quatro afloramentos do Membro Maruim, constituinte da Formação Riachuelo, na região central da Sub-bacia de Sergipe, com a finalidade de caracterizar a distribuição paleogeográfica e representatividade estratigráfica de potenciais reservatórios carbonáticos da unidade em foco, a fim de analisar a possibilidade de aplicação dos estudos sobre os mesmos como análogo para outras bacias brasileiras, em função de apresentar contexto semelhante de evolução tectono-sedimentar, tendo como fundamentação teórica os conceitos da estratigrafia de sequências.

1.2.2 Objetivos específicos

Para atingir o objetivo geral proposto foram definidos os seguintes objetivos específicos:

- Caracterização litofaciológica e distribuição das litofacies na área de estudo, a partir da descrição de perfis de detalhe de afloramentos chave;

- Análise Estratigráfica 1D dos afloramentos chave;
- Refinamento do arcabouço estratigráfico onde se inserem as litofácies caracterizadas, utilizando-se de procedimentos de correlação estratigráfica de afloramentos;
- Estabelecimento de coluna de evolução estratigráfica vertical dos afloramentos analisados.

1.3 Justificativa

Atualmente a maioria dos campos gigantes de produção de hidrocarbonetos são constituídos por reservatórios de rochas carbonáticas, e estas detêm mais de 50% das reservas mundiais desse recurso energético (Tucker, 2001), tornando-se assim alvo de principal importância de estudo para a indústria do petróleo e, conseqüentemente, para a academia, onde são formados profissionais para atuar no setor.

Na evolução da Bacia Sergipe-Alagoas os depósitos de rochas carbonáticas estão presentes nas formações Morro do Chaves, Muribeca, Riachuelo, Cotinguiba e Mosqueiro (Figura 11) depositadas em contextos tectono-sedimentares e temporais distintos, conferindo assim características diferenciadas nos depósitos de cada uma. O Membro Maruim constituinte da Formação Riachuelo, é uma dessas unidades, caracterizada por sedimentos carbonáticos depositados em condições de águas rasas, conferindo um caráter propício à formação de reservatórios de hidrocarbonetos. Esse fato, aliado à existência de numerosas exposições rochosas dessa unidade na Sub-bacia de Sergipe, tornou o Membro Maruim um alvo de interesse para estudo.

1.4 Localização da área de estudo

A Bacia Sergipe-Alagoas está localizada na margem continental nordeste brasileira, nas regiões litorâneas dos estados homônimos. Possui uma forma alongada na direção NE-SW, com extensão aproximada de 350 km e largura, na porção emersa, de 20 a 50 km. A área total da bacia corresponde a aproximadamente 35000 km², dos quais um terço corresponde à porção emersa e dois terços à região submersa (Milani & Araújo, 2003).

A área de estudo está concentrada na Sub-bacia de Sergipe na região abrangida pelos municípios de Laranjeiras e Maruim, entre as coordenadas UTM (697770/ 8814000) e (705600, 8805800), meridiano central 39°, Datum “SAD 69” (Figura 1).

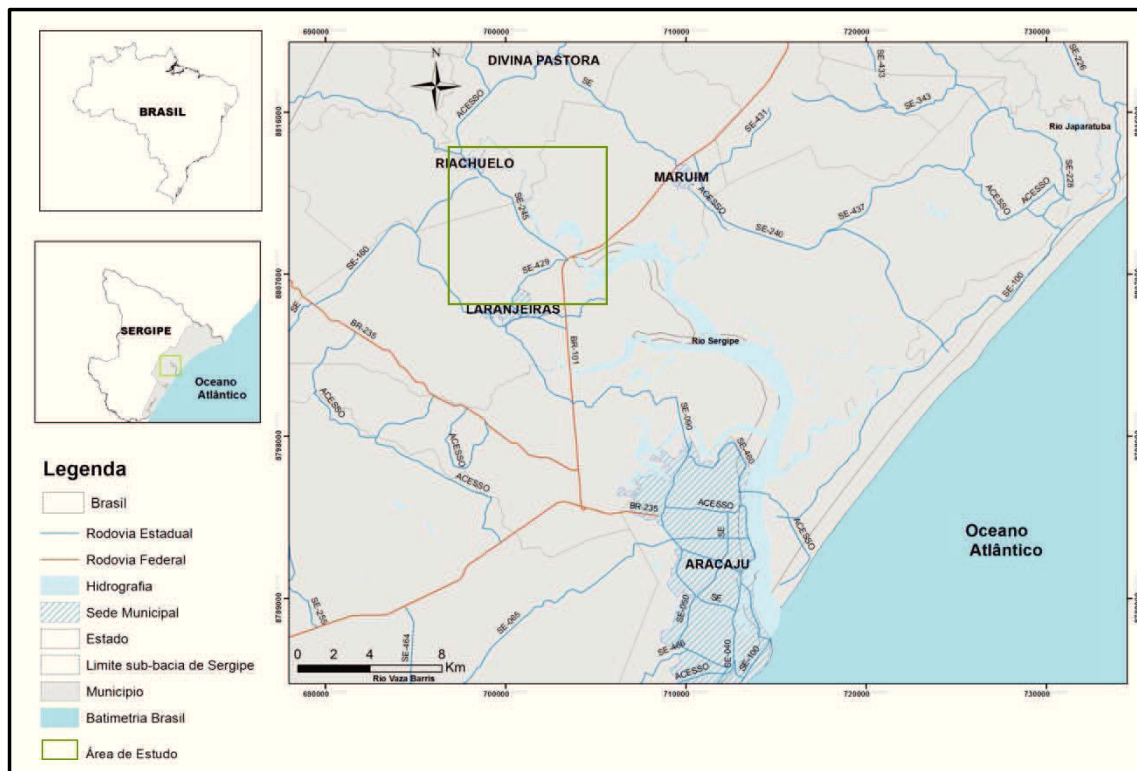


Figura1: Localização geográfica da área de estudo na Sub-bacia de Sergipe (extraído de SRH, 2011).

1.5 Base de dados

Para o cumprimento dos objetivos propostos foram utilizados dados de quatro afloramentos, onde se inserem: descrições litológicas, com caracterização composicional e textural, reconhecimento de estruturas sedimentares e das geometrias externas dos depósitos, avaliando espessuras e continuidades laterais e análise de lâminas delgadas em intervalos de interesse, conforme localização observada na Figura 2.

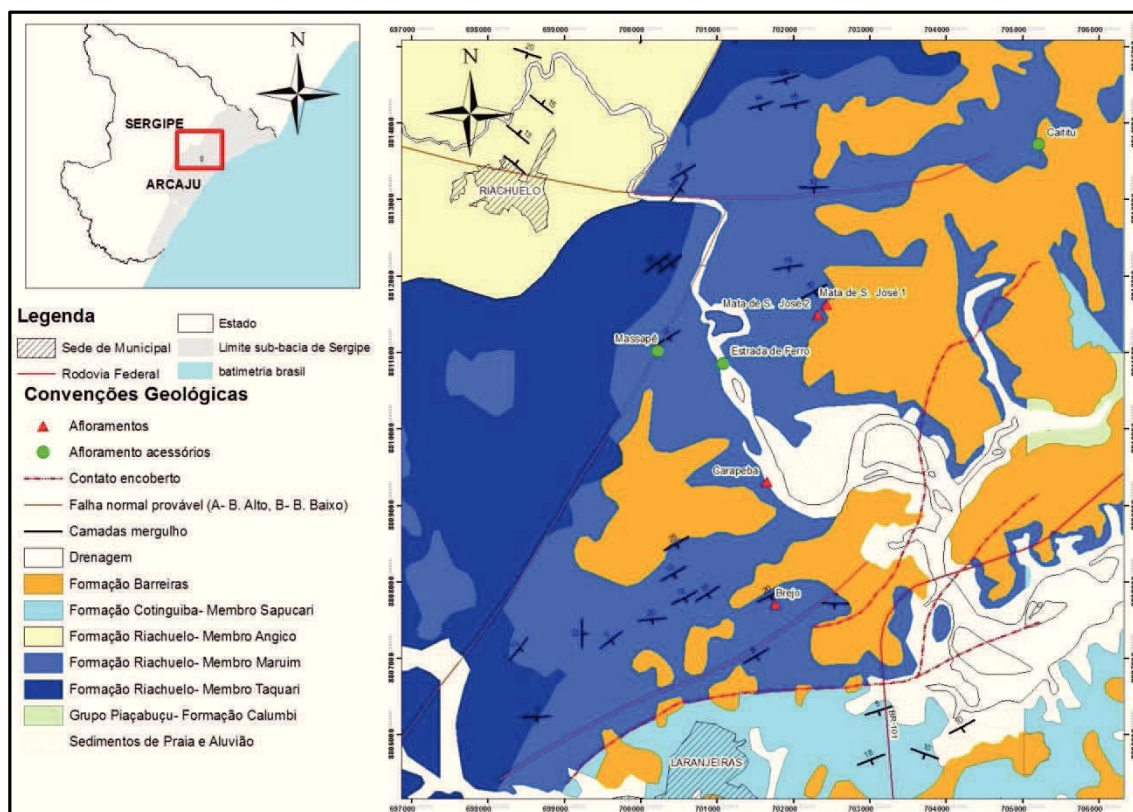


Figura 2: Mapa geológico da região de estudo com a localização dos afloramentos estudados para a confecção da dissertação (extraído de DNPM/PETROBRAS, 1975 e SRH, 2011).

1.5.1.1 Dados de afloramento

As atividades de campo se iniciaram a partir do reconhecimento regional onde foram definidos quatro afloramentos chave para descrição detalhada (Figura 2), com base nas respectivas expressões laterais e verticais das exposições rochosas e dos tipos de litologias predominantes (essencialmente calcarenitos). Esses afloramentos correspondem a pedreiras inativas concentradas nos municípios de Laranjeiras e Maruim, denominadas por Mata de São José 1 (MSJ 1), Mata de São José 2 (MSJ 2), Carapeba (PC) e Brejo (Bj). Os afloramentos Mata de São José estão localizadas nas proximidades do povoado Mata de São José, no município de Maruim com distância aproximada de 200 metros uma da outra (Figura 3). A pedreira MSJ , de coordenadas 702321/8811491, é constituída por uma frente de lavra principal, na parte superior, com dois paredões ortogonais e uma parte basal de pequena extensão vertical. Foram descritos dois perfis litofaciológicos que compuseram o perfil composto de toda a seção aflorante, perfazendo 16 metros de exposição rochosa, onde foram coletadas 45 amostras para descrição e foram realizadas 36 lâminas delgadas para descrição petrográfica. A pedreira MSJ 2, de coordenadas 702436/8811630, corresponde

estratigraficamente à parte basal da pedreira MSJ1. É uma pedreira de maior extensão lateral que a MSJ 1 mas encontra-se bastante intemperizada. Contém cerca de 13 metros de sucessão sedimentar dividida por duas zonas de exposição, uma basal e outra superior, onde, nesta última, se encontra a frente de lavra principal e a maior espessura de sedimentos. À semelhança da pedreira MSJ 1, foram descritos 2 perfis litofaciológicos para construir um perfil composto e coletadas 27 amostras, das quais 19 foram utilizadas para a realização de lâminas delgadas.



Figura 3: Imagem ilustrativa da localização das pedreiras MSJ 1 e MSJ 2 e da sua relação geográfica, com indicação pela linha amarela dos locais onde foram levantados os perfis litofaciológicos que compuseram os perfis compostos dos dois afloramentos. Estão indicadas ainda a atitude geral das camadas nesses afloramentos (imagem de 2005 extraída de Google Earth, 2013).

A pedreira Carapeba (Figura 4) representa o afloramento de maior expressão da Formação Riachuelo, totalizando em seção vertical cerca de 27 metros. Encontra-se localizada na entrada do povoado Bom Jesus, no município de Laranjeiras, nas coordenadas 701649/8809308. Esta pedreira é constituída por dois níveis de exposição rochosa, um nível basal de pequena expressão vertical e um nível superior composto por uma frente de lavra de grandes dimensões composta por dois paredões aproximadamente ortogonais. Neste afloramento foram realizados 19 perfis litofaciológicos, dos quais quatro foram utilizados para compor toda a sequência sedimentar em um único perfil. Nestes quatro perfis foram coletadas 74 amostras para descrição e foram realizadas 62 lâminas delgadas para estudos petrográficos. Foram

coletados ainda dados de raio gama de afloramento (cintilômetro) junto com os perfis litológicos.



Figura 4: Imagem ilustrativa da localização da pedreira Carapeba, na entrada do povoado Bom Jesus, na margem da estrada estadual SE-245. Observar a área de afloramento da pedreira, dividida em nível inferior e superior e a localização dos perfis litofaciológicos utilizados para fazer o perfil composto (PC1A, PC2A, PC3C e PC3E) (imagem de 2005 extraída de Google Earth, 2013).

A pedreira Brejo (Figura 5) está localizada nas proximidades do povoado Pedra Branca, na estrada que liga este povoado à cidade de Laranjeiras, nas coordenadas 701764/8807710. É uma pedreira com boa exposição vertical e lateral, com cerca de 12 metros de seção sedimentar, constituída por um paredão frontal e um lateral ortogonal. Foi realizado um perfil litofaciológico onde foram coletadas 28 amostras e confeccionadas 15 lâminas delgadas.



Figura 5: Imagem ilustrativa da morfologia da pedreira Brejo, com indicação a amarelo da localização do perfil litofaciológico descrito (imagem de 2007 extraída de Google Earth, 2013).

1.6 Metodologia

Os procedimentos metodológicos empregados para a elaboração da dissertação estão agrupados, de acordo com fluxograma abaixo (Figura 6), em quatro etapas de trabalho: 1) Levantamento bibliográfico; 2) Levantamento de campo e tratamento de dados; 3) Interpretação, análise e integração dos dados ; 4) Elaboração da dissertação de mestrado. Estas etapas foram subdivididas em temas de acordo a evolução de trabalho utilizada. Ao longo das etapas os dados levantados foram analisados e integrados e, a partir desta integração, foram realizadas as discussões dos resultados e definidas as conclusões deste trabalho.

1) Levantamento bibliográfico

Esta etapa foi realizada com três focos principais de abordagem:

- Reconhecimento da geologia da área de estudo e contexto geológico do Membro Maruim (Formação Riachuelo) - compreende o levantamento de trabalhos realizados na Bacia Sergipe-Alagoas com o objetivo de enquadrar o intervalo de estudo proposto na evolução da bacia e sobre a Formação Riachuelo, de modo a contextualizar o sistema deposicional vigente durante a sua sedimentação.

- Pesquisa bibliográfica de modelos deposicionais teóricos referentes aos sistemas deposicionais anteriormente definidos para este membro em trabalhos anteriores.
- Fundamentação teórica das ferramentas de análise a serem utilizadas: a) petrografia de rochas carbonáticas; b) estratigrafia de sequências aplicada aos sistemas deposicionais carbonáticos.

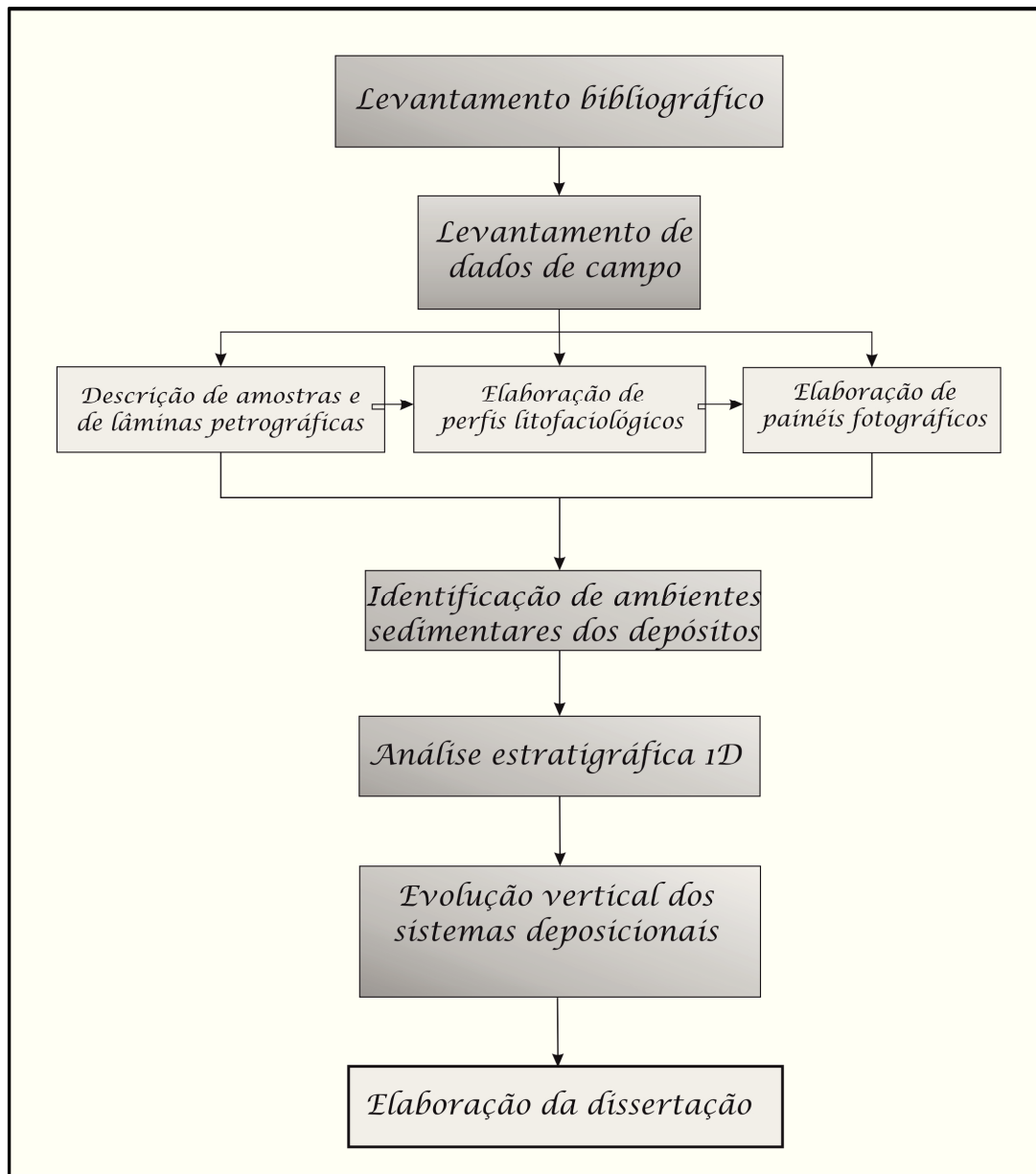


Figura 6: Fluxograma de desenvolvimento do trabalho e os métodos utilizados no mesmo.

2) Levantamento de dados de campo e tratamento dos dados

Esta etapa consistiu no levantamento, tratamento e análise dos dados de afloramento (Figura 7).

Inicialmente foi realizado um levantamento geológico regional da área de estudo, com o objetivo de reconhecer o contexto geológico da área e selecionar afloramentos-chave para estudo de detalhe.

O detalhamento dos afloramentos-chave consistiu em levantamentos de perfis litofaciológicos pormenorizados de todo o empilhamento sedimentar, amostragem sistemática ao longo de todos os perfis levantados, tomada de atitudes de camadas e, quando possível, medição de dados direcionais de estratificações cruzadas para estudos de paleocorrentes. Foram ainda tiradas fotos gerais dos afloramentos para construção de painéis dos afloramentos, para em conjunto com os restantes dados coletados, realizar a interpretação da arquitetura deposicional e, tiradas fotos de detalhe para registrar feições específicas de interesse.

O levantamento de perfis de detalhe foi realizado tendo por base uma ficha de descrição de rochas-híbridas, construída a partir das classificações de Dunham (1962) e Folk (1959). Foram ainda utilizados os termos de classificação granulométrica de carbonatos propostos por Grabau (1904) e Flügel (2004), descritas estruturas sedimentares, identificadas cores e estruturas diagenéticas para melhor caracterização das litologias. O local do afloramento escolhido para descrição foi o de maior exposição de rocha, geralmente no paredão das pedreiras, onde se utilizaram técnicas verticais de descida (comumente designadas de *rappel*) para essa ação (Figura 7A) e o levantamento de perfil foi complementado em locais próximos onde afloravam a continuidade, na base ou no topo, do paredão principal, de modo a compor o empilhamento sedimentar de todo o afloramento.

Após a etapa de campo as amostras coletadas foram descritas com maior detalhe em laboratório (Figura 7B), para identificação preliminar dos principais grupos de bioclastos presentes e realização de teste com ácido clorídrico 5% aquecido para identificação de dolomitização e, foram selecionadas amostras para efetuar lâminas delgadas para análise petrográfica. Esta ação foi realizada com a finalidade de complementar as informações de campo e compor o perfil litofaciológico. As descrições de lâminas delgadas (Figura 7C) foram efetuadas com base na classificação para rochas carbonáticas de Dunham (1962), tendo-se utilizado para a atividade um microscópio

Leica DM 2500P, com equipamento fotográfico acoplado e o software Qwin para registro e tratamento das imagens retiradas das lâminas. Os dados obtidos da descrição meso e macroescala dos afloramentos, das amostras de mão e das lâminas delgadas em microescala foram agrupados, seguindo a esquematização proposta por Bebout & Loucks (1984), onde todas as feições e constituintes, incluindo tipos de organismos fósseis presentes, da rocha são colocadas num perfil e classificados por ordem de abundância, para análise integrada das lito e microfácies (vide anexo 1).



Figura 7: Atividades efetuadas para a descrição detalhada dos afloramentos estudados. A) Levantamento de perfil litológico nos paredões das pedreiras com utilização de técnicas de descida vertical; B) Descrição de amostras de mão em laboratório; C) Descrição de lâminas delgadas em microscópio petrográfico com equipamento fotográfico acoplado.

3) Interpretação dos dados, análise e integração dos resultados.

As análises e integrações dos dados foram realizadas à luz dos conceitos da estratigrafia de sequências, seguindo a metodologia adotada por Kerans & Tinker (1997) e por Palermo *et al.* (2010).

Esta metodologia prevê um estudo seguindo etapas que se encontram detalhadas em seguida:

Análise Estratigráfica 1D

Esta etapa consistiu primeiramente na identificação das diferentes fácies presentes nos afloramentos utilizando-se critérios de litologia, tais como, composição, textura, tipos de grãos não esqueletais e esqueletais (fósseis mais abundantes e fósseis de significado paleoecológico), seleção dos grãos, estruturas sedimentares presentes, e feições eodiagnéticas, essencialmente dolomitização, que permitam a integração com evolução estratigráfica dos sedimentos.

A partir da identificação das fácies foi efetuada a interpretação dos ambientes deposicionais vigentes para cada uma das fácies definidas, com base no modelo deposicional de rampa carbonática.

Em seguida foram analisadas as tendências deposicionais a partir da identificação de padrões de empilhamento, essencialmente, progradacionais, retrogradacionais e agradacionais. Estes foram definidos com base em variações de lito/microfácies, espessamento ou afinamento de camadas e nos ambientes sedimentares definidos que, em conjunto, indicam mudanças relativas no nível de base.

Após essa etapa, foi realizada uma análise dos padrões de empilhamento com o objetivo de reconhecer conjuntos de padrões de empilhamento que refletissem a mesma evolução de preenchimento sedimentar durante um mesmo momento de variação do nível do mar. A partir desses conjuntos de padrões de empilhamento foram determinados os ciclos transgressivos e regressivos e, conseqüentemente, a análise estratigráfica sequencial de cada afloramento. As grandes mudanças de conjuntos de padrões de empilhamento, ajustados com variações composicionais importantes definiram as superfícies limítrofes entre esses ciclos, as quais são: superfícies transgressivas e superfícies de inundação.

Evolução vertical dos sistemas

Para a análise vertical dos sistemas deposicionais foi necessário primeiramente entender a relação estratigráfica entre os depósitos dos afloramentos estudados. Isso foi realizado a partir da análise regional de campo, direções e inclinações de camadas e com o auxílio de mapas geológicos com a localização dos afloramentos estudados.

Após a análise estratigráfica individual dos afloramentos, foi realizada uma análise conjunta dos afloramentos, com base no empilhamento dos depósitos de todos os afloramentos e as interpretações dos ciclos transgressivos-regressivos definidos, bem como com informações de afloramentos acessórios, situados nas proximidades dos afloramentos estudados. Esta análise foi realizada com o objetivo de identificar qual o posicionamento destes afloramentos, e de toda a sucessão composta dos mesmos, dentro de um arcabouço estratigráfico sequencial, ou seja, a identificação do posicionamento desses afloramentos nos tratos de sistema de uma sequência deposicional de 3ª ordem.

4) *Elaboração da dissertação*

A etapa de elaboração da dissertação consistiu, na realidade, num trabalho sistemático desenvolvido ao longo de todo o período da pós-graduação, em paralelo com as etapas descritas anteriormente, de redação de textos e confecção de figuras. Esta culminou com a integração final de todas as interpretações efetuadas e com a discussão dos resultados obtidos e as conclusões finais.

CAPÍTULO 2

CONTEXTO GEOLÓGICO

2 CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1 Introdução – A Bacia Sergipe-Alagoas

A Bacia Sergipe-Alagoas pertence ao conjunto de bacias marginais brasileiras (Figura 8) formadas durante a abertura do oceano Atlântico Sul e a fragmentação do super continente Gondwana, no Mesozoico. Estas bacias possuem evoluções tectono-sedimentares semelhantes (Aquino & Lana, 1990), e a Bacia Sergipe-Alagoas é a que contém o registro tectono-sedimentar evolutivo mais completo (Milani & Araújo, 2003), composta por depósitos referentes aos estágios de sinéclise paleozoica até aos depósitos correspondentes à fase drifte.

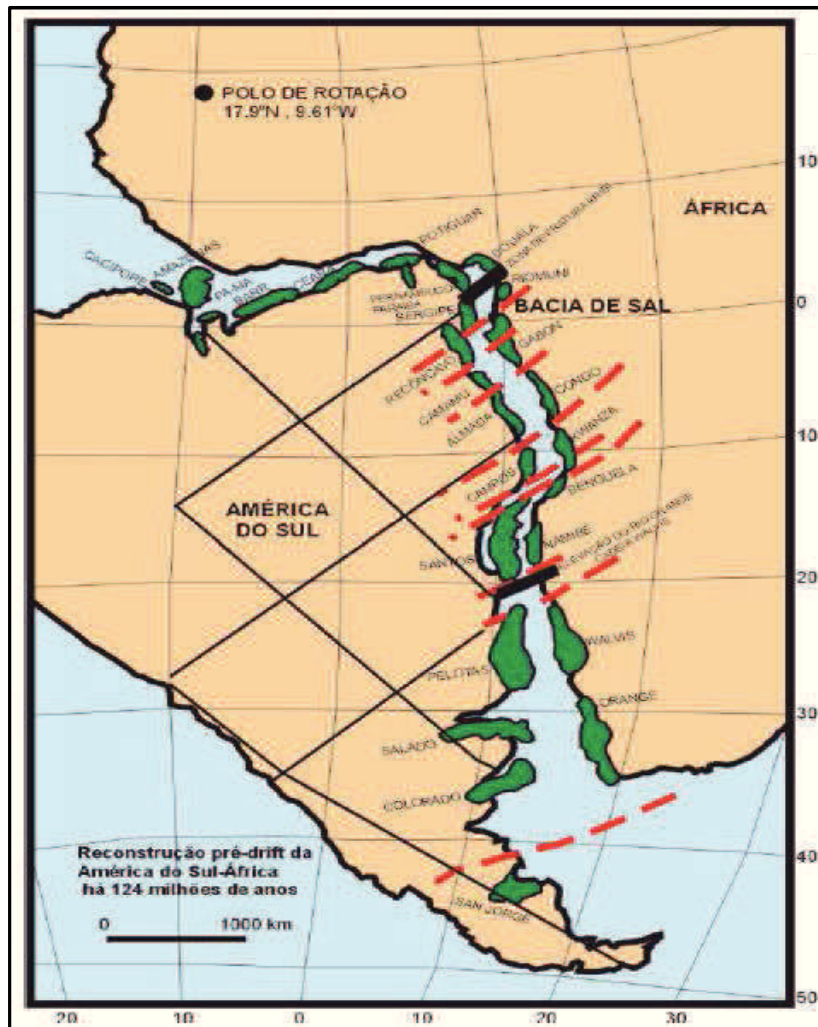


Figura 8: Localização das bacias marginais brasileiras e sua correlação com as bacias africanas, formadas durante a fragmentação do super-continente Gondwana (Mohriak, 2003).

Esta bacia é constituída por uma série de semi-grabens com mergulhos médios de 10 a 15° para sudeste (Koutsoukos *et al*, 1993; Figura 9). Encontra-se limitada, a nordeste pela Bacia de Pernambuco-Paraíba através do Alto de Maragogi, e a sudoeste pela Bacia de Jacuípe (Campos Neto *et al.*, 2007).

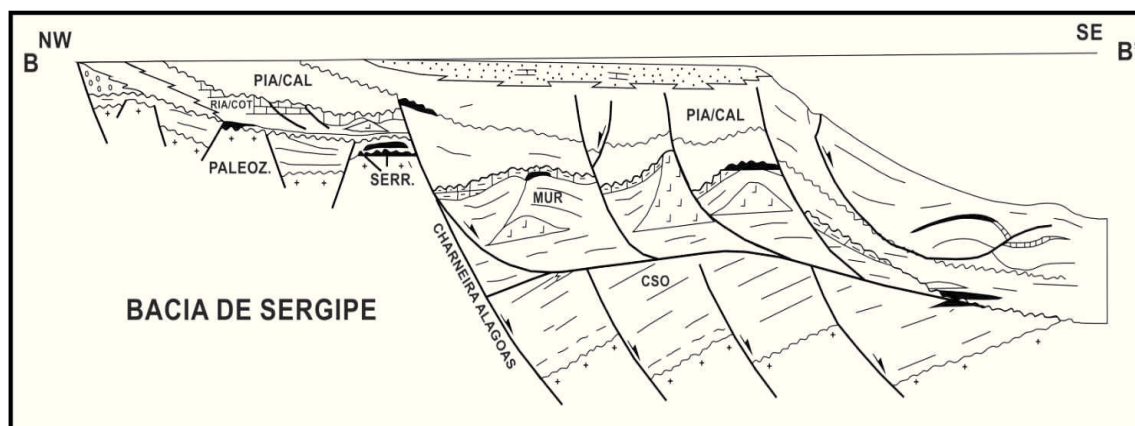


Figura 9: Seção geológica esquemática da Sub-bacia de Sergipe (modificada de Van der Ven, *et al.* 1989).

A Bacia Sergipe-Alagoas estabeleceu-se sobre a província Borborema, com rochas de constituição diferenciada, consoante a região da bacia. Ao sul do rio Coruripe o embasamento é composto por sedimentos do Sistema de Dobramentos Sergipano e ao norte do mesmo, é constituído por granitos e gnaisses do Maciço de Pernambuco (Lana, 1990). A estruturação interna da bacia e os direcionamentos principais das falhas foram fortemente condicionados por estas diferenças composicionais do embasamento, gerando na sub-bacia de Sergipe uma maior segmentação e maior variação de direções de falhas que na sub-bacia de Alagoas (Lana, 1990). As falhas principais apresentam uma direção predominante norte-sul e são interceptadas por falhas leste-oeste e nordeste-sudoeste (Van der Ven *et al.*, 1989; Figura 10).

A bacia subdivide-se em blocos ou compartimentos tectônicos (Figura 10), em geral limitados por grandes falhas (Lana, 1990), onde a subsidência ou o soerguimento processaram-se de modo desigual ao longo do tempo, resultando em distribuições espaciais complexas do preenchimento sedimentar (Aquino & Lana, 1990).

A Bacia Sergipe-Alagoas está subdividida em duas sub-bacias, a de Sergipe e a de Alagoas, cujo limite entre elas, o qual apenas é verificado na porção emersa e de águas rasas, é o Alto de Japoatã-Penedo. Na região de águas profundas, esta divisão não é perceptível (Campos Neto *et al.*, 2007). As duas sub-bacias apresentam preenchimento

sedimentar e estilos tectônicos vigentes diferenciados, justificando assim, a compartimentação em duas cartas estratigráficas (Campos Neto *et al.*, 2007; Figura 11).

Na sub-bacia de Sergipe, a espessura sedimentar varia de 1000 a 3000 metros na porção *onshore* e alcança até 9000 metros na porção *offshore* (Falcone, 2006).

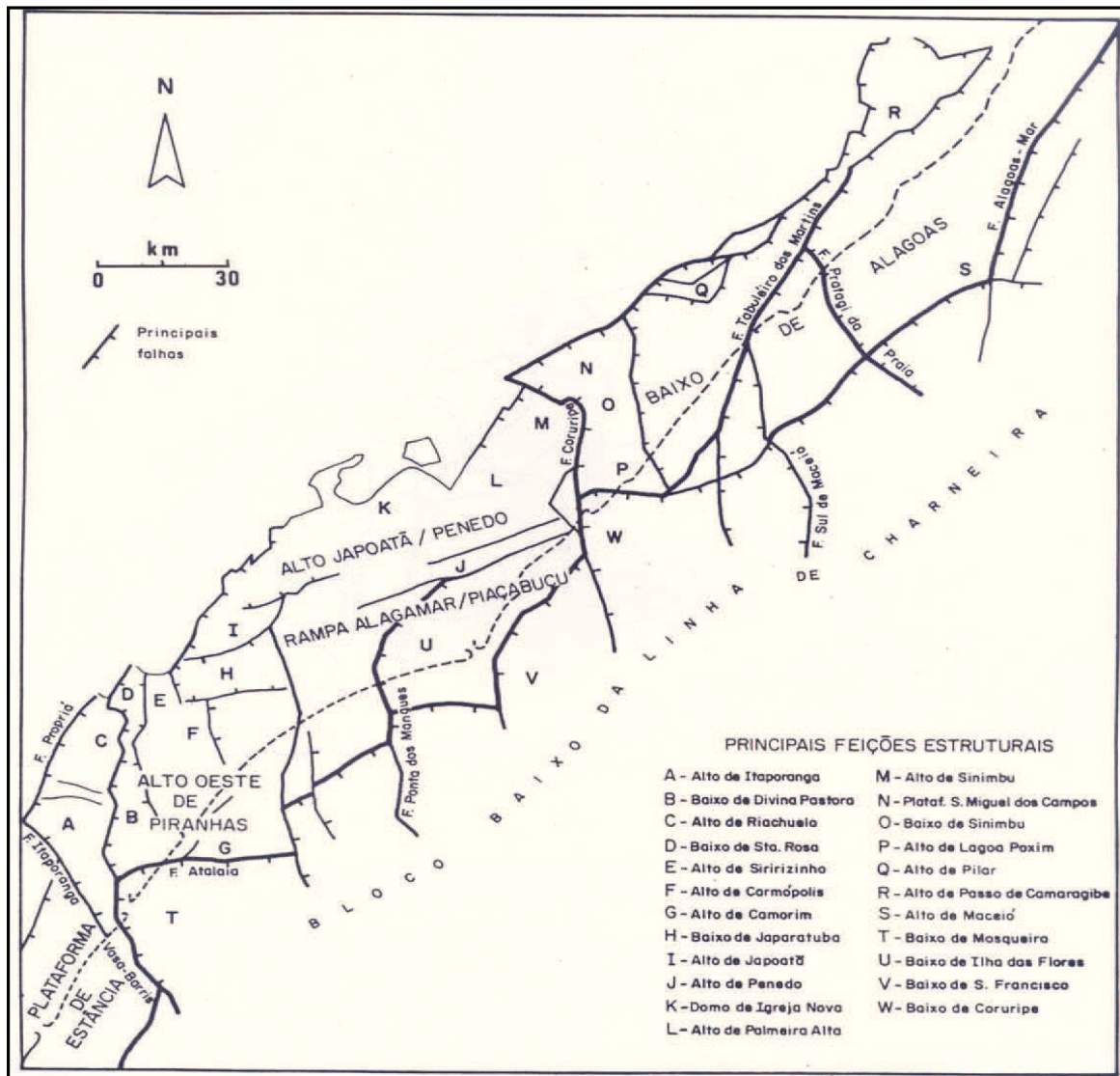


Figura 10: Estruturação interna da Bacia-Sergipe Alagoas, com representação das principais falhas e a sua compartimentação em altos e baixos estruturais (Lana, 1990).

