



Universidade Federal do Pará
Centro de Geociências
Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**“FÁCIES COSTEIRAS DOS DEPÓSITOS ITAPECURU (CRETÁCEO),
REGIÃO DE AÇAILÂNDIA, BACIA DO GRAJAÚ”**

TESE APRESENTADA POR

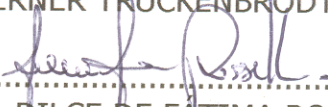
JOSÉ ANAISSE JUNIOR

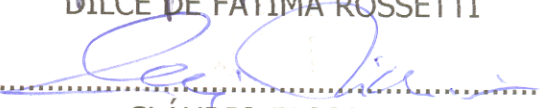
Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em
Ciências na Área de **GEOLOGIA.**

Data de Aprovação: 17.11.1999

Comitê de Tese:


.....
WERNER TRUCKENBRODT (Orientador)


.....
DILCE DE FATIMA ROSSETTI


.....
CLÁUDIO RICCOMINI

Belém

Aos meus pais

AGRADECIMENTOS

Devo a muitos a realização deste trabalho; em especial quero agradecer:

À Universidade Federal do Pará (UFPA) pela infra-estrutura através do Curso de Pós-Graduação do Centro de Geociências e por financiar parte das atividades de campo.

À CAPES pela concessão de uma bolsa de estudo e a Companhia Vale do Rio Doce (CVRD) por permitir o acesso a área e fornecer 44 cartas planialtimétricas da Ferrovia Carajás.

Ao meu orientador e amigo Prof. Dr. Werner Truckenbrodt pelas críticas e sugestões relevantes para a conclusão deste trabalho e pelo conhecimento e aprendizado transmitidos.

À Dr^a. Dilce de Fátima Rossetti pela grande ajuda nos trabalhos de campo, pelas valiosas discussões que contribuíram para elaboração do texto final e pelo incentivo e apoio.

À Prof^a. Dr^a. Ana Maria Góes pelo apoio na fase de campo e pelas discussões e incentivo constantes.

Ao Prof. Dr. Claudio Riccomini pela sua contribuição e participação da banca examinadora.

Ao Prof. Dr. Roberto Vizeu Lima Pinheiro pelo auxílio e esclarecimentos no campo e na confecção do texto sobre as dobras da área.

Ao geólogo Jackson Paz pela ajuda nos trabalhos de campo e a geóloga Ana Helena Rebêlo pela compreensão, incentivo, críticas e sugestões na leitura do texto final.

E a todos aqueles que de alguma forma contribuíram para a realização deste trabalho.

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA.....	i
AGRADECIMENTOS.....	ii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES.....	iv
RESUMO.....	1
ABSTRACT.....	3
1 INTRODUÇÃO.....	5
2 METODOLOGIA.....	7
3 CONTEXTO GEOLÓGICO.....	8
3.1. BACIA DO GRAJAÚ E ÁREA ESTUDADA.....	8
3.2. TRABALHOS PRÉVIOS SOBRE OS DEPÓSITOS ITAPECURU.....	12
4 ANÁLISE FACIOLÓGICA.....	15
4.1. VISTA GERAL.....	15
4.2. DEPÓSITOS DE <i>SHOREFACE</i>	17
4.2.1. Arenito com estratificação cruzada <i>swaley</i> (As).....	17
4.2.2. Arenito com laminação quase-planar (Aq).....	20
4.2.3. Arenito com estrutura em <i>scour-and-fill</i> de grande escala (Af).....	22
4.2.4. Arenito com estratificação cruzada tabular de baixo ângulo (Ab).....	22
4.2.5. Arenito com laminação cruzada (Al).....	27
4.2.6. Interpretação.....	27
4.3. DEPÓSITOS DE CANAL DE MARÉ.....	33
4.3.1. Arenito com estratificação cruzada tabular (At).....	33
4.3.2. Arenito com estratificação cruzada composta (Ac).....	38
4.3.3. Arenito com laminação cruzada (Al).....	38
4.3.4. Interpretação.....	38
4.4. DEPÓSITOS DE LAGUNA.....	44
4.4.1. Pelito laminado (Pl).....	45
4.4.2. Pelito deformado (Pd).....	45
4.4.3. Pelito/Arenito dobrado (PAd).....	45
4.4.4. Interpretação.....	51
4.5. DEPÓSITOS DE CANAL FLUVIAL.....	59
4.5.1. Arenito com estratificação cruzada tabular (At).....	59
4.5.2. Arenito com estratificação cruzada acanalada (Aa).....	64
4.5.3. Interpretação.....	68
5 MODELO DEPOSICIONAL - PALEOGEOGRÁFICO.....	70
6 CORRELAÇÃO ESTRATIGRÁFICA.....	74
7 CONCLUSÕES.....	77
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	79
APÊNDICE - Perfis estratigráficos dos afloramentos estudados.....	85

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURA	Página
Figura 1. Localização da área de estudo.....	6
Figura 2. Bacia do Grajaú no domínio da Província Sedimentar do Meio Norte do Brasil..	9
Figura 3. (a) Sedimentação coluvionar que capeia os Depósitos Itapecuru. (b) Paleovales de perfil em ‘V’ preenchidos por colúvio.....	11
Figura 4. Vista panorâmica da paisagem de um trecho da Estrada de Ferro Carajás. Aspectos da geomorfologia e vegetação.....	12
Figura 5. Vista geral do afloramento P6; estruturas <i>scour-and-fill</i> de grande escala (fácies Af).....	18
Figura 6. (a) Arenitos com estratificação cruzada <i>swaley</i> , fácies As. (b) Fácies As sendo sobreposta pelas fácies Ao e Ab. (c) Fácies As amalgamada. (d) Fácies As com seixos de quartzo na base de <i>sets</i>	19
Figura 7. Sentidos de paleocorrente dos depósitos de <i>shoreface/foreshore</i> . (a) Fácies As. (b) Fácies Ab.....	20
Figura 8. Arenitos com laminação quase-planar, fácies Aq. (a+d) Fácies Aq juntamente com a fácies As. (b+c) Fácies Ao associada à fácies Ab.....	21
Figura 9. Estruturas <i>scour-and-fill</i> de grande escala, fácies Af. (a+b) <i>Scour</i> relacionados a uma única superfície. (c) Superposição de <i>scours</i>	13
Figura 10. Detalhes da estrutura <i>scour-and-fill</i> de grande escala, fácies Af. (a) semelhança na geometria entre os <i>scours-and-fill</i> e a estratificação cruzada <i>swaley</i> . (b) Bioturbação na fácies Af. (c) <i>Scour</i> com outros menores superpostos na base. (d) Estrutura <i>scour-and-fill</i> com estruturas deformacionais. (e) detalhe de ‘(d)’.....	24
Figura 11. (a) Parte inferior da estrutura <i>scour-and-fill</i> de grande escala. (b) Detalhe da camada conglomerática. (c) Detalhe da estratificação cruzada <i>swaley</i> desenvolvida na camada conglomerática. (d) Estrutura <i>scour-and-fill</i> erodindo depósitos de canal de maré (fácies Ac).....	25
Figura 12. (a) Arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo (fácies Ab) sobreposta por arenitos com estratificação cruzada <i>swaley</i> (fácies As). (b) <i>Sets</i> de Ab, mostrando cavalgamento. (c) Estrutura convoluta na fácies Ab.....	26
Figura 13. (a) Arenito com laminação cruzada (fácies Al) com <i>sets</i> cavalgantes. (b) Fácies Al com recobrimento pelítico.....	28

Figura 14. Diagrama esquemático de formas de leito em função das velocidades de fluxo unidirecional <i>versus</i> oscilatório.....	30
Figura 15. Comparação entre a seqüência idealizada de tempestitos de Walker <i>et al.</i> (1983) e a seqüência observada nos depósitos de <i>shoreface/foreshore</i> da Formação Itapecuru, Bacia do Grajaú.....	32
Figura 16. (a) Vista geral do afloramento P10 com (b) perfil estratigráfica. Tendência transgressiva, iniciando na base com depósitos fluviais, passando a depósitos dominados por maré e tempestade.....	34
Figura 17. Arenito com estratificação cruzada tangencial (fácies At), apresentando recobrimento pelítico de <i>foresets</i> . (a) Fácies At intercalada a pelitos de laguna. (b) <i>Sets</i> da fácies At separados por nível pelítico. (c) Lâminas de <i>foresets</i> mergulhando em sentidos diferentes. (d) Clastos pelíticos junto ao recobrimento de <i>foresets</i> da estratificação cruzada.....	35
Figura 18. (a) Arenito com estratificação cruzada tabular (fácies At) com recobrimento pelítico e clastos de pelito nos planos de <i>foreset</i> . (b) Variação na quantidade de pelito junto a estratificação. Pares de pelitos (<i>mud couplets</i>). (c) Intercalação da fácies At aos pelitos de laguna (Pl), com pares de pelitos.....	36
Figura 19. Sentidos de paleocorrente dos depósitos de canal de maré. (a) Fácies At. (b) Fácies Ac.....	37
Figura 20. (a) Arenito com estratificação cruzada composta, fácies Ac. (b) Detalhe de 'a'. (c) Estratificação cruzada principal mergulhando para NW, sentido de maré enchente, considerada corrente subordinada.....	39
Figura 21. (a) Fácies Ac sendo erodida e substituída pela fácies Af. (b) Detalhe de 'a'...	40
Figura 22. (a) Arenito com laminação cruzada (fácies Al). (b) Passagem da fácies At para a fácies Al. (c) é detalhe de 'b'.....	41
Figura 23. (a) Lentes areníticas na fácies Pl. (b) Detalhe de 'a', lente arenítica. (c) Detalhe de 'b', arenito com estratificação cruzada <i>swaley</i> (fácies As) erodindo arenito laminado (fácies Aq) e sendo sobreposto por arenito com laminação cruzada (fácies Al)..	46
Figura 24. (a+b) Traços fósseis encontrados nos pelitos da fácies Pl (<i>Taenidium</i>).....	47
Figura 25. (a) Pelitos de laguna (Pl) perturbados e lente arenítica de <i>washove</i> . (b) Camadas da fácies Pl completamente deformadas e arenito fluvial (fácies Aa) não deformado.....	48
Figura 26. Deformações na fácies Pd. (a) Fácies Pd com falha, acamamento convoluto e	

lente arenítica. (b) Dobramento da laminação e rompimento de camadas arenosas.....	49
Figura 27. (a+b) Pelito de laguna fragmentado, fácies Pd.....	50
Figura 28. (a) Camada heterolítica da fácies PAd. (b) Lente arenítica na fácies PAd.....	52
Figura 29. (a) Afloramento P2 com dobras e superfície de escorregamento (<i>slumping</i>) na base das dobras. (b+c) Detalhe dos fragmentos pelíticos alongados (brancos) envolvidos por arenito.....	53
Figura 30. (a) Afloramento P3 com estruturas <i>scour-and-fill</i> de grande escala da fácies Af, na parte inferior, e dobras aproximadamente em fase com os <i>scours</i> , na parte superior. (b) Esboço do afloramento P e estereograma com pólos de S ₀	54
Figura 31. (a) Afloramento P1 com três antiformes consecutivos. (b) Falha normal associada às dobras. (c) Detalhe de um truncamento tipo <i>on-lap</i> . (d) Dobra isoclinal recumbente.....	55
Figura 32. (a+b) Lentes areníticas de <i>washover</i> intercaladas a pelitos laminados de laguna (Pl).....	57
Figura 33. (a) Nível pelítico em At e um clasto de pelito. (b) Deformação em <i>sets</i> de estratificação cruzada. (c) desenho esquemático de '(b)'	60
Figura 34. (a) Arenito com estratificação cruzada tabular dos depósitos de canal fluvial, fácies At. (b) Desenho esquemático de '(a)'	61
Figura 35. (a) Arenito grosso com estratificações cruzadas tabular, fácies At, com diminuição de espessura de <i>sets</i> para cima. (b) Desenho esquemático de '(a)'	62
Figura 36. (a) Arenito grosso com estratificação cruzada tabular e convoluta nos depósitos fluviais, fácies At. (b) Desenho esquemático '(a)'. (c) Dobras recumbentes na fácies At.....	63
Figura 37. Paleocorrente dos depósitos de canal fluvial. (a) Fácies At. (b) Fácies Aa.....	64
Figura 38 (a+b) Arenito com estratificação cruzada acanalada (Aa).....	65
Figura 39. (a) Arenito grosso dos depósitos de canal fluvial, fácies Aa. (b) Outro aspecto da fácies Aa, mostrando a diminuição dos <i>sets</i> para cima juntamente com o aumento de níveis pelíticos. (c) detalhe de '(b)', ressaltando estratificação dobrada.....	66
Figura 40. Traços fósseis encontrados na fácies Aa dos depósitos de canal fluvial. (a+b) <i>Taenidium</i> . (c) <i>Ophiomorpha</i> . (d) intensa bioturbação causando aspecto maciço ao pacote. (e) detalhe de '(d)'	67

Figura 41. Modelo deposicional proposto para os Depósitos Itapecuru. (a) Linhas da transgressão marinha dos Depósitos Itapecuru. (b) Sistema estuarino lagunar. (c) Seção A-A', mostrando conexão entre as Bacias do Grajaú e de São Luís.....	71
Figura 42. Posicionamento dos continentes e da Bacia do Grajaú no Cenomaniano.....	72
Figura 43. Comparação entre as colunas estratigráficas da Bacia de São Luís e da Bacia do Grajaú.....	75

TABELAS

Página

Tabela 1. Sumário das litofácies.....	16
Tabela 2. Sumário das associações de fácies.....	17

RESUMO

Os Depósitos Itapecuru (Cretáceo) no sudoeste da Bacia do Grajaú, próximos à Cidade de Açailândia (MA), são constituídos de 11 litofácies que podem ser agrupadas em quatro associações genéticas atribuídas aos seguintes ambientes deposicionais: *shoreface*, canal de maré, laguna e canal fluvial. A disposição dos depósitos continentais sob os costeiros indica tendência transgressiva para esta sucessão faciológica. Nos 13 afloramentos estudados, o arenito fino a médio caulínico é o litotipo predominante, seguido de pelito e arenito conglomerático.

Os depósitos mais abundantes e representativos são os de *shoreface* que se destacam por apresentar estratificações cruzadas *swaley* e *hummocky* (rara), laminação quase-planar, estratificação cruzada de baixo ângulo e *scour-and-fill* de grande escala, estruturas estas geradas por ondas vigorosas. O litotipo predominante destes depósitos é o arenito fino bem selecionado, mas ocorrem também arenitos médios a grossos, com seixos de pelito, arenito e quartzo. Localmente estão presentes estruturas convolutas e os icnofósseis *Ophiomorpha*, *Skolithos*, *Planolites* e *Thalassinoides*.

Os depósitos de canal de maré, representados por arenitos finos a médios, de seleção moderada a boa, exibem estratificação cruzada caracterizada pela presença de recobrimentos de pelito nos *foresets* e superfícies de reativação, ambos dispostos periodicamente ao longo da estrutura, definindo bandamentos de maré (*tidal bundles*). Variações periódicas de espessura destes bandamentos indicam ciclos de maré de sizígia e quadratura. A presença de estratificação cruzada composta é também compatível com a influência de maré nestes sedimentos.

Os depósitos de laguna têm distribuição restrita e são caracterizados pelo predomínio de pelitos, comumente laminados. As lentes de arenito associadas, atribuídas principalmente a lobos de *washover*, mostram estruturas geradas por ondas, como estratificação cruzada *swaley* e laminação paralela suavemente ondulada. Foi observado, com frequência, o icnofóssil *Taenidium*. Ocorrem também estruturas convolutas, falhas e fraturas, além de dobras suaves com comprimento de onda decamétrico atribuídas a escorregamento de massa (*slumping*).

Os depósitos de canal fluvial são constituídos, quase que exclusivamente, por arenitos grossos a conglomeráticos, moderadamente a mal selecionados e grãos subangulosos. As estruturas presentes são estratificações cruzadas tabular e acanalada dispostas em ciclos

granodecrescentes ascendentes, com diminuição de espessura dos *sets* para cima, demarcados por *lags* de seixos de quartzo e arenito. Dobras recumbentes e estruturas convolutas ocorrem restritamente. Alguns traços fósseis (*Taenidium*, *Ophiomorpha*), localmente abundantes, são sugestivos de proximidade costeira para parte destes depósitos.

As quatro associações de fácies integram um sistema estuarino lagunar assolado por grandes ondas e influenciado pela maré; o aporte fluvial deu-se principalmente através de carga de fundo. Deste modo, interpretações anteriores de um sistema restritamente continental fluvio-lacustre para esses depósitos não procedem. As ondas vigorosas, cuja maior evidência na Bacia do Grajaú são as estruturas *scour-and-fill* de grande escala, foram provavelmente geradas a partir de atividade sísmica na própria Bacia do Grajaú ou mesmo na Bacia de São Luís (bacias conectadas), haja vista que a paleolatidade era desfavorável à geração destas ondas por tempestades oceânicas vigorosas (furacões). Esta interpretação é coerente com a ocorrência de diversas estruturas deformacionais (estratos convolutos e maciços, falhas, fraturas) em camadas distintas envolvidas por camadas não deformadas. Estruturas atribuídas a eventos sísmicos foram também descritas por Rossetti (1997b) em depósitos cretáceos da Bacia de São Luís.

A possível correlação estratigráfica dos Depósitos Itapecuru na Região de Açailândia com a Formação Alcântara (Albiano-Cenomaniano) da Bacia de São Luís, com base na estreita semelhança faciológica destas unidades e no posicionamento estratigráfico dos Depósitos Itapecuru entre as formações Codó (Aptiano Superior) e Ipixuna (Cretáceo Superior-?Terciário Inferior), sugere idade albiana-cenomaniana para os depósitos estudados.

ABSTRACT

The Cretaceous Itapecuru Deposits occurring in the southwestern part of the Grajaú Basin, near the town of Açailândia (MA), comprise 11 lithofacies which can be grouped into 4 genetic associations: shoreface, tidal channel, lagoon and fluvial channel deposits. The occurrence of the continental deposits underlying the coastal types indicates a transgressive tendency for this facies succession. The main lithologies present in the 13 outcrops studied are a fine-to medium-grained, kaolinic sandstone, followed by mudstone and conglomeratic sandstone.

The most abundant and representative facies association was deposited in a shoreface environment and comprise structures generated by vigorous waves including swaley and hummocky (rare) cross stratification, quasi-planar lamination, low-angle cross-bedding and large-scale scour-and-fill structure. The main lithotype of this association is a well-sorted, fine-grained sandstone, however, medium- to coarse-grained sandstone with mudstone, sandstone and quartz pebbles may also occur. Convolute bedding was observed locally, as well as the trace fossils *Skolithos*, *Taenidium*, *Ophiomorpha*, *Planolites* and *Thalassinoides*.

The tidal channel deposits, composed of moderately sorted, fine- to medium-grained sandstone, consist of cross-strata with periodically arranged mud drapes (locally mud couplets) and reactivation surfaces defining tidal bundles. Periodic thickness variations of these bundles are attributed to spring and neap tide cycles. The presence of compound cross stratification is also consistent with the tidal influence in these deposits.

The lagoonal deposits have restricted distribution and are characterized by the predominance of mudstone, commonly laminated. The associated sandstone lenses, attributed mainly to washover fans, show structures generated by waves including swaley cross stratification and weakly undulated parallel lamination. The trace fossil *Taenidium* was found frequently. Other structures observed are convolute bedding, fractures, faults and gentle folds with decametric wavelengths, interpreted as caused by slumping.

The fluvial channel deposits consist of coarse-grained to conglomeratic sandstone containing subangular grains moderately to poorly sorted. The structures observed are tabular and trough cross-strata arranged in fining- and thinning-upward sets, the bases of which are marked by lags of quartz and sandstone pebbles. Recumbent folds and convolute bedding are locally

present. The trace fossils *Taenidium* and *Ophiomorpha*, abundant in some places, suggest influence of coastal environment.

