

PALEOAMBIENTE E ESTRATIGRAFIA DA FORMAÇÃO IPIXUNA, ÁREA DO RIO CAPIM, LESTE DA SUB-BACIA DE CAMETÁ

ANTÔNIO EMÍDIO DOS SANTOS JR.¹ & DILCE DE FÁTIMA ROSSETTI²

Abstract *PALEOENVIRONMENT AND STRATIGRAPHY OF THE IPIXUNA FORMATION, RIO CAPIM AREA, ESTERN CAMETÁ SUB-BASIN* Facies analysis and stratigraphy of the Ipixuna Formation (Late Cretaceous-?Early Tertiary), eastern Cametá Sub-basin, revealed a variety of depositional environments including tidal-influenced (?) fluvial channel, flood plain/mud plug, tidal flat, bay fill, tidal channel and tidal delta. These deposits are better justified applying a wave-dominated estuarine model. The marine influence is attested by the nature of the sedimentary structures attributed to tidal processes (i.e., reactivation surfaces, foresets with bi-directional azimuths, mud couplets), as well as by the ichnological assemblage consisting of Diplocraterion, Planolites, Thalassinoides, Teichichinus, Taenidium, Skolithos, Chondrites ? e Cylindrichnus. In addition to these features, estuarine nature is revealed by the upward gradation from fluvial to tidal-influenced deposits. The stratigraphic analysis led to distinguish two stratigraphic units (A1 and A2) bounded by regionally correlatable discontinuity surfaces (SD1 and SD2). The question remains whether these are completely unrelated sequences or if they record low amplitude sequences formed within a compound estuarine system due to high frequency relative sea level fluctuations. A better characterization of these stratigraphic units is important for the kaolin exploration, as the high quality kaolin is confined to unit A1, while the semi-flint is related to unit A2.

Keywords: sedimentology, estuary, kaolin, stratigraphy, facies model, Upper Cretaceous, Northern Brazil

Resumo A análise faciológica e estratigráfica da Formação Ipixuna (Cretáceo Superior-?Terciário Inferior), leste da Sub-Bacia de Cametá, revelou uma variedade de ambientes deposicionais, incluindo canal fluvial influenciado por maré (?), meandro abandonado/planície de inundação, planície de maré, preenchimento de baía, canal de maré e delta de maré. Estes depósitos são melhores justificados considerando-se um modelo de estuário com domínio de ondas. A influência marinha é atestada pela natureza das estruturas sedimentares atribuídas a processos de maré (i.e., superfícies de reativação, foresets com azimutes bidirecionais, pares de argila), bem como pela assembléia icnológica consistindo em Diplocraterion, Planolites, Thalassinoides, Teichichinus, Taenidium, Skolithos, Chondrites ? e Cylindrichnus. Em combinação com estas feições, a natureza estuarina é revelada pela gradação vertical de depósitos fluviais a depósitos influenciados por maré. A análise estratigráfica levou à distinção de duas unidades estratigráficas (A1 e A2) limitadas por superfícies de descontinuidade regionais (SD1 e SD2). Permanece a questão se estas são seqüências deposicionais distintas ou se elas registram seqüências formadas dentro de um sistema estuarino composto devido a flutuações do nível do mar relativo de alta frequência. Uma melhor caracterização destas unidades estratigráficas é importante para a exploração de caulim, uma vez que caulins de alta qualidade são confinados à unidade A1, enquanto o semi-flint é relacionado com a unidade A2.

Palavras-chave: sedimentologia, estuário, caulim, estratigrafia, modelo de fácies, Cretáceo Superior, norte do Brasil.

INTRODUÇÃO A Formação Ipixuna (Cretáceo Superior-?Terciário Inferior), exposta na região do rio Capim, margem leste da Sub-Bacia de Cametá da Bacia do Marajó, vem merecendo grande destaque pelas reservas de caulim com excepcional pureza e apropriado à indústria de celulose (Murray & Keller 1993). Este interesse econômico tem incentivado pesquisas petrográficas e geoquímicas para entender a origem e evolução dos depósitos de caulim (Truckenbrodt *et al.* 1991, Kotschoubey *et al.* 1996, 1999, Sousa 2000). Entretanto, a Formação Ipixuna ainda carece de estudos básicos para melhor caracterizar sua faciológica e estratigráfica, de forma a permitir uma reconstrução mais precisa de seus ambientes de deposição e suas diferenças de outros depósitos cretáceos e terciários da região norte e meio-norte do Brasil. O único trabalho disponível que documenta aspectos sedimentológicos da Formação Ipixuna considera esta uma unidade de origem fluvio-lacustre (Góes 1981). Entretanto, como será demonstrado aqui, o modo de deposição desta formação é mais complexo, e inclui ambientes sugestivos de influência marinha.

Além disto, a diferenciação estratigráfica da Formação Ipixuna sempre foi problemática. Tradicionalmente considerada como unidade estratigráfica formal na localidade de Ipixuna, Estado do Pará (Francisco *et al.* 1971), estes depósitos passaram a ser considerados como fácies sedimentar do Grupo Itapecuru (Góes 1981). Em parte, estas interpretações divergentes resultaram da falta de boas exposições que pudessem fornecer uma visualização mais adequada desta unidade. A crescente exploração do caulim proporcionou melhores exposições da unidade nas minas a céu aberto na borda leste da Sub-bacia de Cametá, objeto do presente estudo (Fig. 1). A investigação faciológica conduzida nesta área permitiu a reconstrução paleoambiental mais detalhada da Formação Ipixuna e a coleta de dados que possibilitam discutir sua posição estratigráfica e correlação com outros depósitos similares que ocorrem em áreas adjacentes da Bacia de São Luís-Grajaú.

CONTEXTO GEOLÓGICO O Sistema de Gráben do Marajó abrange aproximadamente 180.000 Km² e é uma estrutura alongada

1 - Universidade Federal do Pará/UFPA, Centro de Geociências, Campus do Guamá S/N Belém-PA. antoniojr@museu-goeldi.br

2 - 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

segundo NW-SE, cuja origem se vincula ao estiramento litosférico relacionado com a abertura do Oceano Atlântico Equatorial, iniciado no Eocretáceo (Azevedo 1991, Galvão 1991). Como produto do rifteamento, houve a implantação, nesta área, de três sub-bacias: Mexiana, Limoeiro e Cameté (Galvão 1991; Fig. 1). A última, na qual a área de estudo se localiza, é constituída por conjuntos de falhas normais EW e NW-SE, com mergulhos gerais para norte, cortadas por zonas de falhas transcorrentes NE-SW e aproximadamente EW (Villegas 1994). O preenchimento sedimentar da Sub-bacia de Cameté é ainda pouco conhecido, sendo que em subsuperfície compreende uma sucessão sedimentar com cerca de 7 km de espessura, formada à partir do Cretáceo Inferior (Fig. 2). A seção cretácea é representada pelas formações Breves (Aptiano-Cenomaniano) e Limoeiro (Cretáceo Superior), ambas atribuídas a ambientes fluvial a marinho raso (Villegas 1994). As sucessões terciária e quaternária compreendem, respectivamente, as formações Marajó (Paleoceno-Eoceno) e Tucunará (Quaternário), ambas de ambiente marinho-transicional. Estes depósitos afloram, ainda que parcialmente, apenas na porção leste da Sub-bacia de Cameté, onde recebem denominação distinta de seus equivalentes de subsuperfície, e são designados de formações Itapecuru, Ipixuna, Barreiras e Sedimentos Pós-Barreiras (Góes 1981).

ANÁLISE FACIOLÓGICA A Formação Ipixuna exposta na região do rio Capim consiste de uma sucessão sedimentar tipicamente caulínica de aproximadamente 40 m de espessura. Estes depósitos podem ser descritos em termos de dez fácies sedimentares, agrupadas em duas associações de fácies intergradacionais (Tab. 1), atribuídas a ambientes de complexos fluvial (associação I1) e estuarino (associação I2).

Associação de fácies I1 - complexo fluvial Esta associação tem espessura entre 10-12 m e é mais expressiva na porção basal das exposições estudadas, onde consiste em arenitos com estratificação/laminação cruzada e, subordinadamente, siltitos, argilitos e conglomerados intraformacionais (Fig. 3). Estas rochas estão organizadas em sucessão com tendência geral granodrecrescente ascendente, embora internamente também ocorram ciclos com tendências tanto granocrescente quanto granodrecrescente ascendente. Traços fósseis, quando presentes, ocorrem de forma dispersa. Duas sub-associações foram reconhecidas e atribuídas a sub-ambientes de canal fluvial influenciado por maré? (sub-associação I1a) e planície de inundação/meandro abandonado (sub-associação I1b).

