

Depósitos flúvio-costeiros da Formação Raizama, Ediacarano-Cambriano da Faixa Paraguai Norte, região de Nobres, Mato Grosso, Brasil

Fluvial-coastal deposits from Raizama Formation, Ediacaran-Cambrian of the Northern Paraguay Belt, Nobres region, State of Mato Grosso, Brazil

Hudson Pereira Santos¹, José Bandeira Cavalcante da Silva Júnior², Afonso César Rodrigues Nogueira^{1,2}, Francisco Romério Abrantes Júnior¹

¹Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará - UFPA, Rua Augusto Corrêa s/n, CEP 66075-110, Belém, PA, BR (hudson@ufpa.br, anogueira@ufpa.br; jrbrantes@hotmail.com)

²Faculdade de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará - UFPA, Belém, PA, BR (jbandeira@ufpa.br)

Recebido em 27 de março de 2014; aceito em 09 de setembro de 2014

Resumo

Depósitos siliciclásticos da Formação Raizama de idade ediacarana-cambriana são expostos descontinuamente ao longo da margem sul do Cráton Amazônico e Faixa Paraguai Norte, centro-oeste do Brasil. Estes depósitos são interpretados por sucessões costeiras progradaçãoais, sobrepondo em conformidade os depósitos carbonáticos do Grupo Araras. A análise faciológica e estratigráfica da seção aflorante na região de Nobres, Estado do Mato Grosso, permitiu a individualização de dezessete fácies sedimentares agrupadas em cinco associações de fácies (AF): AF1 *shoreface* inferior consiste de arenitos com laminação plano-paralela e truncada por onda (*microhummocky*), intercalados por pelitos laminados, e com níveis bioturbados por tubos verticais perfurantes; AF2 *shoreface* superior, formada por arenitos com estratificação plano-paralela e cruzada *swaley*; AF3 submaré, composta por arenitos com estratificações cruzadas tangenciais e acanaladas com recobrimentos de siltito/arenito muito fino interpretados como depósitos de canal e barras; AF4 planície de maré é caracterizada por arenitos com estratificação cruzada tangencial e sigmoidal, laminação plano-paralela a cruzada de baixo ângulo, gretas de contração, intercalados por siltitos/arenito muito finos com acamamento *flaser*, organizados em ciclos de raseamento ascendente; e AF5 fluvial entrelaçado distal é constituída por arenitos com estratificação cruzada acanalada com *lags* lateralmente descontínuos, estratificações plano-paralelas e cruzadas de baixo-ângulo, parcialmente retrabalhadas por onda. A sedimentação da Formação Raizama indica que o fornecimento de sedimentos siliciclásticos estariam relacionado a soerguimentos no Cráton à noroeste da área estudada, sucedendo os depósitos carbonáticos do Grupo Araras. Traços fósseis tubulares descritos na AF1 indicam, pela primeira vez, a presença de traços fósseis perfurantes sugerindo uma idade deposicional para Formação Raizama mais próxima ao limite Ediacarano-Cambriano.

Palavras-chave: Ediacarano-Cambriano; Cráton Amazônico; Faixa Paraguai; Formação Raizama; Depósitos costeiros.

Abstract

The Ediacaran-Cambrian Raizama Formation presents siliciclastic deposits exposed discontinuously along of the southern margin of the Amazon Craton and the Northern Paraguay Belt, Central-Western Brazil. These deposits are interpreted as progradational coastal succession conformably overling the carbonate platform succession of the Upper Araras Group. The facies and stratigraphic analysis of outcrop section were carried out in the Nobres region, State of Mato Grosso, allowed the individualization of seventeen facies, grouped into five facies associations (FA): FA1 lower shoreface, consisting of sandstone with parallel and wave-truncated lamination (*microhummocky*) parted by laminated mudstones, locally bioturbed by Skolithos; FA2 upper shoreface, composed by parallel and *swaley* cross bedded sandstone; FA3 subtidal, represented by sandstones with tangential and through cross stratifications draped by siltstone/very fine sandstone laminae interpreted as channel and bar deposits; FA4 tidal flat is characterized by sandstones with tangential and sigmoidal cross bedding, even parallel stratification, low-angle cross bedding, mud cracks, siltstone/very fine sandstone rhythmites with *flaser* bedding, organized in shallowing-meter scale cycles; and FA5 distal braid plain consisting of sandstones with through cross-bedding and laterally discontinuous lags, parallel stratification and low-angle cross stratification partially reworked by wave. The sedimentation of the Raizama Formation suggests an increase in the siliciclastic supply linked to uplift regions of the Craton in the northwest of the studied area, succeeding the Araras carbonate platform deposits. Tubular trace fossils in the FA1 indicate, by the first time, the presence of burrowed organisms, what strongly points to an age near of the Ediacaran-Cambrian boundary.

Keywords: Ediacaran-Cambrian; Amazon Craton; Paraguay Belt; Raizama Formation; Coastal deposits.

INTRODUÇÃO

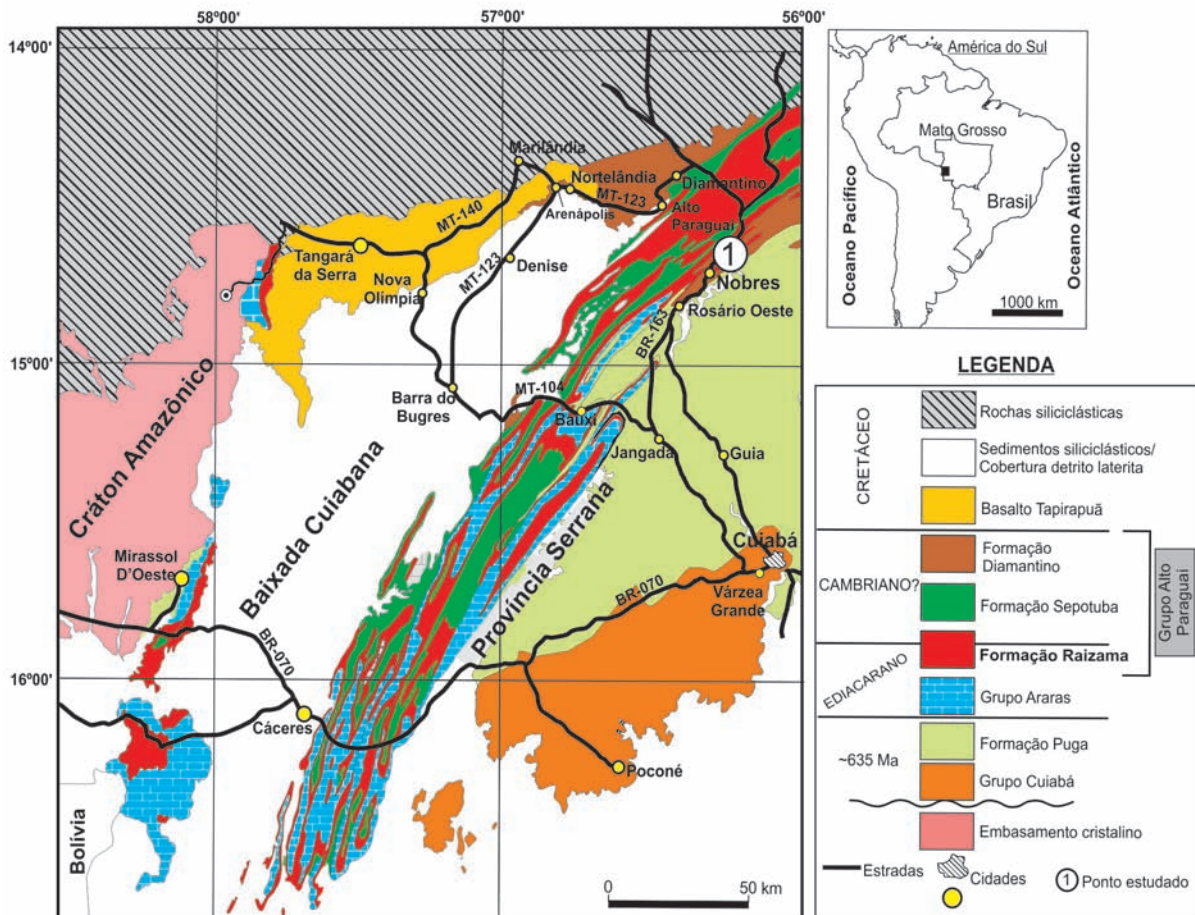
O intervalo Ediacarano-Cambriano é um dos períodos mais intrigantes da história da Terra, o qual é caracterizado por drásticas mudanças paleoceanográficas, bioevolutivas e paleoclimáticas, concomitantes com o aumento da oxigenação da superfície da Terra que ocorreu logo após o término da última glaciação global Neoproterozoica (Fike et al., 2006; Knoll et al., 2004; Kimura e Watanabe, 2001; Hoffman e Schrag, 2002; Halverson et al., 2005).

No centro-oeste brasileiro, a base do período Ediacarano é marcada pela formação de extensas plataformas carbonáticas do Grupo Araras, discordantemente recoberta por depósitos de rochas siliciclásticas do Grupo Alto Paraguai, com idade ediacarana-cambriana (635 – 541 Ma), distribuídas ao longo da margem sul do Cráton Amazônico e segmento norte da Faixa Paraguai (Almeida, 1964; Silva Jr., 2006; Nogueira et al., 2003, 2006, 2007; Bandeira et al., 2012).

Estes depósitos siliciclásticos representam o registro de extensas plataformas siliciclásticas com registro de ondas

de tempestade e maré que evidenciam uma conexão oceânica (Nogueira e Riccomini, 2006; Bandeira et al., 2012). Embora esta deposição tenha sido relacionada ao fechamento de um oceano denominado *Clymene* (Tohver et al., 2010; Trindade et al., 2006), rochas básicas de fundo oceânico nunca foram encontradas na Faixa Paraguai (Cordani et al., 2013). Isto sugere que a conexão oceânica tenha sido mais distal desta região dominada principalmente por plataformas continentais. Registros de diamictitos na base do Grupo Alto Paraguai foram supostamente atrelados a glaciação Gaskier com ocorrência limitada a porção leste da Faixa Paraguai Norte (Alvarenga et al., 2007).

Em ambos os casos, a resposta paleoambiental, paleoclimática, e paleogeográfica destes eventos ainda são pouco entendidas. Dessa forma, a análise de fácies e estratigráfica da sucessão sedimentar aflorante no leito do Rio Serragem II, em direção a Cachoeira do Tombador, região de Nobres, Mato Grosso, permitiu a caracterização de tais condições, proporcionando um melhor entendimento dos depósitos siliciclásticos da Formação Raizama na porção norte da Faixa Paraguai Norte (Figura 1).



Fonte: modificado de Silva Jr. (2006).

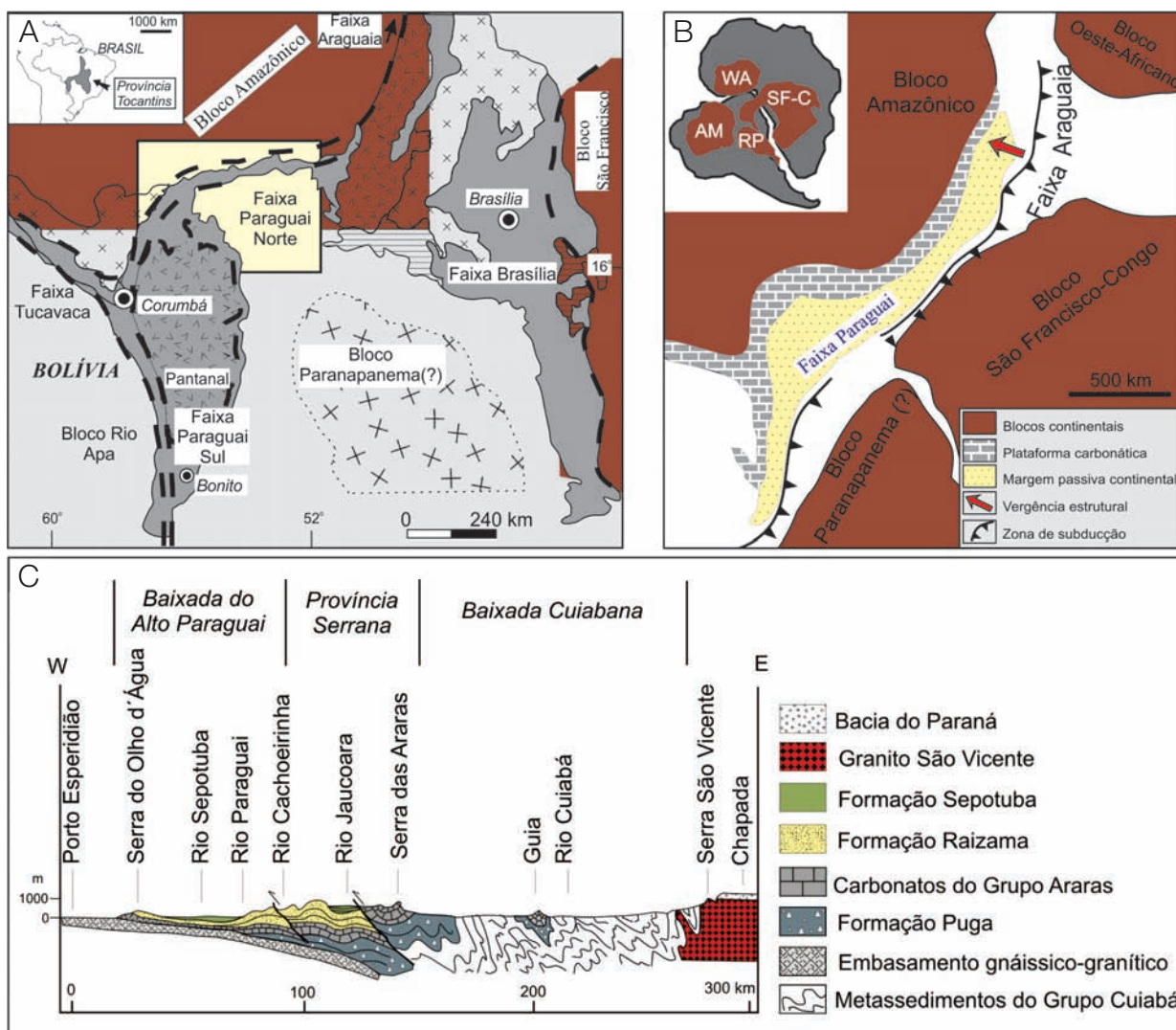
Figura 1. Mapa geológico simplificado com a localização do ponto estudado.