The four facies associations described are interpreted to have been developed in a lagoonal estuary system dominated by powerful waves while the tidal influence is poorly recorded; the supply of fluvial sediment took place mainly as bed load. Consequently, the former interpretation of these deposits as fluvio-lacustrine was modified. These powerful waves, the major evidence of which are the large-scale scour-and-fill structures, were probably generated by seismic shocks in the Grajaú Basin proper or even in the pull-apart São Luís Basin (connected basins). This seismic interpretation is consistent with the occurrence of abundant deformation structures (convolute bedding, faults, fractures) which are confined to single beds within undefomed deposits.

The possible stratigraphic correlation of the Itapecuru Deposits from Açailândia region with the Albian-Cenomanian Alcântara Formation in the São Luís Basin, based upon facies similarities between these units, and the stratigraphic position of the Itapecuru Deposits between the Codó Formation (Upper Aptian) and Ipixuna Formation (Upper Cretaceous-?Lower Tertiary) suggest an Albian-Cenomanian age for the deposits in the Açailândia region.

1 INTRODUÇÃO

Os sedimentos do Cretáceo Superior-(?)Terciário Inferior da Bacia do Grajaú, que recobrem grande área do Estado do Maranhão e parte do nordeste do Estado do Pará, ainda são pouco conhecidos. Foram descritos, a nível regional, como Formação Itapecuru e Formação Ipixuna. Apesar da ausência de trabalhos específicos, os depósitos destas unidades foram interpretados como de origem flúvio-lacustre, tendo contribuição eólica (Francisco *et al.* 1971; Cunha & Carneiro 1973; Lima & Leite 1978; Schobbenhaus *et al.* 1981; Colares & Cavalcante 1990; Almeida *et al.* 1995).

A interpretação de ambiência estritamente continental para a ‘Formação’ Itapecuru, no domínio da Bacia do Grajaú, foi colocada em questão quando estruturas geradas por ondas e maré foram reconhecidas na região de Açailândia/MA durante mapeamento realizado em estágio curricular organizado pela Universidade Federal do Pará no ano de 1996. Com intuito de melhor conhecer e caracterizar essas estruturas e as fácies da Formação Itapecuru, esta dissertação de mestrado apresenta uma análise faciológica desta unidade, visando sua reconstituição paleoambiental.

São descritos e interpretados, em detalhe, 13 afloramentos num trecho de 22Km ao longo da Estrada de Ferro Carajás (Km 486 a 508), situado aproximadamente 30Km a nordeste da Cidade de Açailândia, Estado do Maranhão (Figura 1). Esta área foi escolhida por apresentar excelentes exposições com estruturas sedimentares muito bem preservadas, pela facilidade de correlação dos afloramentos (fator importante na análise faciológica) e, como citado acima, por terem sido reconhecidas fácies ainda não descritas que alteram o quadro paleogeográfico da Bacia do Grajaú durante a sedimentação dos Depósitos Itapecuru.

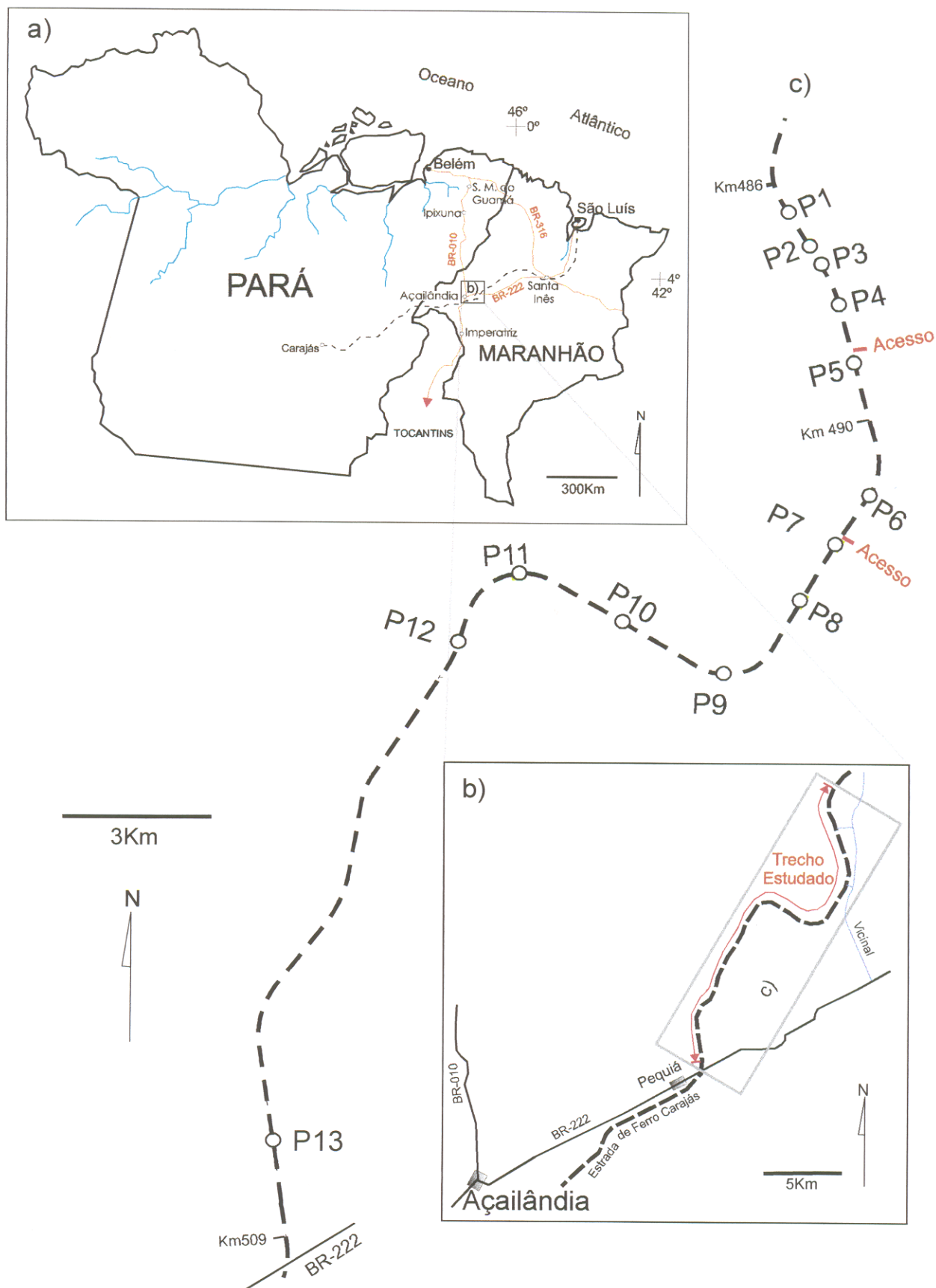


Figura 1. (a) Localização da área de estudo e os principais acessos por rodovias federais. (b,c) Trecho da Estrada de Ferro Carajás com a localização dos afloramentos estudados.

2 METODOLOGIA

O estudo dos Depósitos Itapecuru na região de Açailândia seguiu os conceitos da análise faciológica e de sistemas deposicionais. Esta metodologia vem sendo consagrada na interpretação ambiental de rochas sedimentares, utilizando aspectos como: individualização e descrição de fácies através de características texturais e estruturas sedimentares, entendimento do processo sedimentar gerador das fácies e análise das associação de fácies segundo sua contemporaneidade e gênese.

A individualização, descrição e distribuição lateral e vertical das fácies sedimentares foram auxiliadas por seções panorâmicas obtidas através de fotomosaicos, perfis estratigráficos e croquis detalhados. Assim, foi possível identificar a geometria e as relações das fácies para então reconhecer os ambientes e sistema deposicional. A técnica de fotomosaicos consistiu em fotografar o afloramento em partes, de tal forma que houvesse superposição no enquadramento, permitindo o registro do afloramento como um todo. O procedimento e os cuidados para obtenção e tratamento das seções panorâmicas por fotomosaicos são discutidos por Wizevich (1991) e Arnot *et al.* (1997).

A classificação do porte das estratificações cruzadas seguiu a escala de McKee & Weir (1953) que considera *sets* de pequeno porte os <0,3m de espessura, os de médio porte entre 0,3-3m e os de grande porte >3m. O termo 'laminação cruzada' será usado para descrever qualquer estratificação cruzada que tenha *foresets* com menos de 1cm de espessura.

A localização e as considerações sobre altitude dos afloramentos foram feitas baseadas em 17 cartas planialtimétricas da Estrada de Ferro Carajás em escala 1:2000 horizontal e 1:200 vertical, cedidas pela Companhia Vale do Rio Doce. A proximidade dos afloramentos e o controle topográfico possibilitaram a correlação das seções estudadas.

3 CONTEXTO GEOLÓGICO

3.1. BACIA DO GRAJAÚ E ÁREA ESTUDADA

A Bacia do Parnaíba, tida como unidade tectônica única e responsável por toda sedimentação intracratônica paleozóica e mesozóica do meio norte do Brasil, foi recentemente subdividida em quatro bacias menores com gêneses e idades distintas: Parnaíba (Siluriano-Triássico), Alpercatas (Jurássico-Eocretáceo), Grajaú (Cretáceo) e Espigão-Mestre (Cretáceo) (Góes & Coimbra 1996). Estas bacias passaram a integrar a Província Sedimentar do Meio-Norte do Brasil (Figura 2).

Com mais de 130.000 Km², a Bacia do Grajaú foi gerada durante o evento Sul-Atlântico, quando então o supercontinente *Gondwana* se fragmentou (Góes *et al.* 1993; Góes & Coimbra 1996; Borges *et al.* 1997; Góes *et al.* 1999). Abatida por falhas normais N-S (Borges *et al.* 1997) ou afundada por mecanismos termais (Azevedo 1991), essa bacia é limitada pelos arcos Ferrer-Urbano Santos (Rezende & Pamplona 1970) a norte, Xambioá-Teresina (Aguiar 1971) a sul-sudeste, Tocantins-Araguaia (Kegel 1965) a oeste e Capim (Góes 1995; anteriormente chamado de Tocantins por Mesner & Woodridge 1964) a noroeste, e pelo Lineamento Rio Parnaíba (Cordani *et al.* 1984) a leste (Figura 2). Esta bacia recebeu também a denominação de Bacia do Capim (Borges *et al.* 1997), mas por razão de prioridade, este nome deve ser abolido.

O preenchimento da Bacia do Grajaú iniciou-se no Aptiano com uma fase transgressiva, representada por arenitos finos a conglomeráticos depositados em ambiente flúvio-deltaico (Formação Grajaú) e folhelhos, calcários e anidritas depositados em ambiente marinho (Formação Codó). Estes estratos repousam sobre unidades pré-cretáceas da Bacia do Parnaíba e rochas graníticas e metassedimentares pré-cambrianas do Cinturão Tocantins-Araguaia e Craton São Luís. Esta transgressão, vinda de nordeste, teria conectado as bacias do Grajaú, São Luís e Pará-Maranhão, formando o que Azevedo (1991) chamou de Bacia de Codó. O estágio seguinte de preenchimento, que seria regressivo, recobriu em concordância essas unidades durante o final do Cretáceo e (?) início de Terciário com depósitos interpretados como flúvio-lacustres das formações Itapecuru e Ipixuna (Francisco *et al.* 1971; Lima & Leite 1978; Petri & Fúlfaro 1983).

Nos mapeamentos de cunho regional (Cunha & Carneiro 1973; Lima & Leite 1978; Schobbenhaus *et al.* 1981), a Formação Itapecuru aparece recobrindo indiscriminadamente grande

IDADES		BACIAS/UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS	
CRETÁCEO	Senoniano		
	Albiano		
	Aptiano		
	Neocomiano		
JURÁSSICO			
TRIÁSSICO			
SILURIANO			

ESPIGAO MESTRE
 Urucuia
 Areado*

GRAJAÚ
 Itapecuru
 Codó/Grajaú

Alpercatas
 Sardinha
 Corda
 Pastos Bons
 Mosquito

PARNAÍBA
 Sambaíba
 Motuca
 Pedra de Fogo
 Piauí
 Poti
 Longá
 Cabeças
 Pimenteira
 Itaim
 Jaicós
 Tianguá
 Ipu

* exceto no Grupo Areado, as demais unidades são formações

Figura 2. Áreas aflorantes das bacias da Província Sedimentar do Meio-Norte do Brasil. A Bacia do Grajaú tem seus limites estruturais ressaltados. Abaixo, subdivisão litoestratigráfica das respectivas bacias (Góes 1995; Góes & Coimbra 1996).

parte das bacias do Grajaú, de São Luís e Bragança-Viseu. Isso sugere que durante a deposição desta unidade também não havia separação entre estas bacias. A Formação Ipixuna, neste contexto, aparentemente foi mapeada como Formação Itapecuru.

Após o preenchimento da Bacia do Grajaú, houve um período de estabilidade tectônica (Paleógeno) marcado pelo desenvolvimento de bauxita/laterita ferruginosa sobre os depósitos Itapecuru e Ipixuna, dando origem ao Distrito Bauxitífero de Paragominas (Kotschoubey *et al.* 1997). A área de estudo faz parte da fácies Açailândia (Kotschoubey *et al.* 1997) essencialmente ferruginosa, diferente das demais fácies situadas mais ao norte da Cidade de Açailândia que apresentam altos teores de gibbsita. Os perfis de laterita ferruginosa, descritos por Kotschoubey *et al.* (1997), atingem mais de 6m de espessura e são recobertos por mais de 10m de argila caulínica (Argila de Belterra). Morfologicamente, a cobertura laterítica capeia vastos platôs cuja altitude chega a aproximadamente 400m ao sul de Açailândia. Onde os platôs estão dissecados, a presença de colúvios e paleopavimentos lateríticos testemunha a existência de perfis lateríticos antigos. Foram também observados paleovales com flancos relativamente íngremes, completamente entulhados por arenitos pelíticos com fragmentos lateríticos (Figura 3a), discordantes da atual configuração do relevo (Figura 3b). Processos erosivos deste tipo teriam ocorridos na transição de clima semi-árido para úmido, quando o vale seria escavado. Posteriormente, numa fase novamente semi-árida, ocorreria o preenchimento dos vales com material mal selecionado transportado por fluxos gravitacionais. Segundo Bigarella & Becker (1975), os eventos e as mudanças climáticas no Cenozóico foram fundamentais para a evolução da paisagem atual: clima úmido diseca o terreno em vales profundos de perfil em 'V' e clima semi-árido entulha sedimentos e gera as superfícies de pediplanos.

A região de Açailândia está situada a sudoeste da Bacia do Grajaú, no domínio da Serra do Tiracambu, uma feição geomorfológica coincidente com o eixo deposicional da Bacia do Grajaú (Borges *et al.* 1997; Figura 2). A serra abrange área aproximada de 3.000Km² e é sustentada pelo perfil laterítico/bauxítico paleógeno. Possui altitude de 340m (± 40), topo plano e suave caimento ($\pm 1^\circ$) para NE, praticamente sem drenagem. Nas cotas inferiores às do topo plano desenvolve-se, sobre as formações Itapecuru e Ipixuna, um relevo de colinas amplas e suaves com denso padrão de drenagem dendrítico (Figura 4). Estas duas unidades de relevo estão inseridas

domínio do Planalto Coestiforme Maranhão/Piauí, mais precisamente, no Sistema Tiracambu (Ramalho 1981).

3.2. TRABALHOS PRÉVIOS SOBRE OS DEPÓSITOS ITAPECURU

Grande parte do registro da sedimentação cretácea no Estado do Maranhão e nordeste do Estado do Pará tem sido amplamente designado de Formação Itapecuru. O nome Itapecuru é atribuído a Lisboa (1914) que, ao mapear as margens dos rios Itapecuru e Alpercatas, se referiu às ‘Camadas Itapecuru’. Daí em diante, os depósitos situados acima das formações Codó e Grajaú (Aptiano) e abaixo das formações Pirabas (Oligo-Mioceno) e Barreiras (Mio-Plioceno) receberam a denominação de ‘Formação Itapecuru’ (Cunha & Carneiro 1973; Lima & Leite 1978; Schobbenhaus *et al.* 1981; Almeida *et al.* 1995). Já o nome ‘Formação Serra Negra’, utilizado por Campbell *et al.* (1949) ao mapearem a região de Serra Negra, ao sul da Cidade de Grajaú, foi logo abandonado.

O termo “Formação Itapecuru” é utilizado tanto na Bacia do Grajaú quanto nas bacias de São Luís e Bragança-Vizeu. Efetuando estudos detalhados na região de Alcântara/MA, Bacia de São Luís, Rossetti (1996a,b; 1997a) individualizou três sucessões distintas na Formação Itapecuru, posteriormente elevada à categoria de grupo e subdividida em: Unidade Indiferenciada (em subsuperfície), Formação Alcântara (Albiano-Cenomaniano) e Formação Cujupe (Cretáceo Superior-? Terciário Inferior) (Rossetti & Truckenbrodt 1997). A correlação destas unidades com as encontradas na Região de Açailândia será feita adiante, no capítulo 6.

Devido à falta de trabalhos estratigráficos específicos e ao uso disseminado do nome ‘Formação Itapecuru’ na Bacia do Grajaú, bem como a elevação dessa formação para a categoria de grupo, será usado neste trabalho a denominação preliminar “Depósitos Itapecuru”. Estes são tradicionalmente descritos como constituídos de arenitos estratificados cruzados, médios a grossos, argilitos e conglomerados, interpretados como depósitos de ambientes continental (fluvial, deltaico, eólico) e transicional (lagunar) (Lima & Leite 1978; Schobbenhaus *et al.* 1981; Petri & Fúlfaro 1983; Cunha & Del’Arco 1988; Colares & Cavalcanti 1990; Almeida *et al.* 1995). Registros fossilíferos (restos de dinossauros, crocodilianos, quelônios e peixes, bem como invertebrados, madeiras e outros restos de plantas) foram encontrados apenas no domínio da

Bacia de São Luís e indicaram idade albiânica-cenomaniana. Vale ressaltar ainda que as características faciológicas, apresentadas por Colares & Cavalcanti (1990) não justificam sua proposta de ambiente lagunar.

A Formação Ipixuna, que foi considerada como parte da sedimentação Itapecuru (Góes 1981), aparentemente é um conjunto a parte, com características distintas. Esta unidade, designada informalmente por Francisco *et al.* (1971), foi descrita como uma sucessão de argilas caulínicas e arenitos finos a grossos com estratificação cruzada aflorante num trecho entre Açailândia e Ipixuna. Para estes depósitos, interpretados como de origem fluvio-lacustre, estes autores sugeriram idade paleógena com base em um fragmento de tronco silicificado de angiosperma da família *Humiriaceae* e pólenes, encontrados em camada argilosa, descritos por Jupiassú (1970).

4 ANÁLISE FACIOLÓGICA

4.1. VISTA GERAL

Foram individualizadas nas seções estudadas 11 fácies sedimentares (Tabela 1). Cada fácies foi caracterizada por duas letras: a primeira, maiúscula, referente ao litotipo principal e a segunda, minúscula, indicando a estrutura mais marcante da fácies. Reunidas em quatro associações (*shoreface*, canal de maré, laguna e canal fluvial; Tabela 2), as fácies podem se repetir em mais de um dos depósitos, já que o mesmo processo pode ocorrer em diversos ambientes, e quando acontecer, não serão descritas novamente ou serão acrescentadas apenas características particulares da fácies naquela ambiente.

Os afloramentos são, em geral, caracterizados por arenitos finos, estratificados, caulínicos (pintas brancas de pseudomorfo de caulim a partir de feldspato), friáveis e de cor variando entre rosa e amarelo esbranquiçado. Pelitos e arenitos conglomeráticos ocorrem subordinadamente. Os primeiros possuem cor vermelha em tons marrom e rosa e, geralmente são laminados, apresentando localmente estruturas deformacionais penecontemporâneas à sedimentação. Os arenitos conglomeráticos, restritos à associação fluvial, caracterizam-se por apresentar abundantes seixos de quartzo e raros de pelito. Níveis bioturbados por traços fósseis são encontrados em todos os depósitos, porém devido à falta do acompanhamento de um especialista, muitos não foram identificados. Dentre estes, foram reconhecidos *Taenidium*, *Ophiomorpha*, *Skolithos*, *Planolites* e *Thalassinoides*.

