CARACTERIZAÇÃO PALEOAMBIENTAL DE DEPÓSITOS ALBIANOS NA BORDA SUL DA BACIA DE SÃO LUÍS-GRAJAÚ: MODELO DE DELTA FLUVIAL INFLUENCIADO POR TEMPESTADE

DILCE DE FÁTIMA ROSSETTI¹ & ANA MARIA GÓES²

Abstract PALEOENVIRONMENTAL CHARACTERIZATION OF ALBIAN DEPOSITS FROM SOUTHERN SÃO LUÍS-GRAJAÚ BASIN: A STORM-INFLUENCED FLUVIAL DELTA MODEL Exposures of Albian deposits in the Grajaú-Arame area, southern São Luís-Grajaú Basin, are documented for the first time in this paper. In that area, a composite section up to 135 m thick traced over 70 km of horizontal distance, allowed the recognition of six depositional environments, including: delta front (mouth) bar, distal bar/prodelta, upper shoreface/foreshore, interdistributary bay/crevasse, fluvial channel and distributary channel. A deltaic system influenced by storms is proposed with basin on: 1. facies characteristics typical of deltaic deposits; 2. architectural arrangement of facies association into an overall prograding succession; 3. well-developed lobate or sigmoidal sandstones forming bodies up to 6 m thick in the deposits representative of mouth bar setting; 4. abundance of small- and large-scale combined-flow generated structures (such as wave-scour, swaley cross-stratification, undulating parallel lamination, quasi-planar cross stratification, cross strata with undulating set boundaries and abundant reactivation surfaces and mud drapes); and 5. abundance of soft-sediment deformation structures, attesting high rates of sediment deposition. Palaeocurrent data show a main northeastward-oriented dip direction for the delta system, which prograded into a marine-influenced basin, as suggested by the ichnological assemblage including *Thalassinoides*, *Skolithos*, *Ophiomorpha*, *Planolites*, *Teichichnus* and *Taenidium*. The interpretation provided in this paper lead to suggest a basinwide incursion of a broad, epicontinental-like sea over the São Luís-Grajaú Basin during the Albian.

Keywords: paleoenvironment, delta, storm, facies, São Luís-Grajaú Basin

Resumo Exposições de depósitos albianos na área de Grajaú-Arame, borda sul da Bacia de São Luís-Grajaú são documentados pela primeira vez neste trabalho. Nesta área, uma seção geológica com cerca de 135 m de espessura, traçada ao longo de uma distância horizontal de aproximadamente 70 km, permitiu o reconhecimento de seis ambientes deposicionais, incluindo-se: barra de frente deltaica (desembocadura), barra distal/prodelta, *shoreface* superior/foreshore, bacia interdistributária/crevasse, canal fluvial e canal distributário. Um sistema deltaico influenciado por tempestades é proposto aqui com base nas seguintes evidências: 1. características faciológicas, com ambientes deposicionais típicos de sistemas deltaicos; 2. arranjo espacial das associações de fácies em padrão geral progradante; 3. presença de arenitos em lobos ou sigmoides bem desenvolvidos, formando corpos de até 6 m de espessura nos depósitos de barra de desembocadura; 4. abundância de estruturas de pequeno e grande porte geradas por fluxo combinado, tais como feições de escavamento por onda, estratificação cruzada *swaley*, laminação paralela ondulante, laminação cruzada quase-planar, estratos cruzados com limite de *sets* ondulantes, abundantes superfícies de reativação e recobrimentos argilosos; e 5. abundância de estruturas deformacionais sin-sedimentares, atestando alta taxa de sedimentação. Dados de paleocorrente demonstram mergulho deposicional principal para nordeste para este sistema deltaico, o qual progradou em uma bacia com influência marinha, como sugerido pela assembléia icnológica representada por *Thalassinoides*, *Skolithos*, *Ophiomorpha*, *Planolites*, *Teichichnus* e *Taenidium*. Este trabalho propõe a incursão de um amplo mar epicontinental sobre a Bacia de São Luís-Grajaú durante o Albiano.

Palavras-chave: paleoambientes, delta, tempestade, fácies, Bacia de São Luís-Grajaú

INTRODUÇÃO Depósitos albianos na Bacia de São Luís-Grajaú ocorrem ao longo de toda sua extensão, onde apresentam espessuras médias de 500-800 m no depocentro. Estes depósitos, genericamente referenciados de Unidade Indiferenciada (Rossetti & Truckenbrodt 1997), representam cerca de 60-70% do preenchimento sedimentar da Bacia de São Luís-Grajaú, o que por si só, atesta sua grande relevância para o entendimento da evolução sedimentar cretácea no norte do Brasil. Apesar desta importância, existem poucos trabalhos enfocando estes depósitos albianos

(p.e., Rossetti 2001), particularmente no que concerne à caracterização faciológica e análise da arquitetura deposicional na escala de afloramentos, visando-se reconstruir a história de deposição e erosão.

Exposições de rochas albianas são particularmente expressivas nas bordas da Bacia de São Luís-Grajaú, porém, dada sua grande extensão areal (>250.000 km²), existem áreas que permanecem completamente sem registro na literatura. Este é o caso dos depósitos expostos em cortes de estrada ao longo da Rodovia Transmaranhense, localizados entre Grajaú e Arame (Fig. 1).

1 - Museu Paraense Emílio Goeldi, Coordenação de Pesquisa e Pós-Graduação Av. Perimetral, 1191 Terra Firme CP 399 Cep 66077-530 Belém-PA e-mail: rossetti@museu-goeldi.br

2 - Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Campus do Guamá S/N CP 1611 Cep 66075-110 Belém-PA e-mail: góes@ufpa.br

Naquele trecho ocorrem inúmeras exposições com qualidade adequada à análise faciológica, cujo registro se faz, pela primeira vez, neste trabalho. Além de possuir uma boa representatividade vertical que perfaz cerca de 135 m de espessura (Fig. 2), os depósitos albianos desta área destacam-se por conter estruturas primárias excepcionalmente bem preservadas, constituindo-se em uma excelente oportunidade para estudar os processos sedimentares e ambientes deposicionais representativas do período Albiano na Bacia de São Luís-Grajaú. Com isto, torna-se possível a caracterização de um modelo deposicional para os depósitos albianos expostos na borda sul desta bacia. Este trabalho mostra que a área se constitui em um excelente exemplo de sistema deposicional deltaico do tipo fluvial, onde parte dos depósitos foi retrabalhada sob ação de ondas de tempestade. Os dados permitem, ainda, discutir um modelo paleogeográfico preliminar para a Bacia de São Luís-Grajaú durante o Albiano.