A sub-associação de fácies I1a ocorre na base do complexo fluvial, e compreende uma sucessão de até 5 m de espessura. A base destes depósitos não pode ser observada devido a limitações dos afloramentos, o que impediu a definição de sua geometria. A sub-associação de fácies I1a é uma sucessão granodrecrescente ascendente de conglomerado intraformacional (fácies Ci) e arenito com estratificação cruzada planar (fácies At). A fácies Ci ocorre na base desta sub-associação e como pacotes de até 40 cm de espessura e consiste em clastos de argilito maciço ou laminado, sub-angulosos a sub-arredondados, de 3 a 10 cm, e matriz areno-quartzosa, média a grossa e mal selecionada. A fácies At é a dominante nesta sub-associação (Fig. 4A), e consiste em arenito com estratificação cruzada planar, em geral de médio porte (espessura média dos sets de 20-30 cm), mal selecionado e grosso/muito grosso na base a médio para o topo. É importante mencionar que a composição do arenito é quartzosa na base da sub-associação I1a, onde a granulometria é mais grossa. Os sets cruzados diminuí-

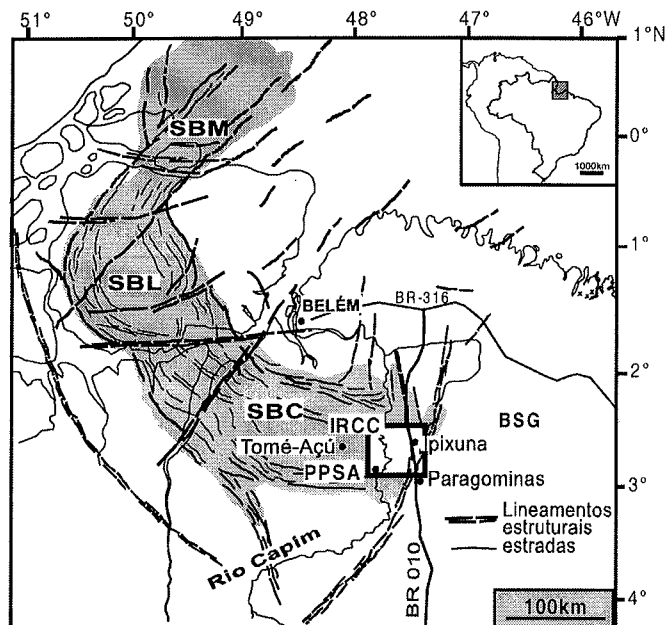


Figura 1 – (A-C) Mapa de localização da área de estudo na borda leste da Sub-Bacia de Cameté, extremo sul do Sistema de Graben do Marajó. (SBC=Sub-bacia de Cameté; SBM= Sub-bacia de Mexiana; SBL= Sub-bacia de Limoeiro; BLG= Bacia de São Luís).

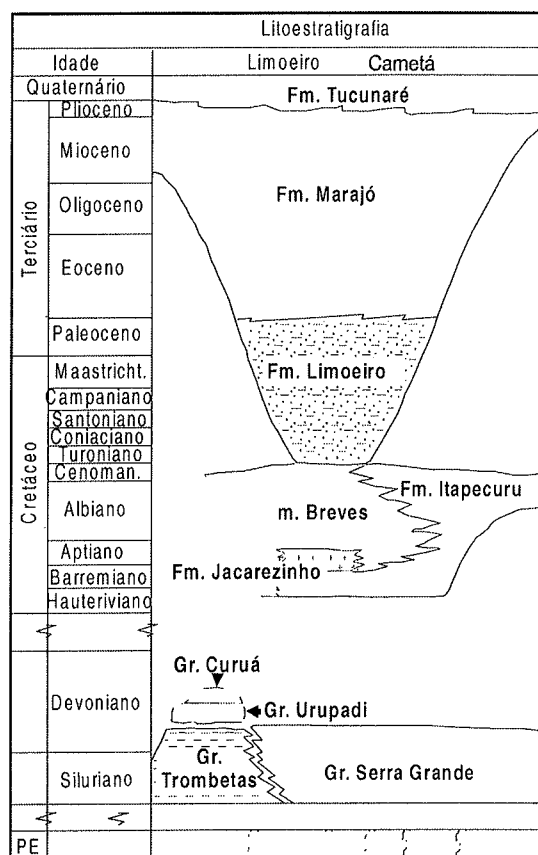


Figura 2 - Coluna litoestratigráfica do Sistema de Graben Marajó (modificada de Galvão 1991).

em de espessura para o topo e localmente apresentam limites ondulantes e *foresets* de baixo ângulo (i.e., <20°), mergulhos opostos (Fig. 4B), superfícies de reativação e filmes de argila (Fig. 4CB). As medidas de paleocorrentes dos estratos cruzados indicam fluxos

para NNE e SE (Fig. 4D).

A sub-associação de fácies I1b (Figs. 5A,B) é dominada por argilito laminado (fácies Agl), com arenito com laminação plano-paralela (fácies Ap) e arenito maciço (fácies Am) subordinados.

Tabela 1 - Descrição das associações de fácies e interpretação dos ambientes deposicionais para a Formação Ipixuna na área de estudo.

Fácies	Associação	Sub- associação	Descrição	Ambiente Deposicional
Ci At	Complexo fluvial	I1	I1a Conglomerado intraformacional mal selecionado, com clastos de argilito subangulosos a subarredondados inseridos em matriz areno-argilosa. Arenito grosso a médio com estratificação cruzada planar, arranjado em ciclos de granocrescência e adelgaçamento de camadas ascendentes. Estratos cruzados possuem geralmente <i>foresets</i> com baixo ângulo de inclinação e superfícies de reativação cobertas por filmes de argila. Estratos cruzados reversos podem ocorrer localmente.	Canal fluvial (influenciado por maré?)
Agl, Ap Am			I1b Argilito com laminação plano-paralela, arenito muito fino/ fino a siltico com laminação plano-paralela e arenito maciço. Estas litologias ocorrem intercaladas, formando ciclos com granodecrescência e/ou granocrescência ascendente.	Planície de inundaçã/ <i>mud plug</i>
Ph	Complexo estuarino	I2	I2a Pelito com acamamento heterolítico intercalado por arenito muito fino/siltico, com laminação cruzada ou horizontal, e argilito laminado, formando ciclos de gradação normal que acompanham o adelgaçamento dos estratos em direção ao topo. Assembléia icnológica de <i>Diplocraterion</i> , <i>Teichichnus</i> , <i>Planolites</i> , <i>Thalassinoides</i> e <i>Chondrites</i> .	Planície de maré
Agm, Ci			I2b Argilito maciço, branco acinzentado. Conglomerado intraformacional com clastos de argilito de tamanhos variados e blocos de arenito argiloso inseridos em matriz argilosa. Traços fósseis de <i>Skolithos</i> , <i>Ophiomorpha</i> , <i>Thalassinoides</i> e <i>Chondrites</i> .	Preenchimento de baía
At, Ac, Ph, Ab, Ao, Al			I2c Arenito com estratificação cruzada planar composta e baixo ângulo de inclinação. Argilito maciço e depósitos com acamamentos heterolíticos. Abundantes filmes de argila nos <i>foresets</i> , formando pares mais espessos e mais delgados, atribuídos a bandamentos de maré. Traços fósseis <i>Skolithos</i> e, subordinadamente, <i>Taenidium</i> .	Canal de maré
Am, Agm			I2d Argilito maciço sobreposto por arenito maciço bem selecionado, fino a médio, micáceo, os quais formam ciclos com gradação inversa. Estratos cruzados tabulares podem ocorrer de forma incipiente associados com raros filmes e/ou fragmentos de argila ao longo dos <i>foresets</i> . Abundante bioturbação.	Delta de maré

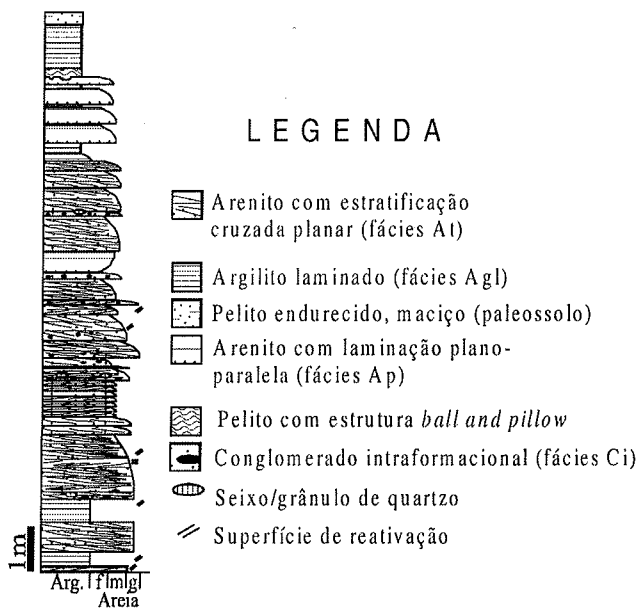


Figura 3 - Perfil litoestratigráfico representativos dos depósitos do complexo fluvial (associação de fácies I1). Notar tendência geral granodecrescente ascendente.

Estes depósitos ocorrem em camadas de até 6 m de espessura no topo dos ciclos granodecrescentes da Associação de fácies I1, e são corpos de geometria tabular com espessura média de 0,5 m e comprimento de até 40 m. Corpos lenticulares, delimitados por superfície basal côncava, com cerca de 1,5 m de espessura e comprimento de até 20 m (Fig. 5A) estão também presentes. A fácies Agl, de cor amarelo-clara, consiste em argilito com laminação plano-paralela, em sucessões de 2,5 m de espessura máxima (Fig. 5B). As fácies Ap e Am compreendem camadas de espessura entre 5 e 10 cm de arenito fino a muito fino e/ou siltico com laminação plano-paralela (fácies Ap) na base, que gradaciona para arenito maciço (fácies Am) no topo. Estas fácies ocorrem intercaladas na fácies Agl, formando ciclos sucessivos com granodecrescência ascendente (Fig. 5B). Assim, como na sub-associação I1a, traços fósseis são praticamente ausentes nestes depósitos.