Os estratos sedimentares dos Depósitos Itapecuru na região de Açailândia possuem um mergulho regional bastante sutil, a ponto de ser difícil percebê-lo e medi-lo. O acamamento será então considerado horizontal, sem falhas expressivas. Apenas um suave dobramento (atectônico) localizado foi observado restrito aos depósitos de laguna (ver 4.4.).

A nitidez das estruturas e mesmo a cor das litofácies estão ocasionalmente comprometidas pelo estado friável do sedimento e/ou por uma fina película de lama que cobre a superfície do afloramento. Este último efeito é mais sentido após o período de chuvas e, obviamente, nos afloramentos com camadas pelíticas. Assim, fotografias de um mesmo afloramento poderão apresentar variações na cor, em virtude dos diferentes períodos do ano em que foram visitados.

Tabela 1. Sumário das litofácies dos Depósitos Itapecuru na área de estudo.

LITOFÁCIES	DESCRIÇÃO	PROCESSOS SEDIMENTARES
Arenito com estratificação cruzada <i>swaley</i> (As)	arenito muito fino a fino, bem selecionado com estratificação cruzada <i>swaley</i> de pequeno e médio porte; localmente há clastos de pelito e de quartzo, marcando base de <i>sets</i> ou dispersos nos <i>foresets</i> ;	migração de formas de leito de crista sinuosa sob regime de fluxo combinado e/ou oscilatório
Arenito com laminação quase-planar (Aq)	arenito muito fino a fino, seleção muito boa, topo e base ligeiramente ondulados, assim como as lâminas internas que também espessam e afinam sutilmente, formando truncamentos de baixo ângulo	migração e agradação de formas de leito de relevo suave sob fluxo combinado e/ou oscilatório
Arenito com estrutura <i>scour-and-fill</i> de grande escala (Af)	arenitos finos formando <i>scours</i> de grande escala, simétricos a ligeiramente assimétricos, preenchidos por uma diversidade de estruturas (quase-planar, <i>swaley</i> , <i>hummocky</i> , cruzada tabular); traços fósseis de <i>Ophiomorpha</i> , <i>Skolithos</i> , <i>Planolites</i> e <i>Thalassinoides</i>	erosão e deposição com migração de formas de leito associadas à condições de fluxo combinado variável; bioturbação
Arenito com estratificação cruzada tabular de baixo ângulo (Ab)	arenito muito fino a fino, bem selecionado com estratificação cruzada tabular de baixo ângulo de pequeno e médio porte, com tendência de cavalgamento	migração de formas de leito de relevo suave com cristas retilíneas sob condições de fluxo combinado, com domínio da componente unidirecional
Arenito com laminação cruzada (Ai)	arenito muito fino a fino, bem selecionado com laminação cruzada, localmente cavalgante; topo e base variam deste ondulado até retilíneo; <i>foresets</i> migram tanto no mesmo sentido como em sentidos opostos	agradção e migração de micro-ondulações (<i>ripples</i>) por fluxo combinado e/ou unidirecional
Arenito com estratificação cruzada tabular (At)	arenito médio a conglomerático, mal a bem selecionado, com estratificação cruzada tabular de pequeno e médio porte; localmente, pode apresentar <i>foresets</i> tangenciais à base, com recobrimentos pelíticos (<i>mud drapes</i> , <i>mud couplets</i>), superfícies de reativação periódicas e variações laterais de espessura de <i>foresets</i> . Desenvolve ciclos com <i>fining- e thinning-upward</i> com <i>lag</i> na base	migração de formas de leito com cristas retilíneas sob fluxo unidirecional em regime de fluxo inferior; localmente influência de correntes de maré
Arenito com estratificação cruzada composta (Ac)	arenito médio, moderadamente selecionado com estratificação cruzada composta de médio e grande porte, contendo internamente <i>sets</i> subordinados de estratificações cruzadas acanalada e tabular de pequeno porte que migram, geralmente, em sentido oposto à estratificação principal; presença de recobrimentos de pelito sobre os <i>foresets</i>	migração de <i>sand waves</i> por fluxo bidirecional de maré e deposição de lama durante maré estofa
Arenito com estratificação cruzada acanalada (Aa)	arenito grosso a conglomerático, mal selecionado, com estratificações cruzadas acanalada de pequeno e médio porte; seixos dispersos e concentrados na base dos <i>cosets</i> , <i>sets</i> e/ou sobre <i>foresets</i> ; arranjo em <i>fining- e thinning-upward</i> ; localmente com icnofósseis <i>Taenidium</i> e <i>Ophiomorpha</i>	migração de formas de leito com cristas sinuosas sob fluxo unidirecional em regime de fluxo inferior; ciclos de canal; bioturbação
Pelito laminado (Pl)	lâminas plano-paralelas de pelito e arenito fino, compondo camadas tabulares contínuas lateralmente; localmente há grande quantidade de <i>Taenidium</i>	deposição a partir de suspensão em condições de baixa energia; bioturbação
Pelito deformado (Pd)	camadas de pelito dobradas, fragmentadas, falhadas e maciças em meio a camadas de pelitos laminados não deformados	deposição a partir de suspensão; deformações dúcteis e rúpteis pencontemporâneas à sedimentação
Pelito/Arenito dobrado (PAd)	camadas heterolíticas de pelito/arenito afetados por dobramento decamétrico suave, limitadas à base e ao topo por camadas não dobradas; dobras sem holomorfismo, atenuação lateral e vertical e contatos <i>onlap</i> nos flancos	alternância de tração e suspensão ligada à variações sazonais do sistema fluvial; dobramento gerado por escorregamento de massa (<i>slumping</i>)

Tabela 2. Sumário das associações de fácies.

ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES	PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS	BIOTURBAÇÃO	AMBIENTE DEPOSICIONAL
As, Aq, Af, Ab, Al	corpos tabulares, localmente, amalgamados; base erosiva ondulada e, raramente, com <i>lag</i> ; estruturas geradas por ondas vigorosas sob fluxo combinado	geralmente ausente, mas podem ocorrer <i>Ophiomorpha</i> , <i>Skolithos</i> , <i>Planolites</i> e <i>Thalassinoides</i>	SHOREFACE
At, Ac, Al	corpos tabulares e lenticulares com estruturas geradas sob influência de correntes de maré: estratificação cruzada com <i>mud drapes</i> , <i>mud couplets</i> , superfícies de reativação e variações de espessura de bandamentos	não observada	CANAL DE MARÉ
Pl, Pd, PAd, Al, As, Aq, At	corpos tabulares depositados sob condições de baixa energia em corpo de água com influência marinha e continental; incursões de corpos areníticos lenticulares (<i>washovers</i> e barras de canal de maré); dobramento suave causado por escorregamento (<i>slumping</i>)	localmente abundante, principalmente <i>Taenidium</i>	LAGUNA
At, Aa	corpos tabulares com base erosiva marcada por <i>lag</i> ; tendência de diminuição da espessura dos <i>sets</i> para cima associada a granodecrescência ascendente; estruturas geradas por correntes unidirecionais	em geral ausente, mas localmente ocorrem <i>Taenidium</i> (abundante) e <i>Ophiomorpha</i> (rara)	CANAL FLUVIAL

4.2. DEPÓSITOS DE SHOREFACE

Os mais abundantes depósitos da área de estudo são os de *shoreface* que se estendem por todos os afloramentos estudados, exceto P1 e P13 (Figura 1c; Apêndice). Predominam arenitos muito finos a finos, bem selecionados e grãos subarredondados, mas também podem ocorrer, raramente, arenitos conglomeráticos e pelitos. Individualizados nas fácies As, Aq, Af, Ab e Al, estes depósitos chegam a espessuras de mais de 20m no afloramento P6 (Figura 5). Quando ocorrem juntos aos depósitos de canal de maré (ver 4.2.2.) e de laguna (ver 4.2.3.), estão quase sempre sobrepondo-os em contatos erosivos; é apenas no afloramento P2 que os depósitos de *shoreface* aparecem subjacentes aos depósitos de laguna.

4.2.1. Arenito com estratificação cruzada *swaley* (As)

Esta fácies, com camadas lenticulares de mais de 2m de espessura, é formada principalmente por arenitos de granulação muito fina a fina, excepcionalmente grossa a conglomerática (ver Figura 6d). Os arenitos podem conter, localmente, clastos de argilito e escassos seixos de quartzo. Apresentam estratificação cruzada *swaley* e, menos freqüentemente,

estratificação cruzada *hummocky* de pequeno a médio porte, tendo concavidade (*swale*) predominantemente assimétrica com comprimento de 0,8-4m e amplitude de 15-60cm (Figura 6). Esta estrutura tem base erosiva ondulada (Figura 6a), raramente com *lag* de seixo de quartzo de até 2cm de diâmetro (Figura 6d). Internamente, as *swales* são constituídas por lâminas concordantes à geometria da base, geralmente, desenvolvendo truncamentos de baixo ângulo. Medidas de mergulho do flanco mais íngreme das *swales* indicam sentido de migração para NE (Figura 7a).

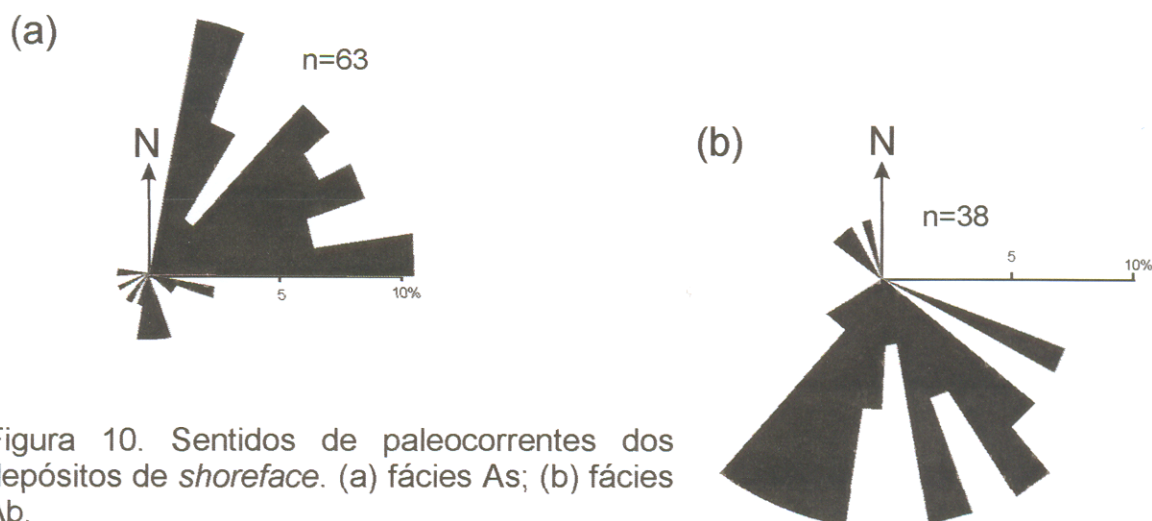


Figura 10. Sentidos de paleocorrentes dos depósitos de *shoreface*. (a) fácies As; (b) fácies Ab.

4.2.2. Arenito com laminação quase-planar (Aq)

A fácies Aq forma camadas geralmente lenticulares com base erosiva e ligeiramente ondulada (Figura 8). As lâminas internas milimétricas são também ligeiramente onduladas ou, menos freqüente, são plano-paralelas, desenvolvendo truncamentos de baixo ângulo que, localmente, podem *downlap* a base do *set* (Figura 8c,d). O limite superior dos *sets* pode ser também ondulado. Esta fácies alcança, geralmente, espessuras modestas (até 30cm), mas pode, raramente, chegar a mais de 2m de espessura (Figura 8a).

4.2.3. Arenito com estrutura *scour-and-fill* de grande escala (Af)

Esta fácies é composta principalmente por arenitos muito finos a finos, contendo proporções variadas de granulação média a grossa e seixos de pelito, quartzo e arenito. A estrutura característica desta fácies são escavações (*scours*) sucessivas, regularmente espaçadas, com perfis simétricos ou ligeiramente assimétricos, lembrando a geometria de *swales* (Figuras 5, 9). Os *scours* chegam a ter abertura superior a 20m e profundidade de até 2m (Figura 9a) e podem ocorrer tanto ao longo de um única superfície ondulante (Figuras 9a,b), como sobrepostos em uma sucessão de até 5m (Figura 9c). É comum observar-se *scours* menores (largura <2m) superpostos aos maiores (Figura 10c). O preenchimento dos *scours* é caracterizado por uma diversidade de litotipos e estruturas. Foram observados pelitos, arenitos convolucionados (Figuras 10e,d), arenitos finos com laminação ondulante quase-planar que grada para estratificações cruzadas *swaley*, *hummocky* e tabular de pequeno porte (*sets* de 10-15cm de espessura) com abundantes clastos de argilito (em média 1cm de diâmetro; Figura 10). Níveis conglomeráticos descontínuos, formados por clastos de argilito de 0,5 a 20cm de comprimento (mais comum: 1-2cm) e de quartzo (raros; até 7cm de diâmetro) com matriz de arenito grosso, acumulam-se preferencialmente na base e centro dos *scours*, alcançando espessuras entre 5 e 60cm (Figuras 11a,b,c). De modo geral, as estruturas de preenchimento dos *scours* são concordantes com a forma côncava dos *scours* e adelgaçam em direção dos *hummocks* interpostos (Figuras 9, 10a). Alguns traços fósseis foram observados atravessando indistintamente as estruturas que preenchem os *scours*, tais como: *Ophiomorpha*, *Skolithos*, *Planolites* e *Thalassinoides* (Rossetti *et al.*, no prelo). Nas formas mais assimétricas dos *scours*, os flancos mais íngremes apontam sentido do fluxo para nordeste.

4.2.4. Arenito com estratificação cruzada tabular de baixo ângulo (Ab)

A fácies Ab é constituída por arenitos com estratificação cruzada tabular de baixo ângulo de pequeno a médio porte (Figura 12). Os *sets* variam de 15-70cm de espessura, têm forma tabular ou lenticular, e estão comumente cavalgando (Figura 12b). Os *foresets* mergulham suavemente (<15°) para sul (Figura 7b), tendendo às vezes a ficarem sub-horizontais (Figura 12a). Localmente, a fácies Ab está convolucionada (Figura 12c). Esta fácies ocorre sempre junto às fácies As e Aq.

4.2.5. Arenito com laminação cruzada (Al)

Esta fácies caracteriza-se por arenitos com laminação cruzada em *sets* com, em média, 1cm de espessura e *cosets* tabulares e lenticulares de até 70cm de espessura. Têm a base e o topo dos *sets* ondulados e geralmente cavalgando (Figura 13a). As lâminas internas mergulham preferencialmente no mesmo sentido, mas pode acontecer, localmente, de haver sentidos aleatórios (Figura 13b). Quando há presença de material pelítico, os limites de *sets* e a laminação interna ficam melhor ressaltados (Figura 13b).

4.2.6. Interpretação

As fácies As, Aq, Af e Ab formam depósitos influenciados pela ação de ondas vigorosas, pois exibem estratificações cruzadas *swaley*, *hummocky*, tabular de baixo ângulo e laminação quase-planar (Dott & Bourgeois 1982; Duke 1985; Arnott 1993). Estes depósitos caracterizam-se pelo predomínio de estratos de arenito amalgamados, o que, juntamente com a abundância de estratificação cruzada *swaley* (ECS), sugere ambiente de *shoreface* médio a superior (Cheel & Leckie 1993). A presença de laminação quase-planar nesta associação de fácies é consistente com esta interpretação, já que esta estrutura é comum em ambientes marinhos rasos (Arnott 1993).

Por ainda se discutir qual processo físico forma a estratificação cruzada *hummocky* (ECH) e ECS, controvérsias sobre o fluxo existem, se puramente unidirecional (Allen & Underhill 1989) ou oscilatório (Dott & Bourgeois 1982; Southard *et al.* 1990) ou uma combinação de ambos (Nøttvedt & Kreisa 1987; Swifit *et al.* 1983; Arnott & Southard 1990; Cheel & Leckie 1993). Aqui, neste trabalho, admite-se a atuação de fluxo combinado nos depósitos de *shoreface*. O grande número de ECS em relação a ECH, associada com a freqüente estratificação cruzada tabular de baixo ângulo, leva a crer que a componente unidirecional do fluxo combinado se fazia proeminente durante maior parte da deposição (Nøttvedt & Kreisa 1987; Yagishita *et al.* 1992).

Há tampouco um consenso sobre o tipo de fluxo que transportaria areias costeiras em direção costa afora. A ação de ondas vigorosas no litoral pode provocar erosão de areias costeiras que entram em suspensão e são então transportadas costa afora por correntes de retorno, de turbidez ou geostróficas (Swift *et al.* 1983; Walker *et al.* 1983; Leckie & Walker 1982; Duke 1985; Duke *et al.* 1991). Trabalhos baseados no registro geológico sugerem corrente densa/de

turbidez como responsável por este transporte, enquanto que estudos recentes na plataforma continental apontam para correntes geradas pela tração do vento e pressão barométrica (corrente geostrófica) como sendo importantes (Cheel & Leckie, 1993). Duke *et al.* (1991) sugerem que uma tempestade, quando chega à costa, gere uma corrente oscilatória normal à linha de costa, ora no sentido *onshore*, ora no sentido *offshore*. Esta corrente oscilatória interage com correntes geostróficas oblíquas à costa, produzindo fluxo combinado. Quando o fluxo oscilatório e o unidirecional se somam no sentido costa afora, é gerada uma força cisalhante máxima no fundo, no mesmo sentido *offshore*. Durante estes picos de força cisalhante, material grosso (clastos de argilito, seixos de quartzo, fragmentos vegetais) seria transportado costa afora. Com a diminuição da força da tempestade, a areia posta em suspensão durante os momentos de erosão e transporte passa a decantar ainda sob o embalo do fluxo combinado, gerando estruturas com forte componente de aggradação e flancos suaves (ECH, ECS, laminação plano-paralela a ondulante quase-planar, cruzada de baixo ângulo e laminação cavalgante).

Os depósitos de *shoreface* estudados na área sugerem hidrodinâmica semelhante. A presença em abundância das estruturas ECS, laminação quase-planar e *scour-and-fill* de grande escala atestam o domínio de fluxo combinado. O padrão de paleocorrentes obtido a partir de ECS e dos *scours* de grande escala (Af) coloca o fluxo combinado orientado no sentido costa afora (ver capítulo 5 e Figura 41 para orientação da paleocosta). Portanto, correntes geostróficas teriam deslocado areia erodida na costa no sentido *offshore*. A observação de depósitos influenciados por maré (ver 4.3.), intercalados aos de *shoreface*, pode sugerir um incremento adicional do fluxo unidirecional pelas correntes de maré às componentes geostróficas já sugeridas. A atuação de maré junto às correntes de tempestade foi reportado por Rossetti (1997c) na Formação Alcântara da Bacia de São Luís.