2.2 Evolução Tectono-sedimentar

A evolução tectono-sedimentar da Bacia Sergipe-Alagoas está dividida em cinco estágios evolutivos principais, denominadas por Campos Neto *et al* (2007) por superseqüências, a saber: sinéclise paleozoica, estágio pré-rifte, rifte, pós-rifte e drifte, esquematizados na carta cronoestratigráfica (Figura 11) e descritos em seguida.

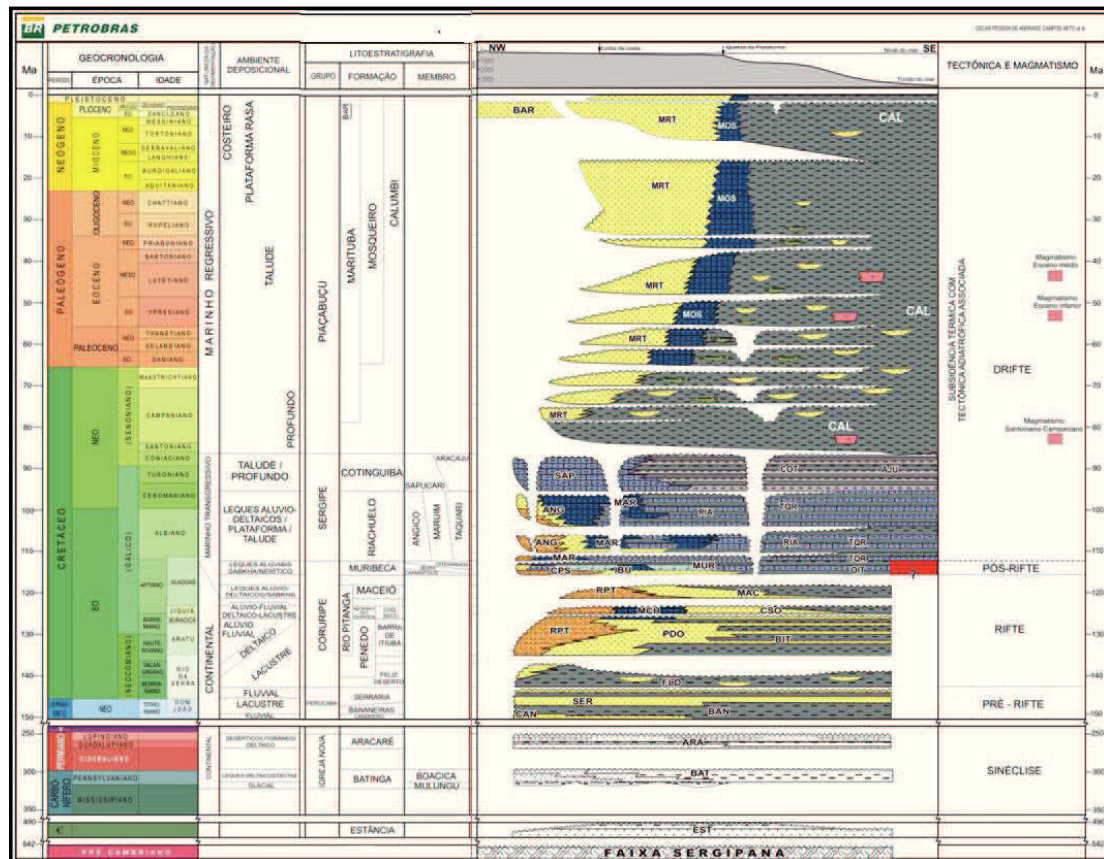


Figura 11: Carta cronoestratigráfica da Sub-bacia de Sergipe (modificada de Campos Neto *et al.*, 2007)

O estágio de sinéclise paleozoica representa uma bacia intracratônica constituída por depósitos pertencentes às formações Batinga e Aracaré. A Formação Batinga, de idade Neocarbonífera, constitui-se de depósitos de ambientes glacial e fluvial com influência de processos marinhos (Van der Ven *et al.*, 1989), e a Formação Aracaré, de idade Permiana, corresponde a depósitos de ambiente marinho raso a litorâneo, associado a sistemas lacustre, eólico e de *sabkha*, (Schaller *et al.*, 1980 *apud* Van de Ven *et al.*, 1989).

O estágio pré-rifte, depositado no Neojurássico-Eocretáceo, é composto por depósitos das formações Candeeiro, Bananeiras e Serraria. Também teria se instalado num contexto de sinéclise intracratônica, após um período de erosão e não deposição (Van der Ven *et al.*, 1989). A Formação Candeeiro é constituída predominantemente por arenitos depositados num contexto de sistema fluvial entrelaçado, interdigitados e posteriormente recobertos por sedimentos pelíticos vermelhos, lacustres, correspondentes à Formação Bananeiras (Perrela *et al.*, 1963 *apud* Schaller, 1969). A Formação Serraria, sobreposta à Formação Bananeiras, corresponde a depósitos de origem fluvial, do tipo entrelaçado, com retrabalhamento eólico, constituídos predominantemente por arenitos (Perrela *et al.*, 1963 *apud* Schaller, 1969).

O estágio Rifte, compreendido no período entre o Andar Rio da Serra e Eoalagoas, corresponde ao estágio de subsidência mecânica da bacia, com deposição de rochas em ambientes continental e marinho restrito (Campos Neto *et al.*, 2007), em uma série de semi-grabens antitéticos (Van der Ven *et al.*, 1989). É constituído pelas formações Feliz Deserto, Penedo, Barra de Itiúba, Rio Pitanga, Coqueiro Seco, Morro do Chaves e Maceió.

Este estágio se inicia com a deposição em ambiente lacustre-deltaico de folhelhos esverdeados com intercalações finas de arenitos, da Formação Feliz Deserto, de idade Rio da Serra (Campos Neto *et al.*, 2007), sotoposta aos depósitos das formações Barra de Itiúba e Rio Pitanga.

A Formação Penedo, depositada no intervalo entre Andar Rio da Serra e Buracica, é caracterizada por depósitos areníticos aluvio-fluviais (Campos Neto *et al.*, 2007). Ocorre associada à Formação Feliz Deserto em segmentos da borda sergipana e ao extremo nordeste da borda da sub-bacia de Alagoas (Campos Neto *et al.*, 2007) e, posteriormente, às formações Rio Pitanga e Barra de Itiúba. A Formação Rio Pitanga é constituída por conglomerados polimíticos e brechas, depositados em sistemas de leques aluviais na borda de falha e a Formação Barra de Itiúba é caracterizada por intercalações de depósitos areníticos e folhelhos, além de finos níveis calcários bioclásticos (Cruz, 2008), de sistemas deltaico-lacustres, correspondia à sedimentação mais distal dos depósitos das formações acima mencionadas (Campos Neto *et al.*, 2007).

A Formação Poção, definida por Figueiredo (1978), é caracterizada por sistemas de leques aluviais de borda de falha (Souza-Lima *et al.*, 2002). Está restrita à Sub-bacia de Alagoas, onde se verifica a sua gradação lateral para as formações Penedo, Coqueiro Seco, Ponta Verde e Maceió (Cruz, 2008).

A deposição da Formação Morro do Chaves está associada a momentos de menor aporte sedimentar na bacia, sendo caracterizada por coquinas de bivalves. Esta formação ocorre contemporaneamente às formações Rio Pitanga, composta por conglomerados aluviais e Coqueiro Seco, caracterizada por sedimentos deltaico-lacustres (Campos Neto *et. al.*, 2007).

Sobrepostos aos depósitos das formações Morro do Chaves e Coqueiro Seco e interdigitados com a Formação Rio Pitanga estão depositados os sedimentos de leques aluviais, turbidíticos lacustres, sedimentos de origem marinha e evaporitos da Formação Maceió. Esta formação representa o encerramento da fase rifte na bacia.

O estágio pós-rifte, anteriormente designado transicional, caracteriza-se pelo início da subsidência térmica e o consequente basculamento da bacia para sudeste e a primeira grande incursão marinha registrada na bacia (Campos Neto *et al*, 2007). Neste contexto foi depositada a seção evaporítica da bacia, caracterizada pela Formação Muribeca. De idade Neoaptiana, esta é constituída pelos membros Carmópolis, Ibura e Oiteirinhos (Campos Neto *et al*, 2007). Os litótipos representativos desta formação estão distribuídos pelos membros acima mencionados, caracterizados, respectivamente, por depósitos siliciclásticos, depósitos evaporíticos, carbonáticos microbiais e folhelhos e depósitos intercalados de folhelhos e calcilutitos. As espessuras variam de 200 a 800m (Ponte & Asmus, 2004).

A passagem do estágio pós-rifte, evaporítico, para o estágio drifte é gradacional e localmente apresenta discordâncias sub-regionais menores (Cainelli & Mohriak 1999).

O estágio drifte, iniciado no Nealagoas terminal, é composto pelas formações Riachuelo, Cotinguiba e Calumbi. A subsidência contínua, causada pela subsidência térmica e o afastamento progressivo do *mid-ocean ridge*, gerou o início da dissipação de barreiras restritivas do Oceano Atlântico Sul (Cainelli & Mohriak, 1999) e marcou o início da sedimentação marinha franca (Cruz, 2008), inicialmente em condições marinhas restritas e posteriormente em mar aberto (Campos Neto *et al*, 2008) . Primeiramente depositaram-se as rochas carbonáticas da Formação Riachuelo e Cotinguiba. Estas formações foram depositadas durante um evento transgressivo (Koutsoukos *et al.*, 1991).

A Formação Riachuelo é constituída pelos membros Angico, caracterizado por depósitos siliciclásticos de leques deltaicos, Maruim, constituído essencialmente por depósitos carbonáticos de rampa carbonática e Taquari, composto por folhelhos e calcilutitos de talude e laguna.

A Formação Cotinguiba é constituída por dois membros, depositados num contexto de rampa carbonática, o Sapucari, representado pela deposição de calcilitos maciços e brechoides na parte proximal da rampa e, Aracaju, constituído por depósitos de talude e baciais representados por folhelhos, margas e calcilitos.

Do Santoniano ao Recente ocorreu sedimentação essencialmente siliciclástica constituída por depósitos de leques costeiros, plataforma carbonática, de talude e bacia oceânicos (Cruz, 2008), representada pelas formações Marituba, Mosqueiro e Calumbi.

2.3 Formação Riachuelo

A Formação Riachuelo foi oficialmente formalizada por Schaller (1969) para definir os estratos compostos por intercalações de carbonatos, folhelhos, siltitos e arenitos, sobrepostos aos estratos da Formação Muribeca e sotopostos aos depósitos carbonáticos da Formação Cotinguiba. Os seus depósitos abrangem o intervalo Aptiano superior/Albiano a Cenomaniano (Campos Neto *et al*, 2007) apresentando espessuras médias de 500 metros (Schaller, 1969), podendo atingir, localmente, 2800 metros de sedimentos (Campos Neto *et al*, 2007).

A área de ocorrência dos depósitos desta formação estende-se desde o horste de Penedo e Alto de Japoatã, a norte até ao limite sudoeste da Sub-bacia de Sergipe. Na Sub-bacia de Alagoas ocorre no grabén do Pontal do Coruripe. Em afloramento, ocorre apenas na Sub-bacia de Sergipe, ao longo de uma faixa de cerca de 20 km de largura, de orientação nordeste-sudoeste, entre a área de Itaporanga e o vale do rio Poxim (Schaller, 1969; Bandeira, 1978).

O contato basal com a Formação Muribeca é uma discordância de ocorrência regional e suas concordâncias correlativas (Mendes, 1994). Koutsoukos (1991) refere a ocorrência de um hiato deposicional e uma mudança abrupta na microfauna, na transição da Formação Muribeca para a Formação Riachuelo.

O contato superior com a Formação Cotinguiba é também considerado por Mendes (1994) uma discordância de carácter regional e sua concordância correlativa. Bandeira (1978) menciona a existência de um evento regressivo de grande expressão, com exposição das fácies calcareníticas da Formação Riachuelo e posterior dolomitização das mesmas.

O fato dos limites superior e inferior da Formação Riachuelo serem discordâncias regionais e de o seu intervalo de deposição possuir uma duração

aproximada de 15 Ma levou Mendes (1994) a considerar que a deposição desta formação corresponde a um “superciclo” de 2ª ordem *sensu* Haq *et al.* (1987).

Os trabalhos de caráter regional e semi-regional de Koutsoukos (1991, 1993), Mendes (1994) e Falcone (2006) definem o ambiente de deposição da Formação Riachuelo como rampa carbonática mista. Mendes (1994) associa a configuração da rampa carbonática caracterizada pelos depósitos da Formação Riachuelo ao modelo proposto por Burchette & Wright (1992) de rampa carbonática homoclinal em bacia distensional (vide item 3.2; Figura 20). Koutsoukos (1993) refere ainda que a deposição desta formação ocorreu em um mar inicialmente marginal epicontinental quente e hipersalino.

A deposição da Formação Riachuelo ocorreu num contexto drifte, porém, existem evidências de sedimentação síncrona a esforços tectônicos, tais como a presença de siliciclásticos do Membro Angico ao longo da borda falhada, presença de cunhas divergentes na porção inferior da Formação Riachuelo (Cruz, 2008) e maiores espessuras de depósitos nos baixos estruturais (Falcone, 2006). Esta atividade tectônica, segundo Cruz (2008), estaria relacionada à reativação pós-rifte de antigas falhas sinrifte, possivelmente devido à continuidade de atividade do rifte na Sub-bacia de Alagoas que transmitiu tensões longitudinalmente à margem e à tectônica de tipo *thin-skinned* relacionada à movimentação salífera dos depósitos evaporíticos da Formação Muribeca. De acordo com Chang (1992) a tectônica salífera condicionou fortemente a distribuição das fácies carbonáticas de alta energia da Formação Riachuelo, especialmente os bancos oolíticos/oncolíticos, que se desenvolveram no topo dos domos salinos. (Figura 12).

A Formação Riachuelo é constituída por três membros, Angico, Taquari e Maruim, depositados em ambientes sedimentares que refletem a deposição dos sedimentos em sistema de plataforma carbonática mista. Estes membros possuem uma grande relação entre si e observam-se comumente intercalações entre as suas fácies (Figura 13).

O Membro Angico consiste predominantemente por depósitos siliciclásticos compostos por conglomerados, arenitos, e folhelhos e raros depósitos carbonáticos finos com moluscos (Koutsoukos, 1993). Ocorrem frequentemente como cunhas nos blocos baixos (*hanging wall*) de falhas maiores. O seu ambiente de deposição, segundo Falcone (2006), é composto por sedimentos siliciclásticos de leques deltaicos, formados por fluxos trativos, e depósitos de planície deltaica e frente deltaica, gerados por fluxos gravitacionais, em que estes últimos são retrabalhados por ação de ondas e marés e

misturados com bioclastos gerando depósitos costeiros. Os depósitos do sistema deltaico possuem direções de paleocorrentes para sudeste, enquanto que os depósitos costeiros apresentam direções para sudoeste (Falcone, 2006).

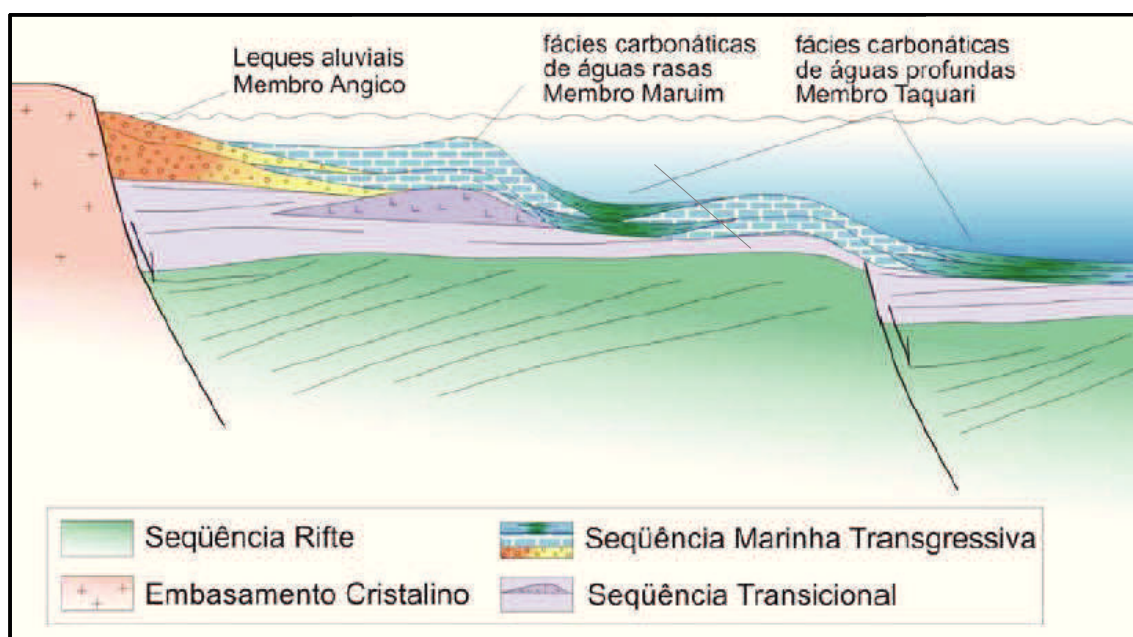


Figura 12: Relação deposicional entre as fácies características dos membros constituintes da Formação Riachuelo. Observar a deposição das fácies do Membro Maruim associados a estruturas salíferas (Cruz, 2008).



Figura 13: Intercalação de sedimentos das fácies siliciclásticas conglomeráticas com as fácies carbonáticas oncolíticas, em afloramento localizado a nordeste da cidade Riachuelo.

O Membro Taquari é composto por intercalações sucessivas de folhelhos verdes e cinzentos, ricos em matéria orgânica e mudstones carbonáticas depositados em baixos estruturais. Estudos paleoecológicos indicam que esses sedimentos possuem associações de foraminíferos variando desde ambiente parálico (lagunar) a batial superior (Koutsokous, 1993).

O Membro Maruim normalmente presente nos altos estruturais, constitui o membro alvo deste estudo, consiste predominantemente de fácies carbonáticas de águas rasas compostas predominantemente por calcários oolíticos/oncolíticos e subordinadamente por calcários coquinóides, calcários bioconstruídos (*patch reef*) e calcários detríticos, com horizontes de arenitos, siltitos e folhelhos (Bandeira, 1978). Este membro recobre os sedimentos do Membro Taquari e é sotoposto à Formação Cotinguiba.

De acordo com Koutsoukos (1993), este membro consiste de bioclastos e *grainstones* ou *packstones* oolíticos-oncolíticos-peloidais, e ocorrências localizadas de algas vermelhas e *patch reefs*, com intercalações subordinadas de *mudstones* e margas. Alcança uma espessura máxima de 600 metros ao leste do Alto de Aracaju.

Feijó (1980) sugere que a deposição do Membro Maruim tenha ocorrido num contexto lagunar mais amplo, inicialmente com poucas barreiras restritivas e finalmente em mar aberto, onde abundam os fósseis com amonóides, equinóides e foraminíferos planctônicos e bentônicos.

Inicialmente definido como membro da Formação Riachuelo o Membro Aguilhada foi rebaixado por Feijó & Lana (1992) ao nível de "fácies", pertencente ao Membro Maruim, mantendo-se inalteradas as demais denominações (Mendes, 1994).

A "fácies" Aguilhada consiste de rochas dolomitizadas do Membro Maruim e ocorre principalmente no topo da formação (Koutsoukos, 1993). Segundo Mendes (1994) a dolomitização secundária de "fácies" Maruim define as "fácies" Aguilhada. De acordo com Bandeira (1978) a "fácies" Aguilhada é constituída por dolomitos com intercalações de arenitos finos a conglomeráticos, conglomerados e folhelhos, incluindo às vezes calcários geralmente oolíticos dolomitizados ou não, os dolomitos caracterizam esta subfácies. Localmente encontram-se relíquias de oolitos/pisólitos demonstrando que se originaram de uma dolomitização secundária dos "calcários" Maruim.

A dolomitização de depósitos ocorreu em eventos de rebaixamentos do nível do mar observável seja em ciclos de alta frequência ou em ciclos de sequências maiores, onde nestes a dolomitização seria de maior intensidade (Mendes, 1994). Diaz (2009)

concluiu que a dolomitização da matriz constitui um dos produtos diagenéticos mais importantes verificados nos depósitos da Formação Riachuelo, e a assinatura do δ^{18} O mostra uma média de -3‰, que indica a influência de água meteórica no fluido dolomitizante. Os valores de ^{13}C estão em média entre +1‰ e +3‰, diagnosticando que o produto diagenético (cimento), precursor da matriz dolomitizada, foi depositado no ambiente marinho.

Schaller *et al.* (1980) estabeleceu dois modelos para a deposição dos carbonatos da Formação Riachuelo: para a seção inferior advoga-se o modelo de uma plataforma estreita, com biolitos nas margens e depósitos de bancos oncolíticos e oolíticos nas partes mais rasas. Fácies de laguna seriam representadas por calcários margosos com moluscos e as fácies de talude por calcilutitos e margas com planctônicos, calcisferas e radiolários, equivalentes ao marco "12 picos"; para a seção superior, considerada "quase toda carbonática", o modelo proposto é de um ambiente predominantemente composto por barras de oncolitos/oolitos, cuja evolução incluiria processos de truncamento e diagênese devidos a exposição. Em ambos os modelos descritos acima, não haveria o desenvolvimento de planícies de marés.

O paleoclima, segundo Carvalho (2001), seria predominantemente árido no início da deposição da Formação Riachuelo, mudando gradualmente para condições de clima tropical e, a circulação oceânica profunda (com profundidades de água intermediárias), viria a se estabelecer no Albiano médio a superior e no Cenomaniano (Koutsoukos, 1993).

O intervalo de deposição da Formação Riachuelo foi alvo de vários estudos bioestratigráficos, e tem por referência inicial os estudos com amonoides efetuados por Beurlen, G. e Beurlen, K. na década de 1960, integrados e incorporados no trabalho de Schaller (1969). Koutsoukos (1989) efetuou um refinamento bioestratigráfico com base em foraminíferos bentônicos e planctônicos, com a definição de 8 biozonas, as primeiras duas referentes ao Aptiano (Ap-1 e Ap-2) e as seguintes seis ao Albiano (Al-1 a Al-6) e, as associou às biozonas de amonoides definidos anteriormente (Koutsoukos 1993).

Mendes (1994) subdividiu esta unidade em 3 seqüências deposicionais: I (basal), II (intermediária) e III (superior) com durações estimadas de 4, 7 e 4 milhões de anos, respectivamente e as associou ao zoneamento bioestratigráfico proposto por Koutsoukos (1989), onde a Sequência I engloba parte da biozona Ap-1 e finaliza no topo da Al-1, a seqüência II inicia-se na biozona Al-2 e o seu limite superior engloba parte da Al-4 e, a

Sequência III inicia-se no meio da biozona Al-4 e finaliza na parte inicial da biozona Ce-1, referente ao Cenomaniano.

Um dos principais afloramentos do Membro Maruim e o que foi alvo de maiores estudos é a Pedreira Carapeba, inserida na biozona de amonoides *Elobiceras maruimensis* (Schaller, 1969) e na biozona de foraminíferos Al-5 (Koutsoukos, 1991) de idade Neoalbiana (Koutsoukos, 1991). A característica principal deste afloramento está relacionada à ciclicidade de depósitos aí observada, alternando entre margas dolomitizadas e calcarenitos. Mendes (1994) e Turbay (2002) consideram 5 ciclos de deposição, porém o primeiro considera os topos dos depósitos margosos dolomitizados como final dos ciclos e o segundo considera a base dos mesmos.

CAPÍTULO 3

CONCEITUAÇÃO TEÓRICA

3 CONCEITUAÇÃO TEÓRICA

3.1 Rochas Carbonáticas – Generalidades

Rochas carbonáticas são rochas sedimentares de origem predominantemente biológica e bioquímica, podendo, em ambientes supersaturados, formar-se a partir da precipitação direta de carbonato de cálcio no ambiente sedimentar. As principais rochas deste grupo são os calcários e os dolomitos. O primeiro é composto por mais de 50% de carbonato de cálcio (CaCO_3), nas formas dos minerais calcita (com alto e baixo teor de magnésio, HMC e LMC, respectivamente) e aragonita. A aragonita é instável em temperaturas e pressões da superfície e com o tempo se converte em calcita. A calcita com alto teor de magnésio perde o mesmo, e assim os carbonatos de mineralogia original mista são convertidos em calcita de baixo teor de magnésio (LMC) durante a diagênese (Tucker, 2006). Este grupo compreende ainda os calcários dolomíticos, onde ocorre a substituição dos minerais calcíticos por dolomita, com percentual total de dolomita na rocha inferior a 50. Os dolomitos são rochas compostas por mais de 50% de dolomita ($\text{CaMg}(\text{CaCO}_3)_2$) e tal como nos calcários também compreendem os dolomitos calcíticos, com percentual de calcita inferior a 50% .

Estas rochas correspondem apenas a 20% de toda a cobertura sedimentar terrestre, no entanto, detêm 60% das reservas de hidrocarbonetos mundiais (Wright, 2011, com. verbal). O seu valor econômico não se restringe apenas a hidrocarbonetos, constituem ainda importantes jazidas de zinco e chumbo e são intensivamente usadas na indústria da construção civil (Tucker, 2006).

Rochas carbonáticas são originadas numa vasta gama de ambientes sedimentares, desde contextos continentais a baciais, porém a grande maioria é produto de processos ocorridos em ambientes marinhos rasos, onde os organismos têm um importante papel na geração dos sedimentos que irão formar os calcários (Nichols, 2009). O aspecto mais distinto das plataformas carbonáticas é o papel predominante dos organismos em produzirem, processarem ou reterem sedimentos carbonáticos, isso se verifica até em exemplos do Pré-cambriano (Insalaco *et al*, 2000)

A frase de Noel James (1979) “*carbonates are born, not made*” (os carbonatos nascem, não são feitos) ilustra, de uma maneira simples, a natureza da sedimentação carbonática e as principais diferenças entre sedimentos carbonáticos e siliciclásticos (Flügel, 2004). Depósitos carbonáticos têm origem intrabacinal, a partir de grãos esqueletais ou precipitados, enquanto que os depósitos terrígenos são formados pela desintegração primária da rocha fonte e transportados para o ambiente de deposição (origem extrabacinal) (James & Kendal, 1992).

A precipitação de carbonatos em ambientes marinhos ocorre de forma abiótica, onde a influência dos organismos é insignificante, ou de forma biótica (Figura 14). Na primeira, a precipitação é controlada pelo estado de saturação termodinâmica e a cinética das reações na solução aquosa e geram, entre outros produtos, ooides e cimentação aragonítica fibrosa. A forma biótica pode ser induzida pela ação de organismos, como por exemplo, os precipitados de micrita por bactérias, ou controlada por organismos, onde estes determinam a composição e forma dos cristais e o início e fim do processo. Esta é representada por todas as formas de grãos esqueletais, tais como conchas de bivalves, corais, entre outros e, é subdividida em controlada por organismos foto-autotróficos ou por organismos heterotróficos (Schlager, 2005).

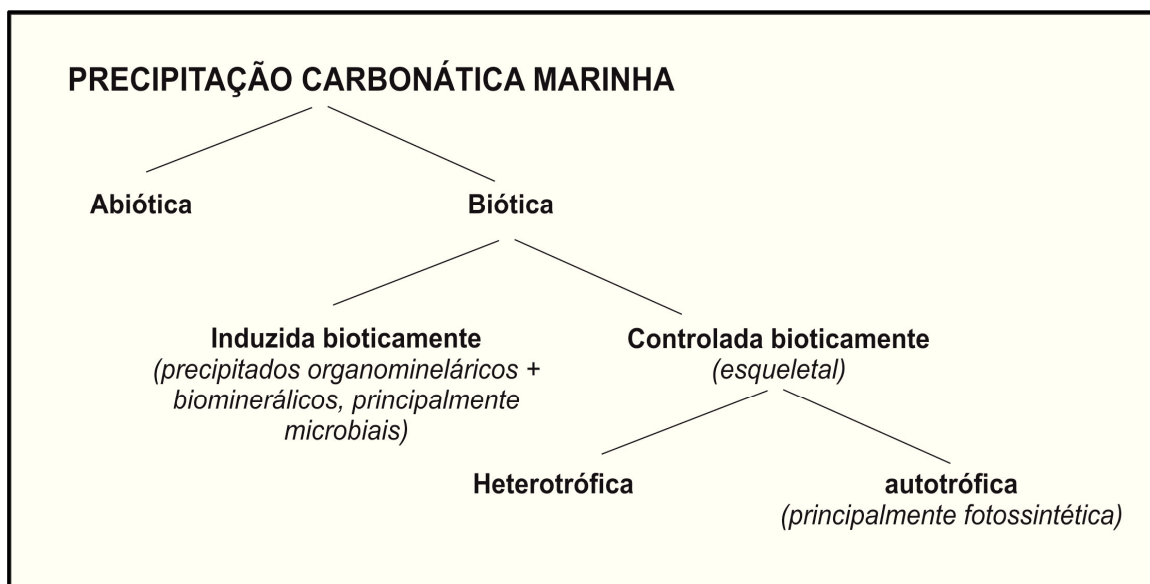


Figura 14: Formas de precipitação carbonática em ambientes aquáticos, onde são considerados três modos bióticos de precipitação de carbonatos de acordo com o tipo de influência dos organismos no seu processo (modificado de Schlager, 2000 *apud* Schlager, 2005).

Das formas de precipitação carbonáticas marinha mencionadas acima, a que é responsável pelo maior crescimento e produção carbonática durante o Fanerozóico é a controlada bioticamente (Schlager, 2005), então, os principais fatores ambientais controladores de produção carbonática são os que controlam o desenvolvimento e a diversidade de organismos, ou seja, a luz, a temperatura e a quantidade de nutrientes.

O primeiro pré-requisito para a acumulação de sedimentos carbonáticos é uma baixa taxa de aporte de material siliciclástico, principalmente os de fração argilosa, no sítio de deposição (Einsele, 1992), pois estes sedimentos, principalmente se forem constituídos por frações mais finas, geram turbidez nas águas o que afeta a penetração de luz no corpo aquoso e por conseguinte influencia o desenvolvimento de organismos foto-autotróficos.

A luz, por conseguinte, é essencial para a sobrevivência e desenvolvimento de organismos secretores de carbonato que realizam fotossíntese (foto-autotróficos), e para organismos heterotróficos que vivem em simbiose com os organismos foto-autotróficos (por exemplo as algas fotossintéticas) (Schlager, 2005). O maior desenvolvimento destes organismos ocorre em águas rasas, na parte superior da zona fótica, e esse desenvolvimento decresce drasticamente com a diminuição da penetração de luz, até à base da zona fótica, logo a produção carbonática ocorre predominantemente na parte superior da zona fótica (Schlager, 2005).

A temperatura é outro grande fator controlador da produção de carbonato também associada ao desenvolvimento de organismos. Geralmente, águas quentes são melhores, mas cada organismo possui um limite máximo de temperatura para o qual consegue secretar cálcio. É especialmente importante para o zoneamento global de depósitos carbonáticos por latitude, pois, na atualidade, os limites de carbonatos de águas tropicais e águas frias é controlada pelas temperaturas de inverno, em vez da radiação solar (Schlager, 2005).

A presença de alta quantidade de nutrientes é desfavorável à precipitação e formação de sistemas carbonáticos. Isto porque os principais organismos secretores de carbonato de cálcio são organismos foto-autotróficos, que produzem os seus nutrientes através da luz solar e estão adaptados à vida em desertos submarinos. Além desse fato, a alta quantidade de nutrientes oferece condições para a proliferação de organismos de tecidos moles que suplantam a presença de organismos foto-autotróficos (Schlager, 2005).

3.1.1 Classificação de Rochas Carbonáticas

Grande parte dos sistemas de classificações de rochas carbonáticas usadas na atualidade foram desenvolvidos durante as décadas de 1950 e 1960, em resposta às necessidades da indústria petrolífera que descobriram grandes reservas de hidrocarbonetos em rochas carbonáticas (Flügel, 2004).

A primeira classificação compreensiva de rochas carbonáticas foi proposta por Grabau (1903; Pereira, 2007). Ele percebeu que o termo “calcário” era inadequado para a correta identificação dos numerosos tipos texturais e composicionais que formam este tipo de rochas e propôs uma classificação baseada na dimensão e composição das partículas, em grupos genéticos, a saber: hidroclásticos, bioclásticos e biogênicos (ou orgânicos) (Mazzullo et al, 1992). A sua classificação, apesar de ser uma das mais compreensivas, não é amplamente utilizada (Ahr, 2008), porém os termos granulométricos por ele definidos, tais como, calcilutito, calcissiltito, calcarenito e calcirrudito, são ainda extensivamente empregados (Flügel, 2004).

Após Grabau (1903 e 1904) foram propostas várias classificações para as rochas carbonáticas, baseadas na mineralogia, na composição e textura, com ênfase na descrição e genética dos sedimentos, na energia de deposição, e outras (Flügel, 2004). No entanto, apenas duas classificações são amplamente utilizadas e segundo alguns autores são as que melhor representam, as variações composicionais das rochas carbonáticas. Estas são as classificações de Folk (1959 e 1962) e de Dunham (1962), esta última com as modificações propostas por Embry & Klovan (1971), que incorporaram nas suas classificações a interdependência entre a textura do sedimento e a energia do local de deposição (Moore, 2001). As duas classificações são baseadas na distinção de três componentes básicos, os grãos, a matriz ou lama carbonática e calcita espática preenchendo porosidade primária. As principais diferenças entre elas estão no uso de percentagens relativas de grãos e matriz por parte de Folk (1959 e 1962), enquanto Dunham (1962) opta pela relação de suporte da fábrica da rocha por lama carbonática (micrita) ou grãos (Scholle, 2003).

A classificação de Folk (1959 e 1962) é mais detalhada e completa e indica os principais componentes da rocha e não apenas a textura produzida por eles, pelo que é mais aplicada no estudo em lâmina delgada, enquanto que a de Dunham (1962) é

primeiramente textural e simples, sendo mais adequada para trabalhos de campo (Moore, 2001).

O princípio básico da classificação de Folk (1959 e 1962) é que os carbonatos são em parte similares aos arenitos e folhelhos quanto ao seu mecanismo de formação e a textura da rocha é controlada pelo regime das correntes ou ondas no ambiente deposicional (Pereira, 2007). A classificação de Folk (1959 e 1962) usa múltiplos termos descritivos, onde o nome fundamental é baseado nos tipos de grãos (alouquímicos) e a relativa abundância entre os grãos, matriz (micrita) e cimento (esparita) e espaço poroso (Figura 15). Tendo em conta esses componentes foram reconhecidas três famílias principais de rochas carbonáticas (calcários): calcários alouquímicos espáticos (onde os alouquímicos são cimentados por calcita espática); calcários alouquímicos microcristalinos (constituídos por grãos alouquímicos mas com matriz micritica); e calcários microcristalinos (micritos- caracterizados pela ausência ou presença esparsa de alouquímicos). Além dessas famílias, são reconhecidos ainda os calcários constituídos por estruturas orgânicas *in situ* denominados biolítitos (Tucker & Wright, 1991). Folk (1959 e 1962), considera quatro categorias de alouquímicos, onde são utilizadas as suas abreviações na classificação : peloides (pel) , ooides (oo), fósseis/bioclastos (bio) e intraclastos (intra) (Tucker & Wright, 1990).

A classificação de Dunham (1962) é baseada na caracterização do arcabouço de suporte da rocha ou do sedimento (Scholle, 2003) e na presença ou ausência de estruturas biológicas de interligamento ou edificações *in situ* (Tucker & Wright, 1991; Pereira, 2007). Os termos utilizados nesta classificação refletem a energia do ambiente de deposição, conferindo uma informação genética à rocha (Scholle, 2003). Um dos principais aspectos observados nesta classificação é se os grãos estão em contato entre eles ou se estão flutuantes na matriz, dando origem então a, respectivamente, rochas suportadas por grãos ou rochas suportadas por lama carbonática. Posteriormente são reconhecidas as quantidades relativas de grãos e lama carbonática presentes na rocha, para então definir os termos que melhor descrevem a rocha em análise (Figura 16; Scholle, 2003).

As rochas com formação orgânica ou organicamente interligadas são denominadas na classificação de Dunham (1962) por *boundstones*. Embry & Klovan, (1971) apresentaram modificações de nomenclatura neste grupo de rochas carbonáticas, tendo por base a natureza da estrutura orgânica que gerou a rocha. Sendo assim, o termo

bafflestone, é utilizado para rochas onde os organismos atuaram como retentores do sedimento, o termo *bindstone* refere-se a rochas compostas por organismos incrustantes e interligados e por fim, o termo *framestone*, para rochas compostas por organismos com um arcabouço rígido (Scholle, 2003).