A sub-associação I1a é atribuída a ambiente de canal fluvial devido a: 1) a natureza granodecrescente ascendente, acompanhada pela diminuição da espessura dos *sets* para cima, o que denota fluxos com perda de competência decorrente da diminuição gradativa da lâmina d'água, típico de preenchimento progressivo em ambientes canalizados; 2) a má seleção dos estratos basais; e 3) ausência ou escassez de bioturbação. Os arenitos da fácies At são atribuídos à migração de formas de leito com cristas retilíneas em regime de fluxo inferior. Os conglomerados intraformacionais

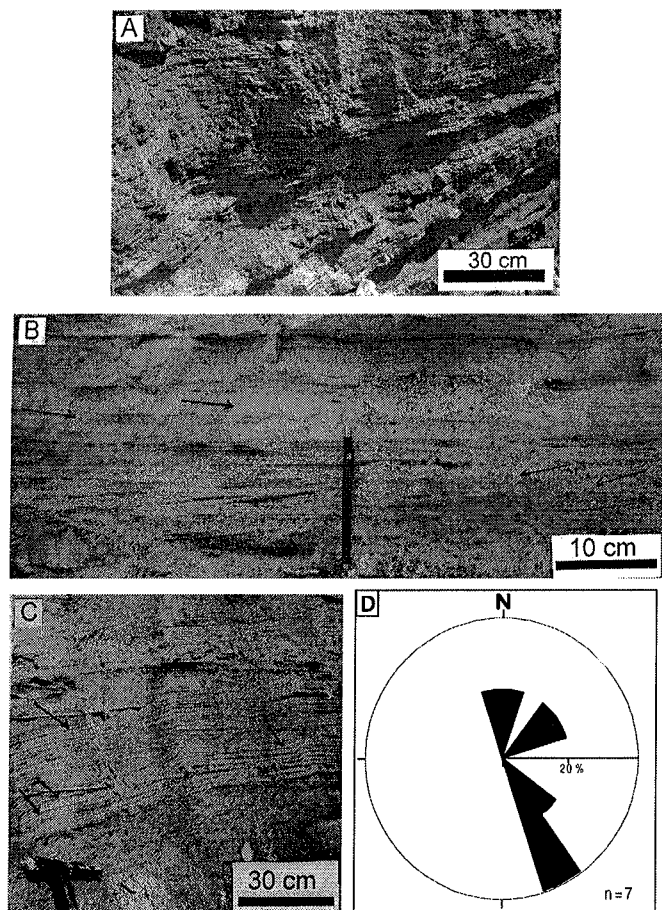


Figura 4 - Sub-associação de fácies II - canal fluvial influenciado por maré?. A) Arenito com estratificação cruzada planar (fácies At). B) Arenito com estratificação cruzada com mergulhos opostos (setas). C) Detalhe de estratificações cruzadas planares com superfícies de reativação recobertas por filmes de argila (setas). D) Medidas de paleocorrente da fácies At mostrando direcionamento principal para SE e subordinado para NNE.

da fácies Ci são relacionados à carga de fundo dos canais. Apesar da natureza fluvial proposta, é possível que estes depósitos tenham sido sujeitos a momentâneo retrabalhamento por processos de maré, o que é sugerido pela abundância de superfícies de reativação e/ou filmes de argila, além de *sets* com limites ondulantes e *foresets* de baixo ângulo e mergulhos reversos. Estas características não são condizentes com depósitos tipicamente fluviais, sugerindo a ação de correntes de maré (e.g., Boersma & Terwindt 1981, Mowbray & Visser 1984, Nio & Yang 1991). Tal interpretação é também sugerida aqui devido à proximidade com as fácies estuarinas, descritas neste trabalho.

O predomínio de litotipos argilosos na sub-associação de fácies IIb com presença subordinada de arenitos, atesta ambiente deposicional com domínio de processos suspensivos, o qual foi submetido a periódicos influxos arenosos. Esta característica, associada à ocorrência sobre depósitos atribuídos a canais fluviais, sugere deposição em planície de inundação como a mais provável para esta sub-associação. A tabularidade dos estratos e sua passagem gradual aos depósitos de canal fluvial, formando ciclos

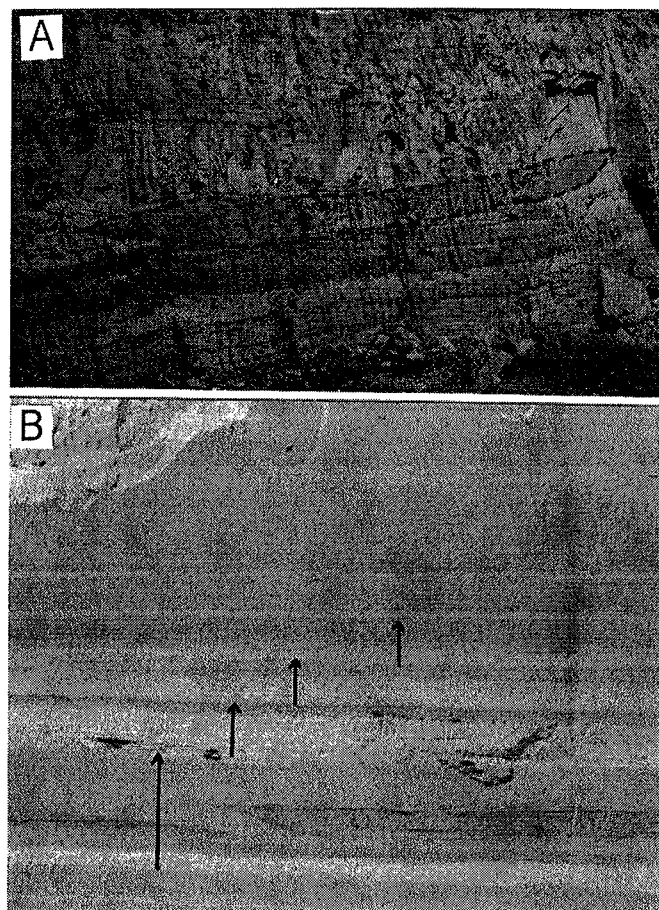


Figura 5 - Sub-associação de fácies IIb - planície de inundação/meandro abandonado. A) Vista geral mostrando a distribuição tabular dos estratos e, localmente, depósitos côncavos (hachurado), atribuídos a meandro abandonado. B) Detalhe dos depósitos de meandro abandonado, ilustrando ciclos com granocrescência ascendente (setas). (tonalidade clara=arenito; tonalidade escura=argilito).

granocrescentes ascendente suportam esta interpretação. Depósitos de planície de inundação têm sido reconhecidos em associação lateral com depósitos de canal fluvial (Reid & Frostick 1994), dos quais se distinguem pelo predomínio de litologias mais finas. Os depósitos de geometria côncava que ocorrem em meio aos argilitos da planície de inundação, são atribuídos a meandros abandonados ou lagos (do tipo *oxbow*). As lentes de arenito formando ciclos granocrescentes ascendentes são atribuídas a lobos de transbordamento formados durante períodos de maior energia de fluxo. Os ciclos granocrescentes ascendentes destes depósitos são relacionados ao espriamento de sedimentos mais grossos sobre depósitos de planície de inundação, decorrentes do rompimento das margens do canal. Este processo localmente gera fluxos de alta velocidade que extravasam sobre a planície de inundação adjacente, propiciando a formação de lobos espriados com gradação inversa.

Associação de fácies I2 - complexo estuarino Esta associação de fácies distingue-se da anterior pela abundância em traços fósseis,

principalmente em suas porções mais superiores, representados por *Ophiomorpha*, *Thalassinoides*, *Planolites*, *Skolithos*, *Diplocraterion*, *Teichichinus*, *Taenidium*, *Cylindrichnus* e *Chondrites*. Estes depósitos, gradacionais com a associação I1 subjacente, incluem quatro sub-associações a seguir descritas. **SUB-ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES I2A (PLANÍCIE DE MARÉ)** É um intervalo tabular de, no máximo, 5 m de espessura, sendo constituída de depósitos com acamamento heterolítico (fácies Ph), formados pela alternância de litologias arenosas e argilosas (Fig. 6A,B). Os arenitos são de granulometria muito fina a siltica e mostram laminação cruzada ou plano-paralela. Os argilitos são distribuídos em proporções variáveis com os arenitos, o que resulta em estruturas dos tipos *wavy*, *linsen*, *flaser* e *pin-stripe*. As estruturas sedimentares inerentes a esta fácies estão melhores preservadas em sua base, sendo fortemente obliteradas no topo devido à abundante atividade biogênica, registrada por traços fósseis incluindo-se *Diplocraterion*, *Planolites*, *Thalassinoides*, *Teichichinus*, *Skolithos* e *Cylindrichnus* (Fig. 6).

SUB-ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES I2B (PREENCHIMENTO DE BAÍA CENTRAL) Atinge até 15 m de espessura, sendo representada por argilitos/pelitos maciços (fácies Agm) e de coloração branco-acinzentada. Ocorrem, em menor proporção, conglomerados/brechas intraformacionais com matriz argilo-arenosa, maciços, localmente com gradação normal, e que são sobrepostos diretamente sobre superfícies erosivas, geralmente com geometria côncava. Bioturbação é intensa, o que dificulta a determinação de traços individuais, exceto pela presença de diminutos traços fósseis de alimentação que lembram *Chondrites*.