CONTEXTO GEOLÓGICO

Faixa Paraguaí

No centro-oeste brasileiro, um dos importantes cinturões orogênicos relacionados a zonas colisionais é representado pelo segmento geotectônico pioneiramente denominado como Faixa Paraguaí-Araguaia, um cinturão de dobramento destacado na borda sudeste do Cráton Amazônico (Almeida, 1964) (Figura 2A). Considerada como uma sutura colisional do tipo himalaiano (Hasui et al., 1993), a Faixa Paraguaí tem

sua origem atribuída a colisão convergente entre três blocos continentais, compreendidos pelo Amazônico, a oeste, São Francisco-Congo, a leste, e o bloco Paranapanema ou Paraná, a sul, durante o final da tectônica Brasiliana/Pan-Africana, ou tectônica Pampeana-Araguaia, com aproximadamente 550 a 500 Ma (Trompette, 2000; Trindade et al., 2006; Alkmin et al., 2001) (Figura 2B). Essas colisões convergentes levaram ao gradativo fechamento do mar Brazilides, ou localmente, também chamado de Clymene, existente por entre essas unidades geotectônicas (Alkmin et al., 2001; Tohver et al., 2010). Almeida (1964) subdividiu



Fonte: (A) Modificado de Nogueira (2003). (B) Modificado de Nogueira (2003). (C) Modificado de Almeida (1964).

Figura 2. (A) Mapa de localização da Província Tocantins, com destaque ao segmento Norte da Faixa Paraguaí; (B) contexto geológico da região central da América do Sul relacionado a amalgamação dos blocos continentais durante a tectônica Brasiliana/Pan-Africana; (C) estruturação tectônica e litoestratigráfica da Faixa Paraguaí exposta como seção esquemática com direção E-W.

a Faixa de Dobramento Paraguai em três províncias individualizadas por suas características estruturais: a) Baixada do Alto Paraguai, apresentando camadas com mergulho baixo a oeste, assentadas sobre o Complexo Brasileiro; b) Província Serrana, que compreende uma faixa de dobramentos com 35 km de largura e cerca de 300 km de comprimento, contendo dobras simétricas e assimétricas com planos axiais verticais (alto ângulo), onde tais planos, em sua maioria, inclinam-se preferencialmente E/SE, além de apresentar falhas inversas de alto ângulo; e c) Baixada Cuiabana, caracterizada por esforços compressivos de E/SE, causando deformação e falhamentos, além de deformação e metamorfismo na fácies xisto verde (Figura 2C).

Além disso, a foliação plano-axial é frequentemente orientada para NE, com mergulhos para SE. Somente com Nogueira (2003) e Nogueira et al. (2007) a Faixa Paraguai Norte foi subdividida em duas zonas: a zona de cavalgamento e dobramento e as sub-bacias ante-fossa (*foredeep*), contextualizada em uma bacia ante-país (*foreland*). O tipo de bacia que acomoda os depósitos da Faixa Paraguai ainda é motivo de discussões, no entanto, existem hipóteses que a classificam como um mega-graben, deformado durante a fissão dos continentes Laurentia e Gondwana, ou consideram a bacia tipo ante-país (*Foreland*) (Dalziel, 1992; Trompette, 1994; Silva Jr., 2006).

As unidades litoestratigráficas da Faixa Paraguai estão distribuídas principalmente na zona dobrada e na parte sul do Cráton Amazônico, onde os estratos estão dispostos de maneira sub-horizontal (Almeida, 1984; Nogueira et al., 2003). Na zona dobrada, a unidade mais antiga é representada pelas rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá, as quais são sobrepostas pelos diamictitos glaciais da Formação Puga com origem atribuída a última glaciação criogeniana de 635 Ma (Nogueira et al., 2003; Alvarenga et al., 2004). Abruptamente recobrimo tais diamictitos estão as rochas carbonáticas do Grupo Araras, as quais registram as drásticas mudanças das condições climáticas glaciais para as de efeito estufa no contexto da hipótese de *Snowball Earth* (Hoffman e Schrag, 2002; Nogueira et al., 2003; Allen e Hoffman, 2005). Sobre a sucessão carbonática do Grupo Araras encontra-se o Grupo Alto Paraguai, compreendido predominantemente por rochas siliciclásticas com gênese atribuída às colisões convergentes que resultaram no fechamento da bacia de ante-país instalada às margens do Cráton Amazônico durante o período Ediacarano-Cambriano (Bandeira et al., 2012).

Grupo Alto Paraguai

Inicialmente, Almeida (1964) definiu o Grupo Alto Paraguai como um complexo de rochas pré-silurianas com espessura de mais 3.000 m. Segundo este, o Grupo Alto Paraguai seria composto pela Formação Raizama (1.600 m), objeto deste estudo, essencialmente constituída por arenitos com siltitos e folhelhos subordinados, estratigraficamente posicionada na

base do Grupo Alto Paraguai. Sobrepondo essas rochas estariam os depósitos pelíticos da Formação Sepotuba (~900 m), os quais seriam bruscamente recobertos pela Formação Diamantino (~600 m), predominantemente composta por arenitos e pelitos, marcando o topo do Grupo Alto Paraguai.

A proposta adotada pelo trabalho é baseada em Silva Jr. (2011), fornecendo uma melhor definição dos termos litoestratigráficos e de interpretações paleoambientais mais precisas, antes de cunho essencialmente litológico. De acordo com esta proposta, os depósitos siliciclásticos do Grupo Alto Paraguai apresentam espessura de aproximadamente 2.400 m, compreendida pelas formações Raizama, Sepotuba, e Diamantino. Nesta, a Formação Raizama é distribuída em um membro inferior e um membro superior, compreendendo uma sucessão com espessura em torno de 570 m.

O membro inferior (~270 m) seria correlato a Formação Serra Azul (Alvarenga et al., 2007), restrito a porção leste da bacia. Tal membro seria caracterizado por espessuras decamétricas de pelitos, os quais localmente apresentariam seixos de arenito disseminados, ritmitos arenito fino/pelito e arenitos finos intercalados com pelitos, depositados em um ambiente de plataforma marinha localmente influenciada por fluxo de detritos e face litorânea influenciada por tempestade. O membro superior (~300 m) é constituído por arenitos finos a grossos, conglomerados, arenitos finos a médios com cimento de dolomita espática, siltitos, pelitos com espessuras centimétricas e, subordinadamente silexitos, depositados em face litorânea dominada por onda, tempestades e maré associada a uma planície costeira com canais fluviais entrelaçados.

O referencial de idade mínima para as rochas do Grupo Alto Paraguai era de 500 Ma, baseado em datações K/Ar e Rb/Sr do Granito São Vicente, intrusivo nas rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá (Hasui e Almeida 1970; Almeida e Mantovani, 1975). Recentemente, este batólito intrusivo foi datado por McGee et al. (2012), os quais obtiveram idade U-Pb em zircão de 518 ± 4 Ma. Tentativas mais específicas para determinação da idade deposicional do Grupo Alto Paraguai foram realizadas por Cordani et al. (1978), datando os sedimentos argilosos da Formação Sepotuba pelo método Rb/Sr, adquirindo idades de 569 ± 20 Ma, interpretadas como idades deposicionais. Posteriormente, essas idades foram admitidas como marcadoras do evento tectônico Brasileiro, que deu origem a Faixa Paraguai (Bonhomme et al., 1982). Outras tentativas foram realizadas por Cordani et al. (1985), os quais dataram os sedimentos finos da parte superior da Formação Diamantino pelo método Rb/Sr obtendo a idade de 660 ± 60 Ma, porém a dispersão das amostras ao longo da isócrona gerou dúvidas quanto a confiabilidade dos dados. Datações realizadas por Bandeira et al. (2012) utilizando o método U-Pb em zircões detríticos da Formação Diamantino sugerem idade máxima para a deposição de 541 ± 7 Ma, indicando que a sedimentação do Grupo Alto Paraguai se estendeu até o Cambriano Inferior.

FÁCIES E PALEOAMBIENTE DA FORMAÇÃO RAIZAMA

Aspectos gerais

A sucessão sedimentar da Formação Raizama aflorante na região de Nobres, MT, apresenta 600 m de espessura, sendo esta representada por depósitos siliclásticos flúvio-costeiros influenciados por maré e tempestades, os quais programam em conformidade correlativa os depósitos carbonáticos da Formação Serra do Quilombo (Grupo Araras).

Esse sistema flúvio-costeiro é subdividido nos membros Superior e Inferior da Formação Raizama. O Membro Inferior consiste em camadas tabulares de arenitos com laminação plano-paralela associada a laminações cruzadas truncadas por onda (*microhummocky*) intercalados por pelitos laminados, e sobrepostos por arenitos com estratificação cruzada *swaley*, formando uma sucessão com raseamento ascendente (*shallowing-upward*). O Membro Superior é marcado por camadas tabulares constituídas de arenitos médios a grossos com estratificação cruzada tangencial recobertas por siltito/arenito muito fino sobrepostos por arenitos com estratificação cruzada acanalada e laminação plano-paralela a cruzada de baixo-ângulo.

Sobre estes, são encontrados arenitos com estratificação cruzada tangencial e laminação plano-paralela a cruzada de baixo-ângulo intercalados por ritmitos siltitos/arenitos muito finos com acamamento *flaser*, gretas de contração, esporádicos arenitos com estratificação cruzada sigmoidal, além de arenitos com acamamento de marcas onduladas com laminações onduladas simétricas a assimétricas, muitas vezes recobertas por siltito/arenito muito finos, sendo tais estruturas organizadas em sequências de raseamento ascendente com tendência granodrecrescente ascendente (*fining-upward*). O contato entre esses membros ocorre de forma transicional, marcado pelas intercalações entre arenitos e pelitos com influência de tempestade até passar para arenitos e siltitos/arenitos muito finos com influência de onda e maré.

No intervalo estudado, foram reconhecidas 17 fácies sedimentares agrupadas em cinco associações relacionadas a um sistema flúvio-costeiro (Figura 3). Estas são representadas por depósitos de *shoreface* inferior (AF1), as quais são sobrepostas por depósitos de *shoreface* superior (AF2), sendo tais associações características do Membro Inferior da Formação Raizama (Tabela 1). O Membro Superior compreende depósitos de submaré (AF3), depósitos de planície de maré (AF4), recobertos por depósitos fluviais de rios entrelaçados distais parcialmente retrabalhados por onda (AF5) (Tabela 2).

Associações de Fácies

AF1-*Shoreface inferior* (Fm. Raizama Inferior)

A associação AF1 apresenta 8 m de espessura, encontrando-se lateralmente contínua por algumas dezenas de metros. Esta é constituída por arenitos de granulometria silte grosso a areia muito fina, cimentados por dolomitas, com grãos bem selecionados, subarredondados a subangulosos, intercalados por camadas centimétricas de pelito.

