

PLATAFORMAS CARBONÁTICAS PRÉ-CAMBRIANAS: O EXEMPLO DA FORMAÇÃO SALITRE, PROTEROZOICO SUPERIOR, ESTADO DA BAHIA

ZELINDA M.A.N. LEÃO* & JOSÉ M.L. DOMINGUEZ*

ABSTRACT PRECAMBRIAN CARBONATE PLATFORMS: THE SALITRE FORMATION EXAMPLE, LATE PROTEROZOIC, STATE OF BAHIA. The Salitre Formation is an important Late Proterozoic carbonate platform in the State of Bahia. In the Irecê basin, this formation consists of three lithofacies: 1. peritidal calcilutite with microbial lamination, showing evidence of subaerial exposure, 2. shoreface intraclastic calcarenite with abundant wave cross-stratification structures (coarse grained ripples and hummocky types), commonly associated with columnar stromatolites, and 3. calcisiltite/fine calcarenite interlayered with marls, interpreted as shelf storm deposits. The lack of turbidites, breccias and extensive barrier buildups suggest a flat-topped shelf with gentle slope. These features allow us to classify the Salitre platform as a high-energy carbonate homoclinal ramp, with a low topography inherited from a previous shallow siliciclastic storm-dominated shelf (the Caboclo Formation). The carbonates of the Salitre Formation are mainly composed of calcilutites and fine to coarse-grained intraclasts. Even the intraclasts are made up of carbonate mud. Carbonate mud is, therefore, the predominant component of these deposits. The production of the lime mud in the Irecê basin may have occurred through: a. direct abiotic precipitation of CaCO_3 due to supersaturation of the seawater with respect to calcite and/or aragonite; and b. indirect precipitation due to physicochemical changes in the water column induced by the activities of microbial communities. This carbonate mud then accumulated in protected peritidal areas. There, it was exposed and cracked, giving rise to flat intraclasts, which were later eroded and exported to the shoreface. Because of the lack of metazoans during most of the Precambrian time, fundamental differences exist between Proterozoic and Phanerozoic carbonate deposits, as reflected in both the carbonate composition as well as the preservation of the primary sedimentary structures, due to the absence of bioturbation. The study of the Salitre Formation has produced important information about Precambrian platforms and shows that the carbonate sedimentation models developed for Phanerozoic platforms should be applied with caution to Precambrian counterparts.

Keywords: Precambrian, Irecê Basin, Salitre Formation, carbonate platforms.

RESUMO A Formação Salitre constitui uma importante plataforma carbonática de idade proterozóica superior no Estado da Bahia. Na área estudada neste trabalho, no município de Irecê, ela está constituída por três grupos de litofácies: 1. calcilutitos com laminação microbiana, apresentando acamamento paralelo e evidências de exposição subaérea, depositados em ambientes de perimarés; 2. calcarenitos à base de intraclastos, com abundante estratificação cruzada produzida por ação de ondas, freqüentemente associados a estromatólitos e depositados em ambiente de praia e antepraia acima da base de onda de tempo bom, e 3. cálcio-siltitos/calcarenitos finos e margas intercaladas, com as camadas de calcarenito apresentando base plana e topo ondulado e, internamente, laminação plano-paralela a ondulada, interpretados como depositados durante tempestades, abaixo da base de onda de tempo bom. A ausência de turbiditos, de brechas e de extensos e contínuos corpos recifais sugere topografia de fundo suave sem a existência de talude. Todas estas características permitem interpretar a Formação Salitre como o registro de uma plataforma carbonática do tipo rampa homoclinal de alta energia, a qual se instalou sobre um relevo antecedente de baixo declive, herdado de uma rampa siliciclástica dominada por tempestades (Formação Caboclo). Por serem os carbonatos da Formação Salitre predominantemente constituídos de calcilutitos e intraclastos calcilutíticos, a lama carbonática é o componente básico desses carbonatos. A produção dessa lama deve ter ocorrido por meio de um processo de precipitação direta da água do mar, espontaneamente, devido à supersaturação em relação ao carbonato de cálcio e/ou a partir de modificações das características físico-químicas da água do mar, induzidas pelo metabolismo das comunidades microbianas. Essa lama foi acumulada nas zonas de perimarés protegidas e a sua exposição subaérea nas zonas de supra e intermarés resultou no seu ressecamento, fragmentação e conseqüente produção de intraclastos, os quais foram posteriormente exportados para os locais finais de deposição (praia e antepraia). A ausência de metáfios e metazoários no Pré-Cambriano faz com que existam diferenças fundamentais entre os carbonatos desta época e aqueles de idade fanerozóica, quer na sua composição, quer na preservação das feições deposicionais originais, uma vez que não houve bioturbação significativa no Proterozóico. O estudo da Formação Salitre traz importantes informações acerca das plataformas carbonáticas pré-cambrianas e mostra que os modelos de sedimentação desenvolvidos para ambientes carbonáticos fanerozóicos devem ser aplicados com cautela no estudo de acumulações pré-cambrianas.

Palavras-chaves: Pré-Cambriano, Chapada Diamantina, Bacia de Irecê, Formação Salitre, plataformas carbonáticas.

INTRODUÇÃO Plataformas carbonáticas são os principais sítios de acumulação de espessas seqüências de carbonatos de água rasa. Enquanto as plataformas carbonáticas fanerozóicas são razoavelmente bem estudadas, com exaustiva documentação dos diferentes regimes tectônicos e de subsidência em que elas ocorrem, dos efeitos da eustasia, das flutuações climáticas e da evolução dos organismos produtores de carbonato no desenvolvimento dessas feições, estudos sobre plataformas carbonáticas pré-cambrianas são relativamente raros.

Os depósitos carbonáticos pré-cambrianos do Brasil têm sido estudados, principalmente, sob o aspecto estrutural e

cronoestratigráfico. Modelos de evolução de fácies e sistemas deposicionais são praticamente inexistentes. Os carbonatos da Formação Salitre na parte oriental da Chapada Diamantina (Bacia de Irecê), de idade proterozóica superior (Misi 1979, 1984), constituem um importante exemplo de plataforma carbonática no pré-cambriano do Estado da Bahia (Fig. 1). Os primeiros trabalhos de levantamento geológico sistemático realizados na Bacia de Irecê propuseram, para a Formação Salitre, quatro unidades litoestratigráficas, de origem marinha rasa, interpretadas como tendo sido depositadas sob a influência de oscilações do nível do mar. Estas unidades foram deno-

* Curso de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Rua Caetano Moura, 123, CEP 40210-340, Federação, Salvador, Bahia, Brasil

minadas de Juçara, Irecê, Nova América e Gabriel (Bonfim *et al.* 1985, Monteiro 1986). Uma idade de 760 Ma é atribuída aos carbonatos da Formação Salitre, com base no método Rb-Sr (Macedo & Bonhomme 1984). As associações de estromatólitos presentes nesses depósitos carbonáticos foram interpretadas por Srivastava (1982, 1986) como indicativas de uma idade entre 675 e 950 Ma.

Em trabalhos mais recentes, a Formação Salitre foi interpretada como depositada em uma plataforma carbonática do tipo rampa (Barbosa *et al.* 1992) sob a influência da ação de ondas e correntes produzidas durante episódios de tempestades (Leão *et al.* 1992).

Este trabalho tem como objetivo a apresentação de um modelo deposicional para a Formação Salitre, no qual estão discutidas as feições características das fácies sedimentares encontradas. Embora estudos recentes tenham apontado grandes semelhanças entre as plataformas carbonáticas de idades pré-cambriana e fanerozóica, o modelo da Formação Salitre

mostra, entretanto, que existem diferenças marcantes no que diz respeito à composição e à produção dos sedimentos carbonáticos para estes dois intervalos do tempo geológico.

CENÁRIO REGIONAL O Grupo Una, ao qual pertence a Formação Salitre, está implantado diretamente sobre os sedimentos do Grupo Chapada Diamantina de idade proterozóica média. Relações estratigráficas e reconstruções paleogeográficas para este grupo (Dominguez 1992 a, b, c) mostram que ele se depositou em *onlap* sobre o embasamento arqueano, durante uma fase em que a subsidência originalmente confinada ao eixo do assim chamado aulacógeno do Espinhaço (Moutinho da Costa & Inda 1982) extravasou seus limites originais e avançou sobre os blocos cratônicos adjacentes. O Grupo Chapada Diamantina é constituído, na base, pelos arenitos médios da Formação Tombador, depositados em um ambiente do tipo erg (Otero 1991). Rios temporários fluindo para oeste introduziram sedimentos na bacia, os quais foram retrabalhados pelo vento

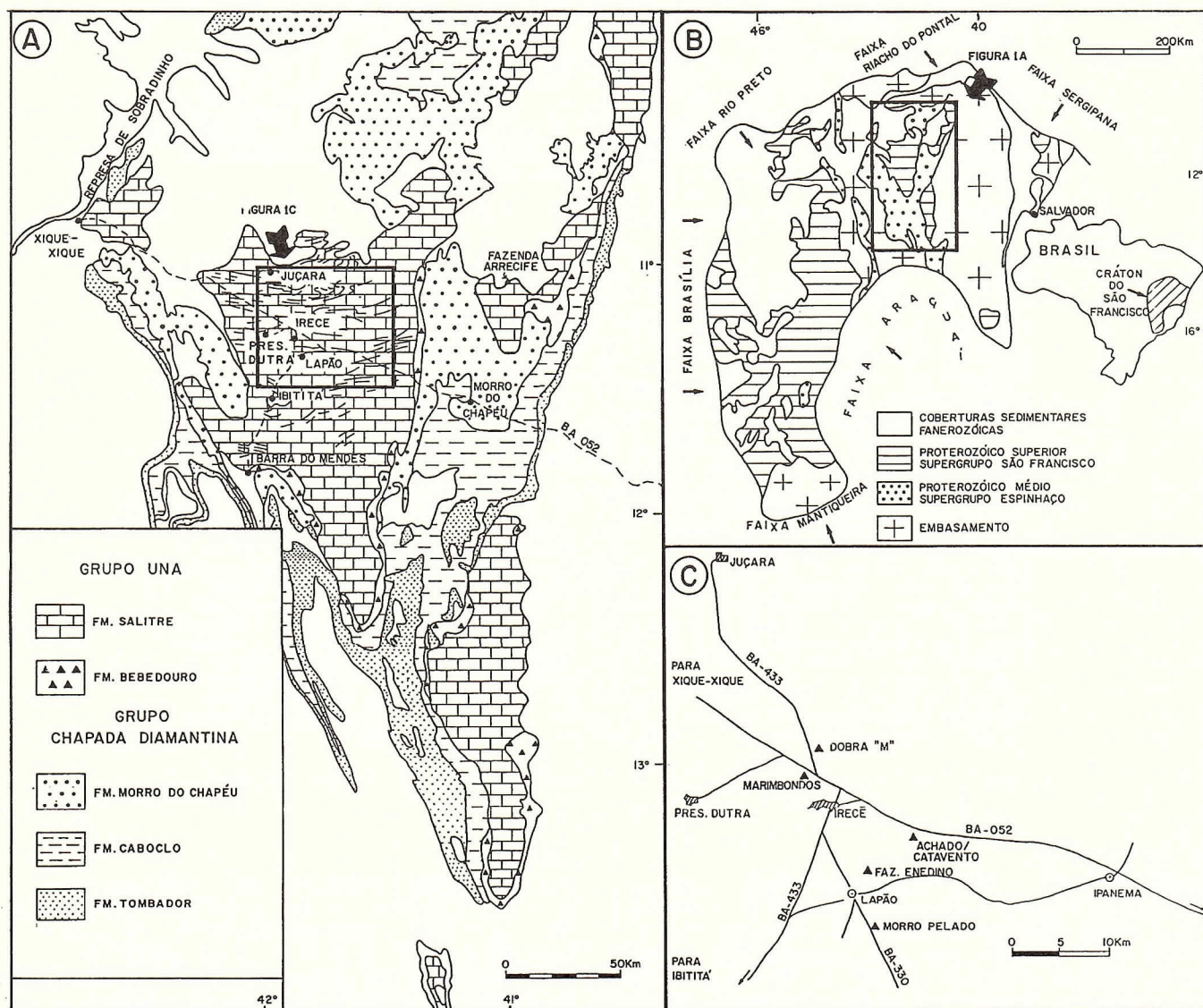


Figura 1 – A. Distribuição dos Grupos Una e Chapada Diamantina na Chapada Diamantina Oriental (modificado de Inda & Barbosa 1978). O retângulo mostra os limites da área estudada. B. Mapa geológico simplificado do Cráton do São Francisco e localização das faixas de dobramentos marginais (modificado de Mascarenhas *et al.* 1984). O retângulo mostra os limites da área representada na figura 1A. C. Localização dos principais acessos e afloramentos da área de estudo

Figure 1 – A. Distribution of the Una and Chapada Diamantina groups in the Eastern Chapada Diamantina province (modified from Inda & Barbosa 1978). The highlighted area shows the limits of the study area. B. Simplified geologic map of the São Francisco Craton and location of the marginal fold belts (modified from Mascarenhas *et al.* 1984). The highlighted area shows the limits of the area represented in figure 1A. C. Location map of major accesses and outcrops in the study area

nos períodos secos e transportados para norte, onde foram constituir extensos campos de dunas (Otero 1991). Os sedimentos da Formação Tombador foram progressivamente recobertos pelos ritmitos da Formação Caboclo, a qual representa deposição em uma plataforma rasa dominada por tempestades (Silveira 1991). Não há nesta formação fácies indicativas da existência de um talude ou deposição abaixo da base de onda de tempestades. Transições carbonatos-siliciclastos ocorrem em vários níveis estratigráficos da Formação Caboclo (Sales *et al.* 1992). Estas transições são representadas essencialmente por bioermas de estromatólitos colunares. Durante a deposição da Formação Caboclo, ocorreram várias descidas do nível do mar (Dominguez 1992) que expuseram esta plataforma rasa a condições subaéreas, com incisão de redes de drenagem posteriormente preenchidas por sedimentos flúvio-estuarinos. A Formação Morro do Chapéu, que ocupa o topo do Grupo Chapada Diamantina, é um desses exemplos de arenitos que preencheram vales incisos. Muito provavelmente, estas flutuações do nível do mar constituem o prenúncio da Glaciação Bebedouro que, no início do Proterozóico Superior, recobriu todo o Cráton do São Francisco, depositando a Formação Bebedouro. Após a deglaciação, a elevação do nível do mar inundou o Cráton do São Francisco criando, desta forma, condições favoráveis para a implantação da Plataforma Carbonática Salitre sobre um relevo em rampa herdado da Plataforma Siliciclástica Caboclo.