SUB-ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES I2C (CANAL DE MARÉ) Alcança até 30 m de espessura, consistindo em corpos com base erosiva, geometria côncava a ligeiramente tabular e, internamente, com granodecrescência ascendente (Fig. 7A). Esta sub-associação consiste em: 1. arenito fino a médio com *sets* (média 0,20 m de espessura) de estratificação cruzada planar (fácies At) que diminuem de espessura para cima e contém abundantes recobrimentos argilosos e/ou superfícies de reativação separando grupos de *foresets* alternadamente mais delgados e mais espessos (Fig. 7B); 2. arenito fino a grosso com estratificação cruzada planar composta (fácies Ac), caracterizada por estratos cruzados de grande porte (até 1,5 m de espessura) e baixo ângulo de inclinação (< 5°), que internamente contém *sets* cruzados superpostos de médio porte também com abundantes filmes de argila e/ou superfícies de reativação; 3. arenito com laminação cruzada (fácies Al); 4. argilito maciço (fácies Agm); e 5. arenito com laminação cruzada quase planar, formada por laminações ondulantes com truncamentos de muito baixo ângulo, e que gradacionam para estratificação cruzada *swaley* (fácies Ao). Além disto, ocorrem canais que preenchidos por arenito fino, bem selecionado e com laminação paralela a inclinada de muito baixo ângulo (Fig. 7C) que gradacionam para o topo a laminações cruzadas (fácies Al), e/ou por intercalações de arenito e argilito formando acamamentos heterolíticos do tipo *wavy* e lenticular (fácies Ph; Fig. 7D). As estratificações/laminações são ressaltadas por concentrações de minerais pesados (fácies Ab; Fig. 7C). Ocorrem traços de fósseis, principalmente *Ophiomorpha*, *Thalassinoides*, *Taenidium*, *Diplocraterion*, *Teichichinus*, seguidos, em menores proporções, de *Planolites* e *Skolithos* (Fig. 7E). Medidas de paleocorrente dos arenitos estratificados da sub-as-

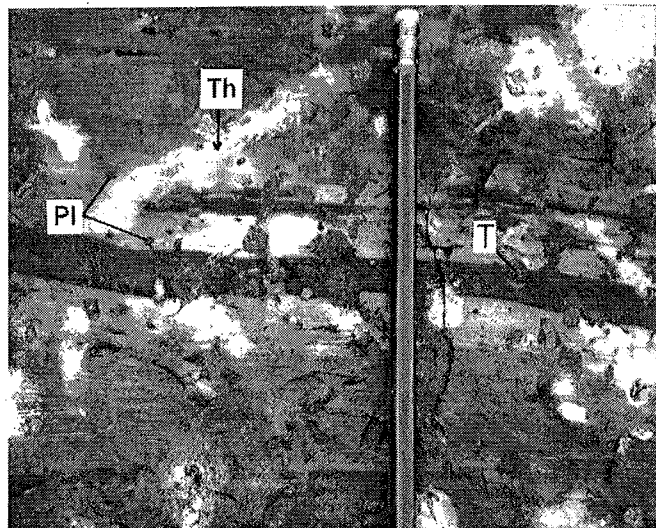


Figura 6 – Depósitos heterolíticos (fácies Ph) da sub-associação I2b - ambiente de planície de maré, formados pela intercalação de arenitos e argilitos (Pl=Planolites; T = *Teichichinus*; Th=*Thalassinoides*).

sociação I2c indicam fluxo dominante para ENE (Fig. 7F).

SUB-ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES I2D (DELTA DE MARÉ) Consiste em corpos amalgamados de arenito com geometria lobada. Cada lobo apresenta espessura média de 0,5 m, podendo alcançar 2 m. Sobrepostos, chegam a medir mais de 10 m de altura por 60 m de comprimento. Esta sub-associação inclui três fácies: arenito maciço (Am), bem selecionado, fino a médio, micáceo, com abundantes traços fósseis indistintos; arenito com estratificação cruzada planar incipiente contendo filmes e/ou fragmentos de argila nos *foresets* (fácies At); e argilito maciço (Agm), amarelado, contendo abundante bioturbação com traços fósseis indeterminados. Estas fácies ocorrem intercaladas, formando ciclos granocrescentes ascendentes (Fig. 8 A,B).

A associação de fácies I2 registra uma variedade de sub-ambientes deposicionais que são melhores justificados em um sistema deposicional estuarino, cuja interpretação acha-se apoiada em três características fundamentais. Primeiro, esta interpretação estuarina é sugerida pela gradação com estratos formados em ambientes fluviais na base da sucessão. Segundo, a assembléia icnológica dominada por *Diplocraterion*, *Planolites*, *Thalassinoides*, *Teichichinus*, *Ophiomorpha*, *Cylindrichnus*, *Skolithos* e *Chondrites* (?), é comum em ambientes marinho-marginais. Finalmente, a presença de estruturas sedimentares que registram a influência de maré é consistente com a proposição de ambiente estuarino. Registro de fluxos sujeitos a correntes de maré é feito pela abundância de recobrimentos argilosos e superfícies de reativação nos estratos cruzados e, principalmente, pelas sucessões de *foresets* bandados, alternadamente espessos e delgados, atribuídos à ciclicidade de maré. Estruturas similares têm sido amplamente usadas como um dos principais critérios na identificação de ambientes sujeitos a fluxos periódicos causados pela variação diurna de correntes de maré (p.e., Smith 1988, Boer *et al.* 1989, Nio & Yang 1991). A ocorrência de estratos cruzados mostrando padrão de paleocorrentes bidirecional, embora não exatamente