As litofácies da AF1 são compreendidas por pelitos com laminação plano-paralela a levemente ondulada (PI) em *sets* com espessura 0,10 a 0,30 m, os quais individualizam as fácies Ap e Ato (Figura 4A); Arenitos com laminação cruzada truncada por onda (*microhummocky*) (Ato) expostos em camadas de no máximo 0,40 m de espessura, intrincadamente entrelaçadas. Localmente, esta fácies se encontra bioturbada por simples tubos cilíndricos verticalizados que se tornam conforme na porção basal, com estruturas transversais indicativas de escavações-*spreitein* retrusivo, diâmetro variando de 2 a 3 mm e comprimento de no máximo 4 cm, perpendiculares a fácies Ato (Figura 4B). Além dessas fácies, são descritos arenitos com laminações plano-paralelas (Alp) constituindo *cosets* de 0,30 m de espessura, geralmente associados a fácies Ato (Figuras 4C e 4D), e compoendo camadas com padrão *pinch-and-swell* (Figura 4E).

Esta associação foi depositada em ambiente de *shoreface* inferior atribuído a uma costa progradante dominada por processos de tempestades, gerando essencialmente camadas tabulares e sucessões mais arenosas para o topo. A intercalação entre pelitos e arenitos com laminações cruzadas truncadas por onda (*microhummocky*) é comum em ambientes de *shoreface* (Plint, 2010; Nichols, 2009). Tais condições sugerem que os eventos de tempestades que atuavam nesta costa eram episódicos, proporcionando em períodos de menor energia a decantação de sedimentos finos em suspensão (fácies PI), formando assim ciclos granocrescentes ascendentes (Nichols, 2009).

A energia oriunda dessas tempestades atingiam o substrato acima do nível de base de onda de tempestades sob fluxo combinado, aliado a uma componente unidirecional em regime fluxo superior (fácies Alp) (Arnott e Southard, 1990). A medida em que ocorre a progressiva diminuição do fluxo, a forte componente oscilatória se mantém constante mas com uma fraca componente unidirecional (fácies Ato) (Figuras 5A e 5B) (Plint, 2010; Dumas e Arnott, 2006). Concomitante a estas variações nas condições de energia de moderada a alta, atuavam os icnitos da icnofácies *Skolithos*, os quais etologicamente habitavam um *softground* arenoso não consolidado (*Domichniais*) (Pemberton et al., 1992; MacEachern et al., 2007, 2010), em resposta a degradação do substrato na interface sedimento-água conforme atestado pela estrutura de *spreitein* retrusiva (Gingras et al., 2011;

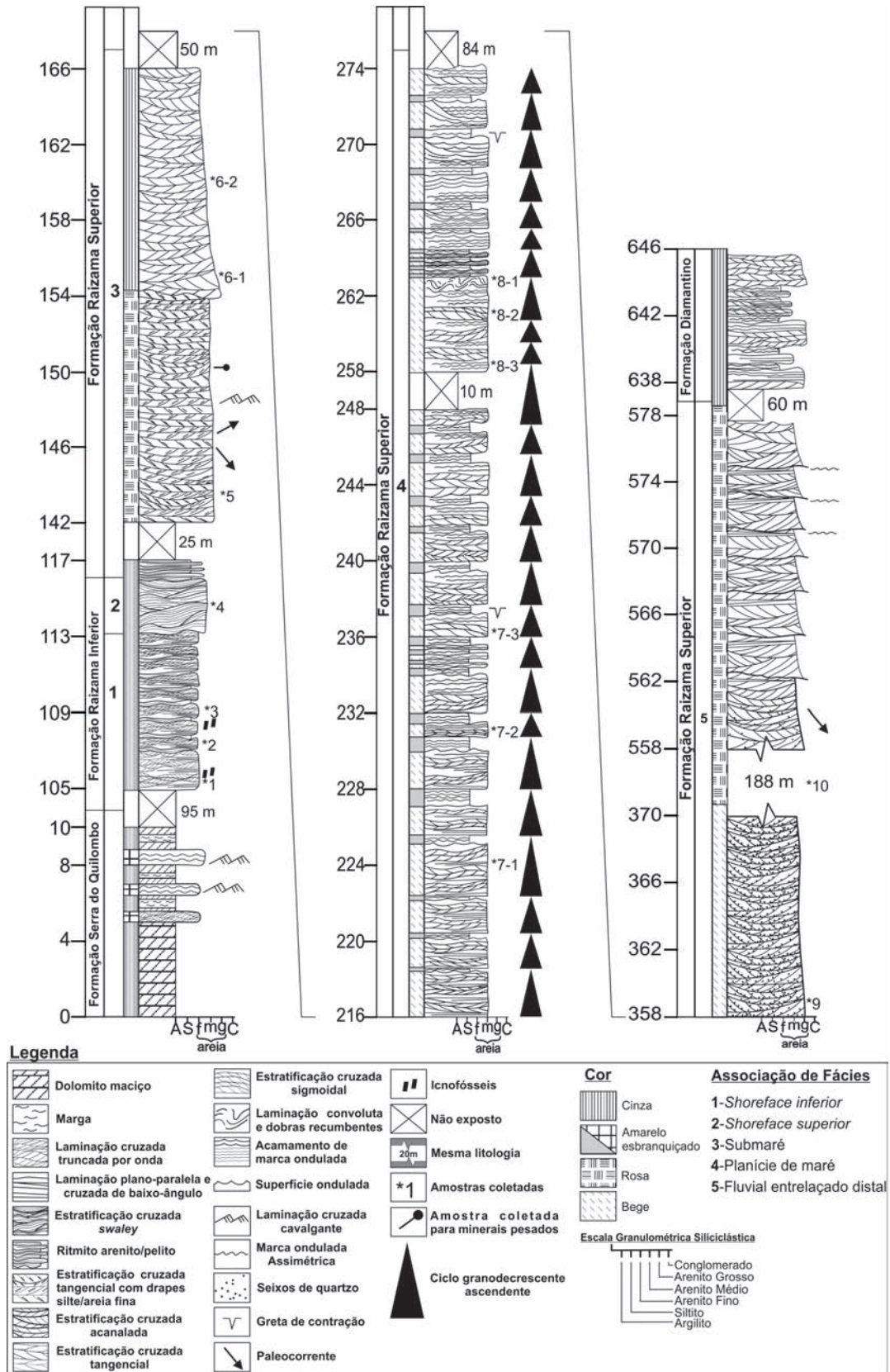


Figura 3. Perfil litoestratigráfico da Formação Raizama na região de Nobres, MT.

Tabela 1. Fácies, associações de fácies e processos sedimentares da Formação Raizama Inferior.

Fácies	Descrição	Processos	Associação de fácies	
Arenito com estratificação cruzada <i>swaley</i> (As)	Arenitos finos a médios de coloração cinza a bege, dispostos em camadas tabulares métricas e lateralmente contínuas. A estratificação cruzada <i>swaley</i> apresenta aproximadamente 1,5 m de comprimento de onda e 0,7 m de amplitude, com lâminas internas mergulhando geralmente de 10° a 15°.	Fluxo combinado predominantemente oscilatório relacionado ao declínio de tempestades.	Shoreface Superior (AF2)	Formação Raizama Inferior
Arenito com estratificação plano-paralela (Aep)	Camadas de arenito com estratificação plano-paralela variando de arenito fino a médio, com ~70 cm de espessura. Geralmente está associado aos depósitos da fácies As.	Fluxo oscilatório com componente unidirecional gerando camadas planas.		
Pelito laminado (Pl)	Pelito laminado de coloração cinza-esbranquiçada com laminação plano-paralela levemente ondulada compondo camadas de no máximo 30 cm de espessura, intercalando arenitos da fácies Ato e Ap.	Deposição a partir de suspensão.	Shoreface Inferior (AF1)	
Arenito com laminação cruzada truncada por onda (<i>microhummocky</i>) (Ato)	Camadas tabulares centimétricas e lateralmente contínuas de arenitos com laminação cruzada truncada por onda (<i>microhummocky</i>) de coloração cinza-esbranquiçada, grãos bem-selecionados cimentados por dolomita variando de silte grosso a areia muito fina. Internamente exhibe padrão intrincado complexo de ação de ondas. Alguns níveis se apresentam bioturbados.	Fluxo combinado predominantemente oscilatório produzido por ondas de tempestade de variável intensidade e duração. Atividade biológica.		
Arenito com laminação plano-paralela (Alp)	Arenito cinza-esbranquiçado com laminação plano-paralela em camadas centimétricas e lateralmente contínuas. Internamente se encontra na base das camadas sendo sobrepostas pela fácies Ato.	Fluxo oscilatório com predomínio de correntes unidirecionais (<i>flat bed</i>), em regime de fluxo superior.		

MacEachern et al., 2010). A icnofauna representativa do Proterozoico é quase exclusivamente composta por traços fósseis horizontais, enquanto as bioturbações verticais são praticamente ausentes ao longo do Neoproterozoico (Droser et al., 2002; Seilacher et al., 2005; Seilacher, 2007). Semelhante aos arenitos descritos por Silva Jr. et al. (2007) na região de Mirassol d'Oeste, provavelmente, eventos tardios de dolomitização por meio da percolação de fluidos hidrotermais teriam proporcionado uma cimentação secundária por dolomita.

AF2-Shoreface superior (Fm. Raizama Inferior)

Esta associação está diretamente relacionada aos depósitos da associação AF1, representada por camadas tabulares amalgamadas com no máximo 4 m de espessura, se estendendo lateralmente por algumas dezenas de metros. AAF2 é constituída por arenitos com granulometria fina a média, com grãos bem-selecionados, subarredondados a subangulosos, cimentados por dolomita. Internamente, apresentam estratificações cruzadas *swaley* (As), verticalmente passando para arenitos com estratificação plano-paralela (Aep) (Figuras 5C e 5D). Estas fácies compreendem o final de centimétricos ciclos de raseamento ascendente.

Depósitos pré-cambrianos de *shoreface* dominados por tempestades são caracterizados por serem maduros, com arenitos bem selecionados, e tipicamente compostos por estratificações cruzadas *hummocky* e *swaley*, e laminações plano-paralela (Snedden e Nummedal, 1991; Walker e Plint, 1992). A intercalação entre pelito laminado (fácies Al) e arenito com laminação cruzada truncada por onda (*microhummocky*) (fácies Ato) da associação AF1 é bruscamente recoberta pelas camadas amalgamadas de arenitos com estratificações cruzadas *swaley* e plano-paralelas da AF2. Tais características são comumente observadas em depósitos de *shoreface* (Plint, 2010).

Desse modo, os depósitos da AF2 representam um subambiente de *shoreface* superior influenciados por ondas de tempestade, estratigraficamente posicionados acima dessas intercalações. Essa associação teria sido depositada em condições de forte fluxo combinado, predominantemente oscilatório, resultante de ondas de tempestades geradas em uma ampla área (*fetch*), as quais ininterruptamente retrabalharam os sedimentos em ambiente raso e agitado, inibindo a deposição de pelitos e provocando erosão parcial (fácies As) (Dumas e Arnott, 2006; Plint, 2010). Componentes unidirecionais provenientes de pequenas frações da componente oscilatória teriam atuado

Tabela 2. Fácies, associações de fácies e processos sedimentares da Formação Raizama Superior.