Por que a Plataforma Carbonática Salitre só se instalou ao final da evolução do Aulacógeno do Espinhaço? Os principais controles para a instalação de plataformas carbonáticas são (Tucker & Wright 1990):

1. controle geotectônico - controla um dos requisitos mais importantes para a sedimentação carbonática, qual seja a ausência de material siliciclástico, ao determinar a topografia dos blocos continentais adjacentes e os padrões de drenagem. Adicionalmente, a geotectônica determina o cenário deposicional da sedimentação carbonática (plataforma, rampa, rampa epeírica, plataforma isolada e plataforma afogada);
2. história das variações do nível do mar - a sedimentação carbonática é mais extensa e produz seqüências mais espessas durante períodos de nível de mar alto;
3. clima - em conjunto com a geotectônica, controla os padrões de circulação, temperatura, salinidade, suprimento de nutrientes, turbulência e correntes de tempestade. Atualmente, as taxas de produtividade orgânica mais altas têm lugar em latitudes mais baixas, até 30° ao sul e a norte do equador;
4. latitude - Ziegler *et al.* (1984) demonstraram que a refração da luz solar nos oceanos exerce importante controle na distribuição de carbonatos. A refração é mais eficiente na zona que se estende de 35°N a 35°S, o que coincide com a distribuição dos carbonatos fanerozóicos.

A ausência de carbonatos durante a maior parte da evolução do aulacógeno do Espinhaço pode ser devida a um ou mais dos seguintes fatores:

- a. bacias extensionais do tipo rifte são caracterizadas por altas taxas de subsidência, associadas ao influxo de siliciclastos com alimentação axial, o que, via de regra, inibe a sedimentação carbonática;
- b. a posição paleogeográfica (latitude) do aulacógeno do Espinhaço no Proterozóico Médio seria tal que não teria favorecido a acumulação de carbonatos. É difícil testar essa hipótese uma vez que as reconstruções paleomagnéticas para esta época ainda são problemáticas (Condie 1989). Entretanto, durante a acumulação do Grupo Chapada Diamantina, a bacia já se encontrava provavelmente na região intertropical, a julgar pelas significativas transições carbonatos-siliciclastos presentes na Formação Caboclo (Sales *et al.* 1992). Aparentemente, portanto, as plataformas carbonáticas só não se desenvolveram ao final do Proterozóico Médio porque, nessa época, ainda existia considerável influxo de siliciclastos para a bacia;
- c. no Proterozóico Superior a subsidência se expandiu por sobre a maior parte do Cráton do São Francisco. Esta

subsidência foi lenta, pois provavelmente estava ligada à expansão da subsidência térmica-flexural das bordas para o interior do cráton.

Esse fato, associado à redução de relevo do bloco cratônico ao longo do tempo e à subida do nível eustático do mar após a glaciação, resultou na inundação da maior parte do Cráton do São Francisco, afogando drenagens e cortando o suprimento de siliciclastos para a bacia.

As feições estruturais preservadas nos sedimentos dos Grupos Chapada Diamantina e Una mostram o efeito de duas deformações superimpostas, não-coaxiais. A primeira deformação produziu dobras abertas com eixos mergulhando para NNW-SSE, falhas reversas de alto ângulo e empurrões. É justamente nestes amplos sinclinais que a Formação Salitre encontra-se atualmente preservada (Fig. 1). O segundo evento de deformação foi relacionado aos esforços oriundos da Faixa de Dobramentos Riacho do Pontal, cujos efeitos mais distais encontram-se particularmente bem representados na Bacia de Irecê. Nessa calha sinclinal, os carbonatos da Formação Salitre foram transportados para sul sobre uma superfície de descolamento (Lagoeiro 1990). Dobras flexurais inclinadas e do tipo *shear*, empurrões, duplexes e falhas reversas de alto ângulo mostram vergência centrífuga em relação ao Sinclinal de Irecê (Lagoeiro 1990).

ÁREA DE ESTUDO Os afloramentos estudados neste trabalho estão localizados próximos às cidades de Irecê, Lapão e Juçara (Fig. 1). Na maioria desses afloramentos, as camadas encontram-se totalmente verticalizadas. Os sedimentos que constituem os depósitos estudados estão fortemente neomorfizados e dolomitizados, porém suas características texturais originais são ainda passíveis de reconhecimento.

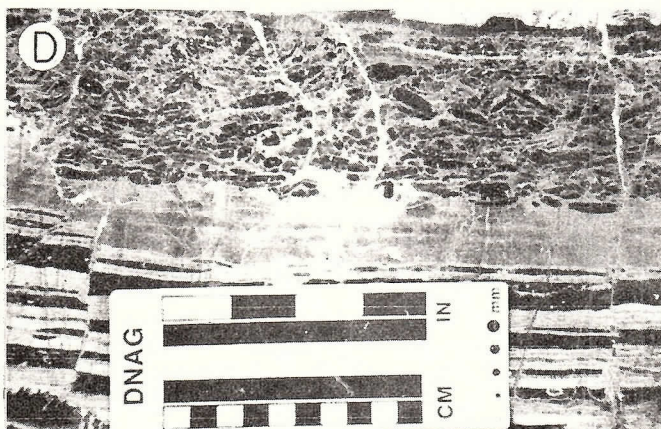
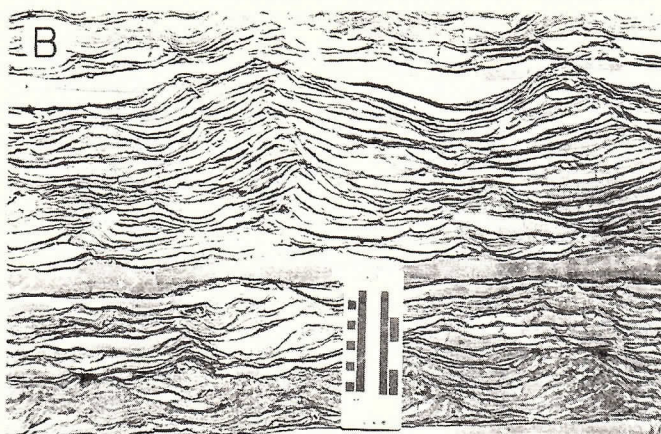
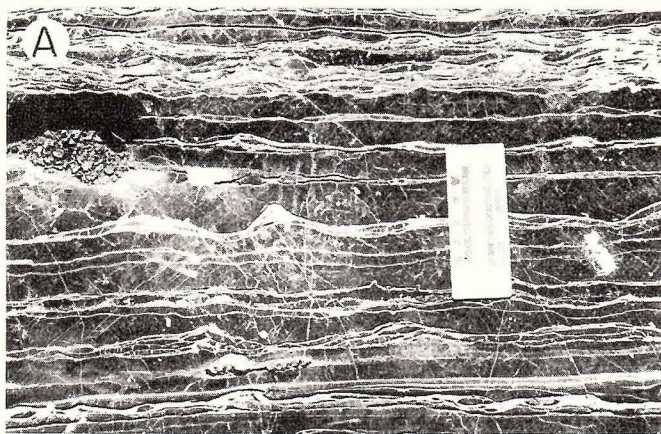
LITOFÁCIES DA FORMAÇÃO SALITRE Com base em observações feitas nos melhores afloramentos presentes na área de estudo, foram identificados, para a Formação Salitre, três grupos de litofácies: 1. litofácies de calcilutitos com laminação microbiana, 2. litofácies de calcarenitos à base de intraclastos, e 3. litofácies de cálcio-silitos/calcarenitos finos e margas intercaladas.

Litofácies de calcilutitos com laminação microbiana **DESCRIÇÃO** Esta litofácies é caracterizada pela presença de sedimentos finos de coloração cinza, apresentando acamamento paralelo, regular e contínuo, com espessuras centimétricas, porém nunca superiores a 5 cm (Prancha 1-A). Essas camadas estão, às vezes, intercaladas com finas lâminas irregulares e ondulantes, localmente com relevos de até 1 cm de altura, e de uma provável origem microbiana. Essas lâminas alternam-se com camadas de cálcio-silitos e calcarenitos finos, na maioria das vezes exibindo gradação normal e espessuras que variam de poucos milímetros até 3-4 cm.

Nódulos de calcita com forma e distribuição indicativas do preenchimento de poros fenestrais, estruturas arqueadas do tipo *tepees* (Prancha 1 - 2B e C) contendo cimento calcítico no centro dos arqueamentos, e camadas brechadas com intraclastos tabulares de dimensões centimétricas (máximo 4 cm) (Prancha 1 - 2D) são freqüentes nessa litofácies. Estão ainda associadas à laminação microbiana, superfícies de dissolução por pressão dos tipos estilólito e microestilólito que, na maioria das vezes, mascaram as feições primárias desses depósitos.

Esta litofácies faz parte da Unidade Nova América de Bonfim *et al.* (1985) e Monteiro (1986) e está muito bem representada nos afloramentos das localidades conhecidas como Catavento e Ipanema (Fig. 1).

INTERPRETAÇÃO As feições características dessa litofácies indicam deposição em um ambiente de perimarés (peritidal), termo aqui utilizado no mesmo sentido de Folk (1973), para descrever uma variedade de ambientes



Prancha 1 – Litofácies de calcilutitos com laminação microbiana. A. Acamamento paralelo e finas lâminas irregulares e ondulantes de uma provável origem microbiana (Achado). B. Tepees (Catavento). C. Nódulos de calcita no centro de estruturas do tipo tepee (Ipanema). D. Camadas brechadas com intraclastos tabulares (Ipanema). Os nomes entre parênteses indicam os afloramentos onde foram tiradas as fotos. Ver figura 1 para localização

Chart 1 – Lithofacies with microbial lamination. A. Parallel bedding with fine irregular to undulating laminae of probable microbial origin (Achado). B. Tepees (Catavento). C. Calcite nodules in the center of a tepee structure (Ipanema). D. Brecciated beds with tabular intraclasts (Ipanema). The names inside parenthesis indicate the outcrops where photographs were taken. See figure 1 for location

carbonáticos associados a zonas de baixa energia sujeitas à ação de marés. Nestes ambientes de baixa energia, protegidos da ação das ondas, como por exemplo em uma laguna, as camadas de calcilutito e de calcarenito representam deposição episódica durante inundações associadas às tempestades, considerando-se que as marés normais, diárias, transportam muito pouco ou quase nenhum sedimento neste tipo de ambiente (Ginsburg & Hardie 1975, Hardie & Ginsburg 1977). As lâminas irregulares seriam o produto do crescimento de comunidades microbianas bentônicas, nos períodos calmos intervenientes.

No que diz respeito ao Pré-Cambriano, é problemática a identificação, nestes sedimentos de perimarés, das sublito fácies de inter, sub e supramaré. Nas planícies de marés atuais e fanerozóicas, o acamamento/laminação paralela serve como critério diagnóstico para identificação da zona de supramaré, uma vez que nos níveis inferiores essa laminação é facilmente destruída pela ação de organismos bioturbadores (Shinn *et al.* 1969, Schneider 1975, Laporte 1975, Wanless 1975). No Proterozóico, entretanto, a ausência dos organismos bioturbadores pode ter favorecido a preservação das laminações até mesmo na zona de submaré. Em consequência, o critério da presença de laminitos microbianos como indicadores da região de supramaré, por si só, não é suficiente e tem que ser reforçado com a presença de estruturas originadas pela exposição subaérea, tais como brechas de ressecção, fenestras e *tepees*. Nas planícies de marés atuais, as brechas de ressecção formam-se quando os sedimentos lamosos, expostos subaereamente, são submetidos a repetidas contrações e expansões termais; as

fenestras originam-se devido à formação de bolhas de ar e escape de fluidos durante as inundações (Shinn 1968) e à produção de gases oriundos da decomposição da matéria orgânica soterrada (Burke & Moore 1987).

Os *tepees* podem se formar devido aos efeitos da dessecação das camadas expostas subaereamente (Assereto & Kendall 1971) e/ou por força da cristalização de minerais evaporíticos (Horodyski & Vonder Harr 1975). Estas estruturas são melhor preservadas na zona de supramaré onde há cimentação mais rápida (Shinn 1983). Nos depósitos antigos, tanto os poros produzidos durante a formação dessas estruturas de exposição subaérea quanto aqueles oriundos da dissolução dos minerais evaporíticos, estão comumente preenchidos por calcita (Lucia 1972, Harley 1975, Woods & Brown 1975), originando nódulos à semelhança do que é observado nesta litofácies da Formação Salitre (Prancha 1 - C). Assim, diante da dificuldade de se estabelecer os limites exatos das sublito fácies de supra, inter e submaré nos depósitos aqui estudados, de idade pré-cambriana, o melhor e talvez único critério que poderá distinguir as camadas de supra e inter/submaré é a maior ou menor frequência de estruturas indicativas de exposição subaérea. A total ausência dessas estruturas poderá caracterizar os sedimentos depositados nas zonas de intermaré inferior e submaré.

Litofácies de calcarenitos à base de intraclastos
DESCRIÇÃO Esta litofácies é constituída por calcarenitos de coloração amarela-castanha, finos a grossos (Prancha 3 - A), às vezes conglomeráticos, formados, predomi-

nantemente, por intraclastos calcilutíticos de formas variadas (alongados, subarredondados, subangulares) e subordinadamente oncóides. Localmente, podem ocorrer inclusas nesses calcarenitos lentes e/ou camadas centimétricas de calcilutito. As seguintes estruturas sedimentares são observadas nos calcarenitos: laminação plano-paralela (Prancha 2 - A e B), estratificação cruzada do tipo *hummocky* (Prancha 2 - C), estratificação cruzada acanalada (Prancha 2 - D) e estratificação cruzada produzida pela migração de marcas de ondulação de granulação grossa (*coarse grained ripples* - CGR, Leckie 1988) (Prancha 2 - E e F). A laminação plano-paralela e a estratificação cruzada do tipo *hummocky* são mais comuns nas camadas de calcarenito fino a muito fino. Estas camadas apresentam espessura decimétrica (10 a 20 cm), e muitas vezes encontram-se intercaladas com lentes e camadas, de 1 a 1,5 cm de espessura, de cálcio-silito e calcilutito maciços a finamente laminados. Localmente, no topo destas camadas de calcarenito, podem estar presentes pequenos truncamentos por ondas. Laminação plano-paralela em calcarenitos grossos a conglomeráticos estão presentes em alguns afloramentos. Os estratos cruzados, comumente produzidos pela migração de marcas de ondulação de granulação grossa (CGR), ocorrem em sets com espessura em torno de 20 - 25 cm e indicam paleocorrentes de direção E-W. Em cerca de duas dezenas de medidas efetuadas, as cristas destas marcas de ondulação apresentaram orientação geral N-S. Quando preservadas, as marcas de ondulação de granulação grossa apresentam amplitude de cerca de 15 cm e espaçamento de 30 - 40 cm (Prancha 2 - E e F). Os estratos cruzados acanalados ocorrem em sets de espessura variada, desde poucos centímetros até decímetros, e indicam a presença de paleocorrentes bidirecionais segundo N-S, sendo que em alguns casos é possível observar direção predominante para sul. Estruturas arqueadas do tipo *tepees* (Prancha 3 - B), brechas de colapso (Prancha 3 - C) e canais preenchidos com intraclastos estão presentes localmente nessa litofácies (Prancha 3 - D). Finalmente, estruturas estromatolíticas colunares e/ou pseudo-colunares são relativamente frequentes nas vizinhanças de Irecê. Elas constituem camadas e/ou bioermas, às vezes alongadas, com altura de até algumas dezenas de centímetros, assentados sobre um substrato constituído ora de um calcarenito grosso apresentando estruturas indicativas de ação de ondas, ora de laminitos microbianos com até 2 cm de espessura (Prancha 3 - E e F).