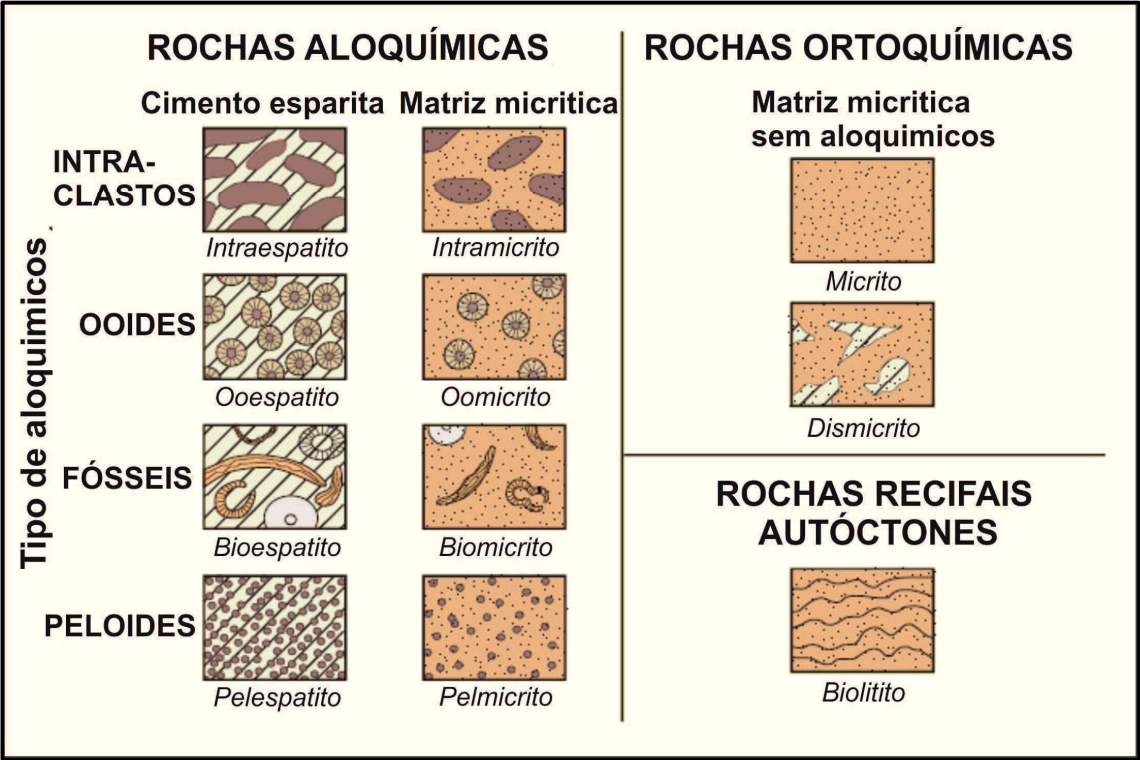


Figura 15: Classificação de Folk (1959 e 1962), com indicação das variações do tipo de rocha carbonática de acordo com os seus constituintes e formas de geração (modificado de Scholle, 2003).

TEXTURA DEPOSICIONAL RECONHECÍVEL					TEXTURA DEPOSICIONAL NÃO RECONHECÍVEL
Componentes originais não interligados durante a deposição			Componentes originais interligados durante a deposição		
Contém lama carbonática (partículas de tamanho argila e silte fino, inferior a 20 microns)		Suportado por grãos			
Suportado por lama carbonática		Suportado por grãos			
< 10% grãos	> 10% grãos	> 10% lama carbonática	< 10% lama carbonática		
Mudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone	Boundstone	
					

Figura 16: Classificação de Dunham (1962), baseada na textura e no arranjo dos componentes carbonáticos (modificado de Moore, 2005).

Embry & Klovan (1971) propuseram ainda modificações na classificação de Dunham (1962) referentes a rochas de granulometria rudítica, de dimensões superiores a 2 mm, com a introdução dos termos *floatstone* e *rudstone*. O primeiro termo é o equivalente rudítico às texturas *wackestone* e *packstone* e, o segundo a *grainstone* (Scholle, 2003).

3.1.2 Constituintes Fundamentais

As rochas carbonáticas são constituídas por três componentes principais: i) componentes aloquímicos; ii) calcita microcristalina e iii) calcita esparítica (Adams *et al*, 1997).

Os componentes aloquímicos são agregados estruturados de sedimento carbonáticos que se formaram dentro da bacia sedimentar (Adams *et al*, 1997), estes incluem os grãos esqueletais e os grãos não esqueletais.

Os grãos esqueletais correspondem a bioclastos, e abrangem tantos os detritos de material bioclástico, como organismos calcários *in situ* (Wright & Burchette, 1998). A evolução de organismos produtores de carbonato e as suas associações faunísticas ao longo da história da Terra influenciaram sobremaneira a formação de rochas carbonáticas (Figura 17). Organismos produzem, além de uma grande variedade de partículas esqueletais de tamanhos e formas diferentes, mas também minerais carbonáticos de diferentes composições e estabilidades termodinâmicas (Einsele, 1992) que são facilmente alterados por diagênese precoce.

Os grãos não esqueletais correspondem a grãos envelopados, peloides, agregados de grãos e clastos (extra e intraclastos) (Della Porta & Wright, 2009; Figura 18). Os grãos envelopados são grãos que possuem envelopes de cristais cripto ou microcristalinos de sedimento carbonático envolvendo-os. Dentro deste grupo estão os ooides, oncoides, cortoides e pisoides. Em seguida cada tipo dos grãos definidos como não esqueletais é descrito sucintamente:

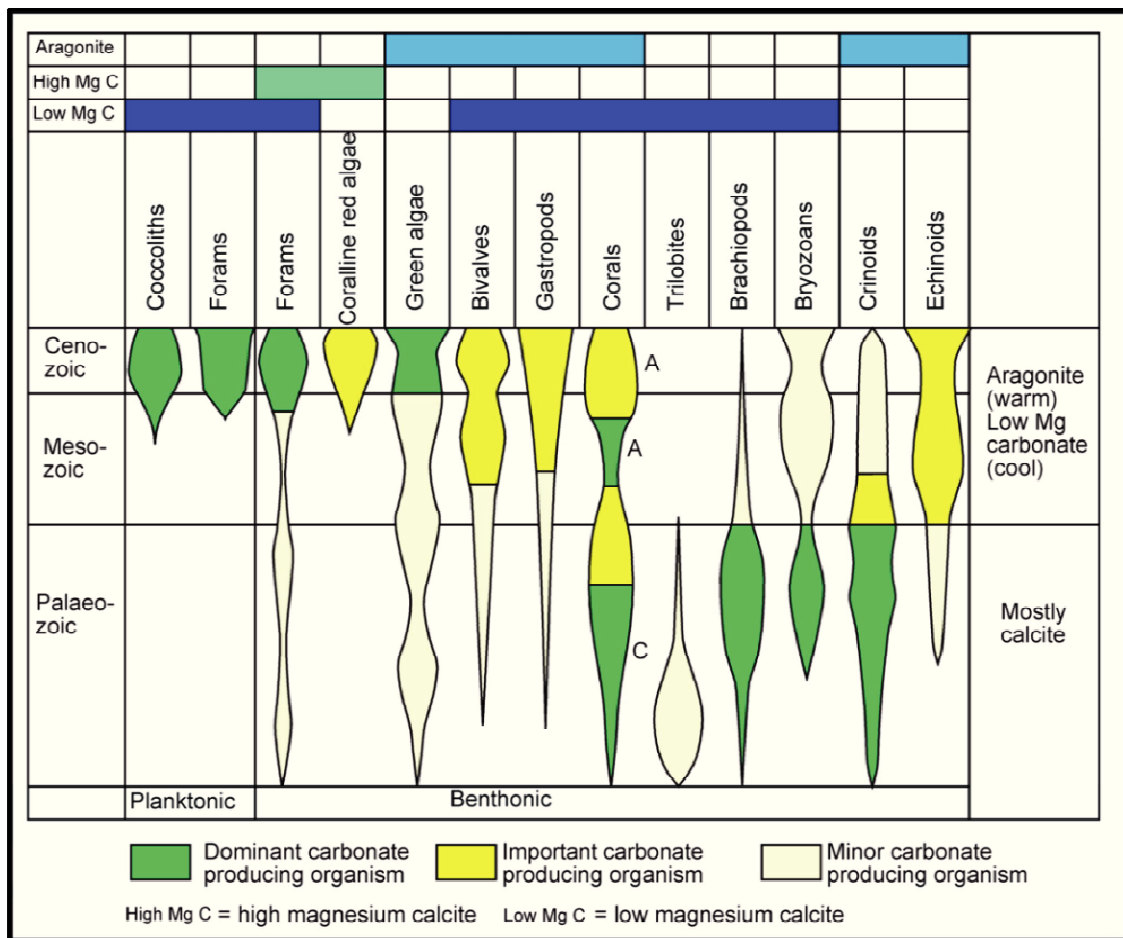


Figura 17: Grupos de organismos fósseis constituintes de rochas carbonáticas ao longo do tempo geológico e sua contribuição na produção carbonática. Observar ainda as variações na composição mineralógica de cada grupo de organismos (Wright, 2011).

- *Ooides* - Grãos esféricos a elipsoidais constituídos por várias laminações regulares concêntricas desenvolvidas em volta de um núcleo (peloides, bioclastos, grãos terrígenos, intraclastos). As laminações podem ser constituídas por cristais carbonáticos com microfábrica radial ou tangencial (concêntrico). O tamanho destes grãos varia entre 200 μm a 2 mm (Flügel, 2004), (Della Porta & Wright 2009; Scholle, 2003). A origem destes grãos é assumida como sendo de precipitação abiótica de carbonato em volta de um núcleo mantido em movimento pela energia hidrodinâmica, no entanto, não está totalmente excluída uma origem com indução biótica na sua formação. Geralmente são formados em ambientes agitados, tais como formas arenosas carbonáticas, praias ou barras de maré, onde a ação de ondas e correntes é constante, em profundidades inferiores a 5 m (Della Porta & Wright 2009).

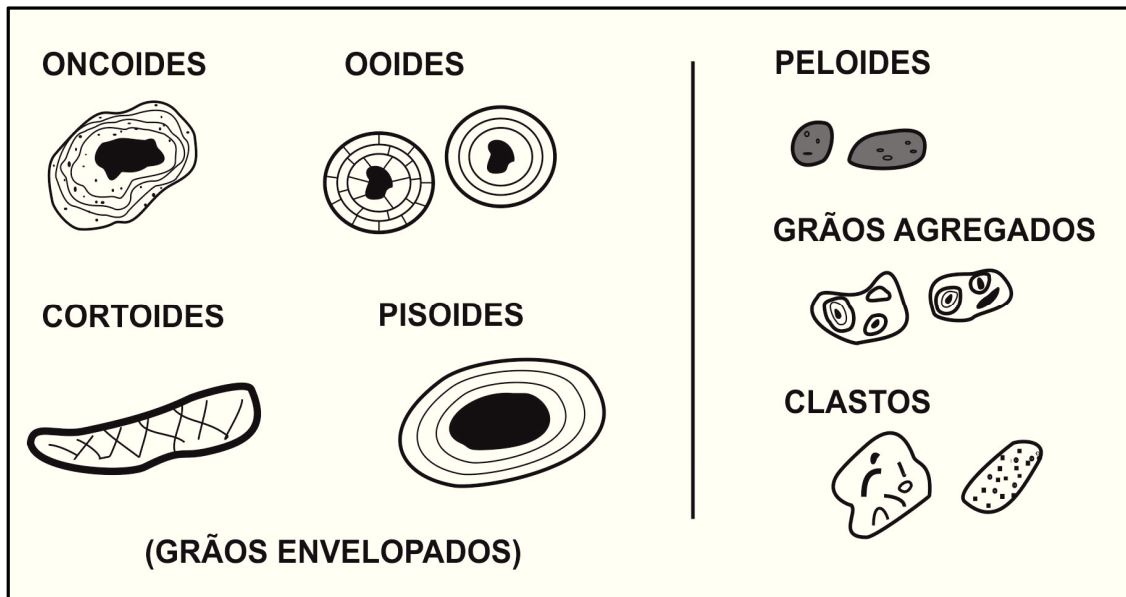


Figura18: Imagens esquemáticas dos tipos de grãos não esqueletais constituintes das rochas carbonáticas e a sua estruturação interna (adaptado de Flügel, 2004).

- *Oncoides* – São grãos com envelopamento espesso, ao redor de um núcleo, de lâminas micríticas irregulares, não concêntricas, que se sobrepõem parcialmente. As laminações poderão exibir estruturas biogênicas. A dimensão destes grãos varia de <1mm a poucos decímetros (Flügel, 2004), (Della Porta & Wright, 2009). Possuem origem biogênica, com envelopes gerados pela ação de algas e cianobactérias, que aos se desenvolverem na superfície dos grãos, captam e fixam finas partículas de sedimento carbonático (Adams *et al*, 1997). Em alguns casos ocorrem associações de foraminíferos incrustantes, briozoários e tubos de vermes. São produzidos em vários contextos, desde continentais (em lagos ou rios), onde são precipitadas as tufas calcárias, até ambientes marinhos, entre as zonas intermarés e margens das plataformas e rampas e, por vezes, poderão ser remobilizados e ressedimentados em taludes e contextos baciais. Existe um tipo específico de oncoide, formado exclusivamente por algas vermelhas coralináceas, denominado de rodólito. Quando as lamina dos oncoides são regularmente concêntricas, elas indicam movimentação por ação de correntes (Della Porta & Wright, 2009).
- *Cortoides*. São grãos (geralmente bioclastos, mas também podem incluir grãos não esqueletais) envoltos em um envelope fino de micrita sem estrutura interna, de tamanhos entre <1mm a poucos centímetros. O envelope micrítico pode ser destrutivo ou construtivo da margem do grão. Estes grãos são originados por

processos de micritização, geralmente por ação de organismos endolíticos. Ocorrem em vários contextos sedimentares, mas geralmente em plataformas rasas (Flügel, 2004; Della Porta & Wright, 2009).

- *Pisoides* - São grãos envelopados de forma sub-esférica ou irregular, com diâmetros superiores a 2mm. Possuem núcleos geralmente não biogênicos e envelopes espessos formados por micrita escura concêntrica ou por carbonato hialino (aragonita ou calcita). Ocorrem como grãos isolados ou incorporados a crostas (Flügel, 2004; Della Porta & Wright, 2009). São formados em uma ampla gama de ambientes, desde terrestres a marinho raso, em regiões de água doce a regiões de águas hipersalinas, mas particularmente na zona vadosa. (Flügel, 2004, Della Porta & Wright, 2009).

- *Peloides* - Grãos compostos por carbonatos cripto ou microcristalinos sem estrutura interna, de forma sub-arredondada, esférica, elipsoidal ou mesmo irregular. O tamanho dos grãos varia de 0.1 a 0.50 mm (Flügel, 2004; Della Porta & Wright, 2009). Diferenciam-se dois tipos de grãos peloidais de acordo com a sua origem, os peloides fecais (*pellets*) que são excrementos produzidos por organismos invertebrados e peloides inorgânicos ou microbiais, gerados por precipitação de sedimento carbonático ou mesmo pela micritização de outros grãos, (Scholle, 2003) deixando-os irreconhecíveis. Ocorrem especialmente em ambientes calmos e protegidos.

- *Grãos agregados* – Grãos formados pela junção de partículas carbonáticas individuais, ligadas por cimento micritico ou esparrítico, com forma irregular lobular ou arredondada, dependendo do tipo de grão agregado e da quantidade de material ligante. O tamanho varia de <500 µm a vários milímetros. Formam-se em áreas protegidas rasas de ambiente submaré a intermaré (Flügel, 2004; Della Porta & Wright, 2009).

- *Clastos* – Este grupo de grãos inclui os intraclastos e os extraclastos. Os intraclastos são grãos formados por fragmentos de sedimento que inicialmente foi depositado no fundo da bacia sedimentar e parcialmente litificado, e posteriormente remobilizado formando assim novos grãos sedimentares (Adams *et al*, 1997). Extraclastos são fragmentos de rocha carbonática litificada, não representada nas imediações da área deposicional, ou seja, deriva da desintegração de rochas externas

ou mais antigas que a bacia sedimentar em que estão sendo depositadas (Flügel, 2004; Della Porta & Wright, 2009).

A calcita microcristalina, mais comumente denominada por micrita, é o sedimento carbonático de diâmetro inferior a 5 µm. A maior parte se forma dentro da bacia sedimentar, por precipitação direta da água do mar ou pela desintegração de organismos calcíferos, como por exemplo, as algas verdes (Adams *et al*, 1997).

A calcita esparítica ou espática possui cristais de calcita de mais de 5 µm de diâmetro. Geralmente é o componente principal do cimento que preenche os poros, logo, é considerado um componente que se formou após a deposição dos componentes aloquímicos e da micrita (Adams *et al*, 1997).

3.2 Sistemas Depositionais Carbonáticos Marinhos de Águas Rasas

Grande parte das rochas carbonáticas modernas e antigas foram geradas em águas marinhas rasas (Einsele, 1992). O termo genérico “plataforma carbonática” é utilizado para descrever sucessões espessas de calcários marinhos de águas rasas, que tipicamente se desenvolvem ao longo de margens continentais passivas, bacias intracratônicas, rifte e bacias do tipo *foreland* (Tucker, 2006). Este termo possui em português dois sentidos, referentes aos termos em inglês “*carbonate platform*” e “*carbonate shelf*”, definidos por Ahr (1973). Para diferenciar esses termos em português refere-se como *sensu lato (s.l)* ao primeiro termo e *sensu stricto (s.s.)* ao segundo (Azerêdo, 1993).

Existem quatro tipos principais de plataformas carbonáticas, definidas a partir de sua morfologia e relação com o continente: plataformas epíricas, plataformas isoladas, plataformas carbonáticas *s.s.* e rampas carbonáticas (Figura 19; Wright & Burchette, 1998). Cada tipo de plataforma carbonática *s.l.* tem morfologias, padrões de fácies e sucessões de fácies particulares (Tucker, 2006). Em seguida far-se-á uma sucinta descrição das três primeiras plataformas mencionadas acima e posteriormente serão descritas com maior detalhe as características de rampas carbonáticas, que é o tipo de plataforma carbonática assumida neste trabalho.

Plataformas epíricas são plataformas relativamente planas de grande extensão (de 100 a 10000 km de largura), cobertas por um mar raso (Tucker, 2006), que se desenvolvem em regiões internas de cratões ou em amplas plataformas continentais (Wright & Burchette, 1998). São dominadas por sedimentos submarés a intermarés de

baixa energia, onde correntes de maré e tempestades têm uma contribuição importante (Tucker, 2006). Muitas sucessões epíricas são dominadas por ciclotemas de raseamento para o topo, cuja formação estaria relacionada à progradação da linha de costa ao longo de centenas de quilômetros para dentro da bacia (Wright & Burchette, 1998). Não existem exemplos modernos deste tipo de plataforma, mas estas foram bastante importantes e disseminadas durante o infra-Cambriano, o Paleozoico inferior e o Paleozoico superior (Wright & Burchette, 1996).

A margem da plataforma pode ter bancos recifais ou arenosos (esqueletais ou oolíticos) e no seu interior predominam lamas carbonáticas. A circulação de água no seu interior é restrita, mas as suas margens estão rodeadas por águas profundas, tornando-as muito vulneráveis à ação e direção de tempestades e ventos. O principal exemplo moderno deste tipo de plataforma são as Bahamas (Wright & Burchette, 1996).

As plataformas carbonáticas *s.s.* são plataformas de águas rasas, geralmente de topo planar, com uma quebra pronunciada de talude para águas profundas, de extensões entre dezenas a centenas de quilômetros (Tucker, 2006). A quebra de talude configura uma margem tipicamente de alta energia, com ação das ondas normais direta sobre ela, que pode ou não gerar depósitos aproximadamente contínuos de bancos recifais ou arenosos, oolíticos ou esqueletais. Estes bancos servem como atenuadores da energia das ondas e restringem a circulação de água no interior da plataforma, na região lagunar (Wright & Burchette, 1996). A plataforma da Florida é um dos exemplos modernos deste tipo de plataforma melhor estudados.

Rampas carbonáticas são um tipo de plataforma carbonática *s. l.* caracterizadas por uma superfície de deposição com gradiente de inclinação muito suave (geralmente inferior a 1°), da linha de costa ou laguna para a bacia (Burchette & Wright, 1992), onde a transição entre fácies litorais e externas é gradual. As fácies características deste tipo de plataforma assemelham-se às fácies de plataformas siliciclásticas (Wright, 2011). De acordo com Wright & Burchette (1998) a extensão de uma rampa carbonática varia de 10s a 100s km. Exemplos modernos deste tipo de plataforma são a costa de Trucial, no Golfo Árabe e Shark Bay na Austrália (Flügel, 2004).

Segundo Read (1982), podem-se distinguir dois tipos de rampas, a homoclinal (mais freqüente) e a rampa com aumento de declive distal (*distally steepened ramp*) (Azerêdo, 1993). A manutenção da morfologia de rampa carbonática é controlada por fatores sedimentares e biológicos e, particularmente, na ausência de comunidades

recifais bem desenvolvidas (Wright & Burchette, 1998). Apesar de, geralmente, não possuírem grandes estruturas de recifes, podem desenvolver pequenas acumulações recifais tais como, *patch reefs* na rampa interna e recifes do tipo *pinacle* e *mud-mounds* em águas profundas na rampa externa (Tucker, 2001).

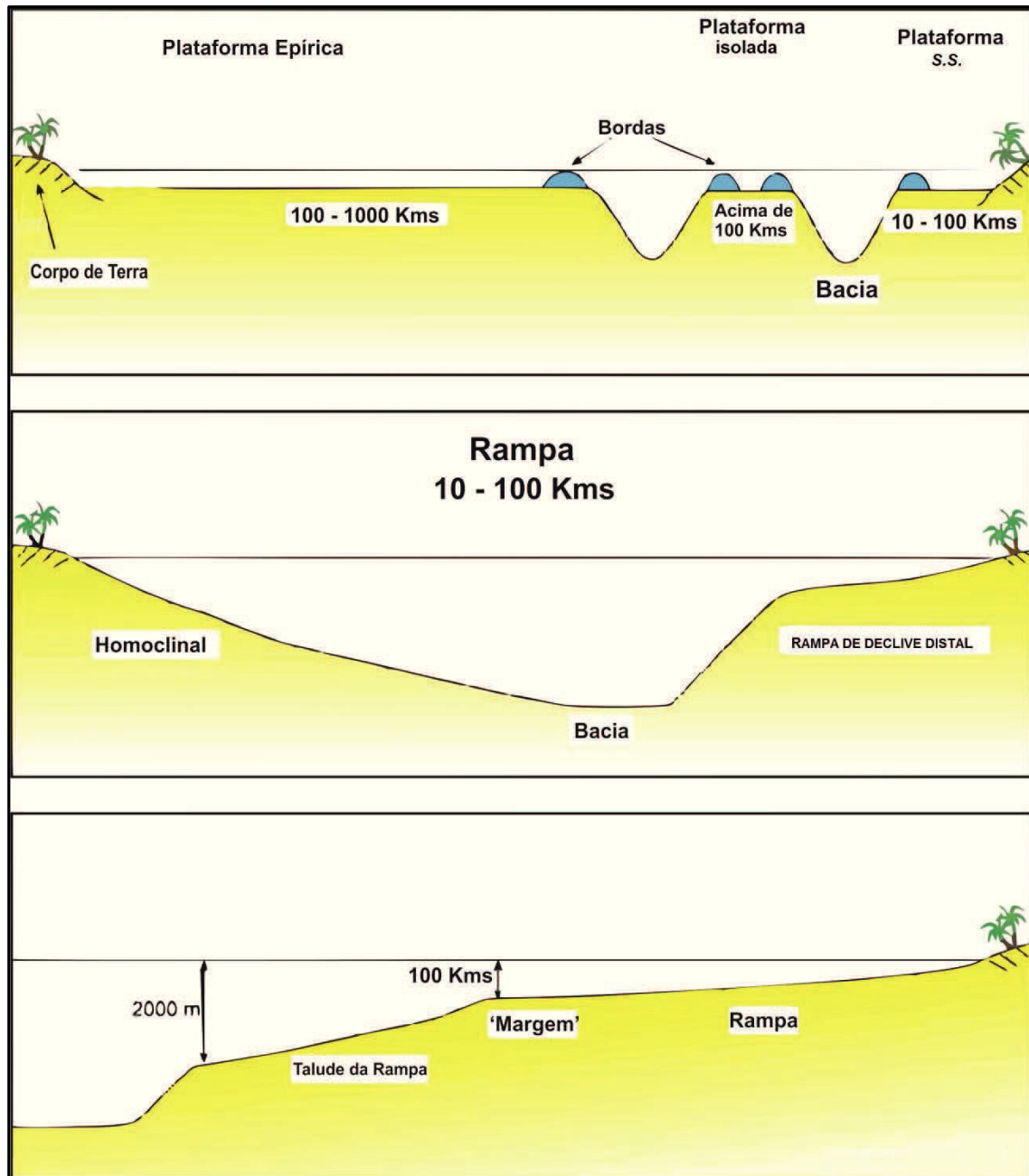


Figura19 :Tipos de morfologia de plataformas carbonáticas (modificado de Wright, 2011)

A evolução natural de um sistema deposicional de rampa carbonática é a transformação em um sistema de plataforma s.s. protegido (Read 1982 *apud* Azerêdo, 1993), devido ao aumento de produção carbonática na borda da plataforma em

desenvolvimento enquanto que em águas mais profundas a produção e sedimentação de carbonato se mantém limitado (Moore, 2001).

As rampas carbonáticas podem-se desenvolver em vários contextos tectônicos (Figura 20) que vão condicionar a extensão, a configuração dos depósitos e o tipo de depósitos aí presentes. Podem inclusive ocorrer em bacias distensionais, ao longo dos blocos rotacionados e delimitadas por falhas normais, onde vão formar rampas de pequena extensão (Wright, 2011). As rampas de maiores extensões são formadas ao longo de margens passivas onde ocorre a progradação de espessos depósitos carbonáticos em relação à bacia (Wright, 2011).

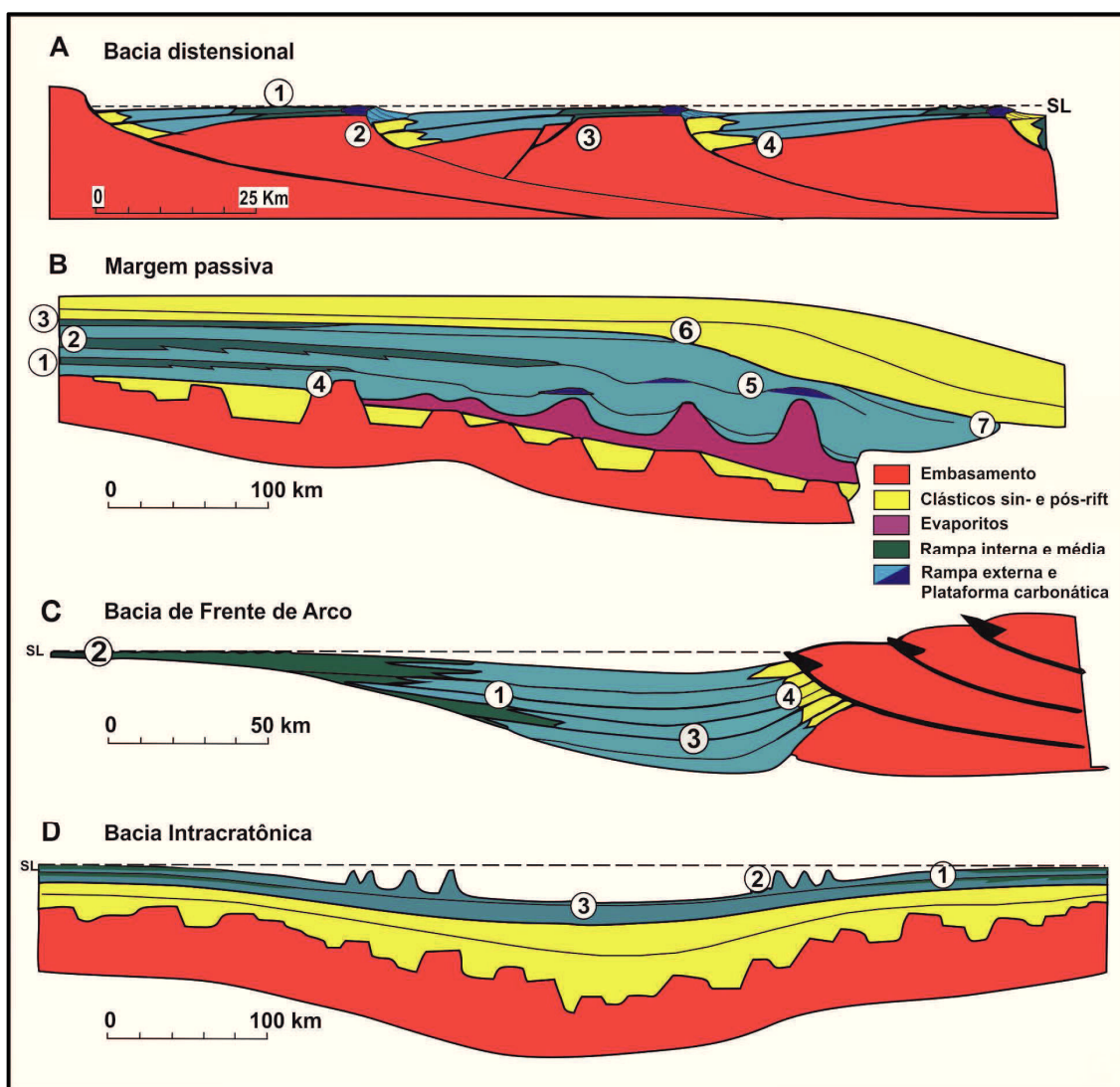


Figura 20: Contextos tectônicos de formação de rampas carbonáticas. A) Bacias distensionais; B) Margem passiva; C) Bacia do tipo *foreland* e, D) Bacia intracratônica (modificado de Burchette & Wright, 1992).

O perfil das rampas carbonáticas homoclinais é dividido em três zonas: rampa interna (*inner ramp*), rampa intermédia (*mid ramp*) e rampa externa (*outer ramp*), definidas com base nos processos deposicionais dominantes (Figura 21; Wright & Burchette, 1996). Os principais parâmetros definidores destas zonas são os níveis de atuação das ondas normais e das ondas de tempestade e, em algumas situações, isolinhas de oxigenação, de densidade e mesmo de temperatura (Burchette & Wright, 1992; Azerêdo, 1993; Flügel, 2004).

Assim, as zonas acima mencionadas se definem do seguinte modo:

Rampa Interna (*Inner Ramp*): zona de deposição situada acima do nível de ação das ondas normais, onde a ação das ondas e correntes é contínua (Burchette & Wright 1992). Podem ser constituídas, à semelhança de ambientes siliciclásticos, por depósitos de shoreface, praias, lagunas e planície de maré. Em rampas de alta energia é caracterizada pela presença de barreiras areníticas ou pequenas construções recifais (Burchette & Wright 1992); (Flügel, 2004).

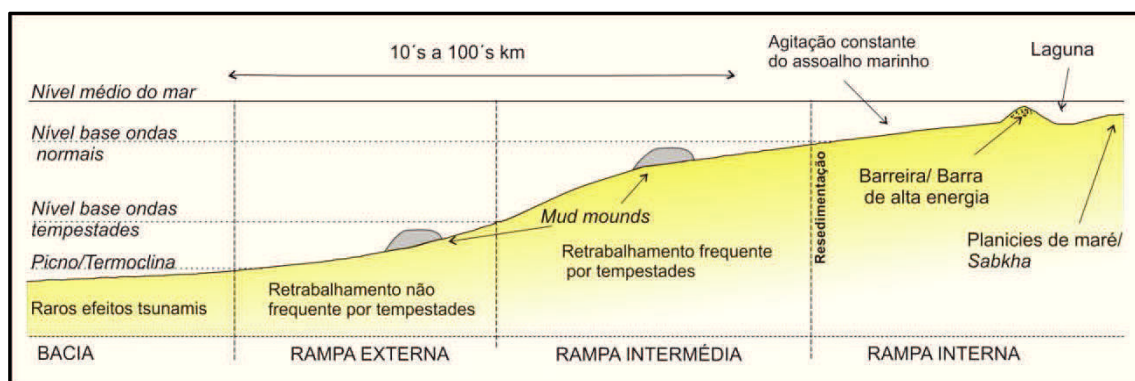


Figura 21: Subdivisões generalizadas do perfil de rampa carbonática homoclinal (adaptado de Wright, 2011 e Flügel, 2004).

Rampa Intermédia (*Mid Ramp*): zona de deposição situada abaixo do nível de ação das ondas normais e acima do nível de ação das ondas de tempestade, onde dominam processos deposicionais de tempestade que retrabalham os sedimentos e fundo (Burchette & Wright 1992). Os estilos deposicionais principais aí presentes são estratos com gradação (tempestitos) e estratificação cruzada *hummocky*.

Rampa Externa (*Outer Ramp*): zona de deposição situada abaixo do nível de ação das ondas de tempestade e o assoalho da bacia (por vezes marcado pela picnoclina ou termoclina). Devido à presença de correntes de tempestades podem formar estratos com gradação, erosão localizada ou sedimentos retrabalhados.

Os depósitos de assoalho de bacia associados a rampas homoclinais possuem poucos sedimentos provenientes de regiões rasas da rampa, devido à inclinação suave do talude, não permitindo a geração de fluxos gravitacionais (Wright & Burchette, 1996).

Cada uma dessas zonas é caracterizada por um conjunto ou associações de fácies e microfácies. Os tipos de microfácies refletem as condições ambientais que controlam os padrões deposicionais e a distribuição dos organismos. (Figura 22; Flügel, 2004). Os depósitos de rampa interna consistem em uma grande variedade de microfácies. Os principais componentes são os grãos esqueletais e os ooides, com texturas grainstones e packstones, que caracterizam os depósitos de bancos e barreiras que migram ou progradam rapidamente e os depósitos de rampa interna aberta. Estes últimos podem conter ainda patch reefs de corais ou de algas vermelhas. Em sub-ambiente de rampa interna protegida predominam as texturas wackestones e packstones, mas os elementos principais continuam sendo os grãos esqueletais. A laguna é caracterizada por mudstones e wackestones com pouca diversidade de fauna e, se ocorrerem oncoides poderá formar packstones ou mesmo floatstones. O sub-ambiente mais continental da rampa interna, caracterizado pela zona peritidal, constitui-se de mudstones laminados, por vezes com estruturas fenestrais e, em climas áridos, a ocorrência de intercalações de evaporitos (Moore, 2001; Flügel, 2004, Tucker & Wright, 1990).

Os depósitos de rampa intermédia como são formados abaixo do nível de base das ondas normais refletem uma alternância de depósitos gerados por tempestades e depósitos gerados por suspensão, em intervalos de calmaria. Durante os eventos de tempestades ocorrem packstones ou grainstones bioclásticos (bastante retrabalhados) mal selecionados com um *fabric* caótico e, nos momentos calmos, wackestones e mudstones bastante bioturbados. Podem ocorrer ainda *patch reefs* e *mud mounds* isolados (Moore, 2001; Flügel, 2004; Tucker & Wright, 1990)

As fácies características dos depósitos de rampa externa consistem no geral em *mudstones*, wackestones e packstones, com bioclastos pouco retrabalhados e margas. Localmente poderão ocorrer tempestitos, na forma de grainstones e também *mud mounds* (Moore, 2001; Flügel, 2004 ; Tucker & Wright, 1990).