Fácies	Descrição	Processos	Associação de fácies
Arenito com estratificação cruzada acanalada (Aa)	Arenitos médios a grossos com estratificação cruzada acanalada em camadas tabulares lateralmente contínuas por dezenas de metros, com <i>sets</i> de até 1,20 m e migração preferencial para SE. Segregação de grãos milimétricos a centimétricos de seixos de quartzo, subarredondados a subangulosos, depositados no <i>bottom set</i> formando <i>lag</i> residuais.	Deposição por migração de formas de leito 3D sob fluxo unidirecional, em regime de fluxo inferior. Transporte de grãos grossos através de formas de leito parasíticas relacionada a segregação granulométrica.	Fluvial Entrelaçado Distal (AF5)
Arenito com laminação plano-paralela (Alp)	Camadas tabulares de arenito médio com laminação plano-paralela lateralmente contínua por dezenas de metros e espessuras centimétricas. Subordinadas laminações cruzadas de baixo-ângulo.	Fluxo oscilatório com predomínio de correntes unidirecionais (<i>flat beds</i>), com pequenas variações na direção do fluxo em regime superior.	
Arenito com laminação ondulada assimétrica (Sa)	Arenito médio com laminação ondulada assimétrica disposta em camadas tabulares lateralmente contínuas por dezenas de metros, e espessuras centimétricas, recoberta por filmes de siltito/arenito muito fino.	Migração de marcas onduladas sob fluxo unidirecional em regime de fluxo inferior. Esporádicas paradas (corrente) resultando em deposição a partir de suspensão.	
Arenito com laminação plano-paralela a cruzada de baixo-ângulo (Apb)	Camadas tabulares centimétricas de arenito fino a médio com laminação plano-paralela a cruzada de baixo ângulo, lateralmente gradando para a fácies Ao.	Fluxo oscilatório com predominância de correntes unidirecionais (<i>flat beds</i>), em regime de fluxo superior.	
Arenito com estratificação cruzada tangencial (At)	Camada tabulares centimétricas de arenito médio com estratificação cruzada tangencial com <i>foresets</i> migrando preferencialmente para E-SE, tangenciando o <i>bottom set</i> com inclinação máxima de 15°.	Migração de marcas onduladas em resposta a ação de fluxo predominantemente de maré.	Planície Demaré (AF4)
Arenito com acamamento de marca ondulada (Ao)	Camadas tabulares centimétricas de arenitos médios com acamamento de marcas onduladas simétricas e assimétricas recobertas por <i>mud drapes</i> (?), localmente com padrão em <i>chevron</i> . Lateralmente variam para laminação plana.	Alternância entre fluxo oscilatório e corrente unidirecional. Migração de marcas onduladas associadas a períodos de águas paradas.	
Siltito/Arenito com laminação ondulada (SAo)	Camadas tabulares centimétricas, lateralmente contínuas, com intercalações milimétricas a centimétricas de siltito/arenito fino com laminação ondulada recoberta por <i>mud drapes</i> , exibindo acamamento <i>flaser</i> .	Alternância rítmica entre suspensão e tração em ambiente de baixa energia, associado a fluxos oscilatórios produzidos por ondas.	
Arenito com estratificação cruzada sigmoidal com <i>drapes</i> de siltito/arenito muito fino (Asg)	Camadas tabulares lateralmente descontínuas de arenito médio com estratificação cruzada sigmoidal migrando para E-SE. Os <i>foresets</i> apresentam inclinação máxima variando de 10°-15°, e recobertos por <i>drapes</i> de siltito/arenito muito fino.	Migração de formas de leito sob fluxo unidirecional e regime de fluxo superior associado à rápida desaceleração.	
Arenito/Siltito com gretas de contração (Ag)	Arenitos muito finos a finos/siltitos com gretas de contração não ortogonais completas e dispostas de forma casual.	Exposição subaérea ou dissecação parcial.	Submaré (AF3)
Ritmito arenito/pelito (Rap)	Camadas tabulares centimétricas a milimétricas com intercalações de arenito fino e pelito, associadas a marcas onduladas simétricas e assimétricas.	Alternância rítmica entre suspensão e tração associada a fluxos oscilatórios.	
Arenito com estratificação cruzada acanalada (Aa)	Camadas tabulares métricas de arenito médio a grosso com estratificação cruzada acanalada de pequeno a médio porte. <i>Foresets</i> e limites de <i>sets</i> recobertos por <i>drapes</i> de siltito/arenito muito fino.	Deposição por migração de formas de leito 3D influenciadas por fluxo unidirecional associados a deposição por suspensão através de períodos de <i>slack water</i> .	
Arenito com estratificação cruzada tangencial com <i>drapes</i> de siltito/arenito muito fino (Atg)	Camadas tabulares centimétricas a métricas de arenito médio com estratificação cruzada tangencial recoberta por <i>drapes</i> de siltito/arenito muito fino. Preferencialmente migram para NE-SE. <i>Sets</i> cruzados com inclinação máxima de 15°. Estratificação cruzada acanalada subordinada.	Migração de formas de leito sob um fluxo predominantemente de maré. Deposição por suspensão e fluxo oscilatório durante períodos de água parada.	

Formação Raizama Superior

nessa costa durante o auge das tempestades (fácies Aep), momento em que tais componentes eram mais fortes (Arnott e Southard, 1990; Cheel, 1991). Semelhante aos arenitos da associação AF1, estes arenitos também foram submetidos a processos de dolomitização pós-depositivos (Silva Jr. et al., 2007).

AF3-Submaré (Fm. Raizama Superior)

Esta associação é compreendida como uma sucessão de camadas tabulares, compostas por ritmitos arenito/pelito, lateralmente descontínuas, e arenitos médios a grossos, lateralmente contínuos por algumas dezenas de metros, os quais

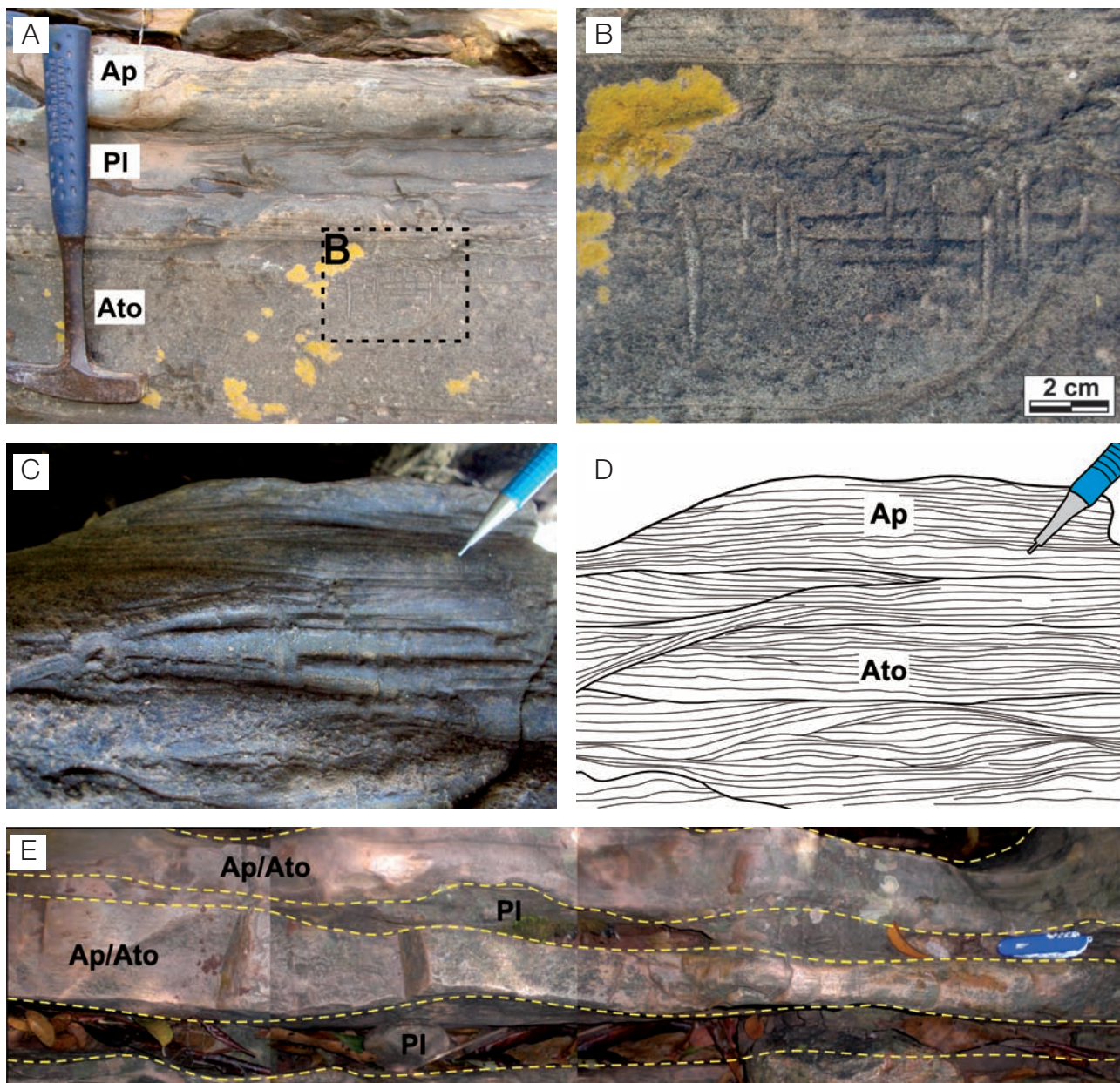


Figura 4. Aspectos faciológicos da AF1: *Shoreface* inferior. (A) Camadas de arenitos da fácies Ato e Ap individualizados por pelitos laminados (fácies PI); (B) detalhe dos simples tubos cilíndricos truncando perpendicularmente a fácies Ato, sendo considerados como pertencentes a icnofácies *Skolithos*; (C e D) Arenito com laminação truncada por onda (Ato) associada com laminação plano-paralela (Ap); (E) Arenito com estratificação cruzada *swaley* (As) verticalmente gradando para laminação plano-paralela (Ap), expondo o padrão *pinch-and-swell* das camadas.

conjuntamente formam um pacote de 25 m de espessura organizados em ciclos com tendência *fining-upward*.

A porção basal da AF3 é constituída pelas fácies ritmo arenito/pelito (Rap), compreendida por um pacote de 1,2 m de espessura, marcado pela alternância cíclica de lâminas de siltito/arenito muito fino e arenitos finos com laminação plano-paralela, associados a marcas onduladas assimétricas e simétricas de base escavada. Essa é precedida por um depósito de 12 m composto por arenitos médios com estratificação cruzada tangencial com os *foresets* e *bottom sets* recobertos por *drapes* de siltito/arenito muito fino (Atg) (Figuras 6A e 6B), as quais gradam para estratificações cruzadas acanaladas de pequeno porte (Figuras 6C e 6D), associadas a laminações cruzadas cavalgantes (Figura 6E). Essa fácies é bruscamente recoberta por uma sucessão de camadas com 12 m de espessura, caracterizada por arenitos

médios, bem-selecionados, subarredondados a subangulosos, com estratificação cruzada acanalada (Aa) (Figura 6F), também com os *foresets* e o *bottom set* recobertos por *drapes* de siltito/arenito muito fino.

A extensão lateral por dezenas de metros e a base plana das camadas da AF3 sugerem que esta foi depositada em uma ampla e plana zona de submaré em uma plataforma rasa (De Raaf e Boersma, 1971; Visser, 1980), influenciada predominantemente por processos de maré. A oscilação na velocidade das correntes de maré ocasionou a alternância de processos de tração e suspensão, resultando na deposição cíclica das lâminas de pelito e arenito (fácies Rap) (Chan et al., 1994; Dalrymple, 2010).

O registro incompleto dessas fácies em camadas descontínuas impede a reconstituição da periodicidade orbital lunar pela simples contagem das lâminas, fato este comum

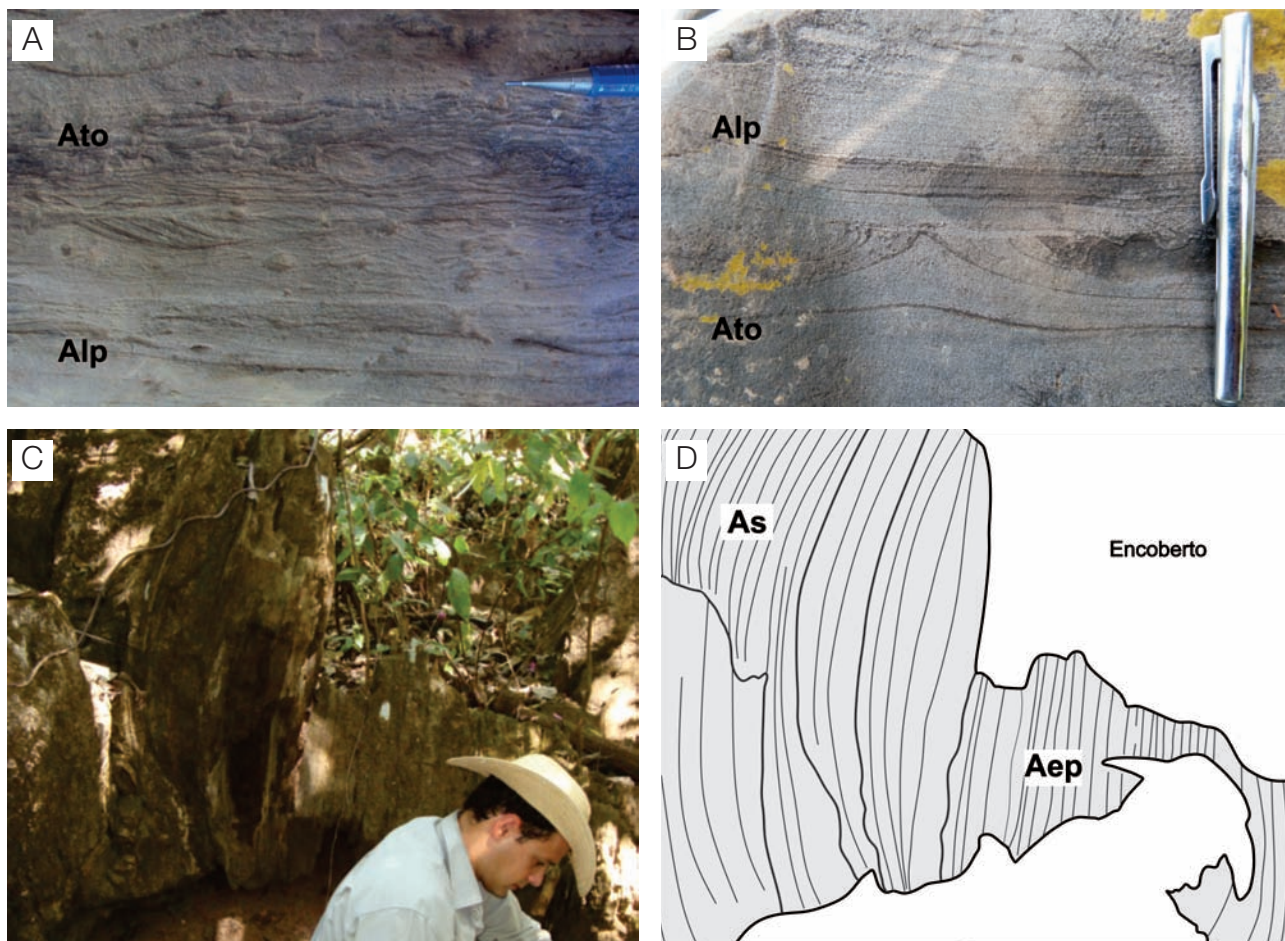


Figura 5. Aspectos litológicos da AF1: *Shoreface* inferior. (A) Fácies arenito com laminação plano-paralela (Ap) sobrepondo gradualmente a fácies arenito com laminações cruzada truncadas por onda (Ato); (B) truncamento brusco entre as fácies Ap e Ato. Aspectos litológicos da AF2: *Shoreface* superior; (C e D) foto e desenho esquemático da fácies arenito com estratificação cruzada *swaley* gradando para fácies arenito com laminação plano-paralela no topo do membro inferior da Formação Raizama.