Nos perfis colunares levantados em afloramentos da área de estudo (dos quais três estão ilustrados na Fig. 2), é observada a seguinte sucessão vertical de estruturas sedimentares: os calcarenitos finos a muito finos com laminação plano-paralela e estratificação cruzada *hummocky* tendem a se concentrar na porção basal do perfil. Eles passam no sentido do topo para calcarenitos médios a grossos, com marcas de ondulação de granulação grossa (CGR) e estratificação cruzada, que pode ser interpretada como sendo resultante da migração destas formas de leito. Estes, por sua vez, passam lateral e verticalmente para calcarenitos grossos com estratificação cruzada acanalada ou laminação plano-paralela. Essa sequência é então capeada por *tepees* e brechas de colapso.

Essa litofácies é a mais comum nos afloramentos estudados neste trabalho. Ela representa depósitos descritos para as Unidades Nova América e Gabriel como, também, os depósitos que constituem a Unidade Juçara, segundo o esquema de Bonfim *et al.* (1985) e Monteiro (1986). Os afloramentos mais representativos dessa litofácies estão nas proximidades da cidade de Lapão e nas localidades denominadas de Achado e Fazenda Eneidino (Fig. 1).

O contato entre a base da litofácies de calcarenito e o topo da litofácies de calcilutitos com laminação microbiana é normalmente brusco.

INTERPRETAÇÃO As feições características desta litofácies indicam deposição na zona litoral sob contínua ação

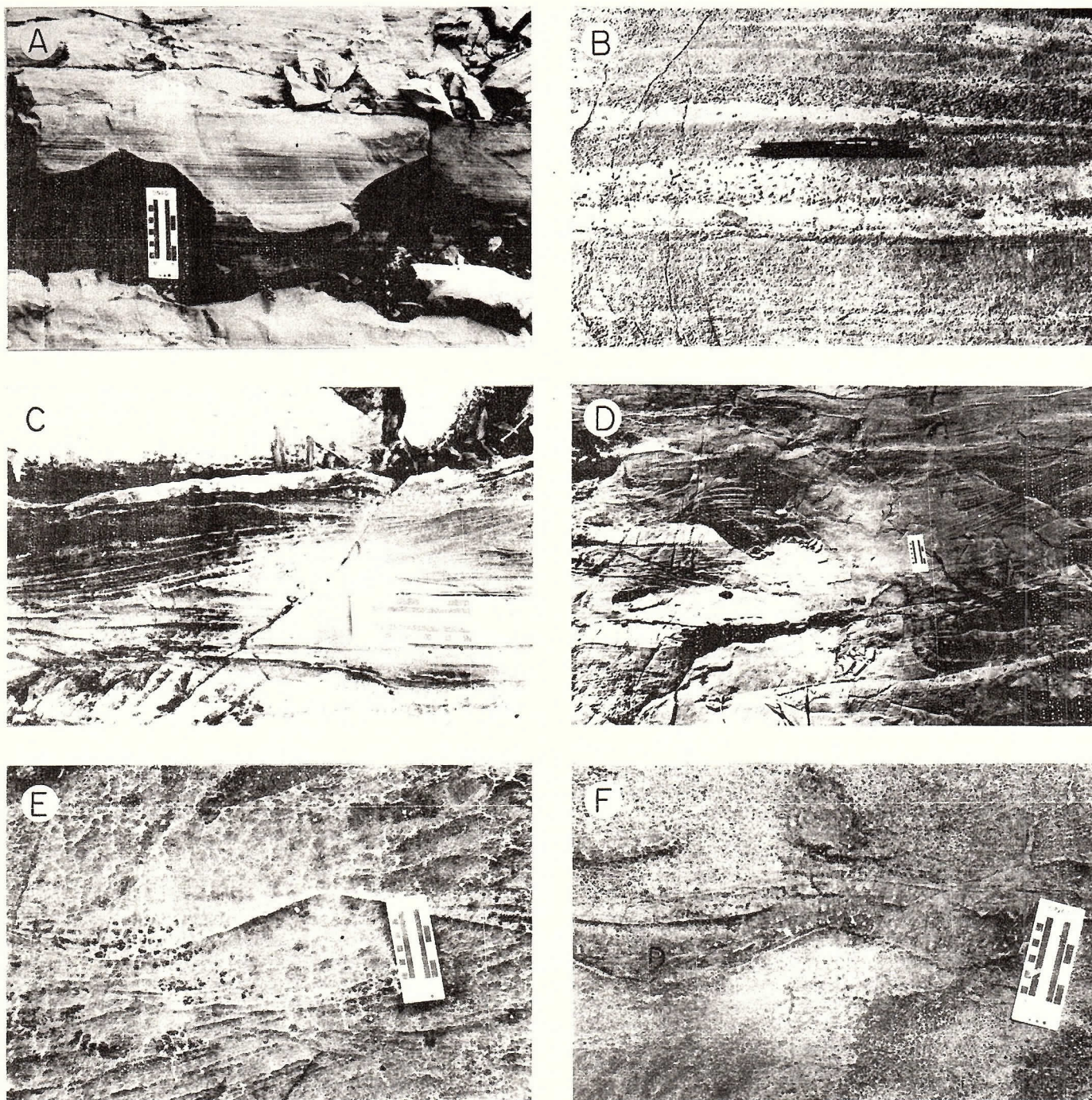
de ondas. Os calcarenitos finos com laminação plano-paralela e estratificação cruzada do tipo *hummocky* representam deposição na antepraia inferior (*lower shoreface*) durante tempestades. Já, os calcarenitos médios a grossos com estratificação cruzada acanalada representam deposição na antepraia superior (*upper shoreface*) e resultam, provavelmente, da migração de dunas subaquosas sob a ação de correntes geradas pela aproximação oblíqua das ondas.

Os calcarenitos médios a grossos com CGR e estratificação cruzada associada, resultante da migração destas formas de leito, podem ter sido depositados tanto em ambiente de antepraia inferior quanto superior, uma vez que as CGRs são consideradas como os equivalentes da estratificação cruzada do tipo *hummocky* em sedimentos com granulometria superior à areia média (Leckie 1988). Como, em seção vertical na área de estudo, as CGRs parecem ocupar um lugar predominante entre os estratos cruzados *hummocky* e os estratos cruzados acanalados, é possível que elas estejam mais concentradas na zona de transição entre a antepraia inferior e superior. Segundo Leckie (1988), as cristas das CGRs normalmente tendem a se orientar paralelamente à linha de costa. Na área de estudo, estas cristas estão orientadas preferencialmente segundo N-S. Esta seria, portanto, também a orientação geral da linha de costa na região de Irecê, à época da deposição.

As estruturas estromatolíticas colunares associadas a estes calcarenitos se agrupam em conjuntos que se assemelham aos chamados recifes de estromatólitos do Pré-Cambriano e do início da era Paleozóica de várias partes do mundo (Lucia 1972, Davies 1975, Hoffman 1975, Haslett 1976, Bertrand-Sarfati & Moussine-Pouchkine 1988). Conquanto os estromatólitos pré-cambrianos tenham tido uma origem bastante diferente dos estromatólitos atuais, a morfologia geral das estruturas estromatolíticas colunares da Bacia de Irecê, assim como o ambiente sedimentar onde estas estruturas se desenvolveram, podem ser, de certa forma, comparáveis com os estromatólitos colunares de *Shark Bay*, na Austrália, e com as estruturas que ocorrem nos canais de marés que cortam as Ilhas Eleuthera, Exuma e Stocking, nas Bahamas. A precipitação bioinduzida do carbonato de cálcio é o processo atribuído para a origem dos estromatólitos do Proterozóico (Cloud & Semikhatov 1969, Grotzinger & Read 1983, Grotzinger 1986a e b, 1989, 1990), enquanto o aprisionamento de partículas sedimentares, pelas comunidades microbianas bentônicas, é o fator preponderante na construção deste tipo de estrutura nos mares atuais (Gebelein 1969, Davies 1970, Monty 1976, Playford & Cockbain 1976, Reid & Browne 1991, Riding *et al.* 1991).

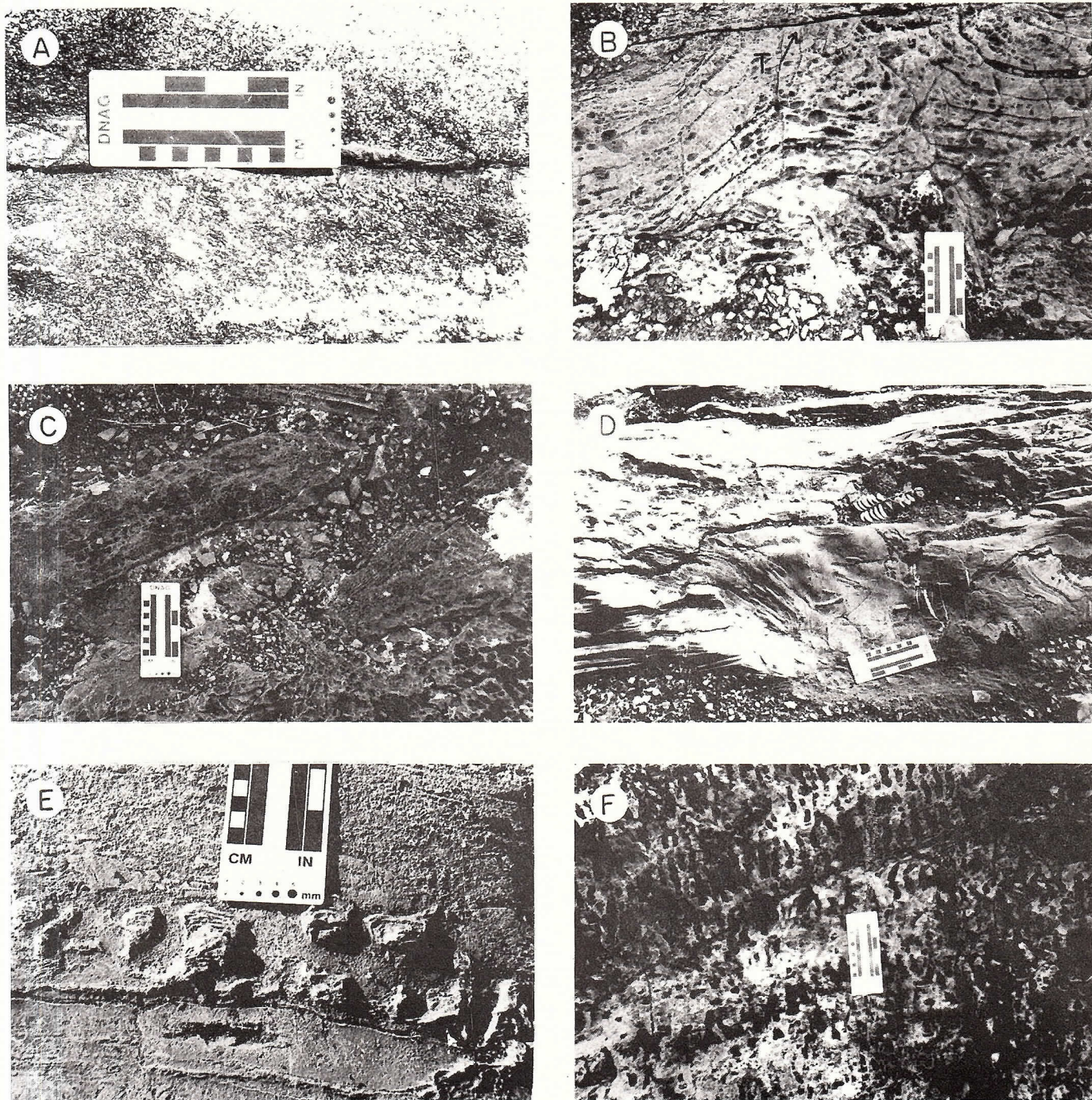
Em *Shark Bay*, na costa ocidental da Austrália, estromatólitos com até 1 m de altura se desenvolvem nas zonas de inter e submaré, em profundidades de até 5 m (Playford & Cockbain 1976). A presença dessas estruturas nessa área é atribuída à rápida cimentação e a ausência da ação predadora de metazoários, muito provavelmente em decorrência das condições de hipersalinidade das águas da baía (Logan 1969, Logan *et al.* 1974, Hoffman 1976, James 1983, Awramik & Vanyo 1986, Chivas *et al.* 1990). Nas Bahamas, em águas marinhas normais, colunas de estromatólitos, com tamanhos variados, crescem adjacentes a dunas subaquosas dentro de canais de marés, com profundidades até acima de 7 m, como também em zonas de intermarés associadas a recifes coralgaís. A associação dos seguintes fatores favoreceu o desenvolvimento dessas estruturas: uma rápida cimentação no ambiente marinho, a pouca ação de predadores em virtude da elevada energia do ambiente, a redução de competidores e a presença de um substrato litificado (Dravis 1982, Dill *et al.* 1986, Reid & Browne 1991, Riding *et al.* 1991).

Condições favoráveis para uma cimentação rápida, a presença de um substrato adequado e a ausência de predadores e competidores são provavelmente, também, os fatores responsáveis pelo crescimento dos estromatólitos da Bacia de Irecê.