A seqüência descrita nos depósitos de *shoreface* demonstra atuação de fluxo combinado, primeiramente com componente oscilatória predominante (*scours* simétricos e assimétricos e laminação quase-planar) que progressivamente é suplantada pela componente unidirecional (estratificações cruzadas *swaley*, tabular de baixo ângulo, laminação cruzada) que por fim domina (estratificações cruzadas tabulares e acanalada) (ver Myrow & Southard 1991; Figura 14). A componente unidirecional responsável pela geração de ECS (As) tem sentido diferente ao da estratificação cruzada tabular de baixo ângulo (Ab). Enquanto as medidas de ECS apontam

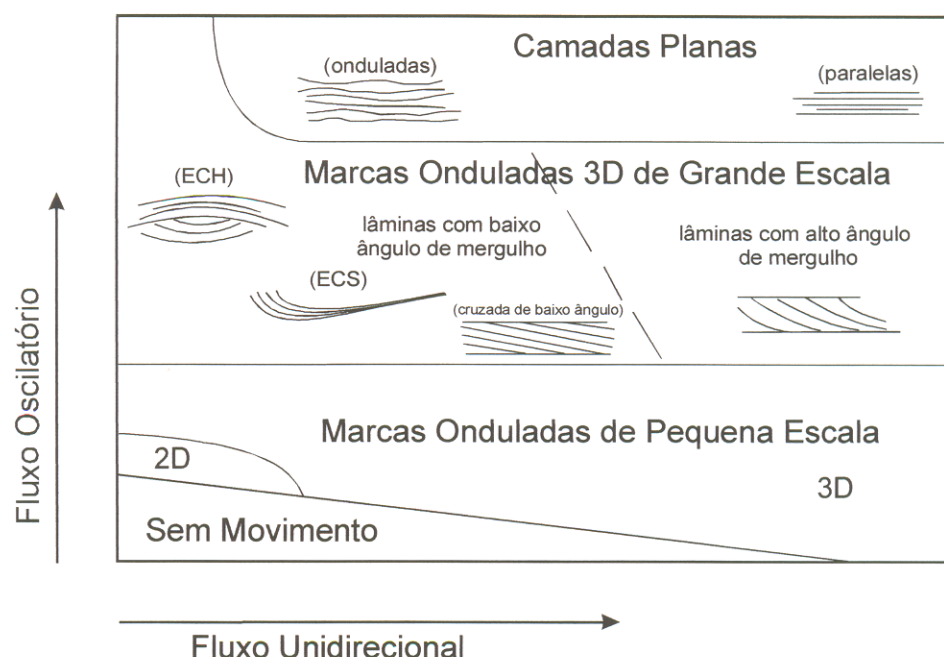


Figura 14. Diagrama esquemático de formas de leito em função das velocidades de fluxos unidirecional *versus* oscilatório. Modificado de Arnott & Southard (1990) por Rossetti (1995).

paleofluxo para NE (Figura 7a), aproximadamente normal à costa, as da estratificação de baixo ângulo indicam fluxo para S (Figura 7b), paralelo à costa. Para isso, o fluxo combinado com sentido costa afora devia ter diminuído progressivamente de intensidade e passou a importar a componente paralela à costa, esta resultante do efeito da força de Coriolis e da deflexão das ondas vigorosas causada pela chegada em ângulo das ondas vindas, provavelmente, de nordeste em uma costa aproximadamente N-S. A fácies Ab migrou regida pelas correntes litorâneas.

A estrutura *scour-and-fill* de grande escala da fácies Af, tratada em detalhe por Rossetti *et al.* (no prelo), guarda muitas semelhanças, quanto à forma, com a ECS. Esta entretanto, é menor, apresentando comprimento entre 0,5 e 2m (Leckie & Walker 1982). A ECS, atribuída à migração de formas de leito de relevo suave, mostra base geralmente assimétrica, recoberta por finas lâminas concordantes que se adelgaçam nas margens e contêm truncamentos internos (Leckie & Walker 1982; Duke 1985). Os grandes *scours* são gerados durante picos instantâneos de força cisalhante máxima do fluxo combinado no fundo e têm preenchimento diverso, inclusive semelhante ao da ECS, com lâminas mais e menos paralelas à base erosiva. A diversidade de preenchimento e a variação na forma simétrica e ligeiramente assimétrica dos *scours* indicam

mudanças na intensidade das componentes do fluxo combinado, ora prevalece movimento oscilatório ora unidirecional.

Exemplos de estruturas semelhantes às de *scour-and-fill* de grande escala, como descritos na fácies Af, são pouco divulgados na literatura. Cheel & Middleton (1993) descrevem três formas de *scours* com vários metros de comprimento e alguns decímetros de profundidade desenvolvidos em uma superfície transgressiva no Arenito de Whirlpool (Siluriano), Canadá. McKie (1994) observou *scours* de até 20m de diâmetro preenchidos por ECH em uma seqüência regressiva da Formação Brotherton (Permiano Superior), Inglaterra. Segundo este autor, os *scours* foram gerados pela fricção de fluxos normais à costa num fundo relativamente coeso. Plint (1996) usa a denominação *giant gutter casts* para descrever *scours* de mais de 10m de diâmetro gerados por fluxo oscilatório relacionadas a tempestades e preenchidos por ECH. Estes *scours*, mostrando orientação normal à costa, erodem pelitos de *offshore* da Formação Dunvegan (Cenomaniano), Canadá. Rossetti (1996a, 1997c) apresenta feições erosivas na Formação Alcântara (Albiano Superior-Cenomaniano), Bacia de São Luís, que diferem dos *scours* da fácies Af apenas no padrão de estruturas de preenchimento (variações de estratificação cruzada de baixo ângulo de grande escala), tendo as correntes de maré importante papel junto à tempestade na geração dessas estruturas.

Os *scours* descritos por Cheel & Middleton (1993) se assemelham aos *scours* descritos aqui pelo contexto transgressivo. A necessidade de ambiência ‘rasa’ para formação dos *scours* (por fricção de fluxo), colocada por McKie (1994), combina com a interpretação de *shoreface* média/superior para os depósitos da fácies Af. Por outro lado, os *gutter casts* de Plint (1996) se formaram aparentemente em águas um pouco mais profundas, haja vista que as concavidades erodem pelitos de *offshore* e encontram-se preenchidas com ECH.

Dott & Bourgeois (1982) descrevem uma seqüência idealizada de tempestito, modificada por Walker *et al.* (1983), apresentando, da base para o topo, as seguintes estruturas: a) camada maciça, com clastos de argila e conchas (B), cuja base erosiva exhibe eventualmente marcas de sola, b) laminação plano-paralela (P), c) estratificação cruzada *hummocky/swaley* (H), d) laminação plana (F), e) laminação cruzada (X) e f) terminando com estruturas de bioturbação em pelito (M) (Figura 15a). A seqüência mais completa observada nos depósitos de *shoreface* na região de Açailândia, comparada com a de Dott & Bourgeois (1982), mostra algumas diferenças.

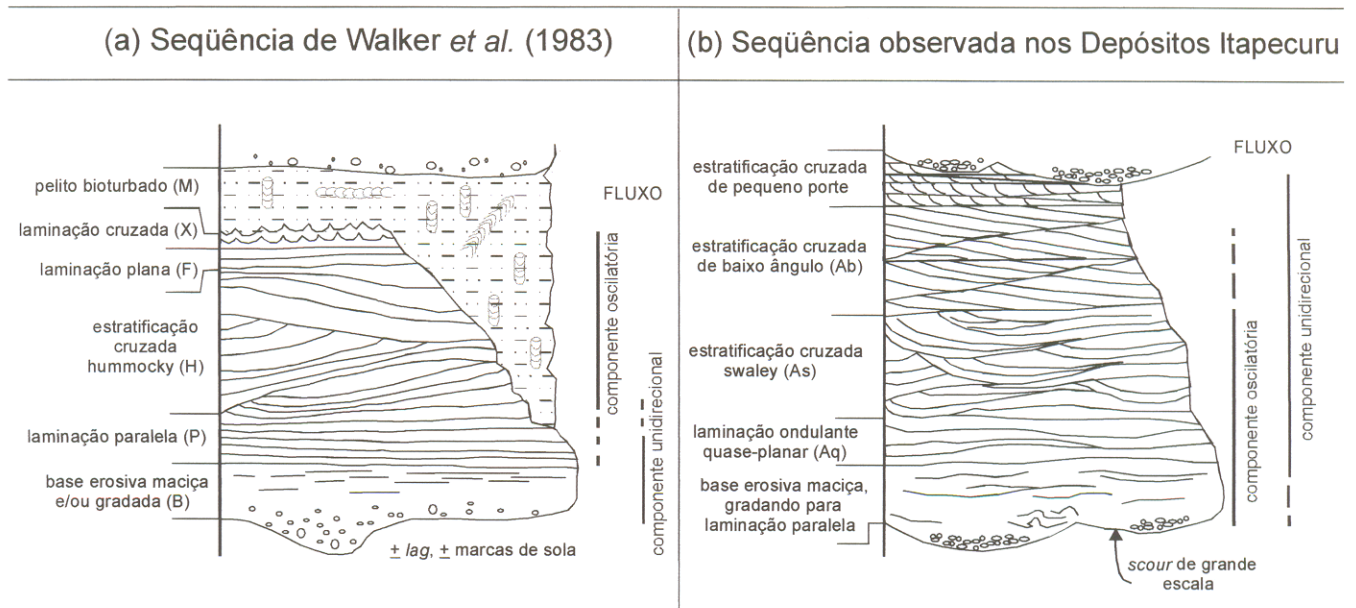


Figura 15. Comparação entre a seqüência idealizada de tempestito de Walker *et al.* (1983) e a seqüência observada nas fácies de *shoreface* dos Depósitos Itapecuru, Bacia do Grajaú.

Inicia com grandes *scours* simétricos e assimétricos que podem apresentar um *lag* de seixos de argilito e, subordinadamente, de quartzo. Os *scours* são preenchidos, após decréscimo de energia, por areia com laminação ondulante quase-planar, níveis maciços e convolutos, estes últimos reagindo a instabilidade devido à rápida sedimentação. Seguem as estratificações cruzadas *swaley* e tabular de baixo ângulo a medida que a componente unidirecional do fluxo combinado pouco a pouco passa a ter maior importância. A seqüência termina com a formação de marcas onduladas de pequeno porte e crista reta (laminação cruzada tabular) e/ou sinuosa (laminação cruzada acanalada), em condições de fluxo unidirecional já que a componente oscilatória praticamente cessou (Figura 15b). Devido ao forte caráter erosivo deste ambiente de *shoreface*, a repetição de eventos geralmente compromete a preservação da seqüência antecessora o que resulta num perfil geralmente incompleto e amalgamado. As condições do fluxo combinado foram tão complexas e variadas que diferenças no preenchimento dos *scours* podem ocorrer lado a lado.

4.3. DEPÓSITOS DE CANAL DE MARÉ

Os depósitos de canal de maré abrangem as fácies At, Ac e Al e foram observados nos afloramentos P2, P3, P4, P5, P7, P10, P11 e P12 (Figura 1c; Apêndice). São formados, principalmente, por arenitos finos a médios, de seleção moderada a boa, grãos subarredondados e estratificados, sendo os *foresets* tipicamente recobertos por filmes de pelito. Subordinadamente, ocorrem pelitos. A espessura dos depósitos de canal de maré varia de menos de 1m (afloramento P11) até quase 9m (afloramento P10; Figura 16).

4.3.1. Arenito com estratificação cruzada tabular (At)

Esta fácies é formada por arenitos com estratificação cruzada tabular de pequeno e médio porte (*sets* de 5-60cm de espessura), sendo as terminações inferiores dos *foresets* tangenciais. É comum observar-se películas de pelito recobrindo as lâminas de *foresets* que formam conjuntos periódicos de lâminas mais espessas e de lâminas menos espessas. As películas de pelito, localmente constituindo pares, podem ser onduladas quando ocorrem sobre laminação cruzada na base dos *foresets*, preservando o relevo das pequenas formas de leito (Figuras 17, 18). A quantidade de pelito sobre os *foresets* varia lateralmente, podendo excepcionalmente chegar a quase 50% (Figura 18b); mas neste caso predominam fragmentos pelíticos. Foram observados superfícies de reativação distribuídas repetidamente ao longo de *sets* e com ângulo de mergulho ligeiramente inferior às lâminas de *foresets*, resultantes de erosão parcial destas juntamente com os filmes de recobrimento pelítico. A espessura dos conjuntos de lâminas cruzadas apresenta variações laterais cíclicas ressaltadas pelo recobrimento pelítico e pelas superfícies de reativação. Conjuntos de *foresets* espessos exibem pouco ou nada de recobrimento pelítico, mas superfícies de reativação bem desenvolvidas. Por outro lado, conjuntos de bandamentos delgados mostram maior quantidade relativa de *mud drapes* e quase nenhuma superfície de reativação (Figura 17d). É possível, em alguns casos, perceber uma relação entre a forma da base de *set* e a variação de espessura dos bandamentos: a parte de base de *set* com bandamentos espessos tende a ser côncava, enquanto que a parte do *set* com bandamentos delgados tem base mais convexa, causando assim uma ligeira ondulação da base do *set* (Figura 17d). Foram observados clastos de argilito em formato alongado, chegando a 3cm de comprimento, incorporados à estratificação,

principalmente na base dos *sets* (Figuras 17a,c; 18a). Em geral, há níveis de pelito entre *sets* (Figura 17).

A fácies At forma corpos lenticulares e tabulares arranjados em ciclos (<3m de espessura) com diminuição de espessura de *sets* para cima juntamente com granodecrescência ascendente (*thinning- e fining-upward*), tendo base erosiva com clastos pelíticos de até 5cm de diâmetro e, subordinadamente, de quartzo de até 1cm de diâmetro. Lâminas de estratificação cruzada podem mergulhar em sentidos diferentes, mas são predominantemente consistentes no sentido ENE (Figura 19a).

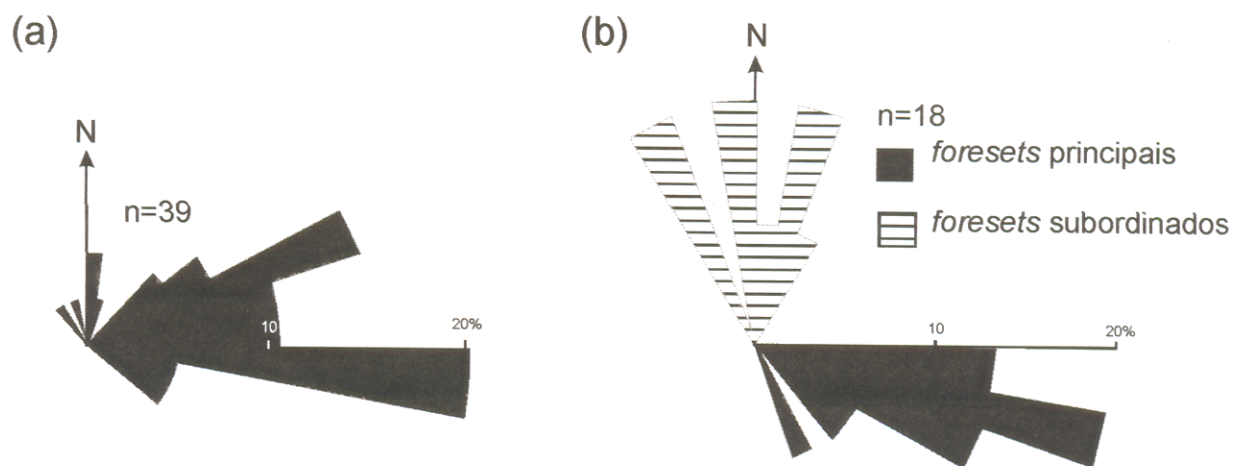


Figura 19. Sentidos de paleocorrente dos depósitos de canal de maré. (a) fácies At. (b) fácies Ac.

4.3.2. Arenito com estratificação cruzada composta (Ac)

A fácies Ac possui estratos cruzados de grande porte (*sets* de 0,8 a 3m de espessura) caracterizados pela presença de estratificações cruzadas de pequeno porte (*sets* <20cm de espessura) separadas pelos *foresets* da estrutura maior, que forma planos suavemente inclinados (<12°) (Figura 16a 5° paredão; Figura 20). Os estratos cruzados de pequeno porte são dos tipos acanalado e tabular e migram tanto no mesmo sentido como no sentido inverso (mais comum) em relação aos estratos principais (Figuras 20, 21b). Localmente há linhas de clastos ou finas

camadas (<3cm) de pelito recobrindo os *sets* da estrutura maior. Lâminas de pelito podem recobrir também os estratos cruzados subordinados (Figura 20b). Os planos de estratificação cruzada de grande porte apresenta geralmente sentido de mergulho para ESE, enquanto que a estratificação subordinada está orientada aproximadamente para norte (Figura 19b), mas pode acontecer localmente o inverso (Figura 20c).

4.3.3. Arenito com laminação cruzada (Al)

A fácies Al, já descrita nos depósitos de *shoreface* (4.2.5.), apresenta algumas variações nos depósitos de canal de maré: a base e o topo dos *sets* cruzados são retilíneos e não apresentam ângulo de cavalgamento (Figura 22). Neste caso, esta fácies ocorre, geralmente, sobreposta à fácies At (Figura 22b).

4.3.4. Interpretação

Os sedimentos depositados sob influência de maré podem apresentar estruturas relativamente complexas em função da atuação de processos trativos e de suspensão ligados a correntes reversas e intervalos de água parada (Klein 1970). Nestas circunstâncias, são característicos recobrimentos e pares de lama sobre estratos cruzados, variação cíclica de espessura de *foresets* (*tidal bundles*) causada pela variação de maré de sizígia e quadratura, e superfícies de reativação periodicamente repetitivas (Nio & Yang 1991). A atuação de correntes oscilatórias geradas por ondas pode interagir e mascarar a periodicidade da maré.

A fácies At, com seus ciclos *thinning-* e *fining-upward* delimitados na base por superfícies erosivas com *lag*, representa a migração de dunas em canais de maré/*tidal inlets*. A presença de correntes de maré nestes depósitos é atestada pelo bandamento de maré, superfícies de reativação abundantes e periodicamente espaçadas e pelas variações laterais de espessura dos bandamentos atribuídas a ciclos mensais de maré.

Nem sempre são marcantes os registros de parada da maré entre as enchentes e vazantes, quando então são depositadas as lâminas de lama. A falta do recobrimento de lama pode ocorrer quando não há material em suspensão ou quando a ação de ondas impede a deposição de lama (Dalrymple 1992). Na fácies At é mais comum haver o recobrimento apenas na parte médio-inferior dos *foresets* (Figura 18a). Segundo Allen (1980), o filme de lama depositado nos *foresets*

pode ser parcialmente ou quase totalmente removido, tanto pela corrente dominante quanto pela corrente subordinada, ficando preservado mais comumente sobre a parte inferior das lâminas. Neste caso, estão presentes superfícies de reativação.

Quando os recobrimentos pelíticos estão preservados, os bandamentos de maré (*tidal bundles*) são bem evidentes. Cada bandamento representa sedimento depositado na face de escorregamento (*slip face*) de uma forma de leito durante estágio de corrente dominante (Boersma¹ citado por Terwindt 1981; Nio & Yang 1991) e é separado do bandamento seguinte por uma lâmina de argila depositada durante a maré estofa ou por uma superfície de reativação gerada pela corrente subordinada (Visser 1980; Terwindt 1981; Mowbray & Visser 1984; Nio & Yang 1991). Quando a corrente subordinada deposita uma camada fina de areia, esta fica envolvida por lâminas de argila (*mud couplet*; Figuras 17b,c; 18b,c). O resultado é o agrupamento alternado de duas lâminas de areia e duas de lama, sendo uma das de areia bem mais espessa que a outra em reflexo à diferença entre os fluxos dominante e subordinado.

Pares de pelito (*mud couplets*) sobre estratos cruzados são gerados preferencialmente durante períodos intermediários de ciclos mensais de maré (entre maré de quadratura e sizígia) e considerados como critério seguro para reconhecer a influência de maré no registro geológico (Fenies *et al.* 1999). Na fácies At foram observados vários pares de pelito (Figura 18) na parte intermediária a inferior de *foresets* da estratificação cruzada. Entretanto, mais freqüentes são *mud drapes* simples ou porque os pares de pelito não são visíveis ou foram erodidos. A presença de pares de pelito na parte intermediária de *foresets*, como observado localmente na fácies At, é interpretada como originária da submaré (ver Visser 1980); pares de pelito podem ocorrer também na intermaré, mas neste caso apenas sobre os *bottomsets* da estratificação cruzada (Fenies *et al.* 1999).

