



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**FÁCEIS, PETROGRAFIA E PALEONTOLOGIA DE DEPÓSITOS
ALBIANOS DO GRUPO ITAPECURU NA ÁREA D COROATÁ (MA),
BACIA DE GRAJAÚ**

**Dissertação apresentada por:
MARIA CAROLINA DA CRUZ MIRANDA**

**BELÉM
2005**

Livros Grátis

<http://www.livrosgratis.com.br>

Milhares de livros grátis para download.

Aos meus pais,
Maria Nilda e José de Oliveira Miranda

AGRADECIMENTOS

- ❖ À Universidade Federal do Pará e ao Museu Paraense Emílio Goeldi pela infraestrutura disponibilizada para a realização deste trabalho;
- ❖ Ao CNPq pela concessão de bolsa;
- ❖ À minha orientadora Dilce Rossetti, por todo o conhecimento transmitido e por sua total dedicação na orientação de todas as fases deste trabalho;
- ❖ Aos Professores Ana Góes, Werner Truckenbrodt e Mário Caputo e ao pesquisador Hilton Costi (MPEG), pelas sugestões, discussões, pelo incentivo e pelo apoio;
- ❖ Aos Professores Carla Kotzian (UFMS), Vladimir Távora (UFPA), Maria Inês Feijó (MPEG) e Heloísa Santos (MPEG), pelo auxílio no estudo de identificação dos fósseis;
- ❖ Ao palinólogo Mitsuro Arai (CENPES/PETROBRÁS), pela realização das análises de pólen;
- ❖ Aos colegas do *GSED* Jackson, Antônio Emídio, Daniele, Marivaldo e Anderson, pelas discussões, sugestões e pelos momentos de descontração;
- ❖ À secretária Joseane Barbosa (MPEG), pela sua prontidão em atender minhas solitações sempre com muito carinho;
- ❖ À D. Maria (MPEG), pelos cafezinhos, sucos e lanches feitos por ela, sempre deliciosos...;
- ❖ À Gisele dos Anjos, Cleyton Carneiro, Vânia Barriga, Poliana Gualberto e Elem Lopes, pela amizade...pelo carinho...por estarem sempre comigo;
- ❖ À todos que, de alguma forma, colaboraram para o desenvolvimento desta dissertação.

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	i
AGRADECIMENTOS	ii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	v
RESUMO	1
ABSTRACT	4
1. INTRODUÇÃO	7
1.1. OBJETIVO DO ESTUDO E ÁREA DE LOCALIZAÇÃO	8
1.2. CONTEXTO GEOLÓGICO	11
2. MATERIAL E MÉTODOS	16
2.1. ESTUDO DAS FÁCIES.....	16
2.2. ANÁLISE PETROGRÁFICA.....	16
2.3. ANÁLISE PALEONTOLÓGICA 18	
3. ANÁLISE FACIOLÓGICA	20
3.1. GENERALIDADES.....	20
3.2. DESCRIÇÃO DAS FÁCIES 25	
3.3. ASSOCIAÇÕES FACIOLÓGICAS 37	
3.3.1. Complexo Deltaico 37	
3.3.1.1. Associação Planície Deltaica 37	
3.3.1.2. Associação Frente Deltaica 38	
3.3.1.3. Associação Frente Deltaica com retrabalhamento de onda 43	
3.3.1.4. Associação Barras Distais 48	
3.3.2. Prodelta/Plataforma restrita/planície de lama 52	
4. PETROGRAFIA	57
4.1. GENERALIDADES 57	
4.2. DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA 57	
4.2.1. Calcários 57	
4.2.2. Arenitos 70	
5. PALEONTOLOGIA	77
5.1. INTRODUÇÃO 77	
5.2. MACROINVERTEBRADOS 78	
5.2.1. Descrição 78	
5.2.1.1. Gastrópodes 78	
5.2.1.2. Bivalvíos 84	
5.2.2. Distribuição temporal e significado paleoambiental	90
5.2.3. Aspectos Tafonômicos 93	
5.2.3.1. Descrição 93	
5.2.3.2. Interpretação 95	
5.3. ANÁLISE PALINOLÓGICA E CONSIDERAÇÕES SOBRE IDADE 99	
6- MODELO DEPOSICIONAL	108
7. ARQUITETURA DEPOSICIONAL	115
7.1. DESCRIÇÃO 115	
7.1.1. Sucessão A 115	
7.1.2. Sucessão B 116	
7.1.3. Sucessão C 117	

7.2 EVOLUÇÃO DO SISTEMA DEPOSICIONAL	118
8. CONCLUSÕES	124
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	127
ANEXO	140

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1: Mapa de localização da área de estudo na porção leste da Bacia de Grajaú, Estado do Maranhão (modificado de Rossetti et al., 2001), com indicação das seções geológicas utilizadas para este estudo, onde: P2- S. Francisco; P3- Remanso da Mariana; P4- Sto Ezídio-1; P5- Sto Ezídio-2; P6- Prainha 1; P7- Prainha 2; P8- Prainha 3; P9; P10- João Rita; P11- Castelo; P12- Cupim; P13- Cigana; P14; P15- Paciência de Ouvir Trovão; P16 e P17- Macaco.....10
- Figura 2: Estratigrafia da Bacia de São Luís-Grajaú (compilado de Rossetti, 2001).14
- Figura 3: A) Seção geológica representativa do empilhamento sedimentar da Bacia de São Luís-Grajaú, interpretada com base em perfis de raios-gama (Compilado de Góes & Rossetti, 2001); B) Localização da Bacia de São Luís-Grajaú com indicação do transecto apresentado em A).....15
- Figura 4: Fácies At/a. Arenito com estratificação cruzada tabular de grande porte.....25
- Figura 5: Fácies At/a. Arenitos com estratificação cruzada acanalada.....26
- Figura 6: Fácies As. Detalhe de estratificações *swaleys* presentes em depósitos de frente deltaica com retrabalhamento de onda.....28
- Figura 7: Fácies As. Paleocorrentes extraídas das estratificações cruzadas *swaleys* presentes nos depósitos de frente deltaica com retrabalhamento de onda.....28
- Figura 8: Fácies P/Ah. Detalhe de acamamento heterolítico *wavy*, comumente registrado nos depósitos de barras distais.32
- Figura 9: Fácies Ct. A) Horizonte de calcário exibindo gretas de contração; B) Traços fósseis alongados vistos em planta.36
- Figura 10: Depósitos de frente deltaica. A) Vista geral de afloramento composto por lobos de arenitos amalgamados. Internamente contém estratos cruzados acanalados (fácies At/a) com abundantes superfícies de reativação. Notar estruturas deformacionais (fácies Ad); B) Desenho esquemático feito a partir de A) ilustrando a sobreposição entre os lobos.....40

Figura 11: Depósitos de frente deltaica ilustrando quatro corpos arenosos sigmoidais sobrepostos (I a IV), separados por delgadas intercalações de argilitos. Notar abundância de estratos deformados (fácies Ad). Observa-se ainda, que alguns desses corpos (p. ex. II e III) são formados pelo amalgamamento de lobos menores (indicados pelas letras A, B e C).....41

Figura 12: Medidas de paleocorrentes dos estratos cruzados (fácies At/a) atribuídos a barras de desembocadura, que são preferencialmente orientadas na direção ENE/E e ESE.....42

Figura 13: A) Vista geral do afloramento P1 (Ver localização na Figura 1) mostrando lobos de arenitos amalgamados atribuídos a ambiente de frente deltaica com retrabalhamento de onda; B) Desenho esquemático feito a partir da seção A); C) e D) Detalhes das laminações presentes na base de alguns lobos; E) Perfil litoestratigráfico representativo do empilhamento das fácies descritas neste ponto.....46

Figura 14: Frente deltaica com retrabalhamento de onda. Fotomosaico (A) e traçado sobre o mosiaco (B) do ponto P9 (Ver localização na Figura 1), ilustrando arenitos com estruturas de corte e preenchimento de grande escala; C) e D): Detalhe do preenchimento sedimentar com estratos convolucionados.....47

Figura 15: Depósitos de barras distais. Vista geral do afloramento P2 (Ver localização na Figura 1) com corpos arenosos lenticulares (fácies Alc) intercaladas a camadas heterolíticas (fácies P/Ah).....49

Figura 16: Depósitos de barras distais. Lentes de arenito (Fácies Alc) separadas por camadas de argilito laminado (Fácies Agm).....50

Figura 17: Medidas de paleocorrentes feitas a partir de estratificações cruzadas presentes na associação de barras distais.....51

Figura 18: Depósitos de prodelta/ plataforma restrita/ planície de lama. A) Vista geral do afloramento P17, o qual registra empilhamento de fácies típico, formado por intercalações de pelitos de coloração vermelho-chocolate e arenitos calcíferos e calcáreos terrígenos; B) Perfil litoestratigráfico vertical de P17.....54

Figura 19: Vista geral em planta de horizonte de calcário (fácies Ct) da associação de plataforma restrita/prodelta/planície de lama contendo feições circulares regularmente distribuídas, atribuídas a pegadas de dinossauros.....55

Figura 20: *Microfácies 1: Calcimudstone*. A) Domínio de lama micrítica com raros aloquímicos dispersos. B) Detalhes de cristais

de calcita espática isolados na matriz micrítica. C) Alternância entre faixas micríticas e microesperíticas ressaltando a laminação da rocha.....60

Figura 21: *Microfácies 2: Wackestone/packstone peloidal ou fossilífero.* A) Pelóides com limites difusos caracterizando textura *clotted*. B) Bioclastos e biomorfos de ostracodes em matriz micrítica. C) Matriz micrítica entrecortada por microfraturas preenchidas por microesparito.....63

Figura 22: *Microfácies 3: Packstone terrígeno.* A) Interface entre packstone terrígeno (M3) e wackestone/packstone peloidal ou fossilífero (M2). B) Biomorfos de gastrópodes micritizados. C) Detalhe de B) mostrando acículas de gipso registradas sobre biomorfos de gastrópodes. D) Detalhe de packstone terrígeno apresentando arcabouço dominado por grãos de quartzo monocristalino subarredondados. Fotomicrografias sob nicóis cruzados.....66

Figura 23: *Microfácies 4: Grainstone ostracodal.* A) Arcabouço formado por empilhamento de bioclastos de ostracodes densamente empacotados. Notar presença de raros biomorfos recristalizados (Br). B) Detalhe de gipsita distribuída paralelamente aos fragmentos estirados de ostracodes. Fotomicrografias sob nicóis cruzados.....68

Figura 24: *Quartzo-arenitos calcíferos.* A) Zoneamento óptico gerado em função de cimentação por grandes cristais de calcita configurando cimentação poiquilotópica. B) Detalhe do arcabouço não compactado devido à intensa cimentação. C) Cimentação em mosaico desenvolvida localizadamente. D) Detalhe da bimodalidade dos grãos registrada em algumas seções estudadas. Fotomicrografias sob nicóis cruzados.....72

Figura 25: *Turritella* Lamarck, 1799. Resto inalterado exibindo camada de cor preservada, consistindo em concha inteira apresentando morfologia típica do gênero. Notar região apical preservada.....79

Figura 26: *Cerithium* Bruguière, 1789. Concha apresentando morfologia característica do gênero.....80

Figura 27: *Natica Bulbulus* White, 1887. espécimen inteiro, com abertura voltada para baixo, apresentando pigmentação em zig-zag.....82

Figura 28: *Paranomia macedoi* Maury, 1925. Valva desarticulada, superfície externa apresentando incipientes ondulações terminais.....85

Figura 29: *Paranomia perbrasiliiana* Maury, 1925. Valva desarticulada, mostrando finas costelas radiais e estrias concêntricas em sua superfície externa.....86

Figura 30: *Granocardium* Gabb, 1869; A) molde externo; B) molde composto. Em ambos os itens registram-se feições radiais bem marcadas e crenulações terminais típicas deste grupo.....88

Figura 31: *Trigonarca* Conrad, 1862. A) molde externo; B) molde interno exibindo linha paleal e músculo adutor bem nítidos.....89

Figura 32: Modelo deposicional proposto para área de estudo, representado por sistema de delta influenciado por ondas normais e de tempestade conectado a uma plataforma restrita.....114

Figura 33: A) Correlação estratigráfica dos perfis estratigráficos proposta para a área de estudo. *Datum* escolhido com base em superfície de descontinuidade mais facilmente mapeável em campo; B) Modelo esquemático apresentando a unidades estratigráficas definidas e o padrão estratal desenvolvido.....123

TABELAS

Tabela 1: Litofácies dos depósitos albianos do Grupo Itapecuru, às margens do Rio Itapecuru, área de Coroatá (MA).....21

Tabela 2: Síntese das associações de fácies e interpretações paleoambientais para os depósitos da área de estudo.....24

Tabela 3: Resumo das microfácies carbonáticas e processos de formação correspondentes.....69

Tabela 4: Relação de taxa de palinórfos identificados na área de estudo.....103

RESUMO

Depósitos albianos do Grupo Itapecuru expostos nas margens do Rio Itapecuru, próximo à cidade de Coroatá, borda leste da Bacia do Grajaú, foram estudados em seus aspectos sedimentológicos, estratigráficos e paleontológicos com o objetivo de reconstrução paleoambiental. O estudo mostrou que esta unidade inclui arenitos, argilitos e calcários formados em diversos ambientes deposicionais comumente encontrados em sistemas deltaicos. Estes incluem: 1. planície deltaica, representada por argilitos cinza a negro e contendo elevadas concentrações de restos vegetais, localmente formando turfeiras, além de fragmentos de âmbar e cristais de pirita; 2. frente deltaica, caracterizada por lobos de arenito, amalgamados ou separados por finas camadas de argilito, que mostram organização interna comumente em padrão de espessamento e granocrescência ascendente, sendo internamente maciços ou com estratificações cruzadas ou estruturas deformacionais; 3. frente deltaica retrabalhada por onda, que consiste em camadas tabulares de arenitos contendo estratificações cruzadas *swaleys*, laminação ondulante, estratificação cruzada tabular de baixo ângulo e estruturas de corte e preenchimento (*scour-and-fill*) de grande escala, presentes nos depósitos de frente deltaica; 4. barras distais, caracterizadas por lentes de arenitos com estruturação similar aos lobos deltaicos, mas que se apresentam como corpos isolados de menor espessura, distribuídos em meio a argilitos; 5. prodelta/plataforma restrita/planície de lama, que representa o conjunto de litologias mais finas da área de estudo, incluindo-se argilitos laminados e maciços, além de calcários. Feições de

exposição subaérea, como marcas de raízes, gretas de contração, dissolução por ação de água meteórica e pegadas de dinossauros, são localmente encontrados nesses estratos.

O estudo microfaciológico dos calcários permitiu a definição das seguintes microfácies: *calcimudstones*, *wackestone/packstone peloidal* ou *fossilífero*, *packstone terrígeno* e *grainstone ostracodal*. Dentre estas, predominam *wackestone/packstone peloidal* ou *fossilífero* e *calcimudstones*, refletindo deposição em ambiente raso, de baixa energia e de circulação moderada a restrita. Além disto, os depósitos atribuídos ao complexo paleoambiental prodelta/plataforma restrita/planície de lama possui abundantes fósseis, representados essencialmente por gastrópodes e bivalves. Dentre os gastrópodes, foram identificados os gêneros *Turritela* Lamarck, 1799 e *Cerithium* Bruguière, 1789, e a espécie *Natica bulbulus* White, 1887. Os bivalves estão representados pelos gêneros *Granocardium* Gabb, 1964 (?), *Trigonarca* Conrad 1862 (?), e pelas espécies *Paranomia perbrasiliana* Maury, 1925, *Paranomia macedoi* Maury, 1925. Estes fósseis caracterizam ambientes marinhos marginais, sendo comuns em ambientes de água salobra, devido à sua maior tolerância ambiental. A baixa diversidade e a abundância de espécimens suportam ambientes estressados.

As características da paleofauna, em combinação com a presença de litologias típicas de ambientes protegidos são condizentes com a interpretação de que os lobos deltaicos entravam em bacia localizada próxima à linha de costa, mas com domínio de condições restritas, sugerindo ambiente de plataforma restrita. Este esteve sujeito, pelo menos em parte de sua evolução, a constantes retrabalhamentos por ondas de tempestade, como evidenciado pela intercalação com estratos da frente deltaica contendo estruturas de grande porte

geradas por fluxos combinados formados pela ação de ondas de tempestade.

A análise da arquitetura das associações de fácies revelou a presença de três unidades estratigráficas, definidas por superfícies de descontinuidade marcadas por cimentação carbonática, concentrações de fósseis retrabalhados e depósitos residuais consistindo em arenitos grossos e conglomerados. Apesar do arranjo interno em sucessões cíclicas progracionais, típicas de sistemas deltaicos, a distribuição espacial das unidades estratigráficas, bem como de suas associações faciológicas, mostram que os depósitos de prodelta/plataforma restrita/planície de lama tornam-se progressivamente mais abundantes de sudeste para noroeste da área de estudo, bem como em direção ao topo das sucessões, registrando progressivo afogamento do sistema deltaico. Este afogamento ocorreu em pulsos marcados por períodos de afogamentos mais significativos, representados pelas superfícies de descontinuidades, caracterizando padrão estratal predominantemente retrogradacional, o que sugere que o sistema deltaico em questão pode ter sido gradativamente abandonado em função de fase transgressiva.

A análise palinológica revelou domínio da assembléia *Araucariacites*, *Perotriletes* s.l. (*Perotriletes*, *Crybelosporites* e *Paludites*), bem como polens efedroides (*Equisetosporites*, *Gnetaceaepollenites* e *Steevesipollenites*, sendo sugestiva da Palinozona *Complicatisaccus cearensis* (P-280), o que permite considerar idade eo/mesoalbiana. Entretanto, a presença de táxons atribuídos ao período Cenomaniano constitui elementos para a hipótese de que parte destes depósitos não se restrinjam ao Albiano.

ABSTRACT

Albian deposits from the Itapecuru Group exposed in the margins of Itapecuru River, near the town of Coroatá, eastern Grajaú Basin, were investigated concerning to their sedimentological, stratigraphical and palaeontological aspects. The study showed that these strata include sandstones, argillites and limestones formed in several depositional environments usually found in deltaic systems. They include: 1. deltaic plain, consisting of gray to black argillites with high concentrations of plant debris, locally forming peats, as well as amber fragments and pyrite crystals; 2. delta front, consisting of sandstone lobes, either amalgamated or separated by thin argillite layers, and which are internally characterized by massive, deformed or cross-stratified sandstones arranged into thickening- and coarsening upward successions; 3. wave-dominated delta front, which consists of sandstones with a variety of undulating laminations, including *swaley* cross-stratification, undulating parallel-lamination, low-angle cross-stratification and large-scale scour-and-fill structures; 4. distal bar, characterized by sandstones displaying sedimentary structures that are similar to the delta front deposits, but which occur forming thinner lenses isolated within argillites; and 5. prodelta/restricted shelf/ mud flat, which includes the finest-grained lithologies of the study area, consisting of laminated to massive argillites and limestones. Features attributed to subaerial exposure, such as roots marks, mudcracks, karstic holes formed by dissolution under influence of meteoric water, and dinosaurs footprints, are all locally found in association with these deposits.

The petrographic study of limestones allowed the definition of following microfacies: *calcimudstone*, *peloidal or fossiliferous wackestone/packstone*, *terrigenous packstone* and *ostracodal grainstone*. Among these, the *peloidal or fossiliferous wackestone/packstone* and the *calcimudstones* are dominant, reflecting deposition in low energy, shallow areas with moderate to restrict water circulation. In addition, the deposits attributed to the prodelta/restrict shelf/mud flat complex have abundant fossils, even though of low diversity, being represented essentially by gastropods and bivalves. Among the gastropods, it was identified the genus *Turritella* Lamarck, 1799 and *Cerithium* Bruguière, 1789, and the species *Natica bulbulus* White, 1887. Bivalves consist of the genus *Granocardium* Grabb, 1964 (?), *Trigonarca* Conrad, 1862 (?), and the species *Paranomia perbrasiliana* Maury, 1925 and *Paranomia macedoi* Maury, 1925. These fossils characterize shallow marine settings, occurring commonly in association with brackish waters. The high abundance and low diversity attests the dominance of stressed environments.

The characteristics of the paleofauna, in combination with the presence of lithologies that are typical from protected environments, conform to the proposition that the deltaic lobes ended into a marine influenced basin with predominance of restricted conditions, suggesting a restricted shelf. This system was exposed, at least, in part of its evolution, to constant reworking by storm waves, as evidenced by the presence of wave-dominated delta front deposits comprising large-scale structures generated by combined flows.

Analysis of facies architecture has shown three stratigraphic units, defined by discontinuity surfaces marked by one or more of the following elements: calcitic cement,

concentrations of fossil fragments, and a lag of coarse-grained sandstone and conglomerate. Despite the internal organization into prograding cycles, typical of deltaic systems, the special distribution of the stratigraphic units, as well as of the facies associations, show that prodelta/restrict shelf/mud flat deposits become more abundant from southeast to northwest in the study area, as well as towards the top of the sections, recording progressive drowning of the deltaic system. Punctuated floodings took place, being represented by the discontinuity surfaces, characterizing a retrogradational stratal pattern, suggesting the abandonment of the deltaic system due to an overall transgression.

The palynological analysis shows the preponderance of an *Araucariacites*, *Perotriletes* s.l. (*Perotriletes*, *Crybelosporites* and *Paludites*) assemblage, as well as the presence of ephedroids pollens (*Equisetosporites*, *Gnetaceaepollenites* and *Steevesipollenites*). This pollen assemblage characterizes the *Complicatisaccus cearensis* Palynozone (P-280), allowing considering an early/middle Albian age. However, the presence of the pollens *Elaterocolpites castelanis*, *Cretacaeiporites polygonalis* and *Galeacornea causea* provided elements for proposing that deposition continued up to the Cenomanian.

1.- INTRODUÇÃO

O grande volume do preenchimento sedimentar da Bacia de Grajaú foi formado durante a fase rift desenvolvida no Albiano. Estudos de depósitos representativos desta fase foram documentados nas regiões de São Luís e Alcântara (Rossetti, 1997a; 1998), Açailândia (Anaisse, 1999; Anaisse et al., 2001), e Grajaú (Rossetti et al., 2004), localizadas nas bordas norte, sudeste e sul desta bacia, respectivamente. Depósitos cretáceos na borda leste da Bacia de Grajaú foram também documentados, mas estudos de detalhe enfocaram somente a sucessão aptiana representada pela Formação Codó (Paz, 2000; Paz & Rossetti, 2001), e uma sucessão arcoseana correlacionável com a Formação Cujupe, de idade estimada pós-cenomaniana-?Terciário Superior (Lima & Rossetti, 2001). Análises palinológicas preliminares mostraram que uma série de exposições localizadas ao longo das margens do Rio Itapecuru, entre as localidades de Coroatá e Itapecuru-Mirim (MA), registra o intervalo stratigráfico Albiano (Rossetti et al., 2001a,b; Arai, 2001). O estudo proposto constitui-se em uma oportunidade ímpar para a reconstituição dos sistemas deposicionais representativos da fase *rift* da Bacia de São Luís-Grajaú. Apesar disso, estes depósitos foram apenas preliminarmente caracterizados em seus aspectos faciológicos (Rossetti et al., 2001a), onde os autores sugeriram deposição em ambientes que variaram de lagunar para *shoreface* superior e delta. Adicionalmente, observou-se que os depósitos são organizados em ciclos de arrasamento ascendente, cujos limites, nas porções mais distais do sistema são demarcados por calcáreos e/ou arenitos fortemente calcíferos contendo fósseis abundantes (vertebrados, invertebrados e plantas),

atribuídos a superfícies de inundação marinha. Entretanto, estas interpretações necessitam ser melhores testadas à luz de uma caracterização faciológica mais detalhada abordando-se a distribuição espacial das fácies em combinação com estudos estratigráficos. Além disto, a ocorrência freqüente de rochas calcáreas e arenitos calcíferos nunca abordados sob o ponto de vista petrográfico constitui-se em uma importante fonte para melhor definição dos ambientes de sedimentação. Da mesma forma, o conteúdo fossilífero desses depósitos foi somente preliminarmente investigado, com enfoque especial a grupos de vertebrados fósseis (peixes, quelônios, crocodilos e dinossauros) (Dutra & Malabarba, 2001; Medeiros & Schultz, 2001; Villas Bôas & Carvalho, 2001; Moraes-Santos *et al.*, 2001). O presente estudo revelou um expressivo volume de espécies fósseis de invertebrados que, em sua maioria, não haviam sido ainda identificados. Este material paleontológico possui grande valia para auxiliar na caracterização dos ambientes de sedimentação.

1.1. OBJETIVO DO ESTUDO E ÁREA DE LOCALIZAÇÃO

O objetivo principal deste trabalho foi a caracterização faciológica detalhada de depósitos albianos expostos ao longo do Rio Itapecuru entre as localidades de Coroatá e Itapecuru-Mirim, porção leste do Estado do Maranhão (Figura 1), visando-se o refinamento do sistema deposicional e melhor entendimento do significado de superfícies de descontinuidade internas e, com isto, a reconstitu o da dinâmica da sedimentação. Os objetivos secundários incluíram:

- 1) Caracterização petrográfica de microfácies carbonáticas e arenitos calcíferos;
- 2) Identificação dos fósseis de invertebrados visando contribuir para a melhor caracterização dos ambientes deposicionais.

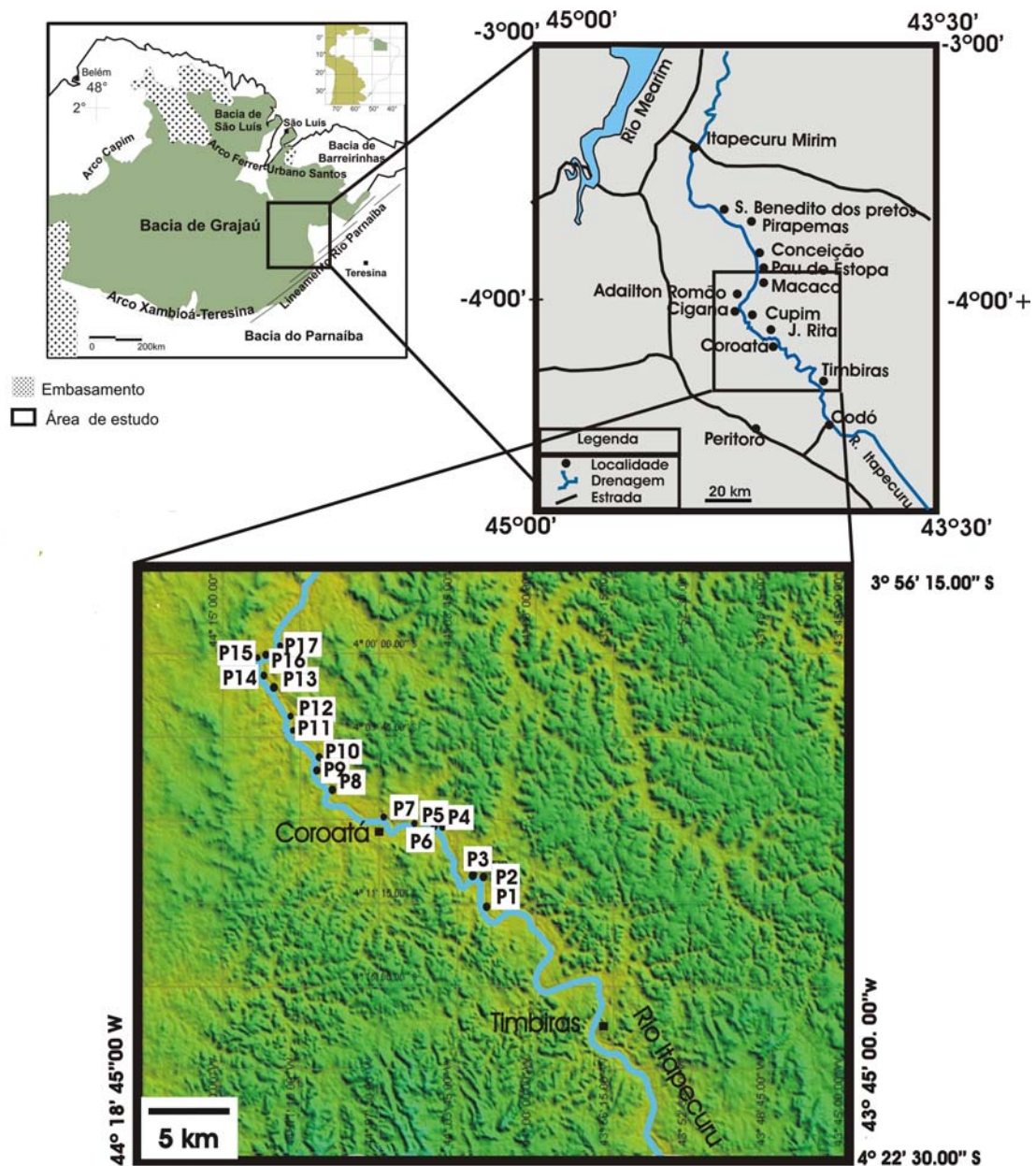


Figura 1: Mapa de localização da área de estudo na porção leste da Baía de Grajaú, Estado do Maranhão (modificado de Rossetti et al., 2001a), com indicação das seções geológicas utilizadas para este estudo, onde: P2- S. Francisco; P3- Remanso da Mariana; P4- Sto Ezídio-1; P5- Sto Ezídio-2; P6- Prainha 1; P7- Prainha 2; P8- Prainha 3; P9; P10- João Rita; P11- Castelo; P12- Cupim; P13- Cigana; P14; P15- Paciência de Ouvir Trovão; P16 e P17- Macaco.