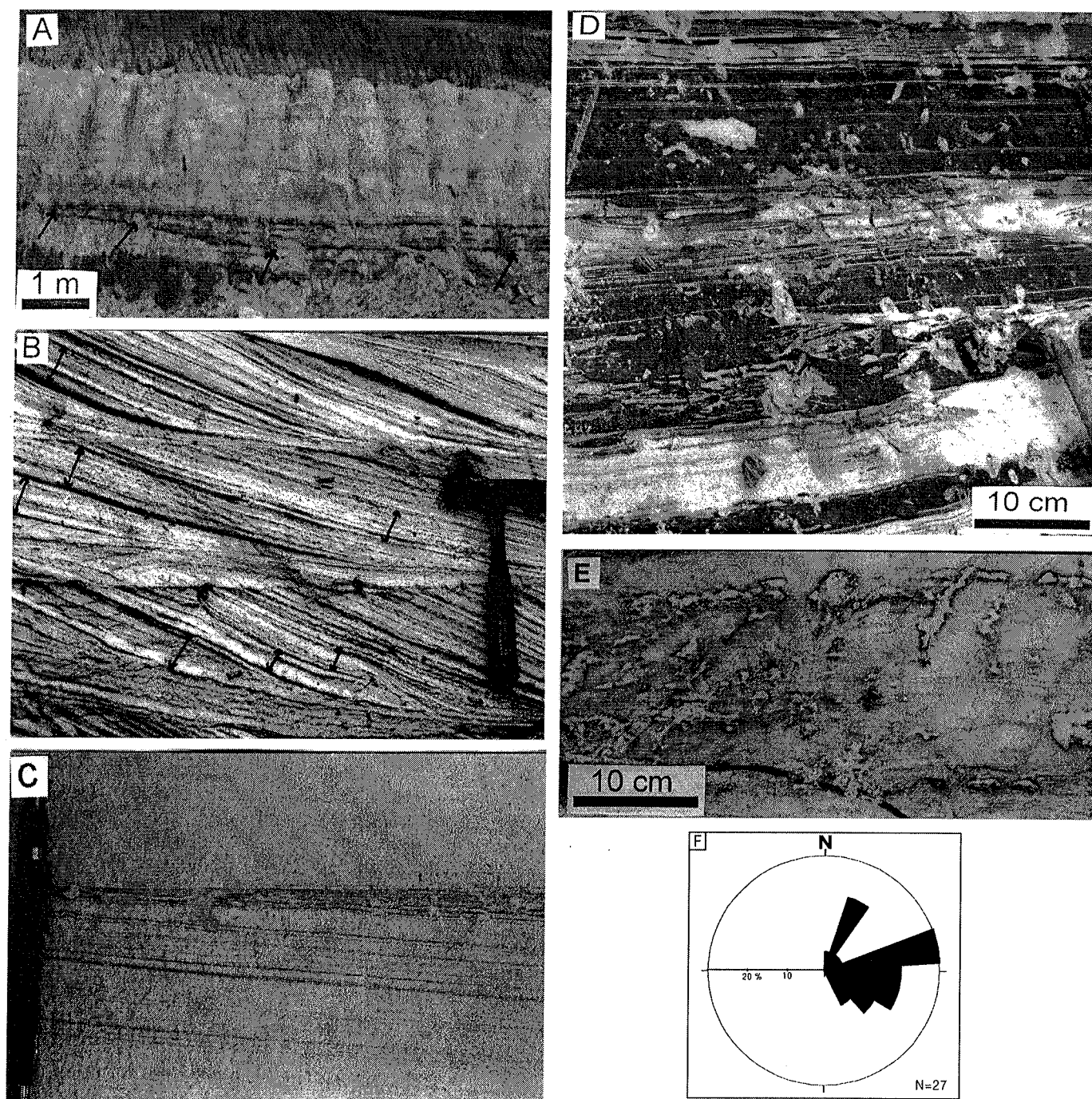


Figura 7 – (A) Vista geral da associação de fácies I2d-canal de maré. Notar superfície erosiva ligeiramente côncava, que definem a base do canal (setas). Notar também o preenchimento representado por depósitos heterolíticos. B) Detalhe de estratificações cruzadas planares de médio porte, representativas dos depósitos de canal de maré. Notar a abundância de superfícies de reativação e/ou recobrimentos argilosos definindo pacotes de foresets alternadamente mais espessos e mais delgados (setas). C) Preenchimento de canal de maré representado por arenito com granulometria fina e estratificação paralela a cruzada de muito baixo ângulo. Notar concentração de minerais pesados ao longo das estratificações. D) Depósitos heterolíticos de preenchimento de canal de maré contendo bandamentos mais arenosos (porções mais claras) alternados com bandamentos mais argilosos (porções mais escuras). Observar presença de traços fósseis dispersos (setas). E) Mesmo que a Fig. C, mas com detalhes de áreas fortemente bioturbadas com traços de *Thalassinoides*. F) Paleocorrentes, medidas à partir de estratos cruzados da fácies At, indicando direção de fluxo predominantemente para E/NE.

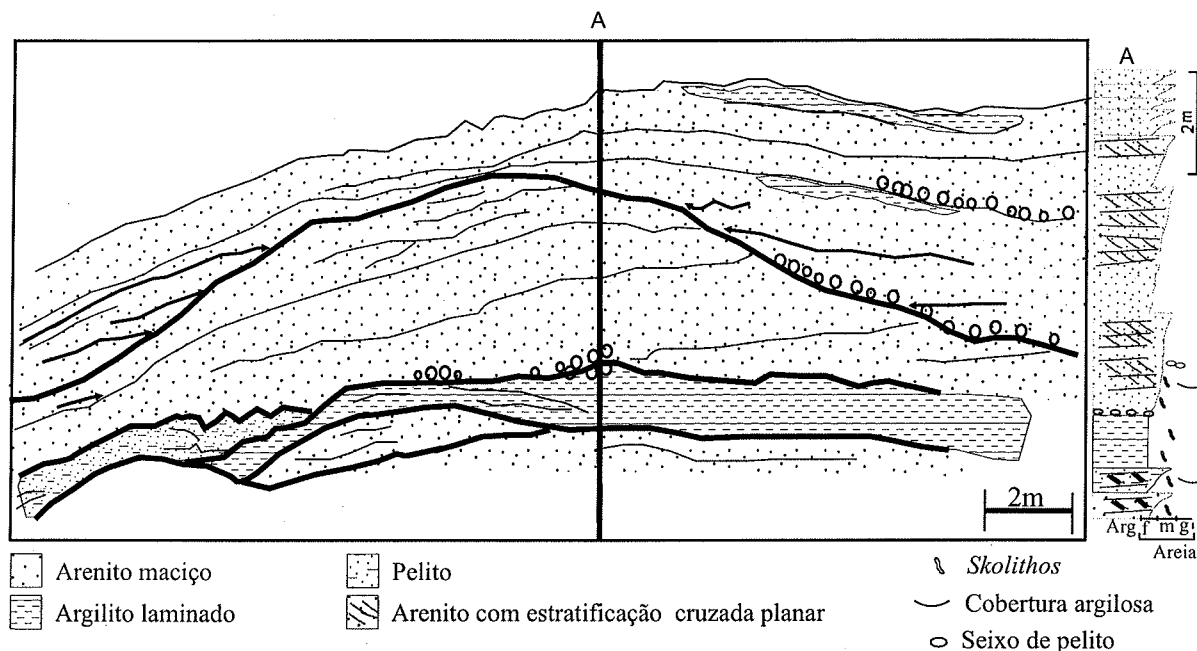


Figura 8 - Seção geológica e perfil litoestratigráfico representativo dos depósitos de delta de maré. Observar domínio de ciclos granocrescentes ascendentes.

reversos, ajuda a reforçar a influência de processos de maré na sub-associação I2c. Apesar de ser amplamente conhecido que a dinâmica das correntes de maré produz estratos reversos (i.e., 180°), as correntes de maré cheia e vazante não necessariamente seguem este padrão (Mowbray & Visser 1984), como é o caso do que ocorre na área de estudo. Momentâneo retrabalhamento pela ação de fluxo combinado é sugerido pela intercalação destes estratos com a fácies Ao contendo estratificação cruzada quase planar e estratificação cruzada *swaley*, já que estes estratos são entendidos como resultado da combinação de fluxo oscilatório e unidirecional (Nøttvedt & Kreisa 1987, Arnott 1992). Além disto, acamamentos heterolíticos, como ocorrem na associação de fácies I2, registram flutuações periódicas no fornecimento de carga de tração e suspensão o que, embora não exclusivo, são típicos de ambientes sujeitos à ação de maré (e.g., Reineck & Singh 1986, Terwindt 1971, Terwindt & Breusers 1972, Mowbray 1983).

Considerando-se sistema estuarino, a ocorrência de estratos heterolíticos lateralmente contínuos na sub-associação de fácies I2a demonstra deposição em área ampla e plana o que, aliado às demais características, sugere que o ambiente deposicional foi de planície de maré. A maior intensidade em bioturbações para o topo dos estratos heterolíticos, seguida do adelgaçamento e gradação normal dos estratos, refletem progressiva diminuição ascendente de energia, o que provavelmente se associou a zonas de intermaré/supramaré. A abundância de rochas finas formadas a partir de suspensões e predomínio de diminutos traços fósseis similares a *Chondrites* na sub-associação I2b é atribuída a deposição por suspensão em áreas submetidas a energia muito baixa, o que sugere ambiente da baía estuarina. Os depósitos conglomeráticos intercalados nos depósitos de baía são associados com movimentos rápidos de massas de sedimento devido a uma momentânea instabilidade da bacia estuarina, como discutido em detalhes por Rossetti & Santos Jr. (2003).

A sub-associação de fácies I2c é atribuída a ambiente de canal

de maré, submetido esporadicamente à ação de fluxo combinado. A atribuição a estratos de preenchimento de canal condiz com as seguintes feições: a) geometria ligeiramente côncava, geralmente recoberta por fragmentos de pelito e quartzo; e b) arranjo interno em ciclos de granodecrescência e adelgaçamento dos estratos para cima (i.e., *finning-thinning-upward*), os quais atestam diminuição da energia de fluxo em direção ao topo, típico em preenchimento de canal. Os estratos cruzados compostos denotam o desenvolvimento de formas de leito de grande porte em cujas superfícies se sobrepuseram leitos menores. Tais feições ocorrem comumente em associação com depósitos de canais e representam depósitos de barras internas. Canais preenchidos por acamamento heterolítico, como na associação I2c, são particularmente comuns em ambiente de canais de maré, devido à freqüente oscilação das correntes de maré. A presença de *Ophiomorpha*, *Skolithos*, *Thalassinoides* e *Planolites* sugerem deposição em área próxima ao litoral, sob a ação de águas marinhas e agitadas, consistentes com a atribuição a canais de maré.

A geometria lobada da sub-associação I2d e seu arranjo em ciclos de granocrescência ascendente suportam gênese sob forma de lobos de suspensão. A abundância de superfícies de reativação com recobrimentos argilosos ao longo dos *foresets* relembra os estratos cruzados gerados por influência de maré das outras sub-associações de fácies registradas na Formação Ipixuna. Embora a distribuição paleogeográfica dos diversos sub-ambientes seja uma tarefa difícil de ser reconstituída pela falta de continuidade física dos afloramentos, o mais provável é que a sub-associação I2d registre pequenos deltas de maré conectados com o sistema estuarino proposto neste trabalho (ver abaixo).

DISCUSSÃO DO MODELO DEPOSICIONAL Os poucos trabalhos faciológicos sobre a Formação Ipixuna levaram à proposta de paleoambientes exclusivamente fluviais (Góes 1981). Porém, os estudos na presente área revelou a ocorrência de uma

variedade de ambientes deposicionais geneticamente relacionados, onde depósitos fluviais são cobertos gradacionalmente por depósitos de ambientes de influência marinha, o que mais provavelmente ocorreu no interior de um sistema estuarino. As características sedimentológicas e o arranjo espacial dos estratos basais da Formação Ipixuna sugerem a presença de um sistema fluvial meandrante. Esta interpretação deve-se principalmente à superposição de depósitos atribuídos a canal fluvial (influenciado por maré?; sub-associação I1a) por depósitos bem desenvolvidos de planície de inundação/meandro abandonado (sub-associação I1b), o que resultou em um intervalo com tendência geral de granodecrescência e adelgaçamento dos estratos ascendentes. O registro de depósitos de canais abandonados e leques de transbordamentos na sub-associação I1 é consistente com sistemas de canais sinuosos. Planícies de inundação com meandros abandonados bem desenvolvidos são típicos de sistemas fluviais com alta sinuosidade. O abandono de canais nestes sistemas proporciona a geração de lagos abandonados, os quais são amplamente registrados em uma variedade de sistemas fluviais meandrantos modernos e antigos (p.e., Cant 1988, Reading & Levell 1996).