Superfícies de reativação, resultantes da assimetria tempo-velocidade de correntes de maré, são mais um fator importante na identificação de depósitos de maré (Mowbray & Visser 1984). Quanto maior a atuação da corrente subordinada, maior será a erosão nos *foresets* relacionados à corrente dominante e maior o ângulo de discordância entre os *foresets* e a superfície de reativação. Durante a maré de sizígia, as superfícies de reativação são mais bem

¹ BOERSMA, J.R. 1969. Internal structure of some tidal megaripples on a shoal in the Westerschelde estuary, The Netherlands. *Geologie Mijnb*, 48: 409-414.

desenvolvidas e as de quadratura podem não ocorrer (Mowbray & Visser 1984). Nas fácies estudadas, as superfícies de reativação causam erosão dos recobrimentos pelíticos no topo dos *foresets* (Figura 17).

Os ciclos de maré de sizígia e quadratura geram variação cíclica na amplitude de maré e na energia da corrente que é traduzida em variações laterais cíclicas de espessura de *foresets*/bandamentos (Visser 1980; Boersma & Terwindt 1981; Kreisa & Moiola 1986; De Boer *et al.* 1989; Dalrymple 1992). Estas variações são percebidas nos depósitos estudados principalmente através dos recobrimentos pelíticos. A pouca quantidade e até ausência de recobrimento reflete períodos de maré sizígia, enquanto a maior densidade de recobrimento pelítico indica períodos de maré de quadratura. Isto acontece porque a maré de sizígia proporciona *bundles* mais espessos que tornam os recobrimentos pelíticos pouco ressaltados. Já na maré de quadratura, os *bundles* são mais delgados, permitindo maior proximidade dos filmes de lama, o que resulta em maior concentração de lama na estratificação. Na fase de sizígia, quando as correntes de maré são mais intensas, há maior capacidade de transportar carga de fundo (*bundles* mais espessos) e também de remover a película de lama que recobre os *foresets* (menos lama) e vice-versa para a fase de quadratura.

A orientação unidirecional dos estratos cruzados sugere grande assimetria entre as correntes de maré enchente e vazante (De Boer *et al.* 1989; Nio & Yang 1991), fato comum em ambientes de maré (Dalrymple 1992). Como os indicadores de paleocorrente apontam preferencialmente para ESE e a linha de costa na época da deposição era aproximadamente N-S (ver capítulo 5 e Figura 41) com continente a W, a corrente de maré que dominava nesses depósitos era a de maré vazante, que, segundo De Boer *et al.* (1989), representa normalmente a corrente dominante.

A fácies Ac é similar às *sandwaves* da classe 'V' descritas por Allen (1980). Na área de estudo, estas estruturas são de ocorrência restrita, desenvolvidas sobre a fácies At (canais de maré) e abaixo das fácies de *shoreface* (As, Aq, Af; Figura 16a). As *sandwaves* são estruturas encontradas em ambientes recentes de submaré, sendo formadas por ação de correntes reversas de maré, onde normalmente ambos os fluxos, vazante e enchente, são efetivos no transporte de material (Allen 1980; Dalrymple 1984). Mesmo com a importância dos dois fluxos de maré, há uma corrente dominante que determina a forma assimétrica da estrutura principal da *sandwave* e

uma subordinada que retrabalha o material dos flancos, gerando formas de leito que migram no sentido contrário à principal. Individualmente, as *sandwaves* podem ser dominadas tanto pela corrente de vazão quanto pela de enchente (Homewood & Allen 1981). As estratificações cruzadas compostas observadas migraram geralmente no sentido da corrente de vazão, i.e. para ESE, mas também foi registrado migração para NNW. As formas de leito subordinadas não migraram exatamente no sentido contrário à forma principal (Figura 19b), como seria de se esperar para o fluxo reverso de maré. O que se observa, na verdade, é uma diferença aproximada de 100° a 130° entre os sentidos de fluxo dominante e subordinado (Figura 19b). Divergência deste tipo foi deduzida por Mowbay & Visser (1984) no Oosterschelde, sudoeste da Holanda, com base no retrabalhamento produzido por corrente subordinada na base e no topo de *megaripples* geradas pela corrente dominante de maré. Se a corrente subordinada fosse perpendicular à face de deslizamento da estrutura principal, a base da estrutura estaria protegida. Como ocorre erosão na base, os autores concluíram que deve haver uma componente do fluxo subordinado paralela à face de deslizamento. Logo os sentidos dos fluxos dominante e subordinado não estariam necessariamente separados entre si por 180°.

A fácies Al aparece nos depósitos de maré recobrendo *sets* da fácies At. A diminuição da espessura dos *sets* e a gradação dos arenitos com estratificação cruzada tabular (At) para arenitos com laminação cruzada (Al) combina com uma sucessão de canal de maré, onde a lâmina d'água diminuiu e processos de tração (também diminuídos) geraram pequenas formas de leito que deram origem à laminação cruzada (*ripple cross-lamination*). Pode ocorrer ainda um pelito laminado sobre a fácies Al (Figura 22b) que representaria o final do ciclo de canal e a implantação de uma planície de lama.

4.4. DEPÓSITOS DE LAGUNA

Os depósitos de laguna possuem espessura superior a 5m nos afloramentos P1, P2, P3 e P4, mas são menos espessos ($\pm 1,5\text{m}$) nos demais afloramentos (P5, P9, P10, P11 e P12; Figura 1c; Apêndice 1). São constituídos pelas fácies Pl, Pd, PAd, Al (4.2.5.), Pf, Ae, As (4.2.1), Aq (4.2.2.) e At (4.3.1). Os depósitos de laguna encontram-se intercalados aos depósitos de canal fluvial e de *shoreface* e passam lateralmente para depósitos de canal de maré. São características

dos depósitos lagunares estruturas de deformação (Pd), intensa bioturbação localizada (Pl, Pd, PAd) e camadas fragmentadas (Pd).

4.4.1. Pelito laminado (Pl)

Esta fácies é formada por conjuntos de lâminas com espessuras centimétricas de argilito e siltito, contendo lâminas milimétricas de arenito muito fino a fino intercaladas. Estes depósitos formam camadas tabulares lateralmente contínuas com espessura de até 2,5m (Figura 16a 1º paredão; Figura 23). A fácies Pl apresenta porções intensamente bioturbadas, tendo principalmente registro do traço fóssil *Taenidium* (Figura 24).

4.4.2. Pelito deformado (Pd)

A fácies Pd é constituída de pelitos com estruturas deformacionais, tais como: camadas dobradas, fragmentadas, falhadas e maciças (Figuras 25, 26). As dobras presentes nesta fácies são de pequena dimensão (comprimento de onda inferior a 30cm) e, geralmente, isoladas, apresentando vergências aleatórias (Figura 26b). Camadas fragmentadas ocorrem intercaladas à camadas de pelitos e arenitos não fragmentados. Têm aspecto brechóide com os fragmentos angulosos se encaixando perfeitamente uns aos outros, preservando ainda o ajuste lateral (alto grau de *fitting*; Figura 27). As falhas têm traço subvertical e não ultrapassam os limites inferiores e superiores das camadas deformadas (Figura 26a). A fácies Pd passa lateral e bruscamente, através de planos bem definidos (falhas, fraturas), para pelitos laminados não deformados da fácies Pl.

4.4.3. Pelito/Arenito dobrado (PAd)

Esta fácies engloba pelitos e arenitos envolvidos em dobramentos suaves do acamamento. Os pelitos são finamente laminados e formam camadas (1-8cm de espessura) que alternam com lâminas/camadas (0,5-10cm de espessura) de arenito fino aparentemente maciças, formando conjuntos heterolíticos que podem chegar a mais de 2m de espessura (Figura 28a). Fragmentos vegetais milimétricos parcialmente oxidados foram observados nas lâminas areníticas. Os pares pelito/arenito formam gradações tanto normais quanto inversas. Há, localmente, camadas lenticulares mais espessas de arenito (0,1-1,5m de espessura) com estratificação cruzada nem sempre fácil de perceber devido ao estado muito friável da rocha (Figura 28b).

As dobras têm espessura apical e de flanco variáveis, freqüentemente adelgaçando-se nos anticlinais e espessando-se nos sinformes (Figuras 29a, 30). São simétricas e levemente assimétricas, tendo comprimento de onda e amplitude decrescentes lateralmente no mesmo nível e em direção ao topo do afloramento (Figuras 29, 30, 31a). A atenuação lateral das dobras, geralmente ocorre de forma mais expressiva para S-SE no afloramento (Figura 30b). Ao longo dos flancos das dobras, existem falhas normais com traços subverticais, planos aparentemente escalonados e de rejeito centimétrico a decimétrico (Figura 31b). No pacote dobrado, encontram-se ainda dobras centimétricas isoclinais recumbentes, desenvolvidas nos ritmitos da fácies PAd (Figura 31d)

Nos afloramentos P1 e P2, a base do pacote dobrado mostra-se plana, irregular e sub-horizontal, marcada por fragmentos pelíticos alongados esbranquiçados, internamente maciços e estirados lateralmente com comprimento de 5-15cm. Os fragmentos são envoltos em uma matriz arenosa fina de coloração amarelada, com laminação incipiente que tende a contornar os clastos, semelhante a uma matriz foliada em rochas cataclásticas incoesas (Figuras 29b,c). Quando observado o conjunto do afloramento (P3; Figura 30a), pode-se notar que aparentemente as dobras tendem a se ajustar às estruturas de *scour-and-fill* da fácies Af (4.2.3.) dos depósitos de *shoreface* sotopostos (Figura 30a). Localmente foram registrados contatos tipo *onlap* em escala métrica a decimétrica nos flancos das dobras maiores (Figura 31c).

4.4.4. Interpretação

A associação da fácies pelítica (Pl) com fácies areníticas lenticulares intercaladas, contendo estruturas geradas por fluxo combinado (fácies As, Aq, Al; Figura 23) e corrente de maré (fácies At; Figuras 18c, 26a), leva à interpretação de um ambiente costeiro protegido de baixa energia (lagunar) que episodicamente recebia a entrada de fluxos de alta energia (lobos de *washovers*, barras de canal de maré). O posicionamento espacial destes depósitos entre fácies continentais/costeiras (canal fluvial, ver 4.5.; canal de maré) e marinho raso (*shoreface*) é mais um indício para ambiência lagunar.

Lagunas são áreas de água rasa protegidas do mar por ilhas-barreira que normalmente estão associadas a uma grande variedade de subambientes, incluindo canais de maré/*tidal inlets*, praia e *shoreface*, dunas eólicas e *washovers*, deltas de maré e de cabeceira, planície de maré, etc,

e por causa desta diversidade são dificilmente reconhecidas no registro geológico (Ward & Ashley 1989; Carter *et al.* 1989). Depósitos de laguna propriamente ditos são formados predominantemente por sedimentos finos depositados a partir de suspensão em regiões protegidas, com eventuais lentes de areia ligadas a lobos de deltas de maré e de cabeceira, bem com a *washovers* introduzidos por tempestades (Plint & Walker² citado por Emery & Myers 1996; Devine 1991). Os pelitos laminados da fácies Pl refletiriam depósitos de centro de laguna, com material predominantemente de suspensão contendo lentes areníticas das fácies Aq, As, Al e At introduzidas episodicamente.

Durante eventos episódicos de tempestade, grande quantidade de sedimento é lançada para dentro da laguna em forma de lobos arenosos, resultantes de fluxos em lençol que ultrapassam a ilha barreira (Carson *et al.* 1988; Hayes³ citado por Reading & Collinson 1996; Andrews⁴ citado por Reading & Collinson 1996). As lentes de arenito que apresentam, de baixo para cima, estruturas geradas sob alta energia, como laminação quase-planar (Aq) e estratificação cruzada swaley (As), que passam para estruturas de baixa energia, como laminação cruzada (Al) (Figuras 23, 32), são atribuídas a depósitos de *washovers* formados por fluxos combinados de alta energia que gradualmente perderam a intensidade.

A lente de arenito com estratificação cruzada contendo indícios de atuação de correntes de maré (*mud drapes*, *mud couplets*, superfícies de reativação; fácies At) faz parte dos depósitos de canal de maré (ver 4.3.1.) que estão associados aos pelitos de laguna por fazerem a conexão do corpo d'água da laguna com o mar (*tidal inlets*). Esta lente poderia estar ligada ao canal de maré ou a barras de desembocaduras relacionadas a deltas de maré enchente (?), mas como foi observado apenas uma lente de 5m de comprimento e 40cm de espessura, não será possível chegar a conclusões seguras, além de que foi depositada sob influência de maré. A presença dessas lentes areníticas, depositadas sob influência de onda e maré, descarta a possibilidade dos pelitos (Pl) serem interpretados como depósitos de inundação fluvial.

² PLINT, A.G. & WALKER, R.G. 1987. Cardium Formation 8. Facies and environments of the Cardium shoreline and coastal plain in the Kakwa field and adjacent area, northwestern Alberta. Bull.Can.Petr.Geol. 35:48-64.

³ HAYES, M.O. 1967. Hurricanes as Geological Agents: case studied of Hurricanes Carla, 1961, and Cindy, 1963. Bureau of Economic Geology, Report of Investigations. 61, Austin, TX. 54p.

⁴ ANDREWS, P.B. 1970. Facies and genesis of a hurricane washover fan, St. Joseph Island, Central Texas Coast. Bureau of Economic Geology, Report of Investigations, 67, Austin, TX. 147p.

O posicionamento de camadas pelíticas deformadas (Pd) entre camadas não deformadas indica que estas perturbações foram geradas episodicamente durante ou logo após a sedimentação. A camada pelítica deve ter sofrido alguma ação externa que desencadeou o processo de liquefação/fluidificação e fragmentação de parte da camada, gerando as deformações plásticas e rúpteis (dobras convolutas, falhas, fraturas) observadas. A sobrecarga nas camadas pelíticas saturadas em água, choque sísmico e impacto e cisalhamento de ondas vigorosas são alguns fatores que podem ser responsáveis pelo desencadeamento desses processos (ver Lowe 1975; Mills 1983; Allen 1984). Como foi atestado a ação de ondas vigorosas (geradas provavelmente por sismos; ver capítulo 5) atuando nos depósitos de *shoreface*, é mais provável que tais deformações sejam relacionadas a processos sismogênicos.

O dobramento suave decamétrico observado nos depósitos de laguna (fácies PAd) difere das demais deformações pela dimensão e estilo, mas possui provavelmente o mesmo agente indutor. Características, tais como: (a) o plano com clastos pelíticos alongados na base do pacote dobrado, semelhante a um plano de deslizamento (*detachment*), abaixo do qual não há dobramento; (b) o padrão irregular das dobras (ausência de holomorfismo) e a restrição do dobramento a um nível do afloramento; (c) os contatos tipo *onlap* nos flancos das dobras (inconformidade angular); e (d) a atenuação do dobramento nas camadas pelíticas que sobrepõem as areníticas dobradas são desfavoráveis à interpretação de tectônica regional compressiva proposta por Borges *et al.* (1997). Os argumentos (a) e (c) são apontados por Woodcock (1979), entre outros, como critérios para reconhecer escorregamentos de massa (*slumping*). Assim, sugere-se que a fácies PAd sofreu deslocamento sob ação gravitacional ao longo do plano à base da fácies (Figuras 29b,c), gerando as dobras suaves.

Os escorregamentos podem ter ocorrido às margens da laguna, onde havia certa inclinação do substrato que garantia um gradiente suficiente para possibilitar escorregamentos de massa. Acredita-se que eventos sísmicos tenham desencadeado o processo de escorregamento.

Os níveis areníticos e pelíticos observados na fácies PAd refletem a alternância de processos de tração e suspensão ligados, possivelmente, a deltas de desembocadura/cabeceira e menos a deltas de maré, haja vista que estruturas de maré que caracterizam os últimos depósitos (ver 4.3.) não foram observadas. As camadas mais espessas de arenito representariam lobos, enquanto que camadas heterolíticas pelito/arenito seriam porções interlobos.

4.5. DEPÓSITOS DE CANAL FLUVIAL

Os depósitos de canal fluvial compreendem arenitos grossos a conglomeráticos, mal selecionados, subangulosos a subarredondados, divididos nas fácies At e Aa (afloramentos P9, P10, P11 e P13; Figura 1c; Apêndice). Níveis descontínuos de pelitos e de clastos de pelito ocorrem raramente. A espessura máxima medida dos depósitos fluviais é de 14m no afloramento P10 (Figura 16a 1º e 2º paredões).

4.5.1. Arenito com estratificação cruzada tabular (At)

A fácies At, descrita anteriormente nos depósitos de canal de maré (4.3.1.), apresenta algumas diferenças. Consiste, predominantemente, de arenitos grossos a conglomeráticos. Os arenitos conglomeráticos são constituídos de seixos subangulosos a sub-arredondados de quartzo e arenito com até 4cm de diâmetro e, mais raramente, de clastos de argilito alongados de até 15cm de comprimento (Figura 33a). Os arenitos apresentam estratificação cruzada tabular de pequeno e médio porte com *sets* de até 80cm de espessura (Figura 34), formando *cosets* de mais de 3m de espessura. Seixos ocorrem de forma dispersa ou acumulados em planos de *foresets* ou limitando *sets*. Camadas lenticulares de conglomerado chegam a espessuras decimétricas (10-20cm) e separam conjuntos de arenito com granodecrescência ascendente (*fining-upward*) e diminuição de espessura dos *sets* para cima (*thinning-upward*; Figuras 34b, 35). Pelitos são raros, sendo vistos apenas em níveis (<5cm) descontínuos e pouco extensos (1-2m). Algumas estruturas convolutas e dobras recumbentes ocorrem nos *sets* das estratificações cruzadas (Figuras 33b,c; 36), além de traços fósseis de *Taenidium*. No afloramento P10, foi percebido uma periodicidade de superfícies de reativação ao longo de alguns *sets* de estratos cruzados. Medidas do sentido de mergulho de planos de *foresets* estão distribuídas entre os quadrantes NE-SE (Figura 37a).

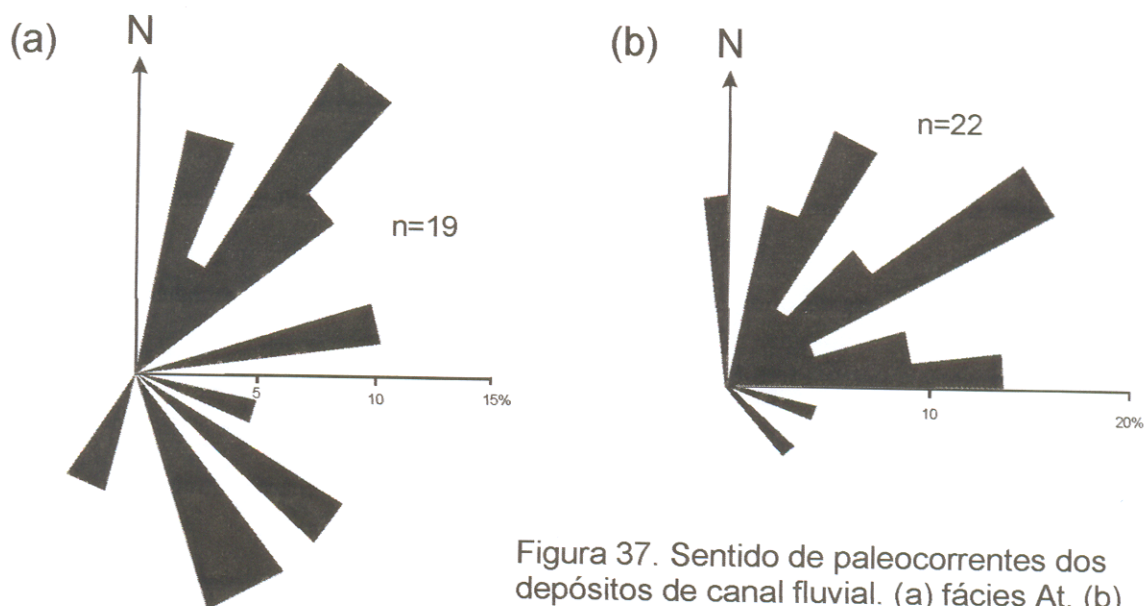


Figura 37. Sentido de paleocorrentes dos depósitos de canal fluvial. (a) fácies At. (b) fácies Aa.