Prancha 2 – Litofácies de calcarenitos a base de intraclastos. A. laminação plano-paralela produzida durante tempestades em sedimentos depositados na antepraia inferior (Faz. Enedino). B. Laminação plano-paralela da face de praia (Lapão). C. Estratificação cruzada do tipo hummocky (Faz. Enedino). D. Estratificação cruzada do tipo acanalado (Faz. Enedino). E. Estratificação cruzada produzida pela migração de CGR (Coarse Grained Ripples) (Achado). F. Marca de ondulação de granulação grossa (CGR) com drape de calcilutito (D) (Achado). Os nomes entre parênteses indicam os afloramentos onde foram tiradas as fotos. Ver figura 1 para localização

Chart 2 – Lithofacies of intraclastic calcarenites. A. Plane-parallel laminae produced during storms in sediments deposited in the lower shoreface (Faz. Enedino). B. Plane-parallel laminae of beach-face origin (Lapão). C. Hummocky cross-stratification (Faz. Enedino). D. Trough cross-stratification (Faz. Enedino). E. Cross-stratification produced by migration of coarse-grained ripples (Achado). F. Mark of coarse-grained ripples with calcilutite drape (D) (Achado). The names inside parenthesis indicate the outcrops where photographs were taken. See figure 1 for location



Prancha 3 – Litofácies de calcarenitos a base de intraclastos. A. Intraclastos de calcilutito (Lapão). B. Camadas arqueadas e truncadas no topo (T) (Achado). C. Brechas de colapso (observar os espaços vazios preenchidos por calcita) (Achado). D. Canais preenchidos com intraclastos (Faz. Enedino). E, F. Estromatólitos colunares (Achado e arredores de Irecê). Os nomes entre parênteses indicam os afloramentos onde foram tiradas as fotos. Ver figura 1 para localização

Chart 3 – Lithofacies of intraclastic calcarenites. A. Calcilutite intraclasts (Lapão). B. Arcuate beds with truncated top (T) (Achado). C. Collapse breccia (note the open spaces filled with calcite) (Achado). D. Channels filled with intraclasts (Faz. Enedino). E, F. Columnar stromatolites (Achado and Irecê). The names inside parenthesis indicate the outcrops where photographs were taken. See figure 1 for location

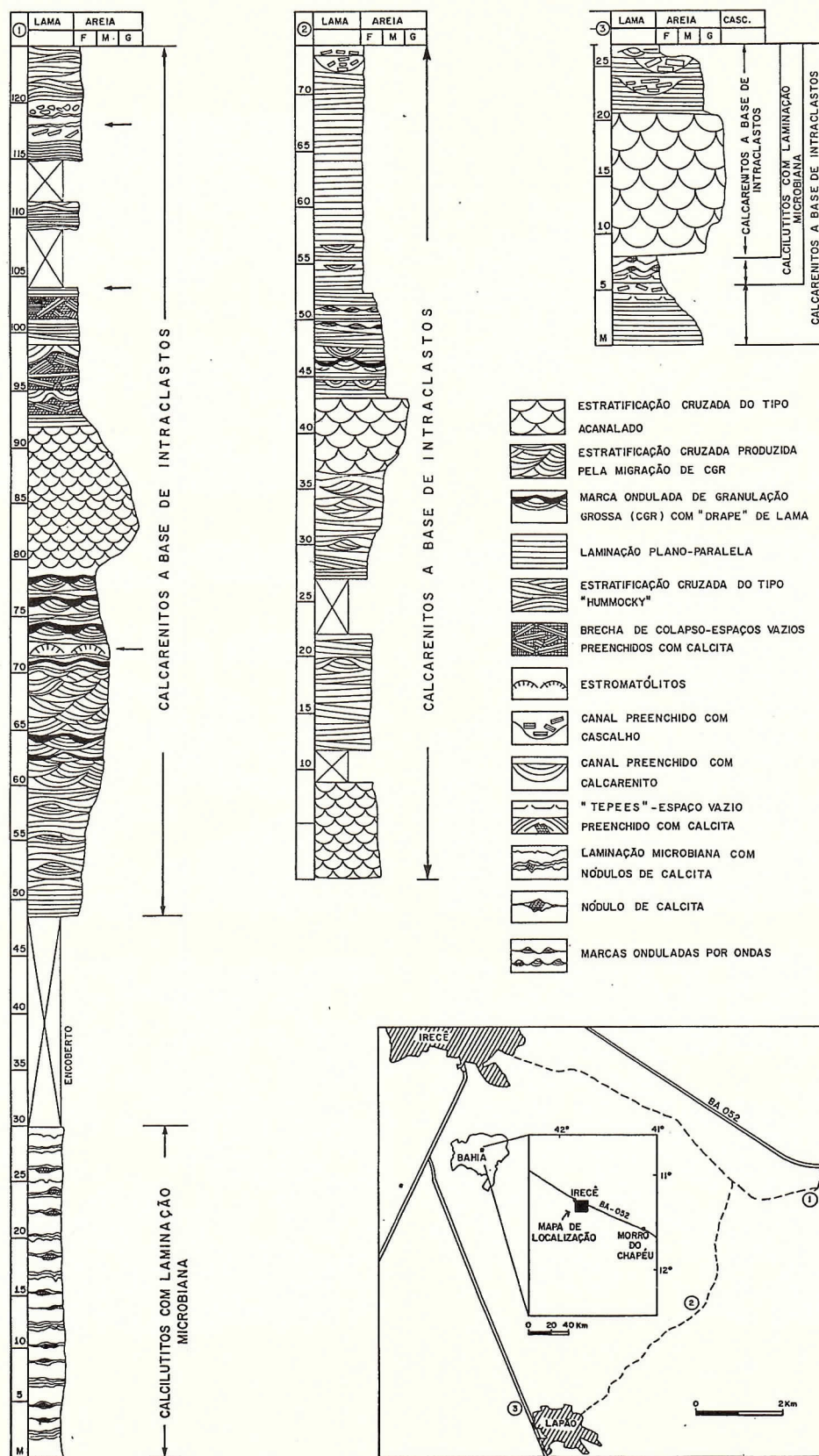


Figura 2 – Perfis colunares representativos da litofácies de calcarenitos a base de intraclastos. No perfil A, as setas indicam níveis onde estromatólitos estão presentes

Figure 2 – Columnar profiles representative of the intraclastic calcarenite lithofacies. In the profile A the arrows indicate levels where stromatolites are present

Litofácies de calcarenitos e margas intercaladas

DESCRIÇÃO Nesta unidade, camadas de calcarenitos finos a muito finos e de cálcio-siltitos ocorrem interestratificadas com camadas de calcilitos e margas (Prancha 4 - A). As camadas de calcarenito/cálcio-siltito apresentam, via de regra, base plana e topo ondulado (Prancha 4 - B). Internamente, predominam laminação plano-paralela a ondulada (Prancha 4 - C). Localmente, estão presentes truncamentos de baixo ângulo. Feições diagenéticas de dissolução por pressão na litofácies mascararam as estruturas de origem deposicional. Estes depósitos foram estudados nos afloramentos da área de Morro Pelado, Dobra "M" e Marimbondos e constituem a Unidade Irecê do esquema de Bonfim *et al.* (1985) e Monteiro (1986).

O contato entre esta litofácies e a litofácies de calcarenitos à base de intraclastos, quando observado em afloramento, é de caráter gradacional.

INTERPRETAÇÃO As estruturas sedimentares presentes nas camadas de calcarenito e cálcio-siltito (laminação plano-paralela e truncamentos de baixo-ângulo) e a base plana e o topo ondulado dessas camadas são sugestivas da ação de ondas de tempestade. As margas intercaladas representam deposição durante condições de tempo bom. Esta litofácies teria se depositado, portanto, entre a base de onda de tempo bom e a base de onda de tempestade. Por comparação com os ambientes marinhos modernos, a profundidade da lâmina d'água não deveria ter ultrapassado 100 m.

MODELO DEPOSICIONAL O termo plataforma carbonática é utilizado, de modo geral, para descrever espessas seqüências de carbonatos depositados principalmente em águas rasas. Nessas seqüências, a variação do grau de declive da topografia de fundo é usada para classificar os diferentes exemplos de depósitos carbonáticos marinhos rasos, em dois tipos principais: (a) as superfícies com topo mais ou menos horizontal, margens abruptas e queda acentuada de talude que caracterizam as plataformas, e (b) as superfícies rasas, suavemente inclinadas e sem quebra acentuada de talude, que definem as rampas (Ahr 1973, Wilson 1974, 1975, Bay 1977, Read 1985).

A configuração e a distribuição das fácies presentes nessas superfícies distinguem os vários tipos de plataformas e rampas carbonáticas. As plataformas podem apresentar bancos bordantes ou não, e podem ser isoladas ou afogadas (Ginsburg & James 1974, Kendall & Schlager 1981, Schlager 1981, 1989). As rampas são comumente classificadas como rampas homoclinais, quando apresentam uma topografia de fundo suave e depósitos característicos de ambiente de alta energia, ou rampas com talude distal, quando apresentam, predominantemente, depósitos de ambiente de baixa energia (Read 1985).

Comparados com os inúmeros modelos de plataformas carbonáticas do Fanerozóico (Heckel 1974, Ginsburg & James 1974, Wilson 1975, Read 1982, 1985, 1989, James 1984, Ruppel 1984, Cluff 1984, Ahr 1989, Brooks & Holmes 1989, Davies *et al.* 1989, James *et al.* 1989, Meyer 1989, Playford *et*



Prancha 4 – Litofácies de calcarenitos e margas intercaladas. A. Aspecto geral de afloramento da litofácies estudada (Marimbondos). B. Tempestito com base plana e topo ondulado (topo para direita) (Morro Pelado). C. Tempestito com laminação paralela a ondulada (Marimbondos). Os nomes entre parênteses indicam os afloramentos onde foram tiradas as fotos. Para localização, ver figura 1

Chart 4 – Lithofacies of interbedded calcarenites and marls. A. General view of an outcrop of the studied lithofacies (Marimbondos). B. Storm bed (note that while the base is flat the top undulates) (Marimbondos). C. Storm bed with parallel and undulating laminae (Marimbondos). The names inside parenthesis indicate the outcrops where photographs were taken. See figure 1 for location

al. 1989, Reuben *et al.* 1989), os estudos de plataformas carbonáticas pré-cambrianas são pouco comuns. A maioria dos trabalhos existentes se restringem a aspectos específicos, tais como estromatólitos e geoquímica. Somente a partir desta última década surgiram os primeiros modelos dando enfoque aos sistemas deposicionais carbonáticos como um todo (Bertrand-Sarfati & Moussine-Pouchkine 1983, 1988, Beukes 1987, Fairchild & Herrington 1989, Grotzinger 1986a e b, 1990). Grotzinger (1989), após comparar os vários exemplos de depósitos carbonáticos pré-cambrianos existentes com os modelos de classificação propostos, concluiu que, na maioria dos casos, as plataformas carbonáticas proterozóicas podem ser classificadas de acordo com os modelos de fácies estabelecidos para o Fanerozóico.

Apesar da deformação dos sedimentos da Formação Salitre, foi possível, durante este trabalho, enquadrar adequadamente as litofácies encontradas em um modelo deposicional, com base nas características das litofácies, no seu padrão de empilhamento e na distribuição geográfica das litofácies estudada (Fig. 3). Neste modelo, a litofácies de calcarenito à base de intraclastos foi depositada em um ambiente continuamente agitado por ondas (zona litoral - praia e antepaia), onde cresceram estromatólitos colunares e bioermas. Costa-adentro desta zona litoral, acumulou-se a litofácies de calcilitos com laminação microbiana, depositada em ambientes perimarés de baixa energia, como por exemplo uma laguna, protegidos do mar aberto por feições como ilhas-barreiras. Costa-afora da zona litoral se acumulou a litofácies de calcarenitos e margas intercaladas em um ambiente plataformar, entre a base de onda de tempo bom e a de tempestade.

Esse modelo de deposição para a Formação Salitre, segundo Barbosa *et al.* (1992), pode, pelas observações feitas nas vizinhanças da sede do município de Irecê, ser comparado ao modelo de rampa homoclinal de alta energia da classificação de Read (1985), o qual é caracterizado por apresentar uma superfície inclinada com gradientes da ordem de menos de primeira, e a seguinte sequência de fácies: 1. depósitos de planícies de marés; 2. carbonatos lagunares; 3. complexos de bancos arenosos (oolíticos ou peloidais) isolados ou contínuos e em forma de franja ou barreira; 4. carbonatos das fácies distais mais profundas com margas intercaladas; e 5. lamias calcárias de talude e bacia com folhelhos associados. Brechas e turbiditos são raros ou ausentes.

Segundo Grotzinger (1989), as rampas são, talvez, o tipo mais comum de plataforma carbonática no Proterozóico. Grande parte dos exemplos de depósitos carbonáticos pré-cambrianos citados na literatura estão classificados, por esse autor, como rampas rasas com bancos bordejantes (em franja, barreira ou isolados). Ainda, conforme esse autor, a maioria das rampas carbonáticas pré-cambrianas estão implantadas sobre relevos com baixos gradientes herdados de topografias rasas antecedentes de plataformas siliciclásticas. Este parece ser também o caso da Rampa Salitre, que se implantou sobre um relevo em rampa herdado da plataforma siliciclástica da Formação Caboclo. A Plataforma de Yellowhead no proterozóico superior do Canadá (Teitz & Mountjoy 1988), por exemplo, é uma rampa rasa predominantemente constituída de calcarenitos intraclásticos/pisolíticos, apresentando estruturas indicativas da ação de ondas e corpos estromatolíticos lenticulares e colunares, que pode ser correlacionada com o modelo descrito para a Formação Salitre.