em rochas mais antigas relacionadas a mares rasos influenciados por tempestades (AF1, AF2) (Mazumber e Arima, 2005). Adjacentes a estes depósitos estavam barras de maré que migravam para NE-SE sob um padrão bidirecional oblíquo, representadas pelos *sets* com estratificações cruzadas tangenciais bidirecionais (Dalrymple, 1992, 2010), influenciadas por correntes de maré. A deposição de cada *set* foi seguida por condições de água parada, as quais proporcionaram a decantação de sedimentos em suspensão, originando os *drapes* de siltito/arenito muito fino (fácies Atg) (Deb, 2005; Dalrymple, 2010). Associadas a essas barras de maré ocorrem pequenos canais atestados por estratificações cruzadas acanaladas de pequeno porte e, também, laminações cruzadas cavalgantes relacionadas a formas de

leito parasíticas migrantes sobre esta barra (Dalrymple, 1992, 2010; Longhitano et al., 2012). A presença de *cosets* com estratificação cruzada acanalada de pequeno a médio porte (fácies Aa) sugerem que canais de maré atuavam entre essas barras de maré.

AF4-Planície de maré (Fm. Raizama Superior)

A associação AF4 consiste em camadas tabulares, lateralmente contínuas por dezenas de metros, atingindo uma espessura máxima de aproximadamente 50 m. Essas camadas são constituídas por arenitos médios, moderadamente selecionados, subarredondados a subangulosos, com laminação plano-paralela e cruzada de baixo-ângulo (Apb),

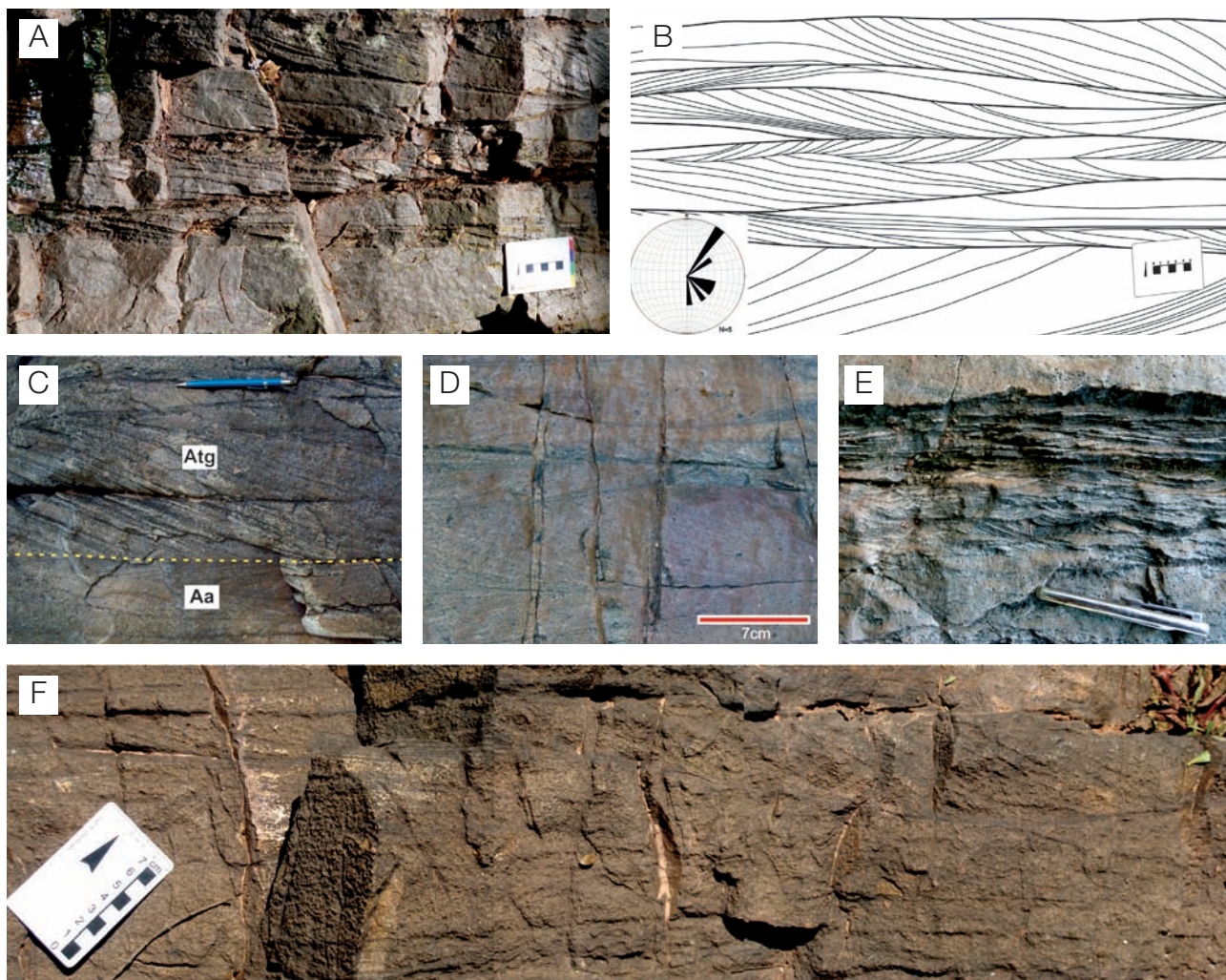


Figura 6. Aspectos faciológicos da AF3: Submaré. (A e B) estratificação cruzada tangencial recoberta por *drapes* de siltito/arenito muito fino com padrão bidirecional oblíquo migrando preferencialmente para NE-SE; (C) Arenito com estratificação cruzada tangencial recoberta por *drapes* de silte/areia muito fina (Atg) com associada a subordinadas estratificações cruzadas acanaladas (Aa); (D) estratificação cruzada acanalada de pequeno porte; (E) laminações cruzadas cavalgantes; (F) estratificação cruzada acanalada de médio porte recoberta por siltito/arenito muito fino nos *foresets*.

verticalmente passando para arenitos com estratificação cruzada tangencial (At) com padrão bipolar de migração dos *foresets* para E-SE. O topo destas camadas é marcado por arenitos com acamamento de marcas onduladas simétricas e assimétricas (Ao), por vezes recobertas com delgados *drapes* de siltito/arenito muito fino. Esporadicamente, estas se encontram gradando lateralmente da fácies Apb para a fácies Ao. Localmente apresenta arenito médio com estratificação cruzada sigmoidal (Asg), com milimétricos *drapes* de siltito/arenito muito fino que individualizam os *foresets*, e, ocasionalmente, recobrem as marcas onduladas presentes nos *toe sets* preservados.

Além desta fácies, arenitos/siltitos com moldes de gretas de contração (Ag) são casualmente descritos no topo das camadas de arenito médios, sendo estas não ortogonais, completas, estando preenchidas pela fácies SAo. Tal fácies é caracterizada por camadas com espessura centimétrica a métrica, lateralmente contínuas por dezenas de metros e internamente exibindo um padrão heterolítico consistindo da alternância não cíclica de siltito e arenito muito fino com laminação ondulada (SAo), exibindo acamamento *flaser*. Esta se intercala com as camadas de arenitos médios, compreendendo o topo de ciclos métricos com tendência granodrecrescente ascendente, forma na qual se encontra organizada as fácies que representam a associação AF4 (Figura 7).

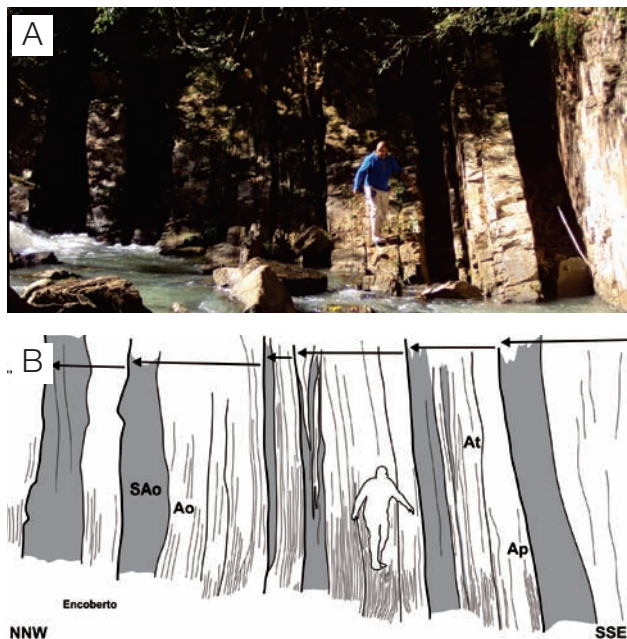


Figura 7. Seção panorâmica da AF4 mostrando os ciclos granodrecrescentes ascendentes (setas) representados, da base para o topo, por camadas tabulares de arenitos com laminação plano-paralela (Ap), arenito com estratificação cruzada tangencial (At), arenito com acamamento ondulado (Ao) e siltito/arenito com laminação ondulada (SAo).

Subordinadamente, esta ainda apresenta arenitos médios com laminações convolutas e dobras recumbentes.

Esta associação de fácies foi depositada em uma planície de maré mista sobre condições prográdantes e regimes de micro- a mesomaré, caracterizadas pelos ciclos granodrecrescente ascendentes (Dalrymple, 2010; Longhitano et al., 2012; Weimer et al., 1982). As intercalações entre siltito/arenito muito fino com arenitos médios são comuns em planícies de maré pré-cambrianas (Eriksson, 1979; Tirsgaard, 1993), sendo isto reflexo da progressiva diminuição da energia a partir da zona de submaré até a zona de intermaré (Weimer et al., 1982).

Internamente, tal variação da energia de fluxo é atestada por arenitos com laminação plano-paralela a cruzada de baixo-ângulo (fácies Apb) depositados em regime de fluxo superior (Figuras 8A e 8B). A contínua e gradual diminuição da energia do fluxo associada a correntes de fluxo oscilatório com esporádicas desacelerações vieram a proporcionar condições para a formação dos arenitos com estratificações cruzadas (fácies At, Asg) e marcas onduladas simétricas e assimétricas (fácies Ao) (Figuras 8C e 8D). Estes foram, eventualmente expostos formando gretas de contração (fácies Ag) (Figura 8E), culminando na deposição de sedimentos de granulometria mais fina (fácies SAo) (Figura 8F), que marcam o final dos ciclos de maré. A ocorrência de arenitos com laminação convoluta e dobras recumbentes teriam sua gênese atribuída a tensões cisalhantes (Leeder, 1999; Collinson et al., 2006; Nichols, 2009).

AF5-Fluvial entrelaçado distal (Fm. Raizama Superior)

A associação AF5 representa os maiores e mais expressivos depósitos da Formação Raizama, compreendidos por uma sucessão vertical de 220 m, com camadas lateralmente contínuas por dezenas de metros. A AF5 é constituída por arenitos maduros, com granulometria média a grossa, bem-selecionados, subarredondados a subangulosos, internamente exibindo estratificação cruzada acanalada (Aa), estratificação plano-paralela a cruzada de baixo ângulo (Apb), e laminação ondulada assimétrica (Al). Essas fácies estão organizadas em ciclos de escala métrica, com sutil tendência granodrecrescente ascendente.

