UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**SUCESSÕES SEDIMENTARES DAS FORMAÇÕES MOSQUITO E
CORDA, EXEMPLOS DE SISTEMAS EÓLICOS ÚMIDOS, PROVÍNCIA
PARNAÍBA.**

Óscar Arturo Romero Ballén

Orientadora: Prof. Dra. Ana Maria Góes.

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

São Paulo
2012

versão corrigida

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**"SUCESSÕES SEDIMENTARES DAS FORMAÇÕES MOSQUITO E CORDA,
EXEMPLOS DE SISTEMAS EÓLICOS ÚMIDOS, PROVÍNCIA PARNAÍBA"**

OSCAR ARTURO ROMERO BALLEEN

Orientador: Profa. Dra. Ana Maria Goes

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO JULGADORA

Nome

Assinatura

Dra. Ana Maria Goes (Orientador)

Dr. Augusto José Pedreira
(UFBA)

Dr. Claudio Riccomini
(GSA/IGc/USP)

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**SUCESSÕES SEDIMENTARES DAS FORMAÇÕES MOSQUITO E
CORDA, EXEMPLOS DE SISTEMAS EÓLICOS ÚMIDOS, PROVÍNCIA
PARNAÍBA.**

Óscar Arturo Romero Ballén

Orientadora: Prof. Dra. Ana Maria Góes.

DEDALUS - Acervo - IGC

30900031190

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

versão corrigida

São Paulo
2012

T
R763
O.A.S
V. Romigida
v. 2

Ficha catalográfica preparada pelo Serviço de Biblioteca e Documentação do
Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo

Romero Ballén, Oscar Arturo

SUCESSÕES SEDIMENTARES DAS FORMAÇÕES MOSQUITO E CORDA,
EXEMPLOS DE SISTEMAS EÓLICOS ÚMIDOS, PROVÍNCIA PARNAÍBA. /
Oscar Arturo Romero Ballén. - São Paulo, 2012

85 p.

Dissertação (Mestrado) : IGc/USP

Orient.: Góes, Ana Maria

1. Formações Mosquito, Corda e Pastos Bons
2. Bacia das Alpercatas 3. Província Parnaíba 4.
Sistemas Desérticos 5. Mesozóico I. Título

AGRADECIMENTOS

À Profa. Dra. Ana Maria Góes por seu incentivo, orientação e amizade.

Aos professores Paulo César Fonseca Giannini, Renato Paes de Almeida, Claudio Riccomini e André Oliveira Sawakuchi, pela paciência e inumeráveis ensinamentos.

Aos colegas, Mariana Velcic, Vinicius Teixeira Zacatei e Francisco de Assis Negri que me ajudaram nos trabalhos de campo, com algumas figuras e nas muitas discussões geológicas.

À Johana, Jhon, Alba, Felipe e Carlos Mario pela ajuda e amizade.

À Caren pela ajuda e companhia.

A todo o pessoal do Laboratório de Sedimentologia, especialmente à Jordana Zampelli e à Elaine Aparecida Sinfrônio.

À Mariane Vivan Ponte e Mirian Rosseto pela ajuda com a preparação de algumas amostras.

Aos meus colegas Marília e Melado pela ajuda e amizade.

À Capes pela concessão da bolsa de estudos.

Finalmente, um agradecimento a toda a minha família. Especialmente a minha mãe, meu pai, Camilo, e meu avô Adriano (*in memoriam*).

APRESENTAÇÃO

Esta dissertação de mestrado foi feita na forma de artigos. Assim, os tópicos principais do trabalho foram desenvolvidos em cinco capítulos, o primeiro corresponde com uma introdução ao trabalho dando um norte ao trabalho. Os dois seguintes correspondem com os artigos a serem submetidos em revistas indexadas. Os demais capítulos apresentam as discussões e conclusões finais e também as discussões regionais que não foram abordadas nos capítulos anteriores.

O segundo capítulo corresponde com o artigo “As sucessões sedimentares interderrames da Formação Mosquito, exemplo de um sistema eólico úmido, Província Parnaíba”. Este artigo discute os depósitos sedimentares que se encontram no meio de basaltos na Formação Mosquito; caracteriza os contatos basalto-arenito e faz uma interpretação paleoambiental das sucessões sedimentares interderrames.

O terceiro capítulo corresponde com o artigo: “Análise Faciológica das formações Corda e Pastos Bons, exemplo de um sistema desértico, com controle tectônico, Província Parnaíba”. Este artigo trata da estratigrafia e análise faciológica das formações Corda e Pastos Bons, e registra as características sedimentológicas das camadas em diferentes áreas e posições estratigráficas.

A seguir, o quarto capítulo tem como alvo o “Folhelho Muzinho” na área de Floriano (Pi), onde é apresentada uma análise faciológica e a discussão da relação estratigráfica desses depósitos fossilíferos com outros corpos sedimentares de idade incerta. Por último, o quinto capítulo, discute de maneira global as informações geradas nos três capítulos e são apresentadas considerações sobre as relações estratigráficas e a tectônica da Bacia das Alpercatas.

RESUMO

Durante o Mesozóico na Província Parnaíba (meio norte do Brasil) ocorreram eventos magmáticos em resposta a uma nova configuração tectônica relacionada à formação do Atlântico Norte e do Atlântico Sul.

A Bacia das Alpercatas desenvolveu-se nesse contexto tectônico regional, gerando uma topografia com paleo-altos e depressões, onde ocorreram episódios de derrames basálticos, erosão e sedimentação em um ambiente desértico continental. A configuração dos sistemas deposicionais registra, tanto nas unidades sedimentares interderrames da Formação Mosquito, como nas formações Corda e Pastos Bons, uma tectônica ativa com blocos emersos e outros em subsidência. Neste trabalho se sugere-se a existência de duas sub-bacias separadas pelo alto do Itapecuru. Uma localizada a oeste do alto nomeada Sub-bacia de Fortaleza das Nogueiras e a outra a leste do alto denominada como Sub-bacia de Pastos Bons.

A Formação Mosquito ocorre na base da sub-Bacia de Fortaleza dos Nogueiras e corresponde a derrames de basaltos com episódios isolados de sedimentação de difícil correlação. A mais espessa sucessão de rochas sedimentares é conhecida como o Membro Macapá. Esta unidade foi depositada em ambientes que mudavam de campos de pequenas dunas eólicas com interdunas úmidas, para planícies de *sabkhas* terrígenas, ou depósitos de *playa*, sempre sujeitos à forte influência do nível do lençol freático.

O contato basal das formações Corda e Pastos Bons, nas duas sub-bacias assenta-se sobre uma superfície erosiva que trunca diferentes intervalos estratigráficos. A sedimentação da base da Formação Corda na sub-bacia de Fortaleza foi controlada por um alto estrutural, aqui nominado como o Alto Estrutural do Itapecuru. Este alto foi fonte de detritos para depósitos de leque aluvial com predomínio de processos de *sheet flow* que se localiza em Formosa da Serra Negra e que esta na base da Formação Corda. Além disso, nessa sub-bacia também ocorrem às associações de fácies de campos de dunas e interdunas secas, e a associação de pequenas dunas eólicas com interdunas encharcadas e secas. Entretanto, na Sub-bacia de Pastos Bons ocorrem associações de rios com carga mista, e dunas e interdunas inundadas da Formação Pastos Bons. Já no topo de ambas sub-bacias predominam os lençóis de areia com formação de paleossolos, e geração restrita de pequenas dunas e interdunas encharcadas, às vezes inundadas.

Palavras chaves: Bacia das Alpercatas, Alto do Itapecuru, análise de fácies, sistemas deposicionais desérticos, Província Parnaíba.

ABSTRACT

During the Mesozoic in the Parnaíba Province (middle northern Brazil) magmatic events occurred in response to a new tectonic setting related to the formation of the North Atlantic and South Atlantic.

Alpercatas Basin developed in this regional tectonic context, forming a topography with highs and depressions, where occurred episodes of basaltic flows, erosion and sedimentation in a continental desert environment. Active tectonic with emerged blocks and others suffering subsidence is recorded in the depositional systems in the intertraps deposits of the Mosquito Formation, as in the Corda and Pastos Bons formations. This work suggests the existence of two sub-basins separated by the Itapecuru High, the western is named Fortaleza Sub-basin, and the eastern is designated as Pastos Bons Sub-basin.

Mosquito Formation occurs at the base of the Fortaleza sub-basin and corresponds to basalt spills with isolated episodes of sedimentation of difficult correlation. The thickest succession of sedimentary rocks is known as the Macapá Member. This unit was deposited in environments that changed from small fields of eolian dunes with wet interdunes to plains of terrigenous sabkhas or *playa* deposits, with strong influence of groundwater level.

The basal contact of the Corda and Pastos Bons formations in the two sub-basins is on an erosive surface that truncates different stratigraphic levels. The sedimentation of the Corda formation base in the Fortaleza sub-basin was controlled by the Itapecuru structural high. This high was a debris source to alluvial fan deposits with a predominance of sheet flow processes. These deposits correspond to the base of Corda Formation and are located in Formosa da Serra Negra. Furthermore, facies associations of dunes fields and dry interdunes, and of small eolian dunes with damp and dry interdunes occur in Fortaleza Sub-basin. On the other hand, facies associations of rivers with mixed load, of dunes and flooded interdunes of Pastos Bons Formation occur in the Pastos Bons Sub-basin.

Sand sheets with formation of paleosols occur mostly at the top of the two sub-basins, with restricted small wet dunes and interdunes sometimes flooded.

In the Floriano region, the "Muzinho Shale" corresponds to a lacustrine facies association with turbiditic episodes. The deposition of this unit and the Pastos Bons Formation probably was separated by an emerged area, which could correspond to the continuation of Alto Parnaíba High.

Keywords: Alpercatas Basin, Itapecuru high, facies analysis, desert depositional systems, Parnaíba Province.

SUMÁRIO

CAPITULO 1. INTRODUÇÃO	5
Contexto tectono-estratigráfico.....	5
Final do estágio de sinéclise paleozóica.....	7
Depósitos sedimentares da Bacia das Alpercatas.....	7
Magmatismo	8
Métodos	9
CAPITULO 2. AS SUCESSÕES SEDIMENTARES INTERDERRAMES DA FORMAÇÃO MOSQUITO, EXEMPLO DE UM SISTEMA EÓLICO ÚMIDO, PROVÍNCIA PARNAÍBA.....	12
RESUMO	12
INTRODUÇÃO	12
MARCO TECTÔNICO E ESTRATIGRAFICO.....	13
MÉTODOS.....	15
ANÁLISE DE FÁCIES.....	16
Membro Macapá.....	16
Membro Tinguí.....	21
Unidades Interderrames de pouca continuidade lateral e espessura.	23
DISCUSSÃO	25
CONCLUSÕES.....	29
Referências.....	30
CAPITULO 3. ANÁLISE FACIOLÓGICA DAS FORMAÇÕES CORDA E PASTOS BONS, EXEMPLO DE UM SISTEMA DESÉRTICO, COM CONTROLE TECTÔNICO. PROVÍNCIA PARNAÍBA	33
RESUMO	33
INTRODUÇÃO	33
MARCO TECTÔNICO E ESTRATIGRAFICO.....	35
MÉTODOS.....	38
ANÁLISE DE FÁCIES.....	38

Associações de fácies da Sub-bacia de Fortaleza dos Nogueiras	39
Associações de fácies da Sub-bacia de Pastos Bons	52
DISCUSSÃO	56
CONCLUSÕES.....	60
Referências.....	63
CAPITULO 4. O “FOLHELHO MUZINHO”	68
INTRODUÇÃO	68
ANÁLISE DE FÁCIES.....	69
CAPITULO 5. DISCUSSÕES FINAIS	73
O Magmatismos Mosquito, Sardinha e as unidades sedimentares interderrames.....	73
A Falha NW-SE e o Conglomerado Silicificado de Cunha e Carneiro (1972)	73
Petrografia e Proveniência	74
A sucessão Corda- Pastos Bons	75
O Folhelho Muzinho	78
Sub-bacias de Fortaleza dos Nogueiras e Pastos Bons.	79
CONCLUSÕES.....	81
REFERÊNCIAS BIBLIOGRAFICAS	82

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1. Mapa geológico da área com a localização das localidades citadas no texto, Modificado de Lima & Leite (1978).	10
Figura 1.2. Comparação de algumas das cartas cronoestratigráficas propostas para o Mesozóico da Província Parnaíba.....	11
Figura 2.1. Mapa esquemático mostrando a distribuição da Formação Mosquito e as possíveis feições tectônicas atuantes no Jurássico na Província Parnaíba.	14
Figura 2.2. Estratigrafia da Formação Mosquito no vale do Rio Mosquito, Fortaleza dos Nogueiras, MA. Modificado de Aguiar (1971).	15

Figura 2.3. Colunas estratigráficas da Formação Mosquito no vale do rio Mosquito, cidade Fortaleza dos Nogueiras (MA).....	20
Figura 2.4. Fotomosaico do maior afloramento do Membro Macapá no vale do Rio Mosquito. ...	21
Figura 2.5. Fotografias das fácies da Formação Mosquito no vale do rio homônimo.	22
Figura 2.6. Fotomosaico de afloramento de interderrame isolado na região de Três Buritis, Formosa da Serra Negra.....	23
Figura 2.7. Foto de afloramento de interderrame isolado na Fazenda Murici, entre Novas Colinas e Fortaleza dos Nogueiras.....	25
Figura 2.8. Interpretação esquemática paleoambiental do Membro Macapá da Formação Mosquito.	28
Figura No. 3.1. Mapa esquemático mostrando a distribuição da Formação Corda e Pastos Bons, mostrando as possíveis feições tectônicas atuantes na bacia das Alpercatas.	35
Figura 3.2. Mapa geológico da área com a localização das localidades citadas no texto, Modificado de Lima & Leite (1978).	36
Figura 3.3. Seções colunares e fácies das “Camadas Bom Jesus”.....	43
Figura 3.4. Exemplo no qual primeiro ocorre a deposição de sedimentos arenosos estratificados horizontalmente em RFS.	44
Figura 3.5. Foto e interpretação de afloramento a 1 km a sudeste de Fortaleza dos Nogueiras (aflor. 33).....	45
Figura 3.6. Colunas estratigráficas de alguns afloramentos da borda oeste. A legenda encontra-se na figura 3.7.	46
Figura 3.7. Colunas estratigráficas de exemplos de afloramentos na borda leste, a legenda desta figura aplica para outras figuras no capítulo.....	47
Figura 3.8. Detalhe de algumas fácies que ocorrem na borda oeste da sucessão Corda-Pastos Bons.....	48
Figura 3.9. Contato com superfície de deflação da Formação Corda acima de um pacote de lamitos da Formação Pedra de Fogo. (Aflor. 67)	50
Figura 3.11. Foto de afloramento 168, 6 km ao oeste de Formosa da Serra Negra.	52
Figura 3.12. Fotomosaico e interpretação da associação de fácies de canais de rios efêmeros com intercalação de depósitos de planície de inundação. ACc corresponde com a fácies de arenitos conglomeráticos canalizados (aflor.94)	53
Figura 3.13. Fotomosaico de afloramento 90. Observe camada de arenitos sigmoidais no meio de pacotes de lamitos cinzas. Abaixo, detalhe de arenito com estratificação cruzada sigmoidal.	54

Figura 3.14. Fotomosaico e interpretação da associação de fácies de planícies de inundação de rios efêmeros com intercalação de depósitos de lençóis de areia (aflor.93)	55
Figura 3.15. Exemplos de fácies fluviais presentes na sucessão Corda- Pastos Bons.	58
Figura 3.16. Fotomosaico e interpretação da associação de lençóis de areia da borda este.	59
Figura 3.17. Paleocorrentes das formações Corda e Pastos Bons.	61
Figura 3.18. Modelo esquemático da evolução da bacia das Alpercatas durante a deposição da sucessão Corda-Pastos Bons.	62
Figura 4.1. Associação de fácies de lago com predomínio de decantação com episódios turbidíticos.	71
Figura 5.1. Blocos de arenito conglomerático silicificado, São Pedro dos Crentes, Ma.	74
Figura 5.2. Diagramas triangulares dos dados de petrografia das unidades da bacia das Alpercatas. Os resultados foram plotados acima dos diagramas triangulares de Dickinson (1985)	77
Figura No. 5.3. Mapa esquemático configuração tectônica da Bacia das Alpercatas. mostrando a distribuição das unidades Corda e Pastos Bons e o “folhelho Muzinho”.	79
Figura 5.4. Diagrama esquemático de correlação estratigráfica do mesozóico da Província Parnaíba.	80

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1. Fácies e processos interpretados nas unidades interderrames associadas à Formação Mosquito. A localização dos pontos estudados encontra-se na Figura 2.1.....	16
Tabela 3.1. Fácies e associações de fácies das formações Corda e Pastos Bons.....	41
Tabela 4.1. Litofácies e associações litofácies observadas na Formação Pastos Bons, com suas correspondentes descrições de afloramento e processos sedimentares associados.....	72

CAPITULO 1: INTRODUÇÃO

Depois da sedimentação da sinéclise paleozóica da Bacia Parnaíba, na Província Parnaíba, ocorreram eventos magmáticos relacionados com a abertura do Atlântico Norte. Após este evento tectônico regional surge uma nova bacia, com uma nova configuração tectônica, alvo de nosso estudo em escala regional. Este trabalho visa determinar as relações estratigráficas dos depósitos sedimentares intercalados com rochas magmáticas na Província Parnaíba, e aqueles que ocorrem logo acima desses níveis. Estas sucessões sedimentares registram as condições paleoambientais e paleogeográficas do novo cenário tectônico da Província Parnaíba durante o Mesozóico. Assim, foram estudados os arenitos que ocorrem intercalados com basaltos da Formação Mosquito; os arenitos eólicos e fluviais da Sucessão Corda-Pastos Bons; os conglomerados chamados informalmente como "Camadas Bom Jesus", e os folhelhos e arenitos lacustres do "Folhelho Muzinho".

Foram definidas as fácies de 110 afloramentos e coletadas 35 amostras para petrografia. Além disso, foi feita uma base de dados com as informações das descrições de trabalhos sistemáticos de cartografia (Lima & Leite 1978), base esta que também foi utilizada na análise estratigráfica.

Contexto tectono-estratigráfico

A Província Estrutural de Parnaíba foi definida por Almeida *et al.* (1977), também denominada de Província Sedimentar do Meio Norte (Góes 1995), em conjunto com as unidades do embasamento que afloram ao norte (Figura 2.1). Góes (1995) propõe a separação da até então chamada Bacia de Parnaíba (Góes *et al.* 1993, Cunha 1986) em três bacias com ambientes geotectônicos distintos: 1) a denominação de Bacia Parnaíba passou a referir-se exclusivamente à sinéclise paleozóica até a Formação Sambaíba (Triássico?); 2) Anficlese das Alpercatas que compreende a área mapeada com as unidades do Grupo Mearim, as quais Góes *et al.* (1993) consideravam como da "Sequência Jurássica"; e 3) a Bacia de Grajaú (denominação modificada de que abrange as unidades depositadas desde o Aptiano e corresponde à sequência cretácea de Góes *et al.* (1993). Posteriormente, Góes & Rossetti (2001) verificam a continuidade entre as bacias de São Luís e Grajaú e propuseram a denominação de Bacia São-Luís-Grajaú para abranger toda sedimentação pós-cretácea da Província Sedimentar do Meio-Norte. Mais tarde, Pedreira da Silva *et al.* (2003) sugerem mudar o nome de Anficlese para Bacia das Alpercatas e

A Bacia das Alpercatas foi definida por Góes (1995), que observou que as áreas de ocorrência da sequência jurássica de Góes *et al.* (1993) apresentam eixo deposicional de direção E-W e SW-NE, associada a eventos magmáticos (Figura 1.1). Esta paisagem marca uma mudança radical no regime tectônico da Província Parnaíba. A delimitação dos níveis estratigráficos que ocorreram durante esse episódio tectônico ainda é motivo de discussão (Rezende 2002, Vaz *et al.* 2007, Rossetti *et al.* 2004, Nascimento *et al.*, 2007) principalmente na borda norte da bacia, nos contatos entre as formações Codó, Grajaú e Corda (Figura 1.2).

Em geral, as feições estruturais da Província Parnaíba refletem estágios e processos tectônicos atuantes em escala continental. A natureza e as direções dessas estruturas estão fortemente condicionadas por feições estruturais do embasamento pré-cambriano. Essas relações foram estudadas por diversos autores (*eg.* Cordani *et al.* 1984, Cunha 1986 e Chamani 2011), os quais fazem descrições do arcabouço tectônico do embasamento e relacionam esses dados com a evolução paleozóica da bacia, dando importância a lineamentos como o Transbrasiliiano e o Picos-Santa Inês.

No Mesozóico, a configuração estrutural é caracterizada pelos eventos tectônicos relativos à separação do Gondwana. Entre eles, eventos de magmatismo toleítico, provavelmente de tipo fissural (Nascimento *et al.* 2011, Lima & Leite 1978), mudança na configuração dos esforços e, conseqüentemente, das falhas (Hasui *et al.* 1991, Chamani 2011). Nesse contexto, por meio da formação de um sistema de *rifts* teria se implantado a Bacia das Alpercatas, segundo Góes (1995) e Pedreira da Silva *et al.* (2003).

A Estrutura de Xambioá (Aguiar 1971, Cunha & Carneiro 1972, Góes 1995) de direção aproximada N80E (Figura 4.1), estende-se entre as cidades de Xambioá e Teresinha. Como pode ser observado nos mapas de isópacas (Aguiar 1971, Góes *et al.* 1993), esta estrutura configurou-se como um arco desde o Ordoviciano. Este arco teria controlado a deposição das unidades paleozóicas até a Formação Motuca, de idade permiana. Segundo Hasui *et al.* (1991), este arco estaria relacionado com a então vigente distensão regional NW-SE, que desenvolveu descontinuidades em uma faixa ao longo de sua zona axial. Para estes autores, a partir do Jurássico, passou a atuar uma extensão ENE-WSW que mudou o comportamento dessas descontinuidades, reativando-as como falhas normais que proporcionaram a ocorrência das manifestações magmáticas das formações Mosquito e Sardinha.

Segundo Coimbra (1983), a deposição da Sucessão Corda-Pastos Bons também teria sido influenciada por um arqueamento ao Sul, denominado por ele como arqueamento

do Alto Parnaíba e que, segundo seus estudos paleoambientais, estaria controlando também a deposição das formações Pedra de Fogo e Motuca no permo-triássico.

Final do estágio de sinéclise paleozóica

No estágio final de deposição da sinéclise paleozoica do Parnaíba, a sequência deposicional do Grupo Balsas (formações Piauí, Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba), mostra uma tendência de continentalização dos ambientes deposicionais, quando o clima ia se fazendo cada vez mais quente (Lima Filho 1998, Góes 1995, Mabesoone 1977). Possivelmente no Triássico, após a deposição de campos de dunas e *draas* da Formação Sambaíba, ocorreu um hiato estratigráfico que é, segundo Vaz *et al.* (2006), relacionado com a Orogenia Allegheniana.

Depósitos sedimentares da Bacia das Alpercatas

As unidades associadas ao estágio tectônico relacionado à Bacia das Alpercatas (Góes 1995, Pedreira da Silva *et al.* 2003), de idade jurássica a eocretácea são as formações Mosquito, Pastos Bons, Corda e Sardinha. Este conjunto de depósitos sedimentares e vulcânicos é denominado como o Grupo Mearim (Góes *et al.* 1993), baseado no fato da designação Serie Mearim ter sido aplicada por Lisboa (1914) para o conjunto de intercalações de arenitos e basaltos que ocorrem no vale do rio Mearim.

Este trabalho foi realizado sobre o mapeamento geológico de Lima & Leite (1978) (Figura 1.1), com uma exceção: estudou-se separado o “Folhelho Muzinho” que esses autores posicionam dentro da Formação Pastos Bons. As principais considerações estratigráficas consideradas nesse mapeamento serão expressas a continuação:

A Formação Mosquito que ocorre na área entre Grajaú, Porto Franco e Fortaleza dos Nogueiras corresponde de duas sucessões de derrames de basaltos separados por uma intercalação sedimentar de arenitos e silixitos, assim estes autores não encontraram os siltitos do Membro Tinguí descritos por Northfleet & Melo (1967 *apud* Aguiar 1971). Consideram a Formação Corda no mesmo sentido de Aguiar (1971); assim, entre Fortaleza dos Nogueiras e Imperatriz mapearam como Formação Corda, os arenitos vermelhos, róseos e amarronzados, com estratificação cruzada, e com grãos bem selecionados e arredondados, que descansam discordantemente sobre os basaltos Mosquito e que são

sobrepostos **discordantemente** por os arenitos e folhelhos das formações Grajaú e Codó. Na área de Pastos Bons, Mirador, São Domingos do Azeitão no leste da bacia, eles consideraram que a Formação Pastos Bons corresponde com uma unidade com predomínio de folhelhos na base, e arenitos no topo, que ocorre sobre uma superfície irregular apresentando descontinuidade expositiva, grande variação na espessura e que encontra-se concordante com a Formação Corda que assenta-se acima.

Os ambientes deposicionais foram estritamente continentais e diversos depósitos sedimentares têm sido registrados. As formações Corda, Pastos Bons, membros Macapá e Tingui são designações dadas por diversos autores para sedimentação entre os derrames Mosquito, pós-Mosquito - pré-Sardinha e pós-Sardinha. Poucos trabalhos referem-se a sedimentação interderrames (Northfleet & Melo, 1967; Aguiar, 1971). Mais comuns são as referências aos depósitos Corda e Pastos Bons, geralmente relatórios internos e alguns artigos paleontológicos no segundo caso, fazendo alusão ao “Folhelho Muzinho”.

O conteúdo fossilífero dentro das formações Corda e Pastos Bons aponta para deposição no Jurássico (Petra 2006). No entanto, os conchostráceos do gênero *Macrolimnadiopsis* (Lima & Leite, 1978) encontrados na unidade não são bons indicadores de idade, e os resultados palinológicos de várias amostras coletadas durante esta dissertação mostraram-se estéreis. Por outro lado, estudos palinológicos desenvolvidos por Lima & Campos (1980) apontam uma idade eocretácea (Andar Buracica equivalente ao Barremiano) para esta sucessão.

Magmatismo

Conjuntos de rochas basálticas mesozóicas com ocorrência na África do Sul, Índia e América do Sul estão relacionados com a fragmentação do supercontinente Gondwana. Em todos os subcontinentes, encontram-se duas províncias magmáticas associadas a eventos separados por intervalos de aproximadamente 50 a 70 M.a. (Gibson *et al.* 2006, Baksi 1995, Bellieni *et al.* 1992). Na Província do Parnaíba foram diferenciadas duas formações ígneas: a oeste a Formação Mosquito e a leste a Formação Sardinha. As datações K-Ar e $Ar^{40}-Ar^{39}$ das duas formações são de aproximadamente 160-200 M.a. e 115-130 M.a., respectivamente (Góes *et al.* 1993, Fodor *et al.* 1990, Baksi & Archibald 1997). Em superfície, as rochas da Formação Mosquito são em geral mais delgadas que as da Formação Sardinha. Enquanto as primeiras geralmente em superfície são basaltos amígdaloidais com olivina e sofreram devitrificação, as segundas apresentam texturas

principalmente diabásicas com algumas ocorrências locais de texturas basálticas. Em geral, as rochas magmáticas da província Parnaíba, representam material derivado do manto, que tem sofrido uma considerável cristalização fracionada. Também parecem ter sofrido contaminação crustal, baseado em suas altas relações de O^{18}/O^{16} e Sr^{87}/Sr^{86} (Bellieni *et al.* 1992).

Métodos

Para a interpretação dos ambientes deposicionais foi seguido o procedimento de análise de fácies segundo Walker (1992) e Miall (2000). As fácies foram determinadas com base nos litotipos com ênfase na granulometria e nas estruturas sedimentares. As associações de fácies foram definidas como agrupamentos de fácies, cujos processos atribuídos são coetâneos e geneticamente relacionados. Posteriormente, foram reconstituídos os processos deposicionais, já que as fácies são muitas vezes características de um processo sedimentar em particular (Collinson & Thompson 1989, Allen 1984). Embora, algumas fácies possam corresponder a diferentes processos, as associações de fácies podem ser com, maior confiança, relacionadas aos subambientes de um sistema deposicional. Neste trabalho, a ênfase principal é da descrição das fácies e dos processos atribuídos a estas, e, posteriormente com a avaliação das associações de fácies, é feita a interpretação paleoambiental.

A análise estratigráfica foi feita através do levantamento de colunas estratigráficas e fotomosaicos. Nestas últimas foram identificadas as fácies, os elementos arquitetônicos e as hierarquias de superfícies limitantes. Os dados de paleoventos, onde foi observada claramente a estratificação acanalada, foram tomados usando o método das exposições tridimensionais dos flancos, e o método qualitativo de exposição bidimensional descrito por DeCelles *et al.* 1983. Em vista de uma boa interpretação dos paleoventos foram aplicados os conceitos dos trabalhos de Sweet (1992) e Rubin (1987).

No auxílio da identificação das fácies e dos componentes deposicionais e diagenéticos foi feita petrografia para 20 amostras da unidade. Assim, foi feita uma estimativa modal dos componentes deposicionais junto com uma descrição textural e da mineralogia dos componentes deposicionais e diagenéticos.

Figura 1.1. Mapa geológico da área com a localização das localidades citadas no texto, Modificado de Lima & Leite (1978). Note no meio do mapa a feição nominada como janela do Sambaíba.

AUTOR	Goes et al. 1993	Rezende 2002	Vaz et al. 2007	Romero et al. 2012
CRETÁCEO				
JURÁSSICO				
TRIÁSSICO				
PERMIANO				

Figura 1.2. Comparação de algumas das cartas cronostratigráficas propostas para o Mesozóico da Província Parnaíba.

CAPITULO 2. AS SUCESSÕES SEDIMENTARES INTERDERRAMES DA FORMAÇÃO MOSQUITO, EXEMPLO DE UM SISTEMA EÓLICO ÚMIDO, PROVÍNCIA PARNAÍBA

Oscar Arturo Romero Ballén, Ana Maria Goés, Francisco de Assis Negri, Mariana Velcic

RESUMO

Relativo à tectônica dos eventos precursores a gênese do Oceano Atlântico Central, na Província Parnaíba ocorre a Formação Mosquito que é uma sucessão de intercalações de camadas de basaltos e camadas sedimentares. Estes depósitos acumularam-se sobre paleobaixos topográficos e seus contatos com os derrames estão marcados por supersuperfícies eólicas. Estes contatos são erosivos na base e no topo das sucessões sedimentares. As associações de fácies nas camadas isoladas são: margem de lago *sabkha*, lençóis de areia e campos de dunas eólicas. Por outro lado, no vale do rio Mosquito encontra-se a mais espessa sucessão sedimentar: o Membro Macapá. Este consta de uma sucessão de arenitos com as associações de fácies de: campos de dunas eólicas com depósitos de interduna encharcada, lençóis de areia com fluviais efêmeros e *sabkha* siliciclástico. O nível relativo do lençol freático foi o fator que maiormente influenciou a sedimentação nas unidades interderrames da Formação Mosquito, controlando a disponibilidade sedimentar e a superfície de acumulação. Este nível foi função de variações climáticas e provavelmente, das condições na taxa de subsidência.

Palavras chave: rochas sedimentares interderrames, Formação Mosquito, Jurássico, análise de fácies, estratigrafia de sistemas desérticos.

INTRODUÇÃO

Episódios magmáticos precursores à gênese do Oceano Atlântico são amplamente conhecidos nas bacias intracratônicas brasileiras e africanas, e dada sua importância para a compreensão da geodinâmica da Plataforma Sul-Americana, têm sido assunto de diversas publicações (p.e., Marzoli *et al.* 1999, Baksi & Archibald 1997, Thomaz Filho *et al.* 2000, 2008). Entre os fluxos basálticos gerados naqueles eventos tectônicos, foram documentadas várias sucessões sedimentares continentais (p.e, Mountney *et al.* 1999, Scherer 2002), que auxiliam no entendimento da evolução paleoclimática e ambiental dessas regiões. Northfleet & Melo (1967 *apud* Aguiar 1971) descreveram na Província Parnaíba (Almeida *et al.* 1977), a presença de camadas sedimentares eólicos intercalados com fluxos de basaltos juro-triássicos da Formação Mosquito objeto deste estudo.

Várias publicações expõem como em sucessões eólicas a acumulação ocorre em vários episódios breves de sedimentação alternados com períodos de erosão ou não deposição (e.g. Kocurek 1988, Kocurek & Havholm 1993, Langford & Chan 1988,

Mountney & Thompson 2002). Na Província Parnaíba, depósitos sedimentares eólicos foram alternados por fluxos de basaltos que interromperam a sedimentação eólica, se sobrepondo a ela. Este tipo de relações interderrames já foi discutido na literatura para outras bacias (Clemmensen 1988, Mountney *et al.* 1999, Scherer 2002). Para a separação dos episódios de acumulação eólica interderrames e entre as sucessões sedimentares é imprescindível a identificação das hierarquias das superfícies deposicionais. O estudo das diferentes superfícies e associações de fácies, leva à limitação das acumulações eólicas geneticamente relacionadas, ou seja, sequências eólicas (Kocurek 1988, Kocurek & Havholm 1993, Mountney 2006). No caso da Formação Mosquito, foi possível além de caracterizar os contatos entre os basaltos e as sucessões sedimentares, distinguir mediante a análise faciológica, mudanças tanto na disponibilidade sedimentar como no clima, entre as diferentes sequências deposicionais. Exemplo de um sistema desértico úmido, recente parecido com o nosso tem sido descritos na literatura no Bristol Dry Lake, California (Handford 2006) onde encontram associações de sabkha com campos de pequenas dunas e interdunas úmidas.

Os objetivos principais deste trabalho são: (1) identificar as relações estratigráficas tanto nos contatos basalto-arenito, quanto das diferentes associações de fácies. (2) caracterizar as possíveis sequências sedimentares dentro da Formação Mosquito. E assim, discutir um modelamento estratigráfico de acumulação e preservação das sucessões sedimentares. Para tanto, foram estudadas com base em análise faciológica, exposições (Figura 2.1) entre Fortaleza dos Nogueiras e Formosa da Serra Negra (Ma).

MARCO TECTÔNICO E ESTRATIGRÁFICO

Na Província Parnaíba, durante o Mesozóico, ocorreram eventos magmáticos conhecidos como as formações Mosquito e Sardinha. A Formação Sardinha aflora na parte leste da bacia e corresponde principalmente com diques e *sills* de diabásios. Enquanto, a oeste da bacia ocorre a Formação Mosquito que corresponde, sobretudo a derrames basálticos. As datações sugerem que se trata de dois grandes pulsos tectônicos diferentes, que estão entre 160-200 Ma (Mosquito); e ~ 115-130 Ma (Sardinha) (Góes *et al.* 1993, Fodor *et al.* 1990, Baksi & Archibald 1997). Estes pulsos magmáticos estariam relacionados ao rifteamento do Atlântico Sul, no caso das rochas mais jovens da Formação Sardinha, e ao rifteamento do Atlântico Central no caso da Formação Mosquito (Almeida 1986, Milani & Thomaz Filho 2000, Veevers 2004). Dados geoquímicos indicam uma origem dos basaltos Mosquito a partir de um magmatismo toleítico de baixo teor de Ti (Fodor *et al.*, 1990; Baksi & Archibald, 1997), provavelmente do tipo fissural, com diques e soleiras encaixados nas unidades sedimentares subjacentes da bacia (Nascimento *et al.* 2010). A pilha vulcânica básica com espessura máxima de 250 m (Góes *et al.*, 1993) aflora principalmente na porção centro-oeste da Bacia do Parnaíba, na região entre Imperatriz e Porto Franco, a oeste, e Fortaleza dos Nogueiras e Grajaú, na porção leste, Figura 2.1. As rochas ígneas da unidade compreendem sucessões de derrames de basaltos, com diques e

soleiras associados de forma subordinada. Os basaltos são em geral afaníticos a faneríticos finos a muito finos, cinza escuro e preto, quando maciço e sem alteração, enquanto a cor

Figura 2.1. Mapa esquemático mostrando a distribuição da Formação Mosquito e as possíveis feições tectônicas atuantes no Jurássico na Província Parnaíba. Os diques e soleiras das formações Mosquito e Sardinha encontram-se intrudindo principalmente rochas paleozóicas. Estas não são diferenciáveis em subsuperfície. Notar que a Estrutura de Xambioá parece ter exercido controle durante este magmatismo. Modificado de Góes *et al.* (1993).

arroxeadas predomina quando a rocha basáltica encontra-se parcialmente alterada. Prevalece a textura amigdaloidal com matriz normalmente exibindo sinais de desvitrificação. As amígdalas são normalmente arredondadas a localmente esféricas de diâmetros subcentimétricos (1 a 5 mm), bem como se mostram orientadas (alinhas) e achatadas, associadas ao fluxo da lava. O preenchimento das vesículas é marcado pela sílica, zeólitas e material argiloso de cor verde. Os contatos estratigráficos da Formação Mosquito são discordantes, tanto na base com os arenitos com estratificações cruzadas de até 8 m de espessura da Formação Sambaíba, quanto no topo com os arenitos com estratificações cruzadas de até 2 m de espessura da Formação Corda (Aguiar 1971, Cunha & Carneiro 1972, Rezende 2002). Dentro da Formação Mosquito no vale do rio Mosquito Northfleet & Melo (1967 *apud* Aguiar 1971) descreveram a presença de intercalações de camadas sedimentares interderrames na unidade. Os autores definiram como Membro Macapá, o pacote de arenitos que ocorre na porção inferior da formação, e de Membro Tingui os compostos predominantemente de siltitos e silexitos posicionados próximo ao

topo da formação. Um resumo da estratigrafia da Formação Mosquito na área a sudeste de Fortaleza dos Nogueiras é apresentada na Figura 2.2.

Figura 2.2. Estratigrafia da Formação Mosquito no vale do Rio Mosquito, Fortaleza dos Nogueiras, MA. Modificado de Aguiar (1971).

MÉTODOS

Para a interpretação dos ambientes deposicionais foi seguido o procedimento de análise de fácies segundo Walker (1992) e Miall (2000). As fácies foram determinadas com base nos litotipos com ênfase na granulometria e nas estruturas sedimentares. As associações de fácies foram definidas como agrupamentos de fácies, cujos processos atribuídos são coetâneos e geneticamente relacionados. Posteriormente, foram reconstituídos os processos deposicionais, já que as fácies são muitas vezes características de um processo sedimentar em particular (Collinson & Thompson 1989, Allen 1984). Embora, algumas fácies possam corresponder a diferentes processos, as associações de fácies podem, com maior confiança, estarem relacionadas aos subambientes de um sistema deposicional. A análise faciológica foi feita através do levantamento de seções colunares e panorâmicas. Nestas últimas foram identificadas as fácies, os elementos arquitetônicos e as hierarquias de superfícies limitantes. Além disso, foram realizadas medidas das atitudes das superfícies limitantes e das paleocorrentes. Os dados de paleoventos onde foi observada claramente a estratificação cruzada acanalada, foram interpretados usando o método das exposições tridimensionais dos limbos descrito por DeCelles *et al.* (1983), onde se medem os flancos dos estratos cruzados acanalados da duna para encontrar o eixo que representaria a direção do paleovento.

Para auxiliar na identificação das fácies, foram realizados estudos petrográficos de 10 amostras dos arenitos interderrames. Para tanto, foi feita avaliação modal dos componentes e texturas deposicionais e diagenéticas, com contagem de 300 pontos por amostra.

ANÁLISE DE FÁCIES

Membro Macapá

Esta unidade ocorre na base da Formação Mosquito no meio de derrames basálticos; as suas melhores exposições estão nas cachoeiras formadas pelos rios Macapá e Mosquito. Dentro desta sucessão, no vale do rio Mosquito ocorrem oito fácies (Tabela 2.1) diferenciadas em três associações faciológicas: (1) Associação de lençóis de areia com fluviais efêmeros, (2) Associação de *sabkha* siliciclástica e (3) Associação de pequenas dunas eólicas com depósitos de interduna encharcada.

Tabela 2.1. Fácies e processos interpretados nas unidades interderrames associadas à Formação Mosquito. A localização dos pontos estudados encontra-se na Figura 2.1. Abreviação Loc=localidade

Fácies		Descrição das estruturas e geometria externa.	Processo Sedimentar	Elemento arquitetural	Loc
Aa	Arenitos com estratificação cruzada de alto ângulo, tangencial ou acanalada	Arenitos finos a médios em conjuntos de 0,3 a 2m de estratificações cruzadas tangenciais com ângulos de 15 a 30°, intercalação de lâminas espessas e delgadas. Comum laminação risco de agulha.	Migração e reativação de formas de leito de dunas eólicas com forma 3D. Ocorre simultaneamente queda e fluxo de grãos.	Dunas eólicas	1, 2,3
Ab	Arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo	Arenitos finos a médios caracterizados por estratos transladantes cavalgantes subcríticos.	Carga por tração pelo vento. Migração de marcas onduladas cavalgantes, subcríticas e transladantes.	Lençóis de areia	1,3
Ad	Arenitos com estruturas de adesão	Arenitos finos em estratos horizontais corrugados ou com marcas onduladas de adesão.	As marcas onduladas formam-se por adesão de areia no dorso da forma de leito e os estratos plano-paralelos formam-se pela adesão de areia sem geração de formas de leito.	Interduna encharcada / Dunas eólicas	1
Ao	Arenitos com marcas onduladas subaquosas	Arenitos finos em camadas de 2 até 5 cm de espessura. Marcas onduladas assimétricas com amplitude menores que 2-4 cm.	Carga por tração em regime de fluxo inferior. Migração de formas de leito de pequeno porte em domínio subaquoso.	Interduna Inundada	1
Ai	Arenitos intraclásticos	Camada de 10 cm de arenitos com intraclastos de lama de até 3cm.	Carga por tração subaquosa que retrabalha lama do depósito anterior.	Interduna Inundada	1
Hw	Heterolíticos de arenitos e lamitos silicificados	Intercalações de lâminas de arenitos e lamitos, fortemente silicificados, formando laminação wavy.	Decantação de lama com períodos de carga por tração e deposição de areia.	Interduna Inundada	1
Hf	Heterolíticos finos com laminação plano-paralela	Intercalações de camadas muito delgadas de siltitos e argilitos, eventualmente com crostas de evaporitos e gretas de dessecação.	Decantação de sedimentos finos, com períodos de dessecação	Margem de lago <i>sabkha</i> ?	1
Hi	Heterolítico laminito algáceo/arenito	Intercalações de camadas muito delgadas de laminitos algáceos silicificados e arenitos finos	Processos biogênicos relacionados à formação de tapetes algáceos (<i>algal mat</i>) em ambientes aquosos rasos	Margem de lago <i>sabkha</i>	4

Associação de lençóis de areia com fluviais efêmeros (ALF)

Descrição: Ocorre na parte basal da sucessão, e trata-se de intercalações de camadas de camadas com estratificação cruzada de baixo ângulo (**Ab**) com laminação transladante subcrítica, com intercalações menores de camadas espessas (30-1m) de arenitos finos e médios com marcas onduladas supercríticas com registro dos *foresets*. Ocorrem também associadas camadas de arenitos com laminação corrugada e *wavy*.

Interpretação: Os arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo foram interpretados como construídos pela migração de marcas onduladas subcríticas de pequeno porte, causado pelo vento (*wind ripple*). A ocorrência de camadas com conjunto de laminações cavalgantes supercríticas (**Ao**) foi atribuída à migração de formas de leito de pequena amplitude em condições de regime de fluxo inferior com lâmina de água de baixa profundidade (Allen 1984). O contato dessas fácies, com aquelas de arenitos eólicos é difuso e não foram observadas camadas em forma de canal. Acreditasse que os fluxos subaquosos retrabalharam os lençóis de areias eólicas em episódios com um alto nível relativo do lençol freático sem gerar maior dissecção das antigas formas de leito.

A presença de diques clásticos confinados a um nível estratigráfico dentro dos arenitos interderrames foi atribuída a um evento sísmico de intensidade considerável que gerou percolamento ascendente de sedimentos já liquidificados. Esse percolamento ascendente gerou um fluxo de areia e água, que segregou por granulometria os sedimentos paralelamente ao plano do dique Figura (2.5A.)

Associação de sabkha siliciclástico (ASS)

Descrição: Estes depósitos observados em duas camadas (Figura 2.3) dentro Membro Macapá, consistem em camadas de 1 até 4 m de sucessões de arenitos finos intercalados com depósitos heterolíticos. As camadas de arenito apresentam laminações ou estratificações corrugadas e irregulares, em uma escala de 1-4 mm (**Ad**). Internamente são constituídas de marcas onduladas assimétricas de pequena amplitude, feições de pequenos domos ou saliências ligeiramente ovais com distribuição randômica e estratos paralelos corrugados e irregulares. Podem ocorrer localmente arenitos com marcas onduladas subaquosas com amplitudes de 1 a 2 mm (**Ao**). As camadas heterolíticos (**Hw**) constam de intercalações de lâminas de arenitos finos, às vezes lamosos, com lâminas de lamitos constituídos de minerais argilosos e matéria orgânica e, localmente, lâminas delgadas (<1mm) de evaporitos. Estes foram interpretados a partir da identificação de um tipo de calcedônia com elongação negativa que Pittman & Folk (1971) associam a ambientes evaporíticos. Tanto os lamitos quanto os evaporitos na diagênese foram substituídos por minerais silicosos como quartzo e calcedônia. Podem ser observadas camadas de arenitos com intraclastos silicificados. É bem comum a presença de nódulos com maior cimentação silicosa, geralmente elípticos com seu eixo maior paralelo à estratificação.

Interpretação: Os arenitos finos com estratificação corrugada e irregular (**Ad**) foram interpretados como marcas onduladas de adesão, e estratos plano-paralelos de adesão. As estruturas de adesão são produzidas pela aderência de grãos secos de areia soprados pelo

vento em superfícies deposicionais molhadas (Kocurek & Fielder 1982). As feições internas destacam-se por seu aspecto finamente laminado, irregular e corrugado. A presença localizada de arenitos com marcas onduladas subaquosas de crista reta (**Ao**) foi atribuída à migração de formas de leito de pequena amplitude em condições de regime de fluxo inferior com lâmina de água de baixa profundidade (Allen 1984). As camadas de estratos heterolíticos (**Hw**) foram geradas em condições flutuantes de energia e nível da lâmina de água, as quais propiciariam decantação de finos em condições de baixa energia, seguidas de deposição por carga de tração de areia durante o aumento nas condições de fluxo. A queda do lençol freático foi responsável pela dessecação evidenciada pela formação de gretas de contração e, eventualmente, precipitação de minerais evaporíticos. As camadas na base da associação de arenitos com abundantes intraclastos silicificados foram interpretadas como estruturas de depósito residual, associado a um episódio de inundação que arrancou e redepositou desordenadamente os fragmentos de lama produto de uma passada decantação. Posteriormente, na diagênese, foram substituídos por minerais do grupo da sílica tais como calcedônia e quartzo. O conjunto dessas fácies foi interpretado como depósitos de *sabhka*, ou seja, regiões aplanadas num clima árido e quente, mas com episódios de inundação e posterior dessecação.

Associação de campos de dunas eólicas com depósitos de interduna encharcada. (ADE)

Descrição: Está presente na parte média do Membro Macapá (Figura 2.3A) e consta de 11 m de arenitos de granulação fina a média, coloração amarela avermelhada, com grãos bem selecionados, arredondados e esféricos. Nesta associação as fácies se diferenciam principalmente pela inclinação das estratificações cruzadas. Na fácies de estratificações cruzadas de alto ângulo (**Aa**) (Tabela 2.1), os estratos variam de 15 a 30° de inclinação e têm uma espessura entre 1 e 5 cm. Estes depósitos são compostos por intercalações de lâminas de 2-4 mm de arenitos de grão médio, com estratos de 1-3 cm de arenitos de grão fino. Esta fácies tem geometria em cunha, onde o lado menor aponta para a base do conjunto. Por outro lado, a fácies (**Ab**) consta de arenitos de granulação fina a média com estratificações cruzadas de baixo ângulo compostas de estratos transladantes subcríticos. A fácies (**Ad**) corresponde com uma intercalação de camadas com estratificação horizontal corrugada, em geral trata-se de estratos delgados de 1-3 cm de arenitos finos e muito finos.

As fácies Aa e Ab ocorrem em conjuntos de estratificações cruzadas de 0,4 até 2m de espessura. Estes às vezes estão entre eles, separados por superfícies inclinadas que os cortam, e que separam conjuntos onde mudam levemente as direções de mergulho das cruzadas. Estes conjuntos estão separados muitas vezes na parte superior por superfícies horizontais, observando-se truncados e ocorrendo só a parte inferior da fácies Aa, ou inclusive pode não aparecer essa fácies.

Então ocorrem dos tipos de conjuntos: uns com fácies (**Aa**) e (**Ab**) e outros com as fácies (**Ab**) e (**Ad**). Entre estes conjuntos se apresentam dois tipos de relações: 1) contato inferior das cruzadas (**Aa** e **Ab**) é planar abrupto com as fácies (**Ad**), e 2) depósitos das

fácies (Aa) e (Ab) encontram-se interdigitados com os depósitos das fácies (Ad). (Figura 2.4)

Interpretação: Dentro da fácies (Aa) foram interpretados os depósitos de queda e fluxos de grãos que correspondem às intercalações de lâminas e estratos delgados, respectivamente. Já no pé da ladeira (Ab) ocorre a migração e cavalgamento de pequenas formas de leito ondulada que geraram as laminações transladantes subcríticas. Então, os conjuntos com estas fácies foram produto da migração de **dunas eólicas crescentes** com crestas ligeiramente onduladas. O agrupamento das fácies (Aa) e (Ab) corresponde com o **elemento arquitetural de dunas eólicas**, onde na parte da ladeira localiza-se (Aa) e no pé a fácies (Ab).

As estratificações corrugadas da fácies (Ad) foram interpretadas como estruturas de adesão (Tabela 2.1), estas estruturas ocorrem nas áreas de interduna encharcada, assim o outro elemento arquitetural que compõe esta associação é o **elemento arquitetural de interdunas encharcadas** que é constituído basicamente pela fácies (Ad).

Os conjuntos de pequena espessura de elementos de dunas eólicas intercalados com elementos de interduna encharcada supõem um ambiente com migração de dunas eólicas de pequeno porte no meio de áreas de interdunas encharcadas. Por outro lado, as camadas de elementos de dunas truncadas e as estruturas de adesão são prova inequívoca de uma forte influência do lençol freático dentro desta associação. O fato de estas duas fácies encontrarem-se localmente com o depósito do pé da ladeira interdigitado com as fácies de arenitos subhorizontais com estruturas de adesão (Figura 2.4), pode ser interpretado naquele conjunto específico, como que a migração das dunas foi contemporânea com a sedimentação da interduna (Mountney & Thompson 2002). As superfícies horizontais que limitam os conjuntos podem ser interpretadas como as superfícies produzidas pela migração da interduna.

Diques Clásticos

A base do Membro Macapá apresenta-se localmente fraturada e cortada por diques clásticos, os quais têm um arranjo conjugado, e alguns mostram internamente estrutura de fluxo com segregação granular paralela ao plano do dique (Figura 2.5A). Esses diques ocorrem até aproximadamente a metade da unidade (Figura 2.4), no topo a sucessão encontra-se continua sem a presença dos diques. Esta feição sinsedimentar foi atribuída a injeção de areia por liquidação, seguido de percolamento vertical e transporte de grãos (fluidificação) por zonas de fissuras. As fraturas que foram injetadas pelo depósito devem ser coetâneas a sedimentação. Um estudo sistemático das direções dos planos de fratura e dos indicadores cinemáticos trairia luz sobre a temporalidade das estruturas e os campos de esforços da tectônica geradora.

Figura 2.3. Colunas estratigráficas da Formação Mosquito no vale do rio Mosquito, cidade Fortaleza dos Nogueiras (MA). A) Coluna estratigráfica levantada do Membro Macapá; na esquerda se observam as interpretações de sucessões e associações de fácies. B) Mapa esquemático com a poligonal localizando os afloramentos do membro Macapá. C) Coluna estratigráfica do Membro Tingui no vale do rio Mosquito.

Figura 2.4. Fotomosaico do maior afloramento do Membro Macapá no vale do rio Mosquito. Notar as camadas com as associações de fácies e as superfícies limitantes. O afloramento vai dos pontos E até H da poligonal mostrada na Figura 2.3B.

Membro Tinguí

Dentro da sucessão observada do Membro Tinguí foi interpretada uma única associação de fácies de *Margem de lago sabkha* ou *playa lake*

Descrição: Trata-se de aproximadamente 15 m de uma sucessão monótona (Figura 1.3C) de interposições de camadas de argilitos vermelhos com siltitos cinza avermelhados e crostas silicificadas. Os argilitos apresentam-se finamente laminados com gretas de dessecação (Figura 1.5C) e flocos de lama. As intercalações de siltitos correspondem a lâminas >3 mm horizontais.