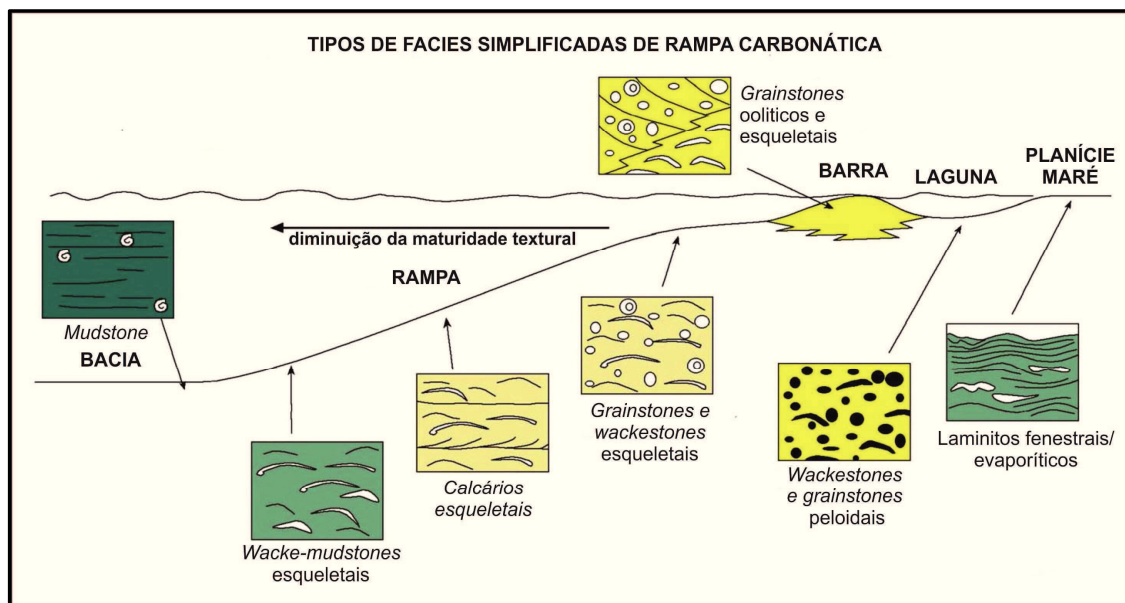


Figura 22: Microfacies gerais características de cada zona de deposição no perfil de rampa carbonática homoclinal (adaptado de Wright, 2011 e Flügel, 2004).

3.3 Estratigrafia de sequências

A estratigrafia de sequências é o mais recente paradigma na área da geologia sedimentar que modificou e aperfeiçoou a metodologia da análise estratigráfica (Catuneanu *et al*, 2009).

Considerada como um dos ramos da estratigrafia, a estratigrafia de sequências distingue-se pela capacidade de integrar análises provenientes de outras disciplinas da sedimentologia e estratigrafia (ex. litoestratigrafia, bioestratigrafia, cronoestratigrafia, sismoestratigrafia) e diversos tipos de dados, tais como: afloramentos, poços, sísmicos, bioestratigráficos e geoquímicos (Figura 23; Catuneanu *et al*. 2009). Cada tipo de dado contribui com diferentes “pontos de vista” em relação ao reconhecimento dos depósitos sedimentares e padrões de empilhamento estratigráficos, mas nem sempre é possível reunir todos esses tipos de dados num único estudo, e esse é um fator que limita a resolução do modelo da estratigrafia de sequências (Catuneanu, 2006).

É definida, segundo Posamentier & Allen (1999), como a análise de padrões de sedimentação cíclica que estão presentes em sucessões estratigráficas à medida que se desenvolvem em resposta a variações no suprimento sedimentar e no espaço disponível para a sua acomodação. De uma maneira simplista poderá dizer-se que é a disciplina que estuda a resposta sedimentar a variações do nível de base, e a tendência

deposicional que é gerada pela relação entre a acomodação (espaço disponível para ser preenchido por sedimentos) e a sedimentação (Catuneanu, 2006)

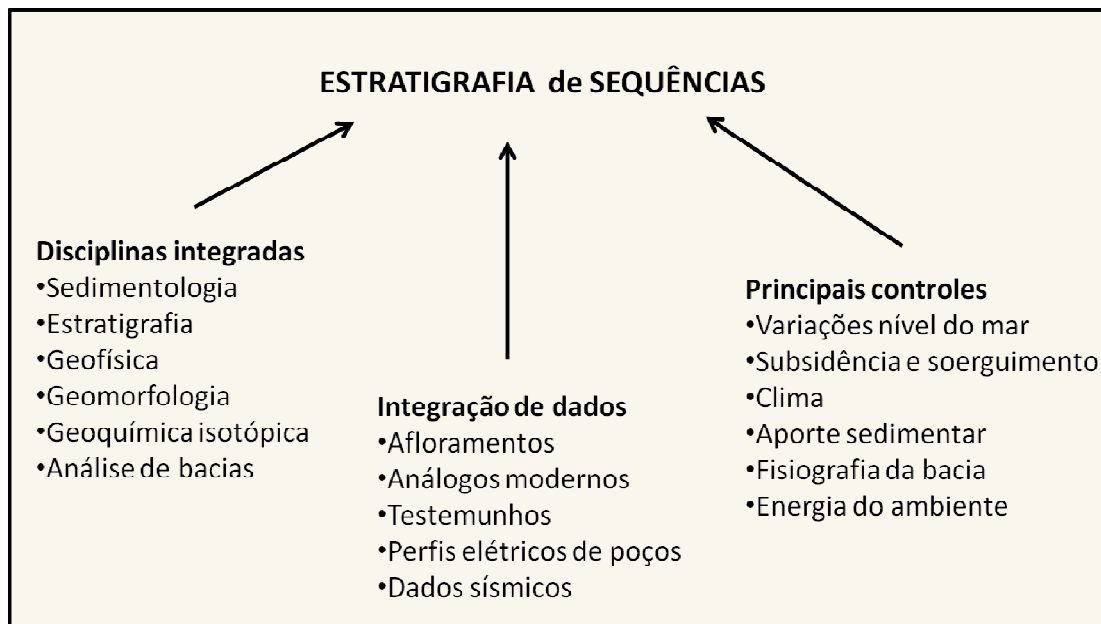


Figura 23: Esquema representativo da interdisciplinaridade, diversidade de dados e fatores controladores, que compõem a metodologia da estratigrafia de seqüências (modificado de Catuneanu *et al.*, 2009).

A estratigrafia de seqüências possui um significado geológico-temporal, enquanto que, a estratigrafia clássica (na forma de litoestratigrafia) possui um significado litológico, ou seja, a primeira correlaciona linhas de tempo e a última correlaciona tipos de rocha similares (Kerans & Tinker, 1997). Esta é um método para entender o desenvolvimento em 4D de um sistema sedimentar, integrando informação em perfil (*cross-section*; estratigrafia) e em planta (geomorfologia) e, “insights”, numa evolução de regimes sedimentares ao longo do tempo (Catuneanu, 2006)

A estratigrafia de seqüências é considerada uma ciência relativamente recente, desenvolvida nos anos 70 a partir da sismoestratigrafia, no entanto tem as suas raízes em tempos mais remotos, com as discussões sobre a origem cíclica dos sedimentos e nas variações do nível relativo do mar (por exemplo, as teorias diluviais).

Foi formulada originalmente em contextos siliciclásticos de margem continental divergente, com morfologia que incluía plataforma, talude e bacia, em condições em que o aporte sedimentar e taxa de subsidência são constantes e padrão de variação eustática curvilínea, aproximando-se do sinusoidal. Esta metodologia poderá ser aplicada a

depósitos carbonáticos com algumas modificações relacionadas às diferenças básicas de sedimentação entre rochas siliciclásticas e carbonáticas (Moore, 2001).

A estratigrafia de seqüências, mais especificamente o modelo da Exxon, assume que os sedimentos têm origem extrabacinal e são transportados para a bacia marinha através de sistemas fluviais e deltaicos. Em seqüências deposicionais carbonáticas este pressuposto não se verifica, pois o sedimento carbonático é gerado na bacia por processos orgânicos e inorgânicos (vide item 3.1) o que resulta na construção de uma grande variabilidade de topografias deposicionais e morfologias de plataformas, tais como plataformas carbonáticas *s.s.*, rampas carbonáticas e plataformas isoladas (Handford & Loucks, 1993) e, para cada um desses tipos de plataformas existem vários modelos de seqüências deposicionais (Moore, 2001). No entanto, semelhanças entre as geometrias de seqüências carbonáticas e siliciclásticas podem ser encontradas em plataformas dominadas por sedimentação carbonática clástica, tais como rampas e plataformas carbonáticas *s.s.* de baixo ângulo (Sarg, 1988 *apud* Handford & Loucks, 1993), devido à similitude de resposta da sedimentação de carbonatos clásticos e siliciclásticos à ação de ondas e correntes (Handford & Loucks, 1993).

A unidade base da estratigrafia de seqüências é a seqüência deposicional (Figura 24), definida como uma sucessão relativamente concordante de estratos geneticamente relacionados, limitada acima e abaixo por discordâncias e suas conformidades correlativas, registrando um ciclo completo do nível relativo do mar. Esta forma-se como resposta da interação entre as taxas de eustasia, tectônica e aporte sedimentar.

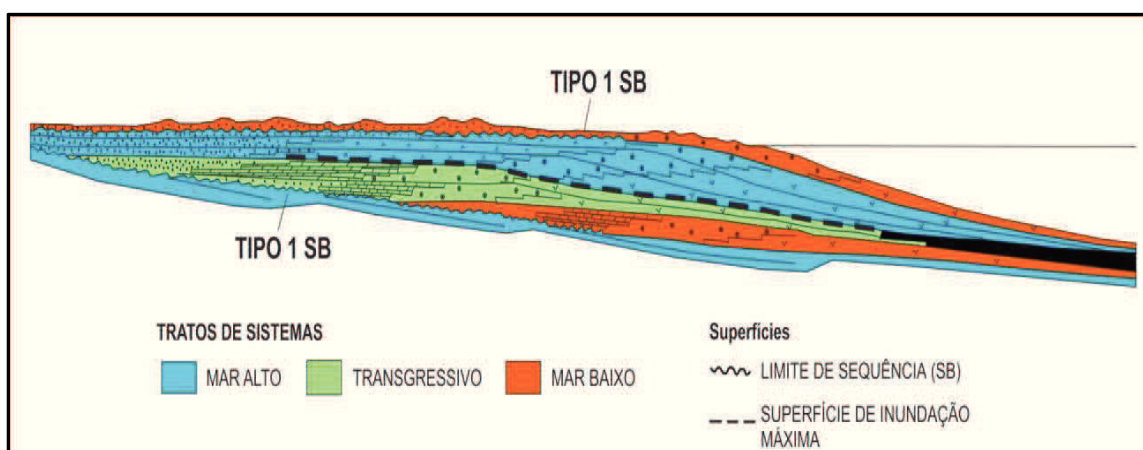


Figura 24: Esquema ilustrativo de uma seqüência deposicional ideal em sistema deposicional de rampa carbonática em clima árido, com posicionamento dos tratos de sistema e das superfícies chave que a compõem (modificado de Handford & Loucks, 1993).

As seqüências são compostas por uma série de sistemas deposicionais ligados geneticamente que se formam entre pontos de inflexão de quedas de nível do mar eustáticos, denominados por tratos de sistemas, e estes são delimitados por superfícies chave (Moore, 2001). Numa seqüência deposicional ideal os tratos de sistema e as superfícies chave são definidos na ordem de deposição: discordância ou concordância correlativa; trato de sistema de mar baixo inicial; trato de sistema de mar baixo final; superfície transgressiva; trato de sistema transgressivo; superfícies de inundaçã máxima e trato de sistema de mar alto (Emery & Myers, 1996).

As principais superfícies utilizadas no estudo da estratigrafia de seqüências são: limite de seqüência; superfície transgressiva e, superfície de inundaçã máxima (Emery & Myers, 1996). Os limites de seqüência refletem uma situação de queda do nível do mar, definindo o topo e a base de uma seqüência deposicional. São constituídos por discordâncias subaéreas significativas, localizadas nas regiões mais continentais, e suas concordâncias correlativas, em regiões para dentro da bacia. De acordo com a taxa de descida do nível relativo do mar, foram definidos os limites de seqüência tipo 1 (ou regressão forçada), que representam uma rápida descida do nível e, limites de seqüência do tipo 2 (ou regressão normal), onde a descida relativa do nível do mar é lenta (Catuneanu, 2006). Acima dos limites de seqüências são depositados os sedimentos referentes ao trato de sistema de nível do mar baixo. Schlager (1999) definiu um terceiro tipo de limite de seqüência, associado principalmente a plataformas carbonáticas, representado por uma superfície de inundaçã que não é precedida por regressão forçada, gerada pela combinação de erosão marinha e mudança no fluxo sedimentar. Este limite de seqüência prevê a deposição de sedimentos de trato de sistema transgressivo imediatamente acima dos sedimentos de trato de sistema de mar alto. As superfícies transgressivas correspondem a uma superfície de inundaçã marinha que reflete a primeira inundaçã significativa da seqüência. Marca o período em que a taxa de criação de espaço de acomodação é maior que a taxa de aporte sedimentar e corresponde ao limite superior do trato de sistema de mar baixo e o limite inferior do trato de sistema transgressivo. As superfícies de inundaçã máxima caracterizam uma superfície de deposição do momento em que a linha de costa está mais para dentro do continente, refletindo a altura da máxima inundaçã ou transgressão da plataforma. Separa o trato de sistema transgressivo do trato de sistema de nível alto. Na região mais para dentro da bacia os sedimentos marinhos de plataforma e baciais

associados a esta superfície são resultantes de baixas taxas de deposição de sedimentos pelágicos-hemipelágicos que poderão formar uma seção condensada.

Os principais tratos de sistema que ocorrem dentro de uma sequência deposicional são os tratos de sistema de mar baixo (TSMB), tratos de sistema transgressivos (TS) e os tratos de sistema de mar alto (TSMA). O trato de sistema de mar baixo ocorre com a descida do nível relativo do mar e provoca a migração da linha de costa para a bacia. Como as rampas carbonáticas possuem um perfil com um gradiente de inclinação constante, sem quebra de talude, ocorre a exposição da mesma na seção mais continental enquanto que ocorre uma transferência considerável da sedimentação rampa abaixo, com a manutenção da produção carbonática e a geração de sedimentação grosseiramente similar à encontrada nos tratos de sistema de mar alto (Handford & Loucks, 1993; Bosence, 2005). No entanto, o clima é um fator de extrema importância na definição da sedimentação e geometrias dos depósitos nesta fase de variação do nível do mar. Em condições de clima úmido, sem aporte de sedimentos siliciclásticos, a seção exposta sofrerá carstificação, enquanto que a sedimentação carbonática continuará a ocorrer tal como descrito acima. Em clima árido (Figura 25 A) poderão-se desenvolver lagunas salinas, planícies siliciclásticas finas ou *sabkhas* na região de intermaré e barras arenosas de pequena extensão e largura na região inundada da rampa (Bosence, 2005).

Durante a subida do nível do mar a linha de costa e os cinturões de fácies associados migram para o continente, representando o trato de sistema transgressivo. Em alguns casos a taxa de subida do nível relativo do mar ultrapassa a taxa de produção de carbonatos o que leva a um afogamento da plataforma e a uma situação de bacia faminta. No entanto, na maioria dos casos, a resposta a essa subida passa por três fases: 1) fase de *start-up*, quando a subida relativa é maior que a acumulação de sedimento carbonático; 2) fase de *cath-up*, quando a acumulação de sedimento carbonático excede a taxa de subida relativa do nível do mar e; 3) fase de *keep-up*, quando a taxa de produção de sedimento é equivalente à taxa de subida relativa do nível do mar (Handford & Loucks, 1993). Durante este período em rampas carbonáticas de clima árido, verifica-se a deposição na região de *shoreface* de sedimentos siliciclásticos, e na rampa interna a formação de bancos rasos de pequena extensão (Figura 25 B).

A deposição em trato de sistema de mar alto instala-se após a inundação máxima, e caracteriza-se por uma taxa de produção e acumulação de sedimentação

carbonática de águas rasas que geralmente excede a taxa de subida do nível relativo do mar, o que gera a progradação dos cinturões de fácies em direção à bacia. Como o declive de rampas carbonáticas é suave, esta progradação poderá se estender por grandes distâncias. Durante a deposição deste trato de sistema a produção carbonática é mais elevada e formam comumente grandes cinturões de barras carbonáticas (Figura 25 C; Handford & Loucks, 1993).

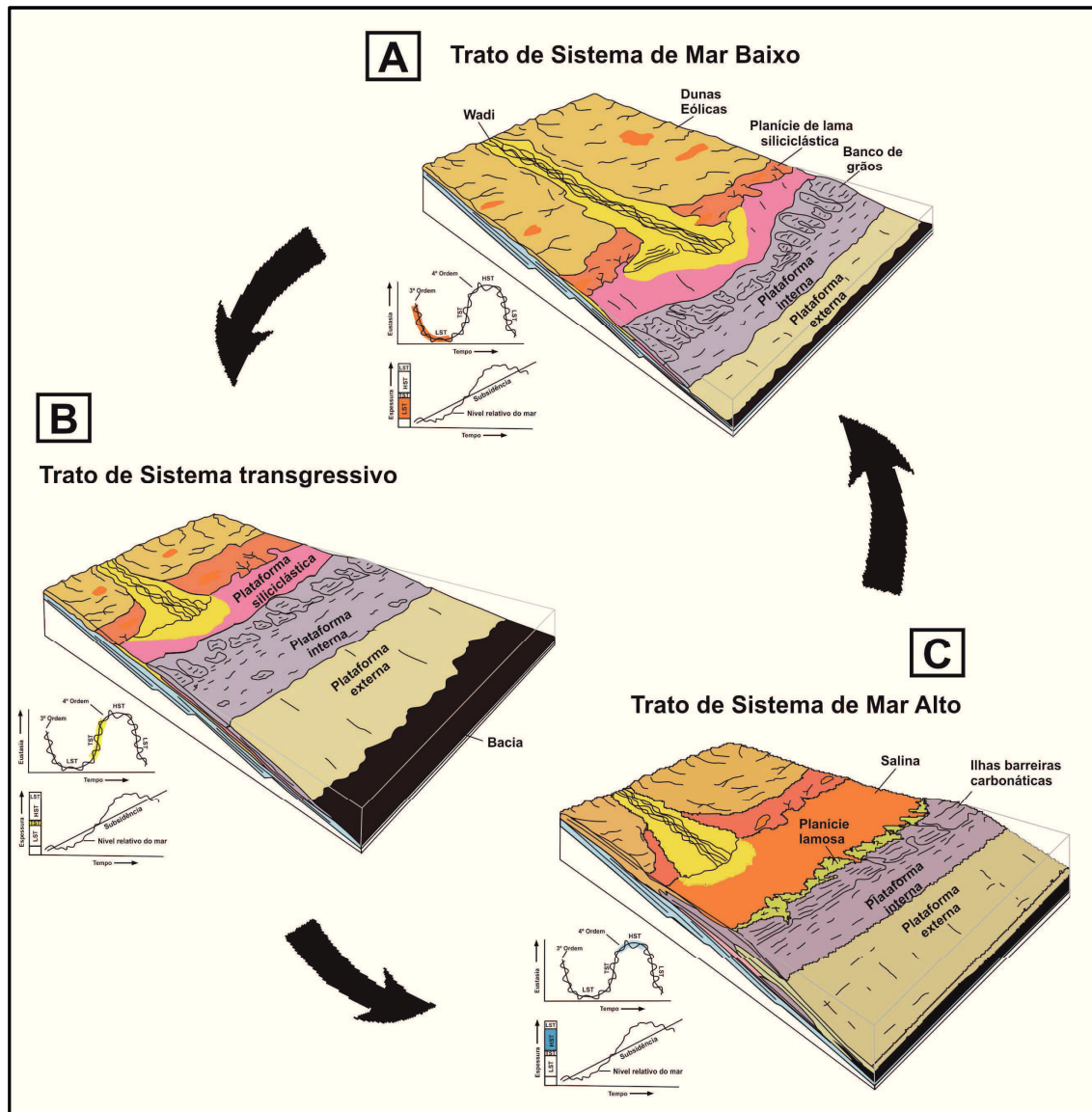


Figura 25: Modelos deposicionais ideais de sequência deposicional e dos tratos de sistema para rampas carbonáticas homoclinais geradas em clima árido. A) Trato de sistema de mar baixo, com a formação de karstificação na superfície exposta, cursos de água efêmeros e formação de bancos rasos carbonáticos na região mais marinha; B) Trato de sistema transgressivo, com a formação de plataforma interna extensa com bancos carbonáticos de pequenas dimensões e esparsos; C) Trato de sistema de mar alto, com a geração de grandes bancos carbonáticos formados pela agração e progradação sistemática dos depósitos em direção à bacia (modificado de Handford & Loucks, 1993).

CAPÍTULO 4

*ANÁLISE DOS
RESULTADOS E
DISCUSSÃO*

4 ANÁLISE DOS RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 Introdução

Os resultados alcançados ao longo deste trabalho derivam da análise e integração de diversos dados (vide item 1.5.1.1) utilizados ao longo do estudo. Os resultados obtidos da integração das análises de afloramento com as descrições de lâminas delgadas estão esquematizados nos perfis litofaciológicos e estratigráficos de cada afloramento, que encontram-se no anexo 1. Essa esquematização permitiu a análise integrada dos dados que deu origem aos resultados apresentados nos itens 4.2, 4.3, 4.5 e 4.7. Este capítulo está subdividido de acordo com o tipo de análise e ferramenta de estudo utilizada, desde as integrações entre a micro e macroescala até à mesoescala.

As feições sedimentares, em conjunto com as informações lito/microfaciológicas estabeleceram as fácies e possibilitaram a determinação dos ambientes sedimentares de deposição de cada uma. A distribuição vertical e lateral dos ambientes sedimentares definidos para cada afloramento estudado está apresentada na forma de fotomosaicos, nas figuras 26, 27 e 28.

Ressalta-se que os dados de afloramentos estão denominados a partir de suas siglas, onde "MSJ" (1 e 2) representam os afloramentos Mata de São José 1 e Mata de São José 2, "PC" refere-se ao afloramento Carapeba e "Bj" ao afloramento Brejo.

4.2 Análise de microfácies e reconhecimento de seus contextos deposicionais

A partir das análises lito e microfaciológicas dos depósitos dos afloramentos em estudo observou-se que os componentes principais nesses sedimentos correspondem a “grãos não esqueléticos” com diferenças de dominância de tipo de grão entre os afloramentos. Os afloramentos Mata de São José 1 e 2 apresentam uma dominância de grãos oncoideais bem desenvolvidos e peloidais, com bioclastos de equinóides, moluscos, algas vermelhas solenoporáceas do tipo *Marinella* e algas verdes dasicladáceas (entre elas, *Brasiliporella* e *Neomeris*) subordinados e, raramente grãos ooidais, geralmente oncolitizados.

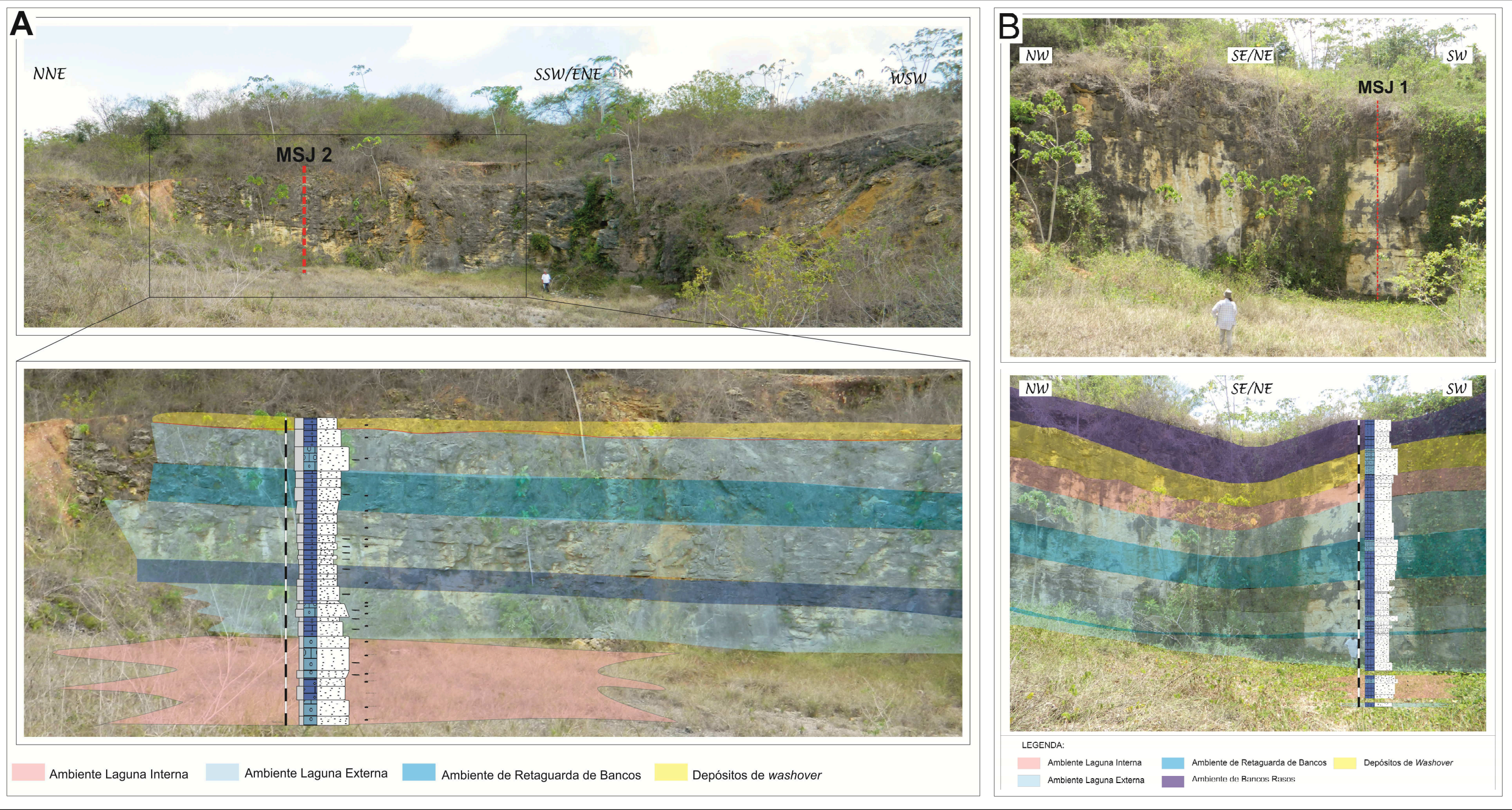


Figura 26: Fotomosaicos com as interpretações dos ambientes sedimentares definidos para os afloramentos de base da seção analisada, caracterizados pelos afloramentos Mata de São José 2 (A) e Mata de São José 1 (B).

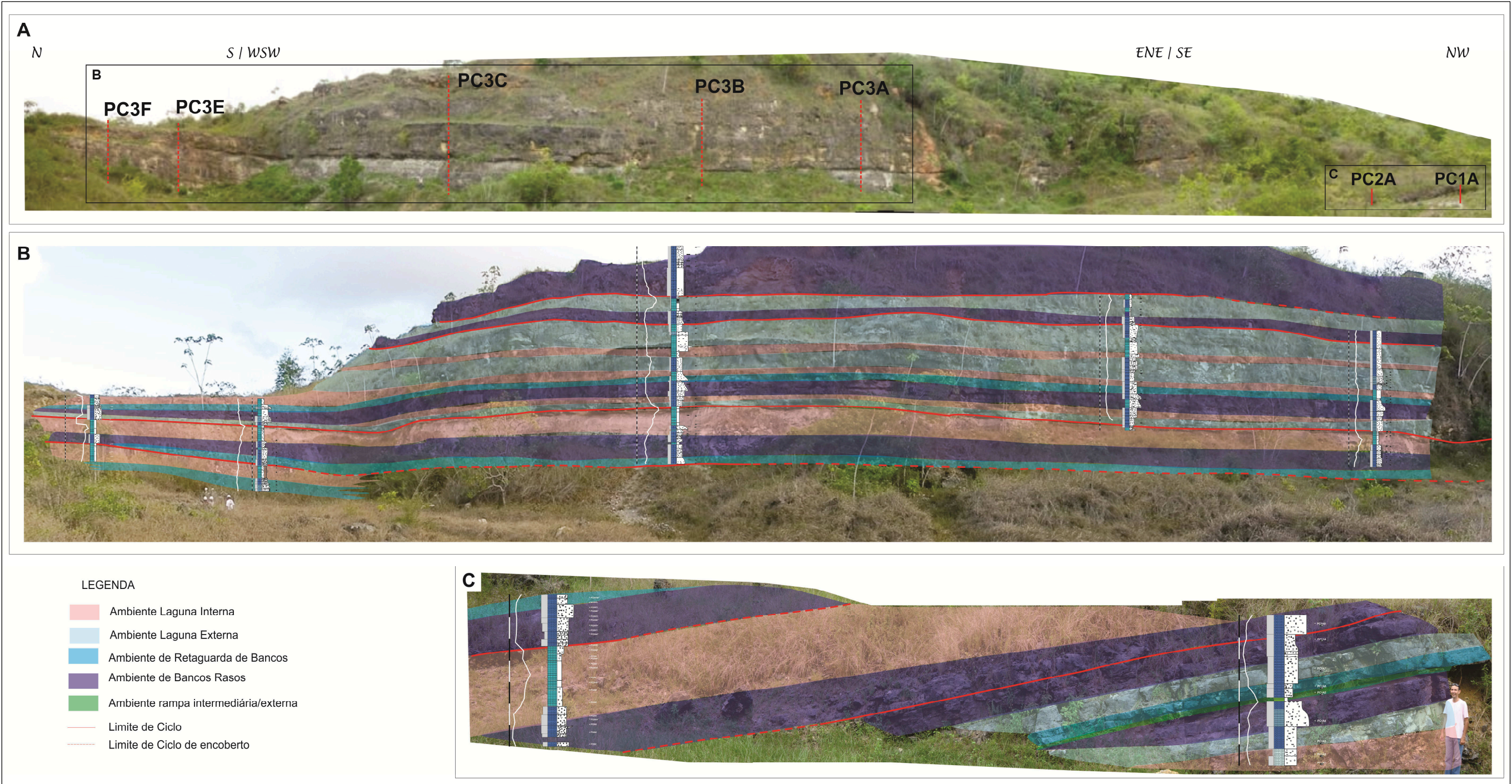


Figura 27: Fotomosaicos com as interpretações dos ambientes sedimentares e suas variações laterais e verticais definidos para os sedimentos do afloramento Carapeba, nos vários níveis de exposição rochosa.

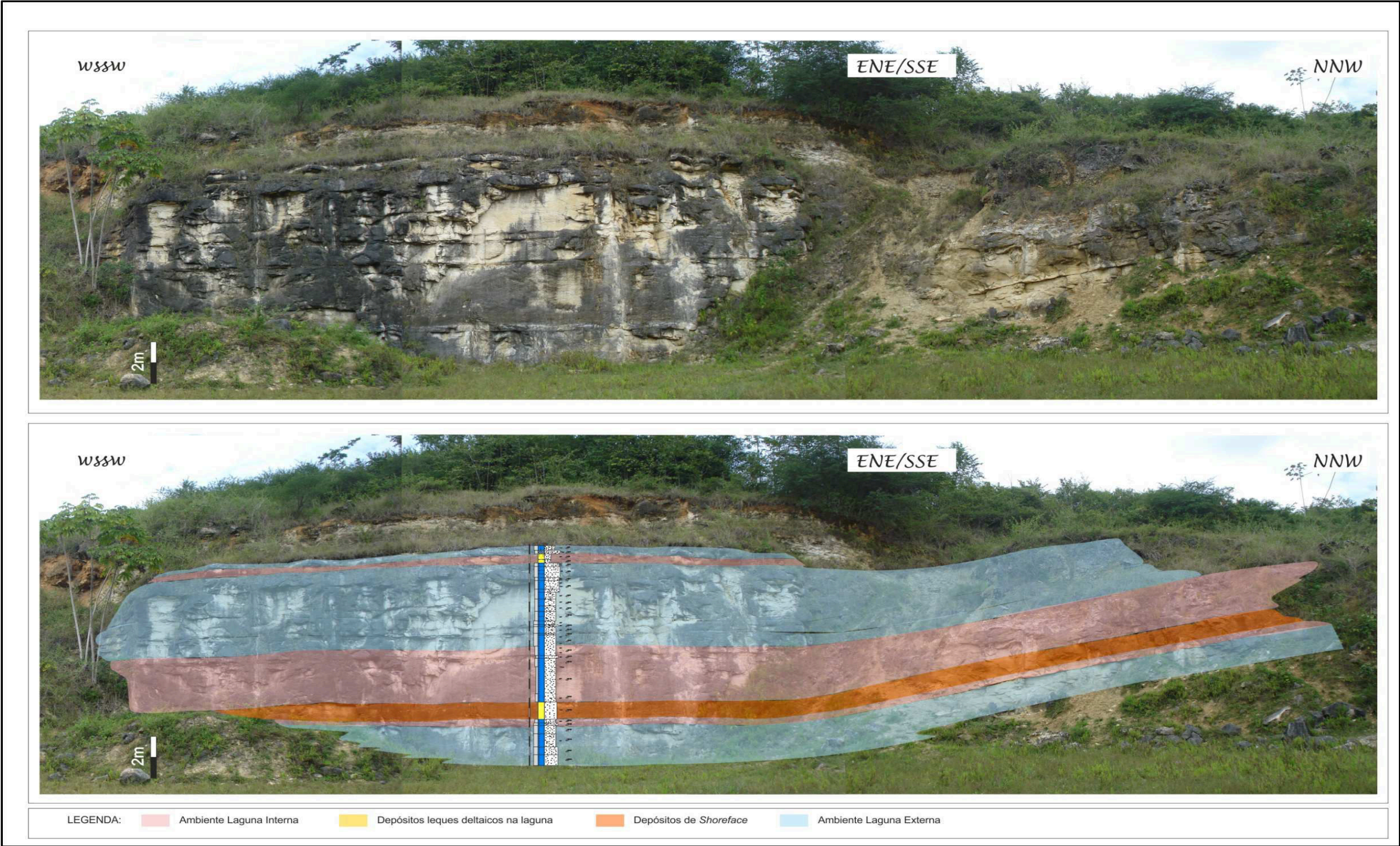
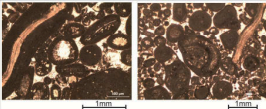
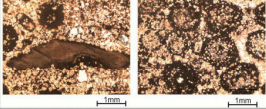
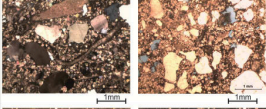
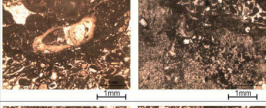
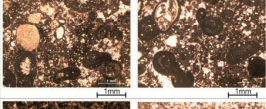
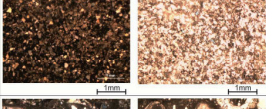
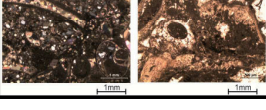


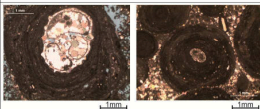
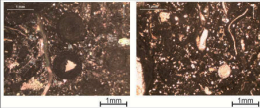
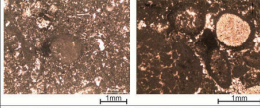
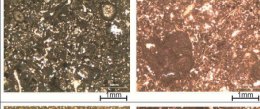
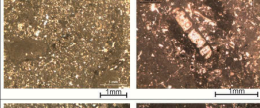
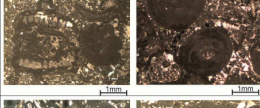
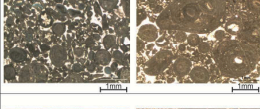
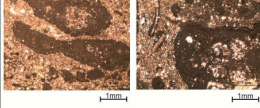
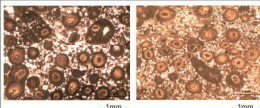
Figura 28: Fotomosaico com interpretação dos ambientes sedimentares definidos para o afloramento Brejo, localizado no topo de toda a seção estudada.

No afloramento Carapeba a dominância é de grãos peloidais, com bioclastos de moluscos, algas vermelhas solenoporáceas *Pycnoporidium* e *Marinella*, foraminíferos bentônicos aglutinantes e textularídeos e miliolídeos e algas verdes dasicladáceas (entre elas, *Neomeris* e *Terquemella*). Ocorrem ainda oncoides pouco desenvolvidos e ooides superficiais. A pedra Brejo é caracterizada pela predominância de grãos oncoidais porém com desenvolvimento e morfologia diferentes das encontradas nas pedreiras Mata de São José e com peloides subordinados. O conteúdo fossilífero é composto por moluscos, algas vermelhas solenoporáceas *Marinella* e *Pycnoporidium*, equinoides, e foraminíferos bentônicos (entre eles, *Trocholina*) e algas verdes dasicladáceas como núcleos de oncoides. Considerando essas diferenças entre os depósitos, optou-se por dividir a análise de microfácies por afloramento ou grupo de afloramentos em Brejo, Mata de São José (1 e 2) e Carapeba, onde foram construídos quadros com as microfácies definidas e as principais características micro e macroscópicas de cada uma (quadros 1; 2 e 3). No total foram definidas 28 microfácies.