Restritos às porções inferiores da sucessão vertical, ocorrem estratificações cruzadas acanaladas (Aa) pouco incisivas, apresentando segregação de grãos grossos nos *foresets* e no eixo desta estrutura (Figura 9A). Estes formam *lags* residuais caracterizados por seixos de quartzo, subangulosos a subarredondados, com tamanho de no máximo 3 cm (Figura 9B). Gradativamente, a frequência de aparecimento desses *lags* residuais diminui para o topo do perfil, persistindo a fácies Aa (Figuras 9C e 9D), ainda pouco incisivas, e com padrão de migração unidirecional para SE. Dessa forma, associadas a estas, se encontram arenitos médios com estratificação plano-paralela a cruzada de baixo ângulo (fácies

Apb) (Figura 9E), além de arenitos médios com laminações onduladas assimétricas (fácies A1) eventualmente marcando o topo das camadas (Figura 9F).

Os sistemas fluviais Pré-cambrianos seriam predominantemente entrelaçados, caracterizados por sistemas de

amplios canais em enormes *braidplains* com elevadas taxas de migração e altas taxas de descarga, abundante carga de fundo e carência de estabilidade dos bancos devido à ausência de vegetação e solos pobremente desenvolvidos (Long, 1978, 2004; Rainbird, 1992; Eriksson et al., 1998). Arenitos

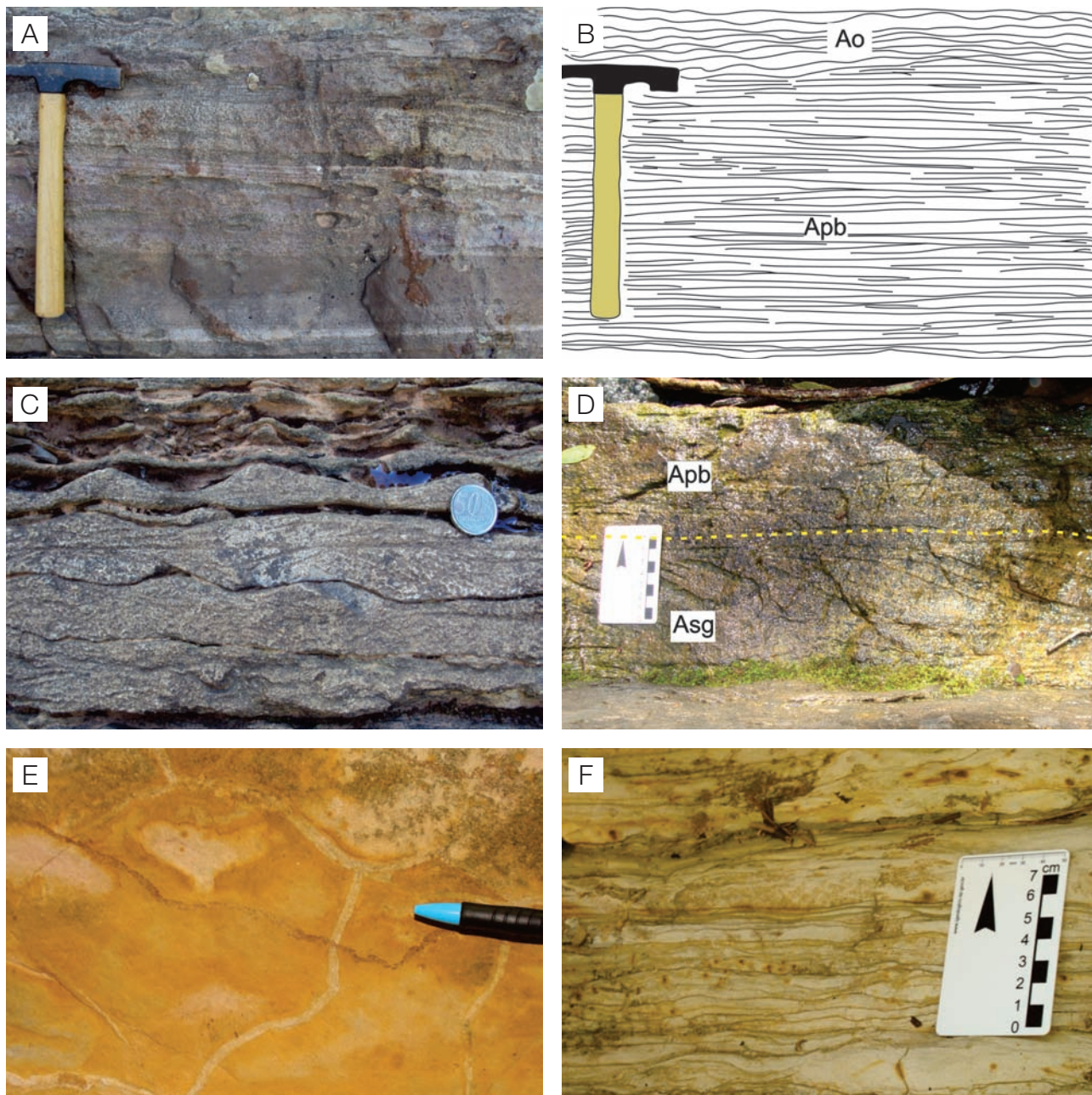


Figura 8. Aspectos faciológicos da AF4. (A e B) Arenito com laminação plano-paralela a cruzada de baixo ângulo (Fácies Apb) sobreposto por acamamento ondulado (Fácies Ao), evidenciando a redução da energia do fluxo; (C) Arenito com estratificação cruzada sigmoidal (Asg) sobreposto pela fácies Apb; (D) acamamento ondulado formado por fluxo oscilatório com migração e agradação com baixos ângulos de cavalgamento sob variáveis condições de onda; (E) Moldes de gretas de contração evidenciando exposição subárea; (F) Siltito a Arenito muito fino com acamamento *flaser*.

médios a grossos da fácies Aa são condizentes com processos de migração de dunas subaquosas com cristas sinuosas (3D) em canais (Walker e Cant, 1984; Miall, 1981). A presença de grãos grossos nos *foresets* das estratificações cruzadas acanaladas são produtos da migração de materiais segregados a partir de formas de leito parasíticas sobre dunas (Tucker, 2003).

Nos rios entrelaçados arenosos, barras compreendem um complexo de dunas subaquosas que migram sobre a superfície das barras em condições de fluxo superior até haver movimentação lateral do canal, deixando esta forma de leito fora do fluxo de água principal, sendo coberta por barras de outros canais, fato este atestado por superfícies de erosão na base do canal coberto por lags residuais (Nichols, 2009).

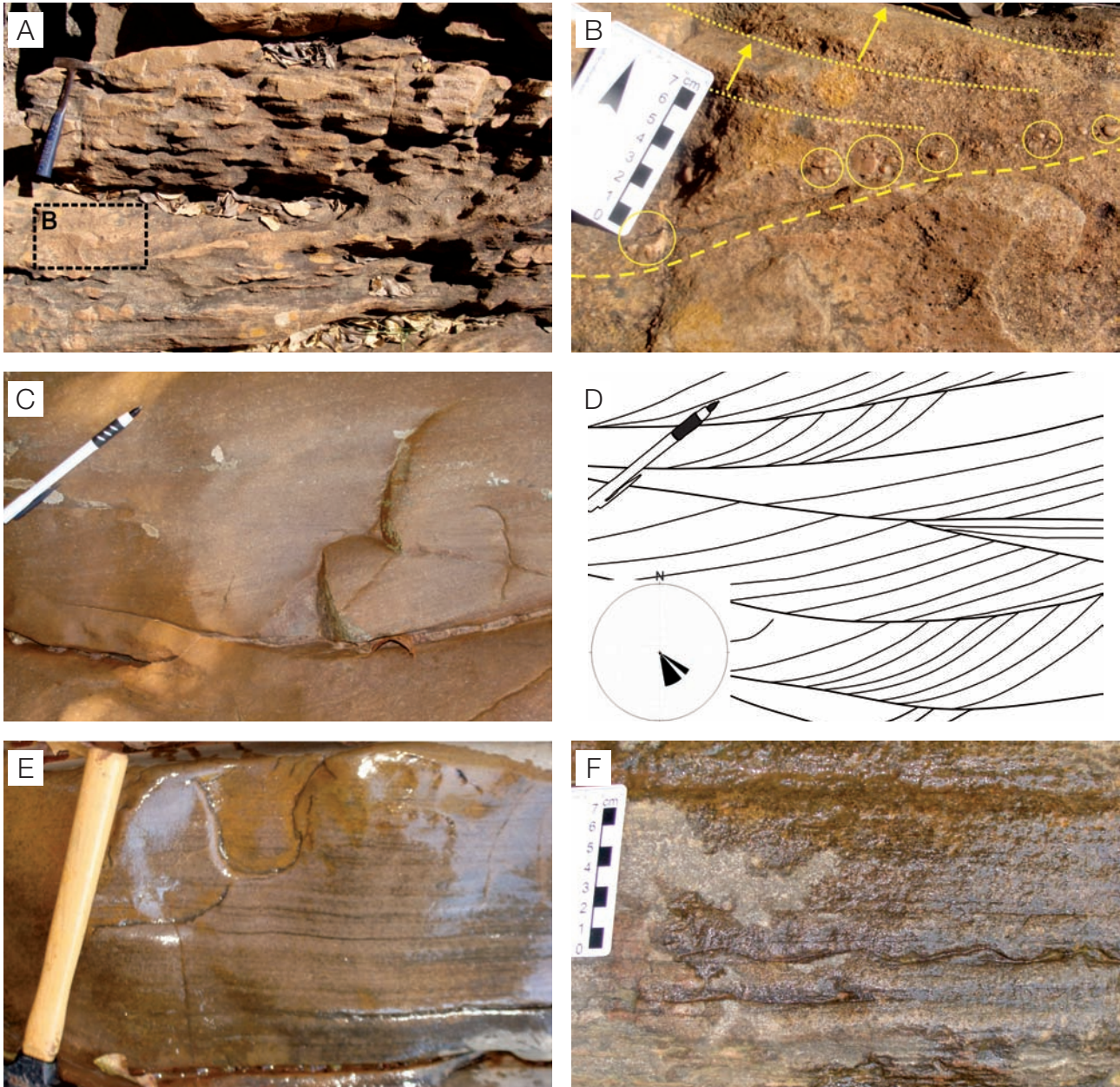


Figura 9. (A) Arenito grosso com estratificação cruzada acanalada com *lags* residuais; (B) detalhe dos *lags* residuais (círculos) compostos por seixos de quartzo de 2 a 4 cm nos eixos das estratificações cruzadas acanaladas. Notar a granodrecrescência ascendente nos *foresets* (setas); (C e D) arenito médio a grosso com estratificação cruzada acanalada (Fácies Aa); (E) laminação plano-paralela; (F) arenito com laminação ondulada assimétrica.

Por outro lado, arenitos com estratificação plano-paralela a cruzada de baixo ângulo (fácies Alp) gerados sob regime de fluxo superior e relacionado a correntes unidirecionais seriam formados pela migração de lençóis arenosos (*sheet flow*) em porções do canal favoráveis a condições hidrodinâmicas de regime de fluxo superior (Cant e Walker, 1978; Miall, 1992), sugerindo também que estes tenham sido retrabalhados em zonas de submaré.

Durante estágios de enchentes, o fluxo em lençóis poderia explicar a escassez de superfícies incisivas de canal (Long, 1978). Entretanto, de acordo com Fedo e Cooper (1990), a ausência de tais feições estaria relacionada a ausência de vegetação no período Pré-Cambriano, a qual não permitiu a estabilização das margens de canais (Miall, 1981). A maturidade textural, a granulometria geralmente grossa associada a ausência de depósitos de inundação, abundante carga de fundo, paleocorrentes unidirecionais predominantemente migrando para SE (Eriksson, 1978; Eriksson et al., 1995), e a proximidade com as fácies das associações AF2, AF3 e AF4 são consistentes com depósitos fluviais entrelaçados distais.

MODELO DEPOSICIONAL

Os primeiros influxos de terrígenos da Formação Raizama sobre a plataforma carbonática Araras (630 Ma) seriam oriundos de áreas soerguidas a SE do Cráton Amazônico, resultantes da orogênese Brasileira/Pan-Africana (500 – 550 Ma) (Alkmin et al., 2001; Tohver et al., 2010; Nogueira et al., 2007). Em resposta a esse evento tectônico, ocorre a gradativa transição de uma bacia de margem passiva para uma bacia de margem colisional, onde a sedimentação carbonática foi paulatinamente substituída pela sedimentação siliciclástica da Formação Raizama (Bandeira et al., 2012).