ABACIA DE SÃO LUÍS-GRAJAÚ A Bacia de São Luís-Grajaú localiza-se a norte da Bacia intracratônica do Parnaíba, tendo sido destacada desta através da Antéclise Xambioá-Alto Parnaíba (Góes & Coimbra 1996, Góes & Rossetti 2001; Fig. 1). A Bacia do Grajaú, previamente referida como Bacia de Codó, foi interpretada como resultante de processos ligados à subsidência térmica (Azevedo 1991). Entretanto, sua gênese está provavelmente ligada à da Bacia de São Luís, que resultou de esforços combinando cisalhamento puro e transcorrência, associados à formação de um sistema *rift* intracontinental abandonado (Azevedo 1991, Góes & Rossetti 2001) desenvolvido ao longo da Margem Equatorial Brasileira durante o processo de separação dos continentes africano e sul-americano, no Jurássico Superior/Cretáceo Inferior. A Bacia do Grajaú representa, assim, a continuidade sul da Bacia de São Luís, representando uma depressão rasa marginal ao contexto de *grabens* intracontinentais, representados pelo Sistema de *Graben* do Gurupi (Azevedo 1991). Esta bacia esteve individualizada da Bacia de São Luís até o Albiano através da presença de *horst* intrabacinal representado pelo Arco Ferrer Urbano-Santos, sendo que à partir do Cretáceo Superior esta estrutura deixou de funcionar como barreira divisora da sedimentação (Góes & Rossetti 2001).

O preenchimento sedimentar da Bacia de São Luís-Grajaú é representado por três seqüências deposicionais de segunda ordem (Fig. 2A). A Seqüência Depositional S1, que inclui as formações Codó e Grajaú (Neoaptiano/Eoalbio), consiste em 450 m de arenitos, folhelhos e, subordinadamente, calcários e evaporitos, formados, de norte para sul, em ambientes marinho raso, lacustre e flúvio/deltaico. A Seqüência Depositional S2, correspondente à Unidade Indiferenciada eo/mesoalbiana (Rossetti & Truckenbrodt 1997), possui cerca de 500 m de depósitos arenosos e argilosos também atribuídos a ambientes marinho raso e flúvio/deltaico. A Seqüência Depositional S3 (Mesoalbiano/Neocretáceo) constitui-se em aproximadamente 600-800 m de argilitos e arenitos formados em vales estuarinos incisos. Estes depósitos incluem a porção superior da Unidade Indiferenciada, bem como as formações Alcântara (Neoalbiano/Cenomaniano) e Cujupe (Neocretáceo?) que ocorrem na borda norte da Bacia de São Luís-Grajaú (Rossetti & Truckenbrodt 1997).

Apesar de ainda não datados, admite-se idade albiana para os depósitos documentados na área Grajaú-Arame, dada sua ocorrência diretamente sobre folhelhos negros, calcários e evaporitos da Formação Codó, de idade Neoaptiana, e subjacente a depósitos caulínicos da Formação Ipixuna, do Cretáceo Superior ou depósitos estuarinos miocênicos da Formação Barreiras. Além disto, como será descrito abaixo, estes depósitos albianos mostram grande similaridade faciológica com outros depósitos datados do Eo?mesoalbiano ocorrentes na borda leste da Bacia de São Luís-Grajaú, entre Codó e Coroatá (Rossetti *et al.* 2001), os quais estão inseridos na Seqüência Depositional S2 acima mencionada.

DESCRIÇÃO FACIOLÓGICA Os depósitos albianos expostos entre Grajaú e Arame compõem uma sucessão sedimentar siliciclástica quartzosa a pouco feldspática (grãos feldspáticos em geral <15%) de aproximadamente 135 m de seção vertical (Fig. 2B), que se estende ao longo de uma distância horizontal de cerca de 70 km. Seis associações de fácies (A a F) foram reconhecidas e atribuídas aos seguintes ambientes deposicionais (em ordem de abundância): barra de frente deltaica, barra distal/prodelta, baía *shoreface* superior/*foreshore*, baía interdistributária/*crevasse*, canal distributário e canal fluvial. Estes depósitos acham-se

Figura 1 - Localização da área de estudo no sul da Bacia de São Luís-Grajaú.

Figura 2 - A) Sucessões sedimentares cretáceas da Bacia de São Luís-Grajaú. B) Perfil litoestratigráfico composto representativo dos depósitos albianos expostos na Rodovia Transmaranhense, entre Grajaú e Arame.

espacialmente arranjados de forma a configurar uma sucessão progradacional, representada pela sobreposição de associações de fácies de barra distal/prodelta e baía interdistributária/crevasse por associações de fácies progressivamente mais proximais (i.e., barra de frente deltaica, canal distributário e canal fluvial).

Associação de fácies A (barra de frente deltaica) Esta associação de fácies (Figs. 3A-D e 4 A-C) domina na área de estudo, perfazendo cerca de 40% do total dos depósitos albianos analisados. A litologia dominante consiste em arenito com granulometria fina a média e bem selecionada, ocorrendo secundariamente camadas delgadas (<0,15 m de espessura) de

siltitos arenosos e argilitos siltosos (Fig. 3A). Estes depósitos formam corpos com geometria lobada ou sigmoidal contendo, na escala de afloramento, cerca de 6 m de espessura e até 150 m de extensão lateral (Fig. 3B). Estes depósitos possuem bases bruscas (planares ou levemente erosivas) ou, mais comumente, gradacionais. Neste último caso, configuram-se ciclos granocrescentes ascendentes, o que é seguido pelo aumento na espessura dos estratos (Figs. 3C,D). Internamente, lobos e sigmoides são compostos pelo amalgamamento de corpos lenticulares inferiores a 0,3-0,5 m de espessura e poucos metros de extensão lateral. Traços fósseis são pouco freqüentes nestes estratos e, quando presentes, consistem em raros tubos de escape

Figura 3 - Associação de fácies A: barra de frente deltaica. A) Perfil litoestratigráfico ilustrando padrão típico granocrescente e com espessamento acendente (ver legenda na figura 2). B) Arenito representativo de parte de um grande corpo com geometria sigmoidal (tracejado), o qual é internamente composto por vários lobos amalgamados com espessuras médias de 0,40 m. C) arranjo dos arenitos consistindo de um intervalo inferior com ciclos de espessamento ascendente, terminando no topo por espesso pacote de lobos amalgamados. D) Detalhe de um ciclo de espessamento ascendente.