4.5.2. Arenito com estratificação cruzada acanalada (Aa)

Esta fácies está bem exposta no afloramento P10 (Figura 16a), tendo arenitos grossos com estratificação cruzada acanalada de pequeno e médio porte (*sets* tabulares com 10-80cm de espessura; Figura 38). Seixos sub-arredondados, de até 2cm de diâmetro, podem ocorrer dispersos nos planos de *foresets* (Figura 39a) ou acumulados nos limites de *sets*. Notam-se nesta fácies ciclos granodecrescentes ascendentes (*fining-upward*) combinados a uma tendência de diminuição de espessura dos *sets* para cima (*thinning-upward*); em alguns casos aumenta a quantidade de níveis pelíticos também nesta direção (Figura 39b). Tais ciclos têm início com níveis de seixos de quartzo (*lag*) de diâmetro entre 1 e 4cm e terminam tanto com intensa bioturbação, que mascara estruturas preexistentes dando aspecto maciço à parte superior do pacote (Figura 40d), quanto com uma fina camada de argilito (<20cm), localmente erodida pelo ciclo seguinte. A bioturbação pode chegar a ser tão intensa que não é possível distinguir os traços fósseis, porém quando separados uns dos outros, estes mostram forma de tubos cilíndricos verticais de poucos milímetros de diâmetro com meniscos (*Taenidium*; Figuras 40a,b,e), com paredes nodosas (*Ophiomorpha*; Figura 40b) e paredes lisas (Figura 40d). Localmente, os *sets* de estratificação cruzada apresentam estruturas convolutas (Figura 40c). Medidas do mergulho de *foresets* indicam sentido de migração das formas de leito para NE (Figura 37b).

4.5.3. Interpretação

Os arenitos grossos a conglomeráticos das fácies At e Aa, dispostos em corpos tabulares contínuos lateralmente e apresentando ciclos de *fining-* e *thinning-upward*, são sugestivos de depósitos de canal fluvial dominado por carga de fundo. O predomínio de formas de leito 2D na fácies At e 3D na fácies Aa se deve, provavelmente, a variações no regime de fluxo (ver Cant & Walker 1978; Cudzil & Driese 1987).

Observadas nos afloramentos P9, P10 e P11, a intensa bioturbação no topo de ciclos de canal e as superfícies de reativação periodicamente espaçadas, sugerem proximidade costeira e alguma influência de maré para os depósitos fluviais. A posição distal destes, entre continente e mar, é também sustentada pela presença dos icnofósseis *Taenidium* e *Ophiomorpha* (ver Buatois & Mángano 1996). Além disso, a relação desta associação de fácies com os depósitos de laguna e canal de maré (Figura 16) reforça a possibilidade de interação dos processos costeiros (maré e onda) com os fluviais (ver Shanley *et al.* 1992). No entanto, por essas feições que sugerem influência de ambiente costeiro serem localizadas e discretas, esta associação de fácies ainda é considerada fluvial.

Por outro lado, no afloramento P13, os depósitos fluviais não apresentam tais feições de influência costeira, portanto, devem representar uma porção mais proximal do sistema fluvial. A distância (>8Km; Apêndice) do afloramento P13 em relação aos demais (P9, P10, P11) e o desnível de 40m (Apêndice 'a') explicaria esta diferença.

A presença de clastos de argila, observados esporadicamente, está relacionada à migração lateral do canal que provoca solapamento das margens e queda de material fino da planície de inundação. Blocos de diversos tamanhos despencam para o canal e são retrabalhados pela corrente, podendo desaparecer em algumas dezenas de metros (Collinson 1996; Gibling & Rust 1984). Registros da planície de inundação nos depósitos estudados são praticamente inexistentes, uma vez que foram observadas apenas finas camadas pelíticas descontínuas. Mas, num sistema dominado por carga de fundo e de alta energia, como por exemplo no sistema fluvial *braided*, é comum haver pouco registro de planície de inundação.

Camadas convolutas observadas nos depósitos fluviais são atribuídas aos processos gravitacionais que provocam o afundamento de camadas mais densas em camadas menos densas, deformando as estruturas primárias (convolução; ver Lowe 1975). As dobras recumbentes

ocorrem em vários ambientes, mas se desenvolvem particularmente bem em areias grossas de sedimentos aluviais e fluviais (Allen & Banks 1972). Estas têm gênese ligada a correntes densas cisalhantes (*drags*: fluidos com muito sedimento em suspensão) sobre camadas arenosas saturadas em água e são consideradas por alguns autores como ligadas a terremotos (Allen & Banks 1972; Lowe 1975; McKee⁵ *et al.* citado por Mills 1983; Allen 1984).

⁵ McKEE, E.D. 1962. Experiments on intraformacional recumbent folds in cross-bedding sand. U.S. Geol. Surv., *Prof. Pap.*, 450-D: 155-160.

5. MODELO DEPOSICIONAL - PALEOGEOGRÁFICO

Os Depósitos Itapecuru, estudados ao longo da Ferrovia Carajás, no trecho próximo a Açailândia/MA, mostram tendência transgressiva com arenitos grossos fluviais na base interdigitados com pelitos/arenitos de laguna que são sobrepostos por arenitos médios a finos de canal de maré e que passam finalmente para arenitos finos de *shoreface*.

A transgressão marinha na Bacia do Grajaú, vinda de norte-nordeste através principalmente da Bacia de São Luís, levou à formação de uma grande baía ou mar marginal no interior do Maranhão e nordeste do Pará (Figura 41a) sem que o Arco Ferrer-Urbano Santos, entre as duas bacias, apresentasse obstáculo para esta incursão marinha (Figura 41c). A direção da paleocosta cretácea local era aproximadamente NNW-SSE, inferida a partir de medidas de indicadores de paleofluxos. As paleocorrentes fluviais sugerem migração do sistema de WSW para ENE (Figura 37), assim como as dos depósitos de canal de maré, interpretadas como sendo de maré vazante (ver 4.3.4.; Figura 19). As estruturas geradas por fluxo combinado (estratificação cruzada *swaley*; fácies As) migravam aproximadamente para NE, ou seja, normal à linha de costa, no sentido *offshore* (Figura 7a). Estratificações cruzadas tabular de baixo ângulo (fácies Ab), formadas por correntes litorâneas, migravam aproximadamente para sul, paralelas à paleocosta.

Nos depósitos de *shoreface*, as estruturas como ECS (As), laminação quase-planar (Aq) e *scour-and-fill* de grande escala (Af) indicam uma paleocosta dominada por ondas vigorosas, enquanto que os depósitos pelíticos de laguna registram regiões protegidas, mas episodicamente perturbadas por estas ondas, como atestam lobos de *washover*. Canais de maré intermediavam a laguna e o *shoreface* através de ilhas-barreira que não ficaram preservadas. A presença de ambiente fluvial ligado a estes ambientes costeiros sugere a configuração de um sistema estuarino lagunar (p.e. Reinson 1992; Figura 41b). Este modelo assemelha-se, em parte, aos apresentados por Eriksson (1977), McCroy & Walker 1986, Cudzil & Driese (1987) e Rossetti (1996a).

Sem indícios perceptíveis de processos costeiros, o depósito fluvial no afloramento P13 parece marcar o limite setentrional da sedimentação continental, haja vista que os demais registros dos depósitos de canal a norte deste afloramento apresentam evidências de influência costeira em forma de superfícies de reativação periódicas e dos traços fósseis *Taenidium* e *Ophiomorpha*.

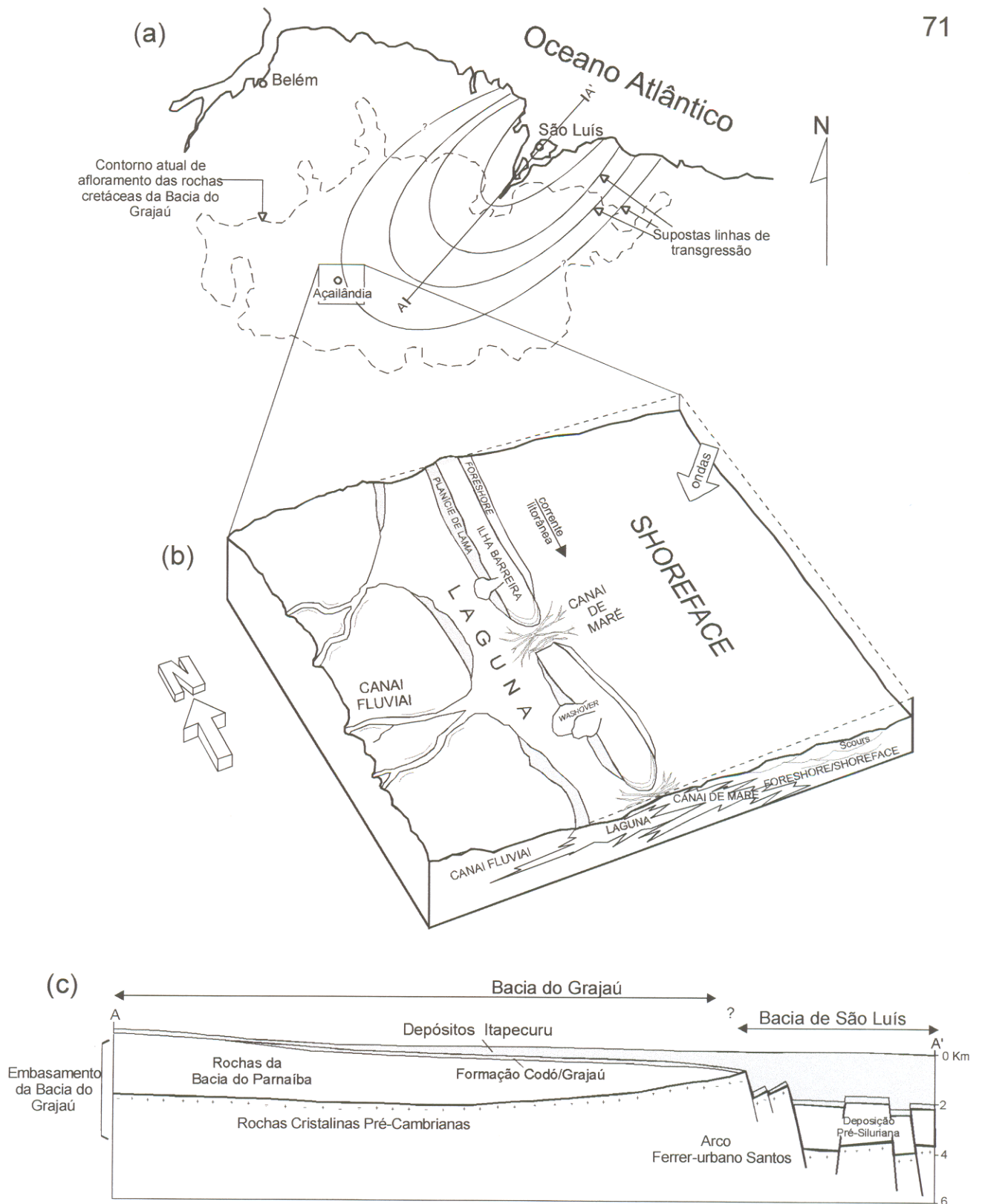


Figura 41. Modelo deposicional proposto para os Depósitos Itapecuru, com base nos dados obtidos próximo à Cidade de Açaílândia/MA. (a) Esquema da transgressão marinha proposta. (b) Sistema estuarino lagunar composto pelos subambientes: laguna, planície de lama, ilha barreira, washover, canais de maré, foreshore e shoreface, além de canais fluviais. (c) Seção A-A' (localização em 'a') mostra conexão existente entre as bacias do Grajaú e de São Luís durante a sedimentação Itapecuru (adaptado de Rezende & Pamplona 1970 e Azevedo 1991).

As camadas heterolíticas da fácies PAd devem, provavelmente, sua formação a deltas de cabeceira desenvolvidos na transição do sistema fluvial com a laguna. Variações sazonais no regime fluvial causariam o ritmo arenito/pelito pela variação de descarga sedimentar. Já os corpos lenticulares areníticos (Aq, As, Al, At), intercalados aos pelitos de laguna (Pl), marcariam momentos em que ondas vigorosas atravessavam a ilha-barreira, gerando leques de *washover* e retrabalhando areias dos próprios ambientes de ilha-barreira, e/ou formas de leito geradas pelas correntes de maré enchente que invadiam a laguna através dos canais de maré/ *tidal inlets*.

Os depósitos subaéreos de ilha-barreira são mais susceptíveis à erosão, sendo facilmente retrabalhados, ainda mais em períodos de subida relativa do nível do mar (ver Moslow 1984). Nessas condições, a porção subaérea do sistema, ao contrário dos depósitos submersos, tem baixo potencial de preservação e normalmente está ausente no registro geológico (Swift⁶ citado por Eriksson 1977; Kraft⁷ citado por Eriksson 1977; Cheel & Leckie 1990). A dinâmica de migração lateral dos canais de maré/*tidal inlets* é um fator a mais para a não preservação das ilhas-barreira.

As ondas vigorosas, que geraram os *scours* da fácies Af na *shoreface*, tinham grande capacidade de erosão. A sobreposição das estruturas *scour-and-fill* sugere frequência dos eventos, durante os quais grande parte do registro de tempo bom teria sido perdido. A magnitude das ondas que moldaram os depósitos estudados pode ser avaliada pelas estruturas geradas. Assim, estratificações cruzadas *swaley* e *hummocky*, laminação quase-planar e estratificação cruzada tabular de baixo ângulo presentes teriam suas formações ligadas a tempestades não necessariamente do tamanho de furacão, mas sim a tempestades menores e mais frequentes (ver Leckie & Walker 1982). Entretanto, a presença da estrutura *scour-and-fill* de grande escala (fácies Af) impõe a interpretação de atuação de ondas poderosas na Bacia do Grajaú, comparáveis às geradas por furacões, como responsáveis pela geração dessas estruturas. Mas invocar este tipo de tempestade gerado por ciclones tropicais é pouco prudente (Rossetti *et al.* no prelo), haja vista que a paleolatidade da área (<10° sul; Figura 42) no Cenomaniano (ver capítulo 6) era desfavorável a geração de tempestades oceânicas vigorosas (ver Duke 1985).

Outro agente capaz de gerar ondas poderosas requeridas para formar a estrutura *scour-and-fill* de grande escala é o de natureza tectônica, ou seja, eventos sísmicos causando *tsunamis*.

⁶ SWIFT, D.J.P. 1968. Coastal erosion and transgressive stratigraphy. *Journal of Geology*, 76:444-456.

Perturbações observadas, localmente, nos depósitos estudados (camadas convolutas, dobras recumbentes, fraturas, falhas, camadas maciças) são, potencialmente, registros de atividade tectônica da Bacia do Grajaú, cuja origem está ligada à abertura do Oceano Atlântico Sul (Góes *et al.* 1993; Góes & Coimbra 1996; Borges *et al.* 1997; Góes *et al.* 1999). De forma similar, Rossetti (1996a,b; 1997; no prelo) invocou a atuação de *tsunamis*, durante a deposição da Formação Alcântara com base no posicionamento paleogeográfico da bacia desfavorável à geração de tempestades oceânicas vigorosas e na presença de camadas convolutas, dobras recumbentes, estruturas em *ball-and-pillow*, *pillars*, diques, fraturas, falhas, entre outras, interpretadas como indícios de sismicidade. É possível que os *tsunamis* da Bacia do Grajaú tenham sido gerados na própria bacia ou mesmo na Bacia de São Luís.

As dobras que ocorrem nos depósitos de laguna (fácies PAd; afloramentos P1 a P5; ver 4.4.3.) formam um conjunto particular de estruturas no contexto da área estudada e suas características apontam origem por escorregamento de massa, possivelmente desencadeado, também, por processos sismogênicos.

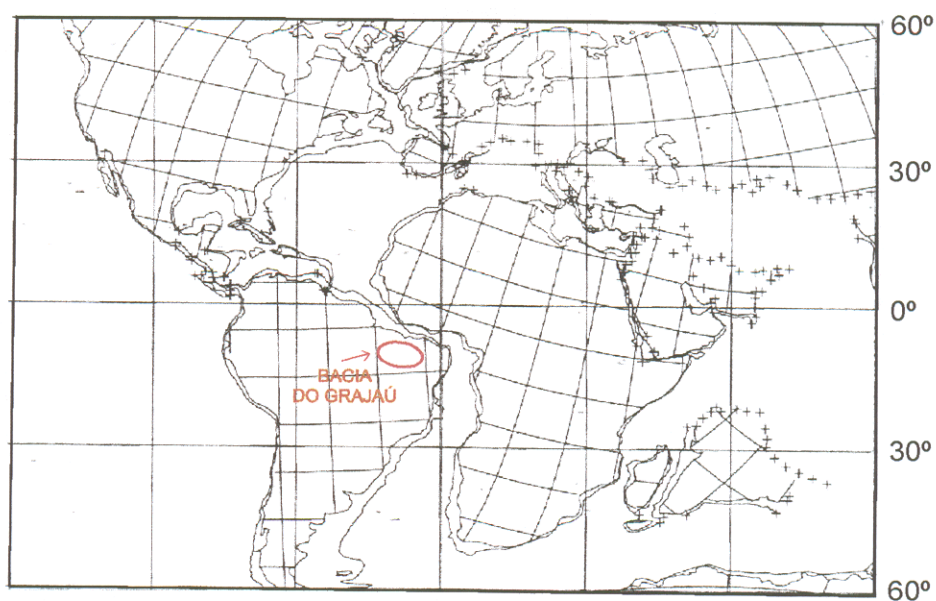


Figura 42. Posicionamento paleogeográfico dos continentes no Cenomaniano. Notar a localização da Bacia do Grajaú (em vermelho) próxima à linha do Equador. Baseado em Smith *et al.* (1982).

⁷ KRAFT, J.C. 1971. Sedimentary facies patterns and geologic history of a Holocene marine transgression. *Geological Society of America Bulletin*, 82: 2131-2158.

6 CORRELAÇÃO ESTRATIGRÁFICA

A conexão entre as bacias do Grajaú e de São Luís durante, pelo menos, parte da sedimentação cretácea como é documentado pela influência de maré nos Depósitos Itapecuru da região de Açailândia, é a base que permite estabelecer comparações entre as unidades sedimentares das duas bacias. As formações Codó, Grajaú e Itapecuru são encontradas nas duas bacias sob a mesma denominação e sempre foram diretamente correlacionadas. Todavia, esta última foi subdividida por Rossetti & Truckenbrodt (1997) em três unidades e elevada à categoria de grupo na Bacia de São Luís. Uma subdivisão correspondente a esta, até o momento, ainda não foi estabelecida para a Bacia do Grajaú.

O Grupo Itapecuru, na Bacia de São Luís, ficou constituído, da base para o topo, pela Unidade Indiferenciada e pelas formações Alcântara e Cujupe. A primeira ocorre em subsuperfície e não possui detalhamento. Na Formação Alcântara (Albiano-Cenomaniano) destacam-se as estruturas geradas por processos de tempestade e maré (estratificação cruzada *swaley/hummocky*, laminação ondulada, grandes estratificações cruzadas complexa e tabulares com recobrimentos de lama e superfícies de reativação), desenvolvidas na *shoreface* média e superior/*foreshore*, em canais de maré e na laguna/*washover* (Rossetti 1996a). A sedimentação da Formação Cujupe (Cretáceo-?Terciário Inferior), por outro lado, é caracterizada pela influência de maré documentada através de seus depósitos de canal de maré, baía de inframaré, barra de maré, baixios/planície de maré e delta de maré (Rossetti 1996a).