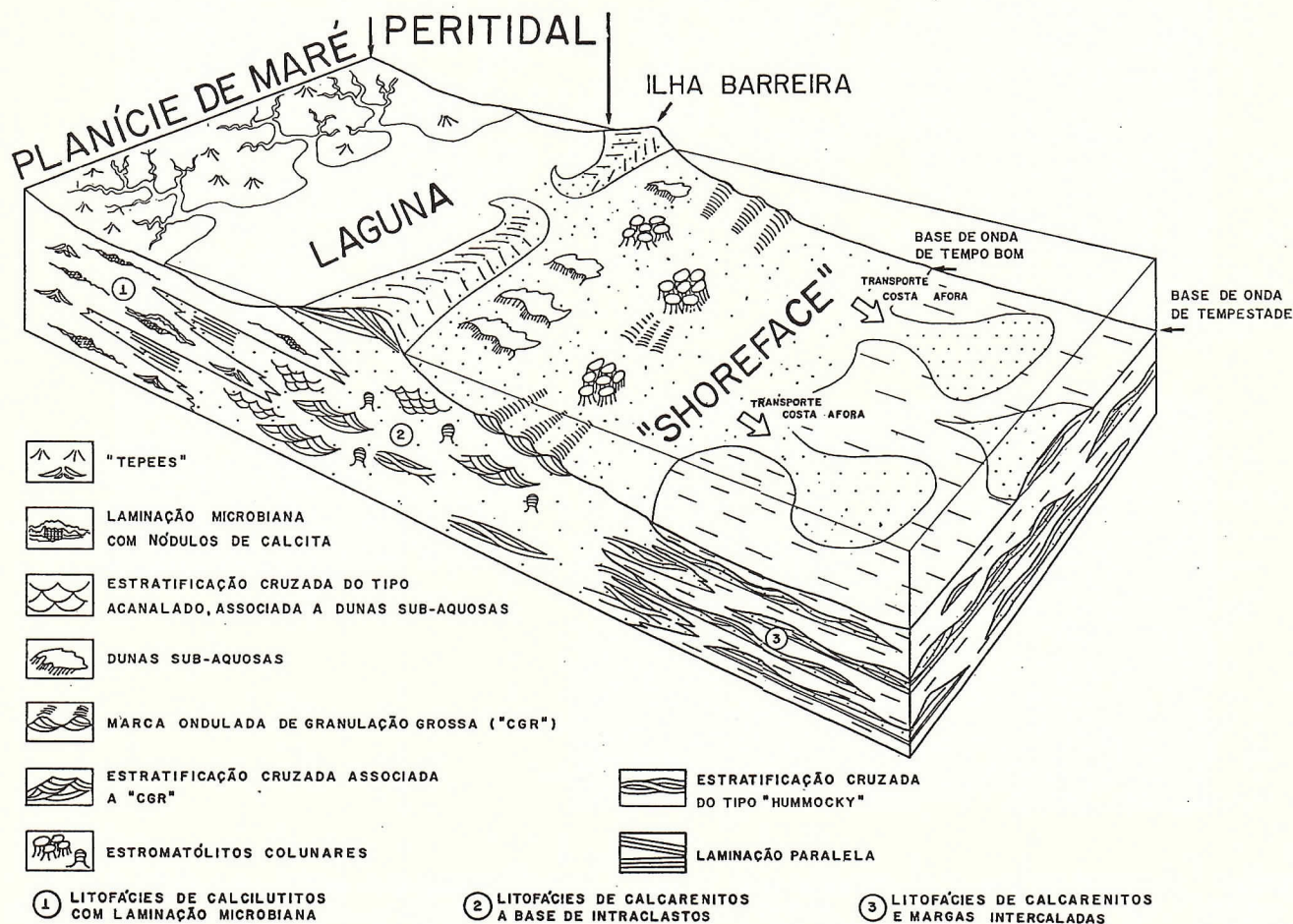


Figura 3 – Modelo deposicional de rampa carbonática para a Formação Salitre (segundo Barbosa *et al.* 1992)
Figure 3 – Depositional model for the Salitre formation carbonate ramp (after Barbosa *et al.* 1992)

Como exemplos holocênicos de rampas homoclinais com bancos franjantes, Read (1985) cita a *Shark Bay* na Austrália, descrita por Logan *et al.* (1974), Hagan & Logan (1974) e Read (1974), e o Golfo Pérsico estudado por Purser (1973). Em alguns aspectos, esses exemplos atuais poderão ser usados, também, como análogos para a Rampa Salitre.

PRODUÇÃO DE CARBONATO Nos mares rasos atuais, as partículas carbonáticas têm uma origem predominantemente biogênica, resultado da fragmentação das partes biomineralizadas de metáfios e metazoários. Areias calcárias produzidas por meio da precipitação inorgânica e/ou bioinduzida estão restritas a ambientes específicos, como, por exemplo, os bancos de oóides. O sedimento fino (lama carbonática) tem como principal fonte a desagregação *post mortem* do esqueleto das algas calcárias frágeis, principalmente dos gêneros *Penicillus*, *Rhipocephalus* e *Udotea* (Stockman *et al.* 1967) e secundariamente do gênero *Halimeda* (Neuman & Land 1975). A atividade de bioerosão de alguns metazoários (esponjas, moluscos, equinodermas, vermes, peixes etc.) (Swinchatt 1965, Scoffin 1992), como, também, a abrasão mecânica (Folk & Robbles 1964, Scoffin 1992), e a precipitação espontânea do carbonato de cálcio, na forma de plumas de turbidez (*whittings*) (Shinn *et al.* 1989), são processos que, embora devam ser levados em consideração na produção do carbonato fino dos mares atuais, volumetricamente representam uma contribuição muito pequena. Todos esses processos juntos não ultrapassam os 12% da produção total dessa lama carbonática (Flügel 1982). As partículas sedimentares que compõem as rochas carbonáticas da Formação Salitre são predominantemente de dois tipos: 1. lama carbonática; 2. intraclastos calcilutíticos. Oóides e oóides são componentes secundários. O problema da produção dos carbonatos da Bacia de Irecê está, portanto, na origem da lama carbonática (Kikuchi *et al.* 1992).

No Pré-Cambriano, tanto a atividade de bioerosão quanto a desagregação *post-mortem* do esqueleto de algas calcárias podem ser ignoradas na produção de lama carbonática, devido ao fato de que, naquele tempo, só existiam microrganismos. Assim, a produção dessa lama no Pré-Cambriano só pode ter ocorrido por meio de um processo de precipitação direta da água do mar, espontaneamente, devido a supersaturação com relação ao carbonato de cálcio (precipitação inorgânica) e/ou a partir de modificações físico/químicas da água, induzidas pelo metabolismo das comunidades microbianas (precipitação bioinduzida).

Condições propícias para estes tipos de precipitação do carbonato de cálcio são evidenciadas na Bacia de Irecê: a. a calcitização de minerais evaporíticos. Segundo Misi & Kyle (1990), a presença de evaporitos na Bacia de Irecê é evidenciada pela existência de pseudomorfos de sulfatos (pirita com hábito laminar radial, quartzo microcristalino fibroso e calcita nodular). Embora os processos diagenéticos já tenham mascarado a origem primária da calcita que substituiu os evaporitos, a sua contemporaneidade com a deposição pode ser provada pela sua relação com a formação de brechas de colapso (Prancha 3 - C). De acordo com Pierre & Rouchy (1988), essas brechas de colapso são resultantes da redução do volume do estado sólido do mineral substituído; b. a formação da textura peloidal nos intraclastos calcilutíticos (Prancha 5 - A e B). Nos sedimentos carbonáticos marinhos atuais, essa textura peloidal tem sido interpretada como resultado da precipitação de pequenos cristais de calcita magnesiânica em torno de um núcleo de crescimento (MacIntyre 1984, 1985). Esses núcleos de crescimento têm, ainda, uma origem discutida. Enquanto Lighty (1985) admite que eles se formam inorganicamente, como um primeiro estágio de precipitação coloidal, Chafetz (1986) e Bucznisky & Chafetz (1991) atribuem para a formação desses núcleos uma precipitação induzida por atividade bacteriana; c. a formação de oóides. A origem dos oóides tem sido discutida desde

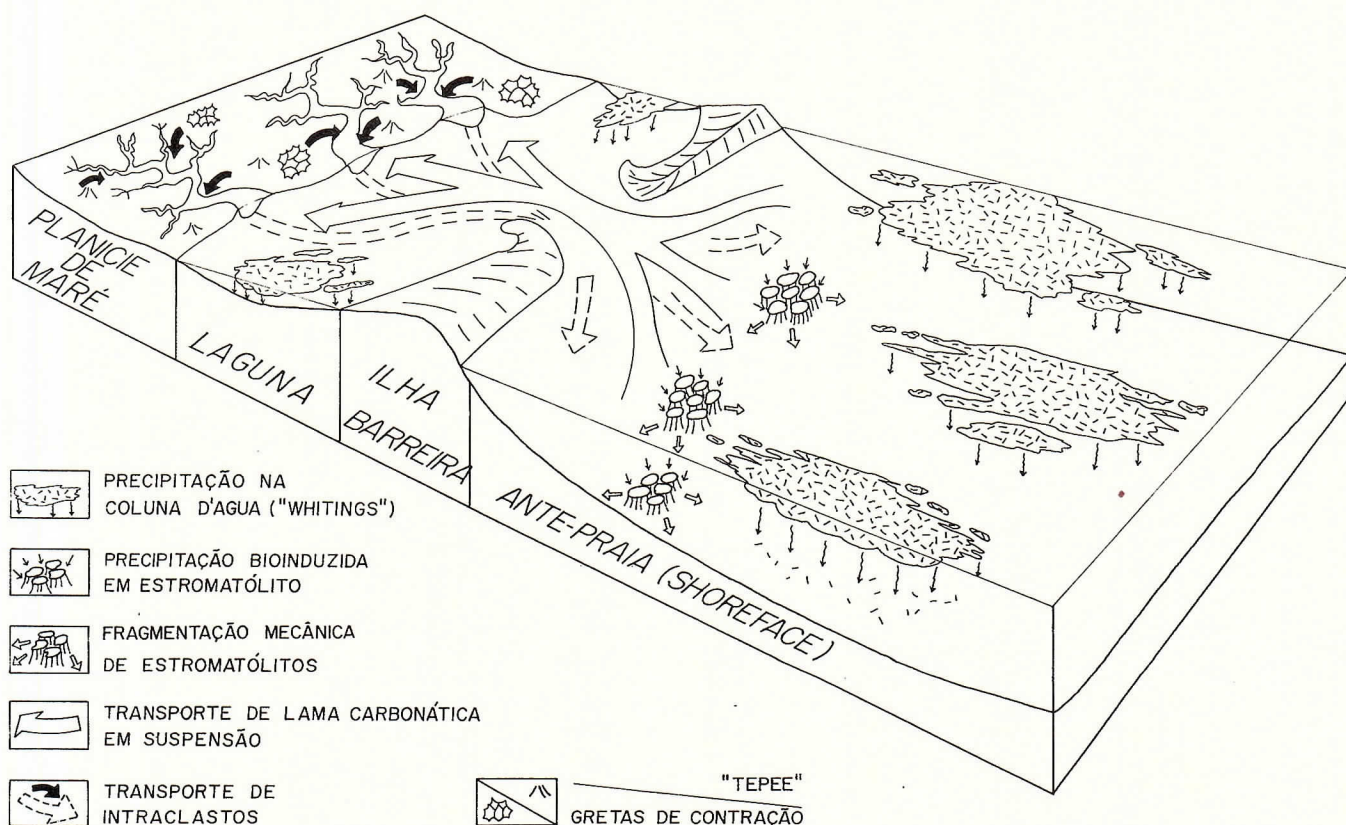
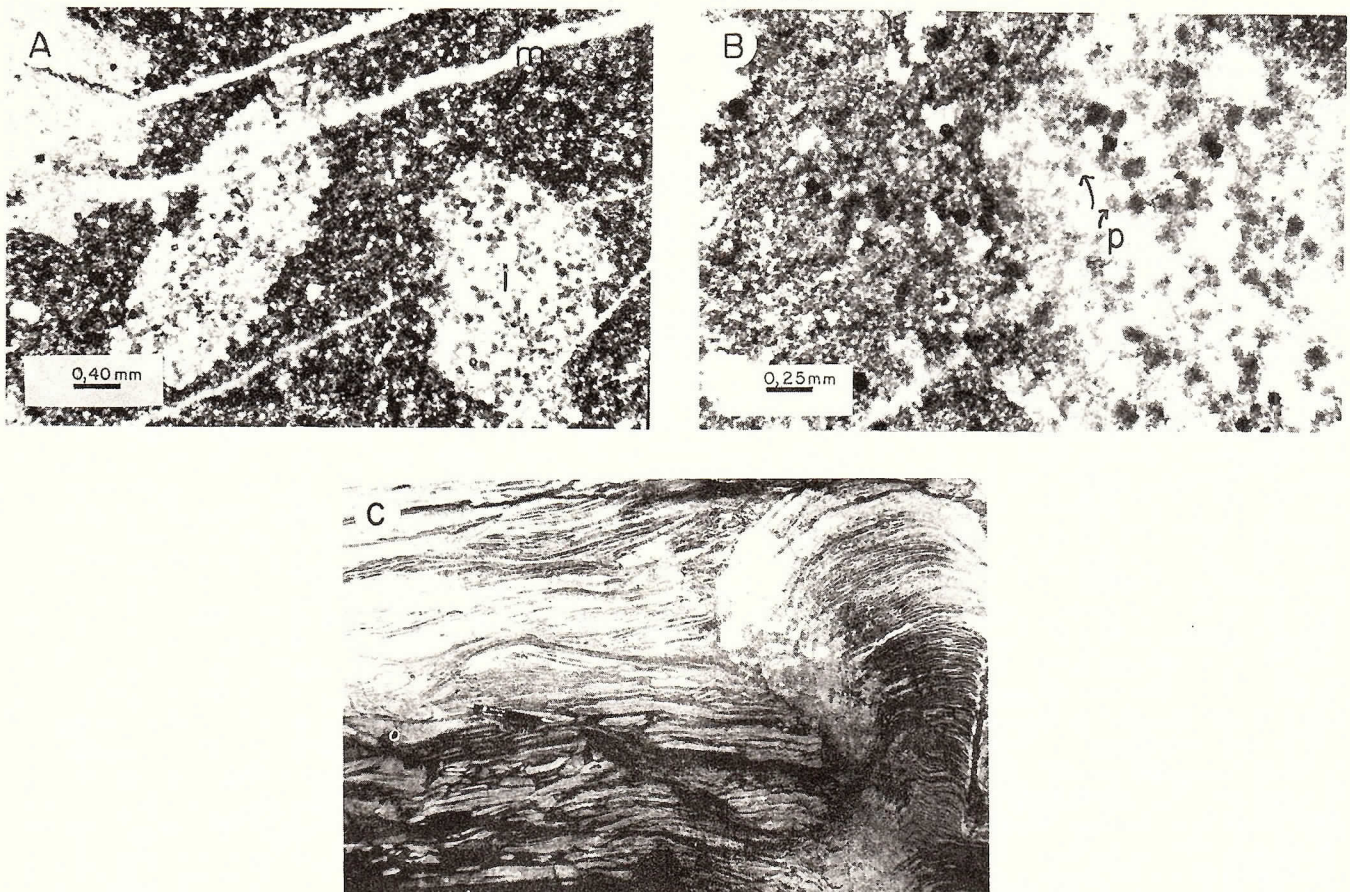


Figura 4 – Modelo de produção de carbonatos na Rampa Carbonática Salitre (modificado de Kikuchi *et al.* 1992)