Quadro 1: Microfácies definidas para o afloramento Brejo (Anexo 2).

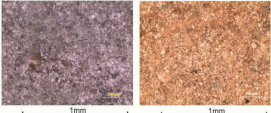
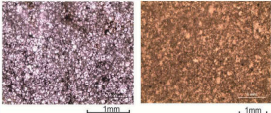
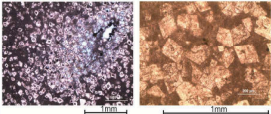
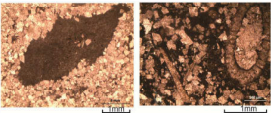
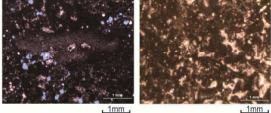
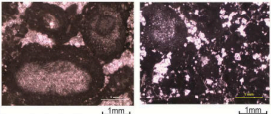
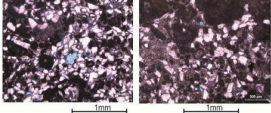
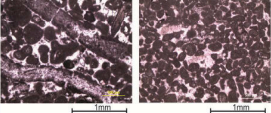
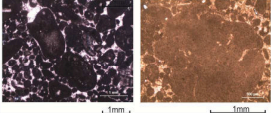
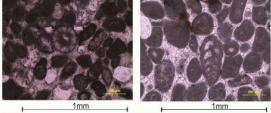
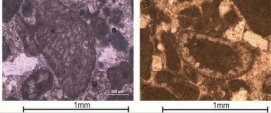
MICROFÁCIES DO AFLORAMENTO BREJO					
Microfácies	Fotomicrografias	Litologia Textura Cor	Principais Componentes	Feições Sedimentares	Interpretação do Ambiente
BJ - M1: Grainstone oncolítico bioturbado.		Grainstone esbranquiçado a creme. Mal selecionado de granulometria calcarenítica muito grossa a grossa, com oncoides até 2 mm.	Oncoides grossos a muito grossos e microoncoides com núcleos de bivalves, equinoides, foraminíferos bentônicos (gênero <i>Trocholina</i>) e raras algas dasicladáceas e solenoporáceas. Dolomita planar euédrica.	Estratificação cruzada oblíqua. Bioturbação do tipo <i>burrowing</i> .	Laguna externa a retaguarda de bancos. Energia moderada
BJ - M2: Pack/wackestone oncolítico dolomitizado		Packstones e Wackestones dolomitizados de cores cinza a creme. Moderadamente selecionado de granulometria calcarenítica grossa.	Oncoides grossos por vezes corroídos por dolomita. Raros bioclastos de bivalves e gastrópodes. Dolomita planar subédrica a euédrica.	Maciço. Intensa bioturbação do tipo <i>burrowing</i> .	Laguna interna protegida. Energia baixa a moderada
BJ - M3 Arenito grosso bioclástico		Arenito grosso bioclástico cinza escuro a amarelo. Mal selecionado, granulometria grossa a muito grossa. Matriz arenítica fina e dolomítica.	Grãos grossos predominantemente de quartzo e bioclastos de equinoides, gastrópodes e bivalves. Raros grãos de quartzo e feldspato.	Estratificação cruzada oblíqua. Bioturbação do tipo <i>burrowing</i> .	Shoreface
BJ - M4 Grainstone oncolítico peloidal		Grainstone creme. Mal selecionado de granulometria calcarenítica grossa, com bioclastos até 1cm.	Oncoides grossos com núcleos indiferenciados e de gastrópodes microoncoides com núcleos de equinoides. Bioclastos de algas vermelhas solenoporáceas e gastrópodes. Tubos de vermes.	Maciço. Bioturbação do tipo <i>burrowing</i> .	Laguna externa. Energia moderada
BJ - M5 Pack/grainstone oncolítico peloidal		Packstones e grainstones brancos. Mal selecionados, de granulometria calcarenítica grossa a muito grossa, com bioclastos até 1cm. Matriz peloidal calcarenítica fina a muito fina.	Oncoides regulares e irregulares com núcleos de gastrópodes, bivalves e equinoides. Bioclastos de algas vermelhas solenoporáceas <i>Marinella</i> , raros briozoários. Dolomita planar euédrica.	Maciço. Intensa bioturbação do tipo <i>burrowing</i> .	Laguna externa a retaguarda de bancos. Energia moderada
BJ - M6 Arenito fino com restos vegetais		Arenito fino a muito fino amarelo com cimento dolomítico. Bem selecionado, granulometria grossa a muito grossa. Matriz arenítica fina e dolomítica.	Grãos de quartzo predominantes e com grãos micáceos e de feldspato acessórios. Raros bioclastos de equinoides e de bivalves. Presença de restos vegetais.	Estratificação cruzada tangencial. Marcas de sola.	Leques deltaicos distais na laguna. Energia baixa
BJ - M7 Packstone bioclástico com algas vermelhas e terrígenos		Packstone creme a amarelo mal selecionado, de granulometria calcirudítica, com bioclastos até 3 mm e com matriz fina peloidal.	Predominância de bioclastos de gastrópodes e frequentes algas vermelhas solenoporáceas. Presença de briozoários, cianobactéria (<i>Girvanella</i>) e tubos de verme.	Maciço. Bioturbação do tipo <i>burrowing</i> .	Laguna externa a retaguarda de bancos. Energia moderada

Quadro 2: Microfácies definidas para os afloramentos Mata de São José 1 e Mata de São José 2 (Anexo 2).

MICROFÁCIES DOS AFLORAMENTOS MATA DE SÃO JOSÉ					
Microfácies	Fotomicrografias	Litologia Textura Cor	Principais Componentes	Feições sedimentares	Interpretação do Ambiente
MSJ - M1: Packstone/Floatstone oncolíticos		Packstone esbranquiçado a creme. Dolomitização moderada na matriz. Granulometria calcirrudítica a calcarenítica grossa, com alguns oncóides de até 7mm. Mal selecionada.	Oncóides regulares com núcleos de moluscos, equinóides por vezes de <i>Girvanella</i> , ou indiferenciáveis. Poucas algas vermelhas solenoporáceas (<i>Marinella</i>) e cianobactérias (<i>Girvanella</i>).	Estratificação cruzada de baixo ângulo mascarada Bioturbação moderada do tipo <i>burrowing</i> .	Laguna interna protegida Energia baixa a moderada
MSJ - M2: Packstone oncolítico bioclástico com algas vermelhas		Packstone de cor amarela. Granulometria calcirrudítica a calcarenítica grossa com grãos rudáceos de algas vermelhas de até 5mm. Mal selecionada.	Bioclastos de algas vermelhas solenoporáceas (<i>Marinella</i>), moluscos e equinóides. Oncóides irregulares e pelóides (provavelmente fragmentos de alga vermelha micritizada)	Maciço	Laguna interna Energia moderada
MS J- M3: Wacke/Packstone peloidal bioclástico bioturbado com algas vermelhas e verdes		Packstone a wackestone de cor creme. Granulometria calcarenítica fina a grossa com clastos rudáceos oncolíticos de até 5mm. Mal selecionada.	Pelóides de clastos de algas vermelhas, bioclastos de algas vermelhas solenoporáceas (<i>Marinella</i>), algas verdes dasicladáceas (incl. <i>Brasilioporella</i>), moluscos, equinóides e foraminíferos aglutinantes.	Estratificação cruzada de baixo ângulo Bioturbação do tipo <i>burrowing</i> .	Laguna externa Energia moderada
MSJ - M4: Packgrainstone peloidal bioclástico com rudáceos de algas vermelhas e oncóides		Packgrainstone de cor creme. Granulometria calcarenítica média, com clastos rudáceos oncolíticos até 1cm. Moderadamente a mal selecionada.	Pelóides, bioclastos de algas vermelhas solenoporáceas (<i>Marinella</i>), algas verdes dasicladáceas (incl. <i>Brasilioporella</i>), cianobactérias (<i>Girvanella</i>). Oncóides irregulares.	Conjuntos de camadas centimétricas com estratificação cruzada de baixo ângulo Bioturbação moderada do tipo <i>burrowing</i> .	Laguna externa a retaguarda de bancos. Energia moderada
MSJ - M5: Grain/Packstone peloidal com rudáceos de algas vermelhas		Grain/packstone de cor creme. Granulometria calcarenítica fina a média, com clastos rudáceos de algas vermelhas de até 2,5mm. Moderadamente a mal selecionado	Pelóides, bioclastos de algas vermelhas solenoporáceas (<i>Marinella</i>), algas verdes dasicladáceas (incl. <i>Brasilioporella</i>) oncolitizadas, equinóides, moluscos, raros foraminíferos bentônicos e ostracodos.	Conjuntos de camadas de geometria sigmoidal Bioturbação do tipo <i>burrowing</i> .	Retaguarda de bancos a bancos rasos Energia moderada a alta
MSJ - M6: Grainstone peloidal bioclástico oncolítico		Grainstone de cor creme. Granulometria calcarenítica grossa a calcirrudítica com clastos rudáceos oncolíticos de até 16 mm. Mal selecionada.	Pelóides, bioclastos de algas verdes dasicladáceas (incl. <i>Neomeris</i>), algas vermelhas solenoporáceas (<i>Marinella</i>), equinóide e moluscos. Oncóides regulares e irregulares. Tubos de verme.	Estratificação plano paralela e cruzada de baixo ângulo	Retaguarda de bancos Energia moderada a alta
MSJ - M7: Grainstone oncolítico peloidal com oncóides regulares		Grainstone esbranquiçada a creme. Granulometria calcarenítica muito grossa a calcirrudítica. Mal selecionada.	Pelóides e oncóides regulares. Raros bioclastos de moluscos, equinóides, algas vermelhas solenoporáceas (<i>Marinella</i>) e cianobactérias (<i>Girvanella</i>)	Estratificação cruzada de baixo ângulo	Retaguarda de bancos Energia moderada a alta
MSJ - M8: Pack/wackestone dolomitizado oncolítico bioclástico		Packstone a Wackestone de cor amarela alaranjada a creme. Granulometria calcirrudítica grossa, com clastos rudáceos oncolíticos até 9 mm. Matriz muito fina peloidal dolomitizada e com siliciclásticos. Mal selecionada	Oncóides irregulares de <i>Marinella</i> , com organismos incrustantes de foraminíferos planctônicos. Bioclastos de gastrópodos, bivalves, equinóides foraminíferos aglutinantes, algas vermelhas solenoporáceas <i>Marinella</i> . Grãos terrígenos de quartzo, feldspato e mica. Dolomita não planar subédrica	Bases onduladas. Estratificação cruzada de baixo ângulo	Depósitos de washover Energia alta
MSJ - M9: Pack/Wackestone ooidal com terrígenos.		Packstone creme amarelado. Dolomitização moderada. Granulometria média a grossa. Moderadamente a bem selecionado	Ooides radiais, por vezes oncolitizados, grãos terrígenos de quartzo, micas e feldspato. Bioclastos de algas vermelhas solenoporáceas (<i>Marinella</i>), cianobactérias (<i>Girvanella</i>), equinóides moluscos. Oncóides irregulares	Conjuntos de camadas finas de geometria lenticular. Estratificação cruzada de baixo ângulo	Bancos rasos, condições hipersalinas Energia moderada a alta

As microfácies foram definidas a partir de uma série de características das rochas, seguindo uma linha decrescente de diferenciação. Como os depósitos em estudo correspondem a um ambiente de sedimentação mista, foram primeiramente divididas as fácies de acordo com a litologia (carbonatos e siliciclásticos). As fácies siliciclásticas foram definidas com base na granulometria, constituintes e feições sedimentares. Para as rochas carbonáticas, a definição de fácies realizada foi um pouco mais complexa, englobando inicialmente as texturas (grainstone, packstone, wackestone e mudstone) e em seguida os constituintes carbonáticos principais. A análise da relação dos bioclastos permitiu a localização paleoambiental e a identificação de ambientes restritos e abertos das fácies definidas.

Quadro 3: Microfácies definidas para o afloramento Carapeba (Anexo 2).

MICROFÁCIES DO AFLORAMENTO CARAPEBA					
Microfácies	Fotomicrografias	Litologia Textura Cor	Principais Componentes	Faixas sedimentares	Interpretação do Ambiente
PC-M1 Microdoloespatito (Marga/Mudstone argiloso)		Marga/Mudstone argiloso dolomitizado de cor cinza, com aspecto sacaroidal. Dolomita de cristalinidade muito fina e grãos siliciclásticos de granulometria muito fina. Muito bem selecionado	Micropeloides, cristais de dolomita planares subédricos, grãos de quartzo e feldspato e restos vegetais	Maciço Bioturbação do tipo <i>burrowing</i>	Laguna interna com aporte de sedimentos siliciclásticos. Energia baixa.
PC-M2 Doloespatito (Mudstone)		Mudstone dolomitizado de cor cinza, ocasionalmente apresentam tons amarelados, com aspecto sacaroidal. Dolomita de cristalinidade fina e grãos siliciclásticos de granulometria fina a grossa. Bem selecionada	Cristais de dolomita planares subédricos, bioclastos de ostraídeos e equinóides, grãos terrígenos de quartzo e feldspato e restos vegetais.	Maciço, por vezes com estratificação cruzada incipiente Bioturbação do tipo <i>burrowing</i> .	Laguna interna com aporte de sedimentos siliciclásticos. Energia baixa.
PC-M3 Wack-packstone peloidal parcialmente dolomitizado		Wack-packstone parcialmente dolomitizado cinza claro, com tons amarelados e beges ocasionais. Granulometria fina a média, com dolomita de cristalinidade fina a média e grãos terrígenos de granulometria média. Moderadamente selecionada	Pelóides de grãos micritizados, bioclastos de gastrópodos, algas vermelhas solenoporáceas, terrígenos e localmente foraminíferos miliolídeos, bivalves e ostracodes. Dolomita com cristais planares subédricos e euédricos	Maciço, por vezes com estratificação cruzada incipiente Bioturbação do tipo <i>burrowing</i>	Laguna interna. Energia moderada
PC-M4 Packstone bioclástico dolomitizado com rudáceo de oncoídes		Packstone dolomitizado cinza a bege alaranjado. Granulometria muito grossa a média, com oncoídes de granulometria até granulo. Dolomita de cristalinidade fina a média. Mal selecionada	Oncoídes rudáceos com núcleos de algas vermelhas solenoporáceas <i>Pycnoporidium</i> , bioclastos rudáceos de algas verdes dasicladáceas, bivalves e gastrópodos e terrígenos. Dolomita com cristais planares subédricos e euédricos	Maciço. Presença de <i>lags</i> de depósitos coquínoides de ostraídeos. <i>Vugs</i> de dimensões até 8 cm. Bioturbação do tipo <i>burrowing</i>	Laguna externa com energia moderada, com influência de barras de maré.
PC-M5 Pack-grainstone peloidal bioclástico parcialmente dolomitizado		Pack-grainstone de cor creme esbranquiçado com tons amarelados. Granulometria média a calcirrudito. Mal selecionada	Bioacumulações de gastrópodos <i>Peruvella dolium</i> . Algas vermelhas solenoporáceas, foraminíferos miliolídeos e aglutinantes, intraclastos e terrígenos.	Maciço	Laguna externa com energia moderada a alta, com influência de barras de maré
PC-M6 Pack-grainstone oncolítico parcialmente dolomitizado com rudáceo de algas vermelhas		Pack-grainstone de cor creme esbranquiçado com tons amarelados. Granulometria grossa a muito grossa com oncoítes fração granulo. Dolomita de cristalinidade fina a média. Mal selecionada	Pelóides, oncoídes com núcleo de algas vermelhas solenoporáceas <i>Pycnoporidium</i> , cristais de dolomita planares euédricos	Estratificação cruzada e camadas grandocrescentes ascendentes	Laguna externa. Energia moderada.
PC-M7 Grain-packstone peloidal com terrígeneos		Rocha híbrida, de cor bege. Granulometria fina e bem selecionados	Pelóides, grãos terrígenos (quartzo, feldspato e mica), matriz micrítica e por vezes, bioclastos de algas vermelhas solenoporáceas e algas verdes dasicladáceas	Estratificações cruzadas truncadas por onda	Laguna externa com energia moderada a alta com influência de ondas de tempestade
PC-M8 Grain-packstone peloidal bioclástico		Grain-packstone de cor creme esbranquiçado. Granulometria média a grossa, moderadamente a mal selecionado	Algas vermelhas solenoporáceas e verdes dasicladáceas, foraminíferos aglutinantes, seriados, equinóides e alguns moluscos (gastrópodos e bivalves), pelóides, oídes superficiais e quartzo	Estratificação cruzada de baixo ângulo	Retaguarda de bancos rasos. Energia moderada a alta
PC-M9 Grain-packstone peloidal bioclástico com rudáceo de algas vermelhas		Grain-packstone de cor creme esbranquiçado. Granulometria média a muito grossa. Mal selecionado	Rudáceos de algas vermelhas solenoporáceas <i>Pycnoporidium</i> e <i>Maninella</i> . Foraminíferos aglutinantes, bivalves, gastrópodos, pelóides, intraclastos, raros ostracodes, raros terrígenos.	Maciço, por vezes com laminação plano-paralela. Camadas grandocrescentes ascendentes.	Bancos rasos ou na frente dos bancos. Energia moderada a alta.
PC-M10 Grainstone oolítico peloidal bioclástico		Grainstone de cor creme esbranquiçado. Granulometria média a fina, moderadamente a bem selecionado	Oídes superficiais, pelóides, algas verdes dasicladáceas, algas vermelhas solenoporáceas, foraminíferos miliolídeos e alguns bivalves, intraclastos e grãos terrígenos.	Estratificação cruzada de baixo ângulo. Camadas amalgamadas.	Bancos rasos. Energia moderada a alta
PC-M11 Grainstone bioclástico intraclástico		Grainstone de cor creme esbranquiçado. Granulometria média a calcirrudito	Algas verdes dasicladáceas, algas vermelhas solenoporáceas e coralíneas, gastrópodos e bivalves, abundantes foraminíferos aglutinantes, espinhos e placas de equinóides, intraclastos e pelóides	Estratificação cruzada de baixo ângulo e por vezes plano-paralela	Bancos rasos ou na frente dos bancos. Energia moderada a alta.
PC-M12 Folhelho		Folhelho amarelado	Raros fragmentos de moluscos.	Laminação plano-paralela	Rampa intermediária a rampa externa

Os depósitos analisados nesses afloramentos correspondem a sedimentos depositados em ambiente sedimentar predominantemente de rampa interna, controlados pela ação de ondas normais (*fair weather waves*), marés e com forte influência de depósitos siliciclásticos marginais associados, principalmente, a leques deltaicos.

A área mais interna da rampa carbonática é caracterizada pela presença de um ambiente de baixa a moderada energia protegido, a laguna interna, que inclui wackestones e packstones/floatstones oncolíticos e peloidais por vezes dolomitizados, margas e mudstones completamente dolomitizados e arenitos finos com restos vegetais com matriz dolomitizada, provenientes de aportes siliciclásticos temporários à laguna. Associados a estes depósitos ocorrem ainda sedimentos de *shoreface*, constituídos por arenitos grossos com forte componente bioclástica (essencialmente bivalves).

Associado ao ambiente de laguna interna ocorre o ambiente de laguna externa, onde a energia do ambiente é moderada, com influência de correntes de marés e de ondas, com alta oxigenação e luminosidade do ambiente, caracterizada pela forte presença de bioclastos. Este tipo de ambiente compreende fácies packstones e packstones/grainstones com peloides, oncoides e bioclastos de diversos organismos, com predominância de clastos de granulometria fina a grânulo de algas vermelhas solenoporáceas, com dolomitização incipiente em alguns depósitos. São também marcantes os depósitos coquínoides de bivalves ostreídeos e gastrópodes *Peruviella dolium*.

O ambiente de retaguarda de bancos, localizado entre a laguna externa e os bancos rasos, caracteriza-se por um ambiente de energia moderada a alta, contém grainstones e packstones com diferentes proporções de oncoides, peloides e bioclastos, por vezes com dolomitização incipiente.

O ambiente de bancos rasos é representado por grainstones ou pack/grainstones dominados por diferentes “grãos não esqueletais” (peloides, oncoides, ooides e intraclastos) e com bioclastos subordinados. A região na frente dos bancos rasos inclui grainstones dominados por peloides e intraclastos, com bioclastos de granulometria grânulo de algas vermelhas solenoporáceas.

Os aspectos chave das diferentes fácies dos ambientes supracitados estão sumarizados em seguida.

Ambiente Lagunar- Laguna Interna

O ambiente de laguna interna nos afloramentos estudados apresenta diferentes fácies com diversos componentes sedimentares que refletem as variações de influência de energia e de aporte de terrígenos ao sistema, mas com elementos bioclásticos que refletem um ambiente restrito.

As principais fácies deste ambiente encontram-se frequentemente dolomitizadas e com presença de siliciclásticos. A bioturbação do tipo *burrowing* é intensa e recorrente na maioria das fácies definidas.

As fácies de menor energia definidas nos afloramentos correspondem a dolomitos (microdoloespátitos e doloespátitos) cujas rochas originais seriam mudstones (PC-M1/M2), por vezes argilosas com bastantes siliciclásticos e restos vegetais, geralmente laminadas e, arenitos finos com cimento dolomitizado e também restos vegetais (Bj-M6), com estratificação cruzada tangencial, que corresponderiam à entrada de leques deltaicos distais num sistema de baixa energia (Figura 29 A e B).

As fácies peloidais (PC-M3) correspondem a wacke/packstones intensamente dolomitizadas e são constituídas peloides e possuem em menores quantidades bioclastos de moluscos, algas vermelhas solenoporáceas *Marinella* e *Pycnoporidium* e foraminíferos bentônicos miliolídeos. A presença de micrita aliada a intensa dolomitização e aos componentes principais sugere um ambiente calmo e restrito interno.

As fácies de maior energia neste ambiente correspondem a depósitos maciços siliciclásticos com forte componente bioclástica de moluscos representada pela fácies Bj-M3, referentes a um ambiente de *shoreface* (Figura 29 C e D), onde os fósseis apresentam-se bastante retrabalhados.

Associadas às fácies acima descritas ocorrem fácies representativas de barras oncolíticas, que localizam-se em ambiente de laguna interna ou de laguna externa/retaguarda de bancos. Os depósitos de barras oncolíticas de ambiente de laguna interna são caracterizados por fácies packstones/floatstones essencialmente oncolíticas e (MSJ-M1 e Bj-M2), em menores proporções oncolíticas bioclásticas (MSJ-/M2) dolomitizadas com oncoides regulares, esféricos a elipsoidais, de dimensões até 7 mm, com núcleos de moluscos, equinoides, ooides radiais e raramente foraminíferos e, com incrustações de foraminíferos e de cianobactérias *Girvanella* nas lâminas de crescimento dos oncoides. O desenvolvimento de oncoides deste tamanho pressupõe um ambiente de águas mais calmas que permita o desenvolvimento de organismos

microbiais responsáveis pela formação dos oncoides. Porém o fato de possuírem forma sub-esférica a elipsoidal sugere um ambiente com presença de correntes de maré ou de ondas que condicionaram a formação destes grãos com estas morfologias, o que é corroborado pela estratificação cruzada observada nestes depósitos (Figura 29 E e F). Estas fácies possuem também bioclastos, geralmente de equinóides e bivalves e, em menor proporção, algas vermelhas solenoporáceas *Marinella* e cianobactérias *Girvanella*, que, indicam um ambiente mais restrito. Estas fácies são intensamente bioturbadas, com bioturbação do tipo *burrowing* geralmente preenchidas por sedimentos das camadas posteriores.

Ambiente Lagunar - Laguna Externa

O ambiente de laguna externa é, tal como o ambiente de laguna interna, um ambiente diversificado em termos de fácies, que retratam um ambiente dinâmico, de energia essencialmente moderada, e por vezes moderada a alta, com influência de ondas e marés. Este ambiente apresenta fácies de maior energia que a laguna interna e com maior variedade de bioclastos onde a presença de bioturbação é frequente e a dolomitização presente.

As principais características destes depósitos incluem os oncoides, peloides e bioclastos como componentes essenciais.

As fácies pack-grainstones oncolíticas (Bj-M4/M5 e PC-M6) são caracterizadas por depósitos geralmente maciços ou com estratificação cruzada incipiente. Esta ausência de estruturas sedimentares possivelmente é devida a intensa bioturbação do tipo *burrowing* presente em todas as camadas com estas fácies. Os oncoides, componentes principais desta fácies, geralmente são irregulares e pouco desenvolvidos, com núcleos de origens variadas. Apresentam baixa diversidade de organismos onde os bioclastos predominantes são gastrópodes, bivalves e equinóides, com a presença de algas vermelhas solenoporáceas (*Pycnoporidium* e *Marinella*). Em algumas fácies, nomeadamente Bj-M4 e BJ-M5, verifica-se a presença de tubos de vermes (serpulídeos) e briozoários. A bioturbação é intensa e geralmente do tipo *burrowing*. Estes elementos, em associação a texturas de energia moderada, indicam um ambiente mais restrito.

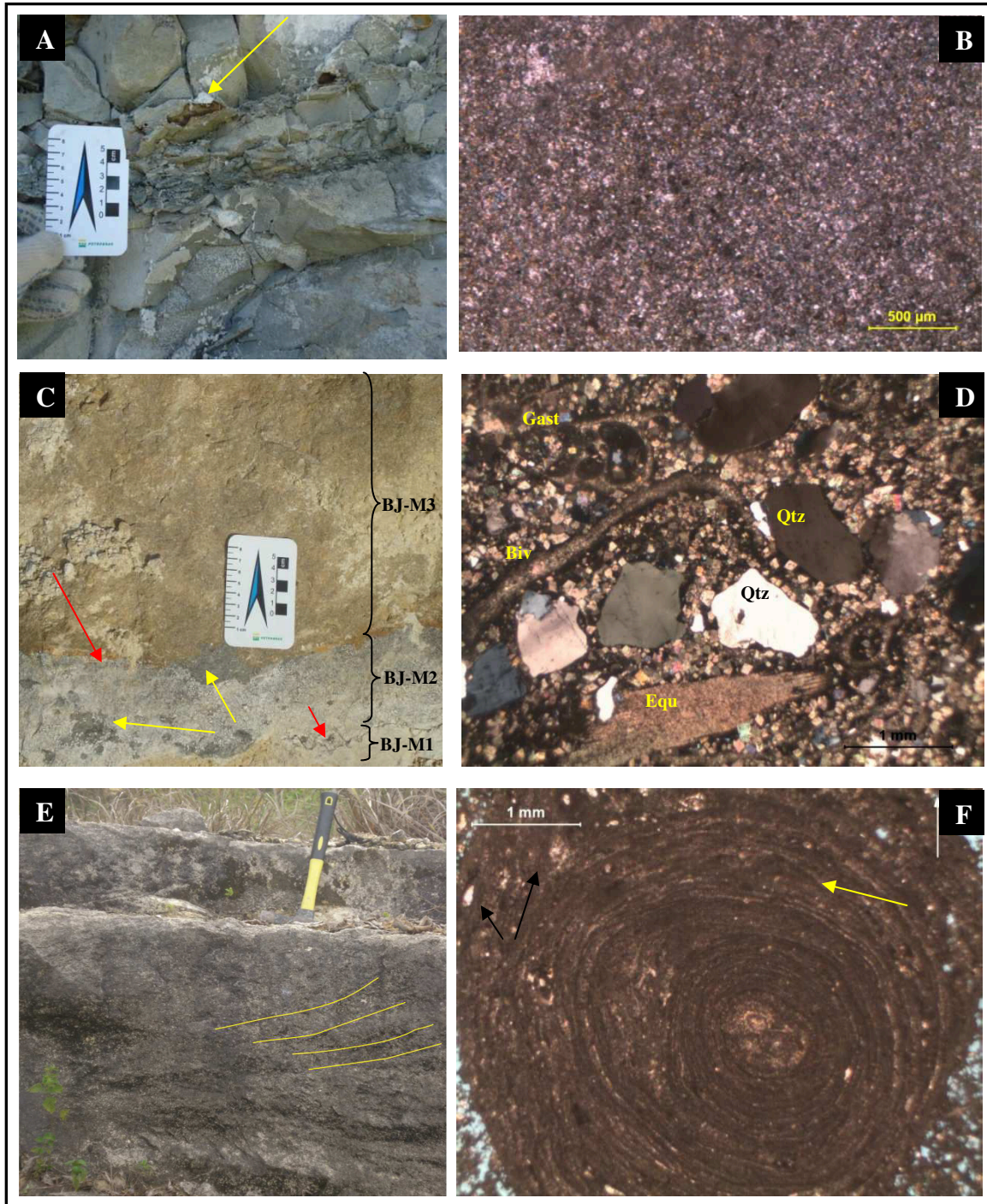


Figura 29: Aspectos gerais de depósitos de laguna interna em afloramento e em lâmina delgada. A) Detalhe em afloramento da fácies PC-M1, onde se observam camadas centimétricas maciças com presença de restos vegetais de até 3 cm de tamanho (seta amarela); B) Fotomicrografia de microdoloespatito (PC-M1) em nicóis paralelos. C) Camadas representativas das fácies Bj-M1, BJ-M2 e BJ-M3. Observar contatos irregulares entre as camadas (setas vermelhas) e intensa bioturbação na fácies BJ-M2 (setas amarelas); D) Fotomicrografia de arenito grosso bioclástico com cimentação dolomítica, fácies BJ-M3. Observar bioclastos de gastrópodes (“Gast”), bivalves (“Biv”) e equinóides (“Equi”) e grãos de quartzo (“Qtz”) subangulosos; E) Detalhe de camadas da fácies MSJ1-M1, de barras oncolíticas na laguna interna, com indicação de estratificação cruzada. F) Fotomicrografia de macrooncoide típico da fácies MSJ1-M1, onde a seta amarela indica descontinuidades nas lâminas de crescimento e as setas pretas, incrustações de organismos.

As fácies peloidais bioclásticas são frequentemente mal selecionadas e variam de wackestones a packstones (MSJ-M3) e de packstones a grainstones (MSJ-M4 e PC-M5) com clastos rudáceos de algas vermelhas solenoporáceas (*Pycnoporidium* e *Marinella*) e de algas verdes dasicladáceas e codiáceas. As camadas geralmente são maciças ou apresentam estratificação cruzada de baixo ângulo incipiente e bioturbação de tipo *burrowing* (Figura 30 A e B).

Na fácies PC-M5 ocorrem associadas bioacumulações de gastrópodes da espécie *Peruviella dolium* que corresponderiam a depósitos de barras de maré na laguna.

Outra fácies que caracteriza um ambiente com influência de barras/canais de maré é a PC-M4, onde os depósitos são constituídos essencialmente por bioclastos de moluscos (gastrópodes e bivalves), algas vermelhas solenoporáceas e algas verdes dasicladáceas. Nesta fácies observam-se depósitos pontuais lenticulares convexos de coquinas de bivalves ostreídeos, que corroboram a interpretação desse ambiente (Figura 30 C e D).

Dentro da laguna externa ocorrem ainda depósitos de retrabalhamento e truncamento por onda, com estratificações cruzadas do tipo *hummocky*, caracterizados por grain/packstones bem selecionados compostos por uma mistura de grãos siliciclásticos com grãos carbonáticos peloidais e bioclásticos de algas vermelhas solenoporáceas e algas verdes dasicladáceas (PC-M7). Estes depósitos corresponderiam a depósitos gerados por ondas de tempestade na laguna externa (Figura 30 E e F).

As fácies grainstones oncolíticas (Bj-M1), são fácies diferenciadas, com oncoides regulares, geralmente com duas modas granulométricas (muito grossa e fina). A presença de bioclastos como elemento é rara, porém vale ressaltar a presença de alguns fósseis como núcleos de oncoides, tais como, algas verdes dasicladáceas, algas vermelhas solenoporáceas e foraminíferos bentônicos do gênero *Trocholina*. A textura da rocha, aliada à presença de estratificação cruzada oblíqua, indica um ambiente de alta energia de barras oncolíticas, localizadas na transição da laguna externa e a retaguarda de bancos rasos (Figura 31 A e B).

Ambiente de retaguarda de bancos (Back-shoal)

O ambiente de deposição de retaguarda de bancos caracteriza-se por um ambiente de transição entre a laguna externa e os bancos rasos, onde a energia do ambiente é moderada a alta e ação das ondas é predominante, o que influencia diretamente a textura das rochas que as caracterizam na qual a presença de micrita é

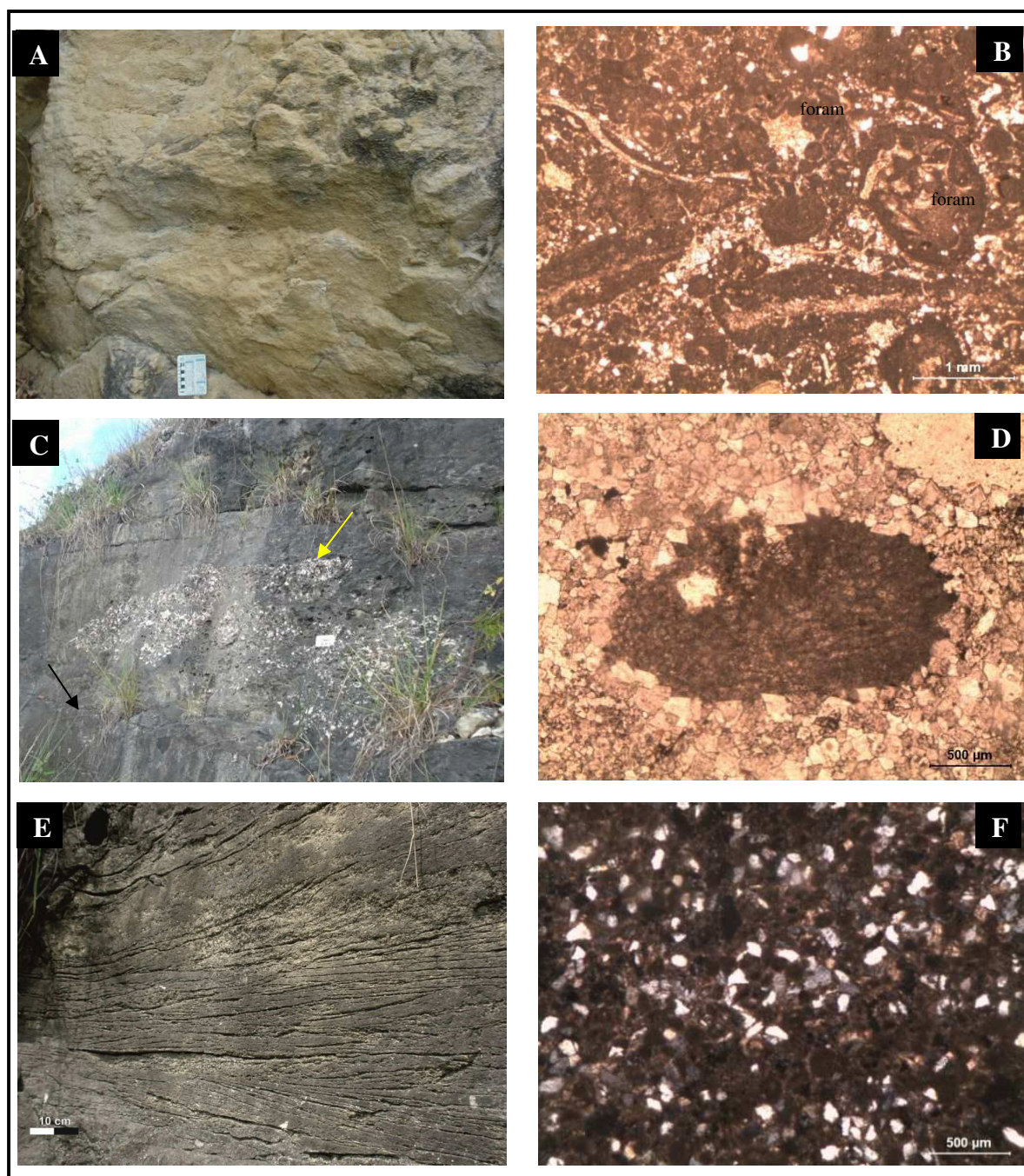


Figura 30: Aspectos gerais de depósitos de laguna externa em afloramento e lâmina delgada. A) Detalhe de camadas maciças da fácies MSJ-M3; B) Fotomicrografia de packstone peloidal bioclástico representativa da fácies MSJ-M3 onde se observam foraminíferos bentônicos aglutinantes (“foram”), moluscos e vários grãos oncolitizados, além de cristais esparsos de dolomita; C) Detalhe de depósito coquinoide de ostreídeos em fácies PC-M4 de laguna externa; D) Fotomicrografia da fácies PC-M4, onde se observa intensa dolomitização, com cristais grossos de dolomita e, fragmento de alga vermelha solenoporácea no centro; E) Detalhe de camadas com estratificação truncada por onda da fácies PC-M7; F) Fotomicrografia de rocha híbrida representativa da fácies PC-M7 (nicóis cruzados). Observar grãos de quartzo finos, bem selecionados e peloides.

diminuta, ainda apresentam condições para a proliferação de organismos bentônicos responsáveis pela bioturbação. As principais texturas definidas são grain/packstones onde os elementos dominantes são peloides e bioclastos.

Os peloides nestas fácies são geralmente bem calibrados, e por vezes a sua origem está possivelmente relacionada a clastos diminutos de algas vermelhas solenoporáceas *Marinella*. O conteúdo fossilífero é constituído essencialmente por algas vermelhas solenoporáceas *Marinella* e *Pycnoporidium*, algas verdes dasicladáceas e em menor quantidade codiáceas, as quais por vezes constituem clastos rudáceos no seio de uma matriz peloidal fina (Figura 31 F). Verifica-se ainda a presença de foraminíferos aglutinantes e hialinos e equinoides. As camadas apresentam geralmente estratificação cruzada de baixo ângulo e, nas camadas representativas da fácies MSJ-M5, observam-se arranjos de camadas lenticulares em clinoformas (Figura 31 C e D). A bioturbação é frequente e do tipo *burrowing*.

Ambiente de bancos rasos (shoal)

As fácies que caracterizam este ambiente são grainstones a packstones peloidais e oncolíticas peloidas, packstones oolíticos com terrígenos e grainstones oolíticos peloidais bioclásticos e grainstones bioclásticos intraclásticos, em camadas com estratificação cruzada de baixo ângulo e por vezes com clinoformas progradantes.

Estas fácies apresentam geralmente boa seleção e, quando possuem seleção moderada esta é devido à presença de escassos grãos rudáceos de bioclastos de algas.

As fácies grainstones a packstones oncolíticas peloidais (MSJ-M7) incluem oncoides regulares com núcleos de ooides e peloides e bioclastos de algas vermelhas solenoporáceas *Marinella* e algas verdes dasicladáceas.

As fácies packstones oolíticas com terrígenos (MSJ-M9) são constituídas por ooides radiais bem calibrados, que por vezes se encontram oncolitizados e grãos de quartzo de granulometria fina, em camadas finas, lenticulares, com estratificação cruzada de baixo ângulo (Figura 32 A e B).

Os grainstones oolíticos peloidais bioclásticos (PC-M10) incluem ooides superficiais com núcleos de peloides, de foraminíferos bentônicos e algas verdes. Os bioclastos aí encontrados são de moluscos, algas verdes dasicladáceas, algas vermelhas solenoporáceas *Marinella* e *Pycnoporidium*, e foraminíferos bentônicos aglutinantes (Figura 32 C, D, E e F).

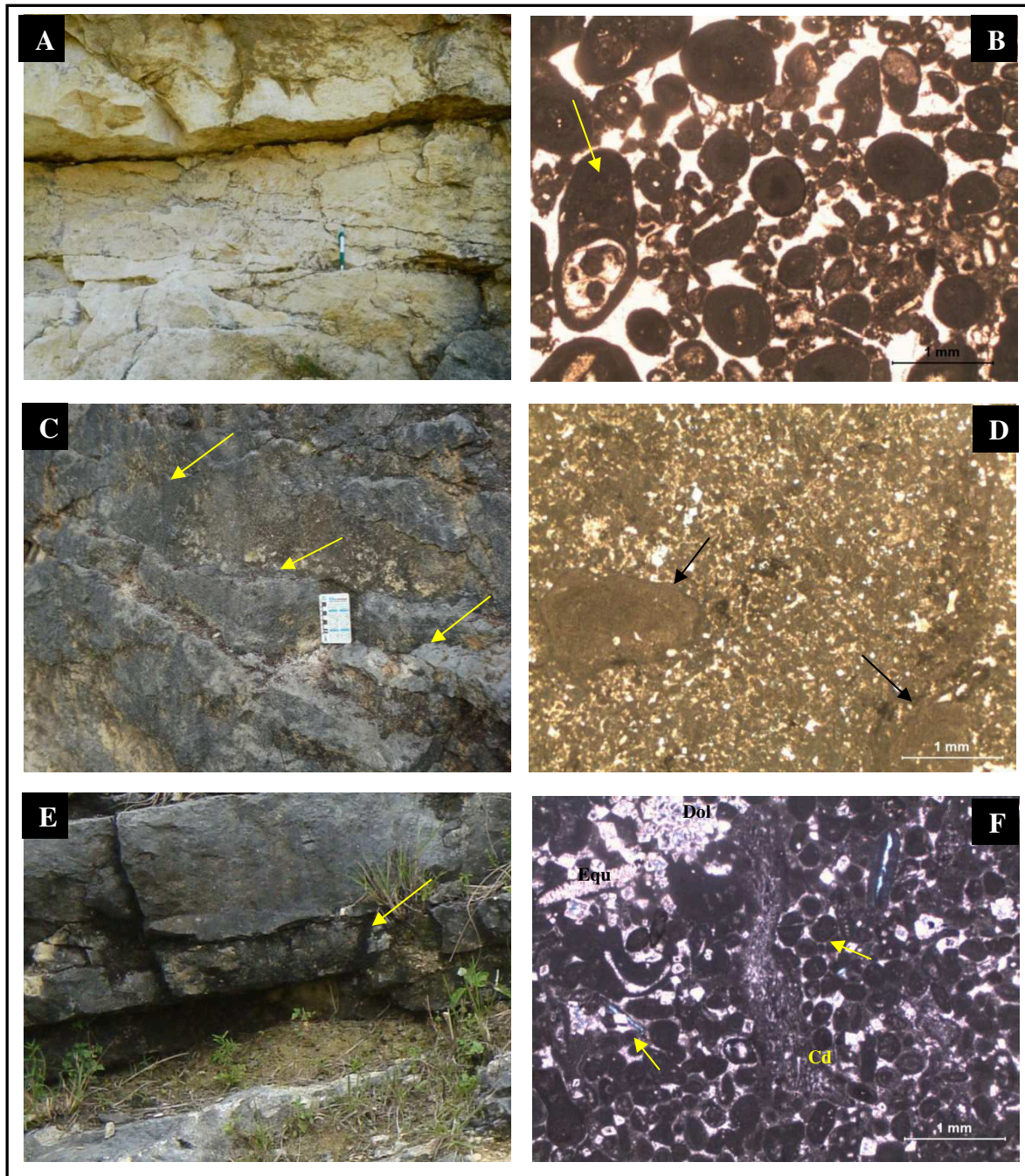


Figura 31: Aspectos gerais de depósitos retaguarda de bancos em afloramento e lâmina delgada. A) Detalhe de camadas com estratificação cruzada oblíqua em camadas representativas da fácies BJ-M, na transição de ambiente de laguna externa para retaguarda de bancos; B) Fotomicrografia de grainstone oncolítico da fácies BJ-M1. Observar gastrópode como núcleo de oncoide (seta amarela); C) Camadas com clinoformas da fácies MSJ-M5, indicadas pelas setas amarelas; D) Fotomicrografia de grainstone peloidal, onde se observam bioclastos rudáceos de algas vermelhas solenoporáceas *Marinella* (setas pretas); E) Relação de camadas representativas de retaguarda de bancos da fácies PC-M8 (seta amarela) com camadas suprajacentes de laguna externa PC-M5; F) Fotomicrografia de grainstone peloidal, fácies PC-M8, com bioclasto rudáceo de alga verde codiácea ("Cd"), equinoide ("Equ") e alguns ooides superficiais indicados pelas setas amarelas. Observa-se ainda dolomitização ("Dol") incipiente, com cristais de dolomita com dissolução parcial intracristalina.

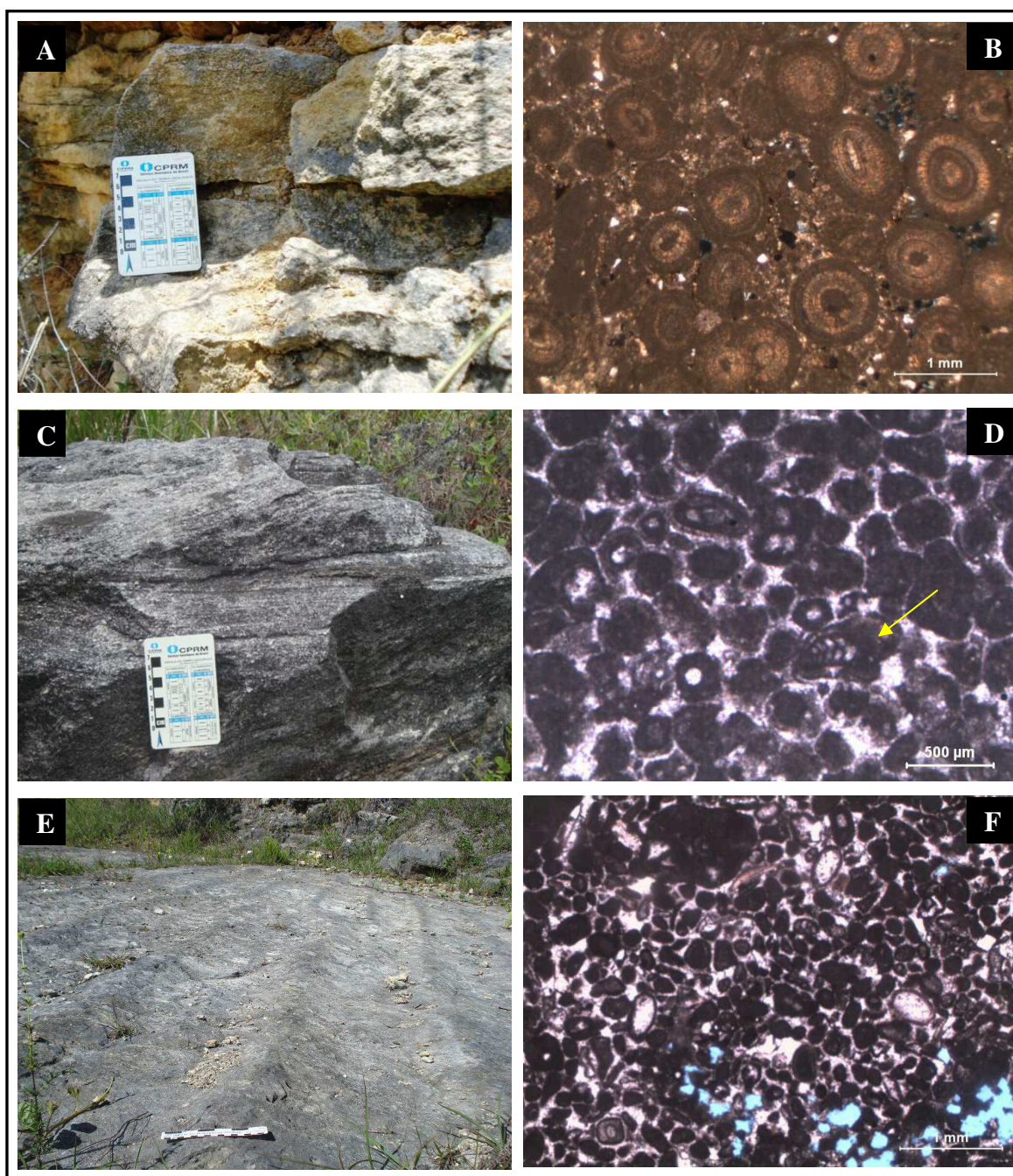


Figura 32: Aspectos gerais de depósitos de bancos rasos em afloramento e lâmina delgada. A) Detalhe de camadas centimétricas com estratificação cruzada de baixo ângulo representativas da fácies MSJ-M9; B) Fotomicrografia de pack/grainstone oolítico da fácies MSJ-M9, com ooides radiais, e matriz peloidal e terrígena; C) Detalhe de estratificação cruzada “espinha de peixe”, na fácies PC-M10; D) Fotomicrografia de grainstone oolítico peloidal, onde se observam ooides superficiais e foraminíferos bentônicos nos núcleos de ooides (setas amarelas); E) Detalhe de topo de camada com marcas de onda, da fácies PC-M10; F) Fotomicrografia de grainstone oolítico peloidal da camada da figura 29E, onde se observam ooides superficiais de núcleos essencialmente peloidais e raros bioclastos.

Ambiente de frente de bancos (foreshoal)

Este ambiente, como o próprio nome indica situa-se na frente dos bancos rasos, onde a ação das ondas é intensa e onde pode ocorrer o retrabalhamento de sedimentos provenientes dos bancos rasos, bem como o desmonte de bancos rasos ou mesmo de bioconstruções. Nos afloramentos descritos observam-se depósitos que contém elementos que podem ser característicos da transição deste tipo de ambiente para o de bancos rasos. É caracterizado, nos afloramentos descritos, por fácies grainstones peloidais bioclásticas com bioclastos rudáceos de algas vermelhas (PC-M9) em depósitos com bases geralmente onduladas erosivas (Figura 33 A e B), e por grainstones bioclásticos intraclásticos (PC-M11), com intraclastos de pakstones e com a presença de bioclastos de algas vermelhas e algas verdes, com camadas em arranjos lenticulares com estratificação cruzada (Figura 33 C e D).

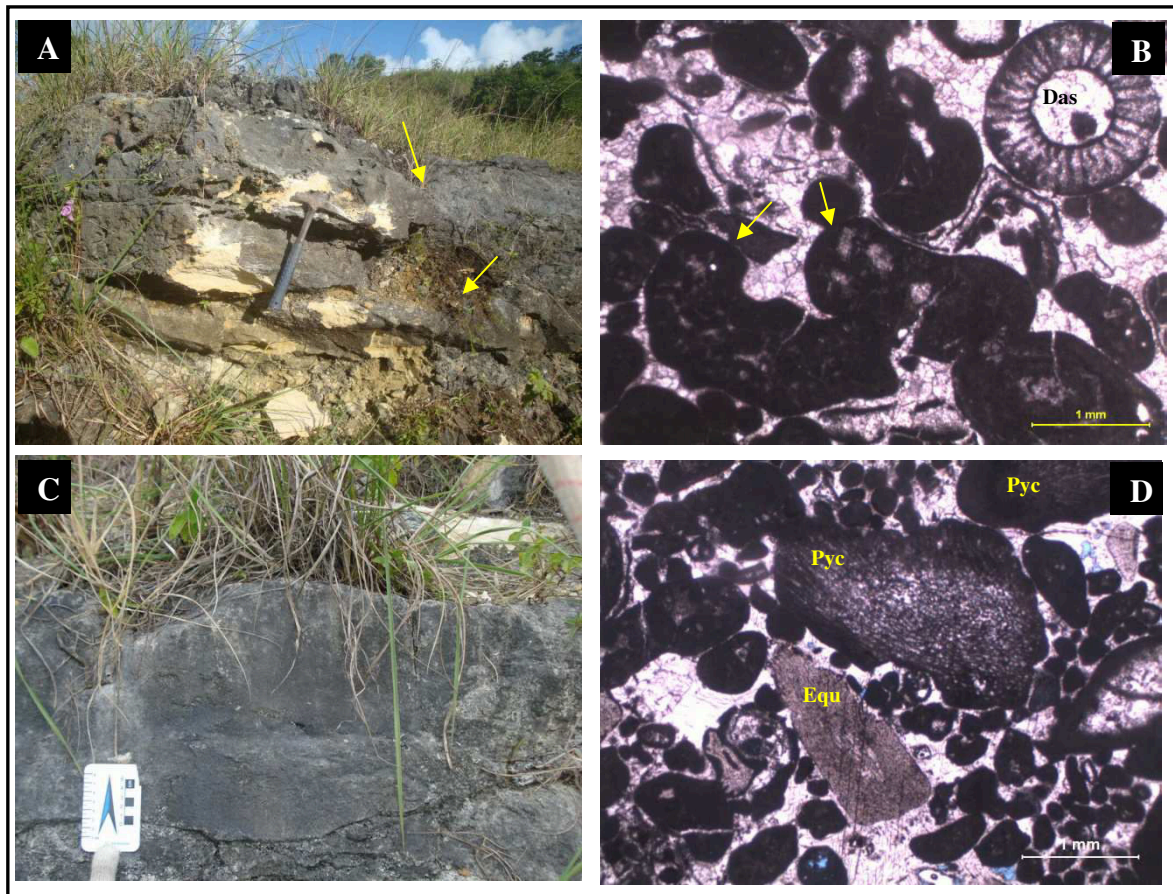


Figura 33: Aspectos gerais de depósitos de frente de bancos a bancos rasos em afloramento e lâmina delgada. A) Detalhe de camadas lenticulares, com estratificação cruzada, representativo da fácies PC-M11; B) Fotomicrografia de grainstone bioclástico intraclástico (PC-M11), onde se observam bioclastos de algas verdes dasicladáceas (“Das”) e intraclastos (setas amarelas); C) Detalhe de camada com geometria lenticular e contato inferior erosivo (PC-M9); D) Fotomicrografia grainstone peloidal bioclástico (PC-M9) com bioclastos rudáceos de alga vermelha solenoporácea *Pycnoporidium* (“Pyc”) e equinoide (“Equ”). Observar cimento espático bem desenvolvido.

Ambiente de rampa intermediária a rampa externa

Depósitos deste ambiente foram observados na Pedreira Carapeba, e caracterizam-se por camadas finas de folhelhos amarelados, localizados no topo de depósitos de bancos rasos, onde promovem a preservação de estruturas de marcas de onda nestes últimos (Figura 32 E). Nas pedreiras Mata de São José ocorrem depósitos de *washover* que possivelmente foram formados inicialmente em ambiente de rampa intermediária e posteriormente remobilizados para a laguna externa. As características que permitem definir estes depósitos como gerados num ambiente de rampa intermediária são a presença de oncoides muito irregulares com contribuição de algas vermelhas *Marinella* no seu crescimento, o que indica um ambiente calmo onde não existe grande influência de marés nem de ondas, e, a incorporação de foraminíferos planctônicos na sua estrutura, que reflete uma sedimentação mais externa (Figura 34 A, B, C e D).

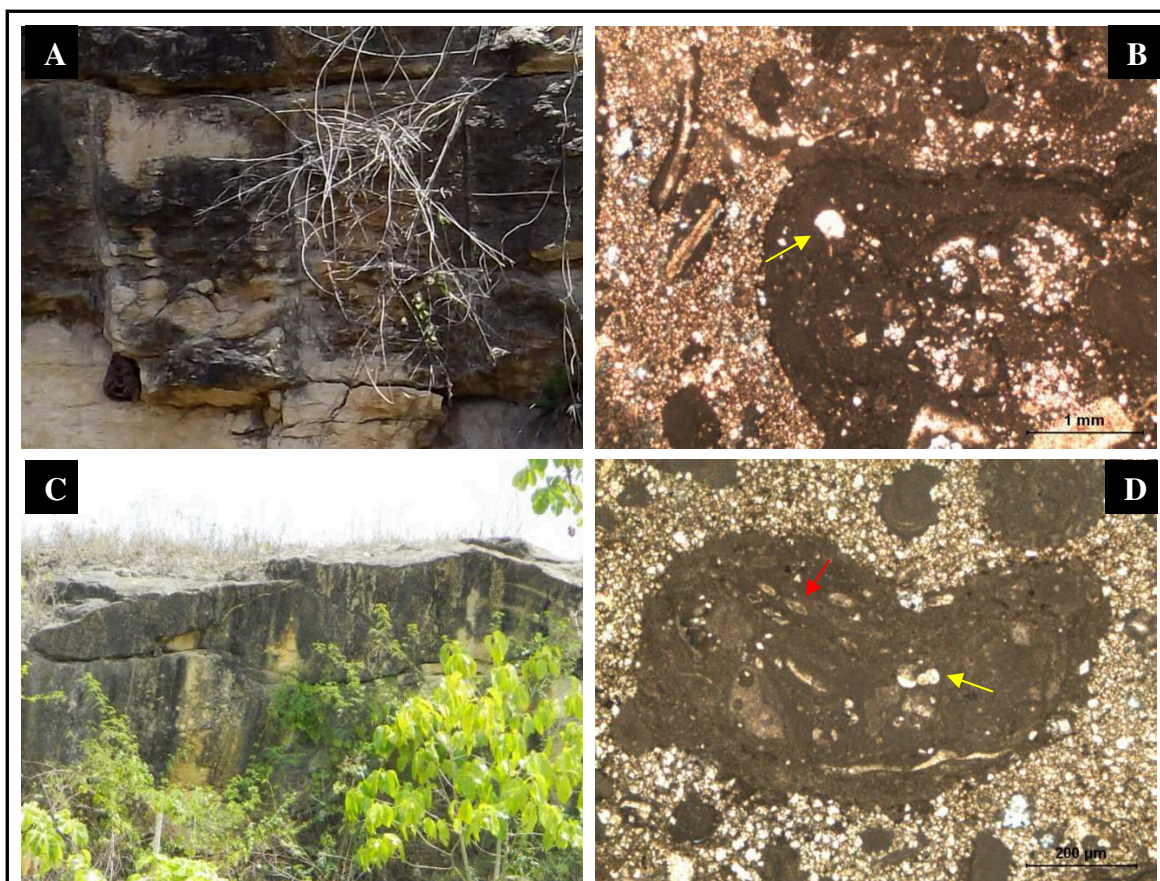


Figura 34: Aspectos gerais de depósitos de *washover* observados nos afloramentos MSJ1 e 2. A) Detalhe de geometria depósito com base e topo irregulares no afloramento MSJ1; B) Fotomicrografia da fácies MSJ-M8, com oncoides irregulares com contribuição de algas vermelhas (seta amarela) nas lâminas de crescimento e com presença de grãos siliciclásticos finos na matriz; C) Detalhe de geometria ondulada no topo do afloramento Mata de São José 2; D) Wackstone oncolítico com oncoides irregulares com incrustações de organismos e com a aglutinação de foraminíferos planctônicos (seta amarela) na sua formação, com matriz grãos siliciclásticos finos.

Os ambientes acima definidos correspondem ao modelo de perfil de rampa carbonática homoclinal adotada neste trabalho, no entanto dentro de cada um desses ambientes coexistem vários tipos de corpos sedimentares que lhes dão a diversidade e peculiaridades de depósitos carbonáticos. A figura 35 sintetiza no espaço e no tempo a distribuição das litofácies definidas para cada afloramento, com representação dos ambientes deposicionais e da sua evolução ao longo de toda a sucessão sedimentar, além da distribuição das litologias predominantes ao longo do perfil de rampa adotado.

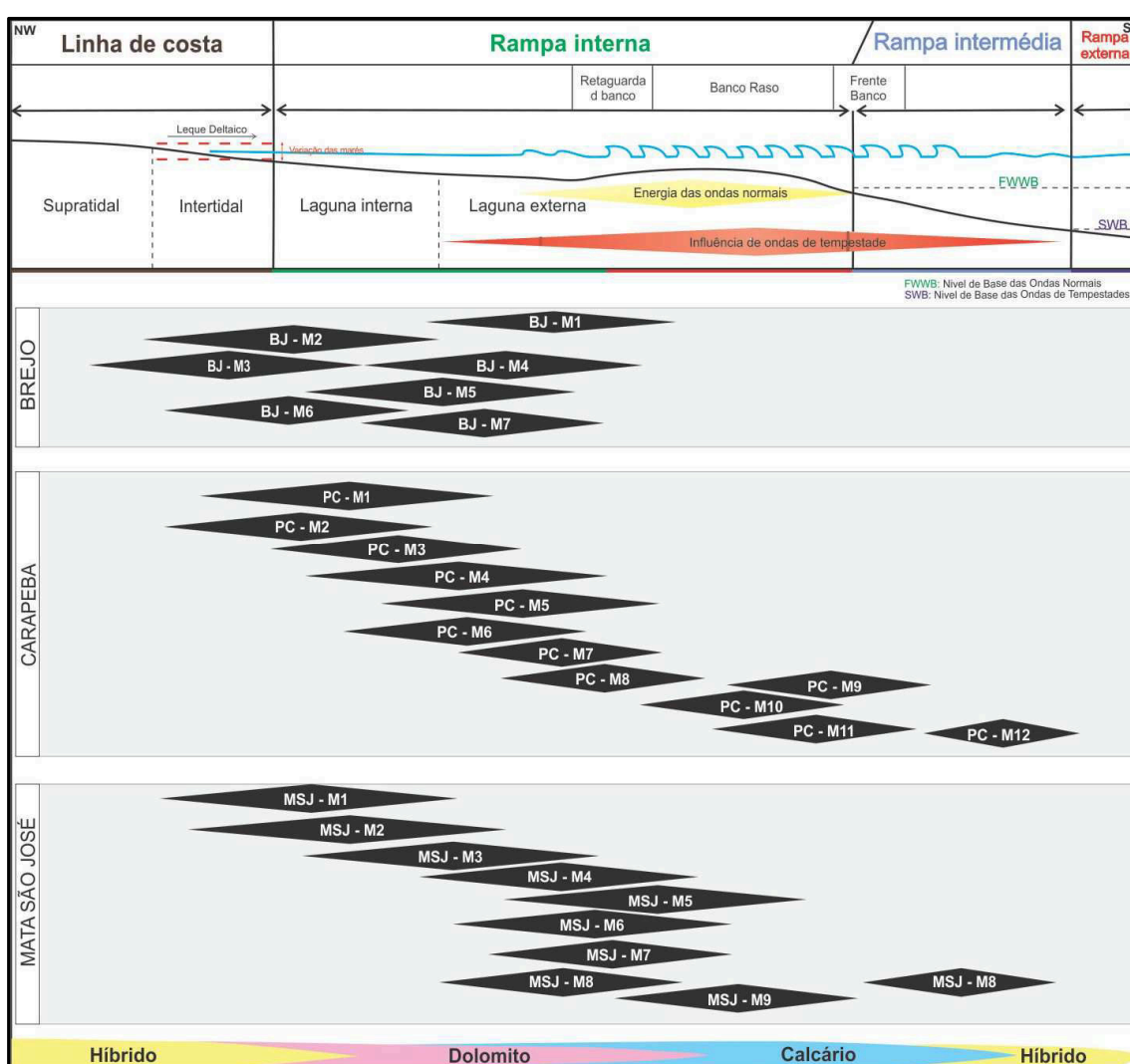


Figura 35: Distribuição das microfacies definidas para cada um dos afloramentos e grupos de afloramentos no perfil modelo de deposição de rampa carbonática homoclinal. Observar que os afloramentos estão colocados em ordem estratigráfica, em que o mais antigo corresponde aos afloramentos Mata de São José e o mais recente ao afloramento Brejo.

Os principais depósitos definidos nos afloramentos estudados correspondem a depósitos de laguna externa, onde se verifica a maior diversidade de elementos e de

influências na sua deposição. No geral, verifica-se que os depósitos do afloramento Brejo são os mais internos e onde não se observam grandes variações dentro do ambiente sedimentar. Os afloramentos Mata de São José e Carapeba possuem uma distribuição de fácies no modelo de rampa homoclinal semelhante, com ambientes sedimentares desde a laguna interna, na rampa interna até a parte mais proximal da rampa intermediária.

Vale ressaltar que os depósitos híbridos, compostos por elementos carbonáticos e siliciclásticos estão presentes na parte mais interna e na mais externa deste sistema deposicional. A presença de dolomita também é um elemento de extrema importância nestes depósitos. Esta está presente essencialmente na laguna interna e geralmente está associada à entrada de depósitos siliciclásticos no sistema.

4.3 Análise Estratigráfica 1D de afloramentos

A análise estratigráfica 1D dos afloramentos consistiu numa análise efetuada com base nas fácies e ambientes deposicionais definidos para cada perfil composto dos afloramentos, onde foram observadas inicialmente as relações de padrões de empilhamento dos depósitos, em padrões progracionais, retrogradacionais e agradacionais. É de notar que os padrões de empilhamento, além de mostrarem relações entre depósitos de diferentes ambientes sedimentares contíguos, também o fazem no seio de cada grupo de camadas do mesmo ambiente sedimentar. Após essa etapa, foram analisados conjuntos de padrões de empilhamento com a mesma tendência deposicional, para identificar possíveis superfícies transgressivas e superfícies de inundação e consequentemente os ciclos transgressivos e regressivos (ciclos T-R).

Os padrões de empilhamento foram definidos a partir das texturas composicionais, principais elementos constituintes e associações de organismos presentes nos depósitos de modo a identificar variações de ambientes deposicionais de acordo com a maior/menor proximidade com o continente e a maior/menor influência de ambientes marinhos abertos.

Os padrões de empilhamento agradacionais refletem uma manutenção do ambiente sedimentar, onde ocorre essencialmente o empilhamento vertical dos depósitos. Nos afloramentos estudados este padrão foi basicamente identificado no afloramento Brejo, onde se observam a sobreposição de camadas grainstones oncolíticas (fácies BJ-M1), sem variações na composição e textura da rocha (Figura 36).

Os padrões de empilhamento progradacionais manifestam uma variação de ambientes mais marinhos/bacia a dentro, para ambientes menos marinhos ou mais internos. Nos afloramentos analisados, estes padrões foram identificados em mudanças entre os vários ambientes identificados. Entre eles vale ressaltar as mudanças de ambientes de laguna externa para laguna interna e mudanças dentro dos próprios ambientes sedimentares. No primeiro caso, como exemplo temos o afloramento Brejo, onde se observa essa progradação até uma região intermaré caracterizada por depósitos de *shoreface* (Figura 36). Neste caso foi possível observar que na passagem de laguna externa para laguna interna existe um aumento substancial na intensidade de bioturbação (Figura 29 C), bem como a presença de forte dolomitização. Os depósitos de *shoreface* sobrepostos às fácies de laguna interna, caracterizados por arenitos grossos bioclásticos de baixa diversidade biótica indicam o máximo da progradação dos sedimentos mais continentais sobre os depósitos de laguna interna.

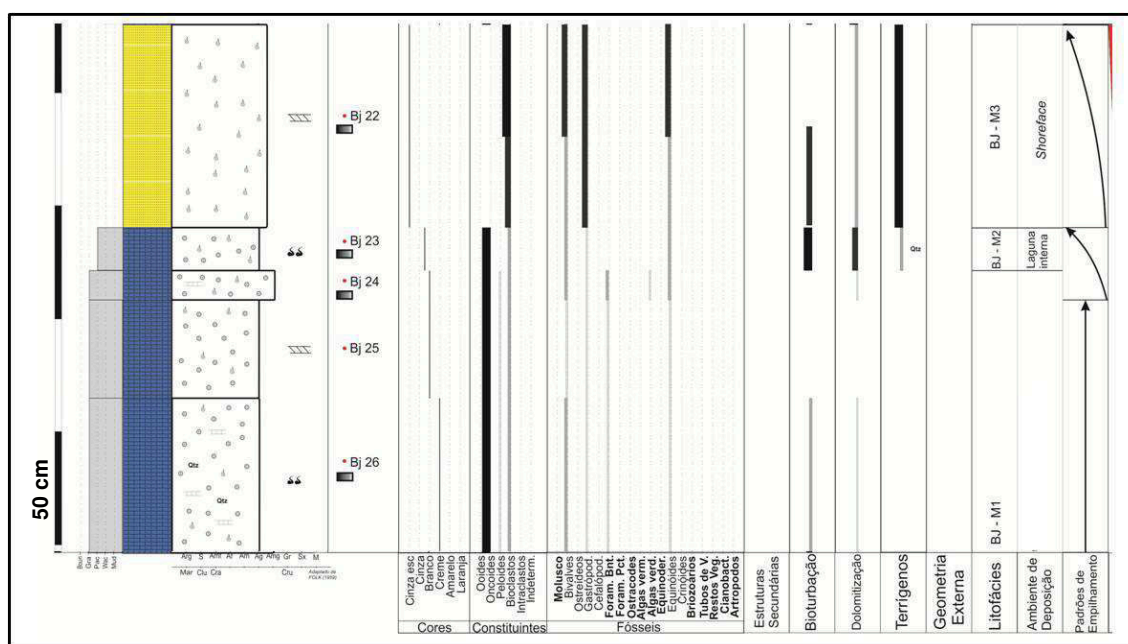


Figura 36: Detalhe do perfil litofaciológico do afloramento Brejo, caracterizado por padrões agradacionais na base e progradacionais no topo, em que estes últimos refletem a mudança de ambiente de laguna externa (fácies BJ-M1) para laguna interna (BJ-M2) e por fim depósitos de *shoreface* (BJ-M3). No anexo 1 encontra-se o perfil litofaciológico completo deste afloramento, com legendas indicativas.

No segundo caso apresentado, o melhor exemplo ocorre no afloramento Carapeba, onde se observam mudanças de elementos texturais que indicam progradação de depósitos de laguna interna mais interior sobre depósitos de laguna interna mais exterior (Figura 37).

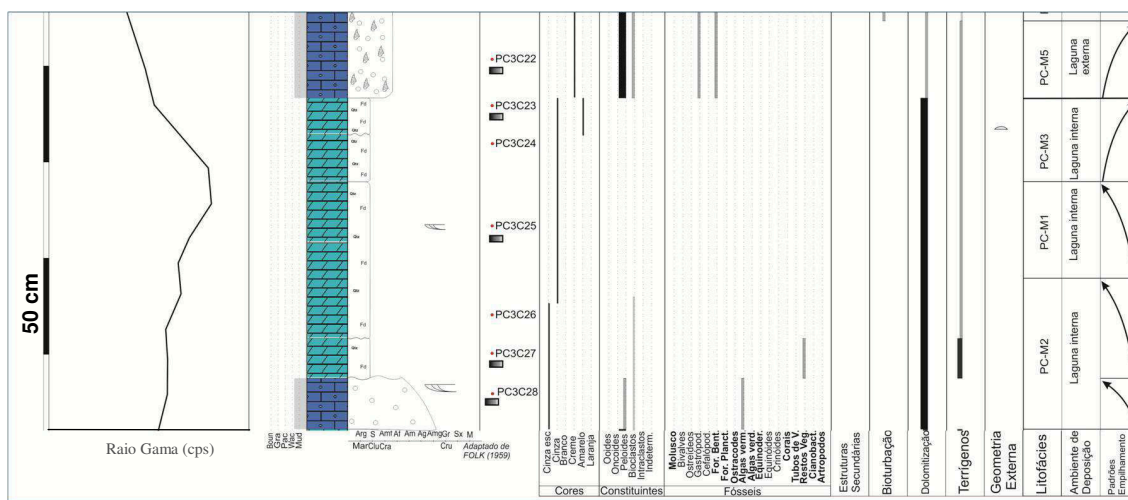


Figura 37: Detalhe do perfil litofaciológico do afloramento Carapeba, caracterizado por padrões progradacionais na base e retrogradacionais no topo, que refletem mudanças de ambiente dentro da laguna interna, de regiões mais interiores e outras mais exteriores. A No anexo 1 encontra-se o perfil litofaciológico completo deste afloramento, com legendas indicativas.

Essas variações estão caracterizadas pela passagem da fácies PC-M2 para a PC-M1 onde o tamanho dos cristais de dolomita diminui, o que indica uma rocha original mais fina, possivelmente dominada por lama carbonática (micrita), que estaria relacionada a uma região mais interna e calma. A presença de grãos peloidais e bioclastos de algas vermelhas na fácies PC-M2 indica uma fácies de mais alta energia que a PC-M1 e situada numa posição mais exterior na laguna.

O exemplo mais representativo de padrão retrogradacional é exposto pelos depósitos do afloramento Carapeba, o qual é demonstrado na figura 38. Aí observa-se a passagem gradual de ambiente de laguna interna, caracterizada por mud/wackestone micropeloidal, para laguna externa, com depósitos packstones peloidais intraclásticos e, em seguida, para bancos rasos, caracterizados por grainstones oolíticos, terminando num folhelho marinho, de rampa externa.

A retrogradação de depósitos de laguna interna para laguna externa está bem representada nos afloramentos Mata de São José (Figura 39), onde depósitos compostos essencialmente por macrooncoídeos regulares e pouca diversidade e quantidade de organismos, muda para depósitos peloidais bioclásticos, que refletem maior energia de deposição e de caráter menos restrito, de acordo com o aumento na quantidade e diversidade de biota, com prevalência de equinóides e moluscos e a presença de algas vermelhas solenoporáceas.

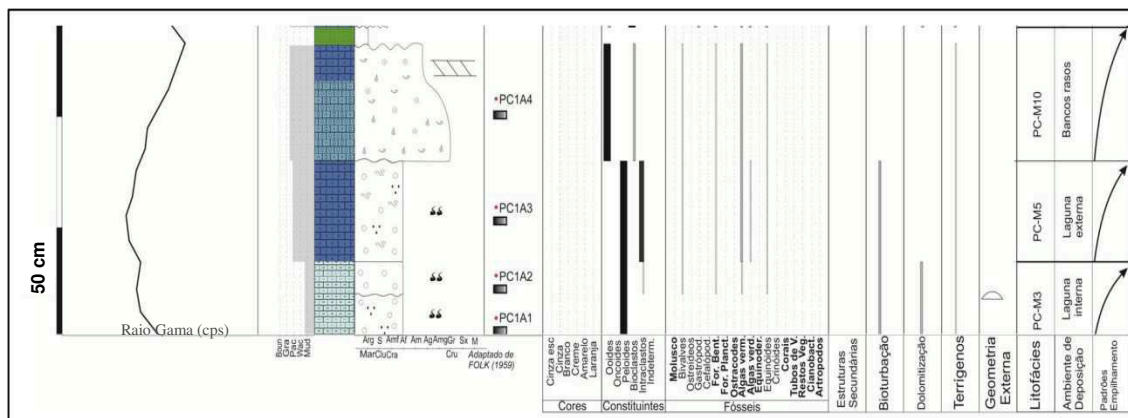


Figura 38: Detalhe do perfil litofaciológico do afloramento Carapeba, caracterizado por padrões retrogradacionais que refletem mudanças de ambiente da laguna interna para laguna externa e posteriormente, bancos rasos. A linha preta a cheio à esquerda da litologia representa o perfil de raio gama. No anexo 1 encontra-se o perfil litofaciológico completo deste afloramento, com legendas indicativas.

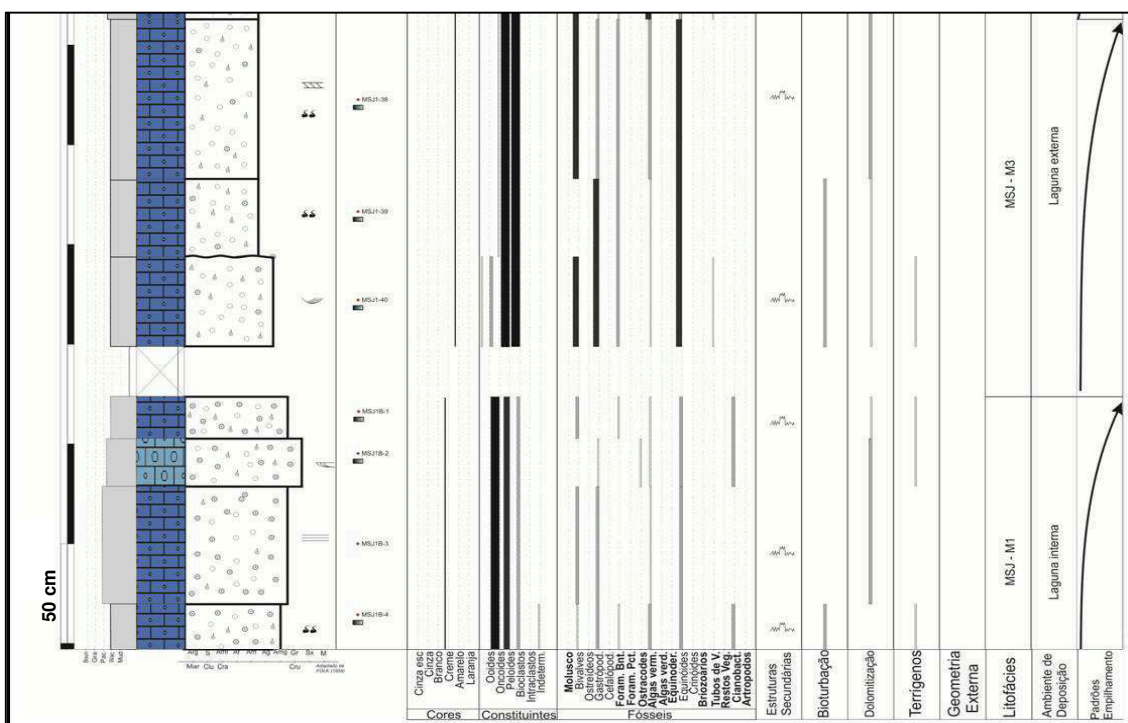


Figura 39: Detalhe do perfil litofaciológico do afloramento Mata de São José 1, caracterizado por padrões retrogradacionais, que manifestam a variação de ambiente de laguna interna para laguna externa. No anexo 1 encontra-se o perfil litofaciológico completo deste afloramento, com legendas indicativas.

Após a identificação dos padrões de empilhamento, estes foram agrupados em conjuntos para que, associados com os dados litofaciológicos se determinasse o tipo de ciclo ao qual pertencem, transgressivo ou regressivo. Cada ciclo transgressivo se inicia com a primeira evidência de subida do nível do mar, e são caracterizados por conjuntos de padrões de empilhamento predominantemente retrogradacionais. O topo de cada

ciclo transgressivo corresponde a uma superfície de inundação. Na figura 40 está exemplificado um ciclo transgressivo que se inicia com retrogradações a partir da laguna interna, que passam para depósitos de *washover* na laguna externa e culmina na deposição de bancos rasos de ooides. Apesar de estes últimos depósitos serem produzidos em ambientes rasos, estes correspondem a barras carbonáticas localizadas na porção mais externa da rampa interna, sendo por isso considerados, neste afloramento e neste ciclo, como os depósitos que caracterizam a superfície de inundação.

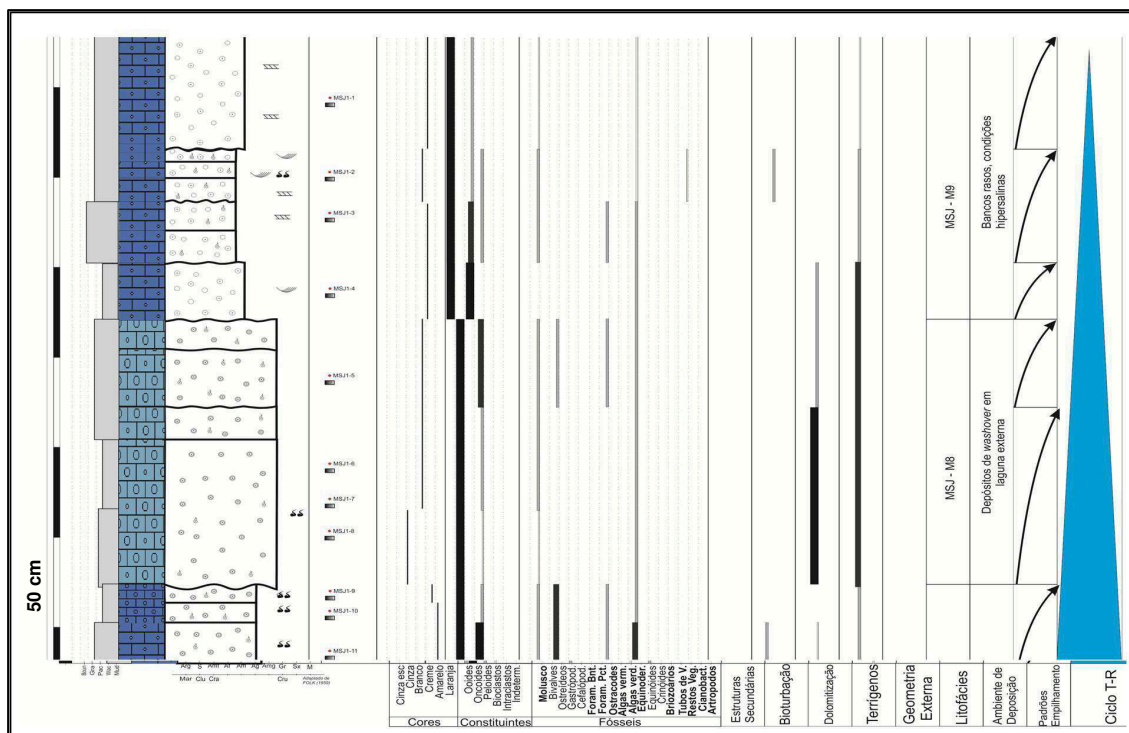


Figura 40: Detalhe do perfil litofaciológico do afloramento Mata de São José 1, com evidência para o ciclo transgressivo. Observar a predominância de por padrões retrogradacionais. No anexo 1 encontra-se o perfil litofaciológico completo deste afloramento, com legendas indicativas.

Na figura 41, correspondente ao afloramento Carapeba, o topo do ciclo transgressivo foi colocado no meio da fácies PC-M10, caracterizada por grainstones oolíticos peloidais bioclásticos. Neste caso, observa-se que na ultima camada do ciclo transgressivo, o segundo componente principal da rocha são intraclastos, e este tipo de elemento denota uma energia de ambiente maior e uma localização possivelmente um pouco à frente do banco raso. Acima desta camada os componentes são essencialmente oncoides superficiais e peloides marcando assim o início do ciclo regressivo.

Os ciclos regressivos são caracterizados pela predominância de padrões de empilhamento progracionais, em que na base, geralmente apresentam depósitos que refletem ainda uma localização mais externa e que para o topo vão-se tornando mais

internas e por conseguinte, menos marinhos e mais restritos. Como exemplo disso temos a figura 42, referente ao afloramento Carapeba em que observam-se na base várias camadas alternadas de depósitos predominantemente calcareníticos com depósitos mais finos dolomitizados, que culminam na deposição dos mudstones/wackstones dolomitizados com restos vegetais da parte mais interior da laguna interna. Esta situação retrata de maneira clara a descida relativa do nível do mar e a progradação de depósitos cada vez menos marinhos sobre depósitos marinhos.

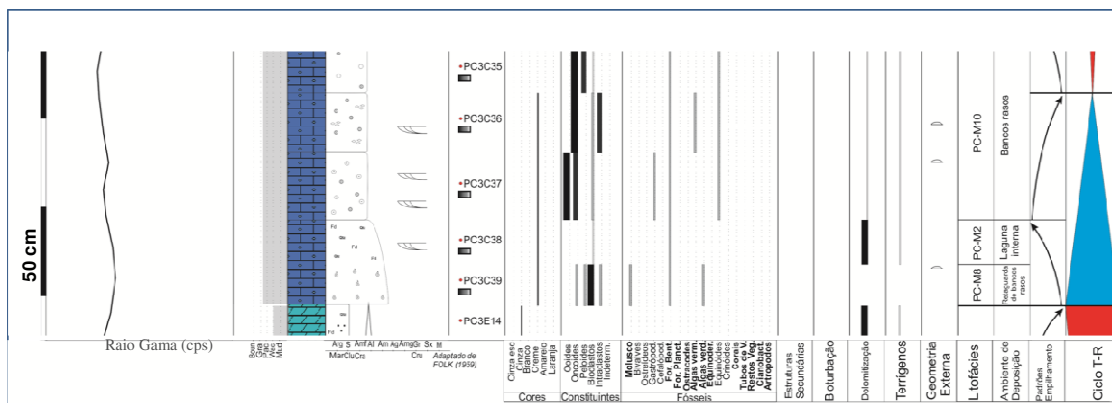


Figura 41: Detalhe do perfil litofaciológico do afloramento Carapeba, com evidência para o ciclo transgressivo. No anexo 1 encontra-se o perfil litofaciológico completo deste afloramento, com legendas indicativas.

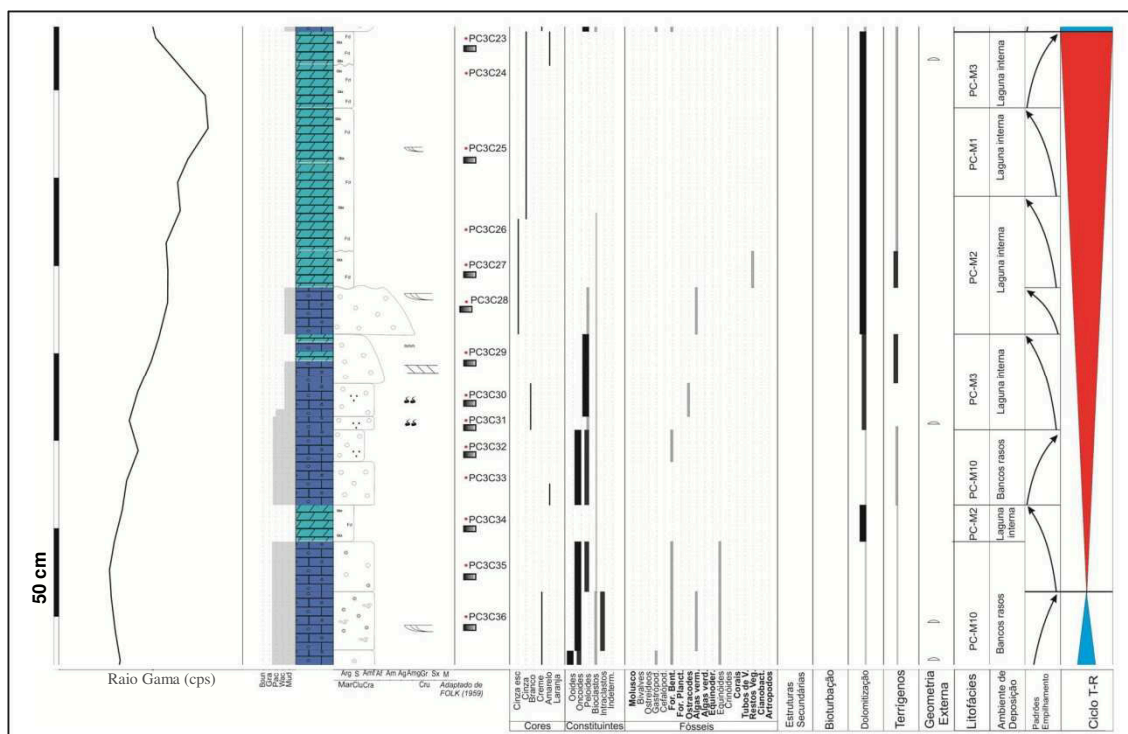


Figura 42: Detalhe do perfil litofaciológico do afloramento Carapeba, com evidência para o ciclo transgressivo. No anexo 1 encontra-se o perfil litofaciológico completo deste afloramento, com legendas indicativas.

4.4 Evolução vertical dos sistemas deposicionais

Os afloramentos estudados compõem uma sucessão estratigráfica vertical, de ciclos de deposição de sedimentos em rampa carbonática, com o afloramento MSJ2 na base, sotoposto ao afloramento MSJ1. Posteriormente houve a deposição dos sedimentos representados no afloramento Carapeba e por fim os referentes ao afloramento Brejo (Figura 43).

Os afloramentos Mata de São José (1 e 2) apresentam um padrão de deposição com intercalações de depósitos de laguna interna, com predominância de macrooncoides regulares na base, seguidos de depósitos de laguna externa e de retaguarda de bancos rasos essencialmente peloidais bioclásticos com bastantes algas vermelhas solenoporáceas e algas verdes dasicladáceas e com depósitos de *washover*, constituídos por macrooncoides irregulares de algas vermelhas solenoporáceas, grãos siliciclásticos finos e dolomitização no topo dos afloramentos. No afloramento Mata de São José 1, ainda ocorrem bancos rasos ooidais. No conjunto destes dois afloramentos foram definidos dois ciclos transgressivos-regressivos. Considerando a grande espessura dos ciclos definidos, e o tipo de sedimentos identificados, pode-se considerar que estes depósitos foram gerados num intervalo de deposição de trato de sistema de mar alto, onde a taxa de produção carbonática seria elevada.

Entre o afloramento Mata de São José e Carapeba, observam-se mudanças de tipos e configurações dos depósitos que revelam a existência de um momento de variação do nível de base no sistema. Este, poderá estar relacionado a um pulso tectônico, já que existem registros de atividade tectônica durante a deposição da Formação Riachuelo (vide item 2.3) ou, seria ocasionado pela variação relativa do nível do mar. Neste ultimo caso considera-se que haveria um limite de sequência, provavelmente, do tipo 3 (Schlager, 1999) definida por um afogamento da rampa. Estas afirmações assentam nas diferenças entre os depósitos de cada um desses afloramentos e são corroboradas pela presença de um afloramento localizado a nordeste dos afloramentos Mata de São José que corresponderia a uma variação lateral ou parte superior dos mesmos, denominado Caititu (Figura 44).

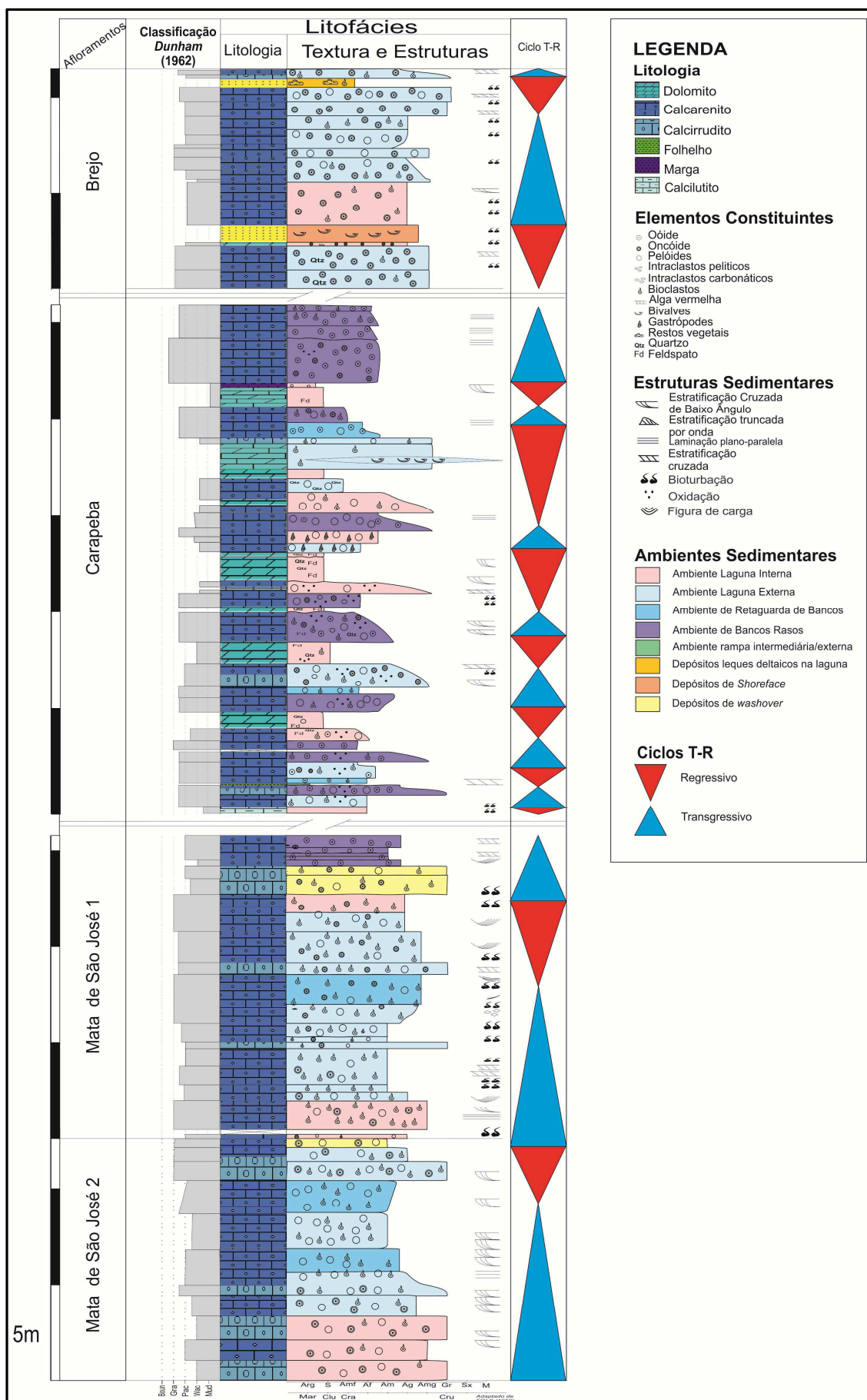


Figura 43: Perfil composto da sucessão vertical definida pelos quatro afloramentos analisados, com indicação dos ambientes sedimentares definidos e dos ciclos transgressivo-regressivos identificados.

Este afloramento é constituído por depósitos calcirrudíticos oncoideais capeados por uma superfície erosiva sobre a qual se depositam folhelhos e siltitos, em *onlap*, com presença de restos vegetais de médio porte (folhas inteiras) e fósseis de amonóides, que corresponderiam a um afogamento da plataforma carbonática com a deposição de siliciclásticos finos, representativos de sedimentação de leques deltáicos distais.

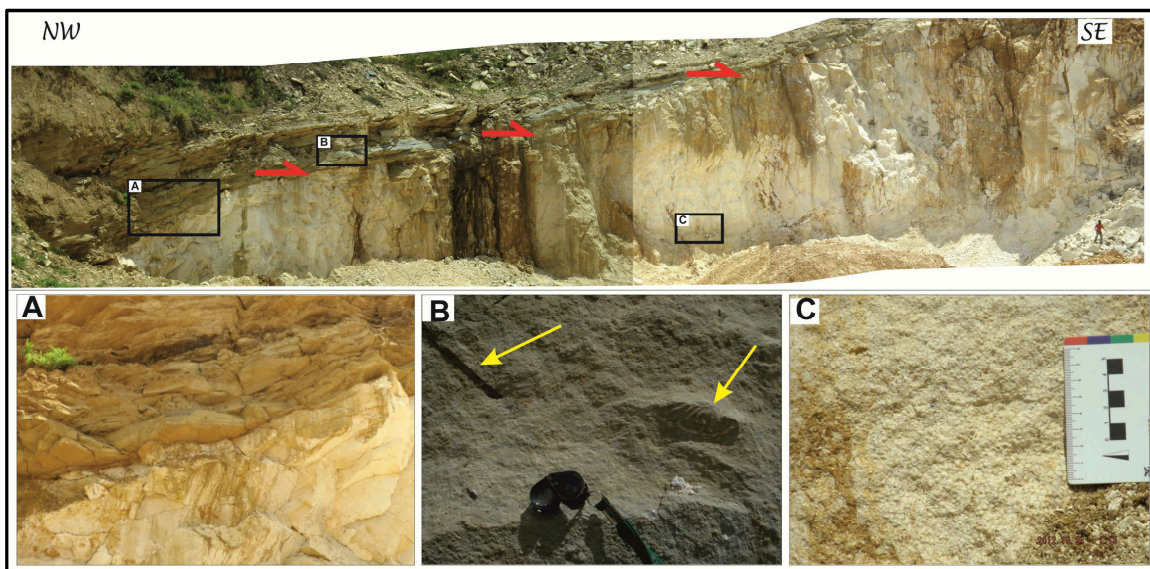


Figura 44: Afloramento Caititu onde se observam depósitos de barras carbonáticas calcirrudíticas oncoideais na base, truncados por depósitos siliciclásticos finos de leques deltaicos distais. A) Detalhe da relação de truncamento entre os depósitos carbonáticos maciços na base e os depósitos siliciclásticos em camadas finas no topo; B) Detalhe de siltito cinzento com fosséis de restos vegetais de médio porte (folha), no topo e no lado direito, um molde de amonóide; C) Detalhe de fácies calcirrudítica oncoideal.

O afloramento Carapeba apresenta uma ciclicidade muito marcada, com intercalação essencialmente de depósitos lagunares mudstones com siliciclásticos totalmente dolomitizados com depósitos de bancos rasos do tipo grainstone, com ooides superficiais, intraclastos e bioclastos de algas vermelhas solenoporáceas e algas verdes. Pela análise dos tipos de depósitos e da pequena espessura de cada ciclo, presume-se que no intervalo de deposição dos depósitos deste afloramento, a rampa interna seria mais estreita e os bancos rasos estariam desconectados, o que permitiria a passagem rápida entre cada fácies devido a flutuação do nível do mar. Foram definidos 7 ciclos transgressivo-regressivos, com aumento da espessura dos mesmos para o topo. Esta configuração de ciclos definidos, aliado ao fato de a maior espessura de depósitos de bancos rasos se encontrar no topo do afloramento sugere que o intervalo de deposição destes sedimentos estaria num momento de súbida relativa do nível do mar, num trato de sistema transgressivo, em que o aumento da produção carbonática para o topo

refletiria já uma situação de estabilização entre a taxa de produção carbonática e a subida relativa do nível do mar.

O afloramento Brejo apresenta os depósitos mais internos de toda esta sucessão. Os depósitos mais externos e de maior energia estão localizados na base e são constituídos por grainstones oncolíticos com poucos bioclastos, porém de ambiente de laguna externa a retaguarda de bancos. Os ambientes predominantes neste afloramento são de laguna externa e laguna interna, no entanto os depósitos apresentam uma espessura considerável e grande amalgamento das camadas o que indica uma alta taxa de produção carbonática. Foram definidos 2 ciclos transgressivo-regressivos nesta sucessão sedimentar, onde a maioria dos padrões de empilhamento são do tipo retrogradacional. No conjunto de todo o afloramento Brejo e com a análise agregada dos restantes afloramentos é possível afirmar que a deposição destes sedimentos ocorreu já num contexto de trato de sistema de mar alto.

CAPÍTULO 5

CONSIDERAÇÕES

FINAIS

5 Considerações Finais

5.1 Considerações Finais

A partir da análise sedimentológica e estratigráfica efetuada com base nos quatro afloramentos descritos e com a aplicação de metodologias de análise estratigráfica sequencial, foi possível tecer as seguintes considerações:

- ❖ De acordo com o modelo de rampa carbonática homoclinal adotado, as litofácies definidas para os afloramentos estudados estão concentradas na região interna da rampa, nos ambientes de laguna interna e externa, retaguarda de bancos e bancos rasos.
- ❖ A análise do empilhamento das litofácies caracterizadas mostra a evolução de sistemas barreiras ao longo do tempo, como resultado de variações do nível relativo do mar.
- ❖ Os ambientes sedimentares são dominados por “grãos não esqueletais” e os “grãos esqueletais” presentes apresentam retrabalhamento, o que confere um caráter de sedimentação carbonática clástica, no modelo de rampa adotado.
- ❖ O componente principal identificado nos quatro afloramentos estudados são os peloides. Os oncoides ocorrem predominantemente nos afloramentos Mata de São José e Brejo e os ooides foram identificados subordinadamente nos afloramentos Carapeba e Mata de São José. Os bioclastos estão presentes na maioria das fácies definidas cujos grupos dominantes são moluscos, equinodermes e algas vermelhas solenoporáceas.
- ❖ Considerando as grandes diferenças composicionais entre cada afloramento foram definidas as litofácies individualmente para cada um, totalizando 28 litofácies.
- ❖ Na análise estratigráfica 1D foram identificados 15 ciclos transgressivo-regressivos, na totalidade dos afloramentos.
- ❖ No empilhamento geral dos afloramentos foi possível identificar variação do nível relativo do mar, numa escala mais ampla, onde os afloramentos Mata de São José estariam numa sequência deposicional anterior à composta pelos

afloramentos Carapeba e Brejo e corresponderiam a um trato de sistema de mar alto. O afloramento Carapeba, representaria a deposição em trato de sistema transgressivo e o afloramento Brejo, corresponderia já a uma colmatação do espaço de acomodação representado por trato de sistema de mar alto.

Além das considerações mencionadas acima, vale fazer referência à importância da petrografia na análise e interpretação paleoambiental de rochas carbonáticas. Observou-se que as descrições de amostras de mão não permitem uma interpretação confiável dos ambientes sedimentares, visto que cada componente não esquelético necessita ser devidamente identificado para a correta interpretação do sistema deposicional. Considerando que os principais grãos não esqueléticos identificados possuem forma arredondada, onde nem sempre é possível definir estruturas internas e/ou núcleos dos mesmos, torna-se imprescindível a análise petrográfica das amostras.

O fato mencionado anteriormente é de extrema importância se for necessário efetuar a correlação regional com inclusão de dados de poços. Comumente, os dados de poços fornecidos pela ANP, apenas possuem descrições de amostras de calha sucintas, onde os grãos não esqueléticos são geralmente identificados por ooides e os grãos esqueléticos sequer são identificados. Para uma correta análise estratigráfica de alta resolução e correlação dos dados, sugere-se a realização de novas descrições de testemunhos e/ou amostras de calha de maneira sistemática com inclusão de descrições de lâminas delgadas dos mesmos, para efetuar a correta interpretação dos vários ambientes de sedimentação aí presentes, e das suas diversas peculiaridades.

Outro tipo de dado intensamente utilizado nas análises de poços inclui os perfis de raio gama. Como observado no afloramento Carapeba, onde foram coletados dados de cintilômetro de afloramento, os maiores valores estão localizados nas fácies que contém matéria orgânica de médio porte na sua composição ou em folhelhos de rampa externa. Os primeiros sedimentos mencionados correspondem a depósitos lagunares, com aporte de sedimentos siliciclásticos e de restos vegetais provenientes do continente. Já os segundos sedimentos correspondem a sedimentação pelítica marinha franca, ou seja, a mesma assinatura de raio gama é observável em dois ambientes de sedimentação distintos e com caráter estratigráfico discrepante. Considerando o exposto verifica-se que a utilização por si só do perfil de raio gama não fornece uma informação fidedigna de litologia e, por conseguinte, das evoluções verticais dos padrões de empilhamento.

REFERÊNCIAS
BIBLIOGRÁFICAS

Referências Bibliográficas

- ADAMS, A.E., MACKENZIE, W.S., GUILFORD, C. 1997. *Atlas of Sedimentary Rocks Under the Microscope*. Manson, 106p.
- AHR, W.M., 1973. The carbonate ramp - an alternative to the shelf model. *Transactions-Gulf Coast Association of Geological Societies*, **23**: 221-225.
- AHR, W. M. 2008. *Geology of Carbonate Reservoirs: The Identification, Description and Characterization of Hydrocarbon Reservoirs in Carbonate Rocks*. Wiley, 296p
- AQUINO, G.S., & LANA, M.C. 1990. Exploração na Bacia de Sergipe– Alagoas: o “Estado da Arte”. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **4**(1): 75-84.
- AZERÊDO, A. C. C. N. S. 1993. Jurássico Médio do Maciço Calcário Estremenho (Bacia Lusitânica): Análise de fácies, Micropaleontologia, Paleogeografia. Tese de Doutorado. Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, 366p.(Unpublished)
- BANDEIRA JR. A. N. 1978. Sedimentologia e microfácies calcárias das formações Riachuelo e Cotinguiba da Bacia de Sergipe-Alagoas. *Boletim Técnico da Petrobrás*, **21**: 17-69.
- BEBOUT, D. G. & LOUCKS, R.G. 1984. *Handbook for logging carbonate rocks*. Bureau of Economic Geology, 43p.
- BOSENCE, D.W.J. & C.L. WILSON 2005. Sequence stratigraphy of carbonate depositional systems *In*: COE, A.L. (EDS) *The Sedimentary Record of Sea-Level Change*, Cambridge University Press, 287p.
- BURCHETTE, T.P. & WRIGHT, V.P., 1992. Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology*, **79**: 3-57.

- CAINELLI, C. & MOHRIAK, W.U., 1999. Geology of atlantic eastern brazilian basins. *AAPG International Conference & Exhibition Short Course - Brazilian Geology Part II*, November 8-11, Rio de Janeiro, Brazil.
- CAMPOS NETO, O. P. A., SOUZA LIMA, W., CRUZ, F.E.G. 2007. Bacia Sergipe-Alagoas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **15**(2): 405-415.
- CARVALHO, M.A. 2001. Paleoenvironmental reconstruction based on palynological and palynofacies analyses of the Aptian-Albian succession in the Sergipe Basin, northeastern Brazil. Tese de Doutorado. Universität Heidelberg, Alemanha, 150p. (Unpublished)
- CATUNEANU, O. 2006. *Principles of Sequence Stratigraphy*. Elsevier, 375p.
- CATUNEANU, O., ABREU, V., BHATTACHARYA, J.P., BLUM, M. D., DALRYMPLE, W., ERIKSSON, P. G., FIELDING, C. R., FISHER, W. L., GALLOWAY, W. E., GIBLING, M. R., GILES, K. ., HOLBROOK, J. M., JORDAN, R., KENDALL, C. G. ST. C., MACURDA, B., MARTINSEN, O. J., MIAL, A., NEAL, J. E., NUMMEDAL, D., POMAR, L., POSAMENTIER, H.W., PRATT, B. R., SARG, J.F., SHANLEY, W., STEEL, R. J., STRASSER, A., TUCKER, M. E., WINKER, C., 2009. Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, **92**: 1–33.
- CHANG, H. K., KOWSMANN, R. O., FIGUEIREDO, A. M. F., BENDER, A. A. 1992. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system. *Tectonophysics*, **213**: 97-138.
- CRUZ, L.R. 2008. Caracterização Tectono-Estratigráfica da Sequência Transicional na Sub-Bacia de Sergipe. Tese de Doutorado. Universidade Federal Do Rio Grande Do Norte. Natal. 195p.
- DELLA PORTA, G & WRIGHT, P. 2009. Carbonate World: A Web Tutorial For The Petrographic Analysis Of Carbonate Rocks. Disponível em: www.carbonateworld.com. Acessado em 2012.

- DEPARTAMENTO NACIONAL DE PRODUÇÃO MINERAL - DNPM/
PETROBRAS 1975. Cartas Geológicas da Bacia Sergipe/Alagoas, Escala
1:50000
- DIAZ, M.L.R., PEREIRA, E., RODRIGUES, R. 2009. Caracterização Diagenética Dos
Carbonatos Da Formação Riachuelo, Cretáceo Da Bacia Sergipe-Alagoas, A
Partir De Dados Isotópicos De $\delta^{18}\text{O}$ E $\delta^{13}\text{C}$. *American Association of
Petroleum Geologists Datapages / Search and Discovery*, 08 p.
- EMERY, D & MYERS, K (EDS) 1996. *Sequence Stratigraphy*. Blackwell Science,
298p.
- EINSELE G. 1992. *Sedimentary Basins: Evolution, Facies, and Sediment Budget*.
Springer, 628p.
- FALCONE. C. M. O. 2006. Sedimentação Mista Carbonato-Siliciclástico Durante O
Albo-Aptiano Na Porção Emersa Da Bacia Sergipe-Alagoas. Tese De
Doutorado. Universidade Vale Do Rio Do Sinos. São Leopoldo. 211p.
- FLÜGEL. E. 2004. *Microfacies Of Carbonate Rocks*. Springer, 976p.
- HAQ, B. U., HARDENBOL, J., AND VAIL, P. R., 1987. Chronology of fluctuating sea
levels since the Triassic (250 million years ago to present): *Science*, **235**: 1156-
1167.
- HANDFORD, C. R., AND LOUCKS, R. G. 1993. Carbonate depositional sequences
and systems tracts – responses of carbonate platforms to relative sea-level
changes. In: LOUCKS, R. G. AND SARG, J. F, (EDS) *Carbonate Sequence
Stratigraphy* American Association of Petroleum Geologists Memoirs, **57**: 534p.
- INSALACO, E., SKELTON, P.W. AND PALMER, T.J. 2000. Carbonate platform
systems: components and interactions – an introduction. In: INSALACO, E.,
SKELTON, P.W., AND PALMER, T.J. (EDS): *Carbonate platform systems:
components and interactions*. Geological Society Special Publication, **178**: 231p.

- JAMES, N.P. & KENDAL, 1992. Introduction to carbonate and evaporate facies models. In: WALKER, R G. & JAMES, N.P. (EDS). *Facies Model: Response to sea level change*. Geological Association of Canada, 409p.
- KERANS C. & TINKER S. W. (EDS) 1997. *Sequence stratigraphy and characterization of carbonate reservoirs*. SEPM Short Course Notes, **40**: 165p.
- KLEIN, C. 2007. Cimento domolítico em reservatórios siliciclásticos: o exemplo do Membro Carmópolis (Formação Muribeca) no Campo de Camorim na Bacia de Sergipe (Brasil). Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, 122p.
- KOUTSOUKOS, E.A.M, MELLO, M.R., AZAMBUJA FILHO, N.C, HART, M.B. & MAXWELL, J.R. 1991. The upper Aptian-Albian succession of the Sergipe Basin, Brazil: an integrated paleoenvironmental assessment. *Bulletin of American Association of Petroleum Geologists.*, **73**(3): 479-498.
- KOUTSOUKOS, E. A. M., DESTRO, N., AZAMBUJA FILHO, N. C. DE & SPADINI, A. R., 1993. Upper Aptian-lower Coniacian carbonate sequences in the Sergipe Basin, northeastern Brazil. In: SIMO, T., SCOTT, B., MASSE, J. P. (EDS.), *Cretaceous Carbonate Platforms. American Association of Petroleum Geologists Memoirs* 56:127-144.
- LANA, M.C. 1990. Bacia Sergipe-Alagoas: uma hipótese de evolução tectonosedimentar. In: Gabaglia, G.P.R. & Milani, E.J. (EDS.) *Origem e Evolução das Bacias Sedimentares*, Gávea/Petrobrás, 311-332.
- MAZZULLO, S.J., CHILINGARIAN, G. V., BISSELL, H. J. 1992 - Carbonate rock classifications in carbonate reservoir characterization: A Geologic-engineering Analysis, PartI, In: CHILINGARIAN, G. V MAZZULLO, S.J., AND RIEKE H.H. *Developments in Petroleum Science* **30**, Elsevier, 639.

- MENDES, J. M. C. 1994. Análise Estratigráfica da Seção Neo-Aptiana / EoCenomaniana (Fm. Riachuelo) na área do Alto de Aracaju e adjacências Bacia de Sergipe-Alagoas. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 165p..
- MILANI, E. J. & ARAÚJO, L. M. 2003. Recursos Minerais Energéticos: Petróleo. *In*: BIZZI, L. A., SCHOBENHAUS, C., VIDOTTI, R. M., GONÇALVES, J. H. *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil : texto, mapas & SIG*. CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Brasília, 692p.
- MOHRIAK, W. 2003. Bacias Sedimentares da Margem Continental Brasileira. *In*: BIZZI, L. A., SCHOBENHAUS, C., VIDOTTI, R. M., GONÇALVES, J. H. *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil : texto, mapas & SIG*. CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Brasília, 692p.
- MOORE, C. H., 2001. *Carbonate Reservoirs*. Elsevier, 444p.
- NICHOLS, G. 2009. *Sedimentology and stratigraphy, 2nd ed*. Blackwell, 419p.
- PALERMO, D., AIGNER, T., NARDON, S., BLENDINGER, W. 2010. Three-dimensional facies modeling of carbonate sand bodies: Outcrop analog study in an epicontinental basin (Triassic, southwest Germany). *Bulletin American Association of Petroleum Geologists* **94**(4): 475-512.
- PEREIRA, C. P. 2007. Petrologia das rochas carbonáticas. Rio de Janeiro, 79p.
- PONTE, F. C. & ASMUS, H. E. 2004. As Bacias Marginais Brasileiras: Estágio Atual do Conhecimento. *Boletim de Geociências da Petrobras* **12**(2): 385-420.
- POSAMENTIER, H. W. AND ALLEN, G. P. 1999. Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications. *Concepts in Sedimentology and Paleontology* **7**, 210p.

- TURBAY, C. V. G. R. 2002. Estudo paleoambiental do albio superior na Bacia de Sergipe – Uma abordagem microfaciológica. Dissertação de Mestrado. Universidade Estadual do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 133p.
- READ, J.F. 1982. Carbonate platforms of passive (extensional) continental margins: types, characteristics and evolution. *Tectonophysics*, **81**: 195-212.
- RIBEIRO, S (EDS) 2001. *Estratigrafia de Sequências, Fundamentos e aplicações*. Editora Unisinos, 428p.
- SCHALLER, H. 1969. Revisão Estratigráfica da Bacia Sergipe-Alagoas. *Boletim Técnico da Petrobrás*, **12**(1): 21-86.
- SCHLAGER, W. 1999. Type 3 Sequence Boundaries. In: Harris, P. M. M., SALLER, A. H. AND SIMO, J. A. T. (EDS). *Advances in carbonate sequence stratigraphy: application to reservoirs outcrops and models*. SEPM Special Publication **63**, 421p
- SCHLAGER, W. 2005. *Carbonate sedimentology and sequence stratigraphy*. SEPM, 200p
- SOUZA-LIMA, W., ANDRADE, E DE J., BENGTSON, P. E GALM, P. C. 2002. A Bacia Sergipe- Alagoas: evolução geológica, estratigrafia e conteúdo fóssil. *Fundação Paleontológica Phoenix, edição especial*, 34p.
- SUPERINTENDÊNCIA DE RECURSOS HÍDRICOS DE SERGIPE (SRH) 2011. Atlas digital de recursos hídricos do estado de sergipe. Aracaju, CD-ROM.
- TUCKER. M. E. & WRIGHT. V. P. 1990. *Carbonate Sedimentology*. Blackwell, Oxford, 482p.
- TUCKER, M. E. 2006. *Sedimentary Petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks* - 3rd ed. Blackwell, Oxford, 262p.

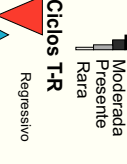
- VAN DER VEN, P. H., CAINELLI, C. E FERNANDES, G. J. F. 1989. Bacia Sergipe-Alagoas: Geologia e Exploração. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **3**(4): 307-319.
- WILSON J.L. 1975. Principles of Carbonate Sedimentation *In: WILSON J. L. Carbonate Facies in Geologic History*. Springer-Verlag, Berlin, 471p.
- WRIGHT, V. P. & BURCHETTE, T. P. 1996. Shallow-water carbonate environments. *In: READING, H. G. (ED) Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy – 3rd edition*. Blackwell, 688p.
- WRIGHT, V. P. & BURCHETTE, T. P. 1998. Carbonate Ramps: an introduction. *In: WRIGHT, V. P. & BURCHETTE, T. P. (EDS) Carbonate ramps*. Geological Society London. Special Publication. 149p.
- WRIGHT, V. P. 2011. Geology of Carbonate Rocks – Course Notes. Rio de Janeiro. (Unpublished).

ANEXOS

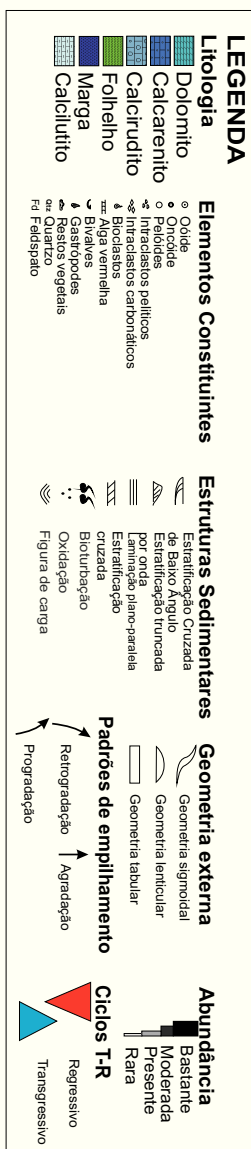
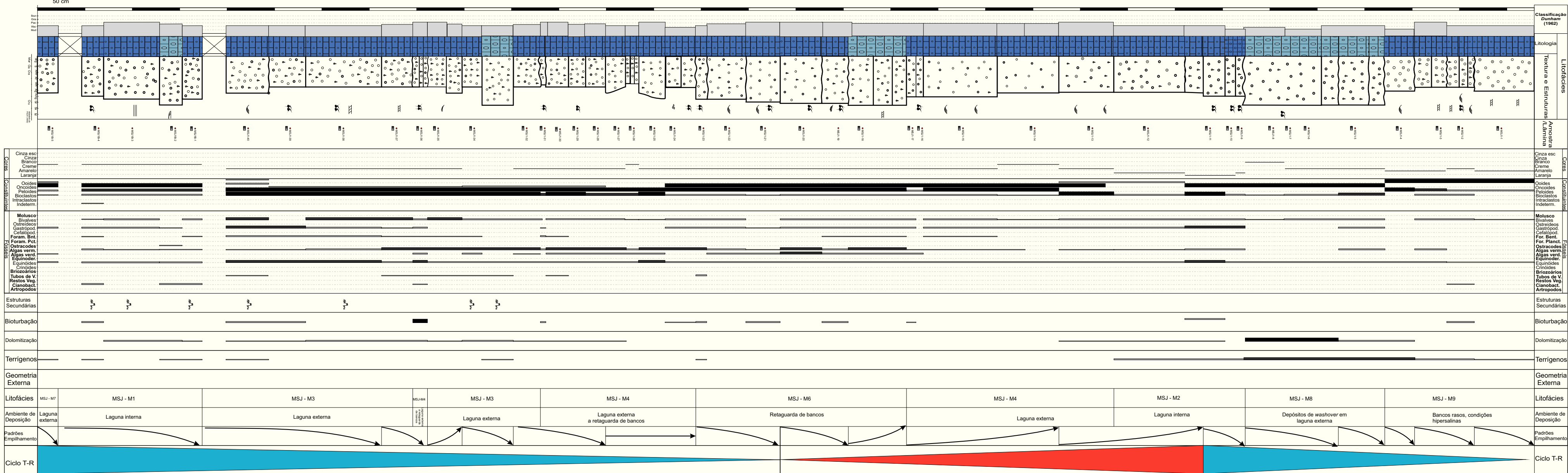


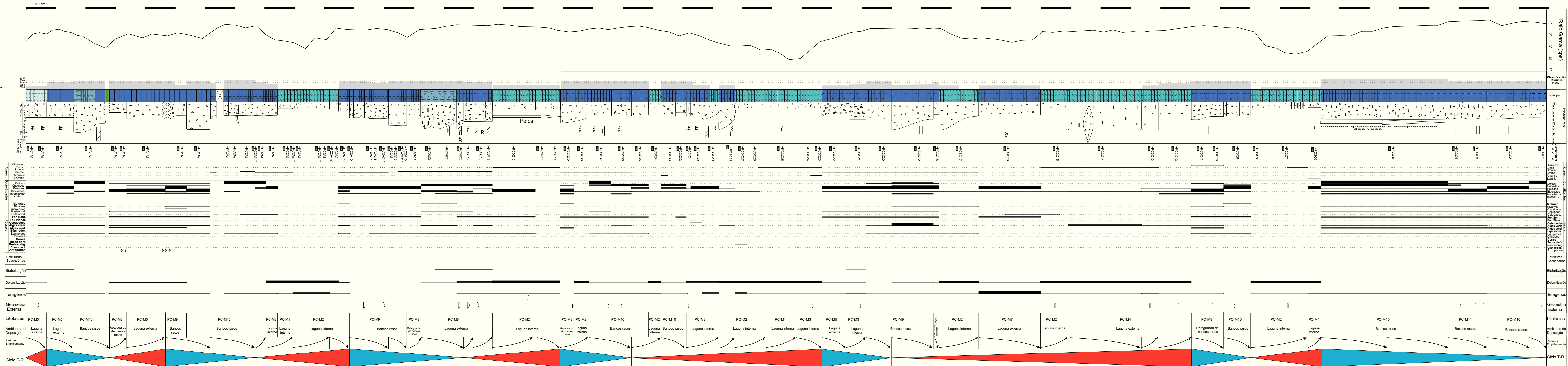
Perfis litofaciológicos e estratigráficos dos afloramentos Mata de São José 1, Mata de São José 2, Carapeba e Brejo

Perfil Composto (MSJ-2, MSJ-2B)



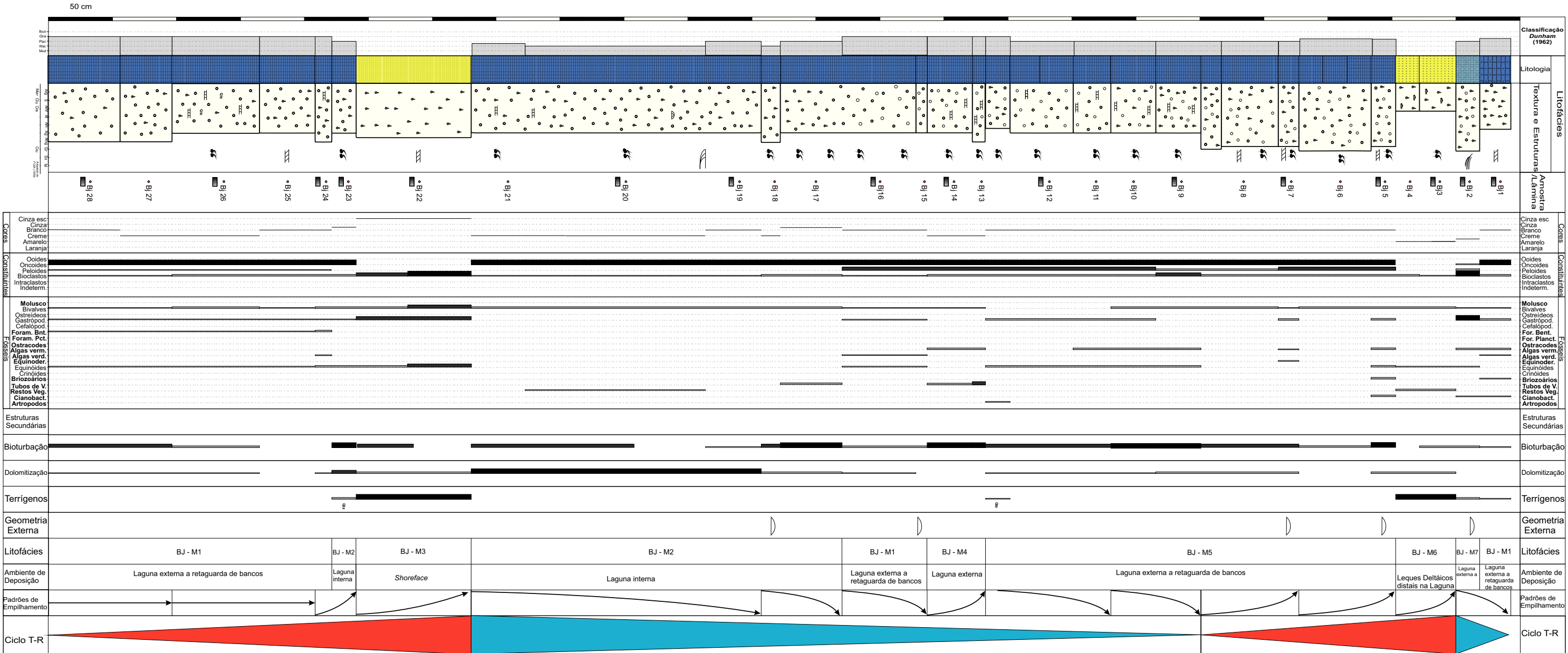
Perfil Composto (MSJ-1, MSJ-1B)





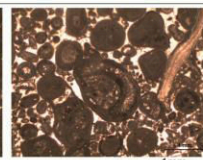
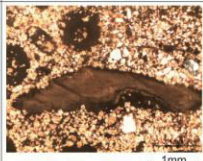
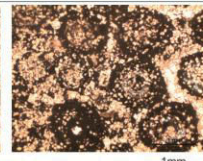
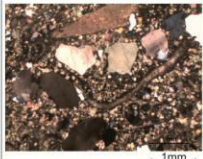
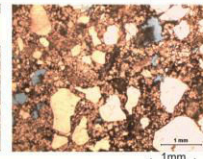
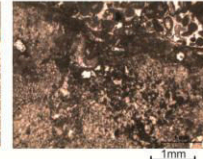
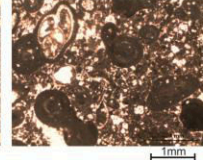
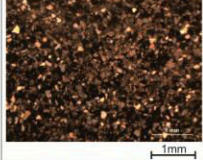
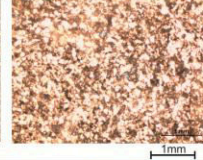
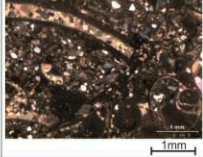
Pedreira Carapeba
Perfil Composto (PC-3C, PC-3E, PC-2A, PC-1A)

Pedreira Brejo

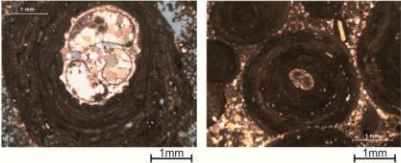
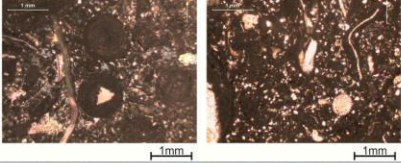
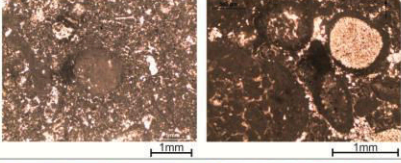
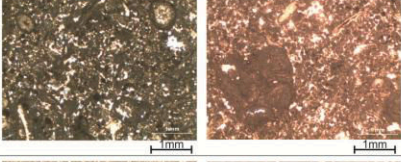
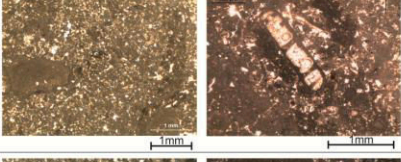
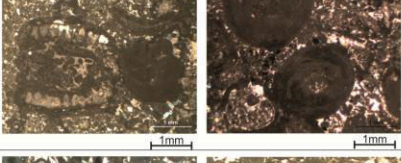
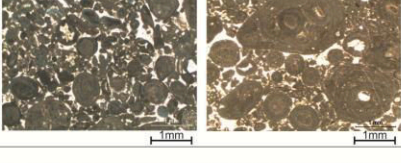
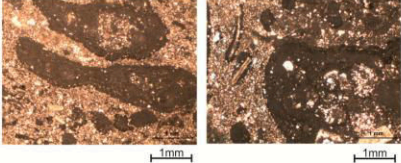
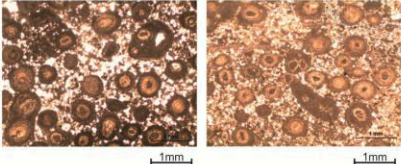


**Quadros de microfácies dos afloramentos Mata de São José,
Carapeba e Brejo**

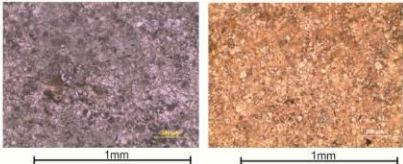
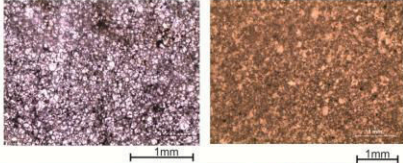
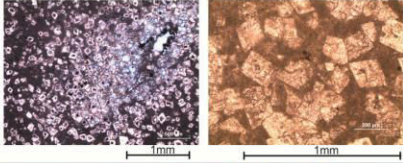
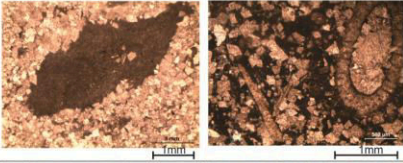
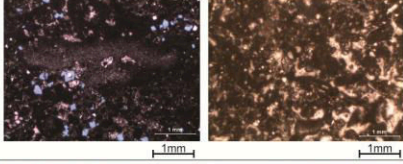
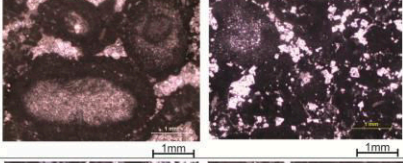
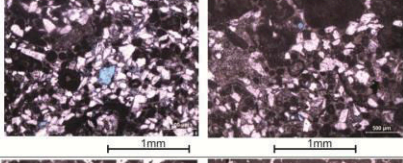
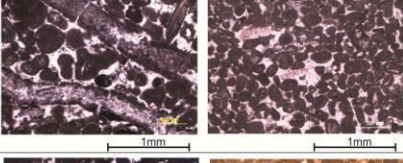
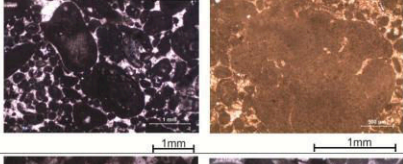
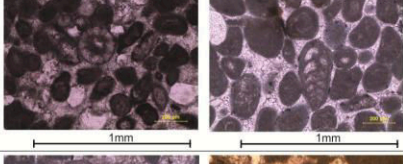
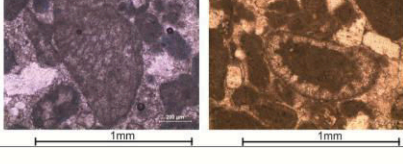
Quadro 1: Microfácies definidas para o afloramento Brejo

MiiCROFÁCIES DO AFLORAMENTO BREJO						
Microfácies	Fotomicrografias		Litologia Textura Cor	Principais Componentes	Feições Sedimentares	Interpretação do Ambiente
BJ - M1: Grainstone oncolítico bioturbado.			Grainstone esbranquiçado a creme. Mal selecionado de granulometria calcarenítica muito grossa a grossa, com oncoídes até 2 mm.	Oncoídes grossos a muito grossos e microoncoídes com núcleos de bivalves, equinóides, foraminíferos bentônicos (gênero <i>Trocholina</i>) e raras algas dasicladáceas e solenoporáceas. Dolomita planar euédrica.	Estratificação cruzada oblíqua. Bioturbação do tipo <i>burrowing</i> .	Laguna externa a retaguarda de bancos Energia moderada
BJ - M2: Pack/wackestone oncolítico dolomitizado			Packstones e Wackestones dolomitizados de cores cinza a creme. Moderadamente selecionado de granulometria calcarenítica grossa.	Oncoídes grossos por vezes corroídos por dolomita. Raros bioclastos de bivalves e gastrópodes. Dolomita planar subédrica a euédrica.	Maciço. Intensa bioturbação do tipo <i>burrowing</i> .	Laguna interna protegida Energia baixa a moderada
BJ- M3 Arenito grosso bioclástico			Arenito grosso bioclástico cinza escuro a amarelo. Mal selecionado, granulometria grossa a muito grossa. Matriz arenítica fina e dolomítica.	Grãos grossos predominantemente de quartzo e bioclastos de equinóides, gastrópodes e bivalves. Raros grãos de quartzito e feldspato.	Estratificação cruzada oblíqua. Bioturbação do tipo <i>burrowing</i> .	<i>Shoreface</i>
BJ - M4 Grainstone oncolítico peloidal			Grainstone creme. Mal selecionado de granulometria calcarenítica grossa, com bioclastos até 1cm.	Oncoídes grossos com núcleos indiferenciados e de gastrópodes microoncoídes com núcleos de equinóides. Bioclastos de algas vermelhas solenoporáceas e gastrópodes. Tubos de vermes.	Maciço. Bioturbação do tipo <i>burrowing</i> .	Laguna externa Energia moderada
BJ - M5 Pack/grainstone oncolítico peloidal			Packstones e grainstones brancos. Mal selecionados, de granulometria calcarenítica grossa a muito grossa, com bioclastos até 1cm. Matriz peloidal calcarenítica fina a muito fina.	Oncoídes regulares e irregulares com núcleos de gastrópodes, bivalves e equinóides. Bioclastos de algas vermelhas solenoporáceas <i>Marinella</i> , raros briozoários. Dolomita planar euédrica.	Maciço. Intensa bioturbação do tipo <i>burrowing</i> .	Laguna externa a retaguarda de bancos Energia moderada
BJ - M6 Arenito fino com restos vegetais			Arenito fino a muito fino amarelo com cimento dolomítico Bem selecionado. selecionado, granulometria grossa a muito grossa. Matriz arenítica fina e dolomítica.	Grãos de quartzo predominantes e com grãos micáceos e de feldspato acessórios. Raros bioclastos de equinóides e de bivalves. Presença de restos vegetais.	Estratificação cruzada tangencial. Marcas de sola.	Leques deltaicos distais na laguna Energia baixa
BJ - M7 Packstone bioclástico com algas vermelhas e terrígenos			Packstone creme a amarelo mal selecionado, de granulometria calcirrudítica, com bioclastos até 3 mm e com matriz fina peloidal.	Predominância de bioclastos de gastrópodes e frequentes algas vermelhas solenoporáceas. Presença de briozoários, cianobactéria (<i>Girvanella</i>) e tubos de verme.	Maciço. Bioturbação do tipo <i>burrowing</i> .	Laguna externa a retaguarda de bancos. Energia moderada

Quadro 2: Microfácies definidas para os afloramento Mata de São José 1 e 2

MiiCROFÁcIES DOS AFLORAMENTOS MATA DE SÃO JOSÉ					
Microfácies	Fotomicrografias	Litologia Textura Cor	Principais Componentes	Feições sedimentares	Interpretação do Ambiente
MSJ - M1: Packstone/Floatstone oncolíticos		Packstone esbranquiçado a creme. Dolomitização moderada na matriz. Granulometria calcirrudítica a calcarenítica grossa, com alguns oncóides de até 7mm. Mal selecionada.	Oncóides regulares com núcleos de moluscos, equinóides por vezes de <i>Girvanella</i> , ou indiferenciáveis. Poucas algas vermelhas solenoporáceas (<i>Marinella</i>) e cianobactérias (<i>Girvanella</i>).	Estratificação cruzada de baixo ângulo mascarada Bioturbação moderada do tipo <i>burrowing</i> .	Laguna interna protegida Energia baixa a moderada
MSJ - M2: Packstone oncolítico bioclástico com algas vermelhas		Packstone de cor amarela, Granulometria calcirrudítica a calcarenítica grossa com grãos rudáceos de algas vermelhas de até 5mm. Mal selecionada.	Bioclastos de algas vermelhas solenoporáceas (<i>Marinella</i>), moluscos e equinóides. Oncóides irregulares e pelóides (provavelmente fragmentos de alga vermelha micritizada)	Maciço	Laguna interna Energia moderada
MS J- M3: Wacke/Packstone peloidal bioclástico bioturbado com algas vermelhas e verdes		Packstone a wackestone de cor creme. Granulometria calcarenítica fina a grossa com clastos rudáceos oncoidais de até 5mm. Mal selecionada.	Pelóides de clastos de algas vermelhas, bioclastos de algas vermelhas solenoporáceas (<i>Marinella</i>), algas verdes dasicladáceas (incl. <i>Brasiliporella</i>), moluscos, equinóides e foraminíferos aglutinantes.	Estratificação cruzada de baixo ângulo Bioturbação do tipo <i>burrowing</i> .	Laguna externa Energia moderada
MSJ - M4: Pack\grainstone peloidal bioclástico com rudáceos de algas vermelhas e oncoides		Pack\grainstone de cor creme, Granulometria calcarenítica média, com clastos rudáceos oncoidais até 1cm. Moderadamente a mal selecionada.	Pelóides, bioclastos de algas vermelhas solenoporáceas (<i>Marinella</i>), algas verdes dasicladáceas (incl. <i>Brasiliporella</i>) cianobactérias (<i>Girvanella</i>). Oncóides irregulares.	Conjuntos de camadas centimétricas com estratificação cruzada e de baixo ângulo Bioturbação moderada do tipo <i>burrowing</i> .	Laguna externa a retaguarda de bancos. Energia moderada
MSJ - M5: Grain\Packstone peloidal com rudáceos de algas vermelhas		Grain\packstone de cor creme, Granulometria calcarenítica fina a média, com clastos rudáceos de algas vermelhas de até 2,5mm. Moderadamente a mal selecionado	Pelóides, bioclastos de algas vermelhas solenoporáceas (<i>Marinella</i>), algas verdes dasicladáceas (incl. <i>Brasiliporella</i>) oncolitizadas, equinoides, moluscos, raros foraminíferos bentônicos e ostracodos.	Conjuntos de camadas de geometria sigmoidal Bioturbação do tipo <i>burrowing</i> .	Retaguarda de bancos a bancos rasos Energia moderada a alta
MSJ - M6: Grainstone peloidal bioclástico oncolítico		Grainstone de cor creme. Granulometria calcarenítica grossa a calcirrudítica com clastos rudáceos oncoidais de até 16 mm. Mal selecionada.	Pelóides, bioclastos de algas verdes dasicladáceas (incl. <i>Neomeris</i>), algas vermelhas solenoporáceas (<i>Marinella</i>), equinóide e moluscos. Oncoides regulares e irregulares. Tubos de verme.	Estratificação plano paralela e cruzada de baixo ângulo	Retaguarda de bancos Energia moderada a alta
MSJ - M7: Grainstone oncolítico peloidal com oncóides regulares		Grainstone esbranquiçada a creme. Granulometria calcarenítica muito grossa a calcirrudítica. Mal selecionada.	Peloides e oncóides regulares. Raros bioclastos de moluscos, equinóides, algas vermelhas solenoporáceas (<i>Marinella</i>) e cianobactérias (<i>Girvanella</i>)	Estratificação cruzada de baixo ângulo	Retaguarda de bancos Energia moderada a alta
MSJ - M8: Pack\wackstone dolomitizado oncolítico bioclástico		Packstone a Wackestone de cor amarela alaranjada a creme Granulometria calcirrudítica grossa, com clastos rudáceos oncoidais até 9 mm. Matriz muito fina peloidal dolomitizada e com siliciclásticos. Mal selecionada	Oncóides irregulares de <i>Marinella</i> , com organismos incrustantes de foraminíferos planctônicos Bioclastos de gastrópodos, bivalves, equinoides foraminíferos aglutinantes, algas vermelhas solenoporáceas <i>Marinella</i> . Grãos terrígenos de quartzo, feldspato e mica. Dolomita não planar subédrica	Bases onduladas. Estratificação cruzada de baixo ângulo	Depósitos de <i>washover</i> Energia alta
MSJ - M9: Pack/Wackestone ooidal com terrigenos.		Packstone creme amarelado. Dolomitização moderada Granulometria média a grossa. Moderadamente a bem selecionado	Ooides radiais, por vezes oncolitizados, grãos terrígenos de quartzo, micas e feldspato. Bioclastos de algas vermelhas solenoporáceas (<i>Marinella</i>), cianobactérias (<i>Girvanella</i>), equinoides moluscos. Oncoides irregulares	Conjuntos de camadas finas de geometria lenticular. Estratificação cruzada de baixo ângulo	Bancos rasos, condições hipersalinas Energia moderada a alta

Quadro 3: Microfácies definidas para o afloramento Carapeba

MiiCROFÁCIES DO AFLORAMENTO CARAPEBA					
Microfácies	Fotomicrografias	Litologia Textura Cor	Principais Componentes	Feições sedimentares	Interpretação do Ambiente
PC-M1 Microdoloespatito (Marga/Mudstone argiloso)		Marga/Mudstone argiloso dolomitizado de cor cinza, com aspecto sacaroidal. Dolomita de cristalinidade muito fina e grãos siliciclásticos de granulometria muito fina. Muito bem selecionado	Micropeloides, cristais de dolomita planares subédricos, grãos de quartzo e feldspato e restos vegetais	Maciço Bioturbação do tipo <i>burrowing</i>	Laguna interna com aporte de sedimentos siliciclásticos. Energia baixa.
PC-M2 Doloespatito (Mudstone)		Mudstone dolomitizado de cor cinza, ocasionalmente apresentam tons amarelados, com aspecto sacaroidal. Dolomita de cristalinidade fina e grãos siliciclásticos de granulometria fina a grossa. Bem selecionada	Cristais de dolomita planares subédricos, bioclastos de ostreídeos e equinóides, grãos terrígenos de quartzo e feldspato e restos vegetais.	Maciço, por vezes com estratificação cruzada incipiente Bioturbação do tipo <i>burrowing</i> .	Laguna interna com aporte de sedimentos siliciclásticos. Energia baixa.
PC-M3 Wack-packstone peloidal parcialmente dolomitizado		Wack-packstone parcialmente dolomitizado cinza claro, com tons amarelados e beges ocasionais. Granulometria fina a média, com dolomita de cristalinidade fina a média e grãos terrígenos de granulometria média. Moderadamente selecionada	Pelóides de grãos micritizados, bioclastos de gastrópodes, algas vermelhas solenoporáceas, terrígenos e localmente foraminíferos miliolídeos, bivalves e ostracodes. Dolomita com cristais planares subédricos e euédricos	Maciço, por vezes com estratificação cruzada incipiente Bioturbação do tipo <i>burrowing</i>	Laguna interna. Energia moderada
PC-M4 Packstone bioclástico dolomitizado com rudáceo de oncoídes		Packstone dolomitizado cinza a bege alaranjado. Granulometria muito grossa a média, com oncoídes de granulometria até grânulo. Dolomita de cristalinidade fina a média. Mal selecionada	Oncoides rudáceos com núcleos de algas vermelhas solenoporáceas <i>Pycnoporidium</i> , bioclastos rudáceos de algas verdes dasicladáceas, bivalves e gastrópodas e terrígenos. Dolomita com cristais planares subédricos e euédricos	Maciço. Presença de <i>lags</i> de depósitos coquínoides de ostreídeos. <i>Vugs</i> de dimensões até 8 cm. Bioturbação do tipo <i>burrowing</i>	Laguna externa com energia moderada, com influência de barras de maré.
PC-M5 Pack-grainstone peloidal bioclástico parcialmente dolomitizado		Pack-grainstone de cor creme esbranquiçado com tons amarelados. Granulometria média a calcirrudito. Mal selecionada	Bioacumulações de gastrópodas <i>Peruviella dolium</i> . Algas vermelhas solenoporáceas, foraminíferos miliolídeos e aglutinantes, intraclastos e terrígenos.	Maciço	Laguna externa com energia moderada a alta, com influência de barras de maré
PC-M6 Pack-grainstone oncolítico parcialmente dolomitizado com rudáceos de algas vermelhas		Pack-grainstone de cor creme esbranquiçado com tons amarelados. Granulometria grossa a muito grossa com oncolitos fração grânulo. Dolomita de cristalinidade fina a média. Mal selecionada	Pelóides, oncoídes com núcleo de algas vermelhas solenoporáceas <i>Pycnoporidium</i> , cristais de dolomita planares euédricos	Estratificação cruzada e camadas granodecrescentes ascendentes	Laguna externa. Energia moderada.
PC-M7 Grain-packstone peloidal com terrígeneos		Rocha híbrida, de cor bege Granulometria fina e bem selecionados	Pelóides, grãos terrígenos (quartzo, feldspato e mica), matriz micrítica e por vezes, bioclastos de algas vermelhas solenoporáceas e algas verdes dasicladáceas	Estratificações cruzadas truncadas por onda	Laguna externa com energia moderada a alta com influência de ondas de tempestade
PC-M8 Grain-packstone peloidal bioclástico		Grain-packstone de cor creme esbranquiçado Granulometria média a grossa, moderadamente a mal selecionado	Algas vermelhas solenoporáceas e verdes dasicladáceas, foraminíferos aglutinantes, seriados, equinóides e alguns moluscos (gastrópodes e bivalves), pelóides, oídes superficiais e quartzo	Estratificação cruzada de baixo ângulo	Retaguarda de bancos rasos Energia moderada a alta
PC-M9 Grain-packstone peloidal bioclástico com rudáceos de algas vermelhas		Grain-packstone de cor creme Granulometria média a muito grossa Mal selecionado	Rudáceos de algas vermelhas solenoporáceas <i>Pycnoporidium</i> e <i>Marinella</i> . Foraminíferos aglutinantes, bivalves, gastrópodas, pelóides, intraclastos, raros ostracodes, raros terrígenos.	Maciço, por vezes com laminação plano-paralela. Camadas granodecrescentes ascendentes.	Bancos rasos ou na frente dos bancos. Energia moderada a alta.
PC-M10 Grainstone oolítico peloidal bioclástico		Grainstone de cor creme esbranquiçado Granulometria média a fina, moderadamente a bem selecionado	Ooides superficiais, pelóides, algas verdes dasicladáceas, algas vermelhas solenoporáceas, foraminíferos miliolídeos e alguns bivalves, intraclastos e grãos terrígenos.	Estratificação cruzada de baixo ângulo. Camadas amalgamadas.	Bancos rasos. Energia moderada a alta
PC-M11 Grainstone bioclástico intraclástico		Grainstone de cor creme esbranquiçado Granulometria média a calcirrudito	Algas verdes dasicladáceas, algas vermelhas solenoporáceas e coralináceas, gastrópodas e bivalves, abundantes foraminíferos aglutinantes, espinhos e placas de equinóides, intraclastos e pelóides	Estratificação cruzada de baixo ângulo e por vezes plano-paralela	Bancos rasos ou na frente dos bancos. Energia moderada a alta.
PC-M12 Folhelho		Folhelho amarelado	Raros fragmentos de moluscos.	Laminação plano-paralela	Rampa intermediária a rampa externa