Figura 4 - Associação de fácies A: barra de frente deltaica. A) Arenito com estratificação cruzada tabular típica desta associação de fácies. B) Laminação cruzada cavalgante em sentidos opostos. C) Arenito com deformação em dobras convolutas.

do tipo *Skolithos*.

Os arenitos desta associação de fácies mostram domínio de estratos cruzados acanalados e tabulares de médio porte (espessura dos *sets* em torno de 0,2-0,4 m; Fig. 4A). Estratificações sigmoidais dominam localmente nos corpos arenosos com geometria sigmoidal. Os siltitos arenosos e argilitos siltosos acham-se interdigitados aos arenitos, ocorrendo em camadas <0,2 m de espessura, que internamente mostram alternâncias de laminação cruzada e plano-paralela. Localmente, os lobos arenosos podem ser inteiramente constituídos de laminação cruzada, principalmente do tipo cavalgante. Marcas de onda simétricas e assimétricas são

freqüentes nos estratos desta associação de fácies, particularmente no topo dos lobos e sigmoides, onde ocorrem também laminações plano-paralelas, suavemente ondulantes, e laminações cruzadas de fluxo combinado (Fig. 4B). Um aspecto característico da associação de fácies A é a presença freqüente de estruturas de deformação penecontemporânea. Estas incluem dobra convoluta (Fig. 4C), *ball and pillow*, acamamento recumbente, dique de areia, chama e cúspide. Medidas de paleocorrente obtidas dos estratos cruzados indicam fluxos orientados predominantemente para nordeste e leste, com modas subordinadas para noroeste, sul e sudeste (Fig. 5).

A presença de lobos e sigmoides amalgamadas, estratificação sigmoidal e a abundância de laminações cruzadas cavalgantes, sugerem que a associação de fácies A foi depositada em ambiente não confinado e sujeito a elevado influxo sedimentar. O arranjo granocrescente ascendente, acompanhado de aumento na espessura dos estratos, como registrado em alguns lobos, revela sedimentação com caráter progradacional. Tais condições ocorrem naturalmente em associação com barras de desembocadura desenvolvidas em ambiente de frente deltaica, como documentado em vários exemplos no registro geológico (p.e., Imperato *et al.* 1988, Sha & de Boer 1988, Sha 1990). A abundância de estruturas deformacionais penecontemporâneas atesta forte perturbação do sedimento ainda em estado inconsolidado ou semi-consolidado (p.e., Johnson 1977, Mills 1983, Elliot 1986, Van Loon & Brodzkowski 1987). Vale ressaltar que apesar dessas estruturas deformacionais mostrarem muitas similares com estruturas similares ligadas a eventos paleossísmicos registradas em outros depósitos albianos da Bacia de São Luís-Grajaú (p.e., Rossetti 1999, Rossetti & Góes 2000, Rossetti *et al.* 2000), neste caso não ocorrem evidências suficientes que justifiquem tal interpretação. Além disto, contrariamente ao ambiente proposto naquelas áreas, a presente sucessão representa um sistema deposicional naturalmente favorável a instabilidades gravitacionais devido à rápida desaceleração do fluxo com sobrecarga de depósitos arenosos em sedimentos mais finos da bacia receptora (p.e., Coleman 1988, Orton & Reading 1993, Glover & O'Beirne 1994).

A presença de laminações plano-paralelas ondulantes, marcas de onda simétricas e laminações cruzadas de fluxo combinado no topo dos lobos, mostra retrabalhamento por fluxos orbitais (p.e., de Raaf *et al.* 1977). A escassez de traços fósseis, com presença ocasional de feições de escape, é atribuída à rápida sedimentação e forte influência fluvial, consistente com ambiente de desembocadura de distributários.

Associação de fácies B (barra distal/prodelta) Esta associação (Figs. 6A-D) perfaz cerca de 30% do volume total de depósitos expostos entre Grajaú e Arame, sendo caracterizada por lentes e camadas de arenito intercaladas por siltito arenoso e argilito siltoso laminado e pelito bioturbado, os quais ocorrem subjacentes ou lateralmente interdigitados com a associação de fácies A (Figs. 6A,B). O arenito é fino a siltico e ocorre sob forma de lentes de até 50 cm de espessura (em geral, 10 a 15 cm de espessura) e vários metros de extensão lateral, cujas bases podem ser tanto bruscas e erosivas, quanto gradacionais com as litologias mais finas intercaladas (Fig. 6C). As mesmas estruturas observadas nas barras de desembocadura de distributário estão presentes nestes depósitos, com prevalência de laminações cruzadas, alternadas com laminações plano-paralelas. Além disto, as lentes de arenito podem mostrar laminação e/ou estratificação cruzada com abundantes reativações internas e com limites de *sets* fortemente

Figura 5 - Medidas de paleocorrentes obtidas a partir de estratificações cruzadas dos depósitos de barras de frente deltaica (A), shoreface superior/foreshore (B) e canal fluvial (C).

ondulantes, que gradam lateralmente a laminações paralelas ondulantes. Os siltitos arenosos e argilitos siltosos também mostram estratificações/laminações paralelas ondulantes e internamente truncantes bem desenvolvidas (Fig. 6D). Ocasionalmente, laminações ondulantes ligeiramente convexas para cima estão presentes. Além disto, observam-se nestes estratos pequenas feições de escavamento formando depressões rasas, ressaltadas na base por marcas de onda simétricas e assimétricas. Pelitos bioturbados ocorrem em camadas tabulares de até 30 cm de espessura, cujos topos podem ser truncados pelos estratos subjacentes. Traços fósseis dos tipos *Thalassinoides*, *Diplocraterion*, *Asterossoma*, *Teichichnus* e *Planolites* (Fig. 7A,B) foram reconhecidos nesta fácies, porém a bioturbação pode ser tão intensa que traços individuais tornam-se de difícil identificação. Estruturas de deformação por sobrecarga, incluindo-se *pillows* (conectadas e desconectadas) e estruturas em chama são feições comuns próximo ao contato entre as lentes de arenito e os argilitos.

Onde ocorre passagem gradacional das fácies arenosas para as fácies mais finas formam-se sucessões tanto com granocrescência (Fig. 6A), como com granodecrescência ascendente. Depósitos granocrescentes organizam-se em intervalos de até 4 m de espessura contendo camadas de arenito mais espessas na base, que se tornam gradativamente mais delgadas, até desaparecerem, para o topo (Fig. 8). Estes intervalos podem ser capeados por camadas de argilito bioturbado. Um outro arranjo estratal que ocorre nesta associação de fácies é representado pela repetição de intervalos com 0,05-0,3 m de espessura de arenito fino com laminação cruzada e/ou siltito laminado na base que grada diretamente para cima a pelito bioturbado (Fig. 9).