Figure 4 – Model for carbonate production in the Salitre carbonate ramp (modified from Kikuchi *et al.* 1992)



Prancha 5 – Evidências da precipitação de carbonato de cálcio na Bacia de Irecê. A. Fotomicrografia sob a luz plana, ilustrando vestígios da textura peloidal em intraclastos dolomitizados (i), dispersos em matriz neomorfizada (m). Uniformidade de tamanho e forma, e núcleos mais densos de pelóides (p) são características diagnósticas da precipitação de calcita magnesiânica na forma de pelóides. B. Detalhe do intraclasto da figura 8A. C. Crostas submersas incipientemente fragmentadas (hardgrounds), muito provavelmente formadas devido à precipitação de cimento submarino (Faz. Arrecife - ver figura 1A para localização)

Chart 5 – Evidences of direct precipitation of calcium carbonate in the Irecê basin. A. Photomicrographs (plane polarized light) showing vestiges of a peloidal texture within a large dolomitized intraclast (i), immersed in a neomorphic matrix (m). Uniformity of size and shape, and the denser nuclei of the peloids (p) are diagnostic features of the direct precipitation of magnesian calcite as peloids. B. Detail of the large intraclast shown in figure 8A. C. Incipiently fragmented submarine crusts (hardgrounds) very probably formed as a result of precipitation of submarine cement (Faz. Arrecife - see figure 1A for location)

o século passado. As diversas teorias surgidas variaram entre processos exclusivamente inorgânicos ou predominantemente de natureza biogênica (Bathurst 1971). Os estudos de Newell *et al.* (1960), nos bancos de oóides das Bahamas, atribuíram para a formação dos oóides, uma alternância de precipitação inorgânica do carbonato de cálcio (lamelas claras), em ambientes sob condições especiais de agitação e supersaturação, e de precipitação biogênica (lamelas escuras), nos períodos de quiescência. A precipitação inorgânica foi posteriormente comprovada em estudos da concentração de estrôncio em diversos tipos de oóides provenientes de ambientes marinhos (Kinsman 1969, Kinsman & Holland 1969); d. a precipitação do cimento carbonático marinho responsável pela litificação de crostas submersas (*hardgrounds*). No fundo de canais entre os bioermas de estromatólitos da Fazenda Arrecife, observa-se a presença de feições indicativas da provável existência de crostas submersas fragmentadas. Na prancha 5 - C, é possível notar que os estratos à esquerda do bioerma estão incipientemente fragmentados, sugerindo portanto esta cimentação precoce.

A presença de estruturas estromatolíticas na forma de tapetes estratiformes, domos, bioermas, oncóides etc., disseminadas na maioria das litofácies presentes nos depósitos estudados, atesta a grande resistência e persistência dessas comunidades microbianas bentônicas às várias condições ambientais que

existiram na Bacia de Irecê. Esses ambientes são ocupados, nas plataformas carbonáticas do Fanerozóico, pelas algas calcárias e pelos metazoários portadores de esqueleto calcário.

As comunidades microbianas podem ter exercido, assim, um papel importante na precipitação do carbonato de cálcio da Bacia de Irecê. Os organismos bentônicos induzindo a precipitação no próprio microambiente dos estromatólitos e os microrganismos planctônicos alterando as condições do equilíbrio químico da água, liberando amônia ou consumindo CO₂ e aumentando o pH da água, como sugerido por diversos autores (Lalou 1957, Lanier 1986, 1988, Grotzinger 1989). Esse tipo de influência poderia ter provocado a formação dos *whittings*.

Assim, considerando as evidências de saturação da água com respeito ao carbonato de cálcio, pode-se admitir que a lama carbonática da Bacia de Irecê foi precipitada inorganicamente e/ou bioinduzida na coluna d'água e acumulada nas regiões de perimários associadas a ambientes lagunares protegidos (Fig. 4). A exposição subaérea dessas lamas, nas regiões de supra e intermarés, resultou no seu ressecamento, fragmentação e conseqüente produção de intraclastos.

Os intraclastos foram então exportados para seus locais finais de deposição (praia/antepraia) (Fig. 4). A produção de sedimentos finos, resultante da abrasão desses intraclastos, seria um fator de relevância secundária na produção da lama carbonática da Bacia de Irecê. A predominância de intraclastos de

formas alongadas, subarredondadas e subangulosas reforça esta hipótese.

CONCLUSÕES O modelo deposicional proposto para a Formação Salitre, de uma rampa carbonática instalada sobre uma topografia com baixo declive herdada de uma plataforma siliciclástica antecedente (Fm. Caboclo), enquadra-se perfeitamente dentro das conclusões apresentadas por Grotzinger (1989) de que rampas instaladas sobre relevos herdados de plataformas siliciclásticas são o tipo de plataforma carbonática mais comum no Proterozóico.

A predominância em quase todas as litofácies de sedimentos do tipo calcarenito à base de intraclastos, apresentando estruturas indicativas da ação constante de ondas e correntes, indica um ambiente com níveis de energia física elevados (praia-antepraia e plataforma). As camadas de lama, acumuladas nas zonas de perimários protegidas, resultaram da chegada de cargas de sedimento trazidas durante as inundações que, normalmente, estavam associadas a episódios de tempestade.

A presença marcante das comunidades microbianas bentônicas, em grande parte dos ambientes da Formação Salitre, reflete o caráter geral dos depósitos carbonáticos pré-cambrianos onde o domínio desses microrganismos está relacionado não somente à total ausência da ação de predadores e competidores mas, também, a da sua habilidade de ocupar diferentes nichos ecológicos (Hoffman 1976).

As evidências de supersaturação da água do mar em relação ao carbonato de cálcio na Bacia de Irecê são coerentes com o modelo apresentado por Grotzinger (1989), que diz terem sido estas as condições que prevaleceram nos mares proterozóicos, onde a alta concentração de íons de HCO_3^- favoreceu a precipitação de aragonita e/ou calcita magnésiana, quer espontaneamente, quer sob a indução das comunidades microbianas presentes.

Devido à ausência da atividade de bioturbação no Pré-Cambriano, diferenças fundamentais existem entre as litofácies carbonáticas dessa época e aquelas de idade fanerozóica. No Fanerozóico, as fácies sedimentares depositadas nos ambientes de submaré têm suas estruturas sedimentares primárias

totalmente obliteradas pela bioturbação. Assim, as feições diagnósticas para o reconhecimento dos ambientes de supra, inter e submaré, baseadas nesse critério, não devem ser aplicadas para os carbonatos pré-cambrianos.

Por causa da maneira como os carbonatos pré-cambrianos foram produzidos, diferenças composicionais importantes são observadas entre os calcarenitos pré-cambrianos e fanerozóicos. No Fanerozóico, os calcarenitos são constituídos, predominantemente, por partículas resultantes da fragmentação das partes biomineralizadas dos organismos que compõem as comunidades bentônicas locais, tais como as algas calcárias, os moluscos, os foraminíferos, os equinodermas e vários outros elementos da fauna e da flora marinha costeira, enquanto no Pré-Cambriano, os calcarenitos são formados quase que exclusivamente por intraclastos.

O estudo dos carbonatos da Formação Salitre traz importantes informações acerca das plataformas carbonáticas pré-cambrianas e mostra que os modelos de sedimentação desenvolvidos para ambientes carbonáticos modernos e fanerozóicos devem ser aplicados com cautela no estudo de acumulações de idade pré-cambriana.

Agradecimentos Os autores expressam seus agradecimentos à CPBM (Companhia Baiana de Pesquisa Mineral) por parte dos recursos financeiros da etapa preliminar deste trabalho, à CPRM (Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais) pela utilização das instalações do CIEG-Morro do Chapéu durante a realização de parte dos trabalhos de campo, ao CNPq pelos recursos financeiros (Proc. no. 405550/88) utilizados na primeira fase do trabalho e, especialmente, à colaboração dos alunos do Curso de Pós-Graduação em Geologia da UFBA: José Eustáquio Cunha, Liana Maria Barbosa, Ruy Kenji Papa de Kikuchi e Sandro Luiz de Camargo. Agradecimentos são ainda extensivos ao prof. Aroldo Misi (UFBA) pela motivação e incentivo para que os autores iniciassem este trabalho. As críticas e sugestões dos drs. Thomas Fairchild (USP) e Setembrino Petri em muito melhoraram a versão final deste trabalho.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AHR, W.M. 1973. The carbonate ramp - an alternative to the shelf model. *Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Transactions*, 23:221-225.
- AHR, W.M. 1989. Sedimentary and tectonic controls on the development of an Early Mississippian carbonate ramp, Sacramento Mountains area, New Mexico. In: CREVELLO, P.D.; WILSON, J.L.; SARG, J.F.; READ, J.F. eds. *Controls on Carbonate Platform and Basin Development*. USA, Soc. Econ. Paleont. Mineral. p. 203-212. (Spec. Publ. 44).
- ASSERETO, R.L. & KENDALL, C.G.St.C. 1971. Megapolygons in Ladinian limestones of Triassic of southern Alps: evidence of deformation by penecontemporaneous desiccation and cementation. *J. Sed. Petrol.*, 41:715-723.
- AWRAMIK, S.M. & VANYO, J.P. 1986. Heliotropism in modern stromatolites. *Science*, 231:1279-1281.
- BARBOSA, L.M.; DOMINGUEZ, J.M.L.; LEÃO, Z.M.A.N. 1992. Bacia de Irecê - uma rampa carbonática no proterozoico superior do Estado da Bahia. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 6. Ouro Preto, 1991. *Anais...* Ouro Preto, SBG/NMG. p. 97-98.
- BATHURST, R.G.C. 1971. *Carbonate Sediments and Their Diagenesis*. Amsterdam, Elsevier. 620 p. (Developments in Sedimentology 12).
- BAY, T.A., Jr. 1977. Lower Cretaceous stratigraphic models from Texas and Mexico. In: BEBOUT, D.G. & LOUCKS, R. eds. *Cretaceous Carbonates of Texas and Mexico, Applications to Subsurface Exploration*. Texas, University of Texas Bureau of Economic Geology. p. 12-30. (Report of Investigations 59).
- BERTRAND-SARFATI, J. & MOUSSINE-POUCHKINE, A. 1983. Platform-to-basin facies evolution: the carbonates of Late Proterozoic (Vendian) Gourma (West Africa). *J. Sed. Petrol.*, 53:275-293.
- BERTRAND-SARFATI, J. & MOUSSINE-POUCHKINE, A. 1988. Is cratonic sedimentation consistent with available models? An example from the Upper Proterozoic of the West Africa craton. *Sed. Geol.*, 58:255-276.
- BEUKES, N.J. 1987. Facies relations, depositional environments and diagenesis in a major Early Proterozoic stromatolitic carbonate platform to basinal sequence, Campbellrand Subgroup, Transvaal Supergroup, Southern Africa. *Sed. Geol.*, 55:41-46.
- BONFIM, L.F.C.; ROCHA, A.J.D.; PEDREIRA, A.J.; MORAIS, J.C., F.; GUIMARÃES, J.T.; TESCH, N.A. 1985. *Projeto Bacia de Irecê*. Bahia, SME/CPM/CPRM. 181 p. (Relatório Final).
- BROOKS, G.R. & HOLMES, C.W. 1989. Recent carbonate slope sediments and sedimentary processes bordering a non-rimmed platform: southwest Florida continental margin. In: CREVELLO, P.D.; WILSON, J.L.; SARG, J.F.; READ, J.F. eds. *Controls on Carbonate Platform and Basin Development*. USA, Soc. Econ. Paleont. Mineral. p. 259-272. (Spec. Publ. 44).
- BUZINSKI, C. & CHAFETZ, H. 1991. Habit of bacterially induced precipitates of calcium carbonate and the influence of medium viscosity on mineralogy. *J. Sed. Petrol.*, 61:226-233.
- BURKE, R.V. & MOORE, L.S. 1987. Microbialites: organosedimentary deposits of benthic microbial communities. *Palaos*, 2:241-254.
- CHAFETZ, H. S. 1986. Marine peloids: a product of bacterially induced precipitation of calcite. *J. Sed. Petrol.*, 56:812-817.
- CHIVAS, A.R.; TORGENSEN, T.; POLACH, H.A. 1990. Growth rates and holocene development of stromatolites from Shark Bay, Western Australia. *Australian J. Earth Sci.*, 37:113-121.
- CLOUD, P.E. & SEMIKHATOV, M.A. 1969. Proterozoic stromatolite zonation. *Am. J. Sci.*, 267:1017-1061.
- CLUFF, R.M. 1984. Carbonate sand shoals in the Middle Mississippian (Valmeyeran) Salem - St. Louis - Ste. Genevieve limestones, Illinois basin. In: HARRIS, P.M. ed. *Carbonate Sands - a Core Workshop*. USA, Soc. Econ. Paleont. Mineral. p. 94-135. (Core Workshop 5).
- CONDIE, K.C. 1989. *Plate Tectonics and Crustal Evolution*. Oxford, Pergamon Press. 476 p.
- DAVIES, G.R. 1970. Algal-laminated sediments, Gladstone embayment, Shark Bay, Western Australia. In: LOGAN, B.W. et al. eds. *Carbonate*

- Sediments and Environments, Shark bay, Western Australia.* Tulsa, Am. Assoc. Petrol. Geol. p. 169-205. (Memoir 13).
- DAVIES, P.J.; SYMONS, P.A.; FEARY, D.A.; PIGRAM, C.J. 1989. The evolution of the carbonate platforms of northeastern Australia. In: CREVELLO, P.D.; WILSON, J.L.; SARG, J.F.; READ, J.F. eds. *Controls on Carbonate Platform and Basin Development*. USA, Soc. Econ. Paleont. Mineral. p. 233-258. (Spec. Publ. 44).
- DAVIES, R.A., Jr. 1975. Intertidal and associated deposits of the Prairie du Chien Group (Lower Ordovician) in the Upper Mississippi Valley. In: GINSBURG, R.N. ed. *Tidal Deposits: a Casebook of Recent Examples and Fossil Counterparts*. Berlin, Springer-Verlag. p. 299-306.
- DILL, R.F.; SHINN, E.A.; JONES, A.T.; KELLY, K.; STEINEN, R.R. 1986. Giant subtidal stromatolites forming in normal salinity waters. *Nature*, 324:55-58.
- DOMINGUEZ, J.M.L. 1992a. As coberturas do Cráton do São Francisco: síntese dos conhecimentos a partir de uma abordagem do ponto de vista da análise de bacias. In: CONGR. BRAS. GEOL., 37. São Paulo, 1992. *Boletim de Resumos Expandidos...* São Paulo, SBG. v. 1, p. 546.
- DOMINGUEZ, J.M.L. 1992b. Estratigrafia de seqüências aplicada ao Proterozóico: exemplos para o Estado da Bahia. In: CONGR. BRAS. GEOL., 37. São Paulo, 1992. *Boletim de Resumos Expandidos...* São Paulo, SBG. v. 2, p. 445-446.
- DOMINGUEZ, J.M.L. 1992c. Estratigrafia de seqüências aplicada ao Proterozóico: exemplos para o Estado da Bahia. *Rev. Bras. Geoc.*, 22(4):422-436.
- DRAVIS, J.J. 1982. Hardened subtidal stromatolites, Bahamas. *Science*, 219:385-386.
- FAIRCHILD, I.J. & HERRINGTON, P.M. 1989. A tempestite-stromatolite-evaporite association (Late Vendian, East Greenland): a shoreface lagoon model. *Prec. Research*, 43:101-127.
- FOLK, R.L. 1973. Carbonate petrography in the post-Sorbian age. In: GINSBURG, R.N. ed. *Evolving Concepts in Sedimentology*. Baltimore, John Hopkins Univ. p. 118-158. (Stud. Geol. 21).
- FOLK, R.L. & ROBBLES, R. 1964. Carbonate sands of Isla Perez, Alacran reef complex, Yucatan. *J. Geol.*, 72:255-292.
- FLÜGEL, E. 1982. *Microfacies Analysis of Limestones*. New York, Springer-Verlag. 633 p.
- GEBELEIN, C.D. 1969. Distribution, morphology and accretion rate of recent subtidal algal stromatolites, Bermuda. *J. Sed. Petrol.*, 39:45-69.
- GINSBURG, R.N. & HARDIE, L.A. 1975. Tidal and storm deposits, northeastern Andros Island, Bahamas. In: GINSBURG, R. N. ed. *Tidal Deposits: a Casebook of Recent Examples and Fossil Counterparts*. Berlin, Springer-Verlag. p. 201-208.
- GINSBURG, R.N. & JAMES, N.P. 1974. Holocene carbonate sediments of continental shelves. In: BURKE, C.A. & DRAKE, C.L. eds. *The Geology of Continental Margins*. New York, Springer-Verlag. p. 137-155.
- GROTZINGER, J.P. 1986a. Evolution of Early Proterozoic passive-margin carbonate platform, Rocknest Formation, Wopmay Orogen, Northwest Territories, Canada. *J. Sed. Petrol.*, 56:831-847.
- GROTZINGER, J.P. 1986b. Cyclicity and paleoenvironmental dynamics, Rocknest platform, northwest Canada. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 97:1208-1231.
- GROTZINGER, J.P. 1989. Facies and evolution of Precambrian carbonate depositional systems: emergence of the modern platform archetype. In: CREVELLO, P.D.; WILSON, J.L.; SARG, J.F.; READ, J. F. eds. *Controls on Carbonate Platform and Basin Development*. USA, Soc. Econ. Paleont. Mineral. p. 79-106. (Publ. Sp. 44).
- GROTZINGER, J.R. 1990. Geochemical model for Proterozoic stromatolite decline. *Am. J. Sci.*, 290A:80-103.
- GROTZINGER, J.R. & READ, J.F. 1983. Evidence for primary aragonite precipitation, lower Proterozoic (1.9 Ga) dolomite, Wopmay orogen, northwest Canada. *Geology*, 11:710-713.
- HAGAN, G. M. & LOGAN, B. W. 1974. Development of carbonate banks and hypersaline basins, Shark Bay, Western Australia. In: LOGAN, B.W.; READ, J.F.; HAGAN, G.M.; HOFFMAN, R.G.; BROWN, R.G.; WOODS, P.J.; GEBELEIN, C.D. eds. *Evolution and Diagenesis of Quaternary Carbonate Sequences, Shark Bay, Western Australia*. Tulsa, Am. Assoc. Petrol. Geol. p. 61-139. (Memoir 22).
- HARDIE, L.A. & GINSBURG, R.N. 1977. Layering: the origin and environmental significance of lamination and thin bedding. In: HARDIE, L.A. ed. *Sedimentation on the Modern Carbonate Tidal Flats of Northwest Andros Island, Bahamas*. Baltimore, Johns Hopkins University. p. 50-123. (Studies in Geology 22).
- HARLEY, R.B. 1975. Peritidal lithologies of Cambrian carbonate islands, Carrara Formation, southern Great Basin. In: GINSBURG, R.N. ed. *Tidal Deposits: a Casebook of Recent Examples and Fossil Counterparts*. Berlin, Springer-Verlag. p. 279-288.
- HASLETT, P.G. 1976. Lower Cambrian stromatolites from open and sheltered intertidal environments, Wirrealpa, South Australia. In: WALTER, M.R. ed. *Stromatolites*. New York, Elsevier. p. 565-584. (Developments in Sedimentology 20).
- HECKEL, P.M. 1974. Carbonate buildups in the geologic record - a review. In: LAPORTE, L.F. ed. *Reefs in Time and Space, Selected Examples from the Recent and Ancient*. USA, Soc. Econ. Paleont. Mineral. p. 90-154. (Spec. Publ. 18).
- HOFFMAN, P.F. 1975. Shallowing-upward shale to dolomite cycles in the Rocknest Formation (Lower Proterozoic) Northwest Territories, Canada. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 58:856-867.
- HOFFMAN, P.F. 1976. Environmental diversity of Middle Precambrian stromatolites. In: WALTER, M. R. ed. *Stromatolites*. New York, Elsevier. p. 599-611. (Developments in Sedimentology 20).
- HORODYISKI, R.J. & VONDER HAAR, S.P. 1975. Recent Calcareous stromatolites from Laguna Mormona (Baja California) Mexico. *J. Sed. Petrol.*, 45:894-906.
- INDA, H.A. & BARBOSA, J.F. 1978. *Mapa Geológico do Estado da Bahia (escala 1:1.000.000)*. Bahia, SME/BA. 137 p. (Texto Explicativo).
- JAMES, N.P. 1983. Reef environment. In: SCHOLLE, P.A.; BEBOUT, D.G.; MOORE, C.H. eds. *Carbonate Depositional Environments*. Tulsa, Am. Assoc. Petrol. Geol. p. 345-440. (Memoir 33).
- JAMES, N. P. 1984. Shallowing-upward sequences in carbonates. In: WALKER, R. G. ed. *Facies Models*. 2 ed. Geoc. Canada. p. 213-228. (Repr. Series 1).
- JAMES, N.P.; STEVENS, R.K.; BARNES, C.R.; KNIGHT, I. 1989. Evolution of a Lower Paleozoic continental-margin carbonate platform, northern Canadian Appalachians. In: CREVELLO, P.D.; WILSON, J.L.; SARG, J.F.; READ, J.F. eds. *Controls on Carbonate Platform and Basin Development*. USA, Soc. Econ. Paleont. Mineral. p. 123-146. (Spec. Publ. 44).
- KENDALL, C.G. St.C. & SCHLAGER, W. 1981. Carbonates and relative changes in sea level. *Mar. Geol.*, 44:181-212.
- KIKUCHI, R.K.P.; LEÃO, Z.M.A.N.; DOMINGUEZ, J.M.L. 1992. Produção de carbonato no Precambriano: o exemplo da Bacia de Irecê, Estado da Bahia. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 6. Ouro Preto, 1991. *Anais...* Ouro Preto, SBG/NMG. p. 101-102.
- KINSMAN, D.J.J. 1969. Interpretation of Sr²⁺ concentration in carbonate minerals and rocks. *J. Sed. Petrol.*, 39:486-508.
- KINSMAN, D.J.J. & HOLLAND, H.D. 1969. The co-precipitation of cations with CaCO₃ IV. The co-precipitation of Sr²⁺ with aragonite between 16° and 96°C. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 33:1-17.
- LAGOIRO, L.E. 1990. *Estudo da Deformação nas Seqüências Carbonáticas do Grupo Una na Região de Irecê, BA*. Ouro Preto. 102 p. (Dissertação de Mestrado, UFOP).
- LALOU, C. 1957. Studies on bacterial precipitation of carbonates in sea water. *J. Sed. Petrol.*, 27:190-195.
- LANIER, W. 1986. Approximate growth rates of Early Proterozoic microstromatolites as deduced by biomass productivity. *Palaios*, 1:525-542.
- LANIER, W. 1988. Structure and morphogenesis of microstromatolites from the Transvaal Supergroup, South Africa. *J. Sed. Petrol.*, 58:89-99.
- LAPORTE, L.F. 1975. Carbonate tidal flat deposits of the Early Devonian Manlius Formation of the New York State. In: GINSBURG, R. N. ed. *Tidal Deposits: a Casebook of Recent Examples and Fossil Counterparts*. Berlin, Springer-Verlag. p. 243-250.
- LEÃO, Z.M.A.N.; DOMINGUEZ, J.M.L.; CAMARGO, S.L. 1992. Sedi- mentação carbonática marinha rasa no Pré-Cambriano: sobre a validade da aplicação dos modelos de facies desenvolvidos para o Fanerozóico. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 6. Ouro Preto, 1991. *Anais...* Ouro Preto, SBG/NMG. p. 103-104.
- LECKIE, D. 1988. Wave-formed, coarse-grained ripples and their relationship to hummocky cross-stratification. *J. Sed. Petrol.*, 58:607-622.
- LIGHTY, R.G. 1985. Preservation of internal reef porosity and diagenetic sealing of submerged Early Holocene barrier reef, Southeast Florida shelf. In: SCHNEIDERMAN, N. & HARRIS, P. M. eds. *Carbonate Cements*. USA, Soc. Econ. Paleont. Mineral. p. 123-152 (Publ. Spec. 36).
- LOGAN, B.W. 1969. Coral reefs and banks, Yucatan shelf, Mexico. In: LOGAN, B.W. ed. *Carbonate Sediments and Reefs, Yucatan shelf, Mexico*. Tulsa, Am. Assoc. Petrol. Geol. p. 129-198. (Memoir 11).
- LOGAN, B.W.; HOFFMAN, P.; GEBELEIN, C.D. 1974. Algal mats, cryptalgal fabrics and structures, Hamelin Pool, Western Australia. In: LOGAN, B.W.; READ, J.F.; HAGAN, G.M.; HOFFMAN, P.; BROWN, R.G.; WOODS, P.J.; GEBELEIN, C.D. eds. *Evolution and Diagenesis of Quaternary Carbonate Sequences, Shark Bay, Western Australia*. Tulsa, Am. Assoc. Petrol. Geol. p. 140-194. (Memoir 22).
- LUCIA, F.J. 1972. Recognition of evaporite-carbonate shoreline sedimentation. In: RIGBY, J.K. & HAMBLIN, W.K. eds. *Recognition of Ancient Sedimentary Environments*. USA, Soc. Econ. Paleont. Mineral. p. 160-191. (Spec. Publ. 16).
- MACEDO, M.H. & BONHOMME, M.G. 1984. Contribuição à cronostratigrafia das formações Caboclo, Bebedouro e Salitre na Chapada Diamantina (BA) pelos métodos Rb-Sr e K-Ar. *Rev. Bras. Geoc.*, 14:153-163.
- MACINTYRE, I.G. 1984. Extensive submarine lithification in a cave in the Belize Barrier Reef Platform. *J. Sed. Petrol.*, 54:11-25.
- MACINTYRE, I.G. 1985. Submarine cements - the peloidal question. In: SCHNEIDERMAN, N. & HARRIS, P.M. eds. *Carbonate Cements*. USA, Soc. Econ. Paleont. Mineral. p. 109-116. (Spec. Publ. 36).
- MASCARENHAS, J.F.; PEDREIRA, A.J.; MOTTA, A.C.; MISI, A.; JARDIMDESÁ, E.F. 1984. Província São Francisco. In: ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y. eds. *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgar Blücher. p. 46-122.
- MEYER, F.O. 1989. Siliciclastic influence on Mesozoic platform, development: Baltimore canyon trough, Western Atlantic. In:

- CREVELLO, P.D.; WILSON, J.L.; SARG, J.F.; READ, J.F. eds. *Controls on Carbonate Platform and Basin Development*. USA, Soc. Econ. Paleont. Mineral. p. 213-232. (Spec. Publ. 44).
- MISI, A. 1979. *O Grupo Bambuí no Estado da Bahia. Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia*. Bahia, SME/CPM. p. 120-154. (Textos Básicos 1).
- MISI, A. 1984. Supergrupo São Francisco. In: ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y. eds. *O Pré-Cambriano no Brasil*. São Paulo, Edgar Blucher. p. 91-99. (Cap. 4 - Província São Francisco).
- MISI, A. & KYLE, J.R. 1990. Ambiente sedimentar e origem das concentrações de sulfetos e de fosfato da região de Irecê-Lapão (Grupo Una - Proterozóico Superior), Bacia de Irecê, Bahia. In: CONGR. BRAS. GEOL., 36. Natal. *Boletim de Resumos...* Natal, SBG. p. 120.
- MONTEIRO, M.D. 1986. *Caracterização Faciológica-Estratigráfica da Mineralização da Rocha Fosfática da Região de Irecê, Bahia*. Bahia, SME/CBPM. 6 p. (Relatório Interno).
- MONTY, C.L.V. 1976. The origin and development of cryptalgal fabrics. In: Walter, M.R. ed. *Stromatolites*. New York, Elsevier. p. 193-249. (Developments in Sedimentology 20).
- MOUTINHO DA COSTA, L.A. & INDA, H.A.V. 1982. O aulacógeno do Espinhaço. *Rev. Ciências da Terra*, 1:13-18.
- NEWELL, N.D.; PURDY, E.G.; IMBRIE, J. 1960. Bahamian oolitic sand. *J. Geol.*, 68:481-497.
- NEUMANN, A.C. & LAND, L.S. 1975. Lime mud deposition and calcareous algae in the bight of Abaco, Bahamas: a budget. *J. Sed. Petrol.*, 45:763-769.
- OTERO, E.P. 1991. *Reconstrução da Arquitetura Depositional de um "Erg" Pré-Cambriano (Fm. Tombador - Grupo Chapada Diamantina - Bahia)*. Salvador. 92 p. (Dissertação de Mestrado, UFBA).
- PIERRE, C. & ROUCHY, J.M. 1988. The carbonate replacements after sulfate evaporites in the Middle Miocene of Egypt. *J. Sed. Petrol.*, 58:446-456.
- PLAYFORD, P.E. & COCKBAIN, A.E. 1976. Modern algal stromatolites at Hamelin Pool, a hypersaline barred basin in Shark Bay, Western Australia. In: WALKER, G.R. ed. *Stromatolite*. New York, Elsevier. p. 389-441. (Development in Sedimentology 20).
- PLAYFORD, P.D.; HURLEY, N.F.; KERANS, C.; MIDDLETON, M.F. 1989. Reefal platform development, Devonian of the Canning basin, Western Australia. In: CREVELLO, P.D.; WILSON, J.L.; SARG, J.F.; READ, J.F. eds. *Controls on Carbonate Platform and Basin Development*. USA, Soc. Econ. Paleont. Mineral. p. 187-202. (Spec. Publ. 44).
- PURSER, B.H. 1973. *The Persian Gulf*. New York, Springer-Verlag. 471 p.
- READ, J.F. 1974. Carbonate banks and wave-built platform sedimentation, Edel Province, Shark Bay, Western Australia. In: LOGAN, B.W.; READ, J.F.; HAGAN, G.M.; HOFFMAN, P.; BROWN, R.G.; WOODS, P.J.; GEBELEIN, C.D. eds. *Evolution and Diagenesis of Quaternary Carbonate Sequences, Shark Bay, Western Australia*. Tulsa, Am. Assoc. Petrol. Geol. p. 1-60. (Memoir 22).
- READ, J.F. 1982. Carbonate platforms of passive (extensional) continental margin - types, characteristics and evolution. *Tectonophysics*, 81:195-212.
- READ, J.F. 1985. Carbonate platform facies models. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 59:1-21.
- READ, J.F. 1989. Controls on evolution of Cambrian-Ordovician passive margin, USA. Appalachians. In: CREVELLO, P.D.; WILSON, J.L.; SARG, J.F.; READ, J.F. eds. *Controls on Carbonate Platform and Basin Development*. USA, Soc. Econ. Paleont. Mineral. p. 147-166. (Spec. Publ. 44).
- REID, R.P. & BROWNE, K.M. 1991. Intertidal stromatolites in a fringing Holocene reef complex, Bahamas. *Geology*, 19:15-118.
- REUBEN, J.R.; JAMES, N.J.; HINTZE, L.F.; POOLE, F.G. 1989. Architecture and evolution of a Whiterockian (Early Middle Ordovician) carbonate platform, basin ranges of Western U.S.A. In: CREVELLO, P.D.; WILSON, J.L.; SARG, J.F.; READ, J.F. eds. *Controls on Carbonate Platform and Basin Development*. USA, Soc. Econ. Paleont. Mineral. p. 167-186. (Spec. Publ. 44).
- RIDING, R.; AWRAMIK, S.M.; WINSBOROUGH, B.M.; GRIFFIN, K.M.; DILL, R.F. 1991. Bahamian giant stromatolites: microbial composition of surface mats. *Geol. Magazine*, 128:227-234.
- RUPPEL, S.C. 1984. The Chappel Formation (Mississippian) of the Eastern Palo Duro basin: development of a carbonate shoal. In: HARRIS, P.M. ed. *Carbonate Sands - a Core Workshop*. USA, Soc. Econ. Paleont. Mineral. p. 58-93. (Core Workshop 5).
- SALES, J.C.S.; DOMINGUEZ, J.M.L.; LEÃO, Z.M.A.N. 1992. Transições carbonatos - siliciclastos da Formação Caboclo: uma reavaliação na aplicação de modelos atualistas na interpretação de carbonatos pré-cambrianos dominados por estromatólitos. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 6. Ouro Preto, 1991. *Anais...* Ouro Preto, SBG/NMG. p. 99-100.
- SCHLAGER, W. 1981. The paradox of drowned reefs and carbonate platforms. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 92:197-211.
- SCHLAGER, W. 1989. Drowning unconformities on carbonate platforms. In: CREVELLO, P.D.; WILSON, J.L.; SARG, J.F.; READ, J.F. eds. *Controls on Carbonate Platform and Basin Development*. USA, Soc. Econ. Paleont. Mineral. p. 15-26. (Spec. Publ. 44).
- SCHNEIDER, J.F. 1975. Recent tidal deposits, Abu Dhabi, UAE, Arabian Gulf. In: GINSBURG, R.N. ed. *Tidal Deposits: a Casebook of Recent Examples and Fossil Counterparts*. Berlin, Springer-Verlag. p. 209-214.
- SCOFFIN, T.P. 1992. Taphonomy of coral reefs: a review. *Coral Reefs*, 11:57-77.
- SHINN, E.A. 1968. Practical significance of birdseye structures in carbonate rocks. *J. Sed. Petrol.*, 38:215-223.
- SHINN, E.A. 1983. Tidal flat. In: SCHOLLE, P.A.; BEBOUT, D.G.; MOORE, C.H. eds. *Carbonate Depositional Environments*. Tulsa, Am. Assoc. Petrol. Geol. p. 171-210. (Memoir 33).
- SHINN, E.A.; LLOYD, R.M.; GINSBURG, R.N. 1969. Anatomy of a modern carbonate tidal flat, Andros Island, Bahamas. *J. Sed. Petrol.*, 39:1202-1228.
- SHINN, E.A.; STEINEN, R.P.; LIDZ, B.H.; SWART, P.K. 1989. Whittings, a sedimentologic dilemma. *J. Sed. Petrol.*, 59:147-161.
- SILVEIRA, J.S. 1991. *Dinâmica de Sedimentação em um Mar Raso Antigo - Formações Caboclo e Morro do Chapéu - Proterozóico Médio - Grupo Chapada Diamantina - Estado da Bahia*. Salvador. 139 p. (Dissertação de Mestrado, UFBA).
- SRIVASTAVA, N.K. 1982. Algumas observações sobre os estromatólitos do Grupo Una (BA) e Vaza Barris (SE), nordeste do Brasil. *Rev. Ciências da Terra*, 3:7-11.
- SRIVASTAVA, N.K. 1986. *Os Estromatólitos da Formação Salitre (Bahia)*. Bahia, CBPM. 19 p. (Relatório Preliminar).
- STOCKMANN, K.W.; GINSBURG, R.N.; SHINN, E.A. 1967. The production of lime mud by algae in South Florida. *J. Sed. Petrol.*, 37:633-648.
- SWINCHATT, J.P. 1965. Significance of constituent composition, texture and skeletal breakdown in some Recent carbonate sediments. *J. Sed. Petrol.*, 35:71-90.
- TEITZ, M.W. & MOUNTJOY, E.W. 1988. The Late Proterozoic Yellowhead carbonate platform, West of Jasper, Alberta. In: GELDSETZER, H.; JAMES, N.P.; TEBBUTT, G. eds. *Reefs - Canada and Adjacent Areas*. Canadá, Canadian Soc. Petrol. Geol. p. 129-134. (Memoir 13).
- TUCKER, M.E. & WRIGHT, V.P. 1990. *Carbonate Sedimentology*. London, Blackwell Sci. Publ. 482 p.
- WANLESS, H.R. 1975. Carbonate tidal flats of the Grand Canyon, Cambrian. In: GINSBURG, R. N. ed. *Tidal Deposits: a Casebook of Recent Examples and Fossil Counterparts*. Berlin, Springer-Verlag. p. 269-278.
- WILSON, J.L. 1974. Characteristics of carbonate-platform margins. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 58:810-824.
- WILSON, J.L. 1975. *Carbonate Facies in Geologic History*. New York, Springer-Verlag. 470 p.
- WOODS, P.J. & BROWN, R.G. 1975. Carbonate sedimentation in an arid zone tidal flat, Nilemah Embayment, Shark Bay, Western Australia. In: GINSBURG, R. N. ed. *Tidal Deposits: a Casebook of Recent Examples and Fossil Counterparts*. Berlin, Springer-Verlag. p. 223-233.
- ZIEGLER, A.M.; HULVER, M.L.; LOTTES, A.L.; SCHMACHTENBERG, W.F. 1984. Uniformitarianism and paleoclimates: inferences from the distribution of carbonate rocks. In: BRENCHELEY, P.J. ed. *Fossils and Climates*. New York, Wiley & Sons. p. 3-35.

MANUSCRITO A748

Recebido em 12 de maio de 1992

Revisão do autor em 26 de agosto de 1992

Revisão aceita em 17 de setembro de 1992

ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS APLICADA A TERRENOS PRÉ-CAMBRIANOS: EXEMPLOS PARA O ESTADO DA BAHIA

JOSÉ M.L. DOMINGUEZ*

ABSTRACT SEQUENCE STRATIGRAPHY APPLIED TO PRECAMBRAIN TERRAINS: EXAMPLES FOR THE STATE OF BAHIA, BRAZIL.

Sequence stratigraphy is a powerful tool for the study of Precambrian sedimentary accumulations because the criteria used to define depositional sequences are based exclusively on physical relationships between strata. Two examples are discussed herein including deformed and non-deformed sedimentary accumulations of mid-Proterozoic age deposited on the São Francisco craton. Espinhaço Setentrional - this area is located in the southwestern portion of the state of Bahia. It comprises an inverted flank of an isoclinal fold, dipping 60° east. Three type-1 depositional sequences were identified for this area, which were given local names: (1) Borda Leste, (2) Espinhaço, and (3) Gentio. The Borda Leste sequence rests directly on the Archaean basement and during its accumulation a progressive deepening of the basin took place. Basal sediments deposited in a wave-dominated environment are gradually replaced towards the top by phyllites and chemogenic sediments (banded iron-manganese formations) deposited in deep water environments. The Espinhaço depositional sequence is separated from the Borda Leste sequence by an unconformity characterized by subaerial exposure. Also, during deposition of this sequence a progressive deepening of the basin took place with basal fluvial-aeolian sediments passing upwards to transicional shoreface sediments and then phyllites deposited in deep water environments. The Gentio sequence comprises only high density turbidites that rest concordantly on the phyllites of the lower sequence. Chapada Diamantina - this area is located in the central portion of the state of Bahia, where the sediments of the Chapada Diamantina group crops out. These sediments experienced limited deformation (low-amplitude folds) and no metamorphism. The Chapada Diamantina group was deposited onlapping the Archaean basement, comprising a siliciclastic ramp with no shelf break. Two type-1 depositional sequences accumulated in this area which were given the names of the formations of the Chapada Diamantina Group: (1) Tombador-Caboclo and (2) Morro do Chapéu. The Tombador-Caboclo sequence rests on the crystalline basement and during its deposition there was a progressive deepening of the basin with basal aeolian sediments being replaced towards the top by rhythmites deposited in a storm-dominated shelf. The Morro do Chapéu sequence is separated from the Tombador-Caboclo sequence by an unconformity characterized by sub-aerial exposure with incision of a large valley. The Morro do Chapéu sequence is the infilling of this large valley, being comprised of basal fluvial sediments and upper estuarine sediments.

Keywords: Sequence stratigraphy, Precambrian, depositional systems.

RESUMO A estratigrafia de seqüências constitui uma poderosa ferramenta para o estudo de acumulações sedimentares pré-cambrianas uma vez que os critérios utilizados para o reconhecimento de seqüências se baseiam apenas em relações físicas entre estratos. Dois exemplos são discutidos, incluindo sucessões deformadas e não-deformadas de idade proterozóica média, que se acumularam sobre o Cráton do São Francisco. Espinhaço Setentrional - essa área situada no extremo sudoeste do Estado da Bahia, compreende o flanco invertido de uma grande dobra isoclinal, com mergulho em torno de 60° para leste. Três seqüências deposicionais, todas do tipo 1, depositadas em uma bacia do tipo aulacógeno, foram identificadas para esta área, às quais foram dados nomes locais: (1) Borda Leste, (2) Espinhaço, e (3) Gentio. A Seqüência Borda Leste repousa diretamente sobre o embasamento arqueano e durante sua acumulação ocorreu um progressivo aprofundamento da bacia, com sedimentos basais depositados sob a ação de ondas, sendo substituídos no sentido do topo por filitos e sedimentos químicos (formações ferro-manganesíferas bandadas) depositados em condições de água profunda. A Seqüência Espinhaço esta separada da seqüência Borda Leste por uma discordância caracterizada por exposição subaérea. Também durante a deposição da Seqüência Espinhaço ocorreu aprofundamento progressivo da bacia com sedimentos flúvio-eólicos basais passando rapidamente no sentido do topo para sedimentos transicionais e estes para filitos grafitosos depositados em condições de água profunda. A Seqüência Gentio é constituída apenas por turbiditos de alta densidade que repousam concordantemente sobre os filitos do topo da Seqüência Espinhaço. Chapada Diamantina - a área estudada ocupa a região central do Estado da Bahia, onde afloram os sedimentos do Grupo Chapada Diamantina. Estes sedimentos não experimentaram metamorfismo e a deformação está limitada a dobramentos de muito baixa amplitude. O Grupo Chapada Diamantina foi depositado em *onlap* sobre o embasamento, constituindo uma rampa siliciclástica sem talude bem definido. Duas seqüências deposicionais, ambas do tipo 1, foram reconhecidas para essa região, às quais foram dados nomes das formações que constituem aquele grupo: (1) Tombador-Caboclo e (2) Morro do Chapéu. A Seqüência Tombador-Caboclo repousa sobre o embasamento cristalino e durante sua deposição ocorreu um aprofundamento progressivo da bacia com sedimentos eólicos basais passando para sedimentos plataformais depositados por ação de tempestades. A Seqüência Morro do Chapéu é separada da Seqüência Tombador-Caboclo por uma discordância com exposição subaérea, associada à formação de um grande vale inciso. Em realidade, a Seqüência Morro do Chapéu é o preenchimento desse grande vale, sendo constituída na base por sedimentos fluviais que passam no sentido do topo para sedimentos estuarinos.

Palavras-chaves: Estratigrafia de seqüências, Pré-Cambriano, sistemas deposicionais.

INTRODUÇÃO Até muito recentemente, o estudo das acumulações supracrustais pré-cambrianas, não apenas no Brasil como também em outras partes do mundo, particularmente na Rússia, África e Austrália, foi caracterizado pela tendência em agrupar estas acumulações em unidades geotectônicas, utilizando-se como critério básico dados geocronológicos e estilos de deformação tectônica.

Este enfoque esteve sempre associado com a estratigrafia clássica de "bolo-em-camadas". Como resultado, a evolução das bacias sedimentares pré-cambrianas tem sido normalmente descrita em termos de episódios de atividade vulcânica/magmática e fases de deformação tectônica. Informações apenas em caráter muito limitado estavam disponíveis acerca dos sistemas deposicionais e do padrão de dispersão de sedimentos

* Curso de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Rua Caetano Moura, 123, Federação, CEP 40210-340, Salvador, Bahia, Brasil