Os sedimentos eram transportados em amplos sistemas de canais tipo *braided* que drenavam o interior desse Cráton, depositando-os diretamente em uma planície que desaguava em um ambiente de mar raso, os quais eram parcialmente retrabalhados por ondas (AF5). O material siliciclástico mais fino era transportado para áreas mais distais à paleocosta, em um subambiente de *shoreface* inferior (AF1) marcado por camadas tabulares de arenito influenciados por tempestade intercalados por pelitos laminados de bom tempo. Concomitante a deposição desses arenitos influenciados por ondas de tempestade, o substrato arenoso não coeso era habitado na interface sedimento-água por vermes poliquetos e anelídeos que bioturbararam o sedimento.

Esses depósitos estão intimamente relacionados a porções plataformais mais rasas dentro do ambiente de *shoreface*, compreendidos por um subambiente de *shoreface* superior (AF2) onde houve um ininterrupto retrabalhamento do substrato por ondas de tempestade, atestado por

camadas amalgamadas de arenitos com estratificações cruzadas *swaley*. A contínua sedimentação aliada a diminuição do espaço de acomodação fazia com que houvesse a progradação da linha de costa em direção ao mar, resultando no gradativo recobrimento dos depósitos de *shoreface* por depósitos de submaré (AF3).

Tais depósitos seriam condizentes com barras de maré que migravam para NE-SE dentro de canais de maré que atuavam entre essas barras, ambos influenciados por correntes de maré e onda. Ainda neste contexto progradação, a progressiva diminuição da energia do fluxo, a partir da zona de submaré até a zona de intermaré, proporcionou a formação de uma planície de maré mista (AF4), também influenciada por processos de onda e maré. Estas são caracterizadas por ciclos granodrecrescente ascendentes de micro a mesomaré, marcados pela intercalação entre siltito/arenito muito fino com arenitos médios, esporadicamente expostas, originando gretas de contração as quais são reportadas a um clima árido a semi-árido.

Semelhante ao sistema flúvio-costeiro encontrado na Plataforma Raizama, a interação de amplas planícies entrelaçadas (AF5) com sistemas costeiros (AF1, AF2, AF3, AF4) relacionados a mares epíricos são comumente evidenciados no Pré-Cambriano (Bonsor et al., 2010; Robb e Meyer, 1995). Tal relação seria o reflexo da rápida erosão das áreas altamente intemperizadas do Cráton Amazônico, marginais a esses mares epicontinentais (Eriksson et al., 1998).

Dessa maneira, o fornecimento de grandes volumes de detritos levaria a formação de áreas costeiras com fluxo em expansão (Fedo e Cooper, 1990). Tais sedimentos foram transportados por amplos sistemas de canais *braided* (AF5), caracterizados por abundantes cargas de fundo e instabilidade dos bancos de canais devido a ausência de vegetação, predominantes no Pré-Cambriano (Figura 10) (Long, 1978, 2004; Eriksson et al., 2008).

CONCLUSÕES

A análise de fácies da sucessão ediacarana-cambriana da Formação Raizama aflorante ao longo do leito do rio Serragem II, região de Nobres, MT, permitiu a identificação de dezessete fácies sedimentares agrupadas em cinco associações de fácies (AF), distribuídas entre dois membros. O Membro Inferior da Formação Raizama corresponde aos depósitos de *shoreface* inferior influenciado por processos de tempestades (AF1), e de *shoreface* superior dominado por ondas de tempestades (AF2). O Membro Superior da referida Formação consiste em depósitos de submaré, entendidos como barras e canais de maré (AF3); depósitos de planície de maré (AF4) marcados pela intercalação entre siltito/arenito muito fino e arenito médio organizados em ciclos granodrecrescente

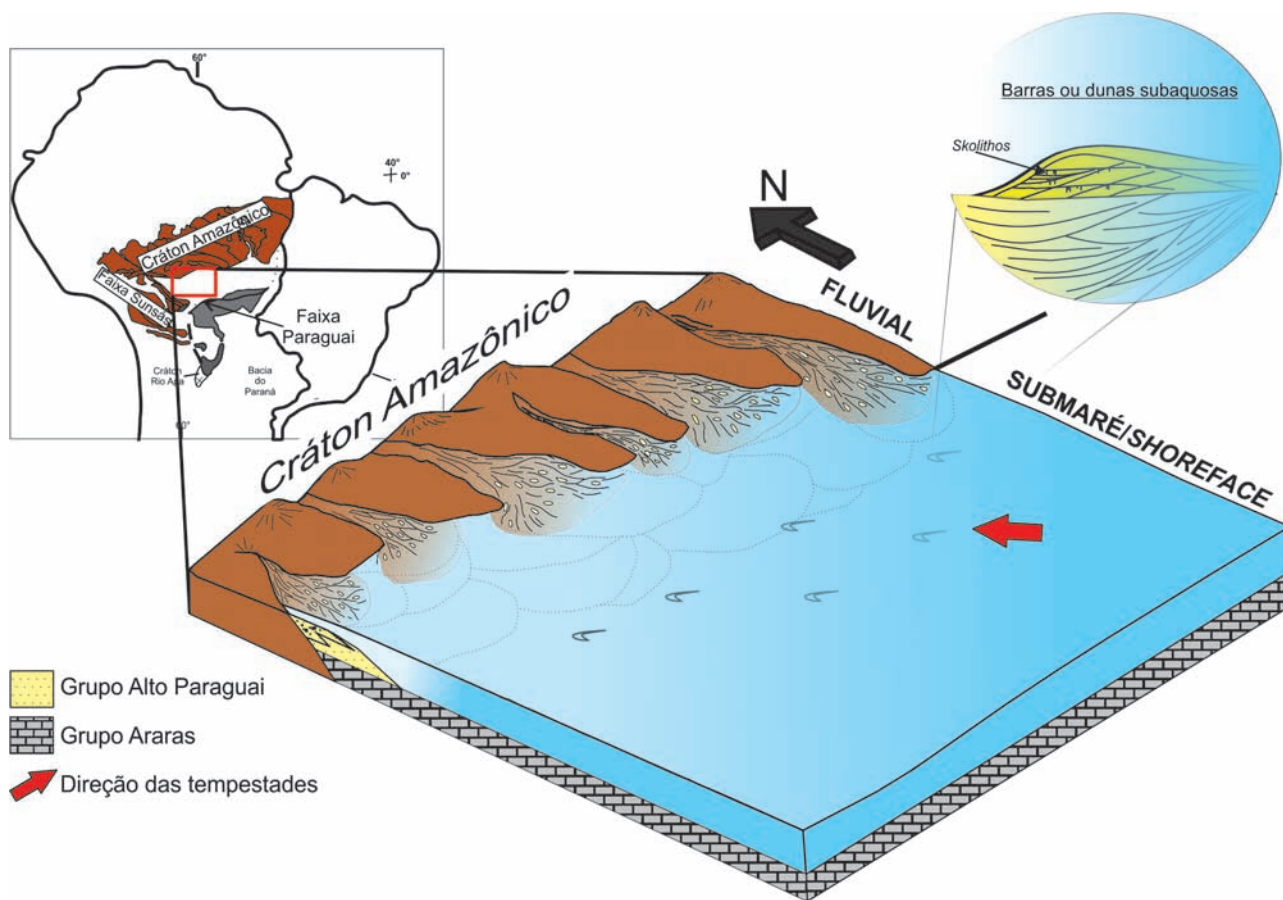


Figura 10. Modelo deposicional da Formação Raizama na região de Nobres, MT.

ascendentes; e depósitos fluviais entrelaçados distais (AF5), compostos por arenitos médios a grossos, muitas vezes com *lags* residuais, compreendendo os maiores e mais expressivos depósitos da sucessão.

Tais associações de fácies foram interpretadas como um sistema flúvio-costeiro que atuava na Plataforma Raizama, representante de um megaciclo prográdante em conformidade correlativa sobre os depósitos carbonáticos da Formação Serra do Quilombo (Grupo Araras). A primeira descrição de traços fósseis da icnofáceis *Skolithos* para a Formação Raizama sugere que esta Formação apresenta uma idade de sedimentação muito mais próxima do limite Ediacarano-Cambriano Inferior.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela bolsa de mestrado (Hudson Santos). Ao Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociência da Amazônia (INCT/GEOCIAM)

pelo apoio financeiro nas etapas de campo. Ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (UFPA) pelo suporte técnico e financeiro. Aos professores Dr. Werner Truckenbrodt e Dr. Joelson Soares pelo apoio nas discussões geológicas.

REFERÊNCIAS

- Alkmin, F. F., Marshak, S., Fonseca, M. A. (2001). Assembling West Gondwana in the Neoproterozoic: Clues from the São Francisco Craton region, Brazil. *Geology*, 29(4), 319-322.
- Allen, P. A., Hoffman, P. F. (2005). Extreme winds and waves in the aftermath of a neoproterozoic glaciation. *Nature*, 433, 123-127.
- Almeida, F. F. M. (1964). Geologia do Centro-Oeste mato-grossense. Rio de Janeiro, DNPM *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*, 215, 1-54.

- Almeida, F. F. M. (1984). Província Tocantins, setor sudoeste. In: F. F. M. Almeida, Y. Hasui (Coords.), *O Pré-Cambriano do Brasil* (265-281). São Paulo: Edgar Blücher Ltda.
- Almeida, F. F. M., Mantovani, M. S. M. (1975). Geologia e geocronologia do Granito de São Vicente, Mato Grosso. *Anais da Academia Brasileira Ciências*, 47, 451-458.
- Alvarenga, C. J. S., Figueiredo, M. F., Babinski, M., Pinho, F. E. C. (2007). Glacial diamictites of Serra Azul Formation (Ediacaran, Paraguay belt): Evidence of the Gaskiers glacial event in Brazil. *Journal of South American Earth Science*, 23(2-3), 236-241.
- Alvarenga, C. J. S., Santos, R. V., Dantas, E. L. (2004). C–O–Sr isotopic stratigraphy of cap carbonates overlying Marinoan-age glacial diamictites in the Paraguay Belt, Brazil. *Precambrian Research*, 131, 1-21.
- Arnott, R. W., Southard, J. B. (1990). Exploratory flow-duct experiments on combined-flow bed configurations, and some implications for interpreting storm-event stratification. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60, 211-219.
- Bandeira, J., McGee, B., Nogueira, A. C. R., Collins, A. S., Trindade, R. (2012). Sedimentological and provenance response to Cambrian closure of the Clymene ocean: The upper Alto Paraguai Group, Paraguay belt, Brazil. *Gondwana Research*, 21(2-3), 323-340.
- Bonhomme, M. G., Cordani, U. G., Kawashita, K., Macedo, M. H. F., Thomaz Filho, A. (1982). Radiochronological age and correlation of Proterozoic sediments in Brazil. *Precambrian Research*, 18(1-2), 103-118.
- Bonsor, H. C., Strachan, R. A., Prave, A. R., Krabbendam, M. (2010). Fluvial braidplain to shallow marine transition in the early Neoproterozoic Morar Group, Fannich Mountains, northern Scotland. *Precambrian Research*, 183(4), 791-804.
- Cant, D. J., Walker, R. G. (1978). Fluvial processes and facies sequences in the Sandy braided South Saskatchewan River, Canada. *Sedimentology*, 25, 625-648.
- Chan, M. A., Kvale, E. P., Archer, A. W., Sonett, C. P. (1994). Oldest direct evidence of lunar-solar tidal forcing in sedimentary rhythmites. Proterozoic Big Cottonwood Formation, central Utah. *Geology*, 22(9), 791-794
- Cheel, R. J. (1991). Grain fabric in hummocky cross-stratified storm beds: genetic implication. *Journal of Sedimentary Research*, 61, 102-110.
- Collinson, J. D., Mountney, N., Thompson, D. B. (2006). *Sedimentary Structures*. London: Dunedin Academic Press.
- Cordani, U. G., Kawashita, K., Thomaz Filho, A. (1978). Applicability of the rubidium-strontium methods to shales and related rocks. In: B. V. Cohee, M. F. Glaessner, H. D. Hedberg (Eds), *Contributions to the geologic time scale* (6, 93-117). Tulsa: American Association of Petroleum Geologists.
- Cordani, U. G., Pimentel, M. M., Araújo, C. E. G., Basei, M. A. S., Fuck, R. A., Girardi, V. A. V. (2013). Was there an ediacaran clymene ocean in central south america?. *American Journal of Science*, 313(6), 517-539.
- Cordani, U. G., Thomaz Filho, A., Brito Neves, B. B., Kawashita, K. (1985). On the applicability of the Rb-Sr method to argillaceous sedimentary rocks: some examples from Precambrian sequences of Brazil. *Giornale di Geologia*, 471, 253-280.
- Dalrymple, R. W. (1992). Tidal depositional systems. In: R. G. Walker, N. P. James (Eds), *Facies models- response to sea level change* (195-218). Toronto: Geological Association of Canada
- Dalrymple, R. W. (2010). Tidal depositional systems. In: N. P. James e R. W. Dalrymple (Eds), *Facies Models 4* (201-231). Toronto: Geological Association of Canada
- Dalziel, I. W. D. (1992). On the organization of American places in the Neoproterozoic and the breakout of Laurentia. *GSA Today*, 2(11), 237-241.
- De Raaf, J. F. M., Boersma, J. R. (1971). Tidal deposits and their sedimentar structures (seven examples from western Europe). *Geologie en Mijnbouw*, 50, 479-504.
- Deb, S. P. (2005). Tidal shelf sedimentation in the Neoproterozoic Chattisgarh succession of central India. *Journal of Earth System Science*, 114(3), 211-226.
- Droser, M. L., Jensen, S., Gehling, J. G. (2002). Trace fossils and substrates of terminal Proterozoic-Cambrian transition: Implications for the record of early bilaterians and sediment mixing. *PNAS*, 99, 12572-12576.
- Dumas S., Arnott, R. W. C. (2006). Origin of hummocky and swaley cross-stratification – The controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate. *Geology*, 34(12), 1073-1076.