A associação de fácies B registra ambiente deposicional com menor energia comparativamente à associação de fácies A, sendo caracterizado por deposição a partir de suspensões interrompida pelo influxo periódico de areia. Esta característica, combinada ao relacionamento faciológico que mostra interdigitação com depósitos de barra de desembocadura, levaram à sua atribuição a ambiente de barra distal/prodelta. Além da presença de litologias com granulometrias mais finas, a ocorrência de bioturbação nestes depósitos é consistente com seu posicionamento mais distante da fonte de sedimentação relativamente aos depósitos da associação de fácies A. Os traços fósseis *Thalassinoides*, *Diplocraterion*, *Asterossoma*, *Teichichnus* e *Planolites* caracterizam a icnofácies *Skolithos*, sendo consistentes com ambientes deposicionais com influência de água marinha (p.e., Pemberton & Wightman 1992, Pemberton *et al.* 1992, MacEachern

& Pemberton 1994). A introdução de areia sob forma de barras distais ocorreu em condições de fluxos combinados, como evidenciado pela presença de estratificações com limite de *sets* ondulantes que gradam a estratos paralelos também ondulantes, truncantes, e localmente com geometria convexa para cima, bem como feições de escavamento sob forma de amplas depressões rasas e contendo marcas de onda simétricas e assimétricas (ver Raaf *et al.* 1977, Arnott 1992). O desenvolvimento de fluxo com componente orbital neste ambiente resultou, mais provavelmente, da ação distal de ondas de tempestade, o que é sugerido pelo relacionamento genético destes estratos com a associação de fácies C (descrita a seguir), onde processos ligados a ondas de tempestade foram dominantes durante a sedimentação. As sucessões com adelgaçamento de camadas para cima, que terminam em horizontes bioturbados, são consistentes com progressiva diminuição de energia, como ocorre em ambientes sujeitos à ação de processos de tempestades. Assim, os intervalos rítmicos de arenito fino e/ou siltito, com topos de argilito bioturbado e truncado, mais provavelmente refletem a ação de episódios sucessivos de tempestade nestes ambientes de barra distal/prodelta.

Associação de fácies C (shoreface Superior/foreshore) A associação de fácies C (Figs. 10, 11) perfaz pouco mais de 20% do total dos depósitos expostos na área de estudo, sendo caracterizada por corpos amalgamados de arenito contendo uma variedade de estruturas do tipo ondulante. Estes arenitos são, em geral, finos e bem selecionados, embora arenitos médios sejam também encontrados. A base destes depósitos é definida por superfícies erosivas com aspecto predominantemente ondulante, formando feições erosivas de grande porte (até 50 m de extensão e cerca de 1 m de profundidade), com geometria simétrica e assimétrica, e que se repetem lateralmente (Figs. 10A-B; 11A). Estas depressões têm amplitude média de 10 m e podem possuir marcas de onda simétricas e assimétricas superimpostas na superfície basal. Intraclastos argilosos podem ocorrer concentrados ao longo desta superfície ou dispersos em seu preenchimento arenoso. Internamente, os arenitos são bem estruturados e representados pela intergradação de diferentes tipos de estratificações cruzadas, incluindo-se acanalada, tabular e, principalmente, *swaley* cujas terminações localmente mostram laminações convexas para cima assemelhando-se a estruturas *hummocky* (Fig. 11B). Estes estratos cruzados são, em geral, de médio porte (0,3-0,4 m de espessura dos *sets*) e mostram domínio de *foresets* com baixa inclinação (i.e., < 20°), os quais são arranjados

Figura 6 - Associação de fácies B: barra distal/prodelta. A) Perfil litoestratigráfico representativo da associação de fácies B sendo sobreposta por depósitos de barras de frente deltaica (associação de fácies A), caracterizando sucessão sedimentar com características progradacionais. B) Visão geral dos depósitos de barra distal/prodelta interdigitado aos lobos arenosos de frente deltaica. C) Detalhe de barras distais em meio aos depósitos de prodelta. Notar organização com espessamento na base e adelgaçamento no topo. D) Laminações cruzadas com base ondulante gradando lateralmente a laminações ondulantes, produto de fluxos combinados.

em pacotes delgados (<5 cm de espessura) definidos por superfícies de reativação e/ou recobrimentos argilosos. Os estratos cruzados gradam lateralmente para laminações cruzadas quase-planares e paralelas ondulantes, que são lateralmente extensivas e formam ondulações de baixa amplitude (<0,2 m) e comprimento de onda de 1-2 m. Ocorrem, ainda, nesta associação, estratificações e

laminações cruzadas cavalgantes caracterizadas por sets com limites basais fortemente ondulantes. Paleocorrentes derivadas dos estratos cruzados indicam direção de fluxo altamente variável, mas com duas modas principais tendendo para nordeste e sudeste (Figs. 11C e 5B). Os arenitos gradam para cima a argilitos silticos e siltitos maciços contendo intraclastos argilosos e marcas de onda

simétrica. Convoluções de pequena escala são localmente abundantes nesta associação. Localmente, ocorrem ainda corpos tabulares de arenito com até 1,5 m de espessura, os quais são internamente caracterizados por laminação plano-paralela intercalada com laminação cruzada, formando *sets* de até 10 cm de espessura. Traços fósseis são abundantes nesta associação, incluindo *Ophiomorpha*, *Thalassinoides*, *Skolithos*, *Planolites*, *Taenidium* e *Teichichnus*.

Figura 7 - Exemplos de traços fósseis encontrados em associação com porções arenosas dos depósitos atribuídos a ambiente de barra distal/prodelta (associação de fácies B), ilustrando *Asterosoma* e *Teichichnus* (A) e *Diplocraterion* (B).