1.2.CONTEXTO GEOLÓGICO

BACIA DE GRAJAÚ

A Bacia de Grajaú, implementada por esforços combinando cisalhamento puro e transcorrência, está inserida no Sistema de Gráben Gurupi, que representa um *rift* intracontinental formado ao longo da margem equatorial brasileira durante o processo de separação dos continentes sul-americano e africano, iniciado no final do Jurássico/início do Cretáceo. Esta bacia abrange uma área de aproximadamente 130.000 Km², cujo embasamento é representado por rochas paleozóicas e mesozóicas da Bacia do Parnaíba, assim como rochas pré-cambrianas das faixas de dobramentos Gurupi e Tocantins-Araguaia e do Cráton São Luís (Góes, 1995). Os limites desta bacia são demarcados pela Antéclise Xambioá-Alto Parnaíba a sul, Arco Capim a oeste, e Lineamento do Rio Parnaíba a leste. A referida bacia foi inserida previamente como representativa da porção norte da Bacia do Parnaíba, tendo sido destacada desta e referenciada preliminarmente como Bacia Epicontinental do Maranhão, Bacia de Codó (Azevedo, 1991), Bacia do Capim (Borges *et al.* 1997) e Bacia de Grajaú (Góes 1995; Góes & Coimbra 1996). Mais recentemente, demonstrou-se que esta bacia possui similaridades em termos estruturais e no preenchimento sedimentar com a Bacia de São Luís, sendo proposto o termo conjunto Bacia de São Luís-Grajaú para designar estes *riffts* formados na margem equatorial brasileira (Góes & Rossetti, 2001). Contrariamente a interpretações anteriores, que atribuem a Bacia de Grajaú a processos de subsidência termal associados com a evolução da Bacia do Parnaíba (e.g. Azevedo, 1991; Rezende & Pamplona, 1970), a Bacia de Grajaú mostrou-se tectonicamente ativa durante o Cretáceo-Terciário, como revelado pela presença de

inúmeras falhas com deslocamentos verticais de camadas na ordem de centenas de metros registradas em subsuperfície (Góes & Rossetti, 2001). O comportamento tectonicamente ativo da Bacia de Grajaú é sugerido, ainda, por estudos sedimentológicos, os quais têm revelado depósitos com intensa deformação atribuída a atividades sísmicas contemporâneas à sedimentação. Essas feições deformacionais são representadas por uma série de estruturas rúpteis e dúcteis que ocorrem formando pacotes contínuos entre depósitos não deformados, registrados em depósitos aptianos e albianos (Rossetti *et al.*, 2001a).

O preenchimento da Bacia de São Luís-Grajaú consiste quase que integralmente em rochas cretáceas e está representado, da base para o topo, pela sucessão litoestratigráfica Grajaú-Codó-Itapecuru. A sedimentação iniciou-se durante o Neoptiano com folhelhos negros, evaporitos e calcários lacustres da Formação Codó, além de depósitos fluvio-deltaicos da Formação Grajaú. Sobreposta a estas unidades litoestratigráficas ocorre uma espessa sucessão siliciclástica referenciada tradicionalmente de Formação Itapecuru (Mesner & Wooldrigde 1964; Petri & Fúlfaro 1983; Cerqueira e Marques 1984; Carvalho 1987). Este termo litoestratigráfico foi primeiramente definido por Lisboa (1914) para designar os sedimentos aflorantes nos rios Itapecuru e Alpercatas, ao norte da cidade de Pastos Bons/MA. Com o passar dos anos, esta designação passou a ser utilizada para referenciar-se ao intervalo siliciclástico localizado entre as formações Codó do Aptiano e Pirabas do Oligo-Mioceno (e. g. Cerqueira & Marques, 1984).

A partir de estudos faciográficos e de estratigrafia de seqüência realizados na porção norte da Bacia de São Luís, a Formação Itapecuru foi elevada à categoria de grupo (Rossetti

& Truckenbrodt, 1997). No referido grupo incluem-se a Unidade Indiferenciada (Eo/Meso-Albiano), a Formação Alcântara (Neoalbiano-Cenomaniano), e a Formação Cujupe (Neo-Cretáceo-? Eo-Terciário). A Unidade Indiferenciada ocorre apenas em subsuperfície e consiste numa espessa seqüência mapeada através da correlação de perfis de raios gama (Rossetti, 2001). As formações Alcântara e Cujupe são bem representadas em afloramentos e incluem uma variedade de depósitos influenciados por processos denotando a ação de ondas e correntes de maré, sendo atribuídos a ambientes de ilha-barreira e estuário, respectivamente (Rossetti 1997a, b, 1998).

A análise do preenchimento sedimentar da Bacia de São Luís-Grajaú em subsuperfície levou ao reconhecimento de três seqüências deposicionais de segunda ordem, que são limitadas por discordâncias regionais (Figuras 2 e 3). A seqüência deposicional S1, que inclui as formações Codó e Grajaú (Neo-Aptiano/Albiano), consiste em 450 m de arenitos, folhelhos e, subordinadamente, calcários e evaporitos (Rossetti, 2001). A seqüência deposicional S2, correspondente à parte da Unidade indiferenciada (Eo/Meso-Albiano) possui cerca de 500 m de depósitos arenosos e argilosos. Estas seqüências, que incluem estratos aluviais a marinho-transicionais, estão subdivididas em três unidades organizadas em tratos de sistema de mar baixo, mar transgressivo e mar alto. A seqüência deposicional S3 (Meso-Albiano/Neo-Cretáceo), constitui-se em aproximadamente 600-800 m de argilitos e arenitos. Estes depósitos incluem a porção superior da Unidade Indiferenciada, bem como as formações Alcântara (Neo-Albiano/Cenomaniano) e Cujupe (Neo-Cretáceo ?) que ocorrem na borda norte da Bacia de São Luís-Grajaú (Rossetti & Truckenbrodt, 1997). Esta seqüência foi formada durante trato

de sistemas transgressivo a mar alto, sendo representada por ciclos de preenchimento de vales incisos (Rossetti, 2001).

		ESTRATIGRAFIA	
IDADE		ROSSETTI (2001)	ROSSETTI & TRUCKENBRODT (1997)
CRETÁCEO	CENOMANIANO/ MAASTRICHTIANO	S3	FORMAÇÃO CUJUPE
	ALBIANO		FORMAÇÃO ALCÂNTARA
		EO MESO NEO	GRUPO ITAPECURU
	S2		
APTIANO	S1	FORMAÇÕES CODÓ E GRAJÁ	

Figura 2: Estratigrafia da Bacia de São Luís-Grajaú (compilado de Rossetti, 2001).

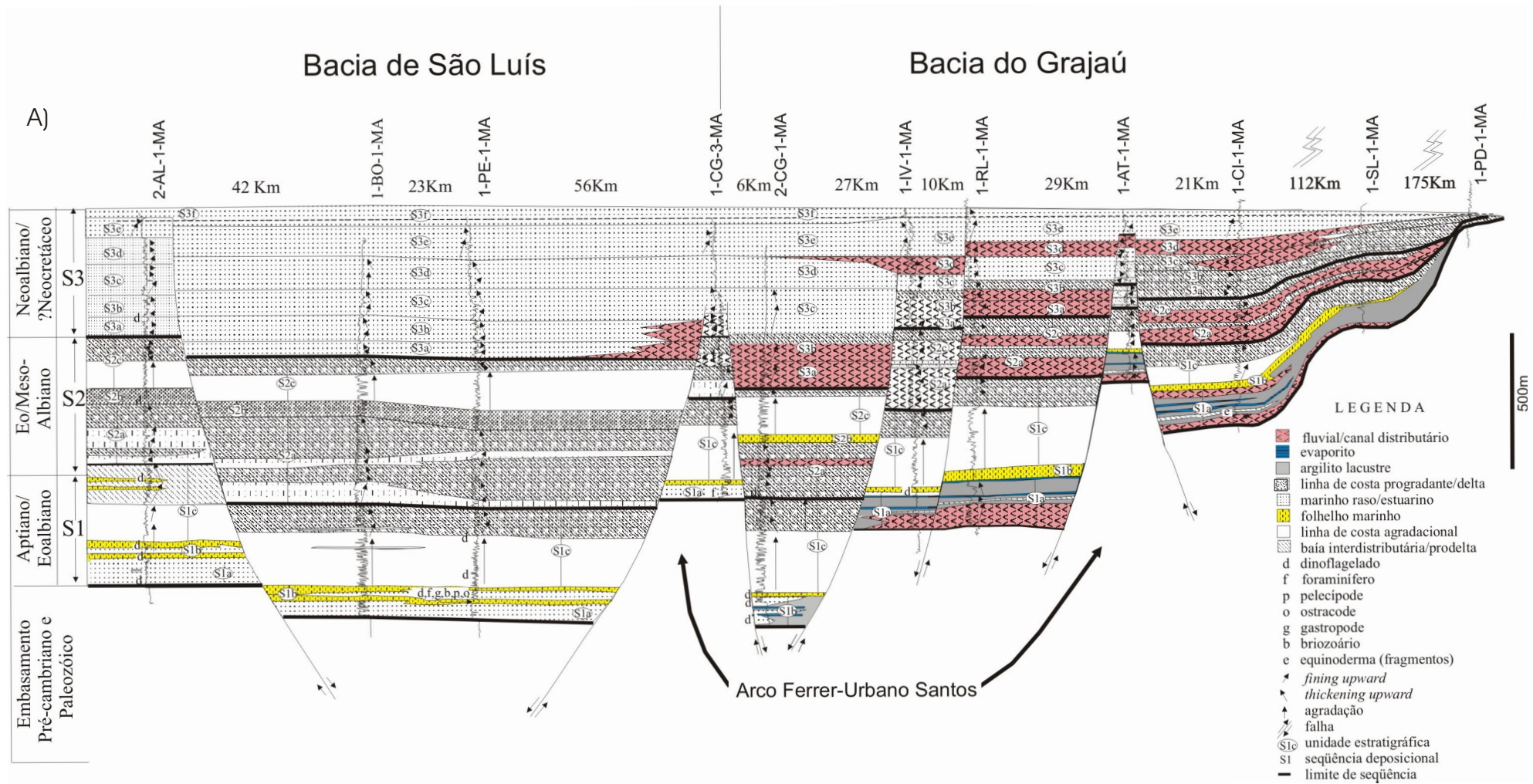
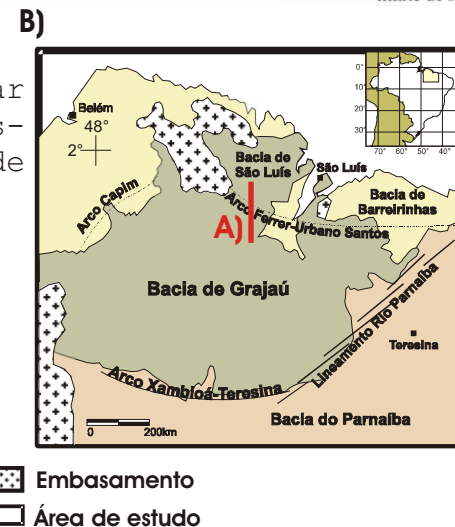


Figura 3: A) Seção geológica representativa do empilhamento sedimentar da Bacia de São Luís-Grajaú, interpretada com base em perfis de raios-gama (Compilado de Góes & Rossetti, 2001); B) Localização da Bacia de São Luís-Grajaú com indicação do transecto apresentado em A).



2. MATERIAL E MÉTODOS

2.1. ESTUDO DAS FÁCIES

Esta etapa consistiu na descrição de fácies sedimentares, utilizando-se parâmetros como litologia, estrutura, textura, conteúdo fossilífero e geometria. As características observadas em campo foram registradas por meio de perfis litoestratigráficos, croquis detalhados e fotomosaicos. Estes permitiram o registro da distribuição variabilidade lateral e vertical das fácies e o conseqüente estabelecimento de associações faciológicas geneticamente relacionadas, cuja análise possibilitou o detalhamento do sistema deposicional da área estudada.

Este estudo foi feito com base em 17 exposições naturais em barrancos do rio Itapecuru. Destes, 8 já haviam sido preliminarmente relatados em estudos anteriores, mas foram reanalisados neste trabalho a fim de, juntamente com as demais seções aqui descritas pela primeira vez, possibilitar um registro mais completo das fácies. Além da descrição faciológica e registro de suas variabilidades espaciais, o trabalho de campo incluiu, ainda, o mapeamento de superfícies de descontinuidades que pudessem servir à análise estratigráfica, bem como a coleta de amostras visando o estudo petrográfico e paleontológico.

2.2. ANÁLISE PETROGRÁFICA

Esta etapa consistiu em estudo petrográfico objetivando-se a definição de microfácies carbonáticas e melhor descrição de arenitos calcíferos. Incluiu a preparação e análise de 41

lâminas delgadas confeccionadas no Laboratório de Laminação do MPEG, utilizando-se o sistema de laminação *Compact Logitech*. Este incluiu:

- 1- redução da amostra bruta para o tamanho desejado por meio de utilização de serra CS30;
- 2- polimento da amostra reduzida e da lâmina de vidro, onde a amostra foi colada, utilizando-se politriz CL40;
- 3- colagem da amostra reduzida na lâmina de vidro, por meio de uma mistura de resina e endurecedor, na proporção de 3:1, respectivamente; a fixação da amostra foi feita por aquecimento a 60°C, durante 1 hora, utilizando-se aquecedor CH30 e unidade de junção CB30;
- 4- remoção do excesso de rocha por meio de cortes feitos com serra CS30;
- 5- polimento da lâmina até a espessura padrão de 30 µm com uso de politriz CL40.
- 6- amostras facilmente desagregáveis foram, após o subitem 1, impregnadas por meio de mistura de resina e endurecedor.

A descrição petrográfica foi feita sob microscópio petrográfico de luz transmitida da marca ZEISS, modelo AXIOLAB, instalado no Laboratório de Microscopia do MPEG e/ou no Laboratório de Petrografia do CPGG. Esta descrição seguiu os critérios de classificação de rochas carbonáticas descritos em Dunham (1962). Para a identificação das microfácies carbonáticas também foram utilizados parâmetros tradicionalmente usados em estudos microfaciológicos apresentados em Wilson (1975) e Flügel (1982). Os principais aspectos considerados incluíram: proporção relativa dos

constituintes, como matriz, grãos esqueletais, pelóides, grãos agregados, litoclastos, partículas terrígenas, cimentos e textura dos grãos. A descrição e análise dessas feições permitiram a individualização e caracterização de microfácies carbonáticas e a classificação petrográfica de litologias arenosas.

2.3. ANÁLISE PALEONTOLÓGICA

Adicionalmente, foram realizados estudos paleontológicos objetivando a identificação dos principais grupos fósseis existentes na área. Esta pesquisa foi direcionada ao estudo sistemático de paleoinvertebrados, especificamente grupos de bivalves e gastrópodes devido à abundância e boa preservação. As coletas foram feitas manualmente e aleatoriamente ao longo das seções estudadas. Além da coleta do material, procedeu-se a remoção dos espécimens, o seu registro por meio de fotografias digitais e descrição das principais feições morfoanatômicas. Devido à fragilidade dos exemplares optou-se, muitas vezes, pela não remoção dos mesmos da rocha-matriz, garantindo a integridade do material, bem como para as interpretações tafonômicas. A nomenclatura morfológica e os termos aplicados nas descrições seguem proposições clássicas apresentadas na literatura especializada (e. g. Tracey *et al.*, 1993; Moore, 1969). Os exemplares estudados encontram-se depositados no Acervo Paleontológico do Museu Paraense Emílio Goeldi.

Esta etapa também incluiu dados palinológicos obtidos da análise de 11 amostras. O estudo palinológico foi realizado integralmente pelo palinólogo Mitsuro Arai, do CENPES/PETROBRAS. Dentre as amostras coletadas, apenas 11

apresentaram resultados positivos. A preparação do material palinológico incluiu tratamento químico padrão utilizado pela Petrobrás (Uesugui, 1979), o qual consiste na dissolução do sedimento por ácidos clorídrico, nítrico e fluorídrico. Após a preparação, os resíduos das amostras foram montados em lâminas de vidro utilizando-se gelatina glicerinada, e analisados através de microscópio biológico Zeiss com potencial de aumento de 100-1000X.

3. ANÁLISE FACIOLÓGICA

3.1. GENERALIDADES

Os depósitos estudados caracterizam-se por corpos arenosos estratificados e calcários. Os arenitos e argilitos mostram coloração variando de creme-amarelado, cinza, vermelho-chocolate a esverdeado, enquanto os calcários são de coloração branca a cinza. Estes depósitos são lateralmente contínuos ou, mais comumente, lenticulares, podendo ser descritos sob a forma de 12 fácies (Tabela 1). A simbologia adotada para as mesmas inclui uma letra maiúscula, seguida de uma ou duas letras minúsculas, para representação de litologia e estrutura mais marcante, respectivamente. As fácies foram agrupadas em cinco associações atribuídas a ambientes de planície deltaica, frente deltaica, frente deltaica com retrabalhamento de onda, barra distal, e laguna (Tabela 2). Em função da freqüente repetição de fácies nas associações descritas, já que um mesmo processo pode ocorrer em diversos ambientes, optou-se por introduzir a descrição de todas as fácies e, posteriormente, definir as associações faciológicas e ambientes deposicionais relacionados. A análise da distribuição vertical das associações de fácies levou ao reconhecimento de seu agrupamento em ciclos de arrasamento ascendente com espessuras, em geral, inferiores a 5 m, cujos significados serão apresentados no capítulo 7.

Tabela 1. Litofácies dos depósitos albianos do Grupo Itapecuru, às margens do Rio Itapecuru, área de Coroatá (MA). (Continua)

FÁCIES	DESCRIÇÃO	PROCESSOS SEDIMENTARES
Arenito com estratificação cruzada tabular/acanalada (At/a)	Arenito fino/muito fino, bem selecionado, coloração amarelada, micáceo, ocasionalmente feldspático, com estratificações cruzadas tabulares e acanaladas de médio a grande porte. Frequentes superfícies de reativação, cobertas por filmes de argila.	Migração de formas de leito com de cristas retilíneas e sinuosas, por se fluxo unidirecional em regime inferior. Possível influência de correntes de maré e ondas.
Arenito com estratificação/laminação plano-paralela horizontal (App)	Arenito fino, bem selecionado, micáceo exibindo estratificação e/ou laminação plano-paralela horizontal.	Deposição por suspensão em regime de fluxo inferior.
Arenito com estratificação cruzada <i>swaley</i> (As)	Arenito fino a muito fino, contendo estratificação cruzada <i>swaley</i> de pequeno ou médio porte. Frequentes truncamentos de baixo ângulo.	Migração de formas de leito de baixo relevo, associada com deposição por suspensão, sob condições de fluxo combinado gerado por ação de ondas de tempestade.
Arenito com laminação cruzada (Alc)	Arenito com laminação cruzada tabular e acanalada com limites de <i>sets</i> planos.	Migração lateral de microondulas em regime de fluxo inferior unidirecional.
Arenito com estratificação/laminação plano-paralela/cruzada ondulante (Alo)	Arenito fino com laminação cruzada tabular cujos limites dos <i>sets</i> , de até 20 cm de espessura, são ondulados. Internamente, os <i>foresets</i> são truncados por superfícies de reativação. Laminações cruzadas ondulantes cavalgantes são comuns, especialmente próximas à base das camadas de arenito.	Migração e agradação lateral de formas de leito com relevo suave sob fluxo combinado e/ou oscilatório.

(Continuação)

FÁCIES	DESCRIÇÃO	PROCESSOS SEDIMENTARES
Arenito deformado (Ad)	Arenito fino contendo diversas estruturas de deformação sindeposicional, tais como dobra convoluta, estruturas em chama e de sobrecarga, e estratos cruzados com ângulo dos <i>foresets</i> fortemente inclinados, os quais lateralmente gradam a arenito maciço.	Deformação do sedimento em estado inconsolidado por instabilidade gravitacional ou impacto de ondas de tempestade.
Pelito/arenito com acamamento heterolítico (P/Ah)	Intercalações de arenito fino e argilito, com amplas variações das proporções de areia e argila, formando acamamentos heterolíticos dos tipos <i>wavy</i> , <i>flaser</i> , <i>streaky</i> e <i>lenticular</i> .	Ambiente com alternância freqüente de energia, com deposição de argila por suspensão durante períodos calmos e areia por suspensão/ou tração durante energia relativamente mais elevada.
Argilito laminado (Agl)	Argilito cinza esverdeado a verde-oliva, com ocorrências localizadas de camadas de cor violácea e preta. Laminação plano-paralela e, ocasionalmente, acamamento lenticular (lentes de até 15 cm). Localmente ocorrem argilitos calcíferos contendo abundantes concentrações de invertebrados fósseis e restos de vegetais.	Deposição por suspensão em condições de baixa energia, com períodos de anoxia.
Argilito maciço (Agm)	Argilito de coloração marrom-chocolate a marrom-avermelhada e, ocasionalmente, verde. Calcífero, endurecido e, localmente, topo com concentrações de paligorsquita.	Alteração da fácies Agl por processos pedogenéticos.
Calcário terrígeno (Ct)	Lentes e camadas e—com espessuras de até 20 cm de calcário. Topos podem exibir marcas de onda, feições cársticas, gretas de contração e marcas de raízes. Petrograficamente variam de <i>mudstone</i> a <i>grainstone</i> .	Acúmulo de material carbonático sob condições de baixa a alta energia.

(Continuação)

FÁCIES	DESCRIÇÃO	PROCESSOS SEDIMENTARES
Conglomerado intraformacional (Ci)	Conglomerado de matriz siltico/arenosa, com clastos de argila autosustentados.	Erosão de camadas de argilito, com retrabalhamento formando clastos em condições de fluxos de altíssima energia.
Arenito grosso/ conglomerado fossilífero (Cf)	Delgados horizontes lateralmente contínuos de arenito maciço, calcífero, de granulometria predominantemente grossa e grãos bem arredondados, e que lateralmente gradam a conglomerados. Localmente, forma horizontes fossilíferos contínuos constituídos de fragmentos de conchas de bivalves, gastrópodes, escamas e dentes de peixes, ossos de peixes, crocodilos e dinossauros. Traços fósseis dispersos.	Horizontes delgados com restos fósseis concentrados provavelmente por ação de ondas e/ou correntes de maré durante transgressão com retrabalhamento biogênico.

Tabela 2. Síntese das associações de fácies e interpretações paleoambientais para os depósitos da área de estudo.

Associação de Fácies	Descrição	Ambiente Depositional
Agl e At/a	Argilito negro e arenito fino estratificado. <i>Sets</i> basais recobertos por leitos de matéria orgânica e/ou filmes de argila. Ocorrem concentrações de restos vegetais, turfeiras, além de fragmentos de âmbar e pirita.	PLANÍCIE DELTAICA
At/a, P/Ah, Agl, Ad e Ci	Arenito fino, bem selecionados, ocorrendo sob a forma de lobos amalgamados ou separados por finas camadas de argilitos e/ou conglomerados intraformacional. Exibem gradação inversa e espessamento dos estratos para cima.	FRENTE DELTAICA
App, Alo, As, P/Ah, Ad, Agl, Cf e Ci	Arenito fino, bem selecionados com estratificação cruzada de baixo ângulo ocorrendo em camadas tabulares e, menos freqüentemente, lobos.	FRENTE DELTAICA COM RETRABALHAMENTO DE ONDA
Agl, Ad, Alc, Alo, At/a e P/Ah	Depósitos argilosos e heterolíticos, intercalados com camadas de arenito, localmente calcífero, cuja geometria varia de lobada a tabular.	BARRA DISTAL
Agl, Agm, Ad, Alc e Ct	Domínio de argilitos laminados que gradam a maciços para cima e camadas de calcários terrígenos. Estes ocorrem exibindo topos com feições cársticas, gretas de contração, marcas de raízes e, localmente pegadas de dinossauros. Nestas camadas, fósseis de vertebrados e invertebrados marinhos bem preservados ocorrem de forma dispersa ou concentrados.	PRODELTA/PLATAFORMA RESTRITA/PLANÍCIE DE LAMA

3.2. DESCRIÇÃO DAS FÁCIES

Fácies arenito com estratificação cruzada tabular/acanalada (At/a)

Esta fácies consiste em arenito fino a muito fino, bem selecionado, coloração amarelada, micáceo e, ocasionalmente, feldspático, caracterizando-se por estratificações cruzadas tabulares e acanaladas. Os estratos cruzados (Figura 4) são de médio a grande porte (espessuras variando entre 0,4 a 1,2 m) e possuem *foresets* orientados preferencialmente para SE. Os *foresets* das estratificações tabulares apresentam-se tangenciais na base (Figura 5). Em ambos os tipos de estratificações cruzadas, os limites de *sets* são marcados por leitões de argila, sendo que internamente ocorrem freqüentes superfícies de reativação recobertas por filmes de argila.

Esta fácies é atribuída à migração de formas de leito com cristas retilíneas e sinuosas em regime de fluxo inferior. Arenitos com estratificação cruzada contendo superfícies de reativação e/ou recobrimento de argila registram condições de fluxo oscilante, sendo freqüentemente atribuídos à ação de correntes de maré e/ou ondas.

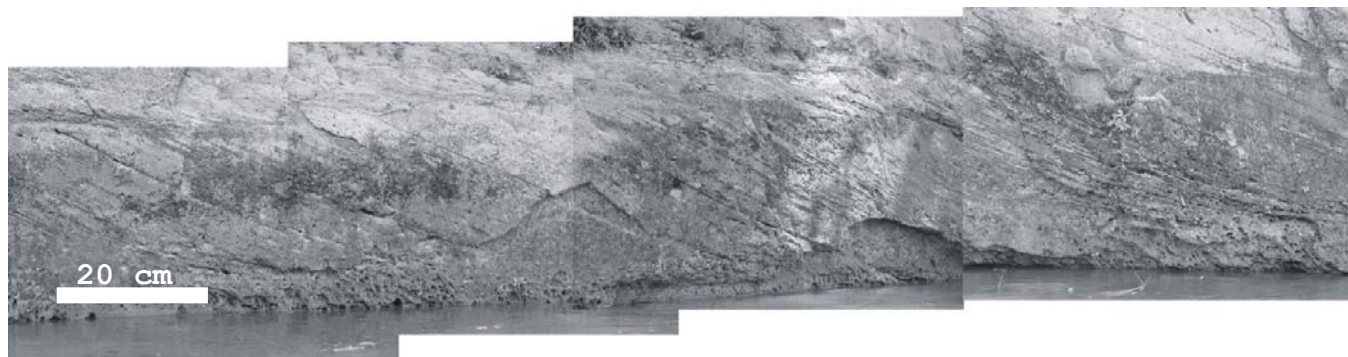


Figura 4: Fácies At/a. Arenito com estratificação cruzada tabular de grande porte.



Figura 5: Fácies At/a. Arenitos com estratificação cruzada acanalada.

Fácies arenito com estratificação/ laminação plano-paralela horizontal (App)

Esta fácies caracteriza-se por arenito fino, moderado a bem selecionado, micáceo, e contendo estratificação ou laminação plano-paralela horizontal. Os planos da estratificação individualizam camadas de cerca de 10 cm de espessura, limitadas por lâminas de argilito. Ocasionalmente, as laminações ocorrem recobertas por leitos escuros contendo minerais pesados. A origem das estratificações e laminações paralelas horizontais é atribuída ao transporte dos grãos em camadas planas por fluxo unidirecional. A presença de argilitos e concentrações de minerais micáceos em associação com esta fácies indica deposição sob condições de regime de fluxo inferior, quando a energia foi insuficiente para gerar formas de leito.

Fácies arenito com estratificação cruzada *swaley* (As)

Esta fácies é formada por arenito fino a muito fino contendo estratificação cruzada *swaley*. Este tipo de estrutura consiste em uma série de depressões rasas e côncavas, apresentando largura de 0,8 a 2 m e profundidade de 0,15 a 0,6 m, sendo preenchidas por estratos concordantes ou discordantes com a superfície basal (Figura 6). As estratificações internas podem ser paralelas entre si ou formarem truncamentos de baixo ângulo. Lateralmente, os estratos côncavos ascendem progressivamente à medida que se tornam suavemente ondulantes, adquirindo geometria levemente convexa, assemelhando-se a estruturas do tipo *hummocky*. Medidas de mergulho dos flancos mais íngremes das *swales* mostram fluxos direcionados principalmente para WNW (Figura 7).

A estratificação cruzada *swaley* é interpretada como uma estrutura formada pela ação de fluxos combinados gerados por ondas de tempestade (Leckie & Walker, 1982). A formação destes estratos é atribuída à ação de fluxos combinados. Segundo o modelo de Duke *et al.* (1991), este tipo de fluxo relaciona-se a eventos de tempestades, resultando da interação de fluxo oscilatório com correntes geostróficas oblíquas à costa. Quando o fluxo oscilatório e o unidirecional unem-se no sentido costa afora, é gerada uma força cisalhante máxima no fundo, no mesmo sentido. Durante estes picos de força cisalhante, os sedimentos são erodidos e transportados costa afora. Com a diminuição da energia, sedimentos postos em suspensão passam a decantar, ainda sob a ação de fluxo combinado, formando laminações ondulantes seguidas por estruturas de baixo ângulo como *swaleys* e

hummockys (cf. McCroy & Walker 1986; Myrow & Southard 1991; Arnott 1992; Hills *et al.*, 2003).



Figura 6: Fácies As. Detalhe de estratificações *swaleys* presentes em depósitos de frente deltaica com retrabalhamento de onda.

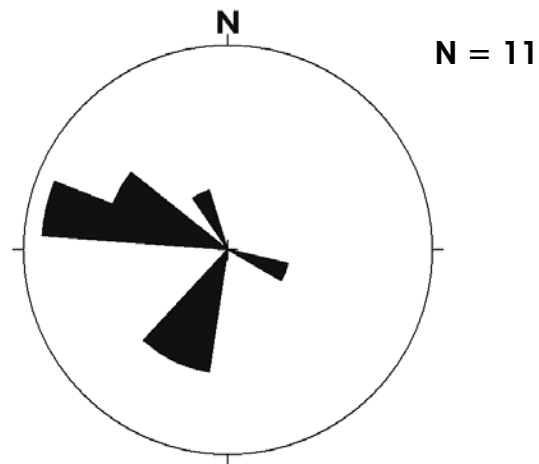


Figura 7: Fácies As. Sentidos de paleocorrentes presentes nos depósitos de frente deltaica com retrabalhamento de onda.

Fácies arenito com laminação cruzada (Alc)

Esta fácies caracteriza-se por camadas tabulares de aproximadamente 20 cm de espessura constituídas de arenito muito fino a fino, moderadamente selecionado, com laminação cruzada tabular e acanalada. As lâminas internas mergulham predominantemente para direção NE. Frequentemente ocorrem, associadas a esta fácies, feições deformacionais do tipo laminações convolutas, além de laminações cavalgantes simétricas a levemente assimétricas. As microlaminações possuem ângulo de mergulho concordante com os azimutes das estratificações de médio e grande porte.

Laminações cruzadas cavalgantes podem ser geradas, seja em condições de fluxos unidirecionais, seja em condições de fluxos combinados. Desenvolvem-se a partir de migração e agradação simultânea de marcas onduladas geradas por correntes e/ou ondas e sua formação requer elevada e contínua carga sedimentar e baixas taxas de retrabalhamento. Laminações cruzadas formam-se a partir da migração de marcas onduladas de corrente e/ou de onda por fluxo unidirecional em regime de fluxo inferior. Em contraste com a laminação cavalgante, as laminações cruzadas são formadas quando o suprimento sedimentar é relativamente menor e descontínuo e o retrabalhamento é maior.

Fácies arenito com laminação plano-paralela truncante/cruzada ondulante (Alo)

Esta fácies caracteriza-se por sets de até 20 cm de espessura de arenito fino contendo estratos plano-paralelos, arranjados em pacotes truncantes em baixo ângulo e cujo limite é levemente ondulado. Ocorre, ainda, laminação

ondulante ou quase-planar, a qual se caracteriza por lâminas ligeiramente onduladas e, menos freqüentemente, planas. As lâminas desenvolvem truncamento de muito baixo ângulo e apresentam terminações convergentes em direção ao limite do estrato.

Esta fácies registra deposição de areia sob condições de regime de fluxo superior combinado, quando a energia do fluxo não permitia a manutenção de formas de leito. A gradação de estruturas paralelas ondulantes para estratos cruzados quase-planares evidencia pequena diminuição de energia, com formação de dunas de muito baixo ângulo, resultantes da migração lateral alternada com gradação. Feições similares foram reproduzidas em experimentos de laboratórios utilizando-se fluxos unidirecionais combinados a fluxos orbitais (Arnot, 1992). A presença dessas estruturas no registro geológico ocorre comumente associada a outras estruturas onduladas como *hummockys* e *swaleys*, o que confirma sua origem por fluxos combinados gerados por ondas de tempestade (Dott & Bourgeois 1982; Leckie & Walker 1982; Hills *et al.*, 2003).

Fácies arenito deformado (Ad)

Esta fácies constitui-se em arenito muito fino a médio, bem selecionado, contendo laminação convoluta, estruturas em chama, sobrecarga, e estratificação cruzada com *foresets* bastante inclinados. De ocorrência restrita, esta fácies forma horizontes com até 1 m de espessura. Dentre as estruturas presentes, predominam as laminações convolutas predominantemente de pequenas dimensões, que formam dobras com comprimento de até 30 cm, em geral isoladas. Estruturas de sobrecarga são também comuns, formando feições semicirculares

(p. ex. *ball-and-pillow*) de aproximadamente 40 cm de largura e altura de 25 cm. Os arenitos deformados invariavelmente sobrepõem-se às fácies de argilito, com as quais se misturam localmente formando pelitos deformados. Localmente, estes arenitos podem gradar a arenitos maciços.

Em parte, a fácies arenito deformado representa deposição rápida, não havendo tempo para sua estruturação. Em parte, esta fácies representa litologias que foram desestruturadas em função de forte deformação causada por instabilidades gravitacionais devido à sobreposição de areia sob substratos lamosos não consolidados, como sugerido por sua íntima associação com estratos deformados sin-deposicionalmente.

Fácies pelito/arenito com acamamento heterolítico (P/Ah)

Esta fácies caracteriza-se por intercalações de arenito fino e argilito, que ocorrem distribuídos em proporções variadas formando acamamentos heterolíticos dos tipos *wavy*, *flaser*, *streaky* e *lenticular*, que são organizado em sucessões de até 40 cm de espessura (Figura 8). Marcas onduladas simétricas são comuns na interface areia/argila.

Esta fácies registra deposição com alternância freqüente de energia do fluxo, com deposição de argila por suspensão durante períodos calmos e areia por tração durante energia relativamente mais elevada. No geral, caracteriza ambientes de baixa energia. A presença constante de marcas de onda simétricas registra participação de fluxos oscilatórios. É possível que grande parte destas feições documente a ação de ondas de tempestade em áreas mais profundas do que aquela onde se formaram as estruturas de corte e preenchimento e laminações ondulantes (fácies Alo). Com a profundidade, as

ondas diminuem de intensidade, afetando menos os sedimentos de fundo, e resultando em deposição subordinada de areia que se alterna com deposição de argila a partir de suspensões.



Figura 8: Fácies P/Ah. Detalhe de acamamento heterolítico wavy, comumente registrado nos depósitos de barras distais.

Fácies argilito laminado (Agl)

Esta fácies é constituída por argilito cinza esverdeado a verde-oliva, com ocorrências localizadas de cores violácea e preta. Possui espessura média de 30 cm, atingindo, porém, até 1 m de espessura em algumas das seções estudadas. Internamente, o argilito apresenta-se laminado plano-paralelamente. Esta fácies possui horizontes descontínuos com abundantes restos vegetais formando turfas. Lente de argilito negro contendo assembléia de invertebrados, caracterizada pelo domínio de gastrópodes e bivalves com elevado grau de preservação, em geral com conchas inteiras e comumente exibindo feições de compactação, foi localmente observada no perfil P16 (ver localização na figura 1). Os fósseis ocorrem imersos na matriz argilosa, em geral sendo fortemente cimentados por carbonato de cálcio.

Esta fácies registra deposição por suspensão em ambiente de baixa energia. A presença de argilitos negros com abundantes restos vegetais e de rica fauna de invertebrados é condizente com condições altamente redutoras. Como será discutido no capítulo 5, os fósseis presentes nesta fácies atestam influência marinha durante a deposição.

Fácies argilito maciço (Agm)

Esta fácies é representada por camadas tabulares de argilito maciço de coloração marrom-chocolate, marrom avermelhada ou esverdeada, com espessura máxima de 3,20 m. Estes depósitos apresentam-se, em geral, calcíferos, endurecidos e, localmente, possuem topo com concentrações de argilominerais do tipo paligorsquita. Marcas de raízes também são feições comuns. Esta fácies grada para baixo a estratos estruturados. Estas características sugerem que a fácies Agm registra horizontes em que a estruturação original dos depósitos foi obliterada por processos pedogenéticos. A presença de paligorsquita tem sido comumente registrada em associação a perfis de solo (Tucker, 1994).

Fácies conglomerado intraformacional (Ci)

Esta fácies consiste em conglomerado com clastos de argilito sustentados por matriz síltico/arenosa. Ocorre sob a forma de lentes de até 20 cm de espessura. Os clastos são alongados e possuem comprimentos inferiores a 10 cm. A origem desta fácies é atribuída a fluxos de altíssima energia, que foram responsáveis pela erosão de camadas de argila subjacentes, formando clastos alongados. Estes foram, então, transportados por curtas distâncias no ambiente deposicional.

Fácies arenito/conglomerado fossilífero (Cf)

Esta fácies consiste em horizontes delgados (pouco centímetros de espessura) e lateralmente contínuos de arenito maciço, calcífero, de granulometria predominantemente grossa e grãos bem arredondados, e que lateralmente gradam a conglomerados. Estes apresentam matriz arenosa média, mal selecionada, com clastos sustentados pela matriz e cimentados por calcita. Os clastos, que variam de arredondados a subangulosos e possuem até 10 cm de diâmetro, consistem em quartzo, argilito, além de seixos de calcário micrítico e arenito. Seus contatos são pontuais e ocorre orientação incipiente segundo os planos do acamamento. Estes conglomerados possuem abundantes traços fósseis e contém uma variedade de fósseis de vertebrados e invertebrados fortemente fragmentados e retrabalhados, misturados com grânulos de quartzo.

A origem é atribuída a fluxos de alta energia e intenso retrabalhamento, o que resultou no arredondamento dos grãos, bem como fragmentação e arredondamento dos fósseis. A intensa bioturbação sugere influência de ambiente marinho. Portanto, estes depósitos são entendidos como o registo de *lags* transgressivos, quando houve possibilidade de atuação de correntes de maré e de ondas responsável pelo transporte deste material grosso de natureza variada. A fácies Cf acha-se associada com superfícies de descontinuidades, como será melhor discutido no capítulo 7, tendo portanto conotação estratigráfica.

Fácies calcário terrígeno (Ct)

Caracteriza-se por lentes descontínuas e com espessura máxima de 20 cm de calcário terrígeno, margas e calcissiltitos de colorações esbranquiçada, acinzentada e esverdeada. Esta fácies pode exibir topo ondulado, feições cársticas e gretas de contração e bioturbação (Figura 9). Os grãos terrígenos são bem selecionados, subarredondados e incluem, predominantemente, quartzo e feldspato. Esta fácies pode atingir até 70 cm de espessura no ponto P10 (Fig. 1), onde ocorre calcário com altas concentrações fossilíferas que chegam a formar coquinas. Localmente, observou-se estratificação cruzada tabular de pequeno porte, cujos *foresets* mergulham para sudeste.

Esta fácies, que será melhor caracterizada paleogeograficamente no capítulo 6 registra momentos de diminuição relativa de aporte siliciclástico na bacia e influxo marinho em ambiente de baixa energia, condições estas que favoreceram a proliferação de organismos.



Figura 9: Fácies Ct. A) Horizonte de calcário exibindo gretas de contração; B) Traços fósseis alongados vistos em planta.

3.3. ASSOCIAÇÕES FACIOLÓGICAS

3.3.1. Complexo Deltaico

3.3.1.1. Associação Planície Deltaica

Esta associação é de ocorrência restrita e está representada em uma seção de aproximadamente 1,5 m de espessura. Consiste em arenitos finos e argilitos negros, que ocorrem formando camadas tabulares ou lenticulares e levemente côncavas. Os arenitos são estratificados (fácies At/a), sendo os *foresets* recobertos por camadas ou filmes de argila e/ou restos vegetais fragmentados. Na base dos *sets*, essas concentrações vegetais são volumosas, quando se associam a fragmentos de âmbar de até 10 cm de comprimento e nódulos de pirita. Os argilitos são de coloração cinza escuro a negro (fácies Agl) e caracteristicamente apresentam acumulações vegetais formando turfas. Estes depósitos, que ocorrem interdigitados à associação de fácies de frente deltaica descrita a seguir, situam-se nas porções mais proximais do sistema deposicional estudado (extremo sudoeste da área).

Interpretação:

Os depósitos ora descritos são consistentes com formação nas partes mais proximais do sistema deposicional deltaico, sendo atribuídos à planície deltaica. Esta interpretação é proposta tendo-se em vista a interdigitação com depósitos de frente deltaica e a abundância de concentrações de matéria orgânica vegetal formando turfeiras com abundantes fragmentos de âmbar. Turfeiras são depósitos formados a partir da transformação de matéria orgânica sob ação de microorganismos

anaeróbicos. Este tipo de depósitos desenvolve-se em locais onde há abundância de água e produção elevada de massa vegetal, sendo comuns em planícies progradantes. Embora as turfeiras deltaicas situem-se muito afastadas do mar, a presença de nódulos de pirita associados a esses depósitos pode ser atribuída ao efeito de marés, visto que a água do mar contém, entre outros sais dissolvidos, sulfatos em solução. Estes, sob condições redutoras nas regiões de pântanos, são reduzidos por bactérias, formando ácido sulfídrico ou sulfeto de ferro (i.e., pirita). A quantidade de pirita está relacionada à quantidade de íons de sulfatos dispersos pela água do mar, ao grau de reatividade de minerais de ferro detríticos, e à quantidade de matéria orgânica (Raiswell, 1982¹ *apud* Morad *et al.*, 2000). Assim, é possível que os depósitos argilosos negros com turfas sejam atribuídos à planície deltaica inferior, interpretação esta condizente com sua interdigitação com os arenitos de frente deltaica. A ocorrência de estratos cruzados com abundantes restos vegetais ao longo dos *foresets* depositados sobre superfícies côncavas pode representar o preenchimento de pequenos canais distributários que entrecortavam a planície deltaica.

3.3.1.2. Associação Frente Deltaica

Esta associação possui aproximadamente 7 m de espessura e constitui-se em um conjunto de lobos arenosos, freqüentemente com geometria sigmoidal, espessuras individuais variando entre 50 cm a 2m (Figuras 10 e 11), e comprimento entre 50 e 100 m. Os lobos ocorrem amalgamados ou

¹ RAISWELL, R. 1982. Pyrite texture, isotopic composition and the availability of iron. *Am. J. Sci.*, 282: 1244-1263.

são individualizados pela presença de finas camadas (poucos centímetros) de argilitos laminados (fácies Agl). Corpos sigmoidais de maiores dimensões podem ser formados pelo amalgamamento de vários lobos menores. Internamente, dominam arenitos com estratificações cruzadas tabular e acanalada (fácies At/a), arenitos deformados (fácies Ad) e, subordinadamente arenitos com laminação cruzada. Os estratos cruzados, que exibem freqüentemente superfícies de reativação e/ou recobrimentos argilosos, acham-se orientados, predominantemente, na direção ENE/E e ESE (Figura 12), que é também a mesma direção de inclinação dos lobos propriamente ditos. Onde depósitos argilosos entre lobos são mais espessos, nota-se sua gradação para cima a arenito/pelito com acamamento heterolítico (fácies P/Ah) formando, juntamente com os arenitos, sucessão granocrescente ascendente. A base dos lobos pode também ser abrupta e conter abundantes intraclastos de argila, que localmente se acumulam em depressões rasas, formando conglomerados intraformacionais (fácies Ci).

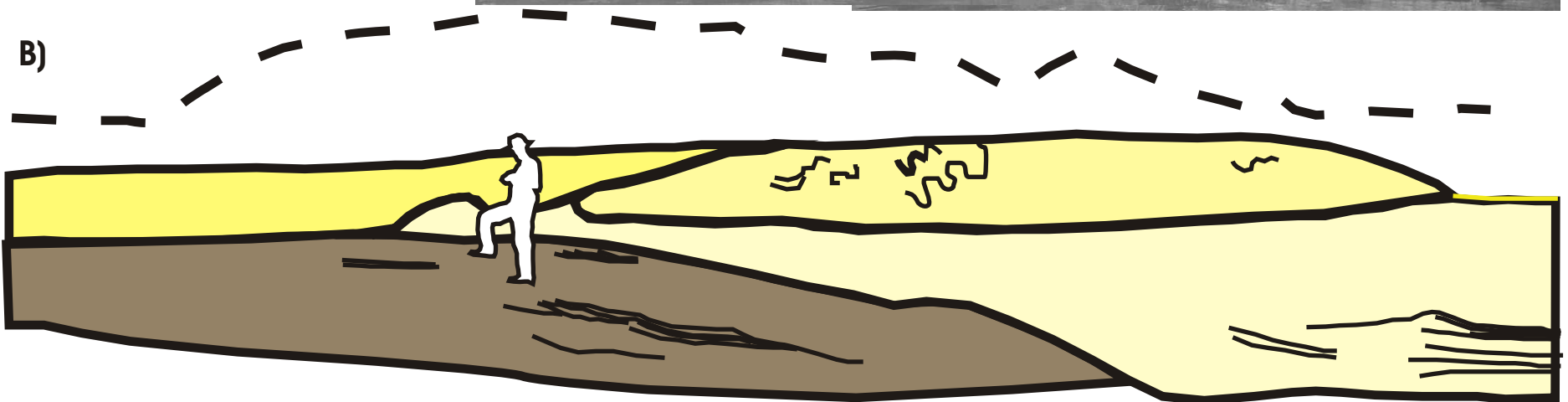


Figura 10: Depósitos de frente deltaica A) Vista geral de afloramento composto por lobos de arenitos amalgamados. Internamente contém estratos cruzados acanalados (fácies At/a) com abundantes superfícies de reativação. Notar estruturas deformacionais (fácies Ad); B) Desenho esquemático feito a partir de A) ilustrando a sobreposição entre os lobos.

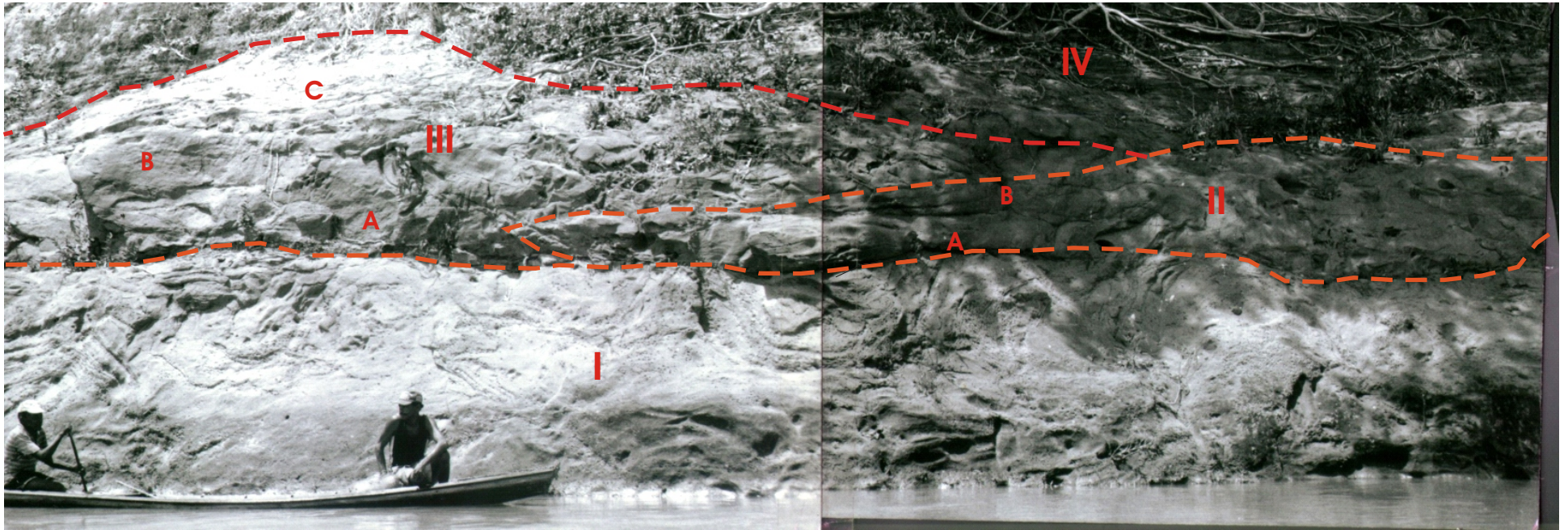


Figura 11: Depósitos de frente deltaica ilustrando quatro corpos arenosos sigmoidais sobrepostos (I a IV), separados por delgadas intercalações de argilitos. Notar abundância de estratos deformados (fácies Ad). Observa-se ainda, que alguns desses corpos (p. Ex. II e III) são formados pelo amalgamamento de lobos menores (indicados pelas letras A, B e C).

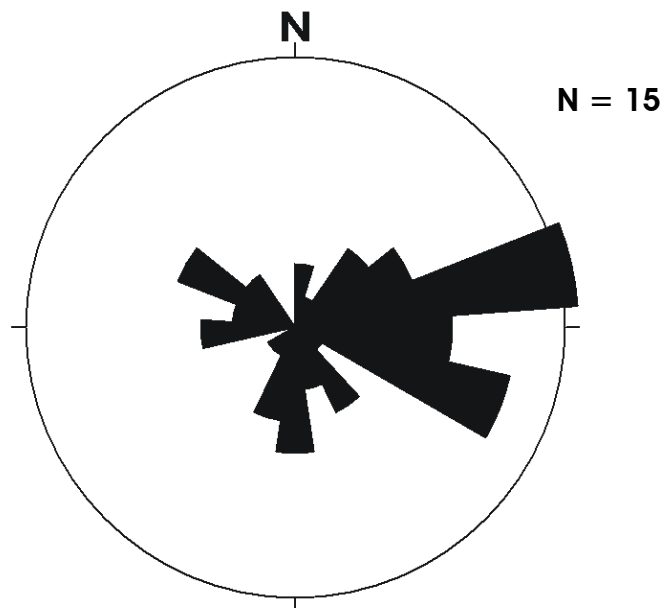


Figura 12: Medidas de paleocorrentes dos estratos cruzados (fácies At/a) atribuídos a barras de desembocadura, que são preferencialmente orientadas na direção ENE/E e ESE.

Interpretação:

Esta associação é atribuída a ambiente de frente deltaica, sendo os corpos arenosos interpretados como lobos de suspensão depositados a partir de alto influxo sedimentar em bacia receptora de energia relativamente inferior. A geometria sigmoideal é sugestiva de deposição em ambiente apresentando talude, comum em barras de desembocadura com forte influxo fluvial. A coincidência das direções de mergulho dos lobos com os *foresets* das estratificações cruzadas indica progradação da linha de costa para NE/E. Os ciclos granocrescentes ascendentes suportam processos ligados à progradação de lobos de suspensão. A fácies Ad reflete perturbação dos sedimentos ainda em estado inconsolidado (Johnson, 1977; Mills, 1983; Elliot, 1986), sendo compatível

com ambiente de frente deltaica, uma vez que sedimentos ali depositados estão sujeitos a instabilidade gravitacional gerada pela sobrecarga de sedimentos arenosos em sedimentos mais finos da bacia receptora (Coleman 1988; Orton & Reading 1993; Glover & O'Beirne, 1994). As superfícies de reativação presentes nas fácies arenosas indicam mudanças periódicas na velocidade da corrente (Allen, 1980; Visser, 1980²² *apud* Tamura & Masuda, 2003) e os recobrimentos argilosos são produtos de períodos de águas mais calmas (Allen, 1982; Dalrymple, 1992; Tamura & Masuda, 2003). Essas propriedades provavelmente refletem influência de correntes de maré ou de ondas que teriam constantemente afetado o desenvolvimento das barras de desembocadura ainda com domínio do fluxo unidirecional.

As fácies argilosas e heterolíticas registram domínio de deposição por suspensão entre a progradação dos lobos deltaicos. A fácies Ci é interpretada como produto de fragmentação e retrabalhamento da fácies Agl, sendo devida a altas velocidades do fluxo durante a progradação dos lobos deltaicas.

3.3.1.3. Associação Frente Deltaica com retrabalhamento de onda

Esta associação constitui-se de arenitos finos a muito finos, bem selecionados, os quais ocorrem sob forma de camadas ondulantes interdigitadas aos depósitos de frente deltaica nas porções mais distais do sistema deposicional (Figura 13). Esta associação possui espessuras variando entre 0,4 a 1,5 m e inclui as seguintes fácies: arenito com

²² VISSER, M. J. 1980. Neap-Spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale bedform deposits: a preliminary note. *Geology*, **8**: 543-546.

estratificação/ laminação plano-paralela horizontal (App), arenito com laminação cruzada (Alc), arenito com laminação plano-paralela/cruzada ondulante (Alo), arenito com estratificação *swaley* (As), arenito deformado (Ad), pelito/arenito com acamamento heterolítico (P/Ah), conglomerado fossilífero (Cf), argilito laminado (Agl) e conglomerado intraformacional (Ci). Localmente, esta associação caracteriza-se por amplas depressões (*scours*) regularmente espaçadas, com perfis simétricos a levemente assimétricos, assemelhando-se à geometria de *swales*. Estes *scours* chegam até 2 m de profundidade e aproximadamente 25 m de largura, formando sucessões de aproximadamente 5 m de espessura (Figura 14 A, B). O preenchimento dos *scours* é caracterizado por pelitos e arenitos convolucionados (Figura 14 C e D) e arenitos finos com laminação ondulante que grada localmente à estratificação cruzada *swaley*. As camadas argilosas ocorrem predominantemente intercaladas pelos lobos arenosos, com os quais possui limites abruptos e, menos freqüentemente, gradacionais, sendo esta última situação representada por camadas heterolíticas. Associada à fácies de argilito, ocorrem camadas de conglomerados intraformacionais, as quais também ocorrem sob forma de planos centimétricos intercalados a camadas arenosas.

Interpretação:

Esta associação de fácies é atribuída ao retrabalhamento de lobos da frente deltaica pela ação de fluxos combinados de alta energia. Esta interpretação é feita com base principalmente na presença de estruturas do tipo *swaley* (fácies As) e de corte e preenchimento de grande escala que gradam lateralmente a arenitos atribuídos a lobos de

suspensão na frente deltaica. A estratificação cruzada *swaley* é interpretada como uma estrutura de tempestade (Leckie & Walker, 1982). As estruturas de corte e preenchimento (*scour and fill*) de grande escala também possuem ligação genética com a estratificação cruzada *swaley* e apresentam semelhanças com a mesma, diferindo, entretanto, por apresentar dimensões maiores (Leckie & Walker, 1982). Os grandes *scours* são gerados durante picos de força cisalhante máxima do fluxo combinado no fundo e têm preenchimentos diversos, inclusive semelhantes ao da estratificação cruzada *swaley*. A diversidade de preenchimento, ora constituído por pelitos maciços a convolucionados, ora por arenitos finos, e a variação da forma simétrica a ligeiramente assimétrica dos *scours*, indicam mudanças na intensidade dos componentes do fluxo combinado, ora prevalecendo movimento oscilatório, ora unidirecional (cf. Swift *et al.*, 1983; Arnott & Southard 1990; Cheel & Leckie 1993; Rossetti *et al.*, 2000). Feições similares foram registradas em estudo de fácies realizado em outras partes da bacia como em Anaisse Jr. (1999) e Rossetti *et al.* (2000).

Na área de estudo, o desenvolvimento de estratificações *swaleys* (fácies As) e estruturas *scour-and-fill* de grande escala em depósitos retrabalhados na frente deltaica evidencia a ação de ondas de tempestade possivelmente em áreas internas da plataforma, como será melhor discutido na apresentação do modelo deposicional.

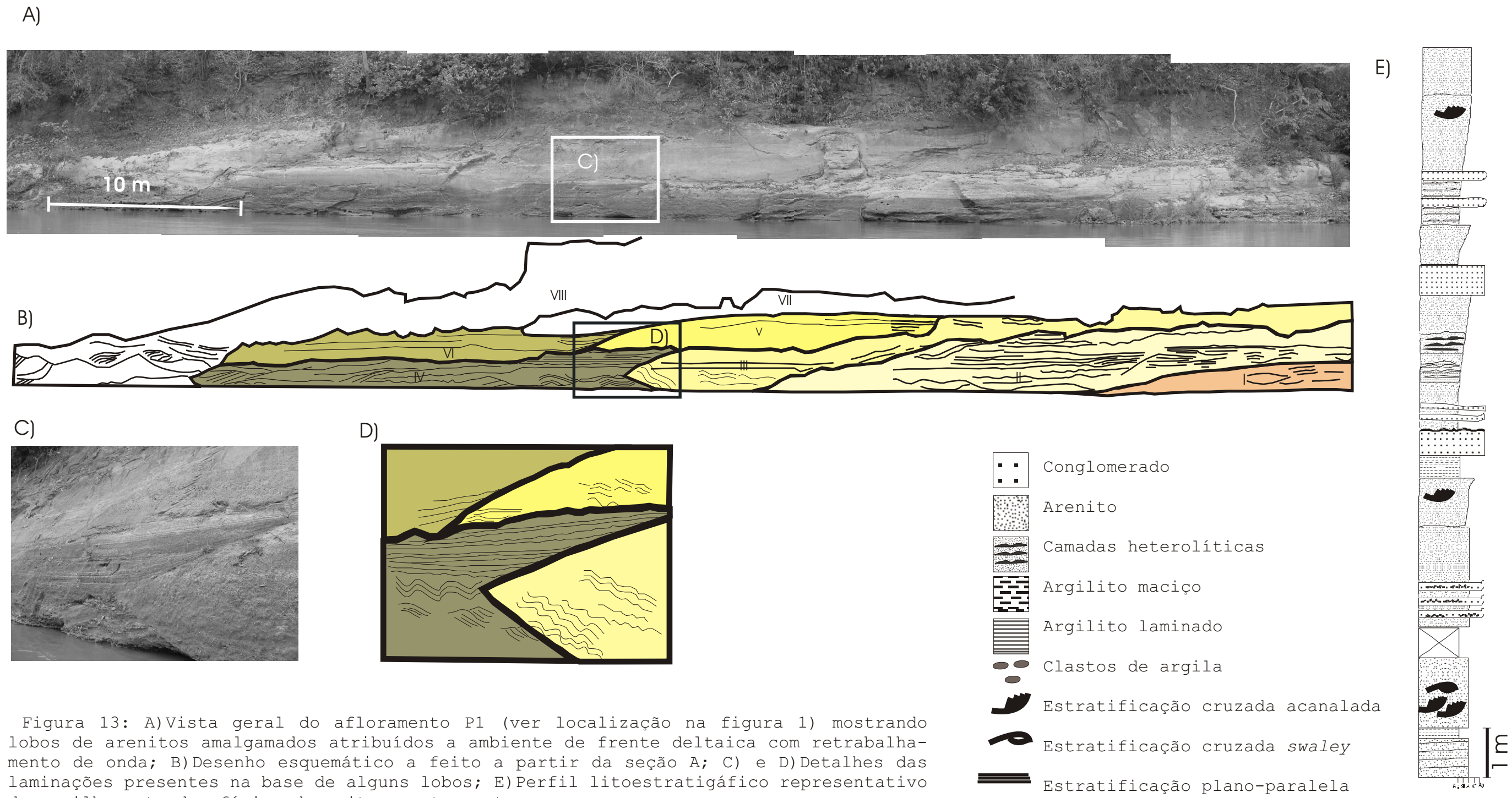


Figura 13: A) Vista geral do afloramento P1 (ver localização na figura 1) mostrando lobos de arenitos amalgamados atribuídos a ambiente de frente deltaica com retrabalhamento de onda; B) Desenho esquemático a partir da seção A; C) e D) Detalhes das laminações presentes na base de alguns lobos; E) Perfil litoestratigáfico representativo do empilhamento das fácies descritas neste ponto.