O arranjo arquitetural das associações de fácies da Formação Ipixuna, representado por depósitos característicos de ambiente fluvial meandrante (sub-associações I1a e I1b), superpostos gradativamente por depósitos de natureza estuarina (sub-associações I2a, I2b e I2c), registra deslocamento de águas marinhas em direção a áreas mais continentais devido a elevação do nível relativo do mar. O avanço da linha de costa sobre a porção E da Sub-Bacia de Cameté durante o Cretáceo Superior proporcionou a instalação de uma ampla baía estuarina até pelo menos a porção média do rio Capim.

Embora os depósitos caulínicos da Formação Ipixuna permitam o reconhecimento de um complexo estuarino na área de estudo, a

limitação natural das exposições impede uma discussão mais detalhada do tipo de estuário. Esta dificuldade deve-se também ao fato da área de estudo registrar as partes proximais do paleossistema estuarino, indicado pela presença de depósitos fluviais bem desenvolvidos gradacionalmente sobrepostos por estratos estuarinos. Nesta parte do estuário dominaram processos fluviais e os resultantes da ação de correntes de maré, seja em estuário dominado por onda, seja em estuário com domínio de maré. A distinção entre ambos tipos de sistema torna-se mais clara apenas no segmento mais distal do estuário, onde a ação dominante de ondas resultou no retrabalhamento de sedimentos e bloqueio parcial da desembocadura pelo desenvolvimento de complexos de ilhas barreiras (canais de *inlet*/transbordamento por tempestade, delta de maré). Embora os dados disponíveis não permitam uma discussão mais completa, um modelo de estuário dominado por onda (Fig. 9) é favorecido para os depósitos estudados tomando-se por base a presença de deltas de maré (sub-associação I2d). Deltas de maré são comuns em associação com ilhas barreiras que se formam na porção mais distal de estuários com domínio de onda (Moslow 1983, Dalrymple 1992). Além disto, lobos de suspensão podem também se formar em associação a depósitos proximais, quando o influxo fluvial despeja sua carga sedimentar ao adentrar na bacia central, formando deltas de cabeceira (Heerden & Roberts 1988). Estes dois tipos de delta são esperados em estuários dominados por onda. Este modelo é ainda reforçado na área de estudo pela ocorrência de estruturas geradas por fluxo combinado (i.e., estratificação cruzada *swaley*, laminação quase-planar, marcas onda simétricas) em depósitos de canal de maré, já que tais feições são esperadas nas porções distais de sistemas estuarinos dominados por onda (Dalrymple 1992, Dalrymple *et al.* 1992). Assim, a partir das discussões apresentadas, sugere-se que os depósitos transgressivos da porção média do rio Capim registram a porção proximal

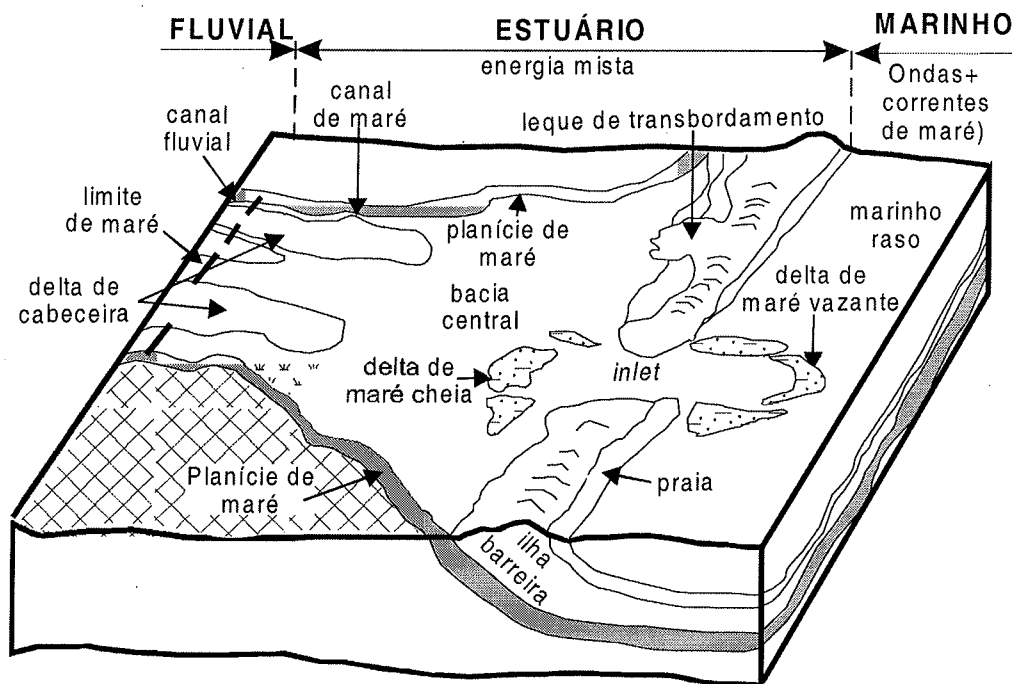


Figura 9 - Diagrama esquemático ilustrativo do sistema deposicional proposto para os depósitos da Formação Ipixuna na porção média do rio Capim, leste da Sub-Bacia de Cameté.

de um sistema estuarino dominado por onda, enquanto os depósitos atribuídos a deltas de maré, canal de maré e praia são correspondentes ao segmento mais distal deste sistema.

ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA A Formação Ipixuna formou-se em um tempo incerto entre o Cretáceo Superior e o Terciário Inferior (Jupiassú 1970). Na área de estudo, a base desta unidade caulínica ocorre em contato discordante (Fig. 10) com arenitos quartzosos e estratificados, bem como siltitos e argilitos de coloração vermelho-chocolate, os quais contém estruturas sedimentares típicas da ação de ondas, como estratificação cruzada *swaley* e laminação cruzada truncante de baixo ângulo. Basea-

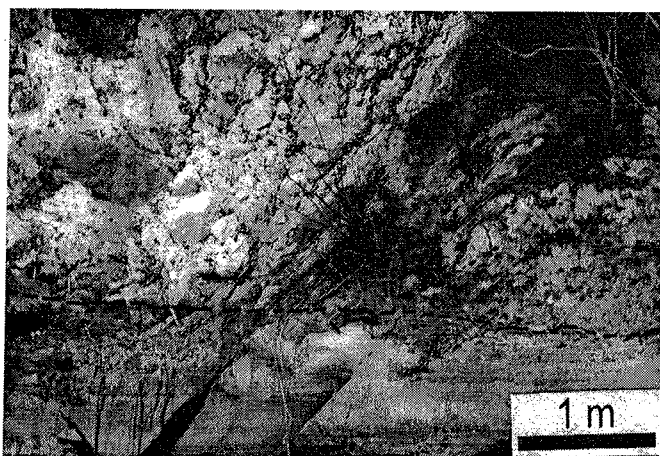


Figura 10 - Base discordante da Formação Ipixuna com arenitos estratificados, de provável idade albiana/cenomaniana observada ao longo do rio Capim.

LITOESTRATIGRAFIA				
Idade		Bacia São Luís-Grajaú	Sub-Bacia Cametá	
Quat	Pleis	Fm. Pós-Barreiras	Superfície Pós-Barreiras	Subsuperfície Fm. Tucunaré
	Plio. Mioc.	Fm. Pirabas/Barreiras	Fm. Barreiras	Fm. Marajo
TERCIÁRIO		?	?	Fm. Limoeiro
		Fm. Cujupe	Fm. Ipixuna	
CRETÁCEO	Cret. Albo-Cenoman. Sup.	?	?	
		Fm. Alcântara	Fm. Itapecuru	Fm. Itapecuru
		Unidade Indiferenciada	Não aflorante	Fm. Breves
		Appt.	Fm. Codó/Grajaú	

Figura 11 - Correlação litoestratigráfica das unidades cretáceas da área de estudo na região do rio Capim com depósitos equivalentes em subsuperfície, bem como depósitos cretáceos da Bacia de São Luís-Grajaú.

do destas características, é possível que estes depósitos correspondam à Formação Alcântara do Grupo Itapecuru exposto na Bacia de São Luís-Grajaú, cuja idade é albiânica superior-cenomaniana (Rossetti 1996, 1997). É relevante mencionar, a título de correlação estratigráfica, que a Formação Alcântara também está coberta por depósitos caulínicos, designados naquela bacia de Formação Cujupe (Rossetti 1998; Fig. 12). Em ambos os casos, o contato inferior da unidade caulínica é claramente discordante, sendo marcado por relevo erosional e, localmente, *lags* constituídos de seixos de quartzo, argilito e arenito. Similarmente, o topo da unidade caulínica, tanto na Sub-bacia de Cametá, quanto na Bacia de São Luís-Grajaú, é também discordante com os depósitos sobrejacentes da Formação Barreiras, de idade miocênica. Esta discordância do topo é salientada pela presença de paleossolo laterítico/bauxítico e/ou seixos e blocos de laterita retrabalhada. Trabalhos anteriores sugerem uma idade incerta paleógena (provavelmente eocênica) para este evento laterítico/bauxítico que ocorre na região norte do Brasil (Truckenbrodt *et al.* 1995).

Tendo em vista as informações acima apresentadas, considera-se, neste trabalho, que a Formação Ipixuna foi depositada em um tempo possivelmente ainda no final do Cretáceo ou início do Terciário Inferior. Com base neste posicionamento estratigráfico, pode-se, então, correlacionar esta unidade caulínica com a porção superior da Formação Limoeiro, definida em sub-superfície na Sub-Bacia de Cametá (Fig. 11).

O mapeamento de superfícies de descontinuidade de caráter regional (correlacionável pelo menos entre os perfis estudados, distanciados em cerca de 60 km) na Formação Ipixuna permite agrupar esta unidade em dois intervalos estratigráficos (A1 e A2; Tabela 2). A unidade A1 representa a porção inferior da Formação Ipixuna e compreende depósitos do complexo fluvial (canal fluvial influenciado por maré? e planície de inundaçã/meandro abandonado), além de grande parte dos depósitos do complexo estuarino (planície de maré/inundaçã e baía estuarina). A base desta unidade não pode ser vista em superfície. Seu topo é definido por uma superfície de descontinuidade bem marcada, referida aqui de SD1 (Tab. II; Fig. 12A). Esta superfície é caracterizada por natureza erosiva, com relevo suave de até 0,5 m na escala de afloramento e horizonte mosqueado a concrecionário, atribuído a paleossolo, cujo topo pode ser salientado por *lag* de seixos de argilito e concreções ferruginosas. Ao longo da mina IRCC (ver Fig. 1 para localização), esta superfície apresenta natureza composta, revelada pela sua ramificação em até três superfícies, que se estendem por até 500m de distância. Estas superfícies múltiplas delimitam delgados intervalos de pelitos de até 0,5 m de espessura, caracterizados por apresentar estruturas deformacionais sindeposicionais, tais como: *ball-and-pillow*, estruturas em chama e cúspide, e dobramentos convolutos, além de fraturas e falhas de pequenas escalas. A unidade A2 (Tabela 2) corresponde à porção superior da Formação Ipixuna, sendo formada pela fácies pelítica com acamamento heterolítico, atribuída a ambientes de baía estuarina. Esta unidade ocorre sobre a superfície de descontinuidade SD1, sendo limitada no topo por outra superfície de descontinuidade de caráter regional, designada aqui de SD2 (Fig. 12B). A superfície SD2, que separa a Formação Ipixuna da sucessão miocênica sobrejacente (Formação Barreiras), é planar a fortemente erosiva, alcançando até 15 m de relevo na escala de afloramento. É importante mencionar que traços fósseis atribuídos à icnofácies *Trypanites* são comuns nesta superfície de descontinuidade (Fig. 12C).

A superfície SD1 registra um momento de interrupção na sedi-

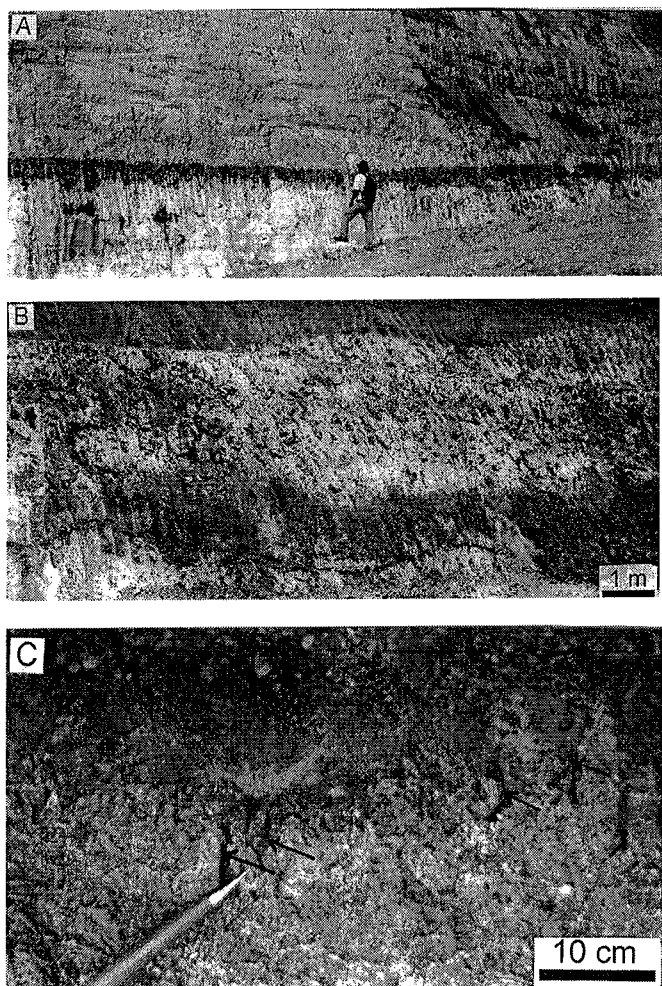
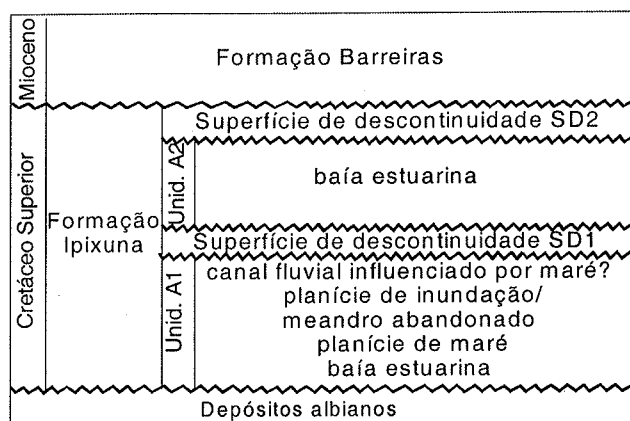


Figura 12 - A,B) Superfície de descontinuidade SD1 separando as unidades A1 e A2 dos depósitos da Formação Ipixuna. B) Superfície de descontinuidade SD2 marcando o fim da sedimentação cretácea na área de estudo. C) Vista em planta de traços fósseis da icnofácies *Trypanites*, que ocorre ao longo da superfície de descontinuidade SD2.

Tabela 2 - Arcabouço estratigráfico da Formação Ipixuna na porção média do rio Capim.



mentação, com formação de paleossolo laterítico, o que evidencia exposição sub-aérea. A presença desta descontinuidade levanta duas possibilidades: 1. a unidade A2 registra uma sequência deposicional de alta frequência do sistema estuarino estudado; ou 2) a unidade A2 pode estar geneticamente não relacionada com os estratos subjacentes, representando o registro parcial de uma outra sequência deposicional. A ausência de dados bioestratigráficos representa um problema para a interpretação destes estratos, porém o domínio de depósitos argilosos bioturbados nesta unidade leva a sugerir que ela possa registrar ambiente de baía estuarina, estando ainda possivelmente relacionada com o sistema estuarino representado pela unidade A1. Assim, após fase de rebaixamento do nível do mar relativo, o estuário tornou-se exposto e, com nova transgressão, continuou seu processo de preenchimento, gerando uma sucessão composta. As feições sedimentares deformacionais associadas à superfície SD1 registram momentos de instabilidade durante sua formação, que foram também provavelmente responsáveis pela sua natureza composta. Uma discussão detalhada da natureza destas estruturas deformacionais foi previamente apresentada, sendo origem ligada com fatores sísmicos a mais provável (Rossetti & Santos Jr. 2003). Interpretação similar foi também proposta para superfície estratigráfica correlata presente na Formação Cujupe da Bacia de São Luís-Grajaú (Rossetti 1998, Lima & Rossetti 2001). Portanto, sugere-se que após a deposição da unidade A1 houve momento de interrupção na sedimentação estuarina, que foi seguida por vários episódios alternados de sedimentação e erosão, com formação dos estratos deformados. As múltiplas descontinuidades associadas com a superfície SD1 e o seu íntimo relacionamento com feições deformacionais atribuídas a abalos sísmicos, como discutido acima, levam a propor que este retorno de sedimentação estuarina teria ocorrido em função de fator sísmico, que teria produzido deslocamento de blocos, criando áreas elevadas que funcionaram como fontes de sedimentos, e áreas deprimidas onde os sedimentos voltaram a se acumular.

A superfície SD2 é definida como limite de sequência formado no transcorrer do Cretáceo Superior durante rebaixamento do nível do mar relativo. Esta interpretação baseia-se no seu aspecto fortemente erosivo, associado com o desenvolvimento de paleossolo. O tempo de rebaixamento do nível do mar relativo pode ter se prolongado por todo o Terciário Inferior, com retorno à sedimentação apenas no Mioceno, como registrado pela Formação Barreiras, diretamente sobreposta à superfície SD2. Interpreta-se que esta superfície tenha significado genético composto caracterizando, além de limite de sequência, superfície de transgressão. Esta interpretação é consistente com a natureza essencialmente estuarina da Formação Barreiras sobreposta e sua associação com traços fósseis atribuídos à icnofábrica *Trypanites*. É importante mencionar, ainda, que esta superfície com paleossolo laterítico é mapeável por uma grande extensão na região norte do Brasil, estando bem desenvolvida no topo da Formação Cujupe da Bacia de São Luís-Grajaú (Rossetti 1998), também de natureza arcoseana e possivelmente correlacionável à Formação Ipixuna.

CONCLUSÕES Contrariamente a interpretações prévias, a análise faciológica da Formação Ipixuna exposta na porção leste da Sub-Bacia de Cametá, adicionado à presença de traços fósseis típicos de zona litorânea, como mencionado acima, é consistente com sua deposição em ambientes fluviais a estuarinos. O arranjo arquitetural dos estratos representado, na base, por associação de fácies atribuída a complexo fluvial sobreposta gradativamente

por depósitos estuarinos, atesta deslocamento de águas marinhas em direção a áreas mais continentais, decorrente de processo transgressivo durante o Cretáceo Superior(?). A análise faciológica e estratigráfica dos depósitos estudados, levou ao reconhecimento de duas unidades estratigráficas (A1 e A2) limitadas por superfícies de descontinuidade regional (SD1 e SD2). A unidade A2 registra uma sequência deposicional distinta, porém os dados disponíveis são insuficientes para se concluir se esta representa uma sequência de alta frequência de um sistema estuarino do tipo composto. De qualquer forma, as estruturas sedimentares associadas com a superfície SD1 sugerem possível envolvimento com atividades sísmicas durante sua formação. O topo da unidade A2 registra um evento de caráter regional que pode ser correlacionável com o topo da Formação Cuijue na bacia de São Luís-Grajaú, marcando período significativo de rebaixamento do nível do mar relativo, por tempo suficiente para permitir exposição sub-aérea e desenvolvimento de paleossolo laterítico. O registro de depósitos

estuarinos na área do rio Capim Caulim é importante não só para o estabelecimento de modelos paleogeográficos mais precisos, mas sobretudo para se discutir a gênese do caulim associado. Isto porque a concentração de caulim com maior interesse econômico parece restringir-se aos depósitos da unidade A1, enquanto que o caulim do tipo semi-*flint*, correspondente a material endurecido e de extração relativamente mais difícil, acha-se associado com a unidade A2. Este controle sedimentológico/estratigráfico na gênese do caulim deverá ser enfocando em estudos futuros.

Agradecimentos Este estudo foi realizado com o suporte financeiro do CNPq (Chamada Universal 2001-Projeto 474978/01-0). Os autores desejam expressar seus agradecimentos à Pará Pigmentos S/A (PPSA) e à Imery Rio Caulim Capim (IRCC), pela autorização de acesso a suas áreas de atividade. Aos revisores da RBG pelas sugestões ao manuscrito. O Museu Paraense Emílio Goeldi forneceu apoio logístico para deslocamento em campo.

Referências

- Amott W.C. 1992. Ripple cross-stratification in Swaley cross-stratified sandstone of the Chungo Member Mount Yamnuska, Alberta. *Can. J. Earth Science*, **29**:1802-1805.
- Azevedo R.P. 1991. *Tectonic evolution of Brazilian Equatorial continental margin basins*. Tese de Doutorado, Royal School of Mines Imperial College, Londres, 412 p.
- Boersma J.R. & Terwindt J.H.J. 1981. Neap-spring tide sequences of intertidal shoal deposits in a mesotidal estuary. *Sedimentology*, **28**:151-170.
- Boer P.L., Oost A.P., Visser M.J. 1989. The diurnal inequality of the tide as a parameter for recognizing tidal influences. *J. Sed. Pet.*, **59**:912-921.
- Cant D.J. 1988. Fluvial facies models and their application. In: P.A. Scholle & D. Spearing (eds.) *Sandstone depositional environments*. Tulsa, The AAPG, pp.:115-138.
- Dalrymple R.W. 1992. Tidal Depositional Systems. In: R.G. Walker & N.P. James (eds.) *Facies models: response to sea level change*. Ontario, Geol. Ass. Canada, pp.:5-36.
- Dalrymple R.W., Zaitlin B.A., Boyd R. 1992. Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. *J. Sed. Pet.*, **62**:1130-1146.
- Francisco B.H.R., Lowensterin P., Silva O.F., Silva G.G. 1971. Contribuição à geologia da Folha de São Luís (AS-23) no Estado do Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Nova Série Geologia*, **17**:1-40.
- Galvão M.V.G. 1991. *Evolução termodinâmica da Bacia do Marajó, Estado do Pará, Brasil*. Dissertação de Mestrado, Universidade de Ouro Preto, Ouro Preto, 193 p.
- Góes A.M. 1981. *Estudo sedimentológico dos sedimentos Barreiras, Ipixuna e Itapecuru, no nordeste do Estado do Pará e noroeste do Maranhão*. Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 55 p.
- Heerden I. L. & Roberts H.H. 1988. Facies development of Atchafalaya Delta, Lusiana: a modern bayhead delta. *A APG Bull.*, **72**:439-453.
- 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.
- Kotschoubey B., Truckenbrodt W., Hieronymus B. 1996. Depósitos de caulim e argila semi-*flint* no nordeste do Pará. *Rev. Bras. Geoc.*, **26**:71-80.
- Kotschoubey B., Duarte A. L. S., Truckenbrodt, W. 1999. Cobertura bauxítica e origem do caulim do Morro do Felipe, Baixo rio Jari, Estado do Amapá. *Rev. Bras. Geoc.*, **29**:331-338.
- Lima R.D. & Rossetti D.F. 2001. Análise faciológica e sequencial de depósitos de delta de baía (Neocretáceo), leste da Bacia do Grajaú, MA. In: D.F. Rossetti, A.M. Góes & W. Truckenbrodt (eds.) *O Cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú*. Belém, Editora Goeldi, pp.:151-174.
- Moslow T.F. 1983. *Depositional models of shelf and shoreline sandstones*. Geological Survey, Louisiana, 102 pp.
- Mowbray T. 1983. The genesis of lateral accretion deposits in recent intertidal mudflat channels, Solway Firth, Scotland. *Sedimentology*, **30**:425-435.
- Mowbray T. & Visser M.J. 1984. Reactivation surfaces in subtidal channel deposits, Oosterchelde, Southwest Netherlands. *J. Sed. Pet.*, **54**:811-824.
- Murray H.H. & Keller W.D. 1993. *Kaolins, Kaolins and Kaolins*. In: H. Murray, W. Bundy & C. Harvey (eds.) *Kaolin genesis and utilization*. Clay Mineral Society Special Publication 1, pp.:1-24.
- Nio S.D. & Yang C.S. 1991. Diagnostic attributes of clastical tidal deposits: a review. In D.G. Smith, G.E. Reison, B.A. Zaitlin & R.A. Rahmani (eds.) *Clastical tidal sedimentology*. Calgary, Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 16, pp.:3-28.
- Nøttvedt A., Kreisa R.D. 1987. Model for the combined-flow origin of hummocky cross-stratification. *Geology*, **15**:357-661.
- Reading H.G. & Levell B.K. 1996. Controls on the sedimentary rock record. In: H.G. Reading (ed.) *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*. Oxford, Blackwell Science, pp.:5-36.
- Reid I. & Frostick L.E. 1994. Fluvial sediment transport and deposition. In: K. Pye (ed.) *Sediment transport and depositional processes*.

- Oxford, Blackwell Science, pp.:89-156.
- Reineck H.E. & Singh I.B. 1986. *Depositional sedimentary environments (with reference to terrigenous clastics)*. Germany, Spring-Verlag, 551 pp.
- Rossetti D.F. 1996. Sequence stratigraphic significance of two estuarine valley fills: The Upper Itapecurú Formation in the São Luís Basin, Northern Brazil. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, **19**:111-125.
- Rossetti D.F. 1997. Internal architecture of mixed tide and storm influenced deposits: an example from the Alcântara Formation, northern Brazil. *Sed. Geol.*, **114**:163-188.
- Rossetti D.F. 1998. Facies Architecture and sequential evolution of incised valley estuarine fills: The Upper Itapecuru Formation (São Luís Basin), northern Brazil. *J. Sed. Res.*, **68**:299-310.
- Rossetti D.F. & Santos Jr. A.E.A. 2003. Sismic events in Upper Cretaceous deposits of northern Brazil and its role in the genesis of the Kaolim. *Sedim. Geol.*, **161**:107-130.
- Smith D.G. 1988. Tidal bundles and mud coplets in the MacMurray Formation, Northeastern Alberta, Canada. *Bull. Can. Petrol.Geol.*, **36**:216-219.
- Souza D.J.L. 2000. *Caracterização geológica, mineralógica, química e física do caulim da RCC - rio Capim Caulim (PA)*. Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 116 p.
- Terwindt J.H.J. 1971. Lithofacies of inshore estuarine and tidal inlet deposits. *Geol. Mijnbouw*, **50**:515-526.
- Terwindt J.H.J. & Breusers N.H.C. 1972. Experiments on the origin of flaser, lenticular, and sand-clay alternating bedding. *Sedimentology*, **19**:85-98.
- Truckenbrodt W., Kotschoubey B., Schellmann W. 1991. Composition and origin of the clay cover on North Brazilian laterites. *Geol. Rundsc.*, **80**:591-610.
- Truckenbrodt W., Kotschoubey B., Hyeronymus B. 1995. Aluminization: an important process in the evolution of Amazonian bauxites. *Trav. de ICSOBA*, **22**:27-42.
- Villegas J.M.C. 1994. *Geologia estrutural da Bacia do Marajó*. Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 19 p.

Manuscrito A-1395

Recebido em 12 de dezembro de 2002

Revisão dos autores em 15 de setembro de 2003

Revisão aceita em 20 de setembro de 2003