As estruturas sedimentares observadas na associação de fácies C são consistentes com deposição sob forte influência de fluxos combinados ligados à ação de ondas de tempestade. A presença de arenitos amalgamados com abundantes estratificações cruzadas *swaleys*, combinada à assembléia icnológica típica de ambientes marinho-rasos com alta energia, sugere formação acima da base de ondas de tempestade, caracterizando a zona de *shoreface* (e.g., Walker 1984, McCrory & Walker 1986, Duke & Prave 1991, Plint & Norris 1991, Hadley & Elliot 1993). As estratificações cruzadas tabulares e acanaladas intercaladas às estratificações *swaleys* são também atribuídas à ação de fluxos combinados, onde o componente unidirecional foi mais importante que o movimento oscilatório (Arnott 1992). As superfícies de reativação e recobrimentos argilosos que limitam pacotes de *foresets* lembram feições atribuídas a correntes de maré, porém neste caso a associação com as demais fácies de arenito ondulante sugere formação devido a flutuações de pequena escala do fluxo de tempestade (Swift *et al.* 1983, Nøttvedt & Kreisa 1987, Arnott & Southard 1990). A gradação destes estratos cruzados para laminações paralelas ondulantes e cruzadas quase-planares é consistente com fluxos combinados (Nøttvedt & Kreisa 1987, Arnott 1992). A grande variação do padrão de paleocorrentes é esperada neste ambiente com forte influência de ondas de tempestades. A freqüente ocorrência de superfícies de erosão formando sucessivas depressões amplas, simétricas e assimétricas, confirma ambiente de *shoreface*, o qual é caracterizado pela ação

Figura 9 - Depósitos de barra distal/prodelta, ilustrando adelgaçamento de camadas para cima, cujos topos mais argilosos são intensamente bioturbados.

Figura 8 - Seção geológica ilustrando cinco ciclos (T1-T5) onde depósitos de shoreface superior/foreshore e/ou barra de frente deltaica grada para cima a depósitos de barra distal/prodelta, caracterizando adelgaçamento de camadas para cima, contrariamente ao padrão típico de espessamento/granocrescência observado na maioria dos depósitos aflorantes na área de estudo.

Figura 10 - A e B) Seção geológica ilustrando vários estilos de estratificações cruzadas ondulantes, representativos dos depósitos de shoreface superior/foreshore (associação de fácies C). Notar abundância de estratificação cruzada swaley (1), laminação paralela ondulante quase-planar (2), estratificação cruzada de baixo ângulo com superfícies de reativação (3), estratificação cruzada com foresets bidirecionais (4) e estrutura de escavamento de grande porte com geometria côncava, simétrica (5). O retângulo em A indica localização da figura 11A.

Figura 11 - Associação de fácies C: shoreface superior/foreshore, ilustrando um detalhe da figura 10A (A); estratificações cruzadas do tipo swaley/hummocky (B), e estratificações cruzadas com reativações internas e mergulhos opostos (C).

de forte erosão devido ao maior atrito das ondas de tempestade com o fundo à medida que a lâmina d'água diminui (Kumar & Sanders 1976, Dott & Bourgeois 1982, Brenchley *et al.* 1986, Duke *et al.* 1991, Arnott 1992). Feições similares foram observadas em abundância nos depósitos de *shoreface* superior com domínio de tempestades em outros depósitos albianos e cenomanianos da Bacia de São Luís-Grajá (Rossetti 1997, 1999, Rossetti *et al.* 2000). À medida que a energia da onda diminuiu, depositaram-se frações mais finas que estavam em suspensão, dando origem aos argilitos sílticos e siltitos maciços. As estruturas convolucionadas de pequena escala são atribuídas ao impacto da onda de tempestade em estratos inconsolidados a semi-consolidados. Os estratos tabulares com alternâncias de laminação plano-paralela e cruzada possivelmente registram a preservação local de ambientes de *foreshore*. Os traços fósseis presentes nestes estratos são consistentes a ambientes marinho-rasos de alta energia.

Associação de fácies D (baía interdistributária/crevasse) Esta associação de fácies perfaz cerca de 5% dos depósitos analisados, sendo constituída predominantemente de argilitos e, mais raramente, delgadas camadas de marga ou arenito muito fino a síltico, calcífero. Os argilitos são laminados ou, mais frequentemente, maciços e bioturbados. Os argilitos maciços, de aspecto *blocky* e contendo impressões de raízes diminutas, gradam para baixo a argilitos laminados, o que sugere a presença de paleossolos. Estes possuem coloração verde-amarelada a marrom-chocolate (que os distingue dos demais depósitos, de coloração dominante rósea e vermelho tijolo). O arenito ocorre sob forma de lente, em geral, com espessuras <15 cm, sendo estas internamente maciças ou contendo laminação cruzada incipiente. Corpos com geometria côncava medindo até 0,4 m de espessura e cerca de 3 a 4 m de comprimento foram localmente observados, em cujas bases ocorrem intraclastos de argilito com estruturas de deformação. Acamamentos heterolíticos dos tipos *wavy* e lenticular ocorrem em camadas de até 10 cm de espessura. A marga é maciça, afossilífera e, localmente, mostra feições de dissolução por ação de água meteórica. Traços fósseis *Taenidium*, *Skolithos* e *Planolites* mostraram-se abundantes nas frações arenosas desta associação de fácies, enquanto as frações argilosas podem ser totalmente bioturbadas por traços indistintos.

O predomínio de litologias finas na associação de fácies D a torna similar aos depósitos de prodelta da associação B, registrando ambiente de baixa energia. Entretanto, neste caso, os horizontes de paleossolo e feições de dissolução pela ação de água meteórica nas margas levaram a sugerir ambientes mais proximais sujeitos à exposição subaérea, o que é mais consistente com baías interdistributárias de planície deltaica. As lentes de arenito muito fino a síltico, que ocorrem em meio aos argilitos de baía, são interpretados como o registro de *crevasses* e, no caso dos corpos com geometria côncava, canais distributários secundários. O intenso retrabalhamento biogênico é esperado devido à baixa energia das áreas interdistributárias.

Associação de fácies E (canal fluvial) Esta associação, também de ocorrência limitada na área de estudo (<4% do total), é restrita à porção superior da sucessão sedimentar estudada, sendo composta de conglomerados e arenitos amalgamados e, subordinadamente, siltitos arenosos e argilitos. Os conglomerados são constituídos de seixos de quartzo sub-arredondados, comumente < 5 cm de diâmetro, os quais se acham dispersos em meio à matriz arenosa média a grossa e mal selecionada. Os arenitos são grossos a finos e mal selecionados, e comumente contêm

grânulos de quartzo dispersos. Internamente, os estratos são dominados por estratificações cruzadas do tipo acanalada, que gradam para cima a laminações cruzadas acanaladas. Estratificações cruzadas tabulares são localmente observadas. Os *sets* variam de médio porte (50 cm de espessura) na base a pequeno porte (5 a 10 cm de espessura) no topo, e mostram direcionamento principal para leste (Fig. 5C). Os siltitos arenosos e argilitos mostram alternâncias de laminação cruzada tabular e plano-paralela, sendo que as frações mais finas podem mostrar-se bioturbadas, com traços meniscados exclusivamente do tipo *Taenidium*.

As rochas da associação de fácies E são tipicamente gradacionais, formando sucessões com granodecrescência ascendente, cujas espessuras são, em geral, inferiores a 2 m (Fig. 12). A base destas sucessões é plana ou mais comumente côncava para cima, configurando escavamento basal que produz relevos de até 3m.

A associação de fácies E é atribuída a deposição em canais fluviais. Esta interpretação baseia-se nas seguintes características: a) prevalência de litologias grossas e mal selecionadas; b) estratos cruzados acanalados mostrando paleocorrente com orientação preferencial unidirecional; e c) base dos estratos fortemente erosiva, de forma a resultar corpos com geometria côncava, o que é típico de canais. Adicionalmente, a ausência geral de bioturbação é consistente com ambiente com forte influência continental. Em particular, a presença exclusiva de *Taenidium* nas litologias mais finas que compõem o topo das sucessões granocrescente ascendentes suporta esta interpretação, já que este tipo de traço é comum em ambientes subaquosos rasos continentais marginais (p.e., Buatois & Mangano 1996), onde a energia do fluxo é baixa. Embora a limitação dos afloramentos não tenha permitido uma análise detalhada deste ambiente fluvial, a ausência de camadas bem desenvolvidas de argila e o domínio de frações arenosas médias a grossas e conglomerados leva a sugerir um sistema do tipo entrelaçado (p.e., Smith 1983, Smith *et al.* 1989). A ausência de barras em pontal e a orientação consistente de paleocorrentes são atribuídas a canais de baixa sinuosidade, o que é consistente com a proposta de sistemas entrelaçados (Miall 1987).

Associação de fácies F (canal distributário) Esta associação de fácies (Fig. 13), também de ocorrência restrita na área de estudo (<2% do total), contém arenito fino a médio, com grãos sub-arredondados a arredondados e bem selecionados, e que exhibe estratificação cruzada de alto ângulo (avalanche). Os *sets* possuem espessuras <0,5 m, e possuem *foresets* com azimutes para nordeste e leste e, secundariamente para noroeste. Estes depósitos formam sucessões sedimentares com 4-5 m de espessura, que caracteristicamente mostram base erosiva, planar ou localmente côncava para cima. O arranjo interno das litologias configura sucessões caracterizadas por apresentarem granodecrescência ascendente. Localmente, ocorrem distorções do acamamento original, resultando em estratificações cruzadas com *foresets* convolucionados, ou exageradamente inclinados. Depósitos de arenito maciço com base erosiva e internamente caracterizado por forte bioturbação com traços indistintos foram também inseridos nesta associação de fácies.

O relação lateral e posicionamento vertical desta associação de fácies em meio a arenitos interpretados como formados em frente deltaica, a base erosiva e localmente côncava, e o arranjo interno dos estratos mostrando tendência à diminuição da energia do fluxo para cima, são favoráveis à sua atribuição a canais distributários de delta. O melhor selecionamento e a granulometria

Figura 12 - Perfil litoestratigráfico representativo da associação de fácies E, atribuída a ambientes de canal fluvial (ver legenda na Fig. 2).

mais fina relativamente aos depósitos atribuídos a canais fluviais, foram os dois principais elementos que levaram à distinção entre estes ambientes na área de estudo, mostrando um posicionamento mais distal comparativamente àqueles ambientes. Apesar da maior dispersão na orientação dos estratos cruzados na associação de fácies F, a paleocorrente indicada é ainda bastante aproximada à orientação dos depósitos de canais fluviais, que é para leste, mostrando domínio de fluxo unidirecional, o que poderia estar associado com períodos de inundações maiores. Apesar disto, os *foresets* orientados para noroeste atestam reduzido retrabalhamento das areias dos canais distributários, pela ação de ondas. Os estratos com *foresets* contorcidos desta associação de fácies sugerem deposição rápida, provavelmente resultando em depósito com arcabouço sujeito a altas pressões fluidas o que, embora não exclusivo, é esperado nestes depósitos acumulados em ambientes associados a sistemas deltaicos (p.e., Glover & O'Beime 1994). Os depósitos de arenito com intensa bioturbação e base erosiva são considerados como canais distributários abandonados, sujeitos a intensa ação biogênica.

DISCUSSÃO DO MODELO DEPOSICIONAL E IMPLICAÇÕES PALEOGEográficas Os depósitos albianos expostos na área de estudo não mostram superfícies de descontinuidade com conotação estratigráfica significativa sendo, portanto, considerados como estratos geneticamente relacionados inseridos em uma mesma sequência deposicional. O mapeamento do arranjo espacial das associações faciológicas nesta sucessão

Figura 13 - Depósitos de canal distributário (associação de fácies F), erodindo depósitos de barra de frente deltaica (associação de fácies A).

sedimentar foi dificultado pela natureza descontínua dos afloramentos. Porém, a correlação dos estratos proposta na figura 14 sugere, de maneira geral, a concentração de associações com granulometrias mais grossas e representativas de ambientes mais proximais nas porções mais superiores da secção, onde dominam depósitos de barra de desembocadura e de canal fluvial bem desenvolvidos. Estes depósitos se interdigitam lateralmente e para baixo na seção com as demais associações de fácies representativas de ambientes de *shoreface* superior/*foreshore*, barra distal/prodelta e baía interdistributária/*crevasse*. Esta arquitetura revela sucessão com tendência geral progradante que, juntamente com as características dos ambientes deposicionais apresentados acima, sustenta proposição de sistema deltaico. Em particular, a deposição de elevado volume de areia sob forma de lobos e sigmoides amalgamadas de até 6 m de espessura, é consistente com este tipo de sistema deposicional e atesta a prevalência de influxo fluvial neste sistema deltaico. A abundância de feições deformacionais auxilia a sustentar este modelo, já que o processo de progradação de frente deltaica resulta frequentemente em instabilidades gravitacionais pela sobrecarga de depósitos arenosos em sedimentos mais finos e ainda em estado inconsolidado ou semi-consolidado da bacia receptora (p.e., Coleman 1988).