- Eriksson, K. A. (1978). Alluvial and destructive beach facies from the Archean Moodies Group, Barberton Mountain Land, South Africa and Swaziland. In: A. D. Miall (Ed.), *Fluvial Sedimentology* (Memoir, v. 5, 287-311). Calgary: Canadian Society of Petroleum Geologists.
- Eriksson, K. A. (1979). Marginal marine depositional processes from the Archean Moodies Group, Barberton Mountain Land, South Africa: Evidence and significance. *Precambrian Research*, 8, 153-182.
- Eriksson, P. G., Condie, K. C., Tirsgaard, H., Mueller, W. U., Altermann, W., Miall, A. D., Aspler, L. B., Catuneanu, O., Chiarenzelli, J. R. (1998). Precambrian clastic sedimentation systems. *Sedimentary Geology*, 120(1-4), 5-53.
- Eriksson, P. G., Long, D. G. F., Bumby, A. J., Eriksson, K. A., Simpson, E. L., Catuneanu, O., Claassen, M., Mtinkulu, M. N., Mudziri, K., Brümer, J., van der Neut, M. (2008). Palaeohydrological data from the c. 2.0 to 1.8 Ga Waterberg Group, South Africa: discussion of a possibly unique Palaeoproterozoic fluvial style. *South African Journal of Geology*, 111(2-3), 281-304.
- Eriksson, P. G., Reczko, B. F. F., Boshoff, A. J., Schreiber, U. M., van der Neut, M., Snyman, C. P. (1995). Architectural elements from lower Proterozoic braid-delta and high-energy tidal flat deposits in Magaliesberg Formation, Transvaal supergroup, South Africa. *Sedimentary Geology*, 97(1-2), 99-117.
- Fedo, C. M., Cooper, J. D. (1990). Braided fluvial to marine transition: the basal lower Cambrian Wood Canyon Formation, southern Marble Mountains, Mojave desert, California. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60(2), 220-234.
- Fike, D. A., Grotzinger, J. P., Pratt, L. M., Summons, R. E. (2006). Oxidation of the Ediacaran ocean. *Nature*, 444, 744-747.
- Gingras, M. K., MacEachern, J. A., Dashtgard, S. E. (2011). Process ichnology and the elucidation of physico-chemical stress. *Sedimentary Geology*, 237(3-4), 115-134.
- Halverson, G. P., Hoffman, P. F., Schrag, D. P., Maloof, A. C., Rice, A. H. N. (2005). Toward a Neoproterozoic composite carbon-isotope record. *Geological Society of America Bulletin*, 117, 1181-1207.
- Hasui, Y., Almeida, F. F. M. (1970). Geocronologia do Centro-Oeste brasileiro. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, 19(1), 5-26.
- Hasui, Y., Haralyi, N. L. E., Costa, J. B. S. (1993). Megaestruturação Pré-Cambriana do território brasileiro baseada em dados geofísicos e geológicos. *Geociências*, 12(1), 7-31.
- Hoffman, P. F., Schrag, D. P. (2002). The Snowball Earth hypothesis: testing the limits of global change. *Terra Nova*, 14(3), 129-155.
- Kimura, H., Watanabe, Y. (2001). Oceanic anoxia at the Precambrian-Cambrian boundary. *Geology*, 29(11), 995-998.
- Knoll, A. H., Walter, M. R., Narboone, G. M., Christie-Blick, N. (2004). A new period for the geologic time scale. *Science*, 305, 621-622.
- Leeder, M. (1999). *Sedimentology and sedimentary basins: from turbulence to tectonics*. Chichester: Wiley-Blackwell.
- Long, D. G. F. (1978). Proterozoic stream deposits: some problems of recognition and interpretation of ancient sand fluvial systems. In: A. D. Miall (Ed.), *Fluvial Sedimentology* (Memoir, v. 5, 313-342). Calgary: Canadian Society of Petroleum Geologists.
- Long, D. G. F. (2004). Precambrian Rivers. In: P. G. Eriksson, W. Altermann, D. R. Nelson, W. U. Mueller, O. Catuneanu (Eds.), *The Precambrian Earth: Times and Events* (660-663). Amsterdam: Elsevier.
- Longhitano, S. G., Mellere, D., Steel, J. R., Ainsworth, R. B. (2012). Tidal depositional systems in the rock record: A review and new insights. *Sedimentary Geology*, 279, 2-22.
- MacEachern, J. A., Pemberton, S. G., Gingras, M. K., Bann, K. L. (2007). The ichnofacies paradigm: a fifty-year retrospective. In: W. Miller III (Ed.), *Trace fossils concepts, problems, prospects* (52-75). Amsterdam: Elsevier
- MacEachern, J. A., Pemberton, S. G., Gingras, M. K., Bann, K. L. (2010). Ichnology and Facies Models. In: N. P. James e R. W. Dalrymple (Eds.), *Facies Models 4* (19-58). Toronto: Geological Association of Canada.
- Mazumder, R., Arima, M. (2005). Tidal rhythmites and their implications. *Earth-Science Reviews*, 69(1-2), 79-95.
- McGee, B., Collins, A.S., Trindade, R.I.F. (2012). G'day Gondwana — the final accretion of a supercontinent: U–Pb ages from the post-orogenic São Vicente Granite, northern Paraguan Belt, Brazil. *Gondwana Research*, 21(2-3), 316-322.

- Miall, A. D. (1981). Analysis of fluvial depositional systems. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin, Education Course Note Series*, 20, 1-75.
- Miall, A. D. (1992). Alluvial deposits. In: R. G. Walker, N. P. James (Eds.), *Facies Models - Response to Sea Level Change* (119-142). Ontario: Geological Association of Canada.
- Nichols, G. (2009). *Sedimentary and Stratigraphy*. Chichester: Wiley-Blackwell.
- Nogueira, A. C. R. (2003). *A plataforma carbonática Araras no sudoeste do Cráton Amazônico: estratigrafia, contexto paleoambiental e correlação com os eventos glaciais do Neoproterozóico*. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências – USP.
- Nogueira, A. C. R., Riccomini, C. (2006). O Grupo Araras (Neoproterozóico) na parte norte da Faixa Paraguai e sul do Cráton Amazônico, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 36(4), 623-640.
- Nogueira, A. C. R., Riccomini, C., Sial, A. N., Moura, C. A. V., Fairchild, T. R. (2003). Late Neoproterozoic cap carbonate succession from southeastern Amazon Craton, Brazil: snowball earth in South America. *Latin American Congress of Sedimentology*, 230-231. Belém.
- Nogueira, A. C. R., Riccomini, C., Sial, A. N., Moura, C. A. V., Trindade, R. I. F., Fairchild, T. R. (2007). Carbon and strontium isotope fluctuations and paleoceanographic changes in the late Neoproterozoic Araras carbonate platform, southern Amazon craton, Brazil. *Chemical Geology*, 237, 168-190.
- Pemberton, S. G., Frey, R. W., Ranger, M. J., Maceachern, J. (1992). The conceptual framework of ichnology. In: S. G. Pemberton (Ed.), *Application of Ichnology to Petroleum Exploration: A Core Workshop* (17, 1-32.). Calgary: Society for Sedimentary Geology.
- Plint, A. G. (2010). Wave- and Storm-Dominated Shoreline and Shallow-Marine System. In: N. P. James e R. W. Dalrymple (Eds.), *Facies Models 4* (167-201). Toronto: Geological Association of Canada.
- Rainbird, R. H. (1992). Anatomy of a large-scale braid-plain quartzarenite from neoproterozóica Shaler group, Victoria Island, Northwest Territories, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29(12), 2537-2550.
- Robb, L. J., Meyer, F. M. (1995). The Witwaterstand basin, South Africa: geological framework and mineralization processes. *Ore Geology Reviews*, 10(2), 67-94.
- Seilacher, A. (2007). Earliest Trace Fossils. In: A. Seilacher (Ed.), *Trace Fossil Analysis* (173-186). Berlin: Springer.
- Seilacher, A., Buatois, L. A., Mángano, M. G. (2005). Trace fossils in the Ediacaran-Cambrian transition: Behavioral diversification, ecological turnover and environmental shift. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 227(4), 323-356.
- Silva Jr., J. B. C. (2006). *Fácies e estratigrafia da Formação Sepotuba: registro da última incursão marinha na transição Neoproterozóico-Cambriano da Faixa Paraguai Norte, Mato Grosso*. Dissertação (Mestrado). Manaus: Programa de Pós-Graduação Geociências – UFAM.
- Silva Jr., J. B. C. (2011). *Sedimentação Siliciclástica e Proveniência do Grupo Alto Paraguai (Neoproterozóico-Cambriano), Borda Sul do Cráton Amazônico e Faixa Paraguai Norte, Estado do Mato Grosso*. Tese (Doutorado). Belém: Instituto de Geociência – UFPA.
- Silva Jr., J. B. C., Nogueira, A. C. R., Petri, S., Riccomini, C., Trindade, R. I. F., Sial, A. N., Hidalgo, R. L. (2007). Depósitos litorâneos neoproterozoicos do Grupo Alto Paraguai no sudoeste do Cráton Amazônico, região de Mirassol d'Oeste, Mato Grosso. *Revista Brasileira de Geociências*, 37(3), 595-606.
- Snedden, J. W., Nummedal, D. (1991). Origin and geometry of storm-deposited sands beds in modern ediments of the Texas continental shelf. In: D. J. P. Swift, G. F. Oertel, R. W. Tillman, J. A. Thorne (Eds.), *Shelfs Sands and Sandstone Bodies: Geometry, Facies and Sequence Stratigraphy* (283-308). Oxford: Blackwell Science.
- Tirsgaard, H. (1993). The architecture of Precambrian high energy tidal channel deposits: an example from Lyell Land Group (Eleonore Bay Supergroup), northeast Greenland. *Sedimentary Geology*, 88(1-2), 137-152.
- Tohver, E., Trindade, R. I. F., Solum, J. G., Hall, C. M., Riccomini, C., Nogueira, A. C. R. (2010). Closing the Clymene ocean and bending a Brasiliano belt: Evidence for the Cambrian formation of Gondwana, southeast Amazon craton. *Geology*, 38(3), 267-270.
- Trindade, R. I. F., D'Agrella Filho, M. S., Epof, I., Brito Neves, B. B. (2006). Paleomagnetism of early Cambrian Itabaiana mafic dikes (NE Brazil) and the final assembly of Gondwana. *Earth and Planetary Science Letters*, 244(1-2), 361-377.

Trompette, R. (1994). *Geology of Western Gondwana (2000–500Ma): Pan-African-Brasiliano aggregation of South America and Africa*. Rotterdam: Balkema.

Trompette, R. (2000). Gondwana evolution; its assembly at around 600 Ma. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 330(5), 305-315.

Tucker, M. (2003). *Sedimentary Rocks in the Field*. Chichester: John Wiley & Sons.

Visser, M. J. (1980). Neap-spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale bedform deposits: a preliminary note. *Geology*, 8(11), 543-546.

Walker, R. G., Cant, D. J. (1984). Sandy Fluvial Systems. In: R. G. Walker (Ed.), *Facies Models (71-90)*. Toronto: Geological Society of Canada Publications.

Walker, R. G., Plint, A. G. (1992). Wave- and storm-dominated shallow marine systems. In: R. G. Walker, N. P. James (Eds.), *Facies Models - Response to Sea Level Change (219-238)*. Ontario: Geological Association of Canada.

Weimer, R. J., Howard, J. D., Lindsay, D. R. (1982). Tidal flats and associated tidal channels. In: P. A. Scholle, D. Spearing (Eds.), *Sandstone Depositional Environments (191-245)*. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists.