

# Caracterização faciológica e paleoambiental de estromatólitos da Formação Codó (Aptiano da Bacia do Parnaíba): uma nova abordagem metodológica

*Faciological and paleoenvironmental characterization of stromatolites from the Codó Formation (Aptian Parnaíba Basin): a new methodological approach*

Ana Paula Pires Coura | Leonardo Borghi

## resumo

Este trabalho apresenta uma abordagem faciológica acerca dos microbialitos da Formação Codó, Bacia do Parnaíba, permitindo uma discussão paleoambiental do sistema lacustre hipersalino, sugerido pela literatura. Propõe-se para este estudo uma definição para fácies estromatolíticas como uma massa de sedimento ou de rocha sedimentar caracterizada e distinguida das demais pelo morfotipo, estrutura e microtextura microbiais. A essa definição podem ainda ser adicionados outros atributos, como litologia (mineralogia), cor, fósseis associados e trama (organização espacial). Foram descritas, nas escalas macro- e microscópicas, quatro fácies estromatolíticas, compostas mineralogicamente por calcita. A partir dessas fácies foi possível

interpretar distintamente, além dos parâmetros ambientais, como salinidade, energia, estabilidade do substrato e lâmina d'água, a sismicidade como um importante mecanismo condicionante para a configuração das fácies estromatolíticas. Cinco outras fácies associadas aos estromatólitos também foram descritas. Análises de DRX mostraram que a sucessão de folhelhos é composta, mineralogicamente, pela predominância do grupo das montmorillonitas, com aporte de diferentes micas, como muscovita, vermiculita e, minoritariamente, biotita. Os eventos diagenéticos foram mais bem identificados com uso da técnica de epifluorescência, que se mostrou bastante eficaz na identificação da textura pretérita da rocha. Outras técnicas utilizadas são: (a) análise de COT dos folhelhos e (b) análise de palinofácies.

**Palavras-chave:** microbial | estromatólitos | Formação Codó

## abstract

*This study proposes a faciological approach to the microbialites of the Codó Formation in the Parnaíba Basin, allowing a paleoenvironmental discussion of the hypersaline lacustrine system suggested in literature. For this study the proposed definition of stromatolitic facies is “a sediment or sedimentary rock body characterized and distinguished from the other facies by morphotype, structure and microbial microtexture”. To this definition it is possible to add other attributes as lithology (mineralogy), color, associated fossils and texture (spatial organization). Four stromatolitic facies mineralogically comprised of calcite were described, considering macroscopic and microscopic aspects. From those facies it was possible to characterize the environmental parameters as salinity, energy, substrate stability and water depth, as well as to define the seismicity as an important conditioning mechanism for the final configuration of the stromatolite bodies. Five associated facies have also been described. DRX analyses show that the succession of shales is comprised mineralogically by the predominance of the montmorillonite group associated with different micas, such as muscovite, vermiculite and to a lesser extent, biotite. The diagenetic events were better analyzed by the use of the epifluorescence technique that was highly effective in the identification of the original rock framework. Other techniques utilized are: (a) TOC analysis of shales and (b) palynofacies studies.*

*(Expanded abstract available at the end of the paper).*

**Keywords:** *microbial | stromatolites | Codó Formation*

## introdução

Com as descobertas de hidrocarbonetos realizadas no intervalo Alagoas (~Aptiano, Cretáceo Inferior) das bacias da margem sudeste brasileira, em reservatórios carbonáticos de origem microbial (intervalo “pré-sal”), cresceu substancialmente o interesse por estudos sobre microbialitos e, em particular, sobre os estromatólitos.

Na Bacia do Parnaíba, esse intervalo correlato está registrado nos depósitos das formações Corda, Grajaú e Codó, que se incluem na Sequência Cretácea de Vaz *et al.* (2007), de idade Aptiano–Cenomaniano.

Dentre essas unidades litoestratigráficas, a Formação Codó surge como um interessante estudo de caso análogo por conter estromatólitos coevos (Aptiano) desenvolvidos em um antigo sistema lacustre hipersalino e anóxico, fechado (Paz e Rossetti, 2005). Contudo, Mendes (2007), analisando a estratigrafia da Formação Codó, indica duas sequências deposicionais distintas: a sequência inferior, interpretada como depósitos de ambiente lacustre e hipersalino, e a sequência superior, como ambiente de sedimentação lacustre com ingressões marinhas. O registro de evidências marinhas, para esta formação, é encontrado na literatura (Arai, 2011 e 2014), porém sem uma contextualização estratigráfica precisa.

## material e método

Como material de estudo foi utilizado um afloramento na margem esquerda do Rio Tocantins, estado do Tocantins, a sudoeste da cidade de Imperatriz, no estado do Maranhão (UTM 224533.38 E e 9383051.37m S; altitude = 110m) (fig. 1). O afloramento está situado na porção noroeste da Bacia do Parnaíba, sendo constituído por bioermas e biostromas carbonáticos estromatolíticos; atinge cerca de pouco mais de 100m de extensão e cerca de 4m de altura, e contém, intercaladas, camadas decimétricas a métricas de folhelho cinza-escuro. Neste afloramento, foram descritos um biostroma e cinco bioermas.

Este afloramento está posicionado imediatamente abaixo da discordância que divide a

Formação Codó em inferior e superior, denominada por Mendes (2007) de Limite de Sequência 2 (LS2). Este fato é aqui evidenciado pela presença de um conglomerado, que ocorre estratigraficamente logo acima dos estromatólitos. Abaixo desta discordância, a Formação Codó inferior apresenta, então, os bioermas e biostromas estromatolíticos e folhelhos cinza-escuros.

para auxiliar interpretações paleoambientais; análise palinológica das amostras de folhelho, na caracterização de palinofácies, para auxiliar interpretações paleoambientais; discussão sobre uma geobioarquitetura, bioermas e biostromas estromatolíticos e sobre fácies microbiais na caracterização faciológica.

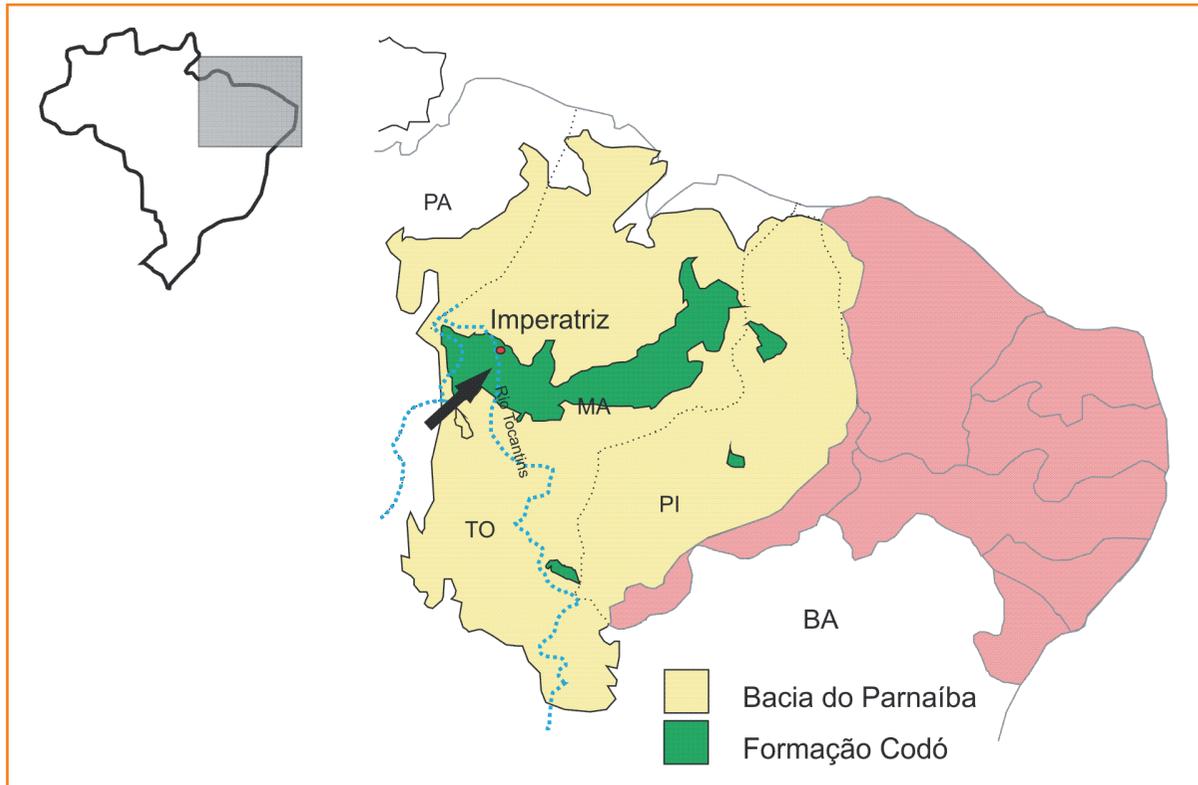


Figura 1 – Localização do afloramento estudado (seta preta; coordenadas UTM 224533.38 E e 9383051.37m S; altitude = 110m) ao sul da cidade de Imperatriz (ponto vermelho) e contorno da Bacia do Parnaíba com destaque para a área de ocorrência da Formação Codó em verde-escuro, estendendo-se num cinturão aproximadamente leste-oeste.

Figure 1 – Location of outcrop studied (black arrow, coordinates UTM 224533.38 E and 9383051.37m S; height = 110m), south of Imperatriz city, MA (red point), and a contour of the Parnaíba Basin with emphasis on the area of the Codó Formation occurrence in dark green, extending in a belt approximately east-west.

Para o desenvolvimento do trabalho foram realizadas descrições petrográficas, macroscópicas e microscópicas, além de observação petrográfica por luz refletida e fluorescente (epifluorescência), para descrição diagenética; análise em difratometria de raios X (DRX) de rocha total (Bruker-D4 Endeavor), para detalhamento da composição mineralógica; análise geoquímica para a avaliação do carbono orgânico total (COT) das quatro amostras de folhelho,

## contexto geológico

A Formação Codó pertence à Sequência Cretácica da Bacia do Parnaíba, juntamente às formações Corda, Grajaú e Itapecuru (Vaz *et al.*, 2007). Esta sequência tem sua gênese relacionada ao final do estágio rifte da abertura do Oceano Atlântico. Segundo Rossetti *et al.* (2004) a Formação Codó representa o único registro bem exposto

desse estágio. Atribui-se à base desta formação a idade do início do Aptiano e, ao seu topo, do final do Albiano (Rossetti *et al.*, 2001), o que é compatível com os estudos palinológicos de Lima (1982; 1991), que lhe indicam o final da Idade Alagoas. A Formação Codó está disposta sobre as formações Corda e Grajaú, particularmente em contato interdigitado com esta ou discordantemente sobre as rochas do Paleozoico e do Triássico da bacia. O contato superior, concordante, dá-se com a Formação Itapecuru (Vaz *et al.*, 2007).

Durante a última década, alguns trabalhos foram desenvolvidos na tentativa de realizar uma análise faciológica detalhada da Formação Codó e diferenciar os estágios da evolução de um “paleolago” Codó (Paz e Rossetti, 2001; Rossetti *et al.*, 2004; Paz e Rossetti, 2005; Mendes e Borghi, 2005; Mendes, 2007). De maneira geral, as fácies são descritas como evaporíticas, carbonáticas e argilosas, formadas em um ambiente lacustre hipersalino e anóxico com formação de um paleoambiente de sabkha continental.

Contudo, há uma confusão na literatura no que diz respeito à interpretação paleoambiental da Formação Codó. Como citado acima, a interpretação de um paleolago com salinidade variável em clima árido é bem documentada na literatura. Porém, alguns trabalhos pontuam o registro da sedimentação marinha na Formação Codó, seja por incursões marinhas em ambiente lacustre (Antonoli, 2001; Neves, 2007; Mendes, 2007), seja pela predominância de um ambiente marinho (Arai, 2011; 2014). Mendes (2007), ao estudar a Formação Codó em testemunhos contínuos, contextualizou estratigraficamente a ocorrência desses paleoambientes ao longo do registro e constatou que a formação é dividida em duas tectonossequências (denominadas Sequência 1, S1, e Sequência 2, S2) separadas por um limite de sequência (LS2) de caráter tectônico.

A Sequência 1 localiza-se abaixo da discordância LS2 e é interpretada como lacustre hipersalino. As pedreiras de calcário e gesso, comumente utilizadas como material para descrições faciológicas e paleoambientais, bem como no afloramento estudado, afloram depósitos dessa sequência. A Sequência 2, porção superior, é interpretada como lacustre com incursões marinhas (no topo da Formação Codó encontram-se gastrópodes do gênero *Gymmentone* e da família *Cassiopidae*, indicando possível conexão marinha, e ostracodes do gênero *Harbinia*, tipicamente lacustre). Dessa maneira,

mostra-se fundamental o posicionamento estratigráfico da área de estudo para evitar possíveis confusões nas correlações entre as interpretações.

Do ponto de vista da evolução tectonoestratigráfica, Paz e Rossetti (2005) mostraram evidências de ciclos de raseamento refletindo episódios de progradação, como resultado de significativas mudanças no nível do lago sugeridas como originadas por pulsos tectônicos. Paz e Rossetti (2003) interpretam que os eventos de menor ordem estão associados a variações climáticas sazonais, porém os de ordem intermediária ou maiores estão relacionados ao tectonismo.

Nesta mesma linha de interpretação paleoambinetal, Mendes (2007) interpreta a Sequência 1 como o registro do afogamento inicial de um sistema fluviodeltaico (Formação Grajaú) por um paleolago hidrologicamente fechado e sob clima árido. Posteriormente, uma cunha clástica prograda em direção ao centro da bacia, formando um delta de trato de lago alto, até que esta fonte de sedimentos é interrompida e começa um longo período de aridez com a precipitação de evaporitos, já em trato de lago baixo. A bacia, sofrendo esforços tectônicos, relacionados à abertura da Atlântico, apresentou o rebaixamento do nível de base dessa extensa planície salina, promovendo uma discordância de natureza tectônica, denominada por Mendes (2007) de Limite de Sequência 2 (LS2). O afloramento estudado encontra-se estratigraficamente posicionado na Sequência 1, abaixo da discordância, e sobre a qual ocorreu um grande aporte de terrígenos macroclásticos, em um sistema fluvial entrelaçado que recobre as camadas de evaporito. Este sistema acaba sendo afogado por um lago hidrologicamente aberto, com o desenvolvimento de uma extensa fauna de ostracodes e gastrópodes, indicando incursões marinhas. Estes depósitos representam a Sequência 2.

Os estromatólitos foram descritos pela primeira vez por Rossetti *et al.* (2004), na região de Grajaú, ocorrendo na sua fácies B1s. Esta fácies é constituída de estromatólitos com forma convexa e domal com aproximadamente 30cm de largura e 15cm de altura, originados, segundo Rossetti *et al.* (2004), a partir da ação de bactérias sulfatorreduzoras. Petrograficamente, esta fácies consiste em laminações onduladas de micrita, delineadas por filmes escuros de esteiras microbiais. Paz e Rossetti (2001) descreveram a ocorrência de oolitos que posteriormente foram descritos por Barros (2012)

como esferulitos de origem química, tendo sido precipitados sob condições de diagênese precoce, pré-compactação e com sua ocorrência associada aos níveis microbianos com alto teor de carbono orgânico.

Mais recentemente, Bahniuk e Anjos (2014) apresentaram um trabalho em que discutem condições paleoambientais e processos biogeoquímicos em carbonatos microbianos da Formação Codó a partir da análise faciológica dos mesmos. Os autores definiram quatro tipos de microbialitos de acordo com as estruturas internas e a morfologia: estromatólitos (colunares, *club-shaped* e domal), laminado, maciço e esferulito.

## estromatólitos

Desde que os estromatólitos foram descritos pela primeira vez por Kalkowsky em 1908, diversos autores propuseram continuamente diferentes definições para eles, refletindo a diversidade e a complexidade dessas estruturas (Hoffman, 1969; Awramik e Margulis, 1974; Walter, 1976; Semikhatov *et al.*, 1979; Krumbein, 1983; Grötzingler e Knoll, 1999; Riding, 2011, entre outros).

Neste trabalho, entendem-se os estromatólitos como estruturas organossedimentares formadas predominantemente por armadilhamento e aglutinação de sedimentos e/ou por precipitação carbonática *in situ* devido ao crescimento e à atividade metabólica dos organismos microbianos (Awramik e Margulis, 1974; Walter, 1976).

Invariavelmente, dois aspectos são sempre retratados nessas definições: a presença de laminação e/ou a origem biótica versus abiótica. Nesse contexto, é possível considerar três situações:

- 1) estrutura microbial e laminada (Kalkowsky, 1908; Hoffman, 1969; Krumbein, 1983);
- 2) estrutura microbial, mas não necessariamente laminada (Awramik e Margulis, 1974);
- 3) estrutura laminada, mas não necessariamente orgânica (Semikhatov *et al.*, 1979).

Os estromatólitos podem ser, genericamente, chamados de microbialitos. Este termo refere-se a qualquer depósito organossedimentar formado pela interação entre comunidades microbianas

benfônicas e sedimentos químicos ou detríticos (Burne e Moore, 1987).

A interação entre os fatores biológicos e ambientais resulta na construção da forma de um estromatólito. Caracterizar e distinguir entre os fatores biológicos e físicos que controlam a morfologia dos estromatólitos e a microestrutura possui importantes implicações para o seu entendimento (faciológico, paleoambiental e paleogeográfico, por exemplo) (Srivastava, 2010; Arenas e Pomar, 2010).

Diversos autores (Wright, 1984; Stolz, 2000; Johnson e Grotzinger, 2006, entre outros) expõem que a morfologia final será determinada por fatores físicos (luz, temperatura, composição da água, entre outros) e fatores químicos (pH, Eh, salinidade e concentração de O) do meio ambiente, afora os biológicos. Alguns atributos ambientais de curta duração, como mudanças no nível da água, podem afetar o desenvolvimento da morfologia dos estromatólitos. Porém, a variabilidade dos organismos das esteiras microbianas pode ajudar a ditar a textura (i.e., microestruturas e estruturas, micro- e mesoescala) e as possíveis respostas morfológicas do depósito microbial (Walter, 1977; Grötzingler, 2000).

Esses fatores terminam por influenciar diretamente na abundância e na distribuição das comunidades microbianas nas esteiras; porém, o próprio meio ambiente acaba sendo influenciado pela atividade microbial através dos processos metabólicos, o que envolve um sistema complexo de interações (Awramik *et al.*, 1976; Wright, 1984; Grötzingler, 1989; Burns *et al.*, 2004; Andres e Reid, 2006).

A nomenclatura utilizada no estudo de estromatólitos é uma tarefa importante para as análises tanto bioestratigráficas quanto sedimentológicas e estratigráficas, auxiliando a reconstrução paleoambiental. Contudo, a taxonomia dos estromatólitos é uma atividade controversa. A ausência de um sistema classificatório e até mesmo descritivo unificado em estudos de depósitos microbianos tem sido bastante discutida.

Por se tratar de um material multidisciplinar (abordado pela Paleontologia e Sedimentologia e pela Geomicrobiologia/Geobiologia/Biossedimentologia), os estromatólitos podem ser classificados a depender do tipo de abordagem necessária.

Os principais modos de classificação de estromatólitos são aqui abordados como taxonômico, petrográfico (micro- e mesoscópico) e morfológico. Muitas vezes, é necessário lançar mão de mais de um tipo de classificação para contemplar todas as

descrições possíveis, pois as feições a serem analisadas podem variar com a escala de observação.

A classificação taxonômica é muito tradicional na literatura, principalmente até as décadas de 1960 e 1970. Baseia-se no conceito paleontológico de taxonomia, chamada de nomenclatura Lineana Binominal. É aplicada usando a hierarquia de táxons tabelados: “grupos” (equivalente a “gênero”), definidos pela macroestrutura; “formas” (equivalente a “espécie”), definidos pela micro- e mesoestrutura (Krylov, 1976; Preiss, 1977; Semikhatov e Raaben, 2000).

A classificação petrográfica (macro- e microescala) está apoiada em elementos basicamente descritivos, onde se destacam os estudos de Hoffmann (1969), Preiss (1972) e Altermann (2008). Os critérios por eles utilizados são principalmente o modo de ocorrência (bioermas, biostromas, corpos isolados, tabulares, etc.); o arranjo e forma das colunas (ornamentação marginal das colunas, ramificações, etc.) e a laminação (forma e arranjo).

A classificação de Schmid (1996, *apud* Leinfelder e Schmid, 2000) é baseada na descrição microscópica dos microbialitos em geral, sendo os estromatólitos como “estromatólito aglutinado” (aS), “estromatólito micrítico” (mS) e “estromatólito peloidal” (pS), sempre pelo reconhecimento da laminação interna (Leinfelder e Schmid, 2000). A classificação textural de rochas carbonáticas proposta por Dunham (1962) e posteriormente refinada por Embry e Klovan (1971) é a mais genérica de todas e pode ser usada tanto na descrição macro- quanto na microscópica. A proposta de Embry e Klovan (1971) foi detalhar as construções carbonáticas (*boundstones*) de Dunham (1962) conforme a relação genética de seus elementos ligantes, expandindo a classificação de *boundstone*, com base nas diferentes tramas, em *framestone* (organismos construídos sobre um substrato rígido), *bindstone* (organismos encrustantes e aglutinadores de grãos detríticos) e *bafflestone* (organismos que aprisionam, como anteparos ao transporte, grãos sedimentares).

A classificação morfológica, muitas vezes utilizada em conjunto com a petrográfica, considera os seguintes aspectos: forma ou estrutura geral; modo ou tipo de ramificação; natureza das superfícies laterais ou limites; grau de convexidade das lâminas (largura/altura); presença de pontes conectando as lâminas de colunas adjacentes; características e números de camadas em lâminas elementares; e

largura do espaço interior da coluna (Logan *et al.*, 1964; Hoffman, 1974; Raaben, 2006).

## resultados e discussão

### geobioarquitetura

É inerente à concepção da arquitetura deposicional a ideia de escalas de observação (Borghi, 2000). Porém, para os depósitos microbiais, isso não é tão simples. A noção de escala é fundamental no estudo de microbiais tanto na classificação de fácies sedimentares (“fácies estromatólíticas”) quanto na caracterização genética da estrutura. Andres e Reid (2006) mostram a importância da visão das diversas escalas no estudo dos carbonatos microbiais para identificar os processos envolvidos. Eles contrapõem a intensidade da ação microbiana à ação dos fatores físicos do ambiente no produto final – um microbialito – em diversas escalas. Portanto, com base nesta problemática apresentada, fez-se necessário trabalhar com um conceito de fácies estromatólíticas ligado à concepção de uma geobioarquitetura, ou seja, organização espacial e escalar dos depósitos microbiais.

Na literatura não são encontrados muitos trabalhos sobre a observação da escala nos microbialitos, com destaque para o trabalho de Grey (1989), que propõe a descrição dos microbialitos em quatro escalas de observação:

- 1) megaestrutura, que se refere ao padrão de maior escala na camada dos microbialitos, tais como construções de bioermas e biostromas;
- 2) macroestrutura, que descreve a forma geral dos corpos microbiais com dimensões que variam tipicamente de dezenas de centímetros a metros;
- 3) mesoestrutura, que descreve as texturas internas dos elementos da macroestrutura e que são visíveis a olho nu, sendo crítica para a interpretação do microbialito;
- 4) microestrutura, que se refere à textura microscópica, como cimento, cristais neofornados e constituintes microbiais.

Propõe-se neste trabalho a expressão geobioarquitetura (GBA) para auxiliar na compreensão de um padrão de organização tão peculiar dos microbialitos. O conceito é baseado no de arquitetura deposicional (Borghi, 2000). Serão aqui discutidos os quatro aspectos da GBA: a microtextura, a estrutura e o morfotipo microbiais, além de um elemento geobioarquitetural (Coura, 2011) (quadro 1).

Elemento geobioarquitetural refere-se à feição formada por um ou mais tipos de depósitos microbiais. A geometria do elemento geobioarquitetural resulta do conjunto de morfotipos que o constituem e da organização espacial entre eles. Estes elementos podem ser, por exemplo, bioermas, biostromas, recifes isolados, entre outros, e geneticamente respondem a mecanismos autocíclicos (microbianos e ambientais) e, sobretudo, alocíclicos (variação da lâmina d'água/espaco de acumulação, tectônica e clima). Está inserido na megaescala, métrica (30m-3m).

Morfotipo refere-se às morfologias dos microbialitos que preenchem o elemento geobioarquitetural, e sua descrição dá-se em afloramento. Diferentes microbialitos podem apresentar morfotipos iguais ou muito semelhantes, como é o caso dos trombólitos e dos estromatólitos, que podem apresentar as formas de colunas isoladas, ramificações, lençóis estratiformes e hemisferoides dômicos e outras (Shapiro, 2000), ou num mesmo elemento geobioarquitetural podem ocorrer apenas estromatólitos, mas que possuam morfotipos diferenciados. O morfotipo tem sua gênese relacionada a mecanismos tipicamente autocíclicos, associados a parâmetros ambientais. Está inserido na macroescala de observação, decimétrica (3cm-30cm).

Estruturas são distinguidas segundo uma descrição detalhada da textura interna, via de regra petrográfica macroscópica (amostra de mão e testemunho). Nessa escala, é fundamental a observação da presença ou não de lâminas, da variação da forma das lâminas em direção ao topo, das terminações das lâminas contra a margem das estruturas, da presença da textura do tipo "grumosa" (*mesoclotted*) dos trombólitos, entre outros. Estão inseridas na mesoescala de observação, centimétrica (3mm-3cm). Sua gênese está relacionada a mecanismos tipicamente autocíclicos, associados a parâmetros ecológicos da esteira microbiana.

Microtextura refere-se à observação das características, via de regra petrográficas microscópicas (lâminas delgadas, seções polidas e amostras de calha). Para a interpretação de carbonatos

microbiais é fundamental a descrição da textura e de seus componentes. Está inserida na microescala de observação, milimétrica (300µm a 3mm) a submilimétrica (<300µm), e sua gênese está relacionada a parâmetros estritamente ecológicos da esteira microbiana. É fundamental também desassociar a descrição da microestrutura microbiana do morfotipo, pois não há relação claramente estabelecida entre essas escalas (Bertrand Sarfati *et al.*, 1994).

ESCALAS		FEIÇÕES	OBJETOS	ILUSTRAÇÃO DAS FEIÇÕES	EXEMPLO FM.CODÓ	
Sistema Depositional	Giga (dam/hm)	3m	Sistema Microbial	Formação		
	Mega (m)	3m-30cm	Elemento Geobioarquitetural (GBA)	Afloramento		
Fácies Estromatolíticas	Macro (dm)	30cm-3cm	Morfotipo	Afloramento		
	Meso (cm)	3cm-3mm	Estrutura	Amostra de Mão		
	Micro (mm)	<3mm	Microtextura	Lâmina Petrográfica		

## Bioermas e bioestromas

Existem diversas conceituações para bioerma e biostroma (Kershaw, 1994; McLane, 1995), que, em geral, denotam apenas um caráter descritivo e não genético. Aqui se adota um conceito de bioermas como construções aloquímicas ou biogênicas 3D, em formas do tipo monticulado (*mound*), dômico e até "lenticular" (planoconvexo), enquanto os biostromas apresentam formas em lençol (*sheet*), tabular (*tabular/blanket*) ou lenticular estendido (Gerdes e Krumbein, 1995).

O afloramento estudado organiza-se em uma sucessão de biostromas, folhelhos e bioermas isolados ou ancorados sobre outros biostromas (fig. 2). Os biostromas da Formação Codó, de maneira geral, possuem base e topo ondulado ou ligeiramente ondulado. Vários biostromas ocorrem separados por camadas muito delgadas de folhelho, mas seu conjunto atinge, no máximo, 40cm de espessura; ancoram-se sobre arenitos ou ocorrem associados a camadas de folhelhos.

Quadro 1

Ilustração esquemática da escala de observação e dos componentes descritos para a geobioarquitetura (GBA).

Table 1  
Schematic illustration of the scale of observation and the components described for the Geobioarchitecture (GBA).

**Figura 2**  
 Ilustração de um bioerma onde é possível observar sucessivas superfícies descontínuas amalgamadas (seta amarela). Abaixo do bioerma, notar a presença do biostroma e entre esses elementos a ocorrência de um pacote de folhelho.

Os bioermas ocorrem em elementos GBA isolados de aproximadamente 1m a 1,5m de altura. Dois dos bioermas são subsféricos (seção subcircular), estando posicionados estratigraficamente abaixo de outros três bioermas, que se desenvolveram em forma cilíndrica orientada N-S, com seção lenticular côncavo-convexa de até 5m de largura, mas de comprimento não definido. Os bioermas subsféricos podem ter sofrido menor exposição à energia do meio (correntes?) do que os alongados (cilíndricos), que, provavelmente, refletem a direção de supostas correntes (Alterman, 2008). O crescimento desses elementos GBA é balizado pela profundidade em lâmina d'água, que em geral é mais alta do que o topo da estrutura. Os bioermas iniciam seu desenvolvimento em uma lâmina d'água maior do que em relação ao biostroma.



**Figure 2**  
 Illustration of a bioherm, where it is possible to observe successive discontinuous surfaces amalgamated (yellow arrow). Below the bioherm, note the presence of the biostrome and between these elements the occurrence of a package of shale.

Internamente são compostos predominantemente por morfotipos pseudocolunares, colunares, cônicos e raros morfotipos domais. As duas primeiras formas básicas dos estromatólitos constroem efetivamente os grandes domos de base circular e alongada. A visualização em planta dos morfotipos é variada, podendo ser circular, subcircular a rôm-bica, característica dos estromatólitos colunares.

## Análise de fácies (item)

Na literatura não há uma proposição de classificação de fácies baseada em estromatólitos; o que se observa são diferentes estudos que discutem aspectos sedimentológicos ou petrográficos com ênfase em atributos diversos, seja a estrutura

interna, o morfotipo ou até os constituintes minerais e partículas da amostra.

Assim, a ideia de uma “fácies estromatolítica” foi aqui trabalhada com apoio na definição de fácies sedimentares de Borghi (2000), adaptando-as às necessidades de estudo biossedimentológico das estruturas microbiais. Dessa maneira, fácies estromatolíticas são aqui definidas como uma massa de sedimento ou de rocha sedimentar caracterizada e distinguida das demais pelo morfotipo, estrutura e microtextura microbiais. Outros atributos, como litologia (mineralogia), cor, fósseis associados e trama (organização espacial), podem ser complementares.

Neste trabalho, foram reconhecidas oito fácies sedimentares, sendo quatro estromatolíticas (Ep, estromatólito planar-pseudocolunar; Ecv, estromatólito laminação convexa; Ecn, estromatólito cônico; Ed, estromatólito deformado) e cinco terrígenas (F, Folhelho; Bi, Brecha intraformacional; Ba, Brecha arenosa; Ab, Arenito bioturbado; C, Conglomerado).

No quadro 2 estão inseridos os principais aspectos diagnósticos das fácies estromatolíticas a partir do conceito da GBA, tendo como característica de observação fundamental a estrutura, seguida em importância do morfotipo e da microtextura.

A seguir apresenta-se uma breve discussão acerca destas fácies, além das fácies terrígenas, a fim de subsidiar uma interpretação paleoambiental.

A fácies Ep (fig. 3a) apresenta mudanças na forma da superfície das lâminas, como aumento da rugosidade (variando entre lisa e crenulada), bem como o topo ondulado desse corpo indicando relativo aumento na energia do ambiente (Altermann, 2008). Eventualmente, a construção desses estromatólitos estratiformes pode ter sido perturbada pelo aumento da agitação da água, talvez por chuvas esporádicas, sendo estas provavelmente as responsáveis pelo transporte de um tronco fóssil de aproximadamente 45cm que, após seu assentamento no leito, foi envolvido pelo crescimento dos estromatólitos estratiformes. Quanto à sua textura peloidal, é tipicamente de indução microbiana na formação de grãos *in situ* dentro das esteiras, em baixa energia (Shapiro, 2000), e a microestrutura arborescente, águas quentes (Chafetz e Guidry, 1999).

O processo diagenético não foi muito intenso, pois mesmo a formação de microespátita não obliterou totalmente a textura original, tendo sido mais eficiente em regiões originalmente porosas.

GBA Fácies	ELEMENTO GBA	MORFOTIPO	ESTRUTURA	MICROTEXTURA	DESCRIÇÃO COMPLEMENTAR
Ep	Bioestroma	Não-colunar/ estratiforme	<i>Laminação planar ou pseudocolunar. Lisa ou crenulada - As lâminas crenuladas podem ocorrer sobre lâminas lisas truncadas durante a evolução do estromatólito. Observa-se intercalação de lâminas de coloração clara (microespatita) e coloração escura (peloides).</i>	<i>Peloidal Grumosa-Composta basicamente por grãos peloidais na fração silte grosso (Flügel, 2004) tratando-se de uma textura peloidal grumosa (rede "tipo-esponja" de micrita)</i>	Peloides apresentam-se espaçados ou com aspecto arbustivo ( <i>shrub</i> ) formando uma textura com crescimento em direção ao topo.
Ecv	Bioerma	<i>Colunar e domal - altura média de 30 a 40cm e diâmetro máximo de 10cm para os colunares e entre 25 e 35cm para os domais. A morfologia muda para colunas solitárias, paralelas a subparalelas com crescimento para o topo</i>	<i>Laminação planar ou pseudocolunar. Lisa ou crenulada - lâminas milimétricas (1 a 2mm) que variam de fortemente a suavemente convexa, raramente rômbrica.</i>	<i>Micritica recristalizada - grã fina, com textura original obliterada por processos diagenéticos, como silicificação e recristalização (calcita microespática).</i>	Em planta são basicamente circulares ou elípticas. A laminação alterna entre contínua e difusa, esta principalmente em porções silicificadas. O relevo sinótico dessas lâminas é baixo a médio. As colunas podem ocorrer separadas com espaçamento centimétrico, preenchido por fragmentos das colunas adjacentes. Ramificações bem desenvolvidas nessa fácies não são muito claras, pois pode ser apenas o efeito de alguma erosão diferencial mascarando a morfologia original.
Ecn	Bioerma	<i>Colunar - 20 a 30cm de altura e aproximadamente 10cm de largura.</i>	<i>Laminação cônica de zona de crista. Lisa - lâminas de coloração clara (~2cm) com intercalações milimétricas de coloração escura.</i>	<i>Micritica recristalizada.</i>	Ocorrem, principalmente, nas porções superiores de alguns bioermas. Grande parte da estrutura microbial da fácies Ecn desenvolveu-se a partir de lâminas convexas. Em planta, essas colunas assumem formas rômbricas, com expressão topográfica
Ed	Bioerma	<i>Colunar e raro domal - 30 a 40cm de altura e diâmetro máximo aproximado de 10cm para os 'colunares'.</i>	<i>Laminação Deformada. Lisa e ondulada - variação sutil entre lâminas claras e escuras medindo, em média, respectivamente, 0,61mm e 0,57mm.</i>	<i>Micritica recristalizada - possível reconhecer textura peloidal preterita. Apesar da silicificação e posterior recristalização por microcalcita.</i>	Falhas de pequenos rejeitos, estruturas tipo "prato", brechas de deslocamento, homogeneização de sedimentos, gretas e lâminas convolutas. As brechas de deslocamento são compostas por intraclastos angulosos e mal selecionados derivados da fragmentação da fácies laminadas justapostas.

Quadro 2 – Quadro síntese da diagnose e descrição das fácies microbiais no estudo de geobioarquitetura. A barra vermelha cheia mais espessa salienta o atributo diagnóstico (estrutura); as barras cheias menos espessas salientam em importância os atributos descritivos (morfortipo e microtextura); a barra pontilhada mostra a importância do elemento geobioarquitetural na definição destas fácies.

Table 2 – Diagnosis and description of microbial facies in the study of geobioarchitecture. The thicker full red bar highlights the diagnostic attribute (structure); the thinner bar emphasizes the importance in descriptive attributes (morphotype and microtexture); the stippled bar shows the importance of the geobioarchitectural element in the definition of these facies.

Sob luz fluorescente, a textura peloidal apresenta boa fluorescência, enquanto a microespatita não apresenta fluorescência, fornecendo indícios de que a textura é original.

A fácies Ecv (fig. 3b) inicia-se sobre lentes carbonáticas semelhantes às da fácies Ep. Isso sugere a necessidade de algum grau de rigidez do substrato para a ancoragem dos estromatólitos. A partir da nucleação e crescimento de estromatólitos colunares e domais, forma-se um complexo de colunas bem desenvolvidas que resultarão em bioermas. Apesar de ter sido interpretado um paleoambiente de águas relativamente agitadas

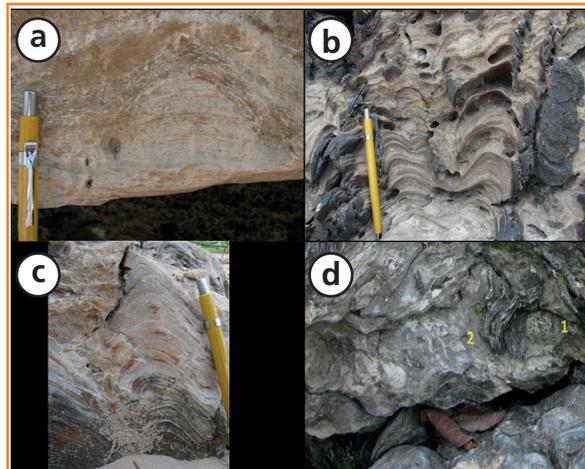


Figura 3 Aspecto macroscópico das fácies microbiais. (a) Fácies Ep: Estromatólito estratiforme com laminações variando de lisa para crenulada. A laminação crenulada notoriamente trunca as laminações anteriores à direita, tornando-se concordante à esquerda. (b) Fácies Ecv: Ilustração de estromatólito colunar da fácies Ecv, com a base interligada e diferenciação incipiente para o topo como "protocolunas"; (c) Fácies Ecn: Observar a evolução das lâminas convexas para lâminas cônicas. Observar, também, a alternância entre as lâminas claras (~2cm) com lâminas escuras milimétricas; (d) Fácies Ed: Material estromatolítico muito deformado. 1 Brecha de deslocamento evoluindo para 2, onde ocorreu a homogeneização do material carbonático.

Figure 3 Macroscopic aspect of microbial facies. (a) Facies Ep: stratiform stromatolite with laminations ranging from smooth to crenellated. The crenellated lamination notoriously truncates the prior laminations on the right and making it consistent with the left. (b) Facies Ecv: Illustration of columnar stromatolite of facies Ecv, with connecting base and incipient differentiation to the top such as "proto-columns"; (c) - Facies Ecn: observe the evolution of convex to conical laminations. Also observe the alternation between light (~2cm) and dark millimetric laminae; and (d) Facies Ed: Highly deformed stromatolitic material. 1 Breccia displacement evolving to 2, where the homogenization of carbonate material occurred.

para a fácies, não há indícios sedimentológicos de ação permanente de corrente ou onda. No topo de um dos bioermas que contém a fácies foram observados pseudomorfos de halita, indicando tanto um aumento da salinidade (hipersalinidade) do ambiente, quanto redução da lâmina d'água.

A observação em lâmina delgada por epifluorescência permitiu a identificação de uma textura peloidal original como um palimpsesto da silicificação (substituição) que acometeu grande parte da amostra (fig. 4a). Apenas na observação sob epifluorescência distinguiram-se romboedros de dolomita (fig. 4b) formados posteriormente ao veio de quartzo; porém, a análise de DRX não apontou a presença destes romboedros, o que sugere dedolomitização, por substituição pela calcita microespática.

A fácies Ecn (fig. 3c) é interpretada como indicativo de lâmina d'água relativamente mais profunda (Davaud *et al.*, 1994). Yanamoto *et al.* (2011) relacionam o crescimento dos estromatólitos com a profundidade da coluna d'água em que estes se desenvolveram, como já discutido nas fácies Ep e Ecv. Dessa forma, quanto mais planar a lâmina, menor a lâmina d'água. No outro extremo estão os estromatólitos de laminação cônica. Esse indicativo de profundidade é baseado no relevo sinótico da laminação cônica.

A fácies Ed (fig. 3d) é bem caracterizada pela formação de estruturas de diferentes estilos tectônicos. Esta coexistência de estruturas é uma consequência do variado grau de cimentação ao longo do tempo da formação (Onasch e Kahle, 2002) do depósito e pode ser interpretada como um processo de escorregamento (*slump*) disparado por abalos sísmicos onde ocorre extensão na parte frontal e compressão na cauda da camada, segundo Martín Chivelet *et al.* (2011) (fig. 5).

A formação da brecha de deslocamento é um exemplo dessa diferença no grau de litificação (diferentes padrões reológicos) no momento da deformação, quando apenas parte do material, geralmente das camadas mais inferiores, se rompeu, formando uma brecha que pode ser considerada *in situ* (Onasch e Kahle, 2002).

As gretas são preenchidas por uma lama terígeno-carbonática com grãos de areia fina–muito fina, ooides(?) e material lenhoso. A análise por DRX dessa lama aponta uma composição calcítica que contém muscovita, montmorillonita e caulinita, além de quartzo.

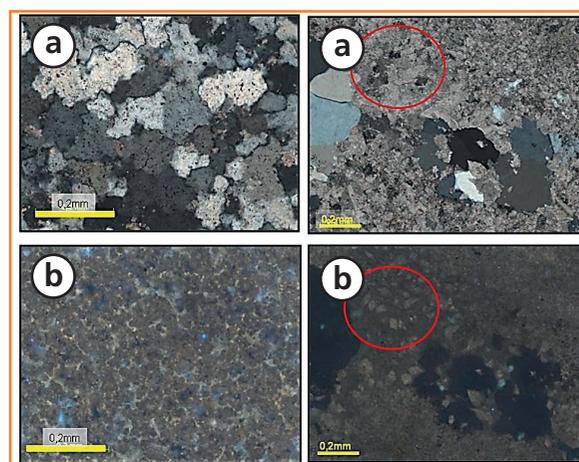


Figura 4 – À esquerda: Fotomicrografia da fácies Ecv em nicol cruzado (a) e sob luz epifluorescente (b). (a) Observe a silicificação (substituição) presente em (a) que mascara a textura original, peloidal, palimpsestica, em (b). À direita: Fotomicrografia do veio de quartzo tanto nicol cruzado (a) quanto em luz epifluorescente (b) na fácies Ecv. (a) Notar que, sob luz polarizada e nicóis cruzados, dificilmente a dolomita é distinguida junto à massa de calcita microespática e, ainda, que a calcita ocorre sobre o veio, como notado dentro do círculo vermelho. (b) Após a formação do veio de quartzo, ocorreu uma fase de dolomitização (reconhecida pelos romboedros de dolomita), seguida de dolomitização e, por fim, substituição por calcita microespática. Notar que o veio de quartzo em (b) não fluoresce, como ocorre com o quartzo de substituição.

Figure 4 – Left: Photomicrograph of facies Ecv in crossed nicol (a) and under epifluorescent light (b). (a) Note the silicification (replacement) present in (a) that masks the original texture, peloidal and palimpsestic in (b). Right: Photomicrograph of quartz vein both in crossed nicol (a) and in epifluorescent light (b) in facies Ecv. (a) Note that under polarized light and crossed nicols, hardly any dolomite is distinguished with the mass of microspatic calcite, and further, that the calcite occurs on the vein, as noted within the red circle. (b) After the formation of quartz vein, there was a phase of dolomitization (recognized by dolomite rhombohedrons), followed by dolomitization and finally substitution by microspatic calcite. Note the quartz vein in (b) does not fluoresce, as occurs with the replacement quartz.

Um detalhe interessante é a existência de superfícies descontínuas de deposição dentro dos bioermas, onde abaixo destas os estromatólitos estão homogeneizados e possuem brechas de deslocamento, não sendo um exercício fácil o reconhecimento destas estruturas. Estas superfícies, possivelmente, representam uma parada no crescimento dos estromatólitos. Acima delas, as estruturas voltam a crescer sem a interferência dos abalos (fig. 6).



Figura 5 – Visão de um bioerma que apresenta dois estilos tectônicos diferentes coexistindo. Na porção frontal ocorrem dobras convolutas (seta vermelha), enquanto na porção superior existem falhas de pequeno rejeito.

Figure 5 – View of a bioherm showing two different tectonic styles occurring together. In the frontal part there are convolute folds (red arrow) while in the upper part there are faults with small throw.

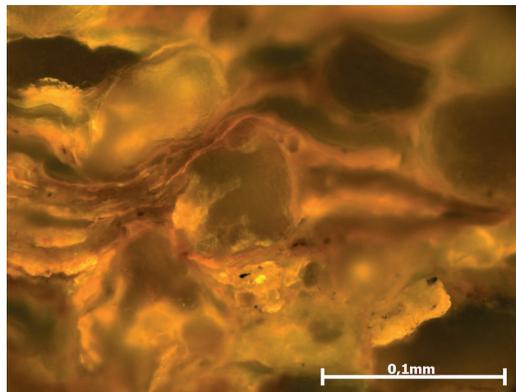


Figura 6 – Fotomicrografia da fácies F em luz refletida, epifluorescente (seção polida). No centro da imagem, um grão de quartzo é envolvido por biofilmes produzidos por ação microbiana.

Figure 6 – Photomicrograph of facies F in reflected light, epifluorescence (polished section). In the center, a grain of quartz is enveloped by biofilms produced by microbial action.

A hipótese de sismicidade como o agente da formação de estruturas deformacionais é aventada pela combinação de alguns critérios:

- 1) o intervalo deformado está entre camadas que não apresentam deformação;

- 2) a Formação Codó possui camadas com estruturas deformacionais ligadas a sismos (Rossetti e Góes, 2000);
- 3) as estruturas observadas indicam que a deformação foi contemporânea à deposição, mesmo estando o sedimento parcialmente litificado;
- 4) a deformação ocorreu num curto intervalo de tempo, capaz de permitir o crescimento de estruturas acima do intervalo deformado.

A fácies F é constituída por folhelhos de coloração cinza-escuro e ocorre em pacotes centimétricos a métrico. A razão carbonato/siliciclástico nos folhelhos aumenta para o topo do afloramento.

Segundo os dados de DRX, a fácies é composta principalmente por montmorillonita – como já constatado por Gonçalves *et al.* (2006). Em direção aos bioermas (topo), a fácies revela um aumento de Mg-calcita e quartzo. O influxo de material detrítico fica claro pela presença de diversas micas (biotita, muscovita e vermiculita) e quartzo, também identificados em DRX, e de fragmentos lenhosos nas amostras de folhelho, identificados em lâminas palinológicas e seções polidas.

A fácies F apresenta conteúdo orgânico total (COT) que varia de 1,65% a 6,4%, com aumento do COT da base para o topo. O conteúdo de resíduo insolúvel varia entre 50% e 70% para os folhelhos.

Foram notados raros cristais de dolomita. A gênese da calcita microespática e da pirita framboidal é atribuída à atividade microbiana. Biofilmes puderam ser observados envelopando grãos de quartzo (fig. 6).

A análise palinológica mostrou predominância de matéria orgânica amorfa, o que implica a deposição em ambiente calmo e de baixa energia. Apresenta fluorescência de moderada a forte, que, além de indicar uma origem bacteriana, também aponta um paleoambiente hipersalino mais confinado, com baixa oxigenação. Fitoclastos ocorrem de variados tamanhos, sem opacidade e pouco reelaborados, indicando que a fonte não estava muito distante e que havia constante entrada de água doce no ambiente. Essas indicações são compatíveis com as análises de DRX e COT.

A ocorrência de palinomorfos é rara, tendo sido encontrada apenas a espécie *Classopollis classoides*, que, apesar de não ser um marcador estratigráfico, é comumente observado nas bacias

marginais brasileiras no intervalo Aptiano-Albiano e característico de ambientes costeiros, hipersalinos sob clima semiárido. Outros polens, com raras observações, pertencem à espécie *Araucariacites australis*, muito comum nas terras altas do Cretáceo, e à *Affropolis* sp, ambos de angiospermas, também característicos do intervalo Aptiano-Albiano. Apenas um esporo reticulado foi encontrado nas amostras.

As observações de campo mostram a relação do folhelho com o crescimento dos carbonatos. O aporte de material microclástico está relacionado a períodos de maior umidade que resultam em maior disponibilidade de água para o sistema e redução da alcalinidade na paleolago. A redução da alcalinidade inibe a formação dos estromatólitos e seu crescimento lateral (Johnson e Grötzing, 2006). De maneira geral, percebe-se que, com raras exceções, os bioermas não crescem imediatamente sobre o material rico em material argiloso. Por fim, o aporte de terrígenos, marcado pela fácies F, implica um aumento da lâmina d'água em decorrência da umidificação do clima.

Fácies Ba – Brecha arenosa maciça, cuja matriz é composta por areia fina–muito fina, subangulosa, quartzosa, contendo raríssimos oncoides. Os megaclastos que compõem a brecha são, predominantemente, fragmentos centimétricos de estromatólitos, angulosos. Outros clastos, raros, são lenhos vegetais e até material fosfático, ósseo (peixes?). A rocha está cimentada por calcita. A brecha ocorre em camadas em lençol de aproximadamente 10-15cm de espessura sobre os bioermas. A ausência de estruturas trativas e o aspecto desorganizado (estrutura maciça), somados à geometria delgada e extensa (lençol), são indicativos de deposição súbita a partir de fluxos hiperconcentrados, possivelmente resultantes de um evento “catastrófico” que promoveu o aporte de material alóctone (lenhos, ossos de peixes e areia). Duas hipóteses são possíveis:

- (i) fluxos hiperpicnais ocasionados durante inundações catastróficas (hipótese mais simples);
- (ii) fluxos bidirecionais induzidos por sismos (tsunamis). Esta última hipótese corrobora a presença da fácies Ed, cujas deformações são atribuídas às ondas sísmicas, além de outras evidências abordadas pela literatura sobre a formação (Paz e Rossetti, 2005).

Fácies Bi – Brecha mal selecionada, suportada localmente por matriz, composta principalmente por fragmentos angulosos centimétricos de estromatólitos. Alguns megaclastos apresentam calcita fibrorradial nas bordas. A matriz contém raros grãos de areia fina–muito fina. A presença de matriz, a orientação planar dos clastos e a ausência de estruturas trativas sustentam uma hipótese de gênese a partir de fluxos hiperconcentrados, semelhantemente ao que ocorre com a fácies Ba. A natureza essencialmente intraformacional (intrafacial) tanto do arcabouço quanto da matriz favorece, distintamente do que se interpreta para a fácies Ba, como hipótese mais simples, apenas a ação de tsunamis (tsunamiitos) sobre as inundações catastróficas.

Fácies Ab – A intensa bioturbação e o elevado grau de alteração intempérica do afloramento permitem o reconhecimento apenas de icnitos meniscados, sugerindo a presença de *Taenidium* isp. O intervalo, que ocorre desde a base do afloramento (ao nível baixo do Rio Tocantins) até o contato com a base do biostroma (Bs), possui a espessura mínima de 1 metro.

Esta fácies ocorre com frequência na Formação Grajaú (Bacia do Parnaíba), descrita por Mendes (2007) como fácies Ab; na Formação Rio da Batateira (Bacia do Araripe), descrita por Paula Freitas (2010) como fácies Ab; e na base da Formação Santana (Bacia do Araripe), descrita por Moura (2007) como fácies Po. Ocorrem icnitos meniscados semelhantes, associados ao icnogênero *Taenidium* Heer, 1877, apenas identificado com segurança por Paula Freitas (2010), em um contexto de paleossolos.

Fácies C – O intervalo, que ocorre na parte superior do afloramento, não tem seu contato basal (com os bioermas e folhelhos) observado, possuindo uma espessura mínima aflorante de 1,5-2m, já que seu limite superior também não se registra, por erosão atual. A composição dos megaclastos envolve grânulos e seixos de quartzo e, menos frequentemente, calcário.

Este conglomerado, análogo às fácies C de Mendes (2007), na Formação Codó, e fácies R de Moura (2007), na base da Formação Santana (Bacia do Araripe), coeva, tem uma posição estratigráfica bem definida, correlacionáveis entre si.

## Discussão paleoambiental

Com base na interpretação dos dados faciológicos, petrográficos e isotópicos, propõe-se uma evolução deposicional a partir de seis diferentes cenários, onde dois (cenários 1 e 6) são regidos por tectônica (controle aloclítico), enquanto os demais (cenários de 2 a 5) são regidos por controles climáticos (alocíclico) e mecanismos especiais (recalque gravitacional) (fig. 7).

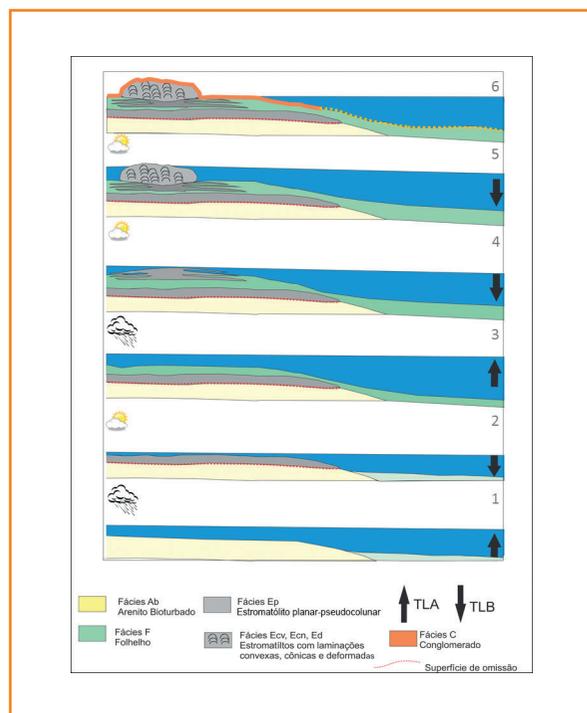


Figura 7 – Modelo esquemático sugerido para a evolução do lago a partir dos dados fornecidos na análise de fácies analisadas. Os itens 1 e 3 representam momentos de nível do lago alto e deposição de fácies siliciclásticas; já os itens 2, 4 e 5 representam os momentos de nível de lago baixo. Nestes períodos ocorre a deposição das fácies carbonáticas.

Figure 7 – Schematic model suggested for the evolution of the lake from the data provided on facies analysis. Items 1 and 3 represent the high lake level moments and deposition of siliciclastic facies; the items 2, 4 and 5 represent the periods of low lake level. In these periods, there are carbonate facies depositions.

**Cenário 1** – A deposição da fácies Ab indica uma fase de trato de lago alto (TLA) (Scholz *et al.*, 1990), com alto suprimento de material terrígeno, através de influxo fluvial, em um contexto de clima mais úmido. A redução do espaço de acumulação

no lago produziria localmente um cenário continentalizado, estável, sujeito à bioturbação intensa que se observa.

**Cenário 2** – Um abrupto seccionamento (tectônico?) da fonte terrígena e a criação de novo espaço de acomodação por subsidência, levando a uma expansão (transgressão) lacustre, permitiriam a instalação dos biostromas (fácies Ep) sobre os arenitos (fácies Ab) em trato de lago baixo (TLB) (Scholz *et al.*, 1990), num lago fechado, em clima árido. O contato entre as fácies Ab e Ep pode ser considerado uma superfície de omissão (hiato deposicional).

**Cenário 3** – A retomada do aporte de material terrígeno microclástico via fluxos hipopícnais, associada com subida do nível do lago sob clima que se umidifica, permitiu a deposição dos folhelhos (fácies F) sobre os biostromas (fácies Ep). Nesse cenário, interpreta-se o máximo de expansão (inundação máxima) do lago, ainda fechado.

**Cenário 4** – Uma queda do nível do lago (TLB), fechada, sob clima árido, dá início à formação localizada de “biostromas” lenticulares (*patchstromes*, ao modo de *patchreefs*), precursores dos bioermas. Há redução do aporte terrígeno microclástico (fácies F). O peso dos carbonatos induz compactação das lamelas (folhelhos) de forma diferencial, iniciando um processo de criação de espaço local por recalque gravitacional.

**Cenário 5** – Com o recalque gravitacional e a criação de espaço para acumulação, fatores ecológicos propiciaram o surgimento de bioermas (fácies Ecn e Ecv). Estes possuem dimensões laterais e verticais bem delimitadas. O processo de acomodação pode também ter sido acentuado por sismos, como sugeridos pela ocorrência de estruturas deformacionais sinsedimentares (fácies Ed). Como o nível do lago estava relativamente estável e baixo (TLB), o folhelho alcançou sua máxima curva de compactação, e o crescimento dos bioermas atingiu o topo da lâmina d’água, tornando-se subexposto, com a formação de pseudomorfo de halita e feições de gretamento por dessecação. Com essa subexposição dos bioermas, eventos catastróficos (inundações? tsunamis?) produziram as fácies brechadas (Ba e Bi).

**Cenário 6** – Um pulso tectônico de maior magnitude soergueu a área-fonte e produziu erosões, sobre as quais se depositam conglomerados (fácies C) em discordância sobre os bioermas.

## conclusões

Segundo uma abordagem geobioarquitetural, aqui proposta, em que se determinaram atributos e escalas próprios para uma análise de fácies microbiais, foi possível a caracterização sedimentológica dos estromatólitos da Formação Codó que afloram às margens do Rio Tocantins (TO), próximo à cidade de Imperatriz (MA), e sua interpretação paleoambiental.

Em termos das técnicas empregadas (descrição petrográfica e análises geoquímicas, isotópicas e mineralógicas), a análise petrográfica por epifluorescência forneceu resultados acima dos esperados para identificar texturas originais (deposicionais) e eventos diagenéticos, em apoio à caracterização das fácies microbiais.

Do ponto de vista genético, propõe-se que eventos sísmicos interfiram na gênese de fácies microbiais e mesmo na evolução de biostromas e bioermas estromatolíticos, além da criação de espaço para acumulação (por recalque diferencial do substrato). A identificação de feições deformacionais associáveis à sismicidade é corroborada por outras observações prévias da literatura.

Finalmente, o posicionamento estratigráfico do afloramento imediatamente abaixo de uma discordância correlacionada a um limite de tectono-sequência aventada por Mendes (2007) sugere que os estromatólitos se desenvolveram, provavelmente, em um contexto geológico de tectônica ativa no Aptiano, que se somaria aos controles autocíclicos (ecologia geomicrobiana) e alocíclicos de alta frequência (variações climáticas/nível de lago) abordados, mas já esperados.

## agradecimentos

Ao gerente Jonilton Pessoa, pelo apoio necessário à finalização deste trabalho.

Aos laboratórios Lafo (UFRJ), e Cetem, pela análise dos dados de COT e DRX, respectivamente.

Ao Professor Dr. Marcelo de Araújo Carvalho (Departamento de Geologia e Paleontologia do Museu Nacional), pela colaboração na preparação e leitura das lâminas de palinofácies.

## referências bibliográficas

ALTERMANN, W. Biosignatures: morphological biosignatures accretion, trapping and binding of sediment in archean stromatolites - morphological expression of the antiquity of Life. **Journal space science reviews**, New York, v. 135, n. 1-4, p. 55-79, 2008.

ANDRES, M. S.; REID, R. P. Growth morphologies of modern marine stromatolites: a case study from Highborne Cay, Bahamas. **Sedimentary geology**, Amsterdam, v. 185, p. 319-328, Mar. 2006.

ANTONIOLI, L. **Estudo palino-cronoestratigráfico da Formação Codó-Cretáceo inferior do Nordeste Brasileiro**. 2001. 192 f. Tese (Doutorado) – Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2001.

ARAI, M. Paleogeografia do Atlântico Sul no aptiano: um novo modelo a partir de dados micropaleontológicos recentes. **Boletim de geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 17, n. 2, p. 331-351, 2011.

ARAI, M. Aptian/Albian (Early Cretaceous) paleogeography of the South Atlantic: a paleontological perspective. **Brazilian journal of Geology**, São Paulo, v. 44, n. 2, p. 339-350, Jun. 2014.

ARENAS, C.; POMAR, L. Microbial deposits in upper Miocene carbonates, Mallorca, Spain. **Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology**, Amsterdam, v. 297, p. 465-485, Nov. 2010.

AWRAMIK, S.; MARGULIS, L. Definition of stromatolite. **Stromatolite newsletter**, Canberra, v. 2, p. 1-5, 1974.

AWRAMICK, S. M.; MARGULIS, L.; BARGHOORN, E. S. Evolutionary processes in the formation of stromatolites. In: Walter, M.R. (Ed.). **Stromatolites**. Amsterdam: Elsevier, 1976. p. 149-162. (Developments in Sedimentology, 20).

BAHNIUK, A.; ANJOS, S. Development of microbial carbonates in the Lower Cretaceous Codó Formation (north-east Brazil): implications for interpretation of microbialite facies associations and palaeoenvironmental conditions. **Sedimentology**,

nov. 2014. Disponível em: <<http://doi.org/10/1111/sed.12144>>. Acesso em: nov. 2014.

BARROS, J. P. P. **Caracterização dos esferulitos carbonáticos da Formação Codó (aptiano, Bacia do Parnaíba), em afloramentos da Região de Codó (MA)**. 2012. 118 f. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 2012.

BORGHI, L. Visão geral da análise de fácies sedimentares do ponto de vista da arquitetura deposicional. **Boletim do Museu Nacional**, Rio de Janeiro, n. 53, p. 1-26, 2000.

BURNE, R. V.; MOORE L. Microbialites: organosedimentary deposits of benthic microbial communities. **Palaio**, Tulsa, v. 2, p. 241-254, 1987.

BURNS, B. P. ; GOH, F. ALLEN, M. ; NEILAN, B.A. Microbial diversity of extant stromatolites in the hypersaline marine environment of Shark Bay, Australia. **Environmental microbiology**, Oxford, v. 6, n. 10, p. 1096-1101, 2004.

CHAFETZ, H. S.; GUIDRY, S. A. Bacterial shrubs, crystal shrubs, and ray-crystal crusts: bacterially induced vs abiotic mineral precipitation. **Sedimentary geology**, Amsterdam, v. 126, p. 57-74, 1999.

COURA, A. P. P. **Caracterização Faciológica e Paleoambiental de Estromatólitos da Formação Codó (Aptiano, Bacia do Parnaíba)**. 2011. 95 f. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 2011.

DAVAUD, E.; STRASSER, A.; JEDOU, Y. Stromatolite and Serpulid bioherms in a holocene restricted lagoon (Sabkha El Melah, Southeastern Tunisia). In: BERTRAND-SARFATI, J.; MONTY, C. (Ed.). **Phanerozoic stromatolites II**. [S.l.]: Kluwer Academic Publishers, 1994. p. 131-151.

DUNHAM, R. J. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: HAMM, W. E. (Ed.). **Classification of carbonate rocks - a symposium**. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 1962. p. 108-121

EMBRY, A. F.; KLOVAN, J. E. A late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island, NWT. **Bulletin of Canadian Petroleum Geology**, Calgary, v. 9, p. 730-781, 1971.

GERDES, G.; KRUMBEIN, W. Peritidal potencial stromatolites - a synopsis. In: BERTRAND-SARFATI, J.; MONTY (Ed.). **Phanerozoic stromatolites II**. Houten: Springer, 1994. p. 101-129

GONÇALVES, D. F.; ROSSETTI, D. F.; TRUCKENBRODT, W.; MENDES, A. C. Argilominerais da Formação Codó (Aptiano Superior), Bacia de Grajaú, Nordeste do Brasil. **Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis**, v. 13, n. 1, p. 59-75, Jul. 2006.

GREY, K. Handbook for the study of stromatolites and associated structures. **Stromatolites newsletter**, Canberra, v. 14, p. 82-171, 1989.

GROTZINGER, J. P. Facies and evolution of Precambrian carbonate depositional systems: emergence of the modern platform archetype. In: CREVELO, P. D.; Wilson, J. L.; SARG, J. F.; READ, J. F. (Ed.). **Controls on carbonate platforms and basin development**. Tulsa: SEPM, 1989. p. 79-109. (Special Publication of Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 44)

GRÖTZINGER, J. P.; KNOLL, A. H. Stromatolites in precambrian carbonates: evolutionary Mileposts or Environmental Dipsticks? **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 27, p. 313-358, 1999.

GROTZINGER, J. P. Facies and paleoenvironmental setting of Thrombolite-Stromatolite Reefs, Terminal Proterozoic Nama Group (ca. 550-543 Ma), central and southern Namibia. **Communications of the Geological Survey of Namibia**, Windhoek, v. 12, p. 251-264, 2000.

HOFFMAN, H. J. Attributes of stromatolites and Riphean stromatolite stratigraphy. **Geological Survey of Canada**, Ottawa, v. 39, p. 58-69, 1969.

HOFFMAN, P. Shallow and Deepwater Stromatolites in lower Proterozoic Platform-to-basin Facies Change, Great Slave Lake. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, Tulsa, v. 58, n. 4, p. 856-867, 1974.

JOHNSON, J.; GROTZINGER, J. P. Affect of sedimentation on stromatolite reef Ggrowth and Morphology, Ediacaran Omkyk Member (Nama Group). **South African Journal of Geology**, Windhoek, v. 109, p. 87-96, 2006.

- KALKOWSKY, E. Oolith und Stromatolith im norddeutschen Buntsandstein. **Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft**, Stuttgart, v. 60, p. 68-125, 1908.
- KERSHAW, S. Classification and geological significance of biostromes. **Facies**, Bogotá, v. 31, n. 1, p. 81-91, 1994.
- KRYLOV, I. N. Approches to the classification of stromatolites. In: WALTER, M. R. (Ed.). **Stromatolites**. Amsterdam: Elsevier, 1976. p. 31-43. (Developments in Sedimentology, 20).
- KRUMBEIN, W. E. Stromatolites - the challenge of a term in space and time. **Precambrian research**, Amsterdam, n. 20, p. 493-531, 1983.
- LEINFELDER, R. R.; SCHIMD, D. U. Mesozoic reefal thrombolites and other microbolites. In: RIDING, R. E.; AWRAMIK, S. M. (Ed.). **Microbial sediments**. Berlin: Springer, 2000. p. 289-294.
- LIMA, M. R. Palinologia da Formação Codó na região de Codó, Maranhão. **Boletim do Instituto de Geociências da USP**, São Paulo, v. 13, p. 116-128, dez. 1982.
- LIMA, M. R. Estudo Palinológico das Camadas Nova Iorque, Terciário do estado do Maranhão, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 12., 1991, São Paulo. **Resumos...** São Paulo: Sociedade Brasileira de Paleontologia, 1991. p. 45.
- LOGAN, B. W.; REZAK, R.; GINSBURG, R. N. Classification and environmental significance of algal stromatolites. **The Journal of Geology**, Chicago, v. 72, n. 1, p. 68-83, Jan. 1964.
- MARTÍN-CHIVELET, J.; PALMA, R. M.; LÓPEZ-GÓMEZ, J.; KIETZMANN, D. A. Earthquake induced soft-sediment deformation structures in Upper Jurassic open-marine microbialites (Neuquén Basin, Argentina). **Sedimentary geology**, Amsterdam, v. 235, p. 210-221, Apr. 2011.
- McLANE, M. **Sedimentology**. New York: Oxford University Press, 1995. 423 p.
- MENDES, M. S.; BORGHI, L. Análise faciológica da Formação Codó (Cretáceo, Bacia do Parnaíba) em testemunhos de sondagem. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE P&D EM ÓLEO E GÁS, 3., 2005, Salvador. **Resumos...** Salvador: Instituto Brasileiro de Petróleo e Gás, 2005. p. 1-6.
- MENDES, M. **Análise estratigráfica do intervalo Formacional Grajaú-Codó (aptiano) da Bacia do Parnaíba, NE do Brasil**. 2007. 146 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2007.
- MOURA, M. V. **Análise estratigráfica do andar Alagoas na borda leste da Bacia do Araripe**. 2007. 74 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2007.
- NEVES, I. A. **Caracterização da faciologia orgânica de uma seção sedimentar da Formação Codó, Bacia do Parnaíba**, 2007. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2007.
- ONASCH, C. M.; KAHLE, C. F. Seismically induced soft-sediment deformation in some Silurian carbonates, eastern U.S. Midcontinent. In: ETTENSOHN, F. R.; RAST, N.; BRETT, C. E. (Ed.). **Ancient Seismites**. Boulder: The Geological Society of America, 2002. p. 165-176. (Special Paper, 359).
- PAULA FREITAS, A. B. L. **Análise estratigráfica do intervalo siliciclástico aptiano da bacia do Araripe (Formação Rio da Batateira)**. 2010, 9 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2010.
- PAZ, J. D. S.; ROSSETTI, D. F. Reconstrução paleoambiental da Formação Codó (Aptiano), borda leste da Bacia do Grajaú, MA. In: ROSSETTI, D. F.; GÓES, A.M.; TRUCKENBRODT, W. (Ed.). **O Cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú**. Belém: Museu Paraense Emílio Goeldi, 2001. p. 77-100. (Coleção Friedrich Katzer).
- PAZ, J. D. S.; ROSSETTI, D. F. Integrated facies and isotope analysis of the Codó Formation (Aptian, Northern Brazil) as a key for reconstructing lake paleohydrology. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 4., 2003, Salvador. **Resumos...** Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia/UERJ, 2003. 1 CD-ROM.

- PAZ, J. D. S.; ROSSETTI, D. F. Linking lacustrine cycles with syn-sedimentary tectonic episodes: an example from the Codó Formation (late Aptian), Northeastern. **Geological Magazine**, London, v. 142, n. 3, p. 269-285, May. 2005.
- PREISS, W. V. The systematics of South Australian Precambrian and Cambrian stromatolites. **Transactions of The Royal Society of South Australia**, Adelaide, n. 90, p. 67-100, 1972.
- PREISS, W. V. The biostratigraphic potential of Precambrian stromatolites. **Precambrian Research**, Amsterdam, v. 5, n. 2, p. 207-219, 1977.
- RAABEN, M. E. Dimensional parameters of colunar stromatolites as a result of stromatolite ecosystem evolution. **Stratigraphy and geological correlation**, Moscow, v. 14, n. 2, p.150-163, 2006.
- RIDING, R. The nature of stromatolites: 3,500 million years of history and a century of research. In: REITNER, J.; QUÉRIC, N-V.; ARP, G. **Advances in stromatolite geobiology**. Heidelberg: Springer, 2011. p. 29-74. (Lecture Notes in Earth Sciences, 131).
- ROSSETTI, D. F.; GÓES, A. M. Deciphering the sedimentological imprint of paleoseismic events: an example from the aptian Codó Formation, northern Brazil. **Sedimentary geology**, Amsterdam, v. 135, p. 137-156, Sept. 2000.
- ROSSETTI, D. F.; GÓES, A. M.; TRUCKENBRODT, W. (Ed.). **O Cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú**. Belém: Museu Paraense Emílio Goeldi, 2001. 264 p.
- ROSSETTI, D. F.; PAZ, J. D. S.; GÓES, A. M. Fácies analysis of the Codó Formation (Late Aptian) in the Grajaú Área, Southern São Luís-Grajaú Basin. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 76, n. 4, p. 791-806, 2004.
- SEMIKHATOV, M. A. ; GEBELEIN, C. D. ; Cloud P. E. ; AWRAMIK, S. M. ; BENMORE, W. C. Stromatolite morphogenesis - progress and problems. **Canadian Journal of Earth Sciences**, Ottawa, v. 16, n. 5, p. 992-1015, 1979.
- SEMIKHATOV, M. A.; RAABEN, M. E. Proterozoic stromatolite taxonomy and biostratigraphy. In: RIDING, R. E.; AWRAMIK, S. M. **Microbial Sediments**. Berlin: Springer-Verlag, 2000. p. 295-306.
- SHAPIRO, R. S. A Comment on the systematic confusion of thrombolites. **Palaios**, Tulsa, v. 15, n. 2, p. 166-169, Apr. 2000.
- SCHOLZ, C. A.; ROSENDAHL, B. R.; SCOTT, D. L. Development of coarse grained facies in lacustrine rift basins: examples from East Africa. **Geology**, Boulder, v. 18, n. 2, p. 140-144, 1990.
- SRIVASTAVA, N. K. Estromatólitos. In: CARVALHO, I. S. (Ed.). **Paleontologia**. Rio de Janeiro: Interciência, 2010. p. 229-259.
- STOLZ, J. F. Structure of microbial mats and biofilms. In: RIDING, R. E.; AWRAMIK, S. M. (Ed.). **Microbial Sediments**. Heidelberg: Spriger-Verlag, 2000. p. 1-8.
- VAZ, P.T.; REZENDE, N. G. A. M.; WANDERLEY FILHO, J. R.; TRAVASSOS, W. A. S. Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 253-263, 2007.
- YANAMOTO, A., LEE, K.; ISOZAKI, Y. Lower Cretaceous stromatolites in far East Asia: examples in Japan and Korea. In: TEWARI, V. C.; SECKBACH, J. (Ed.). **Stromatolites: interaction of microbes with sediments**, 2011. p. 273-287. (Cellular origin life in extreme habitats and astrobiology, 18).
- WALTER, M. R. (Ed.). **Stromatolites**. Amsterdam: Elsevier, 1976. 790 p. (Developments in Sedimentology, 20).
- WALTER, M. R. Interpreting stromatolites. **American scientist**, New Haven, v. 65, n. 5, p. 563-571, 1977.
- WRIGHT, V. P. Peritidal carbonate facies models: a review. **Geological journal**, Sussex, v. 19, n. 4, p. 309-325, 1984.

## expanded abstract

The last major discoveries made in the southeastern basins of Brazil occurred in carbonate reservoirs of microbial origin (Aptian age). These reservoirs are called "Pre-salt". This fact increased the interest in studies of microbialites and, in particular, of the stromatolites.

In the Parnaíba Basin, this correlative interval is recorded in deposits of the Corda, Grajaú and Codó Formations (Aptian-Cenomanian age). Among these lithostratigraphic units, the Codó Formation appears as an interesting analogy. Their stromatolite deposits have the same age and were developed in an ancient hypersaline lake, anoxic and closed system.

Macroscopic and microscopic descriptions were made in addition to petrographic observation by reflected light and fluorescence (epifluorescence) for diagenetic description; analysis in x-ray diffraction (XRD) of total rock (Bruker-D4 Endeavor) for details of the mineralogical composition; geochemical analysis of four shale-like samples for evaluation of total organic carbon (TOC) content and palynofacies characterization to assist paleoenvironmental interpretation analysis; discussion about a geomicrobioarchitecture, bioherms and stromatolitic biostromes and characterization of microbial facies.

Stromatolites have several definitions, depending on the approach adopted. In this work, stromatolites are described as organo-sedimentary structures formed predominantly by the agglutination and trapping of sediment and / or in situ carbonate precipitation due to the growth and metabolic activity of microbial organisms. The adopted classification depends on the priority of the study; it may have a taxonomic, petrographic (macro or microscopic) or morphological focus.

Frequently, different classifications are used i.e. (macro and microscale). Although there is a very strong character in the macroscopic identification and classification of stromatolites, the use of microscopy is essential.

During the study it was necessary to propose a numerical scale to help in the microbial organization of geoarchitecture (geobioarchitecture - GBA) for the sequence of hierarchies to aid in the understanding of a peculiar pattern of microbialite organization.

The concept is based on the inherent depositional architecture (cf. Borghi, 2000). In this study, four aspects of the GBA were discussed: the microtexture, the structure, the microbial morphotypes, and a geobioarchitectural element. These features range from the microscale to giga-scale.

The outcrop studied is organized into a succession of biostromes, shales and isolated or anchored bioherms on other biostromes. The formation of these GBA elements is a fairly common occurrence in stromatolite deposits. Both biostromes and bioherms have a metric scale. In general, the biostromes of the Codó Formation have a wavy or slightly wavy lamination top and bottom. Several biostromes occur separated by very thin layers of shale, but they can reach at most 40cm thick and occur anchored on sandstones or associated with layers of shale. The bioherms occur in isolated elements varying from 1m to 1.5m high. Their geometry varies from circular with N-S orientation to sub-spherical. Probably these differences are responses to the environmental changes.

Internally, they are composed predominantly of pseudo-columnar, columnar, conical and rare domal morphotypes. Likewise, also proposed here is the idea of "stromatolitic facies" supported by the definition of sedimentary facies by Borghi (2000), and adapting them to the needs of the biosedimentological study of microbial structures. Thus, stromatolitic facies are herein defined as a mass of sediment or sedimentary rock, characterized and distinguished from others by the structure, microbial morphotype and microtexture. Other attributes such as lithology (mineralogy), color, fossils and associated texture (spatial organization), can be complementary.

In this work eight sedimentary facies were recognized, four microbial (Ep, planar –pseudo-columnar stromatolite; Ecv, convex lamination stromatolite; Ecn, conical stromatolite; Ed, deformed stromatolite) and five terrigenous (F, Shale; Bi, intraformational Breccia; Ba, sandy breccia; Ab, Bio-turbated Sandstone; and C, Conglomerate). Calcite is the principal mineral observed in XRD analyses for the four microbial facies, despite the presence of dolomite crystals in silicified areas.

From the interpretation of faciological and petrographic data, we propose a depositional evolution from six different phases. Two phases are controlled by tectonism (allocycle control), while others are governed by climatic controls (allocycle

control) and special mechanisms. In general, the dynamics of these phases are based on high lake tract (associated with entry of water into the system, e.g. rain) and low lake tract (with associated arid climate). The stromatolitic facies developed preferentially in lower lake tracts, with the lake becoming closed and hypersaline with restrictions to environmental conditions. The absence of terrigenous minerals in XRD analyses in microbial facies support this interpretation, as well as the formation of pseudo-morphs of halite on top of some bioherms. The process of accommodation of the carbonate facies may have also been marked by seismic events, as suggested by the occurrence of synsedimentary deformation structures (facies Ed). The opposite happens for siliciclastic facies, which were deposited in high lake tract, with humidity increasing (rain) favoring the input of terrigenous material via the microclastic hyperpicnal flows, case of Ab facies and the shale deposition (facies F). Finally, tectonic pulses caused an uplift of the source area, producing erosions, on which were deposited conglomerates (facies C) above the bioherms.

In terms of techniques, the petrographic analysis by epifluorescence provided interesting information to identify original textures (depositional) and diagenetic events, supporting the characterization of the stromatolitic facies.

From a genetic standpoint, the perception that seismic events and the creation of space for accumulation by differential compaction of the substrata influenced the genesis of microbial facies and even the evolution of bioherms and stromatolitic biostromes appears as new information.

Finally, the outcrop stratigraphic position immediately below an unconformity (correlated to a tectonosequence limit) described by Mendes (2007), suggests that stromatolites were developed, probably, in a geological context of active Aptian tectonic events.

## autores



**Ana Paula Pires Coura**

E&P Exploração  
Gestão de Ativos Exploratórios do Sul  
e Sudeste  
Interpretação I

[ana.pires@petrobras.com.br](mailto:ana.pires@petrobras.com.br)

**Ana Paula Pires Coura** é graduada (2006) e Mestre (2011) em Geologia pela Universidade Federal do Rio de Janeiro. Trabalha na Petrobras na área de exploração, como intérprete nas bacias da margem sudeste brasileira.



**Leonardo Borghi**

Universidade Federal do Rio de Janeiro  
Instituto de Geociências  
Departamento de Geologia

[lborghi@geologia.ufrj.br](mailto:lborghi@geologia.ufrj.br)

**Leonardo Borghi** é graduado *Magna cum Laude* (1989), Mestre (1993) e Doutor (2002) em Geologia pela Universidade Federal do Rio de Janeiro. É professor-adjunto da UFRJ, onde leciona e orienta nos cursos de graduação e pós-graduação em Geologia e desenvolve pesquisa em geologia sedimentar, com ênfase em biossedimentologia, arquitetura de sistemas deposicionais terrígenos e sedimentologia de reservatórios. Coordena o Laboratório de Geologia Sedimentar (Lagesed). Global Ambassador da Society for Sedimentary Geology (SEPM) desde 2010.