Apesar do domínio fluvial e característica progradante bem definida principalmente na porção superior da secção, ocorrem variações neste perfil. Assim, depósitos formados por fluxo combinado são preferencialmente arranjados em sucessões que registram gradativa diminuição de energia para cima, como registrado nas associações de fácies representativas de *shoreface* superior/*foreshore*, bem como de barra distal/prodelta (Fig. 8), revelando freqüentes interrupções da tendência geral progradante típica de sistemas deltaicos com domínio fluvial (p.e., Wright 1985, Battacharya & Walker 1991). Embora existam afloramentos onde estes depósitos ocorrem isolados, o mapeamento e correlação das associações de fácies indicaram que estas podem ocorrer em perfis lateralmente adjacentes (p.e., Fig. 13, perfis J, O, P e Q), ou até mesmo estarem interdigitadas em um mesmo perfil (p.e., Fig. 13, perfis E, F, M e N). Estes relacionamentos mostram que os depósitos estão inseridos em um mesmo sistema deltaico, onde a ação de fluxo combinado devido a fortes ondas de tempestade resultou no

Figura 14 - Seção litoestratigráfica composta para a área Grajaú-Arame, com proposta de correlação dos depósitos albianos.

retrabalhamento de sedimentos acumulados nas barras de desembocadura que, por sua vez, serviram de fonte para as areias dos ambientes de *shoreface superior/foreshore* formados em áreas litorâneas adjacentes ao sistema deltaico e, portanto, localizados fora da área de ação do influxo fluvial.

A análise do padrão de paleocorrentes na área de estudo indica sentido de migração principal do sistema deltaico para SE/NE, o que é condizente com a configuração da bacia, cujo depocentro acha-se localizado a nordeste (Fig. 1). Adicionalmente, este padrão de paleocorrente sugere paleocosta com orientação geral norte-noroeste/sul-sudeste. Embora fósseis não tenham sido encontrados, a assembléia icnológica incluindo os traços *Thalassinoides*, *Diplocraterion*, *Asterossoma*, *Teichichnus*, *Planolites Ophiomorpha* e *Skolithos*, sustenta bacia receptora com influência marinha, registrando uma ampla fase de ingressão albiana que chegou a atingir regiões muito próximas do limite sul da bacia. Com base nestas informações propõe-se que, durante o Albiano, a Bacia de São Luís-Grajaú representasse uma ampla bacia oceânica, cujas margens eram dominadas por sistemas deltaicos. Além disto, sugere-se que a paleocosta mostrava

morfologia lobada, mas que lateralmente pode ter flutuado para suavemente cuspidada ou mais retilínea, em função da baixa influência fluvial e do intenso retrabalhamento por onda de tempestade.

É importante mencionar que fácies marinho-profundas, se ocorrem, não foram registradas nem na área de estudo, nem em outras áreas a nordeste. Na verdade, outros depósitos albianos registrados até o momento na Bacia de São Luís-Grajaú são sistematicamente representativos de ambientes marinho-transicionais (p.e., Anaisse *et al.* 2001, Rossetti 1997, Rossetti *et al.* 2001). Isto leva a propor que as áreas marinhas constituíam-se em um mar raso com características epicontinentais, sendo as áreas de plataforma e mar profundo restritas às proximidades do extremo norte da bacia. Tal reconstrução paleogeográfica é consistente com modelo de *rift* intracontinental abandonado, proposto anteriormente para a Bacia do Grajaú (Góes & Rossetti 2001).

Agradecimentos Ao CNPq, pelo apoio financeiro (Projeto #474978/2001-0) e aos revisores da RBG pelas sugestões ao manuscrito.

Referências

Anaisse Jr. J, Truckenbrodt W., Rossetti D.F. 2001. Fácies de um sistema estuarino-lagunar no Grupo Itapecurú, região de Açailândia/MA, Bacia do Grajaú. In: D.F Rossetti, A. M Góes & W.

Truckenbrodt (eds.) *O Cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú*. Belém, Editora do Museu Goeldi, pp.:119-150.