As descrições e interpretações apresentadas para os depósitos da área estudada, na Bacia do Grajaú, são indicativos de influência marcante de ondas vigorosas e menos de maré e apresentam estruturas similares às reconhecidas para a Formação Alcântara na Bacia de São Luís. Portanto, é possível correlacionar os sedimentos aqui tratados e denominados de Depósitos Itapecuru com os da Formação Alcântara (Figura 43), já que além das similaridades faciológicas o posicionamento estratigráfico é semelhante. Abaixo dos Depósitos Itapecuru encontra-se a Formação Codó (Aptiano), não aflorante, mas presente em subsuperfície (poço 2-IZ-1-MA), e acima as formações Ipixuna (Cretáceo Superior-?Terciário Inferior) e Barreiras (Mioceno-Plioceno). Além disso, o registro da presença do mar nas proximidades de Açailândia (450Km distante da atual costa atlântica) exigiu uma grande transgressão no Cretáceo, como a registrada entre o Albiano e o Turoniano (Haq *et al.* 1988; Kauffman & Hart 1995).

CRONOESTRATIGRAFIA		LITOESTRATIGRAFIA	
PERÍODO	Época	BACIA DE SÃO LUÍS	BACIA DO GRAJAÚ
TERCIÁRIO	Plioceno		Fm. Barreiras (Depósitos em paleovales) ?
	Mioceno	Fm. PIRABÁS Fm. BARREIRAS	
	Oligoceno		
	Eoceno		
	Paleoceno	?	?
CRETÁCEO	Maastrichtiano	GRUPO ITAPECURU	Fm. IPIXUNA
	Campaniano		
	Santoniano		
	Coniaciano		
	Turoniano		
	Cenomaniano	Fm. ALCÂNTARA	Dep. ITAPECURU
		UNIDADE INDIFERENCIADA	?
	Albiano		
	Aptiano	Fm. CODÓ / Fm. GRAJAÚ	Fm. CODÓ / Fm. GRAJAÚ
		Fm. BRAGANÇA Fm. BRAGANÇA	
Cretáceo inferior a Triássico			
PALEOZÓICO (*) E PRÉ-CAMBRIANO		EMBASAMENTO FADXA MÓVEL GURUPI CRATON DE SÃO LUÍS	EMBASAMENTO CRATON DE SÃO LUÍS CINTURÃO TOCANTINS-ARAGUAIA (*)BACIA DO PARNAÍBA

Figura 3. Correlação entre as cartas estratigráficas da Bacia de São Luís e da Bacia do Grajaú. Coluna da Bacia de São Luís compilada de Lima *et al.* (1994) e Rossetti & Truckenbrodt (1997); coluna da Bacia do Grajaú adaptada de Góes & Feijó (1994).

A Unidade Indiferenciada, que na Bacia de São Luís reúne a maior espessura do Grupo Itapecuru está, aparentemente, ausente a sudoeste da Bacia do Grajaú, na região de Açailândia. Isto se deve ao acunhamento que esta unidade sofre no sentido sul a partir da Bacia de São Luís; o perfil da Figura 41c demonstra isto. No poço 2-IZ-1-MA da Petrobrás, perfurado na Bacia do Grajaú, região de Imperatriz/MA (100Km sul de Açailândia), os Depósitos Itapecuru têm pouco mais de 20m de espessura, o que torna improvável uma equivalência estratigráfica direta com a Bacia de São Luís.

Neste contexto, a Formação Ipixuna, que é caracterizada por argilitos caulínicos e arenitos finos a grossos, também caulínicos, com abundante estratificação cruzada tabular e acanalada, pode ser correlacionada com a Formação Cujupe. Tal correlação já foi aventada por Rossetti & Truckenbrodt (1997) quando formalizaram o Grupo Itapecuru. Observações feitas na Formação Ipixuna a norte da área reforçam esta correlação, pois revelaram que os estratos cruzados apresentam, localmente, superfícies de reativação e recobrimentos pelíticos sugestivos de influência de maré, uma característica proeminente da Formação Cujupe.

Os sedimentos de fluxo gravitacional observados preenchendo paleovales entalhados nos Depósitos Itapecuru (ver 3.1.; Figura 3) são provavelmente cronocorrelatos da Formação Barreiras, pois contêm fragmentos de crosta laterítica de idade paleógena (Eoceno-Oligoceno; Kotschoubey *et al.* 1997).

7 CONCLUSÕES

Os Depósitos Itapecuru estudados ao longo da Ferrovia Carajás, próximos à cidade de Açailândia, no domínio da Bacia do Grajaú, são produtos de quatro ambientes deposicionais: *shoreface*, canal de maré, laguna e canal fluvial. Estes integram um sistema estuarino lagunar que episodicamente era atingido por ondas vigorosas responsáveis pela geração de estratificações cruzadas *swaley* e *hummocky*, laminação quase-planar, estratificação cruzada tabular de baixo ângulo e, principalmente, de estruturas *scour-and-fill* de grande escala. O registro de estruturas geradas por correntes de maré, incluindo *sandwaves* e estratos cruzados com recobrimento pelítico e variação cíclica de espessura de *foresets*, é restrito, mas indica que houve conexão deste sistema deposicional com o Oceano Atlântico através, principalmente, da Bacia de São Luís. A Bacia do Grajaú, neste período, fazia parte provavelmente de uma ampla baía ou um mar marginal que abrangeria, aproximadamente, as atuais áreas aflorantes dos Depósitos Itapecuru nas bacias do Grajaú, São Luís e Bragança-Visau.

As ondas vigorosas que afetaram o *shoreface* são interpretadas como de origem sísmica, devido à situação paleogeográfica desfavorável à geração de furacões (baixa latitude, <10° sul), e à presença de estruturas deformacionais em grande parte dos depósitos (camadas convolutas, fraturadas, falhadas e maciças). Tal interpretação é compatível com a história das bacias cretáceas da Região Nordeste ligada à abertura do Oceano Atlântico.

As dobras decamétricas (comprimento de onda entre 10-20m) nos depósitos de laguna, anteriormente interpretadas como resultantes de uma tectônica regional compressiva (inversão da Bacia do Grajaú; Borges *et al.* 1997), são o produto de escorregamentos de massa (*slumping*), possivelmente desencadeados por processos sismogênicos, haja vista que as dobras exibem padrão irregular não holomórfico e estão restritas a um único nível estratigráfico.

Apesar da falta de fósseis para datação, a idade dos Depósitos Itapecuru estudados pode ser considerada Albiano Superior-Cenomaniano com base na correlação com os depósitos faciologicamente similares da Formação Alcântara do Grupo Itapecuru, Bacia de São Luís. Esta idade é sustentada também pela posição estratigráfica dos Depósitos Itapecuru entre a Formação Codó (Aptiano Superior) e a Formação Ipixuna (Cretáceo Superior-?Terciário Inferior), bem como pelo fato de a grande transgressão responsável pela origem das fácies costeiras dos

Depósitos Itapecuru ser, provavelmente, idêntica à transgressão cenomaniense conhecida mundialmente.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AGUIAR, G.A. 1971. Revisão geológica da Bacia Paleozóica do Maranhão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25. São Paulo. *Anais...* SBG. v.3, p.113-122.
- ALLEN, J.R.L. 1980. Sand waves: a model of origin and internal structure. *Sedimentary Geology*, 26: 281-328.
- ALLEN, J.R.L. 1984. *Sedimentary structures: their character and physical basis*. Amsterdam, Elsevier Science Publishers. Vol. 2, 663p.
- ALLEN, J.R.L. & BANKS, N.L. 1972. An interpretation and analysis of recumbent folded deformed cross-bedding. *Sedimentology*, 19: 257-283.
- ALLEN, P.A. & UNDERHILL, J.R. 1989. Swaley cross-stratification produced by unidirectional flows, Bencliff Grit (Upper Jurassic), Dorset, UK. *Journal of the Geological Society of London*, 146: 241-252.
- ALMEIDA, H.G.; MARINHO, P.A.; MARTINS, R.C. 1995. Programa Levantamento Geológicos Básicos do Brasil. Folha SB-22.X-D-C Marabá. Serviço Geológico do Brasil-CPRM. 113p.
- ARNOT, M.J.; GOOD, T.R.; LEWIS, J.J.M. 1997. Photogeological and image-analysis techniques for collection of large-scale outcrop data. *Journal of Sedimentary Research*, 67: 984-987.
- ARNOTT, R.W.C. 1993. Quasi-planar-laminated sandstone beds of the Lower Cretaceous Bootlegger Member, North-Central Montana: evidence of combined-flow sedimentation. *Journal of Sedimentary Petrology*, 63: 488-494.
- 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.
- AZEVEDO, R.P. 1991. *Tectonic evolution of Brazilian Equatorial Continental Margin Basins*. University of London. (Tese de Doutorado). 455p.
- BIGARELLA, J.J. & BECKER, R.D. 1975. Topics for discussion: ciclicity of the landforms. *Boletim Paranaense de Geociências*, 33: 216-223.
- BOERSMA, J.R. & TERWINDT, H.J. 1981. Neap-spring tide sequences of intertidal shoal deposits in a mesotidal estuary. *Sedimentology*, 28: 151-170.
- BORGES, M.S.; COSTA, J.B.S.; HASUI, Y.; FERNANDES, J.M.G. & BERMEGUY, 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.
- BUATOIS, L.A. & MÁNGANO, M.G. 1996. Icnologia de ambientes continentales: problemas y perspectivas. Asociación Paleontologica Argentina, *Publicación Especial 4*. Buenos Aires. p. 5-30.
- CAMPBELL, D.F.; ALMEIDA, L.A.; SILVA, S.O. 1949. Relatório preliminar sobre a geologia da Bacia do Maranhão. *Boletim do Conselho Nacional do Petróleo*, 1: 1-160.
- CANT, D.J.; WALKER, R.G. 1978. Fluvial processes and facies sequences in the sandy braided South Saskatchewan River, Canada. *Sedimentology*, 25: 625-648.
- CARSON, B.; ASHLEY, G.M.; LENNON, G.P.; WEISMAN, R.N.; NADEAU, J.E.; HALL, M.J.; FAAS, R.W.; ZEFF, M.L.; GRIZZLE, R.E.; SCHUEPFER, F.E.; YOUNG, C.L.; MEGLIS, A.J.; CARNEY, K.F.; GABRIEL, R. 1988. Hidrodynamics and sedimentation in a

- back-barrier lagoon-salt marsh system, Great Sound, New Jersey-A summary. *Marine Geology*, 82:123-132.
- CARTER, R.W.G.; FORBER, D.L.; JENNINGS, S.C.; ORFORD, J.D.; SHAW, J.; TAYLOR, R.B. 1989. Barrier and lagoon coast evolution under differing relative sea-level regimes: examples from Ireland and Nova Scotia. *Marine Geology*, 88:221-242.
- CHEEL, R.J. & LECKIE, D.A. 1990. A tidal-inlet complex in the Cretaceous epeiric sea of North America: Virgelle Member, Milk River Formation, southern Alberta, Canada. *Sedimentology*, 37: 67-81.
- 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.
- CHEEL, R.J. & MIDDLETON, G.V. 1993. Directional scours on a transgressive surface: examples from the Silurian Whirlpool sandstone of southern Ontario, Canada. *Journal of Sedimentary Petrology*, 63: 392-397.
- COLARES, J.Q.S. & CAVALCANTI, V.M.M. 1990. Litofácies e sistemas deposicionais da Formação Itaipuru na porção centro-oeste do Estado do Maranhão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36. Natal. *Anais... SBG*. v. 1, p. 150-155.
- COLLINSON, J.D. 1996. Alluvial sediments. In: READING, H.G. (ed.). *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*. London, Blackwell Science. p.37-81.
- CORDANI, U.G.; BRITO NEVES, B.B.; FUCHS, R.A.; PORTO, R.; THOMAZ FILHO, A.; CUNHA, F.M.B. da. 1984. Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. *Ciência, Técnica, Petróleo. Seção Exploração do Petróleo*, 15: 20-27.
- CUDZIL, M.R. & DRIESE, S.G. 1987. Fluvial, tidal and storm sedimentation in the Chilhowee Group (Lower Cambrian), northeastern Tennessee, USA. *Sedimentology*, 34: 861-883.
- CUNHA, B.C.C. & DEL'ARCO, J.O. 1988. Variação faciológica da Formação Itaipuru na região de Santa Inês-MA. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35. Belém. *Anais... SBG*. v. 2, p. 765-772.
- CUNHA, F.M. & CARNEIRO, R.G. 1973. Carta geológica da Bacia do Parnaíba, Escala 1:250.000. PETROBRÁS/DNPM.
- DALRYMPLE, R.W. 1984. Morphology and internal structure of sandwaves in the Bay of Fundy. *Sedimentology*, 31: 365-382.
- DALRYMPLE, R.W. 1992. Tidal depositional systems. In: WALKER, R.G. & JAMES, N.P. (ed.) *Facies model: response to sea level change*. Ontario, Geological Association of Canada. p. 219-263.
- DeBOER, P.L.; OOST, A.P.; VISSER, M.J. 1989. The diurnal inequality of the tide as a parameter for recognizing tidal influences. *Journal of Sedimentary Petrology*, 59: 912-921.
- DEVINE. 1991. Transgressive origin of channelled estuarine deposits in the Point Lookout Sandstone, northwestern New Mexico, a model for Upper Cretaceous, cyclic regressive parasequences of the U.S. Western Interior. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 75: 1039-1063.
- DOTT, R.H.Jr. & BOURGEOIS, J. 1982. Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences. *Geological Society of America Bulletin*, 93: 663-680.
- DUKE, W.L. 1985. Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes, and intense winter storm. *Sedimentology*, 32:167-194.

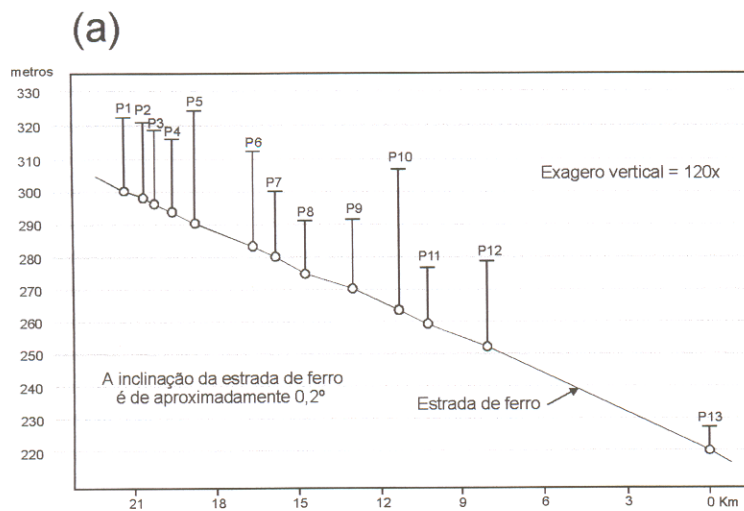
- DUKE, W.L.; ARNOTT, R.W.C.; CHEEL, R.J. 1991. Shelf sandstone and hummocky cross-stratification: new insights on a stormy debate. *Geology*, 19: 625-628.
- EMERY, D. & MYERS, K. 1996. *Sequence stratigraphy*. Oxford, Blackwell Science. 297p.
- ERIKSSON, K.A. 1977. Tidal deposits from the Archaean Moodies Group, Barberton Mountain, South Africa. *Sedimentary Geology*, 18: 257-281.
- FENIES, H.; RESSEGUIER, A.; TASTET, J.P. 1999. Intertidal clay-drape couplets (Gironde estuary, France). *Sedimentology*, 46: 1-15.
- FRANCISCO, B.H.R.; LOEWENSTEIN, P.; SILVA, O.F.; SILVA, G.G. 1971. Contribuição à geologia da Folha de São Luís (SA-23), no Estado do Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*. Nova Série. 17: 1-40.
- GIBLING, M.R. & RUST, B.R. 1984. Channel margins in a Pennsylvanian braided fluvial deposit: the Morien Group near Sydney, Nova Scotia, Canada. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54:773-782.
- GÓES, A.M. 1981. *Estudo sedimentológico dos Sedimentos Barreiras, Ipixuna e Itapecuru, no nordeste do Estado do Pará e noroeste do Maranhão*. Centro de Geociências-Universidade Federal do Pará (Tese de Mestrado). 55p.
- GÓES, A.M. 1995. *A Formação Poti (Carbonífero Inferior) da Bacia do Parnaíba*. Instituto de Geociências-Universidade de São Paulo. (Tese de Doutorado). 171p.
- GÓES, A.M.O. & FEIJÓ, F.J. 1994. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 8: 57-67.
- GÓES, A.M. & COIMBRA, A.M. 1996. Bacias sedimentares da Província Sedimentar do Meio-Norte do Brasil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5. Belém. *Boletim de Resumos Expandidos*. SBG/NO. p. 186-187.
- GÓES, A.M.O.; TRAVASSOS, W.A.S.; NUNES, K.C. 1993. Projeto Parnaíba - reavaliação da bacia e perspectivas exploratórias. Belém, Petrobrás, v.1 (relatório interno).
- GÓES, A.M.; ROSSETTI, D.F.; COIMBRA, A.M. 1999. A Bacia do Grajaú, Estado do Maranhão, Brasil. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 5. Serra Negra. *Boletim de Resumos Expandidos*. UNESP. P. 255-259.
- HAQ, B.V.; HARDENBOL, J.; VAIL, P.R. 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. In: WILGUS, C.K. et al. (eds.), sea level changes: an integrated approach. Society of Economic Paleontologist Special Publication. 42: 71-108.
- HOMEWOOD, P. & ALLEN, P. 1981. Wave-, tide-, and current-controlled sandbodies of Miocene Molasse, Western Switzerland. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 65: 2534-2545.
- JUPIASSÚ, A.M.S. 1970. Madeira fóssil - *Humiriaceae* de Irituia, Estado do Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*. Nova Série Geologia, 14: 1-12.
- KAUFFMAN, E.G.; HART, M.B. 1995. Cretaceous bio-events. In: WALLISER, O.H. (ed). 1996. Global events and event stratigraphy. Berlin, Springer-Verlag. 285-312.
- KEGEL, W. 1965. A estrutura geológica do nordeste do Brasil. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineração*. DNPM, 227: 1-47.
- KLEIN, G.deV. 1970. Depositional and dispersal dynamics of intertidal sand bars. *Journal of Sedimentary Petrology*, 40:1095-1127.

- KOTSCHOUBEY, B ; TRUCKENBRODT, W.; HIERONYUS, B . 1997. Bauxite deposits of Paragominas. In: CARVALHO, A; BOULANGÉ, B; MELFI, A.J.; LUCAS, Y. (ed.). *Brazilian Bauxites*. São Paulo. USP, FAPESP. Paris: ORSTOM. p. 75-106.
- KREISA, R.D. & MOIOLA, R.J. 1986. Sigmoidal tidal bundles and other tide-generated sedimentary structures of the Curtis Formation, Utah. *Geological Society of America Bulletin*, 97:381-387.
- LECKIE, D.A. & WALKER, R.G. 1982. Storm- and tide-dominated shorelines in Cretaceous Moosebar-Lower Gates Interval-Outcrop equivalents of deep Basin gas trap in western Canada. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 66: 138-157.
- LIMA, E.A.M. & LEITE, J.F. 1978. Projeto estudo global dos recursos minerais da Bacia Sedimentar do Parnaíba-integração geológica-metalogenética. Recife, DNPM/CPRM. 2v.
- LIMA, H.P.; ARANHA, L.G.F.; FEIJÓ, F.J. 1994. Bacias de Bragança, São Luís e Graben de Ilha Nova. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 8: 111-116.
- LISBOA, M.A.R. 1914. The Permian geology of northern Brazil. *America Journal Science*, 37: 425-443.
- LOWE, D.R. 1975. Water escape structures in coarse-grained sediments. *Marine Geology*, 22:157-214.
- 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.
- McKEE, E.D. & WEIR, G.W. 1953. Terminology for stratification and cross-stratification in sedimentary rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 64: 381-389.
- McKIE, T. 1994. Geostrophic versus friction-dominated storm flow: paleocurrent evidence from the Late Permian Brotherton Formation, England. *Sedimentary Geology*, 93: 73-84.
- MESNER, J.C. & WOOLDRIDGE, L.C. 1964. Maranhão Paleozoic Basin and Cretaceous coastal basins, North Brazil. *Bulletin Association of Petroleum Geologists*, 48: 1476-1512.
- MILLS, P.C. 1983. Genesis and diagnostic value of soft-sediment deformation structures: a review. *Sedimentary Geology*, 35: 83-104.
- MOSLOW, T.F. 1984. Depositional model of shelf and shoreline sandstones. *Continuing Education Course Note Series*. AAPG. 102p.
- MOWBRAY, T.de & VISSER, M.J. 1984. Reactivation surfaces in subtidal channel deposits, Oosterschelde, Southwest Netherlands. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54: 811-824.
- 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.
- NIO, S.D. & YANG, C.S. 1991. Diagnostic attributes of clastic tidal deposits: a review. In: SMITH, D.G.; REINSON, G.E.; ZAITLIN, B.A.; RAHMANI, R.A. (ed.) *Clastic tidal sedimentology*. *Canadian Society of Petroleum Geologists*. Memoir 16, p. 3-28.
- NØTTVEDT, A. & KREISA, R.D. 1987. Model for the combined-flow origin of hummocky cross-stratification. *Geology*, 15: 357-661.
- PETRI, S. & FÚLFARO, V.J. 1983. *Geologia do Brasil*. São Paulo, T.A. Queiroz Editora. 631p.
- PLINT, A.G. 1996. Marine and nonmarine systems tracts in fourth-order sequences in the Early-Middle Cenomanian, Dunvegan Alloformation, Northeastern British Columbia, Canada. In: HOWELL, J.A. & AITKEN, J.F. (ed.). *High resolution sequence stratigraphy: innovations and applications*. *Geological Society Special Publication*, 104: 159-191.

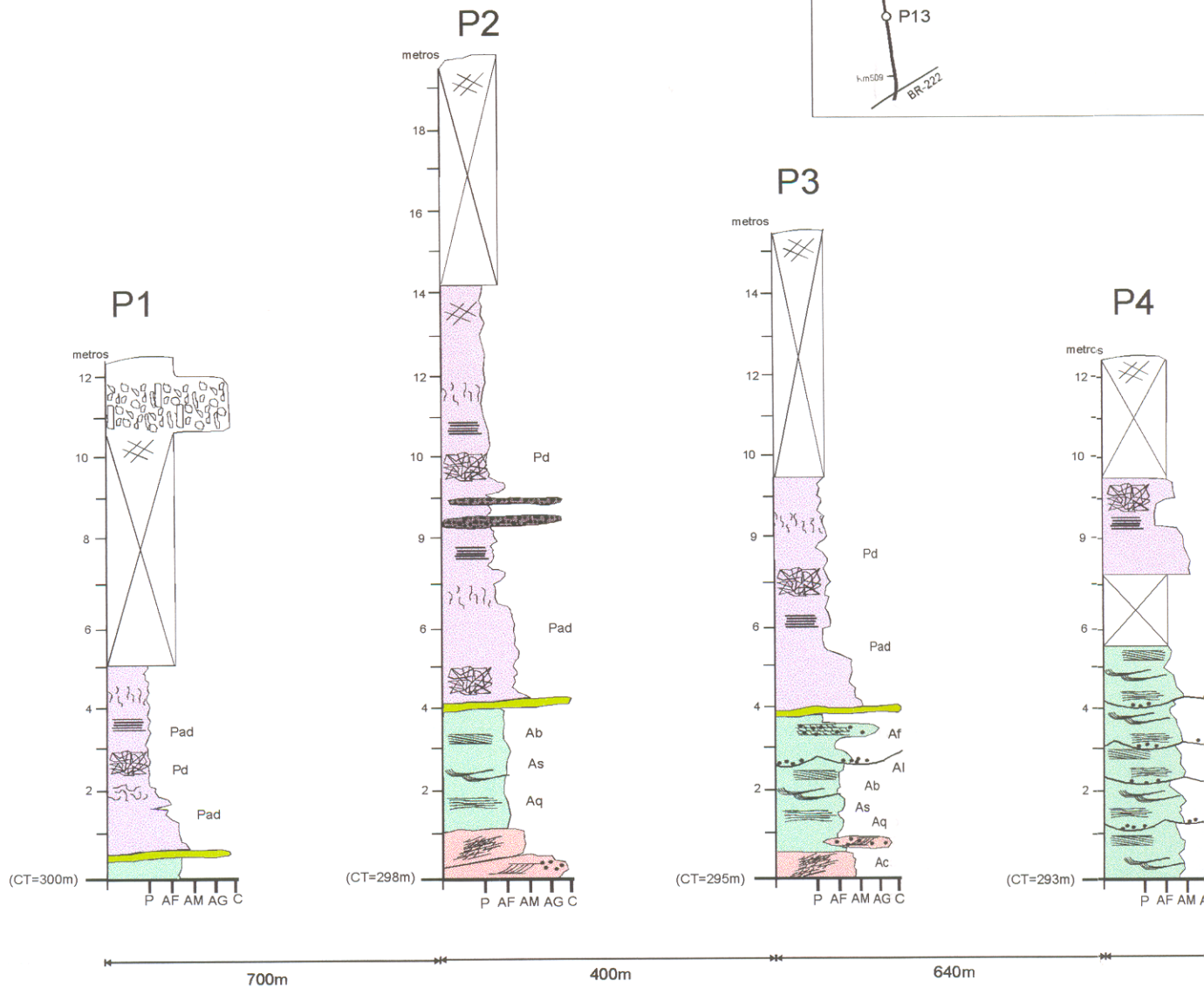
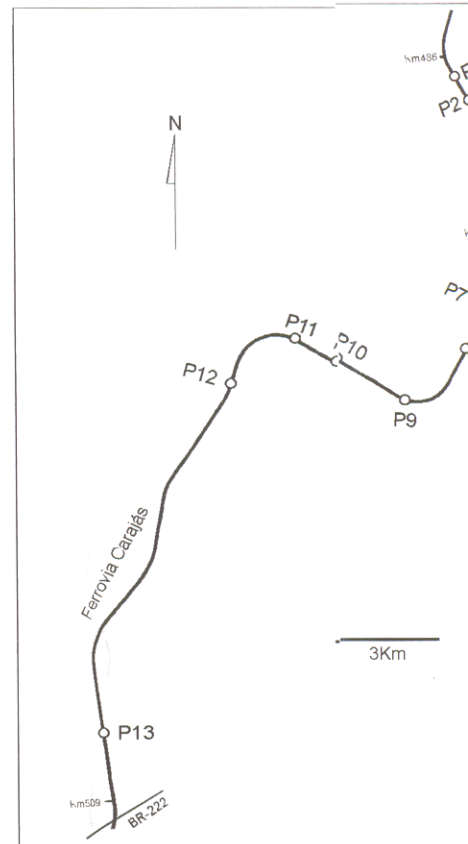
- RAMALHO, R. 1981. Geomorfologia. In: CONSELHO INTERMINISTERIAL DO PROGRAMA GRANDE CARAJÁS. *Programa grande Carajás: aspectos físicos, demográficos e fundiários*. IBGE. Rio de Janeiro. p. 7-8.
- READING, H.G. & COLLINSON, J.D. 1996. Clastic coasts. In: READING, H.G. (ed.) *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*. Cambridge, Blackwell Science. p. 154-231.
- REINSON, G.E. 1992. Transgressive barrier island and estuarine systems. In: WALKER, R.G. & JAMES, N.P. (ed.) *Facies models: response to sea level change*. Ontario, Geological Association of Canada. p. 179-194.
- REZENDE, W.M. & PAMPLONA, H.R.P. 1970. Estudo do desenvolvimento do Arco Ferrer-Urbano Santos. *Boletim Técnico da Petrobrás*, 13: 5-14.
- ROSSETTI, D.F. 1996a. *Facies analysis and sequence stratigraphic significance of the Upper Itapecuru Formation, São Luís Basin, Northern Brazil*. Department of Geological Sciences-University of Colorado. (Tese de doutorado). 203p.
- ROSSETTI, D.F. 1996b. Sequence stratigraphy and depositional evolution of the Itapecuru Formation (Later Cretaceous) in the São Luís Basin, northern Brazil. *Acta Geológica Leopoldensia*, 19:111-126.
- 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.S. (ed.) *Contribuição à geologia da Amazônia*, Editora Falângola, p. 241-283.
- ROSSETTI, D.F. 1997b. Sismic-induced disturbances in Late Cretaceous rocks of the São Luís Basin, Maranhão State, Brazil. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, série Ciências da Terra*. 9: 3-20.
- ROSSETTI, D.F. 1997c. Internal architecture of mixed tide- and storm-influenced deposits: an example from the Alcântara Formation, Northern Brazil. *Sedimentary Geology*, 114:163-188.
- ROSSETTI, D.F. Sediment deformation structures in Late Albian to Cenomanian deposits, São Luís Basin, Northern Brazil: evidence for paleoseismicity. *Sedimentology*, (no prelo).
- ROSSETTI, D.F. & TRUCKENBRODT, W. 1997. Revisão estratigráfica para os depósitos do Albiano-Terciário (?) na Bacia de São Luís. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Série Ciências da Terra*, 9: 29-41.
- ROSSETTI, D.F.; GÓES, A.M.; TRUCKENBRODT, W.; ANAISSE Jr, J. Tsunami-induced large scale scour-and-fill structures in late Albian to Cenomanian deposits of the Grajaú Basin, Northern Brazil. *Sedimentology*. (no prelo).
- SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. (coords.). 1981. Mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. Escala 1:2.500.000. Brasília, DNPM.
- SHANLEY, K.W.; McCABE, P.J.; HETTINGER, R.D. 1992. Tidal influence in Cretaceous fluvial strata from Utah, USA: a key to sequence stratigraphic interpretation. *Sedimentology*, 39: 905-930.
- SMITH, A.G.; HURLEY, A.M.; BRIDEN, J.C. 1982. *Paläokontinentale Weltkarten des Phanerozoikums*. Stuttgart, Enke Verlag. 102p.
- SOUTHARD, J.B.; LAMBIE, J.M.; FEDERICO, D.C.; PILE, H.T.; WEIDMAN C.R. 1990. Experiments on bed configurations in fine sands under bidirectional purely oscillatory flow, and the origin of hummocky cross-stratification. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60: 1-17.

- 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.
- TERWINDT, J.H.J. 1981. Origin and sequences of sedimentary structures in inshore mesotidal deposits of the North Sea. In: NIO, S.D.; SHÜTTENHELM, R.T.E.; VAN WEERING, Tj.C.E. (ed.). Holocene marine sedimentation in the North Sea Basin. *Special Publication of International Association of Sedimentologists*, 5: 4-26.
- VISSER, M.J. 1980. Neap-spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale bedform deposits: a preliminary note. *Geology*, 8:543-546.
- WALKER, R.G., DUKE, W.L.; LECKIE, D.A. 1983. Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences: Discussion and reply. *Geological Society of America Bulletin*, 94: 1245-1251.
- WARD, L.G. & ASHLEY, G.M. 1989. Introduction: coastal lagoonal systems. *Marine Geology*, 88:181-185.
- WIZEVICH, M.C. 1991. Photomosaics of outcrops: useful photographic techniques. In: MIALL, A.D. & TYLER, N. (ed.). *The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery*. Tulsa, Society for Sedimentary Geology. p. 22-24 (Concepts in Sedimentary and Paleontology, 3).
- WOODCOCK, N.H. 1979. Sizes of submarine slides and their significance. *Journal of Structural Geology*, 1: 137-142.
- YAGISHITA, K.; ARAKAWA, S.; TAIRA, A. 1992. Grain fabric of hummocky and swaly cross-stratification. *Sedimentary Geology*, 78: 181-189.

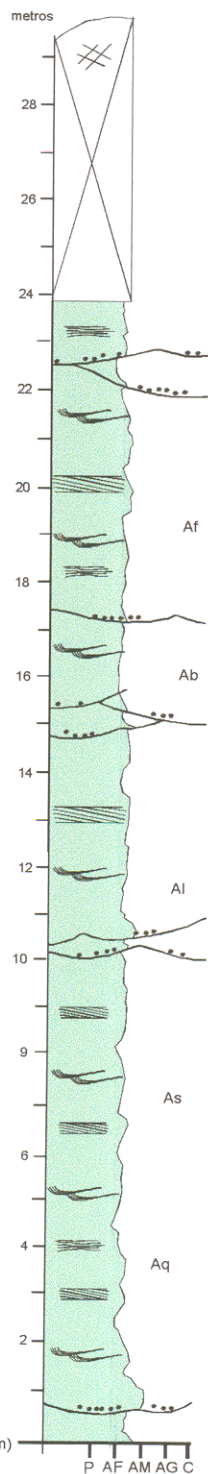
APÊNDICE



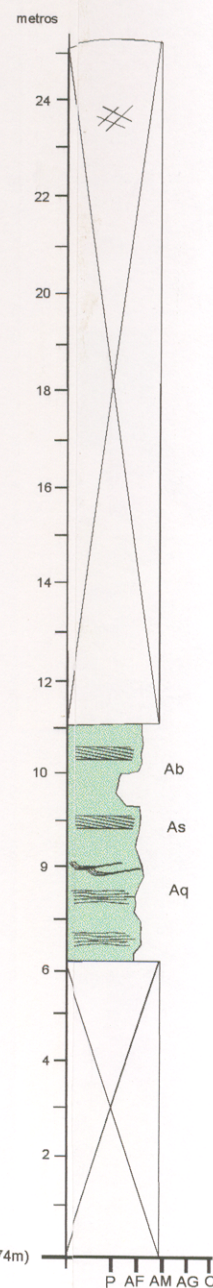
(b)



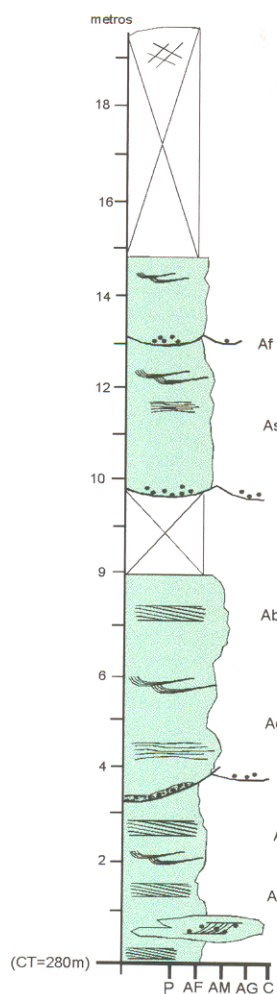
P6



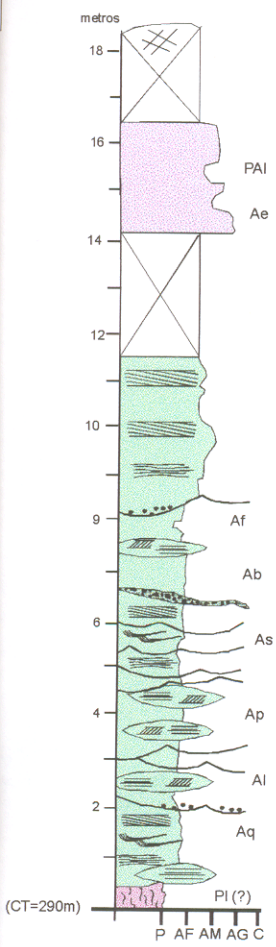
P8



P7



P5



2.100m

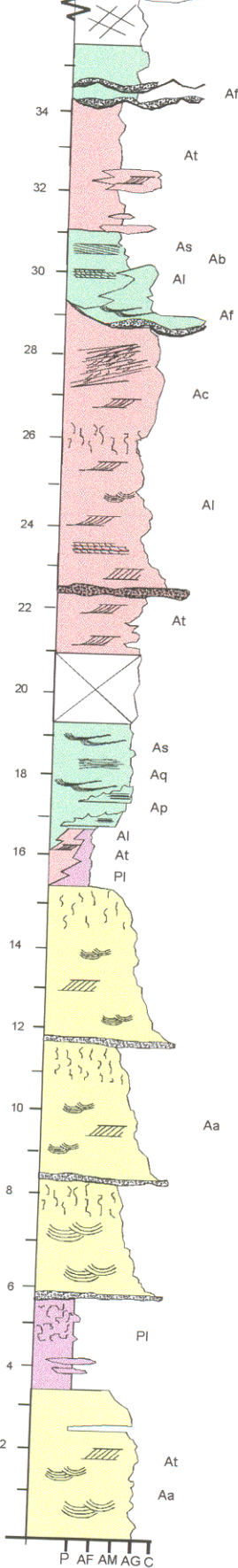
800m

1.050m

1.750m



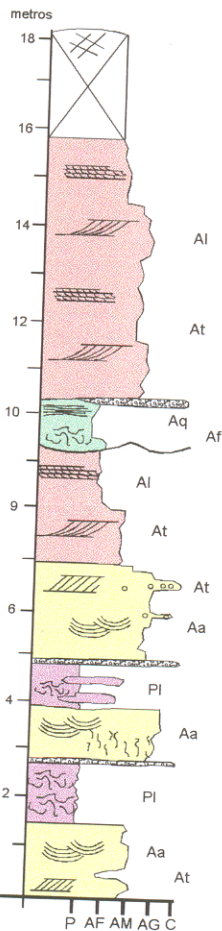
P10



(CT=263m)

P AF AM AG C

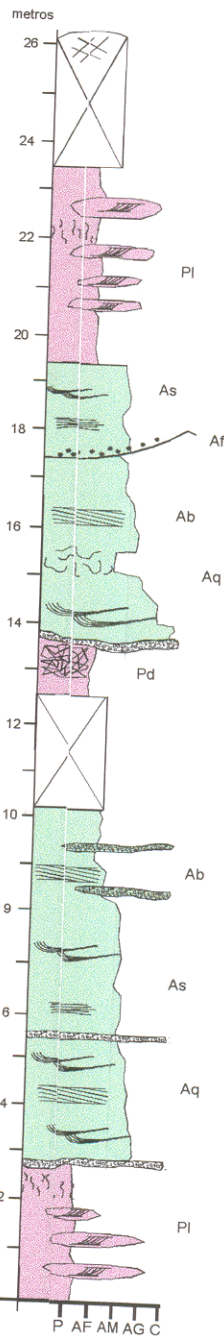
P11



(CT=259m)

P AF AM AG C

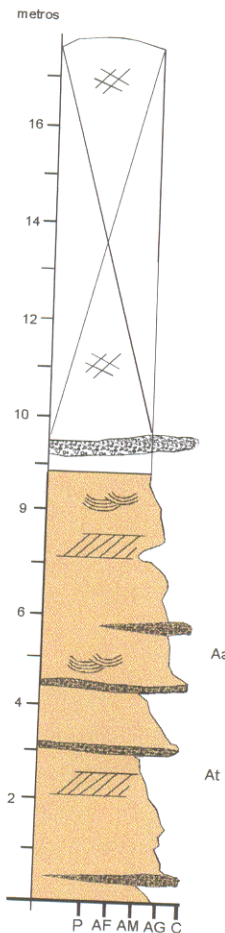
P12



(CT=252m)

P AF AM AG C

P13



(CT=220m)

P AF AM AG C



(c)



Apêndice. Perfis estratigráficos dos afloramentos estudados. (a) posicionamento topográfico dos perfis; vista em perfil. (b) distribuição dos afloramentos (P1-P13) ao longo do trecho estudado da Ferrovia Carajás; vista em planta. (c) legendas para as simbologias utilizadas nos perfis.