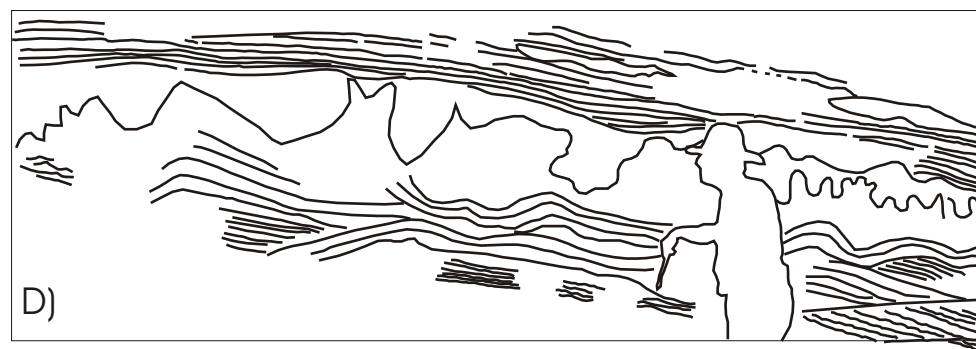


Figura 14 : Frente deltaica com retrabalhamento de onda. Fotomosaico (A) e traçado sobre o mosaico (B) do ponto P9 (ver localização na figura 1), ilustrando arenitos com estruturas de corte e preenchimento de grande escala; C) e D): Detalhe do preenchimento sedimentar com estratos covolucionados.

3.3.1.4. Associação Barras Distais

Esta associação atinge aproximadamente 6 m de espessura e constitui-se em depósitos argilosos e heterolíticos cinza-esverdeados a marrom-avermelhados, intercalados com arenitos de coloração branco-amarelada a esverdeada (Figura 15). Estes se apresentam sob forma tabular ou lenticular. As lentes mostram espessuras de até 1 m, embora sejam mais comuns lentes inferiores a 20-30 cm de espessura, e comprimentos de 20-30 m. Esta associação ocorre lateralmente interdigitada com os estratos de frente deltaica e de plataforma restrita/prodelta/planície de lama, os últimos descritos na seqüência deste trabalho. Internamente, esta associação inclui as seguintes fácies, em ordem decrescente de abundância: argilito laminado (Agl), arenito deformado (Ad), arenito com laminação cruzada (Alc), arenito com laminação plano-paralela/ cruzada ondulante (Alo), arenito com estratificação cruzada tabular/acanalada (At/a) e pelito/arenito com acamamento heterolítico (P/Ah).

A base dos arenitos pode ser brusca ou gradacional, sendo que, neste último caso, formam-se sucessões granocrescentes ascendentes. O topo é comumente brusco. Lentes sucessivas podem mostrar adelgaçamento em direção ao topo da seção, sendo muitas vezes recobertas por argilitos com intercalações de lentes e camadas de arenitos de poucos centímetros de espessura (Figura 16). Medidas de paleocorrentes das estratificações cruzadas indicam fluxos orientados predominantemente para NNE (Figura 17).

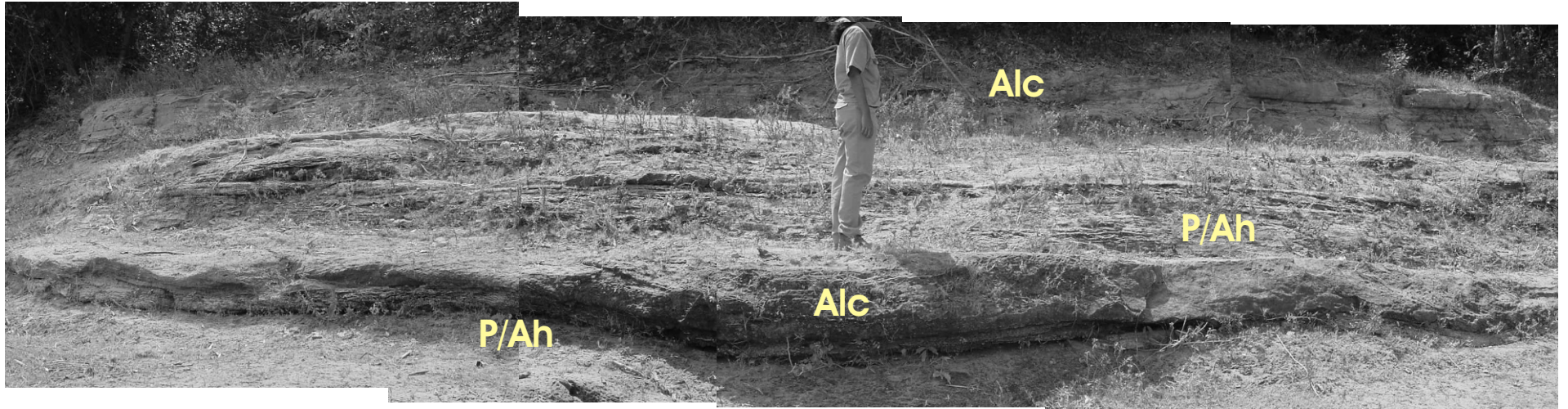


Figura 15: Depósitos de barras distais. Vista geral do afloramento P2 (ver localização na figura 1) com corpos arenosos lenticulares (fácies Alc) intercalados a camadas heterolíticas (fácies P/Ah).



Figura 16: Depósitos de barras distais. Lentes de arenito (fácies Alc) separadas por camadas de argilitos laminados (fácies Agm).

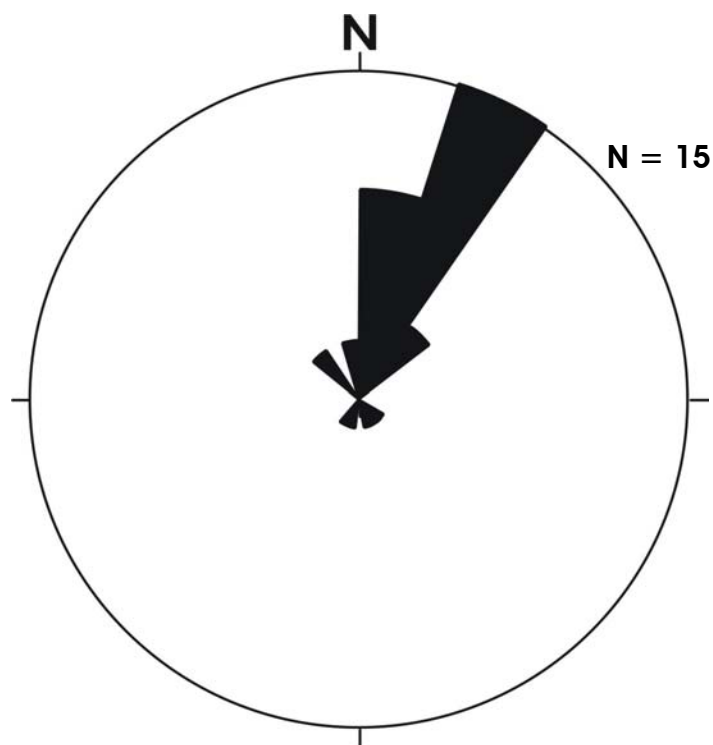


Figura 17: Medidas de paleocorrentes feitas a partir de estratificações cruzadas presentes na associação de barras distais.

Interpretação:

O domínio de fácies argilosas apresentando intercalações de lentes de arenito registra ambiente deposicional com taxa de sedimentação baixa, dominados por processos suspensivos, e com influxos periódicos de areia (Lima & Rossetti, 2001). Estas características, combinadas com a interdigitação desta associação de fácies com depósitos de frente deltaica e de prodelta/plataforma restrita/planície de lama, são consistentes com sua atribuição a ambientes de barras distais. O padrão granocrescente ascendente sugere aumento da energia do fluxo durante a deposição das lentes individuais. O adelgaçamento de lentes de arenito para cima nas seções

registra momentos de abandono da progradação na frente deltaica e, conseqüentemente, retorno às condições de sedimentação por suspensão. As laminações cruzadas ondulantes (fácies Alo) sugerem retrabalhamento das barras distais por ação de ondas. A fácies Ad denota deformação causada por instabilidade gravitacional devido à sobrecarga dos depósitos arenosos das barras distais sobre as argilas prodeltaicas. A ausência de bioturbações pode ser interpretada como indicativo de ambiente prodeltaico raso, estressante e sujeito à ação de ondas.

3.3.2. Prodelta/Plataforma restrita/planície de lama

Nesta associação incluem-se todas as litologias finas da área de estudo, bem como camadas de calcário terrígeno (Figura 18). Os argilitos são ora laminados (fácies Agl), de coloração cinza escuro a claro e verde-oliva, ora maciços, com aspecto localmente endurecido e apresentando coloração vermelho-chocolate a violácea (fácies Agm). Nas seções estudadas, os argilitos laminados sempre gradam para cima para argilitos maciços, ao mesmo tempo em que os depósitos tornam-se mais calcíferos. Marcas de raízes e gretas de contração são localmente encontrados em associação aos argilitos maciços. Interacamadas com estas litologias finas ocorrem camadas de calcário (fácies Ct) de até 40 cm de espessura. Estas são lateralmente contínuas, formando corpos tabulares em meio aos argilitos. Como será visto no capítulo 4, dentre os calcários dominam aqueles com granulometria muito fina e com abundância de grãos siliciclásticos. Feições como gretas de contração e superfícies cársticas acham-se presentes nos topos de algumas camadas de calcários, bem como

feições circulares com diâmetros de aproximadamente 60 cm. Estas se desenvolvem em padrão que se assemelha a pegadas deixadas por animais de grande porte, sendo atribuídas a dinossauros (Figura 19), como já registrado em outras camadas albianas da Bacia de São Luís (p. ex. Carvalho, 2001).

Além dos argilitos e calcários, esta associação também inclui camadas e lentes de arenitos, com espessura média de 10-20 cm. Os arenitos maciços (fácies Ad), ou apresentando laminações cruzadas (fácies Alc), são geralmente de coloração branca esverdeada.

Nestes depósitos, é comum a ocorrência de fósseis de invertebrados bem preservados, os quais estão dispersos ou concentrados em alguns horizontes estratigráficos que são lateralmente contínuos. A malacofauna, que será melhor detalhada no capítulo 5, consiste em gastrópodes (turritelídeos, naticídeos e ceritídeos) e bivalves (paranomídeos, cardiídeos e glicimeridídeos ?).

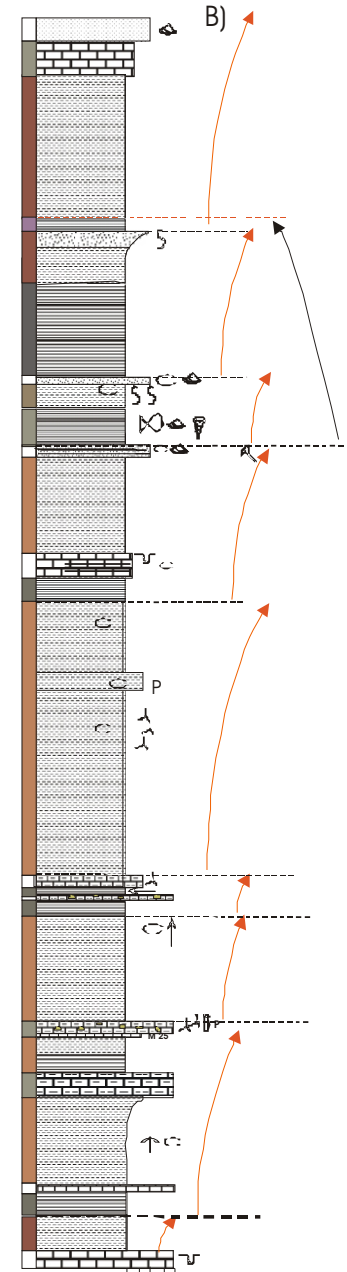


Figura 18: Depósitos de prodelta/ plataforma restrita/ planície de lama. A) vista geral do afloramento P17, o qual registra empilhamento de fácies típico, formado por intercalações de pelitos de coloração vermelho-chocolate e arenitos calcíferos e calcários terrígenos; B) Perfil litoestratigráfico vertical da seção P17.






















- | | | | | | |
|---|--------------------|---|------------------------|---|---|
|  | Fragmento de osso |  | <i>Taenidium</i> |  | Arenito |
|  | Bivalve |  | <i>Ophiomorpha</i> |  | Argilito/arenito c/ acamamento heterolítico |
|  | Gastrópode |  | bioturbação indistinta |  | Argilito blocky |
|  | Fragmento de dente |  | Marcas de raízes |  | Argilito laminado |
|  | Fragmento de peixe |  | Calcita |  | Calcissiltito |
|  | Espinho |  | Greta de contração |  | Calcário |
|  | Escama |  | Cor da litologia |  | Marga |



Figura 19: Vista geral em planta de horizonte de calcário (fácies Ct) da associação de plataforma restrita/prodelta/planície de lama contendo feições circulares regularmente distribuídas, atribuídas a pegadas de dinossauros.

Interpretação:

O domínio de fácies argilosa é consistente com ambientes de baixa energia, com acúmulo de grandes volumes de argila a partir de suspensões. A intercalação com lentes e camadas de arenito mostra introdução episódica de fluxos de maior energia. As camadas de calcários formaram-se em momentos onde o influxo de material siliciclástico foi reduzido. A paleofauna presente nestes estratos atesta deposição em ambientes costeiros com influência marinha. Entretanto, a abundância de espécimens e baixa diversidade de espécies são consideradas reflexivas de grande estresse ambiental, o que provavelmente se deu pela mistura de água do ambiente marinho com o fluxo fluvial. Considerando-se estas características e

a gradação desta associação de fácies com os depósitos de barras distais e barras de desembocadura, interpreta-se que os depósitos argilosos e calcários sejam produtos de sedimentação em áreas prodeltaicas ligadas a um embaiamento ou golfo. Assim, os depósitos prodeltaicos acham-se intercalados a depósitos aqui definidos como plataforma restrita, onde faunas oportunisticas se proliferaram. O arranjo das fácies em ciclos formados por gradação para cima de argilitos laminados a maciços e endurecidos são interpretados como registro de arrasamentos ascendentes, que culminaram com períodos de exposição subaérea e à água meteórica. Nestes momentos, amplas planícies de lama dominaram nas margens da plataforma restrita, produzindo os argilitos maciços, que estiveram constantemente submetidos à ação de processos pedogenéticos. A presença de pegadas de dinossauros no topo de horizontes de calcários confirma que estas litologias se formaram nas zonas de inter- a supramaré sendo, portanto, sujeitos á exposição subaérea.

4. PETROGRAFIA

4.1. GENERALIDADES

O estudo petrográfico das rochas estudadas visou o enfoque exclusivamente das litologias calcíferas, incluindo-se calcários e arenitos calcíferos, estes de ocorrência subordinada. Para esta análise, considerou-se a descrição dos componentes texturais primários (matriz, pelóides, grãos esqueléticos e terrígenos), bem como dos processos secundários ligados à diagenese (cimentação, micritização, neomorfismo), além de feições como bioturbação. Este estudo teve por objetivo a coleta de informações complementares à análise paleoambiental.

As amostras utilizadas provêm dos perfis localizados entre os pontos P12 e P17 (Fig. 1). A amostragem variou de acordo com mudanças litológicas e texturais, não havendo, entretanto, controle métrico entre as amostras coletadas. Estas foram previamente descritas em seus aspectos macroscópicos, sendo posteriormente preparadas sob forma de 41 lâminas petrográficas. A descrição destas foi feita de acordo com os seguintes parâmetros: 1) abundância relativa dos principais constituintes; 2) aspectos texturais; e 3) tipos de matriz e arcabouço.

4.2. DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA

4.2.1. Calcários

A classificação petrográfica dos calcários baseou-se nos critérios descritos em Dunham (1962) e, posteriormente revisados em Wright (1992). Convencionou-se utilizar, ainda,

um índice de frequência para os constituintes presentes nas rochas estudadas, tendo sido fixados os seguintes intervalos: abundante (30-50%), freqüente (15-30%), presente (5-15%) e raro (1-5%).

Para a individualização de microfácies levou-se em consideração os principais contituíntes das rochas, os quais incluem: matriz (micrito), pelóide, grãos esqueletais (principalmente gastrópodes e bivalves), partículas terrígenas, além de cimento carbonático (microesparito e esparito). A análise dos critérios acima mencionados levou à definição de um total de quatro microfácies, em ordem decrescente de abundância: *wackestone/packstone* peloidal ou fossilífero, *calcimudstone*, *packstone* terrígeno, e *grainstone ostracodal* (Tabela 3).

Microfácies 1: Calcimudstones

Esta microfácies, localmente laminada (Figura 20 C), caracteriza-se por arcabouço tipo *mud-supported*, sendo composto de matriz micrítica, esta correspondendo a 90% do total de constituinte da rocha, e aloquímicos (Figura 20 A). A matriz possui cor marrom escura e apresenta comumente textura tipo *clotted*. O micrito grada ocasionalmente para esparito, que forma manchas de até 1 mm de diâmetro, com distribuição aleatória. (Figura 20 B). Os aloquímicos estão representados, em ordem de abundância, por pelóides, grãos esqueletais, intraclastos, além de partículas terrígenas. Os pelóides apresentam tamanhos médios em torno de 0,08 mm, podendo atingir até 0,2 mm. Possuem coloração mais escurecida do que a matriz, sendo moderadamente a mal selecionados. Grãos esqueletais restringem-se a diminutos fragmentos isolados de valvas de ostracodes e biomorfos neomorfeizados para calcita espática e envoltos por filme micrítico/microesparítico, cujas dimensões situam-se em torno de 0,2 mm. Os intraclastos são raros e ocorrem dispersos e isolados na matriz, possuindo composição microesparítica a micrítica com coloração semelhante à da matriz. Apresentam forma predominantemente ovalada com limites geralmente neomorfeizados e dimensões que variam de 0,07 até 0,2 mm. As partículas terrígenas estão representadas, unicamente, por grãos de quartzo subarredondados de tamanho silte.

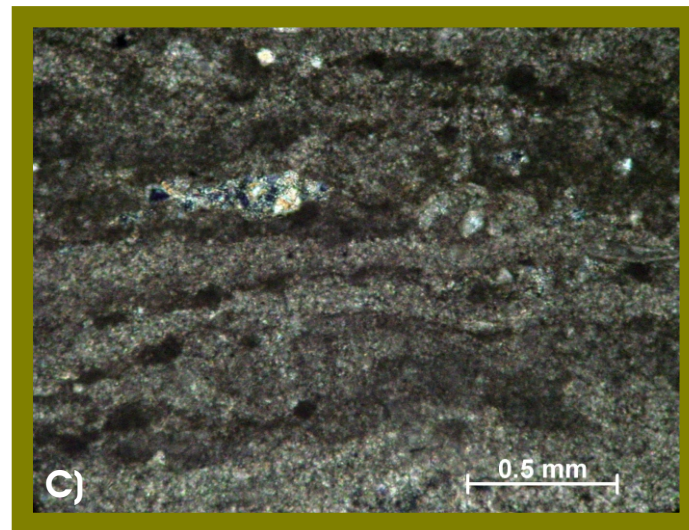
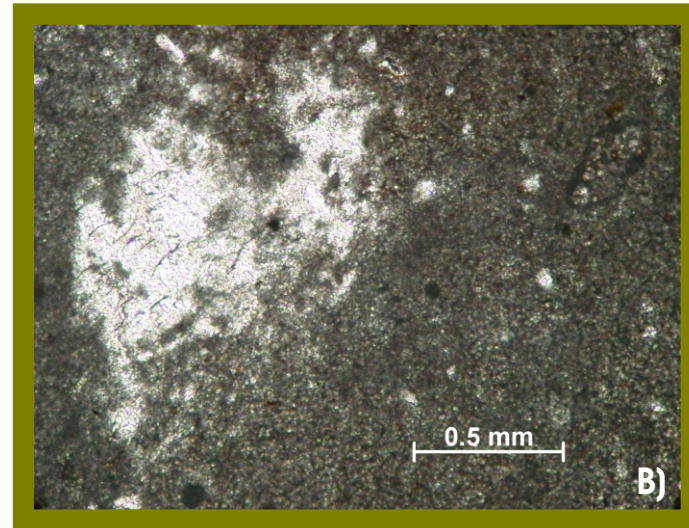
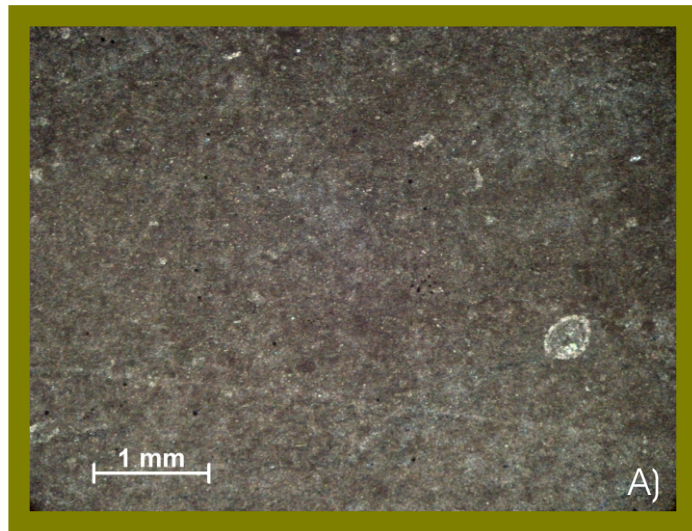


Figura 20: Microfacies 1: Calcimudstone. A) Domínio de lama micrítica com raros aloquímicos dispersos. B) Detalhes de cristais de calcita espática isolados na matriz micrítica. C) Alternância entre faixas micríticas e microesparíticas ressaltando a laminação da rocha.

Microfácies 2: *Wackestone/Packstone peloidal* ou fossilífero

Esta microfácies, localmente com laminação plano-paralela, consiste em arcabouço caracterizado seja por domínio de matriz e aloquímicos dispersos, seja por aloquímicos densamente empacotados com matriz intersticial. Adicionalmente, grãos terrígenos ocorrem de forma disseminada.

A matriz é micrítica, possui cor marrom escura, formando zonas com textura do tipo *clotted* (Figura 21 A). Zonas neomorfizadas ocorrem distribuídas aleatoriamente, sendo representadas por microesparito e esparito. Além disto, é localmente entrecortada por inúmeras fraturas irregulares preenchidas por microesparito (Figura 21 C).

Os aloquímicos consistem em proporções variáveis de pelóides e grãos esqueletais e, subordinadamente, intraclastos. Os pelóides variam de moderado a mal selecionados, levemente achatados, com tamanhos que variam de 0,05 a 0,2 mm. Os grãos esqueletais, representados por biomorfos ou bioclastos de ostracodes e, mais raramente, gastrópodes e bivalves. Os biomorfos possuem tamanhos máximos de 0,2 mm e ocorrem neomorfizados para calcita espática de estrutura finamente prismática. Os bioclastos ocorrem como valvas desarticuladas e levemente recurvadas, cujo comprimento chega até 2,5 mm. Comumente foram observadas áreas circulares totalmente micritizadas, que provavelmente foram geradas por micritização das conchas de ostracodes (Figura 21 B).

Os intraclastos são de distribuição irregular, subangulosos e mal selecionados, possuindo tamanhos que variam de 0,1 a 0,9 mm. Possuem composição que varia de microesparítica a micrítica, neste último caso sendo

individualizada da matriz por cutículas de microesparito. Menos comumente, os intraclastos são constituídos por argilitos. Estes se assemelham aos intraclastos micríticos no que se refere ao hábito e arredondamento, sendo laminados, por vezes, alongados e orientados de acordo com o acamamento. Possuem diâmetro máximo de 1 mm e coloração varia de marrom escuro a verdes.

Os grãos terrígenos são raros, sendo predominantemente representados por quartzo monocristalino, e menos freqüentemente, feldspato. Estes grãos variam de granulometria areia fina a silte, subarredondadas a subangulosas, e de seleção moderada.

De ocorrência rara, ocorrem feições circulares e tubos ramificados, ferruginosos, dispostos perpendicularmente ao acamamento, que são atribuídos a traços de invertebrados e marcas de raízes. Estas feições consistem internamente em calcita espática circundada por microesparito.

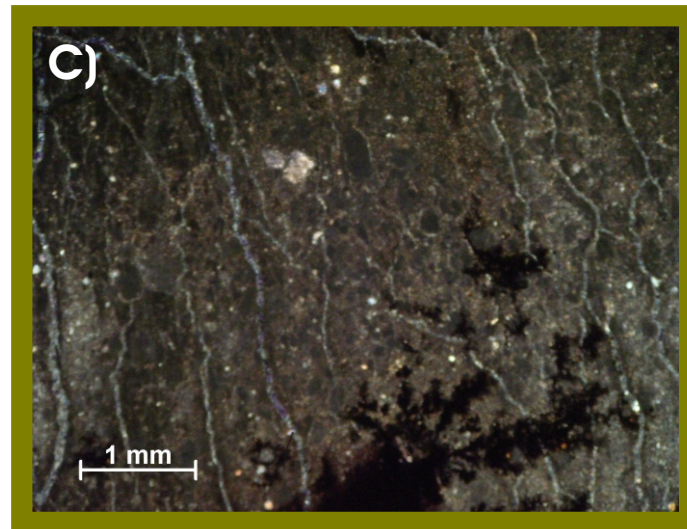
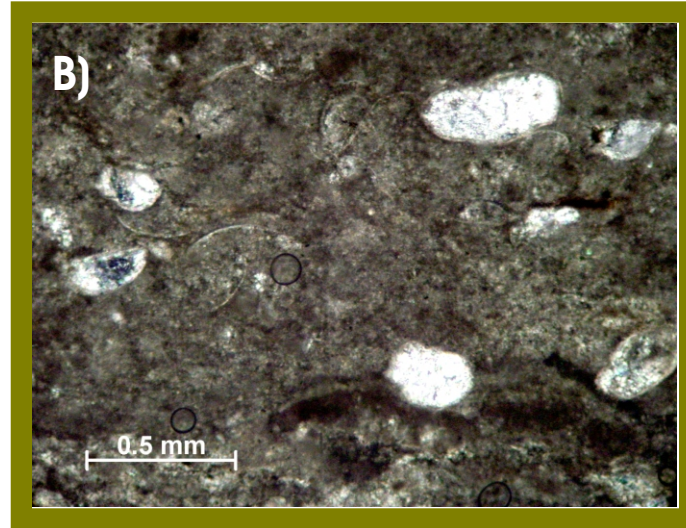
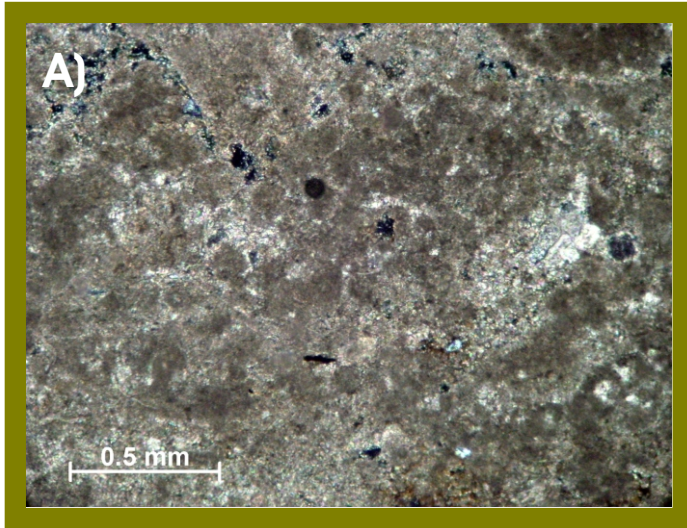


Figura 21: Microfacies 2: Wackestone/packestone peloidal ou fossilífero. A) Pelóides com limites difusos caracterizando textura clotted. B) Bioclastos e biomorfos de ostracodes em matriz micrítica. C) Matriz micrítica entrecortada por microfaturas preenchidas por microesparito.

Microfácies 3: *Packstone* terrígeno

Esta microfácies acha-se geralmente intercalada com *wackestone/packstone* fossilífero (microfácies 2) (Figura 22 A). A microfácies 3 caracteriza-se por apresentar arcabouço dominado por grãos terrígenos (Figura 22 D) e esqueletais que se sustentam e contém matriz micrítica, homogênea e de cor marrom escura.

Os grãos terrígenos são constituídos por quartzo, feldspato e fragmentos líticos, que são organizados em lâminas paralelas. O quartzo domina, ocorrendo em grãos subangulosos a subarredondados, com faces que variam de anédricas a subédricas. Comumente, observaram-se grãos envoltos por filme de micrito neomorfizado. Dominantemente, estão presentes na forma de grãos monocristalinos, os quais possuem tamanhos médios de 0,4 mm. Menos comumente, ocorrem como grãos policristalinos de dimensões médias em torno de 0,4 mm, podendo atingir até 0,85 mm. O feldspato é tabular e exhibe maclas do tipo albita-carlsbad; mostra-se subanguloso, com faces anédricas a subédricas e dimensões de aproximadamente 0,18 mm. Os fragmentos líticos apresentam estrutura bandada, sugerindo foliação metamórfica.

Os grãos esqueletais são abundantes e estão representados por biomorfos e bioclastos que compõem uma assembléia polimítica de gastrópodes e bivalves. Os gastrópodes, que ocorrem em maior proporção, apresentam-se tanto na forma de bioclastos quanto biomorfos. Estes últimos são moderadamente selecionados, apresentando tamanhos que variam de 1,4 a 2,0 mm. Possuem forma plano-espiralada, preservando o contorno da volta corporal completo. Ocorrem, por vezes, totalmente micritizados e exibindo limites marcados por envoltório espático. Localmente, ocorrem

aglomerados de biomorfos cimentados por microesparito (Figura 22 B). É interessante mencionar que nestes agregados acham-se presentes inúmeras acículas de gipso (0,6 mm), dispostas caoticamente sobre a superfície dos clastos (Figura 22 C). Os bivalves são essencialmente alongados, neomorfizados, mostram boa preservação de sua estruturação interna foliada, possuindo comprimento máximo de até 4 mm.

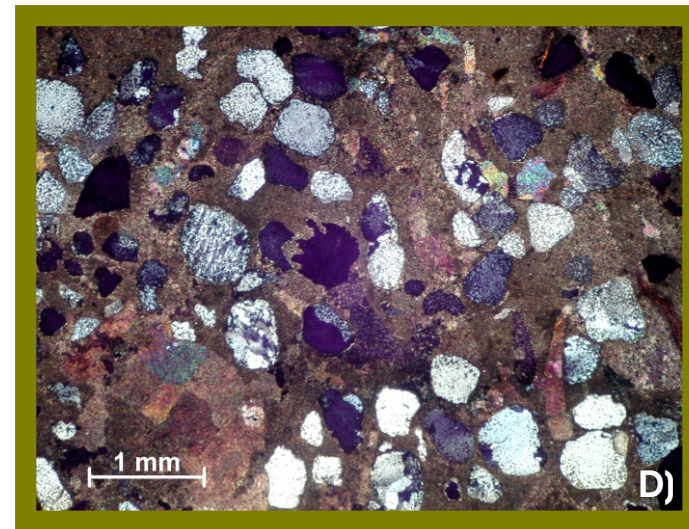
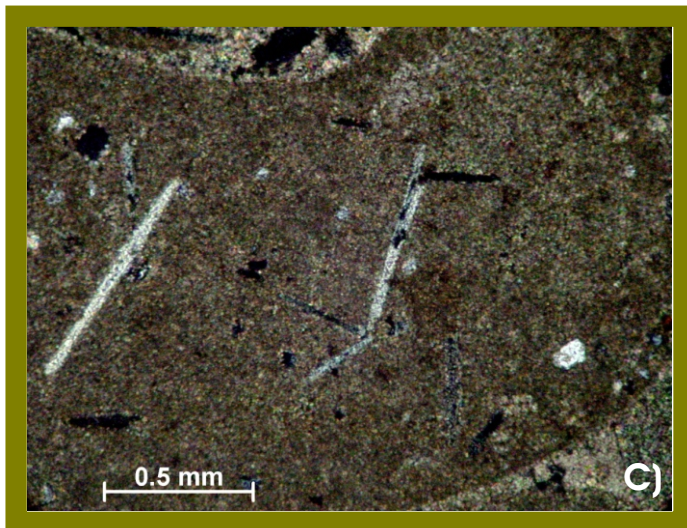
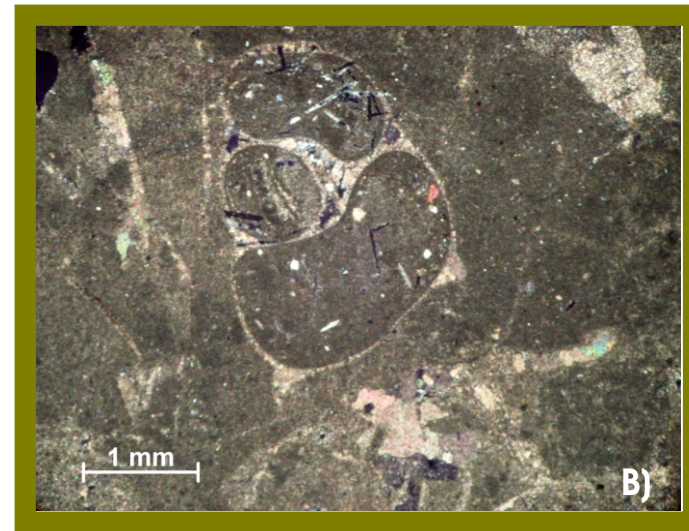
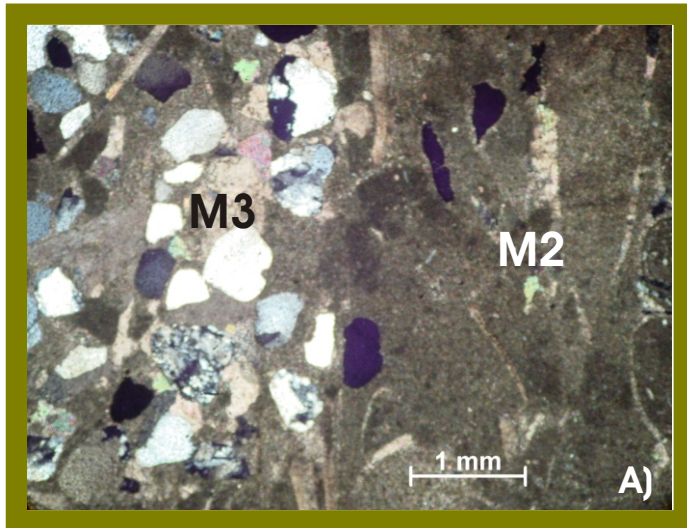


Figura 22: **Microfácies 3: Packstone terrígeno.** A) Interface entre packstone terrígeno (M3) e wackestone/packstone peloidal ou fossilífero (M2). B) Biomorfos de gastrópodes micritizados. C) Detalhe de B) mostrando acículas de gipso registradas sobre biomorfos de gastrópodes. D) Detalhe de packstone terrígeno apresentando arcabouço dominado por grãos de quartzo monocristalino subarredondados. Fotomicrografias sob nicóis cruzados.

Microfácies 4: Grainstone ostracodal

Esta microfácies é de ocorrência restrita na área de estudo relativamente às demais, sendo caracterizada por arcabouço densamente empacotado, com grãos aloquímicos constituídos por ostracodes (Figura 23 A), e localmente com cimentação de calcita espática fina. Os grãos esqueléticos estão tipicamente estirados, alinhando-se paralelamente de forma a definir acamamento plano-paralelo. Apesar disto, observam-se conchas fortemente achatadas, embora ainda articuladas. Conchas articuladas ocorrem dispersas, sendo apenas suavemente deformadas, totais ou parcialmente preenchidas por finos mosaicos de calcita espática. Variam em tamanho de 0,65 até 0,85 mm. Grãos de quartzo tamanho silte, subarredondados a subangulosos, acham-se dispersos nesta microfácies. Lâminas lateralmente descontínuas de gipsita ocorrem paralelamente às conchas de ostracodes (Figura 23 B).

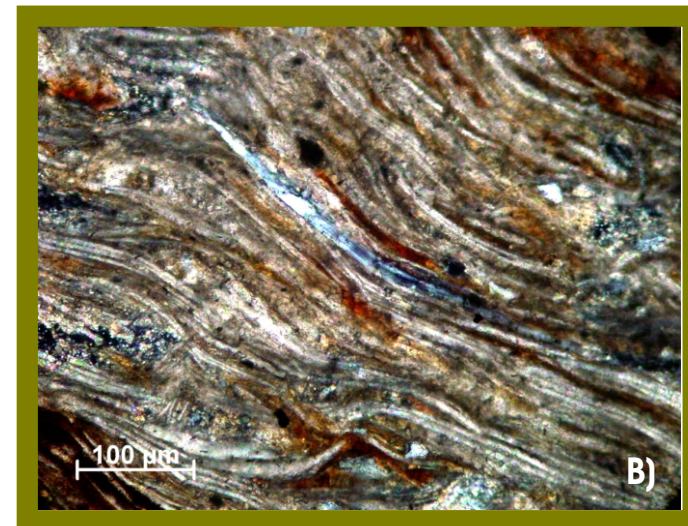
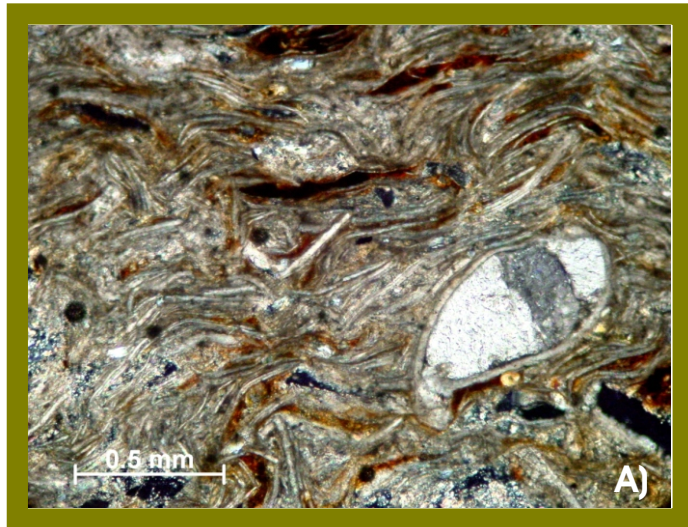


Figura 23: **Microfácies 4: Grainstone ostracodal.** A) Arcabouço formado por empilhamento de bioclastos de ostracodes densamente empacotados. Notar presença de raros biomorfos recristalizados (Br). B) Detalhe de gipsita distribuída paralelamente aos fragmentos estirados de ostracodes. Fotomicrografias sob nicóis cruzados.

Tabela 3. Resumo das microfácies carbonáticas e processos de formação orrespondentes.

Microfácies	Descrição	Processos
<i>Calcimudstone</i>	Matriz micrítica e com textura <i>clotted</i> . Aloquímicos representados, em ordem de abundância, por pelóides, bioclastos de ostracodes, intraclastos micríticos e grãos terrígenos.	Deposição sob baixas condições de energia em baixas profundidades.
<i>Wackstone/Packstone</i> peloidal ou fossilífero	Arcabouço cuja proporção entre quantidade matriz e aloquímicos varia, ora caracterizando-se seja por zonas de domínio de matriz micrítica e aloquímicos (> 10%) dispersos, seja por zonas contendo pouca matriz e grãos densamente empacotados. Os aloquímicos também variam em abundancia, com alternância entre domínio de peloides e bioclastos de ostracodes.	Deposição em ambiente raso, com circulação variando de restrita a moderada, no nível ou logo abaixo da linha de base da onda.
<i>Packstone</i> terrígeno	Matriz micrítica, homogênea e de cor marrom escura. Biomorfos e bioclastos de bivalves e gastrópodes abundantes. Domínio de terrígenos, representados por quartzo e feldspato, concentrados em faixas planas paralelas.	Transporte e deposição de partículas provenientes de zonas de maior turbulência em zonas mais calmas. Deposição em zona costeira, sujeita ao influxo continental.
<i>Grainstone</i> ostracodal	Arcabouço densamente empacotado, com grãos aloquímicos constituídos por ostracodes tipicamente estirados, e localmente com cimentação de calcita espática fina.	Deposição por fluxos mais energéticos em ambiente de nível energético hidrodinâmica relativamente alto, comum em regiões de intermaré.

4.2.2. Arenitos

A *fácies* de arenito calcífero forma camadas lateralmente contínuas ou lenticulares. Petrograficamente correspondem a quartzo-arenitos calcíferos. Ocorrem, seja intercalada com as microfácies carbonáticas que ocorrem na porção noroeste da área de estudo, seja em associação a arenitos e argilitos que dominam no setor sudeste da área. O arenito é, em geral, fino a médio, bem selecionado, sendo constituído por grãos subarredondados de quartzo e, subordinadamente, de feldspato, além de raros fragmentos líticos de calcimudstone, grãos esqueletais (fragmentos de vertebrados e conchas), e argilitos. Os últimos são deformados, formando pseudomatriz. Localmente, ocorrem camadas de arenito calcífero, de granulometria grossa a conglomerática.

O quartzo é monocristalino e exibe comumente, sobrecrecimento, vistas sob nicóis cruzados. Foram identificados grãos de feldspato exibindo maclas do tipo albita-carlsbad e, raramente, do tipo em xadrez. Os grãos de feldspato podem estar substituídos por argila.

Os grãos do arcabouço formam contatos pontuais e, subordinadamente, retilíneos. Localmente, ocorre distribuição bimodal dos grãos (Figura 24 D), onde grãos médios de quartzo e calcimudstone, subarredondados a arredondados ocorrem dispersos em arcabouço de arenito fino. Arenitos finos também formam lâminas que se alternam com arenitos médios. Ocasionalmente, argilas de infiltração ocorrem formando cutículas as revestem, de forma descontínua, os grãos do arcabouço. É importante mencionar que estas cutículas ocorrem entre grãos que têm contatos pontuais e retilíneos,

revelando que sua introdução teve lugar anteriormente à compactação.

Os espaços intersticiais dos arenitos acham-se total ou parcialmente preenchidos por cimento de calcita espática. Localmente, a calcita forma grandes cristais, cujos tamanhos variam de 2,0 a 3,0 mm, conferindo à rocha textura poiquilotópica (Figura 24 A). Nestes casos, o arcabouço é tipicamente aberto, sustentado pelo cimento calcítico (Figura 24 B). Além de preencher os espaços intersticiais, o cimento carbonático também substituiu grãos do arcabouço. Este processo foi tão intenso, que resultou em grandes áreas com cimento contendo apenas resquícios dos grãos do arcabouço. Outro tipo de cimentação observada possui ocorrência localizada e caracteriza-se por mosaicos (Figura 24 C) cujos tamanhos variam de 0,13 a 0,7 mm. Rochas com esta cimentação exibem arcabouço fechado, exibindo feições de compactação mecânica entre grãos.

É importante mencionar que arenitos com cimentação poiquilotópica ocorrem somente na base dos ciclos de arrasamento ascendente, interacamadados com argilitos laminados, enquanto que os demais arenitos calcíferos ocorrem no topo desses ciclos.

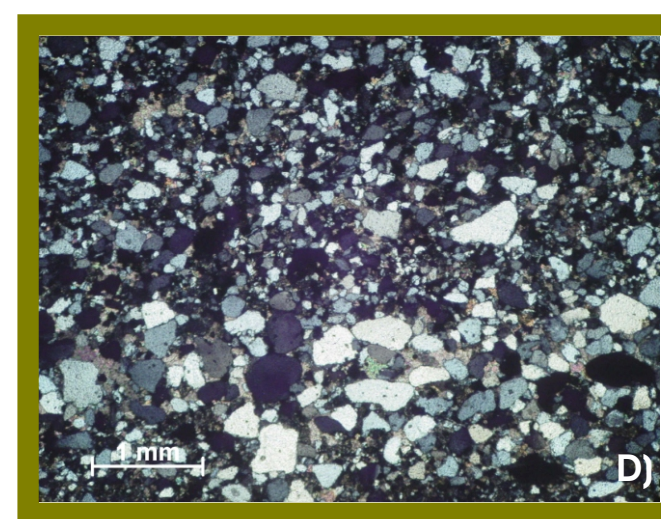
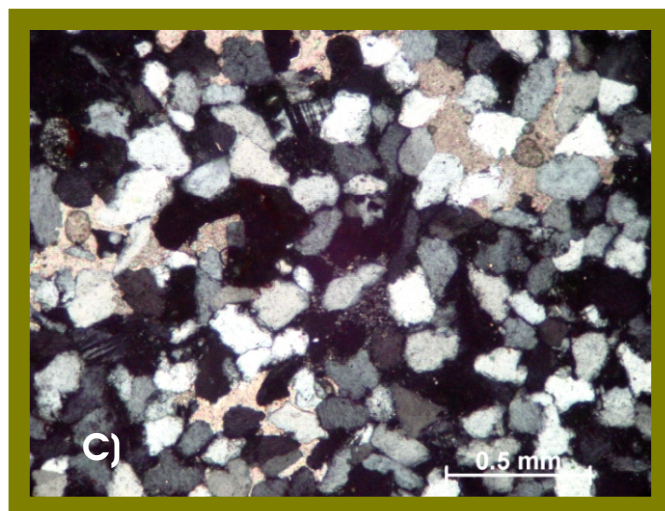
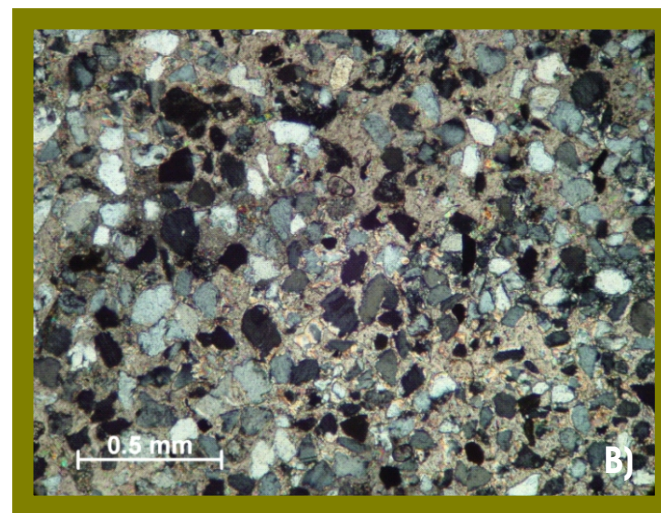
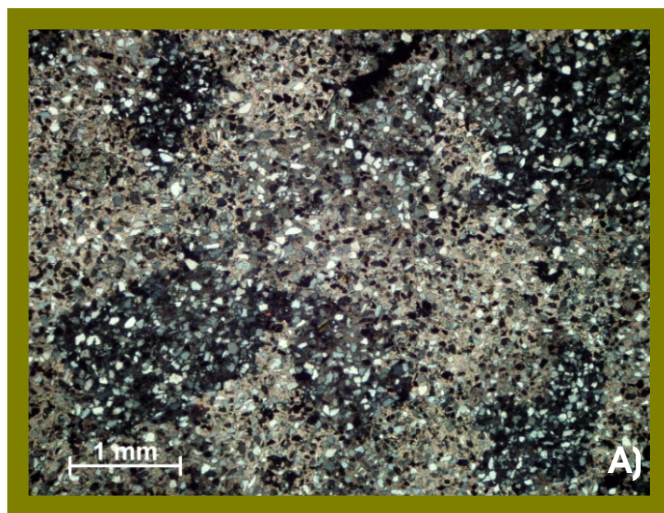


Figura 24: Quartzo-arenitos calcíferos. A) Zoneamento óptico gerado em função de cimentação por grandes cristais de calcita configurando cimentação poiquilotópica. B) Detalhe do arcabouço não compactado devido à intensa cimentação. C) Cimentação em mosaico desenvolvida localizadamente. D) Detalhe da bimodalidade dos grãos registrada em algumas seções estudadas. Fotomicrografias sob nicóis cruzados.

Interpretação:

As microfácies carbonáticas que ocorrem na área de estudo demonstram deposição em ambientes com energia em geral, baixa, o que é sugerido pelo predomínio de *wackestone* peloidal ou fossilífero e *calcimudstone*. Entretanto, a ocorrência de *wackestone/packstone* peloidal ou fossilífero, *packstone* terrígeno e *grainstone*, revela momentos de deposição sob condições de fluxo energia relativamente maior. A presença freqüente de grãos siliciclásticos nas microfácies carbonáticas mostra proximidade com fonte arenosa, o que é consistente com sua intercalação com fácies de arenitos e pelitos, dos quais, muitos formados por lobos de suspensão em ciclos de arrasamento ascendentes. Portanto, as microfácies carbonáticas são atribuídas a fases de inundação associadas com momentos de transgressão marinha, o que é confirmado pela paleofauna associada (ver capítulo 5). Os arenitos calcíferos registram momentos de influxos de alta energia, quando grãos siliciclásticos foram introduzidos na bacia de deposição.

A presença de *calcimudstones* com laminação preservada atesta condições primárias de deposição, revelando áreas de intensa deposição de lama carbonática.

A origem dos pelóides na área de estudo permanece por ser investigada. A má seleção dessas partículas leva a sugerir que origem fecal é improvável, já que *pellets* fecais geralmente resultam em partículas de tamanhos regulares e limites mais escurecidos (Flugel, 1982; Tucker & Wright, 1990). É possível que os pelóides descritos neste trabalho correspondam a *pseudopelóides* (Fahraeus *et al.*, 1974), podendo ter sido formados por núcleos de material diverso envoltos por lama carbonática devido a retralhamento por correntes (Wilson,

1967). Além disto, pelo menos parte dos pelóides podem ter sido originados a partir da micritização total de bioclastos (e. g. Blatt *et al.*, 1972). Processos de micritização de bioclastos são registrados nos depósitos estudados pela presença de envoltórios micríticos. Independentemente da origem, a abundância de pelóides, como verificado nas microfácies formadas sob condições de energia baixa a moderada (i.e., *calcimudstone* e *wackestone/packstone* peloidal ou fossilífero), sugere ambientes restritos, sendo comumente relatados em ambientes lagunares (e. g., Tucker, 1994; Adams & McKenzie, 1998). Esta interpretação é consistente com o modelo deposicional proposto (ver capítulo 6).

Levando-se em consideração a abundância de pelóides na área de estudo, a ocorrência de matriz micrítica *clotted* observada nas microfácies 1 e 2 pode estar associada com a transformação dessas partículas em uma pasta de lama com textura grumosa (e. g. Cayeux, 1935; Flügel, 1982; Tucker, 1994). A ação de organismos endobionticos e detritívoros também é apontada como origem da textura *clotted* (Fabricius, 1966). Segundo Füchtbauer (1974), essa textura pode ser considerada como resultante da substituição de pelóides, onde seus núcleos ficam preservados (Barthurst, 1970³ *apud* Füchtbauer, 1974).

Os intraclastos micríticos indicam origem a partir de rochas carbonáticas micríticas já consolidadas ou semiconsolidadas que estiveram sujeitas a retrabalhamento (Flügel, 1982). Intraclastos de composição argilosa são comuns em calcários de ambiente marinho raso, sendo formados a partir

³ BATHURST, R. G. C. 1970. Problem of lithification in carbonate rocks. *Proc. Geol. Ass.* 81(3): 429-440. Leeds.

da dessecação de *calcimudstones*, parcialmente litificados (Flügel, 1982). Folk (1959) sugere que intraclastos podem se originar tanto por erosão subaquosa, como pelo ataque de ondas no material da zona intermaré, durante a maré baixa, ou através de fragmentos resultantes da formação de gretas de contração.

A presença de pequenas estruturas circulares comparáveis a rizoconcreções na microfácies 3 atesta deposição de carbonatos em ambientes sujeitos à exposição subaérea. As microfraturas da matriz na microfácies de *wackestone/packstone* peloidal ou fossilífero sugerem contrações da lama micrítica, que podem estar associadas a dessecação por exposição subaérea. Esta interpretação é condizente com feições de exposição subaérea como observadas em campo, tais como gretas de contração, marcas de raízes, paleossolos e pegadas de vertebrados (dinossauros), freqüentes no topo dos ciclos de arrasamento ascendente.

No geral, mosaicos de calcita que preenchem os espaços intergranulares dos arenitos calcíferos revelam processo de cimentação após compactação, como indicado por arcabouço sustentado por grãos que se acham em contatos pontuais e retilíneos. Entretanto, a ocorrência localizada de cimento poiquilotópico em arenito calcífero com arcabouço distintivamente aberto, atesta presença de áreas com cimentação precoce sob condições subaquosas saturadas. Arenitos com essas características ocorrem intercalados com argilitos laminados na base dos ciclos de arrasamento ascendente, que registram momentos de aprofundamento relativo da lâmina d'água.

Portanto, as interpretações acima apresentadas corroboram, de forma consistente, deposição de grande parte dos calcários descritos na área de estudo em ambiente costeiro, estressado, de baixa energia, e sujeito a periódicos influxos de maior energia, reforçando o ambiente de plataforma restrita/prodelta/planície de lama como proposto pelo estudo faciológico de campo. Os arenitos calcíferos têm sua origem atribuída a períodos de breves interrupções da deposição siliciclástica e abandono dos lobos do sistema deltaico. Estes períodos são sucedidos por fases de inundações mais pronunciadas de águas marinhas, favorecendo a precipitação de carbonato de cálcio como cimento nos sedimentos arenosos.

5. PALEONTOLOGIA

5.1. INTRODUÇÃO

O registro de fósseis nos estratos albianos investigados nesta pesquisa é freqüente e abundante, ocorrendo seja concentrados em depósitos residuais delgados localizados diretamente sobre superfícies de descontinuidade persistentes lateralmente (Rossetti *et al.* 2001a,), seja dispersos nas fácies de argilito laminado (Agl), argilito maciço (Agm) e calcário (Ct).

Documentações prévias de fósseis cretáceos desta área referem-se principalmente a vertebrados incluindo répteis (ornitópodes, terópodes e saurópodes), peixes, crocodilos e quelônios (Dutra & Malabarba, 2001; Medeiros & Schultz, 2001; Moraes-Santos *et al.*, 2001 e Villas Bôas & Carvalho, 2001). O registro de invertebrados restringe-se a descrição da espécie *Paranomia macedoi* Maury, 1925, (Ferreira & Cassab, 1987). Uma breve comunicação em encontro científico também relatou a presença de polens nos estratos estudados (Rossetti *et al.*, 2001c).

O desenvolvimento da pesquisa de campo durante esta dissertação de mestrado revelou a existência de uma assembléia de invertebrados dominada por bivalvíos e gastrópodes. Alguns destes fósseis são de registro inédito na área, bem como vários horizontes de argilitos contendo rico volume de palinomorfos, que foram importantes para melhor discutir as condições paleoambientais e estabelecer a idade dos estratos estudados. Neste capítulo, apresentar-se-á primeiramente a descrição das espécies de moluscos identificados, seguida sua

distribuição temporal e implicações paleoambientais, bem como considerações tafonômicas. No final do capítulo, incluiu-se, também, os resultados obtidos a partir da análise palinológica, com considerações sobre a idade dos depósitos estudados.

5.2. MACROINVERTEBRADOS

5.2.1. Descrição

5.2.1.1. Gastrópodes

A fauna de gastrópodes presente nos estratos estudados caracteriza-se pelo domínio das famílias *Turritelidae* e *Cerithidae*, sendo representadas, respectivamente, pelos gêneros *Turritella* Lamarck, 1799 e *Cerithium* Bruguière, 1789. No geral, estes fósseis ocorrem preservados por substituição, moldes internos e restos inalterados exibindo, ocasionalmente, o periostraco (camada delgada e mais externa, onde a cor primária se concentra). A família *Naticidae* corresponde ao terceiro tipo morfológico identificado, estando representado pela espécie *Natica bulbulus* White, 1887. Estes gastrópodes estão preservados como restos inalterados, apresentando grau de preservação excepcional, sendo caracterizados não somente pelo periostraco, mas também por padrões de ornamentação típicos desta espécie. Naticideos datados do Albiano Inferior, similares aos encontrados na área de estudo, foram registrados na Bacia de Sergipe-Alagoas por Hessel & Carvalho (1987) e na Bacia do Araripe em Sales *et al.* (2002), sendo pela primeira vez descritos na Bacia de São Luís-Grajaú.

Sistemática Paleontológica

A classificação sistemática adotada neste trabalho é a de Tracey et al. (1993). Os trabalhos de Cassab (2003) e Hessel & Carvalho (1987) foram consultados para descrição e distribuição geográfica dos grupos. Estes fósseis encontram-se depositados no acervo paleontológico do Museu Paraense Emílio Goeldi.

Classe GASTROPODA Cuvier, 1797
Subclasse STREPTONEURA Spengel, 1881
Ordem APOGASTROPODA Salvini-Plawen & Hasprunar, 1987
Subordem CAENOGASTROPODA Cox, 1959
Seção CERITHIOMORPHA Golikov & Starobogotov, 1975
Superfamília CERITHIOIDEA Férussac, 1819
Família TURRITELLIDAE Woodward, 1851

Gênero *Turritella* Lamarck, 1799
(Figura 25)



Figura 25: *Turritella* Lamarck, 1799. Resto inalterado exibindo camada de cor preservada, consistindo em concha inteira apresentando morfologia típica do gênero. Notar região apical preservada.

Material: MPEG-2008-I-1.15 exemplares fragmentados.

Procedência: Localidades de Cupim e proximidades da localidade Macaco, ambas às margens do Rio Itapecuru (MA); coordenadas 4°01'S; 44°21'W

Descrição: Concha de tamanho grande, fusiforme, com espira alta e alongada e superfície lisa. Ângulo espiral de aproximadamente 12°. Os maiores exemplares, incompletos, exibem de quatro a cinco voltas além da volta corporal. O aumento do diâmetro da concha é bastante gradual, a partir do ápice. As voltas apresentam-se moderadamente planas, separadas por suturas aproximadamente retilíneas e pouco escavadas.

Dimensões: Altura total variando de 10 a 25 mm e largura de 6 mm.

Observação: Os exemplares estudados ocorrem preservados como moldes internos, restos alterados por substituição e restos inalterados. Estes mantêm o periostraco preservado.

Familia CERITHIDAE Férussac, 1819

Gênero *Cerithium* Bruguière, 1789

(Figura 26)



Figura 26: *Cerithium* Bruguière, 1789. Concha apresentando morfologia característica do gênero.

Material: MPEG-2008-I-2. 4 exemplares pouco preservados.

Procedência: Proximidades da localidade Macaco, margem do Rio Itapecuru (MA); coordenadas 4°01'S; 44°21'W.

Descrição: Concha de tamanho médio, turriculada, alongada, com espira cônica, três a quatro voltas sub-planas, volta corporal larga e subarredondada na base. Cada volta é ornamentada por três a quatro costelas longitudinais fortes e espaços intercostelas deprimidos. Estas feições são interrompidas pelas suturas retas, delgadas e rasas. O aumento do diâmetro, a partir do ápice, é gradual. Ângulo espiral de cerca de 10°.

Dimensões: As conchas possuem altura total entre 10 a 12 mm e largura de 3 a 5 mm.

Observação: Ocorrem, em sua maioria, preservados por substituição. A atribuição genérica ainda guarda reservas devido à impossibilidade de observação dos caracteres da parte anterior da concha. Entretanto, o padrão de ornamentação registrado é típico do gênero.

Superfamília NATICOIDEA Forbes, 1838
Família NATICIDAE Forbes, 1838
Gênero *Natica* Scopoli, 1777

Natica bulbulus White, 1887
(Figura 27)

1887- *Natica bulbulus*. White, Arch. Mus. Nacional dos Rio de Janeiro, v.7: 1-73, est. 1-28.

1937- *Natica bulbulus* Maury. Monog. Serv. Geol. Min. Brasil, v.11: 1-283, 6 tab., alb. est. I-XXXV, est. 1-28.

1987- *Natica aff. Bulbulus* (White, 1887). Hessel & Carvalho, An. X Cong. Bras. Paleont., v. 1: 458-469, est. 1., fig. 3, 4 e 5.



Figura 27: *Natica Bulbulus* White, 1887. espécimen inteiro, com abertura voltada para baixo, apresentando pigmentação em zig-zag.

Material: MPEG-2007-I. 3 espécimens inteiros e 12 exemplares fragmentados.

Procedência: Proximidades da localidade Macaco, margem do Rio Itapecuru (MA); coordenadas 4°01'S; 44°21'W.

Descrição: Concha globosa, lisa, apresentando espira baixa e achatada, formada por três a quatro voltas, e volta corporal inflada equivalente a 2/3 da altura total. Peristoma grande e ovalado. Os exemplares inteiros e inalterados possuem periostraco e padrões de pigmentação bem preservados. Este padrão caracteriza-se por listras marrons, desenvolvidas sobre superfície de cor creme amarelado. Estas listras orientam-se obliquamente às linhas de crescimento, sendo irregularmente espaçadas e arranjadas em padrão zig-zag, o qual fora primeiramente estabelecido em Newton (1907).

Dimensões: Altura máxima de 12 mm e largura de 13 mm.

Observação: Os exemplares ocorrem preservados como moldes internos e restos inalterados inteiros e fragmentados.

Discussão: Os exemplares aqui registrados apresentam caracteres morfoanatômicos semelhantes aos espécimens descritos em White (1887), Maury (1937) e Hessel & Carvalho (1987), considerando-se descrições e ilustrações apresentados nestes estudos. O pequeno porte dos espécimens aqui descritos, os diferencia, neste aspecto, da espécie descrita em Hessel & Carvalho (1987).

5.2.1.2. Bivalvios

A fauna de bivalvios é constituída de representantes das famílias *Anomiidae*, *Cardiidae* e *Glycymerididae*. Os paranomídeos incluem o gênero *Paranomia* Conrad 1850, a partir do qual distinguiram-se as espécies *Paranomia perbrasiliana* Maury, 1925 e *Paranomia macedoi* Maury, 1925. Os representantes destas espécies ocorrem, em sua maioria, como restos inalterados ornamentados por estrias concêntricas e camada de cor preservada e, mais raramente, moldes externos e palimpsestos. As famílias *Cardiidae* e *Glycymerididae* estão representadas, respectivamente, pelos gêneros *Granocardium* Gabb, 1869 e *Trigonarca* Conrad, 1872. É importante mencionar que estes gêneros são propostos com base apenas em restos vestigiais (dominantemente moldes externos e palimpsestos) e, por esta razão, muitos caracteres morfológicos importantes não estão preservados, o que impediu uma classificação mais segura e em nível mais específico.

Sistemática Paleontológica

A nomenclatura morfológica e os termos aplicados nas descrições sistemáticas seguem a proposta de Moore (1969) e, adicionalmente, Ferreira & Cassab (1987). Os exemplares encontram-se depositados na coleção paleontológica do Museu Paraense Emílio Goeldi.

Classe BIVALVIA Linneu, 1758
Ordem PTERIOIDA Newel, 1965
Superfamília ANOMIOIDEA Rafinesque, 1815
Família ANOMIIDAE, Rafinesque, 1815
Gênero *Paranomia* Conrad, 1850

Paranomia macedoi Maury, 1925
(Figura 28)

1925- *Anomia macedoi* Maury. Monog. Serv. Geol. Min. Brasil, v.4, p. 440, est. 15, fig. 2, 4 e 6.

1987- *Paranomia macedoi* (Maury, 1925). Ferreira & Cassab. An. X Cong. Bras. Paleont., v.1: 471-477.



Figura 28: *Paranomia macedoi* Maury, 1925. Valva desarticulada, superfície externa apresentando incipientes ondulações terminais.

Material: MPEG-2006-I-1 até 2006-I-6. 6 espécimens contendo valvas esquerda e direita articuladas e 4 valvas desarticuladas.

Procedência: Proximidade da localidade de Cupim, margem do Rio Itapecuru, Estado do Maranhão; coordenadas 4°05´S; 44°19´W.

Dimensões: As conchas apresentam dimensões de altura e comprimento máximos de 8 e 10 mm, respectivamente.

Discussão: Esta espécie já havia sido descrita para depósitos similares que ocorrem ao longo do rio Itapecuru na localidade de Pirapemas (Ferreira & Cassab, 1987).

Paranomia perbrasiliana Maury, 1925
(Figura 29)

1925- *Anomia perbrasiliana* Maury. Monog. Serv. Geol. Min. Brasil, v.4, p. 564, est. 20, Figura 10

1987- *Paranomia perbrasiliana* (Maury, 1925). Ferreira & Cassab. An. X Cong. Bras. Paleont., v.1: 471-477.



Figura 29: *Paranomia perbrasiliana* Maury, 1925. Valva desarticulada, mostrando finas costelas radiais e estrias concêntricas em sua superfície externa.

Material: MPEG-2005-I-1 até 2005-I-2. 2 exemplares inteiros, com valvas esquerda e direita articuladas.

Procedência: Localidade de Cupim, margem do Rio Itapecuru, Estado do Maranhão; coordenadas 4°05'S; 44°19'W.

Descrição: Valva esquerda de tamanho pequeno, semicircular, pouco inflada, finamente estriada. Umbo centralizado, levemente proeminente e região ventral retilínea. A ornamentação externa é constituída por finas costelas. Valva direita ovalada e estriada concentricamente.

Dimensões: As dimensões máximas de altura e comprimento das valvas correspondem a, respectivamente, 13 mm e 15 mm.

Discussão: As características acima descritas apresentam forte semelhança com a espécie descrita na Formação Algodões, Albiano da Bahia por Ferreira & Cassab (1987). Entretanto, esta correlação ainda guarda reservas, devido à ausência de ilustrações dos exemplares desta espécie no referido trabalho.

Superfamília CARDIOIDEA Lamarck, 1809
Família CARDIIDAE, Lamarck, 1809
Gênero *Granocardium* Gabb, 1964

Granocardium sp.
(Figura 30)

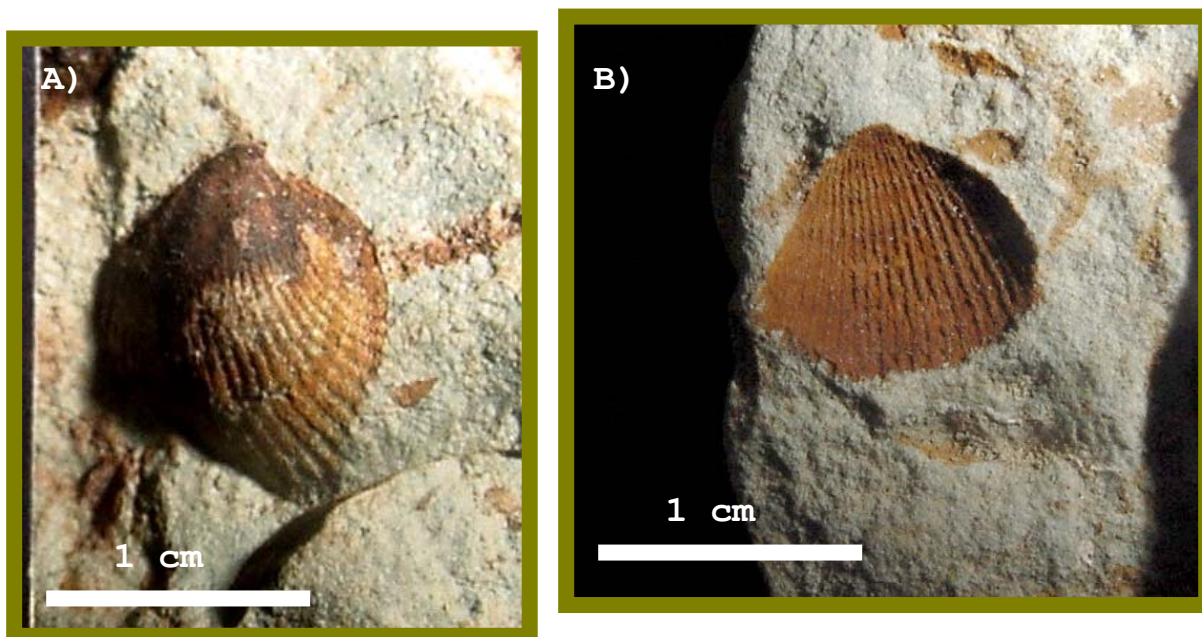


Figura 30: *Granocardium* Gabb, 1869; A) molde externo; B) molde composto. Em ambos os itens registram-se feições radiais bem marcadas e crenulações terminais típicas deste grupo.

Material estudado: MPEG-2003-I a 20004-I. 1 valva inteira e 1 molde externo.

Procedência: Localidade de Cupim, margem do Rio Itapecuru e próximo à cidade de Coroatá (MA); coordenadas 4°05'S; 44°19'W.

Descrição: Concha de tamanho pequeno, subarredondada a subquadrada, equilateral, pronunciadamente convexa e finamente estriada concentricamente, apresentando ainda crenulações terminais. A ornamentação radial consiste em aproximadamente 25 costelas lisas, proeminentes, regularmente espaçadas, intercaladas por sulcos correspondentes. Comparativamente às

costelas, estes espaços apresentam-se regularmente mais largos, sendo visível nesta região, apenas sob lupa, cicatrizes sugestivas da presença de espinhos, os quais se alinhavam longitudinalmente. Umbo levemente intumescido, fortemente recurvado, centralizado a levemente prosógiro.

Dimensões: As dimensões de altura e comprimento variam igualmente de 7 a 10 mm.

Observação: Os exemplares ocorrem inteiros ou fragmentados.

Subclasse PTERIOMORPHIA
Ordem ARCOIDEA
Superfamília LIMOPSACEA Dall, 1895
Família GLYCYMERIDIDAE Newton, 1922
Subfamília ARCULLACINAE Newel
Gênero *Trigonarca* Conrad, 1862

Trigonarca sp.
(Figura 31)



Figura 31: *Trigonarca* Conrad, 1862. A) molde externo; B) molde interno exibindo linha paleal e músculo adutor bem nítidos.

Material estudado: MPEG-2001-I a 20002-I. 1 molde externo e 1 molde interno.

Procedência: Localidade de Cupim, margem do Rio Itapecuru próximo ao município de Coroatá (MA); coordenadas 4°05'S; 44°19'W.

Descrição: Concha de tamanho médio, de contorno subtriangular, convexa e sub-equilátera. Apresenta estrias concêntricas de espessuras e espaçamento irregulares entre si, sem ornamentação radial observada. Umbo proeminente, opistógiro e ligeiramente recurvado para baixo. Margem anterior arredondada diferindo da posterior, a qual apresenta forte angulosidade. Linha paleal inteira e cicatriz do músculo adutor anterior bem marcados. A dentição, propriedade diagnóstica do gênero, não pode ser observada em função da qualidade de preservação dos exemplares.

Dimensões: Possui altura e comprimento variando de 1,3 a 1,7 cm e 1,5 a 2,0 cm, respectivamente.

Observação: Os exemplares apresentam pouca ou nenhuma fragmentação.

5.2.2. Distribuição temporal e significado paleoambiental

Os invertebrados fósseis recuperados dos estratos estudados sugerem ambiente deposicional sob influência marinha. A família *Turritellidae* surgiu no Valangiano-Aptiano e vive até os dias de hoje em ambiente tipicamente marinho. Seu desenvolvimento se deu mais próximo do final do Cretáceo. Em geral, as espécies deste grupo são gregárias e vivem em zonas de ressurgência. Possuem hábito semi-infaunístico e

podem deslocar-se sobre o substrato antes de se enterrarem novamente, alimentando-se com auxílio de um sistema ciliar, deslocando partículas em suspensão na água até a boca (Cassab, 2003).

A família *Cerithidae* surgiu no Cretáceo, durante o Aptiano e vive ainda nos dias de hoje. Constituem uma família de gastrópodes marinhos, porém podendo ser encontrados também em ambientes de água salobra, por ser um grupo com maior tolerância ambiental. Na costa brasileira, esta família teve seu período de maior desenvolvimento durante o Paleoceno, estando associada a uma diversificada fauna que ali se instalou. Estes organismos ocorrem em domínios tetianos e temperados (Cassab, 2003), representando uma infauna com hábito alimentar detritívoro, mediante sistema ciliar.

Os naticídeos constituem caracteristicamente uma família de carnívoros predadores, marinhos e cosmopolitas. Possuem distribuição a partir do Triássico até o Recente, sendo a espécie ora registrada atribuída ao Eo/Meso-Albiano. Seus representantes atuais preferem águas quentes e substratos arenosos, onde se enterram junto à superfície na zona de maré baixa, perfurando e comendo bivalves menores. Estes gastrópodes são responsáveis por furos circulares encontrados em muitas conchas de moluscos marinhos atuais. Possuem ocorrência também registrada em fundos argilosos (Cassab, 2003).

A família *Anomidae* possui distribuição temporal registrada a partir do Cretáceo estendendo-se até o Recente. Inclui formas marinhas cosmopolitas sésseis fixadas por byssus. Habitam substratos duros de zonas inframarés rasas a zonas intermarés (Bottjer, 1985). As paranomias atuais vivem

em ambientes de alta energia, comumente em regiões de zona intermaré com fluxos moderados. Em sedimentos arenosos grossos, as paranomias geralmente fixam-se a seixos e fragmentos de conchas (Stanley, 1970). A forma das valvas é altamente variável e reflete o tipo de substrato no qual a concha está aderida. As valvas direitas de espécimens fixados pelo byssus em pequenos seixos crescem mais lentamente. Por outro lado, as valvas esquerdas tendem a crescer mais rapidamente para acomodar o aumento do tamanho do corpo do organismo. Assim, a forma de paranomias fósseis pode gerar indícios sobre a topografia do terreno no qual as conchas foram originalmente aderidas. No caso dos espécimens aqui registrados, a presença de conchas contendo ligeiras ondulações terminais é sugestiva de substratos moles em ambiente com baixa energia hidrodinâmica.

A Família *Cardiidae* surgiu no Triássico Superior e ainda possui representantes atuais. É composta de bivalves cosmopolitas cujos representantes incluem formas marinhas e de água salobra. Este grupo habita a infauna em níveis rasos de substratos moles de zonas de intermaré do ambiente marinho. Possuem habilidade para um rápido enterramento e conchas resistentes, capazes de suportar transporte mecânico e ataques de predadores. Estas características favoreceram o domínio destes grupos em relação a grupos escavadores de pouca mobilidade. As feições externas de ornamentação das conchas apresentam variações que refletem o hábito escavador destes organismos (Seilacher, 1985).

A família *Glycymerididae* possui *datum* de aparecimento registrado no Neo-Cretáceo se estendendo até os dias de hoje. Constitui uma família de bivalves marinhos e

cosmopolitas, e que comumente habitavam a infauna em profundidades rasas no ambiente costeiro. A exemplo de bivalves cardídeos, possuem conchas espessas e capacidade de rápido enterramento, atributos este que funcionam como meios de proteção contra predadores e a alta energia do meio.

5.2.3. Aspectos Tafonômicos

5.2.3.1. Descrição

As feições preservacionais aqui utilizadas para o estudo tafonômico restringem-se às visíveis macroscopicamente. Desta forma, os processos físico-químicos e biológicos que atuaram durante a formação dos fósseis serão tratados de maneira qualitativa. O conteúdo de macroinvertebrados estudado inclui espécies de gastrópodes e bivalves preservados, em sua maioria, tridimensionalmente, sob forma de elementos geralmente inteiros. Estes são substituídos ou recristalizados por calcita, ou ainda ocorrem como restos inalterados, além de restos vestigiais. É importante salientar que apesar da abundância no número de indivíduos, a diversidade é muito baixa, sendo dominada por apenas duas classes.

Os fósseis descritos neste trabalho são encontrados em diferentes situações. Uma grande concentração excepcionalmente bem preservada é derivada de lente de argilito negro a cinza escuro, calcífero, contendo rico conteúdo vegetal fragmentado. Esta lente, descrita no afloramento P16 (ver figura 1 e anexo), tem 20 cm de espessura máxima, e comprimento de cerca de 25 m, ocorrendo também em associação com depósitos atribuídos a barras distais e prodelta/ plataforma restrita/

planície de lama. O estado de perfeição das conchas é tão bom, que houve inclusive preservação das camadas de cor e linhas de pigmentação originais. Os fósseis que ocorrem nesta lente formam denso empacotamento de conchas inteiras, sendo representados por indivíduos jovens e adultos. Os fósseis acham-se desorientados, apresentando aberturas voltadas tanto para baixo como para cima. Entretanto, observou-se uma série de naticídeos em uma mesma área com aberturas voltadas para baixo, revelando fossilização em posição de vida. Muitas das conchas mostram-se achatadas e alongadas pelo processo de compactação.

Além da camada de argilito ricamente fossilífera acima descrita, conchas de moluscos foram recuperadas em grande número em camadas delgadas lateralmente contínuas de calcários e arenitos calcíferos (pontos P10, P12 e P13, Figura 1 e anexo) que ocorrem nos depósitos de plataforma restrita/planície calcária. Nestes casos, os fósseis são similarmente bem preservados, mantendo sua composição calcítica intacta. Os bioclastos exibem tamanhos variados, correspondendo a diferentes classes ontogenéticas. A distribuição caótica dos bioclastos na matriz caracteriza orientação do tipo polimodal. O empacotamento varia de moderado a denso, com arcabouço suportado pelos bioclastos.

Camadas mais espessas de calcários (i.e., *packstone* fossilífero/terrígeno) de até 25 cm de espessura, contendo um grande volume de conchas ocorrem localmente P13. Os fósseis ocorrem de forma altamente fragmentada, e, em geral, apresentam esqueletos totalmente recristalizados, densamente empacotados configurando coquinas. Os fósseis ocorrem misturados com fragmentos de vertebrados, principalmente

escamas e espinhas de peixe. As coquinas formam camadas lateralmente descontínuas, com base brusca, e internamente mostrando gradação normal, que são atribuídas a canais ou inlets localmente desenvolvidos em associação com os depósitos de prodelta/ plataforma restrita/planície de lama (ver capítulo 3).

Além das ocorrências acima citadas, camadas de arenito grosso calcífero contêm conchas extremamente fragmentadas em meio a restos de ossos e dentes de crocodilo e dinossauro. Como anteriormente interpretado (ver fácies Cf no capítulo 3), estes fósseis foram acumulados durante períodos de inundação marinha.

5.2.3.2. Interpretação

As feições tafonômicas da associação de invertebrados presentes na lente de argilito negro sugerem concentração fossilífera do tipo parautóctone, o que é suportado pela presença de conchas dipostas caoticamente e com aberturas voltadas tanto para baixo como para cima com relação ao acamamento. Esta situação é atribuída à ausência de transporte significativo das conchas após a morte dos indivíduos. Se retrabalhadas, as conchas tenderiam a uma orientação preferencial, voltando suas aberturas seja para cima ou para baixo, buscando posição de equilíbrio com a passagem do fluxo (Holz & Simões, 2002). A presença de vários naticídeos com aberturas voltadas para baixo revela fossilização em posição de vida (Kidwell & Bosence, 1991). A associação desses organismos com conchas de turritellas dispostas paralelamente ao acamamento, mas sem estarem alinhadas entre si, sugere que

estes podem ter sido soterrados também em posição de vida, tendo sido posteriormente rotacionados durante compactação. A anatomia fusiforme dessas conchas, que em vida mostram a parte mais afunilada voltada para cima, representa posição de difícil manutenção sob condição de forte compactação, como evidenciado na área de estudo pelo achatamento e alongamento das conchas. A variação de classes ontogenética é condizente com morte não-seletiva, sugerindo evento de mortandade em massa.

Adicionalmente, a característica tafonômica dos fósseis registrados na lente de argilito negro fossilífero indica excelente preservação devido ao desenvolvimento de condições anóxicas. Isto é sugerido pela coloração negra dos argilitos e pela presença de abundantes restos vegetais bem preservados. Considerando-se a natureza lenticular do argilito, acredita-se que a anoxia ocorreu em áreas localizadas dos depósitos de prodelta/plataforma restrita/planície de lama. Condições redutoras extremas foram responsáveis pela excepcional preservação dos fósseis inclusive mantendo suas linhas de pigmentação original.

A associação, no mesmo nível estratigráfico, de fósseis de plantas com organismos tipicamente marinhos, é consistente com a inclusão da lente de argilito negro em ambiente costeiro. Sua interdigitação com fácies de barras distais e prodelta/plataforma restrita/planície de lama suporta tal interpretação. Portanto, similarmente à fauna registrada nos arenitos finos calcíferos, a proliferação de fósseis marinhos nesta camada mostra variações das características químicas da água para condições de salinidade normal por incursão marinha. Os mecanismos que levaram a anoxia permanecem por serem

investigados, porém é possível que áreas localizadas do prodelta/plataforma restrita/planície de lama tenham sido afetadas por ressurgências ligadas a alterações no padrão de circulação causada pelo gradiente de salinidade.

As camadas de *lags* de calcário e arenito calcífero fossilífero são também atribuídas a pulsos de incursões marinhas no ambiente de prodelta/ plataforma restrita/ planície de lama. Durante estas fases, a entrada de água marinha na laguna pode ter contribuído para condições com salinidades normais, possibilitando a proliferação de fauna marinha. É importante ressaltar que, apesar da natureza marinha, a abundância de indivíduos e baixa diversidade de espécies, são características contrárias à atribuição dessas camadas a ambiente marinho-franco. Além disto, a associação com fácies típicas de prodelta/ plataforma restrita/ planície de lama é consistente à atribuição destas camadas a periódicos impulsos de água marinha. A preservação de fósseis predominantemente inteiros diferencia o processo de formação destas camadas daqueles associados a superfícies de descontinuidade, que se constituem em eventos de frequência menor de maior significado estratigráfico. A presença de fósseis de tamanhos variados é atribuída a períodos de mortalidade súbita, que pode ter sido provocada com a retirada da água salina e retorno a condições restritas.

Embora a assembléia fóssil das coquinas apresente características tafonômicas semelhantes às dos calcários e arenitos calcíferos fossilíferos, seu modo de deposição foi diferenciado. A ocorrência localizada e a descontinuidade lateral em poucos metros formando corpos lenticulares, a base brusca, o arranjo interno formando gradação normal e o forte

retrabalhamento das conchas, são feições consistentes com acúmulo de conchas em depósitos de canais/inlets, como sugerido anteriormente na interpretação faciológica.

Os horizontes de arenito grosso calcífero evidenciam concentrações residuais sobre superfície de descontinuidade. Esta proposição é apresentada com base na abundância de fósseis predominantemente fragmentados e em sua disposição caótica. Alto grau de retrabalhamento é comum na interface água/sedimento, durante períodos de omissão ou erosão do fundo (Holz & Simões, 2002). A característica textural dos arenitos, mostrando boa seleção e arredondamento dos grãos, é consistente com esta interpretação, possivelmente refletindo retrabalhamento ao longo de áreas de *foreshore*. Como descrito no item 3.2., a presença de intensa bioturbação com domínio de traços verticais a subverticais (Figura 9), sugere deposição em ambiente de alta energia, sendo consistente com o ambiente de *foreshore*. A persistência lateral de superfície de descontinuidade, marcada por arenitos grossos e conglomerados fossilíferos, e seu registro em vários afloramentos sugerem que a concentração de fósseis seja resultante de retrabalhamento por ação de correntes de maré e ondas durante inundações marinhas. Desta forma, estes horizontes estratigráficos se constituem em elementos importantes para a correlação dos estratos, como será discutido mais detalhadamente no capítulo 7.

5.3. ANÁLISE PALINOLÓGICA E CONSIDERAÇÕES SOBRE IDADE

As investigações acerca da idade dos depósitos cretáceos da Bacia de Grajaú têm sido dificultadas pela ausência de fósseis-guias e pelo alto grau de oxidação dos estratos, o que desfavorece a recuperação de palinomorfos. Até a realização deste trabalho, apenas duas amostras haviam mostrado sucesso na análise de palinomorfos de depósitos albianos expostos na área de estudo. Durante o presente trabalho, várias amostras com potencial para análise palinológica foram coletadas, sendo que destas, apenas 11 mostraram resultados positivos. A tabela 1 apresenta a lista dos taxa identificados.

As amostras analisadas, de modo geral, não apresentaram bons polens-guias, o que limita atribuição mais segura de idade para os estratos relacionados. Foram reconhecidos táxons de amplas distribuições temporais, alguns inclusive possuindo *datum* de surgimento em períodos mais antigos e extinção em períodos mais jovens (p.e., *Cretacaeiporites poligonalis*) que o Albiano.

As amostras M15, CD322b, CD328a, CD329a, CD332b e CD340a mostraram-se as mais ricas em número de elementos da palinoflora. Estas amostras provêm de exposições situadas na porção nordeste da área de estudo, onde dominam depósitos de planície deltaica, frente deltaica e barras distais. A amostra M15 pertence a uma camada de argilito laminado cinza escuro localizada na base da seção P4 (ver localização na Figura 1 e anexo). A análise desta amostra revelou a presença de 117 elementos, sendo os mais abundantes *Inaperturopollenites*, *Equisetosporites* e *Araucaricites australis*, *Reyrea polymorpha*,

Cretacaeiporites polygonalis e *Galeacornea causea*. As amostras CD332b, CD328a, CD329a, CD336, CD322b e CD340a provêm de níveis basais de argilitos laminados verde acinzentados pertencentes, respectivamente, às seções P1, P3, P5, P8 e P6 (ver figura 1 e anexo). Em geral revelam domínio de *Araucariacites*, *Equisetosporites*, *Triletes lisos* e *Perotriletes*. Na amostra CD332b registra-se também a abundância dos taxa *Crybelosporites pannuceus* e *Paludites mamelonatus*. Na amostra CD340a também se destacam, entre os taxa mais abundantes *Monosulcites* e *Reyrea Polimorpha*.

As amostras M18, M27, M29 e M57 apresentaram freqüência de taxa pouco representativa comparativamente às demais supracitadas. As amostras provêm de seções localizadas na região noroeste da área de estudo onde dominam depósitos de prodelta/ plataforma restrita/ planície de lama.

A amostra M18 provêm de uma camada intermediária de argilito laminado verde-oliva pertencente à seção P12 (ver Figura 1 e anexo). O conteúdo de pólenes identificado mostra um predomínio de palinomorfos indeterminados e, menos freqüentemente *Afropollis jardinus*, *Equisetosporites*, *Inaperturopollenites* e *Triletes lisos*. As amostras M27 e M29 correspondem a dois níveis superiores e subseqüentes dentro da seção localizada no ponto P17 (ver Figura 1 e anexo). As camadas correspondem litologicamente a argilitos laminados calcíferos verde oliva e cinza escuro, respectivamente, e ocorrem intercaladas por nível de argilito maciço vermelho e nível arenito fino calcífero. A palinoflora identificada nestas amostras é dominada por *Afropollis jardinus*, *Botryococcus*, *Equisetosporites*, *Triletes lisos* e palinomorfos indeterminados. A amostra M57 corresponde a uma camada de

argilito negro rico em restos vegetais preservados, situada na região superior da seção exposta no ponto P16 (ver Figura 1 e anexo). A palinoflora associada se mostrou totalmente indefinida, apesar da rica concentração de restos de vegetais bem preservados.

O táxon *Reyrea polymorpha*, presente na base das seções P3, P4 e P8 indica idade mínima albiana para estes depósitos. Entretanto, a presença de *Elaterocolpites castelanis*, cuja ocorrência se estende até o Cenomaniano, é registrada em depósitos de ambiente deltaico e sugere que a deposição de parte destes estratos tenha se estendido até o Cenomaniano. A ocorrência de *Cretacaeiporites polygonalis* associado a *Galeacornea causea* (amostra M27) na região superior da seção P17, confere, aos mesmos, *status* de pólen-guias do intervalo Albiano-Cenomaniano. Trabalhos anteriores recentes (Rossetti *et al.*, 2001a) revelaram a presença da associação *Cretacaeiporites poligonalis* e *Matonisorites silvai* condicionando idade máxima meso/neoalbiana.

Embora a variação de amplitude temporal dos táxons se constitua em uma grande problemática para o posicionamento exato das seções dentro do Albiano, com base apenas no estudo palinológico, o domínio de *Araucariacites*, *Perotriletes* s.l. (*Perotriletes*, *Crybelosporites* e *Paludites*), bem como polens efedroides (*Equisetosporites*, *Gnetaceaepollenites* e *Steevesipollenites*) identificados em todas as amostras processadas é sugestivo da Palinozona *Complicatisaccus cearensis* (P-280). Esta palinozona em algumas bacias sedimentares do nordeste do Brasil, como por exemplo, Bacia de Sergipe-Alagoas foi dividida em cinco subzonas, sendo a subzona P280.3 considerada como representativa da passagem

Aptiano-Albiano (Regali, 1995; Regali & Silva Santos, 1999). Para as bacias do Norte e Meio-Norte, a zona P280 tem seu limite inferior posicionado na passagem Aptiano-Albiano e estende-se até o Eo/Meso-Albiano (Regali *et al.*, 1985; Regali, 1989; Arai, 2001).

Baseado nestes trabalhos e na assembléia palinológica da área, admite-se início de deposição no Eo/Meso-Albiano. Entretanto, como grande parte do material estudado provém de amostras coletadas nas porções basais das seções, deve-se considerar a possibilidade de que a sedimentação possa ter se estendido até o Albiano Superior e até mesmo Cenomaniano. Neste sentido, a presença de macroinvertebrados suporta esta proposição através da ocorrência de espécies bivalves datadas do Cenomaniano. Isto implica na condensação de estratos, sendo estes representativos de um intervalo considerável de tempo, isto é, Albiano Médio a Cenomaniano.

(Continua)

Amostra/Táxon	M-15	M-18	M-27	M-29	M-57	322b	328 ^a	329 ^a	332b	336	340 ^a
<i>Cretacaeiporites polygonalis</i>			1								
<i>Crybelosporites pannuceus</i>	6		2			6			25	9	
<i>Cyathidites australis</i>						1					
<i>Cycadopites</i>								1	1		1
<i>Elaterocolpites castelaini</i>									1		
<i>Ephedripites brasiliensis</i>									1		
<i>Ephedripites irregularis</i>									1		
<i>Equisetosporites</i>	12	3	4	1		20	8	2	25	34	14
<i>Equisetosporites albertense</i>						1					
<i>Equisetosporites ambiguus</i>									3		
<i>Equisetosporites concinnus</i>									1		
Esporo baculado								1			
<i>Exesipollenites tumulus</i>	1										
Fungos				1	1						
<i>Galeacornea causea</i>			1								
<i>Gnetaceaepollenites</i>	3										1
<i>Gnetaceaepollenites barghoornii</i>	3	1				1	1	1		1	

(Continua)

Amostra/Táxon	M-15	M-18	M-27	M-29	M-57	322b	328 ^a	329 ^a	332b	336	340 ^a
<i>Gnetaceaepollenites jansonii</i>	2										
<i>Gnetaceaepollenites diversus?</i>							1				
<i>Gnetaceaepollenites pentaplicatus</i>								2	1		1
<i>Inaperturopollenites</i>	27	4	4		?	3					
<i>Inaperturopollenites simplex</i>	1								1		
<i>Klukisporites</i>	1								1		
<i>Maranhites brasiliensis</i> (retrab.)											2
<i>Maranhites mosesii</i> (retrab.)								1		1	1
<i>Microreticulatisporites</i>						1					
<i>Monolete perisporado</i>							1				
<i>Monoletes reticulado</i>							1		1		1
<i>Monosulcites</i>	3					3	3	5	1		6
<i>Monosulcites oval</i>	2	1	2								
Palinomorfos indet.	3	18	9	6	3						
<i>Paludites mamelonatus</i>	1								1	11	
<i>Perotriletes</i>						14	11	18	3		15
<i>Pilosisporites</i>						3			1	1	
Polen dissacado?							1				
Polen indet. Cavado								2			

6- MODELO DEPOSICIONAL

O modelo deposicional aqui discutido foi elaborado com base na combinação de informações faciológicas e paleontológicas. A apresentação de um modelo deposicional para a área de estudo depende da comprovação da natureza geneticamente relacionada das diferentes associações de fácies. Considerando o amplo intervalo de tempo, isto é, Eo/Meso-Albiano a Cenomaniano, é possível ter havido mudanças importantes no sistema deposicional. Entretanto, apesar de algumas superfícies de descontinuidade internas aos depósitos estudados possuírem potencial estratigráfico, como aquelas revestidas por arenitos e conglomerados calcíferos fossilíferos, não existem feições complementares associadas, como por exemplo, mudanças de fácies ou paleossolos, que possam suportar períodos significativos de exposição subaérea e, conseqüentemente, interrupções na sedimentação e/ou erosão prolongada que caracterize discordâncias. Sendo assim, o modelo de sistema deposicional apresentado adiante (Figura 32) foi elaborado assumindo-se que as diferentes associações faciológicas são o registro de variabilidades dentro de uma mesma seqüência deposicional. Durante o desenvolvimento desta, houve evolução gradativa do sistema deposicional, provavelmente com deposição interrompida apenas momentaneamente por flutuações de alta freqüência do nível do mar relativo, responsável por períodos de inundação, como será discutido no capítulo subsequente.

Considerando-se o contexto de ambientes deposicionais geneticamente relacionados, as diferentes associações faciológicas caracterizadas nesta dissertação podem ser melhores acomodadas levando-se em conta ambiente deltaico sujeito a retrabalhamento significativo por ação de ondas de

tempestade. Este modelo é proposto com base na grande abundância de depósitos deltaicos na área de estudo, representados por lobos de suspensão formados em ambientes de barra de desembocadura e de barras distais. Estes se acham relacionados a depósitos arenosos dominados por estruturas produzidas pela ação de fluxo combinado, tais como laminações ondulantes, estratificações cruzadas *swaleys* e estruturas de corte e preenchimento (*scour-and fill*). Estas estruturas revelam uma paleocosta dominada por ondas vigorosas. As estruturas de corte de preenchimento sugerem ondas com grande capacidade de erosão, e a sobreposição destas estruturas evidencia a recorrência desses eventos no tempo (Rossetti *et al.*, 2000). A grande magnitude dos *scours* requer a atuação de ondas vigorosas, com elevada capacidade de erosão dos depósitos de fundo durante fases de pico de energia. As estratificações *swaleys*, laminações ondulantes e cruzadas de baixo ângulo teriam sua origem atribuída à deposição durante fases de energia do fluxo decrescente, quando a deposição dos sedimentos passou a ser mais importante que os processos erosivos (cf. Leckie & Walker, 1982; Duke *et al.*, 1991; Hill *et al.*, 2003).

O registro de fluxos combinados sob forma de estruturas de grande porte, bem como a gradação de depósitos atribuídos a lobos arenosos para estratos pelíticos e, localmente, calcários contendo fauna de natureza tipicamente marinha, são fortes argumentos em suporte à proposição de que o ambiente deltaico em questão localizava-se próximo à linha de costa. Entretanto, a possibilidade de conexão com ambiente marinho franco é considerada remota neste caso. Propõe-se a presença de uma de plataforma restrita como a bacia receptora mais provável dos lobos deltaicos. Esta proposição é assumida com base na presença de conteúdo alóctone e parautóctone, formado

por misturas de fósseis de água doce e salgada. A paleofauna, caracterizada por abundância em número de indivíduos e baixa diversidade de espécies, é típica de elevado estresse ambiental. A grande abundância de fácies sedimentares com feições de gretamento, paleoraízes e paleossolos, denotam associação íntima com ambientes sujeitos a freqüentes exposições subaéreas, mais provavelmente representativas de planícies de lama formadas em regiões marginais da plataforma (cf. Carozzi, 1989; Strasser, 1991; Tucker, 1994; Plat & Wright, 1992; Walker & James, 1992; Reading, 1996). Estas estavam também sujeitas à formação de calcários. Um ponto digno de nota é que, apesar da excelente preservação de conchas de invertebrados, o processamento de amostras para foraminíferos mostrou-se estéril. Isto corrobora a interpretação de ambientes restritos e sujeitos à mistura de água doce e salgada, já que estes indivíduos, quando habitam águas com tendência à salobridade, geralmente mostram carapaças quitinosas, de baixo potencial à fossilização (Távora, 2004).⁴

Considerando-se o domínio de condições mixohalinas, uma possibilidade seria a existência de um sistema estuarino dominado por ondas. Este tipo de sistema deposicional comporta perfeitamente a presença de deltas, que podem se desenvolver tanto na cabeceira do estuário, quanto em sua porção mais distal, onde ocorrem deltas de maré em associação com o complexo de ilha barreira. Entretanto, estas possibilidades parecem remotas para o caso da área de estudo. Isto porque os depósitos representativos de lobos deltaicos aumentam em abundância em direção à porção sudeste da área, ou seja, onde ocorrem menos depósitos argilosos atribuídos

⁴ TÁVORA, V. A. 2004. Comunicação verbal.

aqui à prodelta/ plataforma restrita/ planície de lama. Este comportamento não seria esperado no caso de deltas de maré, que se formariam na porção mais distal do sistema em associação, seja com depósitos de laguna (delta de maré enchente), seja com depósitos marinho marginais (delta de maré vazante). Ao mesmo tempo, feições diagnósticas da ação de correntes de maré não foram registradas, o que seria comum em ambientes deste tipo. Ainda considerando-se um sistema estuarino, estes depósitos progracionais poderiam alternativamente registrar deltas de cabeceira de baía. Apesar da localização interna no estuário, este tipo de ambiente pode sofrer efeito de correntes de maré, que se amplificam ao longo do canal estuarino. Este sistema é afetado por ondas somente em suas porções mais distais, uma vez que estas são rapidamente dissipadas pela presença de barreiras em sua desembocadura. Esta característica levou à consideração de que os depósitos deltaicos estudados não poderiam ter sido desenvolvidos na cabeceira de estuários, já que os processos de retrabalhamento dominantes são atribuídos à ação de ondas de tempo bom e de tempestade.

Levando-se em consideração o acima exposto, torna-se difícil adotar um sistema estuarino do tipo dominado por onda que possa comportar os diferentes ambientes deposicionais reconhecidos nos depósitos estudados. Portanto, torna-se mais razoável propor a presença de um sistema deltaico propriamente dito com abertura para bacia com influência marinha, mas onde dominavam condições estressantes devido à mistura de água doce e salgada, o que favorece a existência de um embaiamento ou golfo. Situação semelhante é descrita em Nava-Sanchez *et al.* (1999) para sedimentos localizados na margem sudoeste do Golfo da Califórnia, em uma área semiprotetida, a Baía La Paz. Nesta região, são descritos

sedimentos do El Coyote fan delta que, embora em contexto protegido, é um delta dominado por ondas.

Caso o modelo proposto aqui de delta dominado por ondas conectado a um embaçamento ou golfo esteja correto, o padrão de paleocorrentes leva à reconstituição de uma paleocosta orientada grosseiramente no sentido NNW-SSE, com progradação da costa para ENE/E e ESE, como sugerido pelas estratificações cruzadas dos lobos deltaicos e canais distributários. Assim, a porção SE da área de estudo representaria o posicionamento mais proximal do sistema, onde dominavam influxos arenosos, enquanto que a porção NW se constituía nos ambientes mais distais, dominados gradativamente por deposição por suspensão com episódicas introduções de fluxos arenosos, formando barras distais. O distanciamento do influxo de areia e a maior intercâmbio com águas marinhas teriam favorecido a formação de horizontes calcários a NW do sistema deposicional. O aumento na frequência de depósitos representativos de ação por ondas de tempestade naquela direção também reforça esta interpretação. O prodelta/plataforma restrita/planície de lama teria sofrido introdução de areia oriunda de leste/nordeste a partir de ambientes marinhos via fluxos combinados (cf. Bhattacharya & Walker, 1992; Reinson, 1992).

A interpretação paleoambiental ora apresentada também é reforçada por meio de comparação entre as características sedimentológicas destes depósitos com outros localizados na Bacia do Grajaú, como por exemplo, aqueles atribuídos à Formação Alcântara, de idade albiana/cenomaniana, exposta no norte desta bacia. Esta unidade também inclui arenitos, argilitos e calcários representativos de sistema deposicional estressado, onde o efeito de ondas de tempestade produziu estruturas sedimentares similares às descritas neste

trabalho. Além disto, outros depósitos cretáceos expostos na borda sudoeste da Bacia do Grajaú são também atribuídos a sistemas deposicionais similares, como por exemplo aqueles expostos nas áreas de Açailândia (Anaisse, 1999; Rossetti *et al.* 2000; Anaisse *et al.* 2001) e Grajaú (Rossetti & Góes, 2003). Dada a ausência de dados bioestratigráficos em todas estas localidades, torna-se deficiente demonstrar que todos estes estratos cretáceos sejam estratigraficamente conectados. Porém se este for o caso, então a proposição de um amplo golfo raso ou embaiamento, como sugerido em Anaisse (1999), seria o mais provável. Este poderia eventualmente apresentar sistemas mais restritos devido à presença de barreiras, o que parece ter sido o caso para a área de Alcântara.

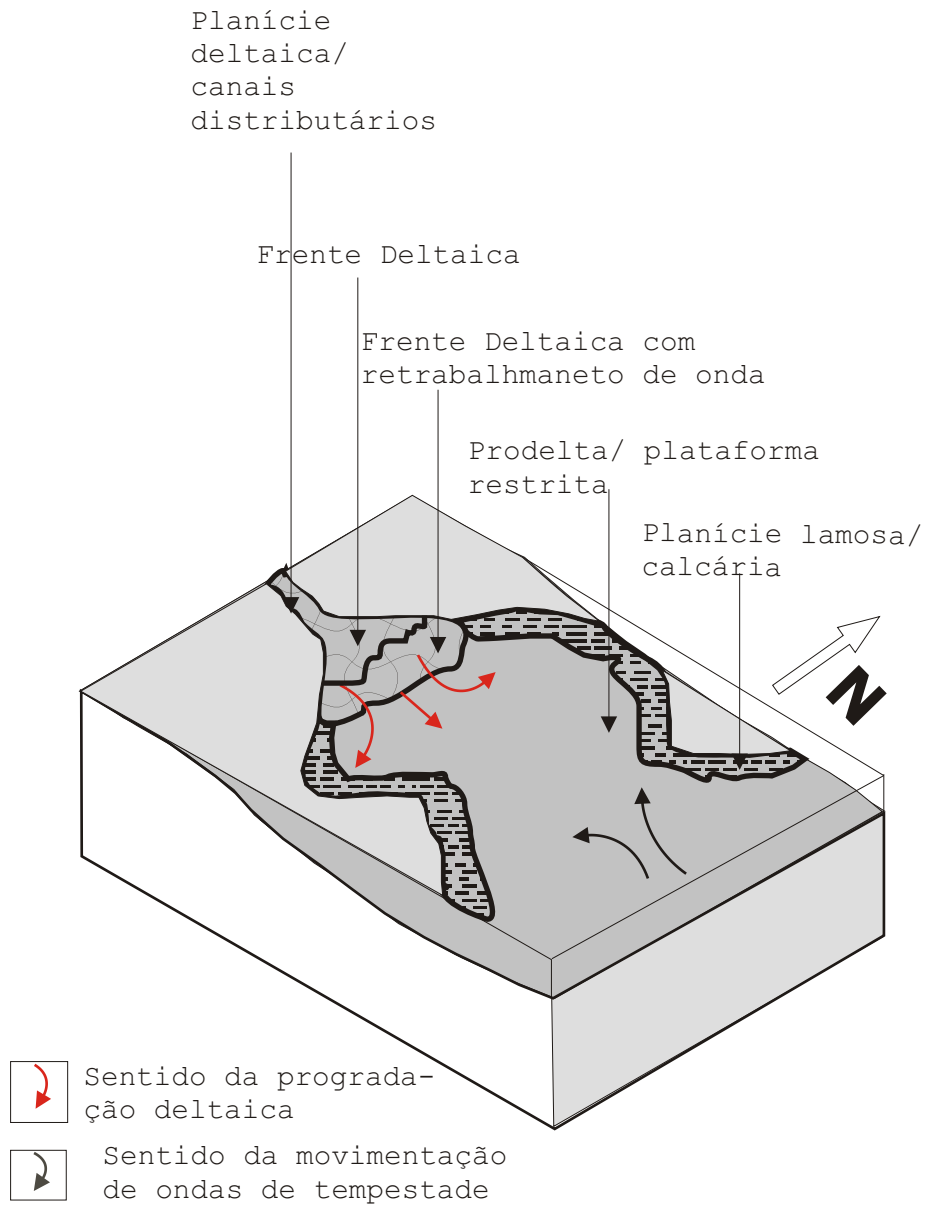


Figura 32: Modelo deposicional proposto para a área de estudo, representado por sistema de delta influenciado por ondas normais e de tempestade conectado a uma plataforma restrita.

7. ARQUITETURA DEPOSICIONAL

As associações faciológicas aqui descritas ocorrem organizadas sob a forma de três sucessões sedimentares denominadas A, B e C, que são limitadas por superfícies de descontinuidade (Figura 33). Estas são correlacionáveis em pelo menos grande parte das seções estudadas, sugerindo tratarem-se de superfícies estratigráficas, embora sua conotação regional permaneça por ser demonstrada em estudos futuros. Apesar disto, as feições associadas com estas superfícies, quando combinadas com a análise do arranjo de fácies dentro das sucessões sedimentares abaixo descritas, permitem fazer sugestões sobre sua gênese, como discutido neste capítulo.

7.1. DESCRIÇÃO

7.1.1. Sucessão A

Esta sucessão é a mais inferior, e possui espessura máxima de 8 m, sendo constituída por ciclos de arrasamento ascendente de até 2 m de espessuras médias. Estes são, em geral, indicados pela gradação, da base para o topo, de depósitos formados em posições progressivamente mais proximais do sistema deltaico, revelado pela superposição de associações faciológicas atribuídas a prodelta/plataforma restrita/ planície de lama, barra distal, e frente deltaica. Além disto, esta unidade estratigráfica mostra domínio de depósitos de frente deltaica e planície deltaica na porção sudeste da área de estudo, com gradação para depósitos progressivamente mais distais, isto é prodelta/plataforma restrita/ planície de lama, frente deltaica retrabalhada por

onda e barras distais em direção à sua porção noroeste (ver Figura 36).

A base da sucessão A não está disponível para observação na escala de afloramento, porém seu topo é definido por uma superfície aqui codificada como S1 e caracterizada por relevo erosivo de até 5 m, que a separa da sucessão B sobrejacente. Esta superfície ascende em direção a noroeste da área de estudo. Esta ascensão é acompanhada pelo progressivo aumento na preservação de ciclos de arrasamento ascendente contendo fácies com evidências de exposição subaérea, revelada por perfis de solo mais freqüentes e espessos (Figura 33).

7.1.2. Sucessão B

A unidade intermediária B apresenta espessura máxima de 7 m na porção sudeste da área de estudo, porém adelgaça para noroeste, onde atinge apenas cerca de 3 m de espessura. Esta sucessão caracteriza-se por arenitos, argilitos e camadas heterolíticas, atribuídos a ambientes de frente deltaica, barra distal e prodelta/plataforma restrita/planície de lama. A base desta unidade é dominada por depósitos argilosos e/ou carbonáticos, os primeiros com excelente preservação da coloração cinza escuro original, onde se recuperaram os fósseis de invertebrados e de material palinológico. Também no extremo noroeste desta unidade é que se registrou lente de folhelhos negros contendo um volume excepcionalmente rico de fósseis de invertebrados com carapaças extremamente bem preservadas, misturadas a abundantes restos vegetais, dos quais provém boa parte do material fossilífero descrito nesta dissertação. Acima deste intervalo basal, onde os ciclos de arrasamento ascendente chegam a atingir até 3 m de espessura, ocorrem ciclos mais delgados, que culminam com horizontes

intempéricos, eventualmente com marcas de raízes. Nesta sucessão a zona de intergradação com as fácies prodelta/plataforma restrita/planície de lama é deslocada para SE em relação ao posicionamento desta interface na sucessão inferior, o que resultou na freqüente superposição de depósitos de prodelta/plataforma restrita/planície de lama sobre depósitos de barras distais e frente deltaica.

O topo da sucessão B é uma superfície abrupta, que foi utilizada aqui como *datum*, dada sua facilidade de reconhecimento e continuidade lateral na área de estudo. Esta superfície é de fácil mapeamento em campo por estar associada com estratos arenosos grossos a conglomeráticos e conglomerados, que formam camada de até 1 m de espessura, mas que localmente se constituem em *lags* de apenas 2 a 5 cm de espessura. Os arenitos são muito bem selecionados e mostram grãos bem arredondados. Os conglomerados mostram clastos constituídos principalmente por arenito e argilito. Grânulos e seixos de quartzo e argilitos são comuns em associação a estes depósitos. Além disto, este horizonte com material detrítico distintamente mais grosso que todo o resto das litologias documentadas na área de estudo, contém abundantes restos fósseis de vertebrados e imvertebrados, cujo modo de ocorrência e detalhamento das concentrações foram apresentando nos capítulos 3 e 5.

7.1.3. Sucessão C

A unidade superior C apresenta espessuras que variam de poucos centímetros a cerca de 12 m, sendo formada pelo domínio de fácies atribuídas à associação prodelta/plataforma restrita/ planície de lama, cujo aumento em volume se dá de sudeste para noroeste da área de estudo. Da mesma forma como

ocorre na passagem entre as duas unidades inferiores, as fácies de prodelta/plataforma restrita/planície de lama são mais amplamente distribuídas, atingindo áreas localizadas relativamente mais a sudeste, o que resulta novamente em sua freqüente sobreposição a depósitos de frente deltaica e barras de desembocadura da sucessão subjacente. Além dos depósitos de prodelta/plataforma restrita/planície de lama, a sucessão C apresenta também depósitos de barras distais, com os quais formam os ciclos com características de arrasamento ascendente. Registra-se diminuição na freqüência de depósitos de barras distais de sudeste para noroeste ao longo desta sucessão, com adelgaçamento e, comumente, desaparecimento destes naquela direção.

7.2 EVOLUÇÃO DO SISTEMA DEPOSICIONAL

A análise das associações faciológicas e o estudo paleontológico permitiram reconstituir ambientes deposicionais marinho-marginais para os depósitos albianos expostos na área de estudo. Como discutido anteriormente, parte destes depósitos representa um complexo deltaico localizado na porção NE da área de estudo, o qual progradou para ENE/E e ESE, interdigitando-se com depósitos de prodelta/plataforma restrita/planície de lama.

A análise arquitetural das unidades estratigráficas acima descritas permite propor que o sistema deposicional deltaico sofreu progressivo afogamento através do tempo. Isto é demonstrado pelo padrão estratal retrogradacional, caracterizado por unidades estratigráficas apresentando associações de fácies de prodelta/plataforma restrita/planície de lama que se posicionam progressivamente ascendente em direção ao continente, sobrepondo-se a fácies

deltaicas desenvolvidas em fases prévias. Embora as informações disponíveis não sejam suficientes para a constatação da natureza regional das sucessões definidas, esta característica leva a sugerir que o desenvolvimento destas sucessões tenha se dado durante o trato de sistema de mar transgressivo (cf. Vail *et al.*, 1991; Myers & Milton, 1996; Assine & Perinotto, 2001). Rápida elevação do nível do mar relativo leva à elevação do nível de base e à inundação de áreas expostas subaereamente. A combinação entre o novo espaço acomodacional criado e a taxa de elevação do nível do mar relativo gera empilhamento retrogradacional e deposição em contexto transgressivo (Vail *et al.*, 1991). Adicionalmente, eventos de mortandade em massa, como registrados em vários horizontes fossilíferos da área de estudo, têm sido tradicionalmente associados a este tipo de sistema (Sturrock 1996; Assine & Perinotto, 2001; Holz & Simões, 2002). Sendo assim, as superfícies de descontinuidade que definem os limites das sucessões estratigráficas, seriam representativas de períodos de inundação (cf. Reynolds, 1996; Assine & Perinotto, 2001). Embora estas superfícies de inundação assemelhem-se a superfícies transgressivas, estas requerem períodos mais longos e condições marinhas mais profundas. A evolução do sistema deposicional representado na área de estudo ocorreu em pulsos marcados por períodos de afogamentos mais significativos, registrados pelas superfícies de descontinuidade e pelas sucessões definidas a partir da análise arquitetural dos estratos estudados.

Assim sendo, a sucessão estratigráfica A registra fase de maior desenvolvimento da progradação deltaica, quando um volume significativo de areias foi depositado, atingindo grande parte da área de estudo. Durante esta fase, os depósitos de prodelta/plataforma restrita/planície de lama

estiveram restritos à extremidade noroeste da área de estudo, onde períodos com deposição de argilas alternavam-se com períodos favoráveis à precipitação de carbonatos. A formação destes provavelmente teria ocorrido durante momentos de inibição de influxo arenoso, como documentado em ambientes deposicionais similares (p.e., Kendall & Schlager, 1981; Mack & James, 1986⁵ *apud* Strasser, 1991). Apesar da natureza predominantemente prográdante dos estratos durante esta fase de desenvolvimento do sistema deposicional, a progressiva elevação do nível do mar relativo que já se fazia presente, pode ter gerado sucessivos episódios de inibição na progradação dos lobos arenosos, favorecendo a formação de carbonatos.

A sucessão intermediária B registra um momento em que a tendência transgressiva do sistema deposicional mostrava-se mais pronunciada, com o maior recuo da linha de costa relativamente à fase anterior. Com isto, o local de desenvolvimento principal de barras de desembocadura foi deslocado para uma posição mais proximal, fazendo com que o ambiente de prodelta/plataforma restrita/planície de lama migrasse, avançando em direção ao continente, ou seja, para sudoeste da área de estudo (considerando-se paleocosta orientada no sentido norte-sul, como proposto pelo padrão de paleocorrentes). Com isto, houve a possibilidade de superposição de depósitos de prodelta/plataforma restrita/planície de lama sobre depósitos deltaicos da fase deposicional anterior, representada pela sucessão A.

Numa terceira fase deposicional, representada pela sucessão C, o processo transgressivo mostrou-se ainda mais

⁵ MACK, GH. & JAMES, WC.; 1986. Cyclic sedimentation in the mixed siliciclastic-carbonate Abo-Hueco transitional zone (Lower Permian), southwestern New Mexico. *J. Sediment. Petrol.* **56**: 635-647.

acentuado, o que resultou em amplo desenvolvimento dos depósitos de prodelta/plataforma restrita/planície de lama. As características registradas em associação com a superfície de descontinuidade existente entre as sucessões B e C sugerem que esta fase transgressiva foi abrupta, resultando no retrabalhamento de estratos anteriormente depositados e concentrando elevado conteúdo de fósseis sob a forma de depósitos residuais grossos (arenitos e conglomerados) (cf. Reynolds, 1996). Durante esta fase, o ambiente de prodelta/plataforma restrita/planície de lama pode ter evoluído para uma linha de costa retilínea, com deposição em praia, onde pode ter havido a produção de arenitos grossos, mas bem selecionados e bem arredondados. A influência marinha relativamente mais ampla desenvolvida durante esta fase teria sido responsável pelo maior desenvolvimento de associação de fauna marinha, representada por naticídeos e cardiídeos. Com a intensificação do processo de transgressão, os depósitos deltaicos ficaram restritos à porção sudeste da área de estudo, sendo o influxo arenoso no restante da área restrito a finas intercalações representativas de barras distais que teriam atingido as áreas de prodelta/plataforma restrita/planície de lama.

Apesar da natureza predominantemente retrogradacional, todas as sucessões sedimentares descritas neste trabalho acham-se internamente organizadas em ciclos de arrasamento ascendente. Nos ambientes de frente deltaica e barra de desembocadura, estes ciclos podem refletir fornecimento episódico de influxo siliciclástico, com progradação de lobos arenosos sobre depósitos distais. Em depósitos restritos tais como laguna e planície de lama, este arranjo cíclico pode

refletir fases de diminuição do influxo siliciclástico e inundações marinhas, o que favorece a produção de carbonatos. Progradação subsequente leva à exposição de parte do sistema à erosão, carstificação e pedogênese.

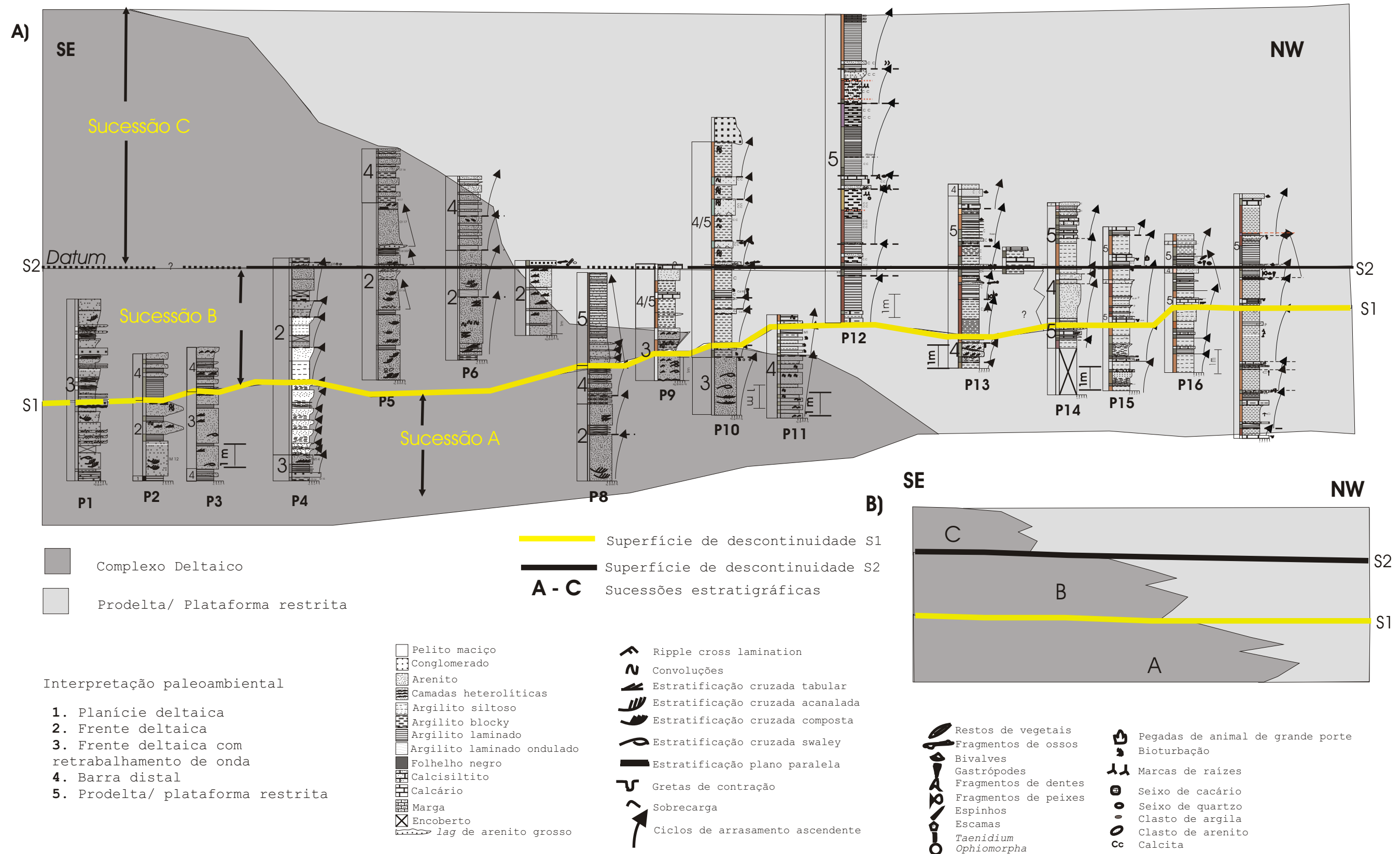


Figura 33: A) Correlação estratigráfica dos perfis litoestratigráficos proposta para a área de estudo. Datum escolhido com base em superfície de descontinuidade mais facilmente mapeável em campo. B) Modelo esquemático apresentando as sucessões estratigráficas definidas e o padrão estratal desenvolvido.

8. CONCLUSÕES

Os depósitos Itapecuru estudados ao longo do Rio Itapecuru, próximo à cidade de Coroatá, Bacia do Grajaú, registram ambientes deposicionais atribuídos à planície deltaica, frente deltaica, frente deltaica com retrabalhamento de onda, barra distal e prodelta/plataforma restrita/planície de lama. Estes ambientes integram complexo deposicional deltaico conectado a um sistema de plataforma restrita dominado por ondas e sujeito a constantes retrabalhamentos por ondas de tempestade. A ação de ondas vigorosas é demonstrada através do registro das estratificações cruzadas *swaleys*, laminação ondulante, estratificação cruzada tabular de baixo ângulo e estruturas de corte e preenchimento (*scour-and-fill*) de grande escala.

✓ A análise da arquitetura dos estratos revelou a presença de três unidades estratigráficas, marcadas por superfícies de descontinuidade correlacionáveis pelo menos em grande parte da área de estudo. Esta análise revelou que os depósitos de prodelta/plataforma restrita/ planície de lama tornam-se progressivamente mais abundantes de sudeste para noroeste, bem como em direção ao topo das sucessões, registrando progressivo afogamento do sistema deltaico. A evolução do sistema ocorreu em pulsos marcados por períodos de afogamentos mais significativos, registrados pelas superfícies de descontinuidade, caracterizando-se um padrão estratal predominantemente retrogradacional formado possivelmente durante trato de sistema transgressivo.

✓ Internamente, dominam ciclos de arrasamento ascendente, refletindo sucessivos períodos de diminuição da lâmina d'água para o topo.

✓ O estudo microfaciológico dos carbonatos aponta para o predomínio de microfácies refletindo deposição em ambiente deposicional de baixa energia. Localmente ocorreram subambientes mais rasos e de maior energia, permitindo a formação dos *grainstones* ostracodais. Em conjunto, as microfácies definidas sugerem ambiente deposicional de água rasa, salinidade normal a pouco elevada e de circulação moderada a restrita. A presença de terrígenos revela proximidade deste ambiente à costa. O estudo petrográfico dos arenitos calcíferos revelou rochas fortemente cimentadas e possuindo arcabouços abertos, indicando cimentação carbonática precoce. A ocorrência de cimento poiquilotópico também atesta cimentação precoce sob condições subaquosas saturadas e cimento em mosaico sugere precipitação sob influência de zona freática.

✓ A malacofauna identificada na área de estudo apresenta baixa diversidade de espécies e abundância no número de indivíduos. É constituída essencialmente de espécies de bivalves e gastrópodes marinhos cosmopolitas e com ampla tolerância ambiental. As características da paleofauna sugerem condições ambientais restritas e estressadas para os depósitos estudados. As concentrações estudadas, no geral, refletem incursões marinhas. A variação de classes ontogenéticas em grande parte dos horizontes fossilíferos sugere morte não seletiva, caracterizando eventos de mortandade em massa, que podem ter sido provocados pela retirada da água salina e retorno a condições restritas. A presença localizada de fósseis bem preservados em posição de vida sugere condições anóxicas.

✓ Os dados palinológicos mostraram-se ainda insuficientes para a determinação segura do intervalo temporal em que ocorreu a deposição dos depósitos estudados.

Entretanto, os resultados obtidos até o presente momento permitem a proposição de que a deposição tenha se iniciado durante o período Eo/Meso-Albiano, sendo plausível considerar que tenha se estendido até o Cenomaniano. A extensão da idade até este período deve-se, principalmente, ao registro, inédito, de famílias de bivalves (Cardiidae e Glycymerididae) datados deste período.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ADAMS, A. E. & MACKENZIE, W. S. 1998. *A colour Atlas of carbonate sediments and rocks under the microscope*. Manson Publishing. 180p.
- ALLEN, J. R. L. 1980. Sand waves: a model of origin and internal structure. *Sediment. Geol.* 26: 281-328.
- ALLEN, J. R. L. 1982. *Sedimentary Structures: Their Character and Physical Basis*. Amsterdam, Elsevier, 663p.
- ANAISSE JÚNIOR, J. 1999. *Fácies costeiras dos Depósitos Itapecuru (Cretáceo), Região de Açailândia, Bacia do Grajaú*. CG/UFGA (Dissertação de Mestrado). 86p.
- ANAISSE JR., J.; TRUCKENBRODT, W.; ROSSETTI, D. 2001. Fácies de um sistema estuarino-lagunar no Grupo Itapecuru, área de Açailândia/MA, Bacia do Grajaú. In: ROSSETTI, D. F.; GÓES, A. M.; TRUCKENBRODT, W. (eds.) *O cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú*, Belém. p.119-150.
- ARAI, M. 2001. Palinologia de depósitos cretáceos no Norte e Meio-Norte do Brasil: histórico e estado-de-arte. In: ROSSETTI, D. F.; GÓES, A. M.; TRUCKENBRODT, W. (eds.) *O cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú*, Belém. p.175-190.
- ARNOTT, R. W. C. 1992. Ripple cross-stratification in swaley cross-stratified sandstones of the Chungo Member, Mount Yamnuska, Alberta, Canada. *Journal of Earth Sci.*, 29: 1802-1805.
- ARNOTT, R. W. & SOUTHARD, J. B. 1990. Exploratory flow-duct experiments on combined-flow bed configurations, and some implications for interpreting storm-event stratification. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60: 211-219.
- ASSINE, M. L. & PERINOTTO, J. A. J. 2001. Estratigrafia de Sequências em sistemas deposicionais siliciclásticos costeiros e marinhos. In: SEVERIANO RIBEIRO, H. J. P.

- (org.) *Estratigrafia de Seqüências: fundamentos e aplicações*, São Leopoldo, RS. p.305-340.
- AZEVEDO, R. P. 1991. *Tectonic Evolution of Brazilian Equatorial Continental Margin Basins*. London, Royal School of Mines Imperial College (Tese de Doutorado). 412p.
- BHATTACHARYA, J. P. & WALKER, R. G. 1992. Deltas. In: WALKER, R. G. & JAMES, N. P. (eds.) *Facies Models- Response to sea level change*. Toronto, Geological Association of Canada, p.157-178.
- BLATT, H., MIDDLETON, G., MURRAY, R. 1972. *Origin of sedimentary rocks*. New Jersey: Englewood Cliffs. 653p.
- BORGES, M. S.; COSTA, J. B. S.; HASUI, Y.; FERNANDES, J. M. G.; BEMERGUY, R. L. 1997. Instalação e inversão da Bacia do Capim. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 6. Perinópolis. *Anais...SBG Núcleo Centro-Oeste*. p.134-135.
- BOTTJER, D. J. 1985. Bivalve palaeoecology. In: BOTTJER, D. J.; HICKMAN, C. S.; WARD, P. D. *Mollusks: notes for a short course*. University of Tennessee. p.122-137.
- CAROZZI, A. V. 1989. *Carbonate rock depositional models: a microfacies approach*. New Jersey, Prentice Hall. 604p.
- CARVALHO, I. S. 2001. Pegadas de dinossauros em depósitos estuarinos (Cenomaniano) da Bacia de São Luís (MA), Brasil. In: ROSSETTI, D. F.; GÓES, A. M.; TRUCKENBRODT, W. (eds.) *O cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú*, Belém. p.245-264.
- CARVALHO, L. C. A. 1987. *Resumo das atividades exploratórias das bacias de São Luís e Bragança-Viseu*. PETROBRAS/DNOR/ DOTEK 130-06D47 (Relatório Interno).
- CASSAB, R. C. T. 2003. *Paleontologia da Formação Jandaíra, Cretáceo Superior da Bacia Potiguar, com ênfase na*

- paleobiologia dos gastrópodos*. Instituto de Geociências-UFRJ (Tese de Doutorado)184p.
- CAYEUX, L. 1935. *Les roches sédimentaires de France. Roches carbonatées (calcium et dolomies)*. Paris, Masson. 436p.
- CERQUEIRA, J. R. & MARQUES, L. F. P. 1984. *Avaliação Geoquímica da Bacia de São Luís*. PETROBRAS/ CENPES. 26p. (Relatório Interno)
- CHEEL, R. J. & LECKIE, D. A. 1993. Hummocky cross-stratification. In: WRIGHT, V. P. (ed.) *Sedimentology Review/1*. Cambridge, Blackwell Scientific Publication. p. 103-122.
- COLEMAN, J. M. 1988. Dynamic changes and processes in the Mississippi River delta. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 100: 999-1015.
- DALRYMPLE, R. W. 1992. Tidal depositional systems. In: WALKER, R. G. (ed.) *Facies Models: Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canadá, p.195-218.
- DOTT, R. H. Jr. & BOURGEOIS, J. 1982. Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences. *Geological Society of American Bulletin*, 93:663-680.
- DUKE, W. L.; ARNOTT, R. W. C.; CHEEL, R. J. 1991. Shelf sandstone and hummocky cross-stratification: new insights on a storm debate. *Geology*, 19: 625-628.
- DUNHAM, R. J. 1962. Classification of carbonates rocks according to depositional texture. In: W.E. HAM, (ed.) *Classification of carbonate rocks*. Tulsa, Am. Ass. Petrol. Geol., p.108-121. (Memoir 1).
- DUTRA, M. F. A. & MALABARBA, M. C. S. L. 2001. Peixes do Albiano-Cenomaniano do Grupo Itapecuru no estado do Maranhão, Brasil. In: ROSSETTI, D. F.; GÓES, A. M.;

- TRUCKENBRODT, W. (eds.) *O cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú*, Belém. p.191-208.
- ELLIOT, T. 1986. Deltas. In: READING, H. G. (ed.) *Sedimentary environments and facies*. Oxford, Blackwell, p.113-154.
- FABRICIUS, F. H. 1966. Beckensedimentation und Riffbildung an der Wende Trias/Jura in den Bayerish-Tiroler Kalkalpen. 143p. (Intern. Sed. Petrog. Ser., 9)
- FAHRAEUS, J. E.; SLATT, R. M.; NOWLAN, G.S. 1974. Origin of carbonate pseudopellets. *J. Sed. Petrol.* 44 (1): 27-29.
- FERREIRA, C. S. & CASSAB, R. C. T. 1987. O gênero *Paranomia* Conrad, 1850 (Mollusca-Bivalvia), no Cretáceo do Brasil: seu possível aproveitamento como fóssil-guia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 10 Rio de Janeiro. *Anais...SBP.* p.471-477.
- FLÜGEL, E. 1982. *Microfacies Analysis of Limestone*. Berlin. Springer-Verlag. 580p.53 pl.
- FOLK, R. L. 1959. Practical petrographical classification of limestones. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 43(1): 1-38.
- FÜCHTBAUER, H. 1974. Sediments and sedimentary rocks 1. In: ENGELHARDT, W. V. FÜCHTBAUER, H., MÜLLER, G. *Sedimentary Petrology*, part II. Stuttgart: Schweizerbart. 464p., 199 Fig., 39 Tab.
- GLOVER, B. W. & O´BEIRNE, A. M. 1994. Anatomy, hydrodynamic and deposition setting of a Westphalian C lacustrine delta complex, West Midlands, England. *Sedimentology*, 41: 115-132.
- GÓES, A. M. 1995. *A Formação Poti (Carbonífero Inferior) da Bacia do Parnaíba*. São Paulo, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. (Tese de Doutorado) 171p.
- GÓES, A. M. & COIMBRA, A. M. 1996. As bacias sedimentares da Província Sedimentar do Meio-Norte. In: SIMPÓSIO DE

- GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5. *Resumos Expandidos*. Belém. p.186-187.
- GÓES, A. M. & ROSSETTI, D. F. 2001. Gênese da Bacia de São Luís-Grajaú, Meio-Norte do Brasil. In: ROSSETTI, D. F.; GÓES, A. M.; TRUCKENBRODT, W. (eds.) *O cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú*, Belém. p.15-30.
- HESSEL, M. H. R. & CARVALHO, M. T. N. 1987. Padrão de coloração em natica (gastropoda) do Albiano Inferior de Sergipe. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 10. Rio de Janeiro. *Anais...SBP*. p.457-469.
- HILL, P. R.; MEULÉ, S.; LONGUÉPÉE, H. 2003. Combined-flow processes and sedimentary structures on the shoreface of the wave-dominated Grande-Rivière-De-La-Baleine Delta. *Journal of Sedimentary Research*, 73 (2): 217-226.
- HOLZ, M. & SIMÕES, M. 2002. *Elementos Fundamentais de Tafonomia*, Porto Alegre, Ed. Universidade/UFRGS. 231p.
- JOHNSON, H. D. 1977. Sedimentation and water scape structures in some Late Precambrian shallow marine sandstones from Finnmark, North, Norway. *Sedimentology*, 24:389-411.
- KENDALL CGStC & SCHLAGER, W. 1981. Carbonates and relative changes in sea level. *Mar. Geol.* 44: 181-212.
- KIDWELL, S. M. & BOSENCE, D. W. J. 1991. Taphonomy and Time-averaging of marine shelly faunas. In: ALLISON, P. A. & BRIGGS, D. E. (eds.) *Taphonomy: releasing the data locked in the fossil record*. New York, Plenum Press, p.115-209 (Topics in Geobiology).
- LECKIE D. A. & WALKER, R. G. 1982. Storm-and-tide-dominated shorelines in cretaceous moosebar-lower gates interval_ outcrops equivalents of deep basin gas trap in western Canadá. *Amer. Ass. Of Petroleum Geol. Bull*, 66(2):138-157.

- LIMA, R. D. & ROSSETTI, D. F. 2001. Análise faciológica e seqüencial de depósitos de delta de baía (Neocretáceo), leste da Bacia do Grajaú, MA. In: ROSSETTI, D. F.; GÓES, A. M.; TRUCKENBRODT, W. (eds.) *O cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú*, Belém. p.151-174.
- LISBOA, M.A.R. 1914. The Permian geology of northern Brazil. *Am. J. Sci.*, 37: 425-443.
- MAURY, C.J. 1937. *O Cretaceo de Sergipe*. 283p. 6 tab., est. 1-28 (Monografia do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, 11).
- MCCROY, V. L. C. & WALKER, R. G. 1986. A storm and tidally-influenced prograding shoreline- Upper Cretaceous Milk River Formation of Southern Alberta, Canada. *Sedimentology*, 33: 47-60.
- MEDEIROS, M. A. & SHULTZ, C. L. 2001. Uma paleocomunidade de vertebrados do Cretáceo Médio, Bacia de São Luís. In: ROSSETTI, D. F.; GÓES, A. M.; TRUCKENBRODT, W. (eds.) *O cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú*, Belém. p.209-222.
- MESNER, J. C. & WOOLDRIDGE, L. P. C. 1964. Maranhão Paleozoic basin and Cretaceous coastal basins, north Brazil. *Bull. Am. Assoc. Pet. Geol.*, 48: 1475-1512.
- MILLS, P. C. 1983. Genesis and diagnostic value of soft-sediment deformation structures: a review. *Sedimentary Geology*, 35: 83-104.
- MOORE, R.C. 1969. *Treatise on Invertebrate Paleontology*. Part N. Mollusca 6. Bivalvia. Kansas, Geological Society of America / University of Kansas Press, 3v. 1224 p.
- MORAD, S.; KETZER, J. M.; DE ROS, L. F. 2000. Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basins. *Sedimentology*, 47 (Suppl. 1), 95-120.

- MORAES-SANTOS, H. M.; MELO, C. C. S.; TOLEDO, P. M.; ROSSETTI, D. F. 2001. Ocorrência de Pleurodira na Formação Alcântara (Albiano-Cenomaniano), Bacia de São Luís, MA. In: ROSSETTI, D. F.; GÓES, A. M.; TRUCKENBRODT, W. (eds.) *O cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú*, Belém. p.235-244.
- MYERS, K. J. & MILTON, N. J. 1996. Concepts and principles of sequence stratigraphy. In: EMERY, D. & MYERS, K. J. (eds.) *Sequence Stratigraphy*. Blackwell Science, p. 11-44.
- MYROW, P. M. & SOUTHARD, J. B. 1991. Combined-flow model for vertical stratification sequences in shallow marine storm-deposited beds. *Journal of Sedimentary Petrology*, 61: 202-210.
- NAVA-SANCHEZ, E. H.; GORSLINE, D. S.; CRUZ-OROZCO, R.; GODINEZ-ORTA, L. 1999. The El Coyote fan delta: A wave-dominated example from the Gulf of Califórnia, Mexico. *Quaternary International*, 56: 129-140.
- NEWTON, R.B. 1907. Relics of coloration in fossils shells. *Proceedings of the Malacology Society of London*, 7:280-292.
- ORTON, G. J. & READING, H. G. 1993. Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. *Sedimentology*, 40: 475-512.
- PAZ, J. D. S. 2000. *Análise Faciológica da Formação Codó (Aptiano Superior) na região de Codó (MA), leste da bacia do Grajaú*. Belém, UFPA, Centro de Geociências. (Dissertação de Mestrado) 117p.
- PAZ, J. D. S. & ROSSETTI, D. F. 2001. Reconstrução paleoambiental da Formação Codó (Aptiano), borda leste da

- Bacia do Grajaú, MA. In: ROSSETTI, D. F.; GÓES, A. M.; TRUCKENBRODT, W. (eds.) *O cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú*, Belém. p.77-100.
- PETRI, S. & FÚLFARO, V. J. 1983. *Geologia do Brasil*. São Paulo, T. A. Queiroz, 631p.
- PLATT, N. H. & WRIGHT, V. P. 1992. Palustrine carbonates and the Florida Everglades: towards an exposure index for the fresh-water environment? *Journal of Sedimentary Petrology*, 62: 1058-1071.
- READING, H. G. (ed.). 1996. *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*. Oxford, Blackwell, 688p.
- REGALI, M. S. P. 1989. *Complicatisaccus cearensis*: uma palinozona do Eocretáceo do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 9. Curitiba. *Anais...SBP*. 1:235-274.
- REGALI, M. S. P.; UESUGUI, N.; LIMA, E. C. 1985. Palinoestratigrafia e paleoambiente da Bacia de Barreirinhas- Maranhão-Brasil. DNPM, *Col. Trab. Paleont.* 27: 461-470.
- REGALI, M. S. P. 1995. Palinoestratigrafia do Neoptiano/Albiano da Bacia de Sergipe-Alagoas (Brasil). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 14. Uberaba. *Anais...SBP*. p.105-106.
- REGALI, M. S. P. & SILVA SANTOS, P. R. 1999. Palinoestratigrafia e geocronologia dos sedimentos alboatianos das bacias de Sergipe e de Alagoas, Brasil. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 5. *Resumos Expandidos*, Rio Claro. p. 411-419.
- REINSON, G. E. 1992. Transgressive barrier island and estuarine systems. In: WALKER, R. G. & JAMES, N. P.

- (eds.) *Facies Models- Response to sea level change*. Toronto, Geological Association of Canada, p.179-194.
- REYNOLDS, T. 1996. Paralic Sucessions. In: EMERY, D. & MYERS, K. J. (eds.) *Sequence Stratigraphy*. Blackwell Science, p. 134-177.
- REZENDE, O. M. & PAMPLONA, H. R. P. 1970. Estudo do desenvolvimento do arco Ferrer-Urbano Santos. *Bol. Tec. PETROBRAS*, 13: 5-14.
- ROSSETTI, D. F. 1997a. Facies analysis of the Lower Succession of the Upper Itapecuru Formation, São Luís Basin, northern Brazil. In: COSTA, M. L. & ANGÉLICA, R. (eds.) *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Belém, Falangola, p.241-284.
- ROSSETTI, D. F. 1997b. Sedimentology and sequential analysis of Cenomanian to early Tertiary (?) deposits in northern Brazil. In: SIMPÓSIO LATINOAMERICANO DE SEDIMENTOLOGIA, 2 *Resumos Expandidos*, Ilhas Margaritas. p.233-237.
- ROSSETTI, D. F. 1998. Facies architecture and sequential evolution of incised valley estuarine fills: the Upper Itapecuru Formation (São Luís Basin), northern Brazil. *J. Sediment. Res.*, 68: 299-310.
- ROSSETTI, D. F. 2001. Arquitetura deposicional da Bacia de São Luís-Grajaú. In: ROSSETTI, D. F.; GÓES, A. M.; TRUCKENBRODT, W. (eds.) *O cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú*, Belém. p.31-46.
- ROSSETTI, D. F. & GÓES, A. M. 2003. Caracterização Paleoambiental de Depósitos Albianos da borda sul da Bacia de São Luís-Grajaú: Modelo de delta fluvial influenciado por tempestade. *Revista Brasileira de Geociências*, 33 (3): 299-312.
- ROSSETTI, D. F. & TRUCKENBRODT, W. 1997. Revisão estratigráfica para os depósitos do Albiano-Terciário

- Inferior(?) na Bacia de São Luís, Maranhão. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Série Ciências da Terra*, 9: 29-41.
- ROSSETTI, D. F.; ARAI, M.; LEITE, A. S. 2001c. Considerações sobre idade e paleoambientes de depósitos cretáceos aflorantes no centro-leste da Bacia de São Luís-Grajaú. IN: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 17. Rio Branco. *Anais...SBP*. p.50.
- ROSSETTI, D.; GÓES, A. M.; ARAI, M. 2001a. A passagem Aptiano-Albiano na Bacia do Grajaú, MA. In: ROSSETTI, D. F.; GÓES, A. M.; TRUCKENBRODT, W. (eds.) *O cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú*, Belém. p.101-117.
- ROSSETTI, D. F.; GÓES, A.M.; PAZ, J.D.S. 2004. Facies analysis of the Codó Formation (Late Aptian) in the Grajaú area, Southern São Luís-Grajaú Basin. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 76 (4): 791-806.
- ROSSETTI, D. F.; GÓES, A. M.; TRUCKENBRODT, W.; ANAISSE JR., J. 2000. Tsunami-induced large-scale scour-and-fill structures in Albian to Cenomanian deposits of Grajaú Basin, Northern Brazil. *Sedimentology*, 47: 309-323.
- ROSSETTI, D.; TRUCKENBRODT, W.; SANTOS JÚNIOR, A. E. 2001b. Clima do Cretáceo no Meio-Norte brasileiro. In: ROSSETTI, D. F.; GÓES, A. M.; TRUCKENBRODT, W. (eds.) *O cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú*, Belém. p.67-76.
- SALLES, A. M. F.; SIMÕES, M. G.; ANELLI, L. E. 2002. Bringing Color to the fossil record: color pattern on the Cretaceous gastropod *Natica* sp., Araripe Basin, Brasil. *Paleontologia em destaque - Boletim de Resumos da Sociedade Brasileira de Paleontologia*, 40, p.27.
- SEILACHER, A. 1985. Bivalve morphology and function. In: BOTTJER, D. J.; HICKMAN, C. S.; WARD, P. D. *Mollusks:*

- notes for a short course. University of Tennessee. p.88-101,
- STANLEY, SM. 1970. Relations of shell form to life habits in the bivalvia. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 125: 296.
- STRASSER, A. 1991. Lagoonal-Peritidal sequences in carbonate environments: autocyclic and allocyclic processes. In: EINSELE, G.; RICKEN, W.; SEILACHER, A. (eds.) *Cycles and Events in Stratigraphy*. Berlin. Springer-Verlag. p.709-721.
- STURROCK, S. 1996. Biostratigraphy. In: EMERY, D. & MYERS, K. J. (eds.) *Sequence Stratigraphy*, Blackwell Science, p. 89-110.
- SWIFT, D. J. P.; FIGUEIREDO JR., A. G.; FREELAND, G. L.; OERTEL, G. F. 1983. Hummocky cross-stratification and megaripples: a geological double standard? *Journal of Sedimentary Petrology*, 53: 1295-1317.
- TAMURA, T. & MASUDA, F. 2003. Shallow-marine fan delta slope deposits with large-scale cross-stratification: the Plio-Pleistocene Zaimokuzawa formation in the Ishikari Hills, northern Japan. *Sedimentary Geology*, 158; p.195-207.
- TRACEY, S.; TODD, J.A.; ERWIN, D.H. 1993. Mollusca: Gastropoda. In: BENTON, M.J. (Ed.). *The Fossil Record 2*. London, Chapman & Hall. p.131-167.
- TUCKER, M. E. 1994. *Sedimentary Petrology: An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks*. Cambridge, Blackwell, 260p.
- TUCKER, M. E. & WRIGHT, V. P. 1990. *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Scientific Publications, 482p.
- UESUGUI, N. 1979. Palinologia: Técnicas de tratamento de amostras. *Boletim Técnico da Petrobrás*, 22: 229-240.
- VAIL, P. R.; AUDEMARD, F.; BOWMAN, S. A.; EISNER, P. N.; PEREZ-CRUZ, C. 1991. The stratigraphic signatures of

- tectonics, eustasy and sedimentology - an overview. In: EINSELE, G.; RICKEN, W.; SEILACHER, A. (eds.). *Cycles and Events in Stratigraphy*. Berlin. Springer-Verlag p.617-659.
- VILAS BÔAS, I. & CARVALHO, I. 2001. Répteis marinhos (mosasauria e plesiosauria) do Cretáceo superior da Bacia de São Luís (Maranhão, Brasil). In: ROSSETTI, D. F.; GÓES, A. M.; TRUCKENBRODT, W. (eds.). *O cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú*, Belém. p.223-234.
- WALKER, R. G. & JAMES, N. P. (eds.) 1992. *Facies Models-Response to sea level change*. Toronto, Geological Association of Canada, 454p.
- WHITE, C. A. 1887. *Contribuições à paleontologia do Brazil*. p. 1-273, est. 1-28, (Archivos do Museu Nacional do Rio de Janeiro, 7)
- WILSON, J. L. 1975. *Carbonate Facies in Geology History*. Springer-Verlag. p.56-69.
- WILSON, R. C. L. 1967. Particle nomenclature in carbonate sediments. *N. Jb. Geol. Palaont.* Mh 1967/68. p.498-510.
- WRIGHT, V. P. 1992. A revised classification of limestones. *Sedimentary Geology*, 76: 177-185.

ANEXO

Livros Grátis

(<http://www.livrosgratis.com.br>)

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

[Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE](#)

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

[Baixar livros de Literatura](#)
[Baixar livros de Literatura de Cordel](#)
[Baixar livros de Literatura Infantil](#)
[Baixar livros de Matemática](#)
[Baixar livros de Medicina](#)
[Baixar livros de Medicina Veterinária](#)
[Baixar livros de Meio Ambiente](#)
[Baixar livros de Meteorologia](#)
[Baixar Monografias e TCC](#)
[Baixar livros Multidisciplinar](#)
[Baixar livros de Música](#)
[Baixar livros de Psicologia](#)
[Baixar livros de Química](#)
[Baixar livros de Saúde Coletiva](#)
[Baixar livros de Serviço Social](#)
[Baixar livros de Sociologia](#)
[Baixar livros de Teologia](#)
[Baixar livros de Trabalho](#)
[Baixar livros de Turismo](#)