Arnott R.W.C. 1992. Ripple cross stratification in swaley cross-stratified

- sandstones of the Chungo Member, Mount Yamnuska, Alberta. *Canadian Journal Earth Sciences*, **29**:1802-1805.
- Arnott R.W.C., Southard F.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*. Tese de Doutorado, Royal School of Mines Imperial College, London, 412 p.
- Bhattacharya J., Walker R.G. 1991. River- and wave-dominated depositional systems of the Upper Cretaceous Dunvegan Formation, northwestern Alberta. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, **39**:165-191.
- Brenchley P.J., Romano M., Gutierrez-Marco J.C. 1986. Proximal and distal hummocky cross-stratified facies on a wide Ordovician shelf in Iberia. In: R.J. Knight & J.R. McLean (eds.) *Shelf sands and sandstones*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 2, pp.:241-255.
- Buatois L.A., Mangano M.G. 1996. Icnologia de ambientes continentales: problemas Y perspectivas. I Reunión Argentina de Icnología, Buenos Aires, Publicación Special Asociación Paleontológica Argentina, **4**:5-30.
- Coleman J.M. 1988. Dynamic changes and processes in the Mississippi River delta. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **100**:999-1015.
- Dott R.H., Bourgeois J. 1982. Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences. *Geological Society of American Bulletin*, **93**:663-680.
- Duke W.L., Prave A.R. 1991. Storm- and tide-influenced prograding shoreline sequences in the Middle Devonian, Mahantango Formation, Pennsylvanian. In: D.G. Smith, G.E. Reinson, B.A. Zaitlin & R.A. Rahmani (eds.) *Clastic tidal sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 16, pp.:349-370.
- Duke W.L., Arnott R.W., Cheel, R.J. 1991. Shelf sandstones and hummocky cross stratification: new insights in a stormy debate. *Geology*, **19**:629-628.
- Elliot T. 1986. Deltas. In: H.G. Reading (ed.) *Sedimentary environments and facies*. Oxford, Blackwell, pp.:113-154.
- Glover B.W., O'Beirne A.M. 1994. Anatomy, hydrodynamic and deposition setting of a Westphalian C lacustrine delta complex, West Midlands, England. *Sedimentology*, **41**:115-132.
- Góes A.M., Coimbra, A.M. 1996. As bacias sedimentares da Província Sedimentar do Meio-Norte. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, **5**, *Boletim de Resumos Expandidos*, p. 86-187.
- Góes A.M., Rossetti, D.F. 2001. Gênese da Bacia de São Luís-Grajaú. In: D.F. Rossetti, A. M. Góes & W. Truckenbrodt (eds) *O Cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú*. Belém, Editora do Museu Goeldi, pp.:15-30.
- Hadley D.F., Elliot T. 1993. The sequence-stratigraphic significance of erosive-based shoreface sequences in the Cretaceous Mesaverde Group of northwestern Colorado. In: H.W. Posamentier, C.P. Summerhayes, B.W. Haq & G.P. Allen (eds.) *Sequence stratigraphy and facies associations*. International Association of Sedimentologists Special Publication 18, pp.:521-535.
- Imperato D.P., Sexton W.J., Hayes M.O. 1988. Stratigraphy and sediment characteristics of a mesotidal ebb-tidal delta, North Edisto Inlet, South Carolina. *Journal of Sedimentary Petrology*, **49**:1073-1092.
- Johnson H.D. 1977. Sedimentation and water escape structures in some Late Precambrian shallow marine sandstones from Finnmark, North Norway. *Sedimentology*, **24**:389-411.
- Kumar N., Sanders J.E. 1976. Characteristic of shoreface storm deposits: modern and ancient examples. *Journal Sedimentary Petrology*, **46**:145-162.
- MacEachern J.A., Pemberton S.G. 1994. Ichnological aspects of incised-valley systems from the Viking Formation of the Western Canada sedimentary basin, Alberta, Canada. In: R.W. Dalrymple, R. Boyd & B.A. Zaitlin (eds.) *Incised-valley systems: origin and sedimentary sequences*. Society for Sedimentary Geology Special Publication 51, pp.:129-157.
- McCrory 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.
- Miall A.D. 1987. Architectural elements and bounding surfaces in fluvial deposits: anatomy of the Kayenta Formation (Lower Jurassic), southwest Colorado. *Sediment. Geol.*, **55**: 233-262.
- Mills P.C. 1983. Genesis and diagnostic value of soft-sediment deformation structures - a review. *Sedimentary Geology*, **35**:83-104.
- Nøttvedt A., Kreisa R.D. 1987. Model for the combined-flow origin of hummocky cross-stratification. *Geology*, **15**:357-361.
- Orton G.J., Reading H.G. 1993. Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. *Sedimentology*, **40**:475-512.
- Pemberton S.G., MacEachern J.A., Frey, R.W. 1992. Trace fossil facies models: environmental and allostratigraphic significance. In: R.G. Walker & N. James (eds.) *Facies models: response to sea level change*. Newfoundland, Geological Association of Canada, pp.:47-72.
- Pemberton S.G., Wightman D.M. 1992. Ichnological characteristics of brackish water deposits. In: S.G. Pemberton (ed.) *Applications of ichnology to petroleum exploration—a core workshop*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Core Workshop 17, pp.:141- 167.
- Plint A.G., Norris B. 1991. Anatomy of a ramp margin sequence: facies successions, paleogeography and sediment dispersal patterns in the Muskiki and Marshybank formations, Alberta foreland basin. *C.S.P.G. Bulletin*, **39**:18-42.
- Raaf J.M.F., Boersma J.R., Van Gelder A. 1977. Wave-generated structures and sequences from a shallow marine succession, Lower Carboniferous, County Cork, Ireland. *Sedimentology*, **24**:451-483.
- Rossetti D.F. 1997. Facies analysis of the Lower Succession of the Upper Itapecurú Formation, São Luís Basin, northern Brazil. In: M.L. Costa, & R. Angelica (eds.) *Contribuições à geologia da Amazônia*. Belém, Editora Falângola, pp.:241-284.
- Rossetti D.F. 1999. Soft-sediment deformational structures in late Albian to Cenomanian deposits, São Luís Basin, northern Brazil: evidences for paleoseismicity. *Sedimentology*, **46**:1065-1081.
- Rossetti D.F. 2001. Arquitetura deposicional da Bacia de São Luís-Grajaú, Meio-Norte do Brasil. In: D.F. Rossetti, A.M. Góes & W.

- Truckenbrodt (eds.) *O Cretáceo da Bacia de São Luís-Grajaú*. Belém, Editora do Museu Paraense Emílio Goeldi, pp.:31-46.
- Rossetti D.F., Truckenbrodt W. 1997. Revisão estratigráfica para os depósitos do Albiano-Terciário (?) na Bacia de São Luís, Maranhão. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi-Série Ciências da Terra*, **9**:29-41.
- Rossetti D.F. & Góes A.M. 2000. Deciphering the sedimentological imprint of paleoseismic events: an example from the Aptian Codó Formation, northern Brazil. *Sedimentary Geology*, **235**: 137-156.
- Rossetti D.F., Góes A.M., Truckenbrodt W., Anaisse Jr. J. 2000. Tsunami-induced large-scale scour-and-fill structures in Albian to Cenomanian deposits of Grajaú Basin, Northern Brazil. *Sedimentology*, **47**:309-323.
- Rossetti D.F., Góes A.M., Arai M. 2001. A passagem Aptiano-Albiano na Bacia do Grajaú, Maranhão. In: D.F., Rossetti, A.M. Góes & W. Truckenbrodt (eds.) *O Cretáceo da Bacia de São Luís-Grajaú*. Belém, Editora do Museu Paraense Emílio Goeldi, pp.:101-118.
- Sha L.P. 1990. Surface sediments and sequence models in the ebb-tidal delta of Texel Inlet, Wadden Sea, The Netherlands. *Sedimentary Geology*, **68**:125-141.
- Sha L.P., Boer P.L. 1990. Ebb-tidal delta along the west Frisian Islands (The Netherlands): processes, facies architecture and preservation. In: D.G. Smith, G.E. Reinson, B.A. Zaitlin & R.A. Rahmani (eds.) *Clastic tidal sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 16, pp.:199-218.
- Smith D.G. 1983. Anastomosed fluvial deposits: modern examples from Western Canada. International Association of Sedimentologists, Special Publication 6, pp.:155-168.
- Smith N.D., Cross T.A., Dufficy J. 1989. Anatomy of an avulsion. *Sedimentology*, **36**:1-23.
- Swift D.J.P., Figueiredo Jr. A., Freeland G.L., Oertel G.F. 1983. Hummocky cross-stratification and megaripples: a geological double standard? *Journal of Sedimentary Petrology*, **53**:1295-1317.
- Walker R.G. 1984. Shelf and shallow marine sands. In: R.G. Walker (ed.) *Facies models*. Geosci. Can. Repr. Ser. 1, 2n ed., pp.:141-170.
- Wright L.D. 1985. River Deltas. In: R.A. Davis Jr. (ed.) *Coastal sedimentary environments*. New York, Springer, pp.:1-76.
- Van Loon A.J., Bradzikowski K. 1987. Problems and progress in the research on soft-sediment deformation. *Sedimentary Geology*, **50**:167-193.

Manuscrito A-1384

Recebido em 17 de outubro de 2002

Revisão dos autores em 15 de setembro de 2003

Revisão aceita em 20 de setembro de 2003