Figura 2.5. Fotografias das fácies da Formação Mosquito no vale do rio homônimo. A) Detalhe de dique clástico com segregação granular paralela ao plano da fratura, base do Membro Macapá, no vale do rio Mosquito. B) Sucessão de fácies da associação de interdunas úmidas. Notar as laminações onduladas a planas, irregulares e corrugadas. O martelo tem 40,0 cm de comprimento. C) Fácies heterolíticas finas com interdigitações de crostas de evaporitos e com gretas de dessecação na superfície de um estrato de lamito D) Marcas onduladas subaquosas da associação de fácies de interdunas úmidas, na base do Membro Macapá. E) Fotomicrografia com lâminas de calcedônia com elongação anômala que tem sido associada com ambientes evaporíticos ; F) Fotomicrografia da fácies de arenitos intraclásticos, notar arenitos lamosos no meio de seixos silicificados de lamito.

Interpretação: A predominância de camadas de argilitos foi gerada por decantação em águas tranquilas com esporádicas flutuações no aporte de sedimento em suspensão, formando lâminas de material detrítico tamanho silte. A queda no nível da lâmina de água é evidenciada pelas gretas e estruturas geradas em condições de dessecação, períodos nos quais poderia ocorrer a precipitação de minerais evaporíticos, interpretados a partir de crostas posteriormente silicificadas, onde ocorrem cristais de calcedônia com elongação anômala.

Unidades interderrames de pouca continuidade lateral e espessura.

No mapeamento da região foram identificados diversas camadas sedimentares sem continuidade lateral, depositados em paleodepressões formadas sobre os derrames basálticos da Formação Mosquito. Esta situação impossibilita a correlação entre estas e as demais registradas em outras localidades. Apesar disso, foram destacadas por suas características duas sucessões sedimentares distantes cerca de 50 km (Figura 2.1):

Figura 2.6. Fotomosaico de afloramento de interderrame isolado na região de Três Buritis, Formosa da Serra Negra. Os fluxos basálticos dos derrames alojaram-se nos paleorrelevos sobrepostos aos arenitos interderrames.

Localidade de Três Buritis (estrada entre Fortaleza dos Nogueiras e Balsas):

Associação de dunas eólicas.

Descrição: Trata-se de um arenito com granulometria variando de fina a média, com estratificação cruzada acanalada de grande porte (Aa), com uma continuidade lateral de pelo menos 30 m (Figura 2.6). Uma superfície horizontal plana separa os conjuntos, enquanto o contato superior do pacote sedimentar arenoso com rocha basáltica é irregular e marcado pela presença de uma faixa com aproximadamente 50 cm de espessura de arenito fortemente silicificado. Lateralmente, os arenitos com estratificação cruzada de alto ângulo passam a arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo (Ab)

Interpretação: Corresponde a uma associação de dunas eólicas onde ocorrem os depósitos de queda e fluxo de grãos, bem como estratificações cruzadas de baixo ângulo com marcas onduladas transladantes. Os arenitos com estratificações cruzadas de alto ângulo junto com feições típicas de sedimentação eólica, como as marcas onduladas cavalgantes transladantes subcríticas e com grãos bem selecionados e arredondados são sugestivos de migrações de dunas eólicas no campo de dunas. A superfície horizontal plana foi interpretada como uma superfície de migração da interduna. E por fim, a superfície de contato irregular (arenito-basalto) corresponde a uma feição de erosão que ocorreu anteriormente a deposição do fluxo basáltico, o qual preencheu as depressões do paleorrelevo (Figura 2.6). A silicificação do arenito no contato com os basaltos está relacionada com a dissolução do quartzo, na presença de fluidos ricos em álcalis associados ao magmatismo.

Localidade da Fazenda Murici (estrada entre Fortaleza dos Nogueiras e Nova Colinas)

Associação de lençóis de areia

Descrição: Consiste de arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo (Ab) separados por uma superfície subhorizontal. O conjunto inferior em contato com fluxos basálticos é composto de arenitos de granulação fina a média, localmente grossa, com estratificação sub-horizontal e feições risco de agulha em lâminas de 1,0 a 3,0 mm. O conjunto superior tem estratificação cruzada de baixo ângulo associado a marcas onduladas transladantes.

Interpretação: O pacote arenoso com estratificação cruzada de baixo ângulo corresponde a depósitos gerados por tração de fluxos em regime inferior, formando marcas transladantes subcríticas. As laminações risco de agulha são produto da cimentação diferencial em níveis com segregação granular penecontemporânea; devido ao peneiramento cinético no momento em que o vento passa sobre os grãos já depositados. O conjunto superior com estratificação cruzada de baixo ângulo corresponde a formas de leito plano sobre as quais migravam marcas onduladas. A interpretação como uma associação de lençóis de areia foi reforçada pela ausência de dunas maiores e feições diagnósticas da presença de umidade. Este afloramento foi afetado por uma tectônica deformadora distensiva gerando falhas

normais que deslocam blocos de arenito e os põem na mesma altura dos basaltos (Figura 2.7).

DISCUSSÃO

Os afloramentos isolados e as supersuperfícies arenito-basalto

A deposição das unidades interderrames da Formação Mosquito ocorreu num ambiente tectônico ativo que gerou episódios de subsidência tectônica, de sismicidade e magmatismo. Os fluxos basálticos da Formação Mosquito foram atribuídos a numerosos pulsos magmáticos de idades diferentes mais relativamente próximas entre elas (Góes *et al.* 1993, Fodor *et al.* 1990, Baksi & Archibald 1997). Isso fez possível que cada novo fluxo de lavas que se espalhava pelos baixos topográficos, gerasse uma nova paleotopografia, além dos novos esforços pela tendência a isostasia. Assim, em pequenas e isoladas áreas gerava-se espaço para a acumulação de sedimentos que segundo o aporte sedimentar, e as condições aerodinâmicas, acumulavam-se tanto depósitos eólicos com associações de fácies de lençóis de areia, como depósitos com associações de dunas eólicas ou de lagos e *sabkhas* terrígenos. Posteriormente, outro fluxo basáltico interrompia a sedimentação e gerava uma nova paisagem. Os afloramentos tanto dos Membros Macapá e Tinguí, no vale do rio Mosquito, tanto aqueles isolados que se encontram espalhados pela área de estudo, dificilmente podem ser correlacionados e provavelmente estejam separados por hiatos estratigráficos.

Arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo.

Contato erosivo

Figura 2.7. Foto de afloramento de interderrame isolado na Fazenda Murici, entre Novas Colinas e Fortaleza dos Nogueiras (MA). Encontram-se os arenitos sobre paleorrelevo o contato superior é também erosivo e com arenito silicificado no topo dos sedimentitos. Notar falhas normais de alguma fase de tectônica deformadora.

Apesar de que a maior parte das supersuperfícies representam períodos de não deposição ou erosão, existem também casos onde uma mudança no ambiente deposicional

gera uma interrupção na acumulação de depósitos eólicos (Kocurek & Havholm 1993). Por tanto, os limites entre as acumulações de lava e areia, são todos considerados supersuperfícies, pois com ou sem hiato estratigráfico, estão parando a acumulação de depósitos eólicos. Casos deste tipo de supersuperfícies no mundo são descritos por Clemmensen (1988) para rochas precambrianas na Groenlândia, por Mountney *et al.* (1999) na Formação Ejto na Namíbia, e por Scherer (2002) na Formação Botucatu na Bacia de Paraná.

A primeira superssuperfície ocorre entre a Formação Sambaíba, Triássico da Província Parnaíba, e os basaltos basais da Formação Mosquito. Esta superfície representa uma discordância, já que, os basaltos encontram-se acumulados sobre uma paleotopografia. Esta paleotopografia está marcada por uma superfície que corta diferentes níveis e conjuntos de formas de leito das dunas da Formação Sambaíba, esta relação já tinha sido observada por Cunha & Carneiro (1972).

A superssuperfície do topo da unidade representa também um hiato estratigráfico. Este contato é erosivo e os basaltos estão sendo cobertos por diferentes níveis estratigráficos. Assim, encontram-se cobertos por conglomerados da base da Formação Corda na área de Formosa da Serra Negra e por arenitos lamosos da Formação Grajaú na cidade homônima.

Nas localidades *da Fazenda Murici e Três Buritis* ocorrem camadas de <5m de espessura de arenitos eólicos com formação de dunas e sem evidências da presença de umidade no momento da deposição. Estes afloramentos pela sua posição estratigráfica parecem estar da parte média a base da formação. As relações de contato desses arenitos, tanto na base quanto no topo, são erosivas. Por outro lado, na parte média-superior da Formação Mosquito, como por exemplo, no Membro Tinguí, no afloramento da Chapada da Galheira e em outros pequenos afloramentos da área de Novas Colinas, foram observadas sucessões de siltitos, lamitos e laminitos algáceos. Estas fácies atribuídas a lagos e margem de lagos são evidências da presença de umidade. Assim, o nível relativo do lençol freático oscilava fracamente gerando as intercalações de processos de decantação e dessecação. Então, embora não seja possível fazer correlações estratigráficas dos afloramentos espalhados da Formação Mosquito, acredita-se que tem uma diferença entre os interderrames na base e no topo da unidade. Essa diferença basicamente pode corresponder com uma mudança na disponibilidade sedimentar que na base foi maior permitindo a migração e preservação de dunas eólicas.

O Membro Macapá

Exemplos de trabalhos que estudaram casos de sistemas deposicionais eólicos úmidos foram realizados por Kocurek (1981), Pulvertaft (1985), Fryberger (1990), Kocurek & Havholm (1993), Herries (1993), Mountney & Thompson (2002), Mountney & Jagger (2004); esses trabalhos ressaltam a importância do lençol freático no espaço de acomodação nesse tipo de ambientes deposicionais.

As associações de fácies e o seu arranjo dentro de uma sucessão de um sistema eólico refletem a culminação de um conjunto de eventos circunstanciais, que possibilitam a preservação no registro estratigráfico de um depósito eólico. Para isso, o depósito tem que estar embaixo da superfície de acumulação. Um depósito eólico acima desta superfície é considerado que está ainda em transporte, já que este está sujeito a ser erodido e continuar sendo transportado pelo vento (Wilson 1972, Kocurek & Havholm 1993, Mountney 2006). Em um sistema eólico úmido a acumulação ocorre como uma consequência, tanto da migração e cavalgamento das formas de leito, quanto pela presença de umidade. A areia úmida é dificilmente incorporada ao vento, enquanto a areia seca é facilmente levada por este. O nível do lençol freático controla a presença de umidade, portanto controla também o nível da superfície de acumulação. Assim, dentro de um sistema deposicional eólico úmido, o aumento progressivo do nível do lençol freático é o mecanismo básico para que acumulações tanto de dunas como de interdunas sejam preservadas, ou seja, que fiquem embaixo da superfície de acumulação (Hummel & Kocurek 1984, Mountney & Thompson 2002).

A sucessão sedimentar do Membro Macapá (Figura 2.3A) começa com interposições de depósitos de lençóis de areia que mudavam de secos a encharcados e inundados (ALF), como resposta provavelmente sazonal ao aumento do lençol freático. No topo ocorre a associações de fácies de dunas eólicas com depósitos de interduna encharcada. A passagem entre estas duas associações de fácies ocorre com caráter transicional. Dentro da associação de fácies do topo (ADE), o fato de se observar os *conjuntos* de dunas eólicas truncados, junto com depósitos de interdunas com estruturas de adesão são prova da forte influência do lençol freático. Durante períodos de rápido aumento do nível do lençol freático, a superfície de acomodação subia e parte das dunas ficava embaixo daquela superfície, as quais seriam conservadas no registro. A parte superior dos depósitos que permanecia acima da superfície de acumulação era susceptível à erosão e mantidas em transporte. Posteriormente poderiam acontecer dois casos: (1) durante um período considerável o nível do lençol freático ficava relativamente estático e as fácies da base das dunas eólicas ficavam invadindo as superfícies de interdunas, ou (2) o lençol freático subia de forma gradual enquanto as dunas estavam migrando e cavalgando, de tal maneira que as fácies do pé das dunas ficassem interdigitadas com as fácies de interdunas no mesmo nível estratigráfico, mostrando contemporaneidade entre o avanço das formas de leito com a sedimentação da interduna encharcada (Figura 2.4).

Dentro da sucessão sedimentar do Membro Macapá, interpretou-se a ocorrência de uma supersuperfície, que separa dois conjuntos de associações de fácies; na base a associação de campos de dunas eólicas com interdunas encharcadas e no topo a associação de *sabkha* siliciclástica. Essa supersuperfície está marcada pela ocorrência de uma camada de fácies arenitos com intraclastos de lamito (Ai).

O topo da sucessão tem predomínio de sedimentação de fácies de *sabkha* siliciclástico (Figura 2.8). Estas características são típicas de sistemas com baixo aporte sedimentar que apresentam dunas pequenas e espacialmente isoladas no meio de planícies de interduna com estruturas de adesão, decantação de lama e localmente precipitação de

evaporitos. Este sistema também sugere de longos períodos onde o lençol freático fica estável, ao mesmo tempo em que pode ocorrer migração de dunas **sem cavalgamento**. Entre estes episódios ocorrem breves intervalos onde o nível do lençol freático sobe devagar, aumentando o espaço de acomodação e possibilitando o registro estratigráfico de extensos depósitos de interdunas com delgadas e raras intercalações de dunas eólicas.

Os fatores que controlam a construção de um *erg* são: o aporte sedimentar (*sediment supply*), que é o volume de sedimento gerado por unidade de tempo, e que seja de um tamanho de grão que possa transportar o vento; a disponibilidade sedimentar (*sediment availability*); e a capacidade de transporte (*transport capacity*) que é a quantidade de sedimento que pode ser transportada pelo vento (Kocurek & Lancaster 1999, Mountney & Jagger 2004, Mountney 2006).

Figura 2.8. Interpretação esquemática paleoambiental do Membro Macapá da Formação Mosquito. Na parte inferior da figura observa-se a associação de fácies de lençóis de areia com pequenas dunas e fluviais efêmeros. Logo para acima se observa a associação de margem de lago, logo as interdunas secas, os campos de dunas com interdunas encharcadas e finalmente a margem de lago *sabkha* do topo do Membro Macapá. Note a direção de migração dos conjuntos de dunas e as feições do empilhamento. Não está a escala. Tem exageração vertical.

Em geral, a diferença crucial das sequências discutidas da Formação Mosquito é a quantidade de **disponibilidade sedimentar**, que é definida por Kocurek & Lancaster (1999), como a susceptibilidade dos grãos da superfície a serem arrastados pelo vento. A disponibilidade sedimentar é afetada por fatores estabilizadores. No caso da Formação Mosquito estes fatores são: os derrames de basaltos e a umidade gerada pelo nível do lençol freático. Por outro lado, o nível relativo do lençol freático é função: do nível absoluto do lençol freático que responde principalmente à precipitação e às mudanças

climáticas; e da subsidência (Kocurek & Havholm 1993). Acredita-se pelo fato de se observar certa ciclicidade dentro das sequências do Membro Macapá (Figura 2.3), que a mudança do nível relativo do lençol freático evidenciada pelas diferenças faciológicas dentro da sucessão é produto principalmente de mudanças climáticas. Embora não se descarte, que em menor proporção, períodos de subsidência e soerguimento tenham tido influência; tanto no nível relativo do lençol freático por subsidência, quanto na disponibilidade de sedimentos, por maior erosão durante soerguimentos.

CONCLUSÕES

As unidades interderrames da Formação Mosquito na Província Parnaíba, a exceção do Membro Macapá, a sul de Fortaleza dos Nogueiras (Ma), são depósitos sedimentares isolados entre os diversos fluxos de lavas basálticas de idade entre 160 a 200 Ma. Os contatos entre os corpos sedimentares e os derrames basálticos foram observados erosivos. Estes depósitos são exclusivamente continentais, e foram depositados em um ambiente árido e quente. Em áreas abatidas e segundo a quantidade de disponibilidade sedimentar apresentaram-se duas situações predominantes: 1) as áreas foram inundadas por lagos rasos onde a disponibilidade sedimentar foi restrita e o nível do lençol freático variava perto da superfície; ou 2) A disponibilidade sedimentar era suficiente para gerar migração de dunas eólicas.

No pacote sedimentar interderrame, denominado de Membro Macapá, foram identificadas duas sequências deposicionais com três associações de fácies principais: lençóis de areia com canais fluviais efêmeros, campos de dunas eólicas com interdunas encharcadas, e *sabkha* siliclastica. Estas associações de fácies foram fortemente influenciadas pelo comportamento do lençol freático. A sucessão de eventos retrata longos períodos com o lençol freático estável, ao mesmo tempo em que ocorria a migração de dunas, com cavalgamento, no caso das associações de dunas eólicas e, sem cavalgamento no caso das interdunas úmidas. Estes episódios ocorreram de forma alternada, com breves intervalos com gradativa elevação do nível do lençol freático. A diferença fundamental entre as associações de fácies deposicionais foi atribuída à quantidade de disponibilidade sedimentar influenciada por eventos climáticos e subordinadamente por eventos tectônicos.

O Membro Tinguí foi depositado num ambiente de margem de lago *sabkha* onde ocorreu decantação de finos, com posterior dessecação, evidenciada pela presença de crostas de evaporitos e gretas de dessecação.

Agradecimentos

Os autores agradecem a CAPES pela concessão da bolsa de Mestrado para o primeiro autor, ao Projeto "Geodinâmica de Bacias Sedimentares e implicações para o potencial Exploratório (petróleo, gás natural e água subterrânea) GEO-SEDex. SUBPROJETO 4: Cronoestratigrafia da Bacia do Parnaíba com base em estudos de

proveniência sedimentar e técnicas isotópicas *in situ* associadas a métodos convencionais”, pelo auxílio financeiro para a realização dos trabalhos de campo, e ao professor Paulo Cesar Giannini pela colaboração na petrografia.

Referências

- Aguiar G.A. 1971. Revisão geológica da Bacia Paleozóica do Maranhão. Anais Congresso Brasileiro de Geologia, **25**, São Paulo, 3:113-122.
- Allen J.R. 1984., Sedimentary structures: their character and physical basis., Developments in sedimentology; 30A- 30B., ELSEVIER., Amsterdam.
- Almeida F. F. M., Hasui, Y., Brito Neves B. B., Fuck R. A. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. In: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, **8**: 363-391.
- Almeida F.F.M. 1986. Distribuição Regional e Relações Tectônicas do Magmatismo Pós-Paleozóico no Brasil. Rev. Bras. Geoc., **16**(4):325-349.
- Baksi A.K. & Archibald D.A. 1997. Mesozoic igneous activity in the Maranhão province, northern Brazil: 40Ar/39Ar evidence for separate episodes of basaltic magmatism. Earth and Planetary Sciences Letters **151**:139-153.
- Clemmensen L.B. 1988. Aeolian morphology preserved by lava cover, the Precambrian Mussartût Member, Eriksfjord Formation, South Greenland. Bull. Geol. Soc. Denmark, **37**: 105-116
- Collinson J.D. & Thompson D.B. 1989. Sedimentary Structures. Second edition, Unwin Hyman Ltd, 203 pp.
- Cunha F. B. & Carneiro R. G. 1972. Interpretação Fotogeologica do centro-oeste da Bacia do Maranhão. XXVI Congresso Brasileiro de Geologia, Belem. **3**: 64-80.
- DeCelles P.G., Langford R. P., Schwartz R.K. 1983. Two new methods of paleocurrent determination from trough cross-stratification. Journal of sedimentary petrology, **53**. (2) :629-642.
- Fodor, R.V.; Sial, A.N.; Mukasa, S.B.; Mckee, E.H. 1990. Petrology, isotope characteristics, and K-Ar ages of Maranhão, northern Brazil, Mesozoic basalt province. Contributions to mineralogy and petrology **104**: 555-567.
- Fryberger S.G. 1990. Role of water in eolian deposition. In: Fryberger S.G., Krystinik L.F., Schenk C.J. (eds.) Modern and Ancient Eolian Deposits: Petroleum Exploration and Production. SEPM. Denver, p.:5-11.

Góes A.M.O., Travassos W.A.S., Nunes K.C., 1993. Projeto Parnaíba - reavaliação da bacia e perspectivas exploratórias. Belém, Petrobrás. v.1 (relatório interno).

Handford C. R. 2006. Sedimentology and evaporite genesis in a Holocene continental-sabkha playa basin—Bristol Dry Lake, California. *Sedimentology*, v. **29**, Issue 2: 239–253

Herries R.D. 1993. Contrasting styles of fluvial–aeolian interaction at a downwind erg margin: Jurassic Kayenta–Navajo transition, northeastern Arizona, USA, *In*: North, C.P., and Prosser, J.D. (eds.) *Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs: Geological Society of London, Special Publication* **73**, p.: 199–218.

Hummel G. & Kocurek G. 1984. Interdune areas of the back-Island dune field, North Padre Island, Texas: *Sedimentary Geology*. **39** : 1–26.

Kocurek G. 1981. Significance of interdune deposits and bounding surfaces in aeolian dune sands: *Sedimentology*. **28**: 753–780.

Kocurek, G., 1988. First-order and super bounding surfaces in eolian sequences—bounding surfaces revisited: *Sedimentary Geology*. **56** :193–206.

Kocurek G. & Fielder G. 1982. Adhesion structures: *Journal of Sedimentary Petrology*. **52**: 1229–1241.

Kocurek G. & Havholm K.G. 1993. Eolian sequence stratigraphy, a conceptual framework, *In*: Weimer P., and Posamentier H.W. (eds.) *Siciliclastic Sequence Stratigraphy: American Association of Petroleum Geologists, Memoir* **58**, p.:393–409.

Kocurek G. & Lancaster, N. 1999. Aeolian system sediment state: theory and Mojave Desert Kelso dune field example: *Sedimentology* **46**: 505–515.

Langford R. & Chan, M.A. 1988. Flood surfaces and deflation surfaces within the Cutler Formation and Cedar Mesa Sandstone (Permian), southeastern Utah: *Geological Society of America, Bulletin*, v. **100**: 1541–1549.

Marzulli A., Renne P.R., Picirillo E.M., Ernesto M., Bellieni, G., Min A. 1999. Extensive 200-Million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. *Science*, **284**:616-61

Miall A. D. 2000. *Principes of sedimentary basin analisys*. Springer-Verlag, New York, 2 ed., 616 pp.

Milani, E.L. & Thomaz Filho, A. 2000, Sedimentary Basins of South America. *In*: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro. p.:389-450.

Mountney N.P. 2006. Eolian Fácies Models. *In*: Posamentier H.W & Walker R.G. (eds.) *Fácies Models Revisited*. SEMP special Publication **84**. p.: 19-83.

Mountney N.P. & Thompson D.B. 2002. Stratigraphic evolution and preservation of aeolian dune and damp/wet interdune strata: an example from the Triassic Helsby Sandstone Formation, Cheshire Basin, UK. *Sedimentology*, **49**: 805–834.

Mountney N., Howell J., Flint S., Jerram D. 1999. Climate, sediment supply and tectonics as control on the deposition and preservation of aeolian-fluvial Etjo Sandstone Formation, Namibia. *J. Geol. Soc. London*, **156**: 771-777

Nascimento R. S., Gorayeb P.S. S., Oliveira S.C. Rodrigues A. 2010. Caracterização Geológica e Petrográfica dos derrames basálticos da Formação Mosquito na região de Estreito (MA), Bacia do Parnaíba. *In*: Boletim de Resumos do 12º Simpósio de Geologia do Sudeste, Nona Friburgo, RJ. Anais do boletim de resumos (CD-ROOM).

Pittman J. & Folk R. 1971. Length-slow Chalcedony after Sulphate Evaporite Minerals in Sedimentary Rocks. *Nature Physical Science*, **230**: 64-65

Pulvertaft T.C.R. 1985. Aeolian dune and wet interdune sedimentation in the Middle Proterozoic Dala Sandstone, Sweden: *Sedimentary Geology*. **44**: 93–111.

Rezende N.G. 2002. A zona zeolítica da Formação Corda – Bacia do Parnaíba. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará. 144p.

Scherer C.M.S. 2002. Preservation of aeolian genetic units by lava flow in the Lower Cretaceous of the Paraná Basin, southern Brazil. *Sedimentology*, **49**: 97-116

Thomaz-Filho A., Mizusaki A.M.P., Milani E.J., Cesero P. 2000. Rifting and Magmatism associated with the South América and África Break up. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**: 17-19.

Thomaz-Filho A., Mizusaki A.M.P., Antonioli L. 2008. Magmatismo nas bacias sedimentares brasileiras e sua influência na geologia do petróleo. *Revista Brasileira de Geociências*, **38**: 128-137

Veevers J. J. 2004. Gondwanaland from 650-500 Ma assembly through 320 Ma merger in Pangaea to 185-100 Ma breakup: supercontinental tectonics via stratigraphy and radiometric dating. *Earth Science Reviews*, **68**: 1-132.

Walker R.G. 1992. Fácies, fácies models and modern stratigraphic concepts. *In*: Walker R.G. & James N.P. (eds.) *Fácies Models- Response to Sea Level Change*. Toronto. Geological Association of Canada. p.:1-14.

CAPITULO 3. ANÁLISE FACIOLÓGICA DAS FORMAÇÕES CORDA E PASTOS BONS, EXEMPLO DE UM SISTEMA DESÉRTICO, COM CONTROLE TECTÔNICO. PROVÍNCIA PARNAÍBA

Óscar Arturo Romero Ballén, Ana Maria Goés, Vinicius Teixeira Zacatei.

RESUMO

As formações Corda e Pastos Bons foram depositadas durante um intervalo tectônico associado com magmatismo e tectônica distensiva. Estas unidades de idade juro-cretáceas, foram controladas pelo Alto estrutural do Itapecuru, separando a sucessão em duas subbacias a leste e a oeste. Durante a fase inicial de deposição, apresentaram-se no lado oeste as associações de fácies de: 1) leques aluviais dominados por fluxo de detritos, 2) leques aluviais dominados por fluxos laminares no confinados, 3) dunas e interdunas secas, e 4) dunas e interdunas úmidas e inundadas. Na borda desta sub-bacia com o alto, ocorre uma anomalia nas associações de fácies interpretada como a resposta do sistema deposicional à tectônica ativa. Entretanto, na subbacia do lado este, ocorre a Formação Pastos Bons, com associações de fácies de; planícies de inundação de rios efêmeros, canais de rios efêmeros, e dunas e interdunas inundadas por pequenos lagos. Na sucessão do topo, ocorrem a ambos lados uma predominante associação de fácies de lençóis de área com formação de paleossolos.

Palavras chave: Província Parnaíba, Cretáceo, Análise de fácies, Sistemas Desérticos, Paleocorrentes.

INTRODUÇÃO

Na parte central da Província Parnaíba afloram camadas de arenitos com ampla distribuição geográfica (Figura 3.1). Estas rochas arenáceas, conhecidas na literatura como formações Pastos Bons e Corda têm posicionamento cronológico e estratigráfico ainda controverso. De modo geral, a idade da deposição é considerada dentro do intervalo juro-cretáceo e os seus depósitos são interpretados como exclusivamente continentais. A sucessão Corda-Pastos Bons tem uma diversidade de fácies, produzida pela interação de sistemas deposicionais eólicos e aluviais.

No Jurássico, um evento tectônico regional relacionado com a abertura do Oceano Atlântico gerou, além de grandes quantidades de basaltos e diabásios, uma nova configuração tectônica das bacias. Na Província Parnaíba, durante este período instalou-se a Bacia das Alpercatas (Góes 1995, Pedreira da Silva 2003), segundo esses autores no

meio de um sistema de riftes de direções ENE –WSW e NNE – SSW. A disposição dos ambientes deposicionais, junto com evidências do mapeamento sugere uma tectônica de blocos para o período de deposição das formações Corda e Pastos Bons. Assim, em algumas áreas foi evidente a presença de paleo-altos enquanto outras regiões tinham episódios de marcada subsidência. Os depósitos de leques aluviais tinham sido relacionados com proximidade e atividade intensa de falhamento. No entanto, Leeder & Gawthorpe (1987) associam à maior atividade da falha com as fases de maior geração de espaço acomodacional, que por sua vez, registram-se nas características sedimentológicas das associações de fácies (e.g. Blakey 1988). Nos sistemas eólicos, a taxa de subsidência é um fator que controla o nível relativo do lençol freático, consequentemente, influencia na disponibilidade sedimentar (Kocurek & Havholm 1993, Mountney 2006). Ou seja que dentro de um sistema eólico, num local submetido a uma alta taxa de subsidência tectônica, espera-se que aumente a geração de espaço, descendo o nível relativo do lençol freático e assim, ocorrendo associações de fácies de campos de dunas secas.

Os depósitos fluviais e de leques aluviais provêm importantes chaves sobre a paleotopografia, e deposição de sistemas eólicos adjacentes (Horne 1975, Langford & Chan 1989, Jones & Blakey 1997, Mather & Hartley 2005, Hadlari *et al.* 2006, Almeida *et al.* 2009).

Na sucessão Corda-Pastos Bons ocorrem fácies fluviais, eólicas e de leques; que foram afetadas por um alto estrutural que se denominou como o Alto estrutural do Itapecuru. Assim os fatores sedimentológicos sinsedimentares e penecontemporâneos foram fortemente controlados por elementos tectônicos intrabaciais.

A definição, interpretação e distribuição das fácies objeto deste estudo, pretende contribuir para o entendimento das profundas modificações do cenário evolutivo da Província Parnaíba no Mesozóico.

Figura 3.1. Mapa esquemático mostrando a distribuição da Formação Corda e Pastos Bons, mostrando as possíveis feições tectônicas atuantes na bacia das Alpercatas.

MARCO TECTÔNICO E ESTRATIGRAFICO

Na Província Parnaíba (Almeida *et al.* 1977) ocorre espesso registro de rochas sedimentares desde começo do Paleozóico. Esta sucessão paleozóica foi depositada numa bacia tipo sinéclise que foi definida por Góes (1995) como Bacia Parnaíba. A finalização desta sinéclise ocorre durante a deposição da sequência deposicional do Grupo Balsas (formações Piauí, Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba). Nesta sequência, as fácies sugerem que para o topo tendia-se à continentalização dos ambientes deposicionais, e o clima ia se tornando cada vez mais quente (Mabesoone 1977, Góes & Feijó 1994). No Triássico finaliza a deposição dos arenitos de campos de dunas da Formação Sambaíba e registra-se um hiato estratigráfico que é relacionado com a Orogenia Allegheniana (Vaz *et al.* 2006). No final do Triássico até o Jurássico superior, na província ocorre um evento de magmatismo toleítico relacionado com a gênese do Atlântico Norte (Baksi & Archibald 1997, Thomaz Filho *et al.* 2000). Depois desse evento tectônico, no Eocretáceo, a configuração dos esforços mudou, e feições estruturais importantes como o Lineamento Transbrasiliano foram reativadas (Hasui *et al.* 1991, Chamani 2011). Nesse novo contexto ocorreu a deposição das formações Pastos Bons e Corda, as quais se apresentam sobrepostas, em discordância erosiva, com as sucessões sedimentares paleozóicas e com os basaltos juro-triássicos da Formação Mosquito (Lima & Leite 1978, Cunha & Carneiro 1972). A espessura da sucessão Corda – Pastos Bons atinge 150m e a sua área de ocorrência (Figura 3.2) abrange cerca de 35000 km², com direção E-W na borda oeste e NE-SW do lado leste.

Figura 3.2. Mapa geológico da área com a localização das localidades citadas no texto, Modificado de Lima & Leite (1978).

No Eocretáceo relacionado com a gênese do Atlântico Sul ocorre outro episódio de magmatismo conhecido como a Formação Sardinha. Esta unidade é composta principalmente de diabásios e está intrudindo a sucessão Corda-Pastos Bons. Os basaltos da Formação Sardinha estão restritos às proximidades das cidades de Barra do Corda (MA) e Lizarda (TO) (Góes & Feijó 1994).

A vasta área de ocorrência e a relativa pequena espessura dificultam a correlação das camadas sedimentares das formações Corda e Pastos Bons. Por isso, a relação estratigráfica entre estas unidades tem sido motivo de discussão. Os trabalhos de mapeamento (e.g. Lima & Leite 1978) tinham interpretado o contato como concordante e incluíam na Formação Pastos Bons, o pacote de folhelhos fossilíferos do Berriasiano-Valanginiano (Lima & Campos 1980) conhecido informalmente como o “Folhelho Muzinho”. Posteriormente Rezende (2002) e Vaz *et al.* (2007) fizeram um reordenamento estratigráfico e registraram contato concordante entre os arenitos da Formação Corda, e os folhelhos fossilíferos da Formação Codó de idade aptiana (Antonili 2001). Para explicar isso, Rezende (2002) e Vaz *et al.* (2007) põem as formações Corda e Pastos Bons como separadas por um hiato estratigráfico, embora eles não mostram dados para sustentar esta hipótese.

Lima & Leite (1978), na área entre São João dos Patos e Colinas, diferenciam as formações Corda e Pastos Bons mapeando como Corda os arenitos que estão acima dos diabásios da Formação Sardinha. Nessa região, ocorrem os afloramentos mais representativos dos diabásios Sardinha que estão intrudindo as rochas da sucessão Corda-Pastos Bons. Esta feição permite dizer que esta sucessão tem uma idade maior do que o magmatismo Sardinha.

A Formação Pastos Bons atinge até 90 m de espessura (Northfeet & Melo 1967), e é constituída predominantemente de folhelhos e subordinadamente arenitos (Aguiar 1971; Góes & Feijó 1994). Até o momento, a única localidade fossilífera restringe-se ao intervalo conhecido como “Camadas Muzinho”, localizadas em uma área isolada próximo a Floriano (PI) (Lima & Leite 1978, Petra 2006). Nestas são descritas importantes ocorrências paleoictiológicas (Santos 1974), conchostráceos e diversas espécies de palinómorfos. Embora os ambientes lacustres interpretados para este folhelho tenham sido relacionados com os ambientes fluvio-eólicos da Formação Pastos Bons, neste trabalho **não** se considerou o “Folhelho Muzinho” como **necessariamente** correlato com a Formação Pastos Bons, aflorante (Figura 3.1) entre as cidades de Pastos Bons e Colinas (Figura 3.2).

Por outro lado, a Formação Corda é caracterizada pelo domínio de arenitos róseos avermelhados, com grãos bem selecionados, arredondados, com estratificações cruzadas e plano-paralelas (Aguiar 1971, Góes & Feijó 1994, Lima e Leite 1978). Esta formação alcança 150 m e seus depósitos são atribuídos a processos fluvio-eólicos. Nesta extensa faixa de afloramentos, destacam-se, na porção oeste, as “Camadas Bom Jesus” definidas por Cunha & Carneiro (1974) no vale do rio Florzinha. Estes autores atribuíram esses conglomerados e brechas à base da Formação Corda, que teriam sido exumados por um corpo intrusivo nessa localidade.

MÉTODOS

Para a interpretação dos ambientes deposicionais foi seguido o procedimento de análise de fácies segundo Walker (1992) e Miall (2000). As fácies foram determinadas com base nos litotipos com ênfase na granulometria e nas estruturas sedimentares. As associações de fácies foram definidas como agrupamentos de fácies, cujos processos atribuídos são coetâneos e geneticamente relacionados. Posteriormente, foram reconstituídos os processos deposicionais, já que as fácies são muitas vezes características de um processo sedimentar em particular (Collinson & Thompson 1989, Allen 1984). Embora, algumas fácies possam corresponder a diferentes processos, as associações de fácies podem ser com, maior confiança, relacionadas aos sub-ambientes de um sistema deposicional. Neste trabalho, a ênfase principal é da descrição das fácies e dos processos atribuídos a estas, e, posteriormente com a avaliação das associações de fácies, é feita a interpretação paleoambiental.

A análise estratigráfica foi feita através do levantamento de colunas estratigráficas e fotomosaicos. Nestas últimas foram identificadas as fácies, os elementos arquitetônicos e as hierarquias de superfícies limitantes. Os dados de paleoventos, onde foi observada a estratificação cruzada acanalada, foram tomados usando o método das exposições tridimensionais dos flancos, e o método qualitativo de exposição bidimensional descrito por DeCelles *et al.* 1983. Em vista de uma correta interpretação dos paleoventos foram aplicados os conceitos dos trabalhos de Sweet (1992) e Rubin (1987).

No auxílio da identificação das fácies e dos componentes deposicionais e diagenéticos foi feita petrografia para 30 amostras da sucessão Corda-Pastos Bons. Assim, foi feita uma estimativa modal dos componentes deposicionais junto com uma descrição textural e da mineralogia dos componentes deposicionais e diagenéticos.

ANÁLISE DE FÁCIES

Nos mapeamentos realizados na área (e.g. Cunha & Carneiro 1972, Lima & Leite 1978) foi identificada uma janela da Formação Sambaíba interrompendo a continuidade da sucessão Corda-Pastos Bons. Essa feição foi relacionada com um bloco soerguido do embasamento da Bacia das Alpercatas que se encontra num nível topográfico mais alto. Neste trabalho foram observadas diferenças entre as associações de fácies a leste e a oeste desta feição estrutural inferida denominada como o Alto Estrutural de Itapecuru. Este alto separou duas sub-bacias, a oeste a Sub-bacia de Fortaleza dos Nogueiras e a leste a Sub-bacia de Pastos de Bons, cujas denominações referem-se às cidades homônimas do Estado do Maranhão.

A seguir, em cada uma das sub-bacias, são descritas e interpretadas as associações de fácies da sucessão Corda-Pastos Bons enunciando as localidades onde estas ocorrem (Ver tabela No 3.1).

Associações de fácies da Sub-bacia de Fortaleza dos Nogueiras

Nesta borda os trabalhos de mapeamento não tem mapeado a unidade Pastos Bons. (e.g. Lima & Leite 1978, Cunha & Carneiro 1972). Assim, os arenitos e conglomerados mapeados nesta área têm sido mapeados como Formação Corda. A unidade chamada informalmente de camadas “Bom Jesus” (Cunha & Carneiro 1972), foi encontrada em duas localidades separadas por 70 km aproximadamente. A localidade com melhores exposições aflora na rodovia MA006, bem próximo da cidade de Formosa da Serra Negra (MA). A outra localidade é no vale do rio Florzinha a sul da cidade de Passagem Boa pela BR 226, entre Grajaú e Porto Franco (MA), Figura 3.3.

Associação leques aluviais dominados por fluxos de detritos

Descrição: Aflora na região de Passagem Boa, no vale do rio Florzinha. Consta de camadas de brechas (**Bm**) e conglomerados (**Cc**). As brechas estão constituídas de fragmentos de 2-10 cm de *chert* e de rochas vulcânicas básicas sericitizadas. A matriz é constituída de lama e areia media a grossa de composição lítica. Encontram-se também fortemente cimentadas por carbonato. Os fragmentos líticos podem se apresentar esmagados e injetados entre os grãos maiores.

Na mesma região, no topo de uma estrutura circular descrita por Cunha & Carneiro (1972), foram achados conglomerados clasto-sustentados (**Cc**) inconsolidados, em camadas maciças de uma espessura > 3m. Estes constam de seixos de 1-4 cm arredondados e bem selecionados de quartzo leitoso e *chert*, com 5% de matriz de areia branca quartzosa.

Outras fácies presentes nesta associação são lamitos e *wackes* maciços (**Wm**), vermelhos e marrons que se encontram interdigitados com arenitos da associação de fácies de lençóis de areia. Os *wackes* e lamitos formam estratos tabulares com contato transicional na base enquanto a base dos arenitos esta marcada por contato erosivo. Os *wackes* encontram-se bioturbados com relictos de estratificação (Figura 3.4c).

Interpretação: As brechas (**Bm**) foram atribuídas a depósitos de talude em cercania de altos topográficos. Os conglomerados clasto-sustentados (**Cc**) foram interpretados pelas suas características texturais como barras de cascalhos de correntes fluviais. No entanto, os conglomerados foram observados maciços e suas exposições não permitiram uma melhor descrição da geometria externa das camadas. As fácies de *wackes* bioturbadas (**Wm**) foram interpretadas como planícies de inundação com formação de paleossolos, onde chegavam os finos das inundações dos leques e nos períodos entre as inundações, as áreas eram cobertas por depósitos de lençóis de areia com formação de solos e vegetação.

Descrição: Ocorre muito bem exposto, a leste da cidade de Formosa da Serra Negra (Figura 3.2). Consta de um pacote de sucessões de conglomerados e brechas de seixos de até 5 cm, de coloração roxa a avermelhada em uma matriz de areia e lama (Fácies **Cpp**). Apresentam-se em estratos <7 cm, tabulares com acamamento horizontal com continuidade lateral >50 m. Os contatos são abruptos e planares, embora em escala milimétrica sejam irregulares. As sucessões começam com conglomerados e brechas, os quais passam a arenitos e lamitos conglomeráticos. Localmente ocorre uma pequena camada de lamitos ou *wackes* maciços, vermelhos no topo. Esta sucessão se repete comumente incompleta, geralmente com gradação normal. Ocorrem intercalações lentiformes em estratos de 30 a 10 cm de arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada principalmente acanalada, localmente sigmoidal e tabular (**ACc**). A composição, tanto dos seixos quanto das areias, consta basicamente de fragmentos de basalto. A maior parte desta sucessão tem matriz de lama, só alguns estratos encontram-se limpos. Localmente, o contato inferior destas camadas é erosivo cortando as camadas inferiores até uns 25 cm de espessura, essa feição ocorre numa escala de 0,5 a 1,5 m de comprimento (e.g. Figura 3.4). Intercalados com estas fácies rudáceas encontram-se *conjuntos* de arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo (**Ab**), e estratificação cruzada reta de alto ângulo (**Aa**). Dessa maneira, a associação de fácies está sendo interdigitada com a associação de campos de dunas e interdunas secas.

Interpretação: Em geral, os estratos planares ou horizontalizados são interpretados como produto de fluxos desconfinados turbulentos em regime de fluxo superior (RFS). A lâmina de água devia ser baixa da ordem de <0,3 m. Lâminas de água mais espessas precisariam de uma velocidade muito alta para estar em RFS (Allen 1984, Collinson & Thompson 1989). Algumas das estratificações horizontais podiam também ser causadas pela instabilidade de antidunas geradas em RFS. Acredita-se que, em geral, o fluxo desconfinado que gerou este depósito foi minguante (*waning*) e depletivo (*depletive*), ou seja, que a velocidade do fluxo diminuía tanto no tempo quanto na distância em relação ao canal (North & Davidson 2011). Assim, as estratificações geradas em RFS teriam sido geradas no clímax do episódio de inundação, enquanto as estratificações cruzadas acanaladas teriam sido geradas nos últimos estágios das inundações onde a velocidade do fluxo tinha amainado. Desta forma, as estratificações cruzadas foram interpretadas como produto do retrabalhamento das antigas formas de leito que produziam migração de dunas. Embora, não se descarte a possibilidade de que, localmente, durante o clímax em áreas abatidas, onde a lâmina de água ficava mais alta, o fluxo mudasse para regime de fluxo inferior e gerasse estratificações cruzadas.

Tabela 3.1. Fácies e associações de fácies das formações Corda e Pastos Bons.

Associações de Fácies	Fácies	Descrição	Interpretação
Leques aluviais dominados por fluxos de detritos	Bm - Brechas maciças	Camadas lentiformes de brechas clasto-sustentadas, maciças, pobremente selecionadas, cimentadas por calcita. Contatos irregulares na base. Clastos constituídos predominantemente de sílexitos e rochas vulcânicas.	Deposito de tálus produzido pela ação da gravidade, próximo a um paleo alto.
	Cc - Conglomerados clasto-sustentados	Pacote friável com estratificação cruzada incipiente, > 3m de conglomerados clasto-sustentados, com porcentagem de matriz de areia < 15. Os seixos apresentam-se moderadamente selecionados com diâmetros entre 1-3 cm, compostos quase exclusivamente por quartzo leitoso e sílexitos e fragmentos intraclásticos de brechas. Contato inferior erosivo	Carga de tração em regime de fluxo inferior abaixo de lâmina de água rasa. Retrabalhamento do topo de leques aluviais por fluxos aquosos.
	Wm <i>wackes</i> maciços	Camadas tabulares de < 30 cm de arenitos finos lamosos (<i>wackes</i>) maciços. Contatos basais irregulares.	Decantação de lama na planície de inundação com formação de paleossolos e bioturbação.
Leques aluviais dominados por fluxos não confinados laminares	Cpp - Paraconglomerados e brechas com estratificação plano-paralela	Conglomerados e brechas matriz-sustentados em estratos < 5 cm tabulares com continuidade lateral >50 m, contatos planares abruptos. Em geral, os clastos pobremente selecionados que podem alcançar 4 cm. A granulometria da matriz é de areia e lama. As sucessões granodécrescentes ascendentes começam com conglomerados e brechas que passam a arenitos e lamitos conglomeráticos. Os clastos são de basaltos principalmente com alguns sílexitos.	Produto de fluxos desconfinados turbulentos em regime de fluxo superior (RFS). Episódios de enchentes durante chuvas torrenciais.
	ACc - Arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada	Lentes isolados de estratos de 5- 20 cm de arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada principalmente acanalada, mais localmente sigmoidal e tabular. As acanaladas têm entre 0,3 e 0,8 m de comprimento e têm base erosiva.	São geradas durante o declínio de um evento de enchente quando a energia do fluxo diminui e chega a regime de fluxo inferior, o qual retrabalha as formas de leito planas anteriormente formadas.
Campos de Dunas e interdunas secas	Aa - Arenitos com estratificação cruzada de alto ângulo, tangencial ou acanalada	Arenitos finos a médios em conjuntos de 1,5 a 4m de estratificações cruzadas tangenciais com ângulos de 15 a 30°, intercalação de lâminas espessas e delgadas, comum laminação risco de agulha. Observam-se conjuntos separados por superfícies de interduna, de reativação e superposição.	Migração e reativação de formas de leito de dunas eólicas crescentes com forma 3D. Ocorrendo simultaneamente queda e fluxo de grãos. Dunas migrando sobre formas de leito de ordem maior (<i>draas</i>).
	Ab - Arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo	Camadas de 0,3 até 4 m de arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo, com laminação transladante cavalgante subcrítica (<i>wind ripple</i>).	Carga por tração. Migração e cavalgamento de ondulas uma sobre outra formando estratos transladantes. Deposição na interduna seca.
Campos de pequenas Dunas e interdunas úmidas	Aa - Arenitos com estratificação cruzada de alto ângulo	Arenitos finos a médios em conjuntos de 0,3 a 1,5m de estratificações cruzada acanalada e tabular com ângulos de 15 a 30°, intercalação de lâminas espessas e delgadas. Comum laminação risco de agulha.	Migração e reativação de formas de leito de dunas eólicas transversais, crescente e barcanóides. Ocorrendo simultaneamente queda de grãos e fluxo de grãos.
	Ad - Arenitos com estruturas de adesão ou estratificação corrugada	Camadas de até 1,5 m de espessura de arenitos finos em estratos horizontais de <2 cm de espessura, corrugados. Localmente se observam em estratificação cruzada de baixo ângulo com marcas onduladas de adesão.	Formam-se pela adesão de grãos de areia em uma superfície encharcada. Interduna encharcada.
	Adp - Arenitos com estratificação contorcida	Ocorrem em camadas espessas de arenitos vermelhos e brancos, às vezes maciços ou com relictos de estratificação cruzada ou horizontal deformada. Tratam-se de estratificação convoluta e pseudonódulos.	Deformação penecontemporânea do sedimento em estado liquidificado. (<i>Soft sediment deformation</i>)
	Ac - Arenitos com estratificação cruzada composta.	Formam camadas de 0,5 m de espessura de conjuntos de lentes amalgamadas de arenitos finos a grossos com estratificação cruzada composta. Nestas ocorrem estratificações acanaladas, cruzadas de baixo ângulo tangenciais na base com espessura de conjunto <50 cm, e laminações cruzadas cavalgantes supercríticas. Quando a granulação é grossa observa-se gradação normal. Os contatos basais são bruscos ondulados.	Transição do regime de fluxo superior a inferior. Cargas de tração e suspensão. Processo de desconfinamento de influxos fluviais de areias em interdunas inundadas.
	Fg - Lama com estruturas de dessecação	Trata-se de níveis delgados <2 cm de continuidade lateral variável de lamitos com gretas de dessecação e <i>mud drapes</i> .	Decantação e posterior dessecação de lama na interduna.

Lençóis de areia	Ab - Arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo	Camadas de 0,2 até 1,5 m de arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo, com laminação transladante cavalgente subcrítica (<i>wind ripple</i>). Com laminação risco de agulha (<i>pin stripe lamination</i>) em lâminas <5 mm. Contatos inferiores planares abruptos.	Carga por tração em correntes eólicas. Migração e cavalgamento de ondulas formando estratos transladantes.
	Aa - Arenitos com estratificação cruzada de alto ângulo, tangencial ou acanalada	Arenitos róseos finos a médios em conjuntos isolados de 0,2 a 1,2 m de estratificações cruzadas acanaladas e tangenciais com ângulos de 15 a 30°, intercalação de lâminas espessas e delgadas.	Migração e reativação de formas de leito de dunas eólicas crescentes com forma 3D. Ocorrendo simultaneamente queda e fluxo de grãos. Pequenas dunas eólicas isoladas.
	Ac - Arenitos com estratificação cruzada composta.	Formam camadas de 1-2 m de espessura de conjuntos de lentes amalgamadas de arenitos finos a grossos com estratificação cruzada composta. Nestas ocorrem estratificações acanaladas, cruzadas de baixo ângulo tangenciais na base com espessura de conjunto <50 cm, e laminações cruzadas cavalgantes supercríticas. Quando a granulação e grossa observa-se gradação normal. Os contatos basais são bruscos ondulados.	Cargas de tração e suspensão. Transição do regime de fluxo superior a inferior. Processos de influxos fluviais efêmeros em áreas amplas e planas
	Am - Arenitos maciços mosqueados	Sucessões de camadas tabulares de arenitos róseos, finos e maciços que gradam para o topo para arenitos levemente argilosos, vermelho escuro a marrom mosqueados de branco.	Paradas na deposição dos lençóis de areia e devido ao aumento da umidade formação de solos que apesar de pouco evoluídos sustentam vegetação.
Planícies de inundação de rios efêmeros	Fm - Lamitos maciços	Camadas <1 m de lamitos vermelhos a marrom, geralmente maciços com algumas laminações reliquias plano-paralelas. E comum forte bioturbação principalmente de raízes	Decantação de material fino em suspensão em eventos de transbordamento de canal.
	Ai - Arenitos canalizados com intraclastos e estratificação cruzada acanalada	Camadas lenticulares isoladas com continuidades lateral <50 m e de <1 m de espessura, de arenitos médios a grossos com estratificação cruzada acanalada, com gradação normal e intraclastos argilosos.	Processo de tração em regime de fluxo inferior de correntes fluviais efêmeras durante enchentes.
	Ax - Arenitos em estratos delgados	Lentes de arenitos finos com estratificação plano-paralela em camadas isoladas <10cm no meio de depósitos de lama. Observam-se estruturas de sobrecarga.	Depósitos resultantes de influxos trativos de areia na planície de inundação.
	Asc - Arenitos com laminação cruzada cavalgente supercrítica	Camadas de 1 a 2 m de espessura e continuidade lateral entre 7 e 15m, de arenitos finos com laminação delgada cruzada cavalgente supercrítica, contem lâminas <2mm de silte ou argila.	Depósitos de uma combinação de processos simultâneos de tração e suspensão, por influxos de areia na planície de inundação.
Canais de rios efêmeros	ACc - Arenitos conglomeráticos canalizados	Canais isolados de 6 até 18 m de largura por 1 até 2m de espessura. De arenitos com estratificações cruzadas tangenciais.	Canais erosivos que são preenchidos por depósitos de processos trativos de carga de fundo.
	ACi - lentes amalgamados de arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada acanalada	Camadas de lentes amalgamados de arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada acanalada e tangencial em conjuntos de até 1m de espessura. Internamente é comum a gradação normal, e estratificações cruzadas recumbentes. Os contatos basais são erosivos e revestido por depósitos conglomeráticos com seixos de até 5 cm.	Processo de tração em regime de fluxo inferior formando barras de canais fluviais por migração de dunas 3D. Os conglomerados da base dos conjuntos são interpretados como depósitos de <i>lag</i> .
Dunas e interdunas inundadas por pequenos lagos	Aa - Arenitos com estratificação cruzada de alto ângulo, tangencial ou tabular	Arenitos róseos finos a médios em conjuntos isolados de 0,2 a 1,2 m de estratificações cruzadas acanaladas e tangenciais com ângulos de 15 a 30°, intercalação de lâminas espessas e delgadas.	Migração e reativação de formas de leito de dunas eólicas crescentes com cresta reta e levemente sinuosa. Ocorrendo simultaneamente queda e fluxo de grãos. Pequenas dunas eólicas isoladas.
	Fp - Lamitos cinzas com laminação plano-paralela	Lamitos e folhelhos de coloração cinza e cinza escuro com laminação plano-paralela em lâminas <1 mm. Ocorrem em camadas tabulares de 0,7 ate 3 m.	Decantação de lama em águas calmas. Fundo de lago.
	As - Arenitos com estratificação cruzada sigmoidal	Corpos subtabulares ou sigmoides de arenitos com estratificações cruzadas sigmoides de 1,5 ate 0,4 m. Encontra-se associado com laminações cruzadas cavalgantes supercríticas (Figura 3.13)	Depósitos coetâneos de tração e suspensão de areia. Fluxos hipopícnais entrando em águas calmas. Pequenos deltas de rios efêmeros chegando em lagos ou interdunas inundadas.

Figura 3.3. Seções colunares e fácies das “Camadas Bom Jesus”. A, B) Seções colunares das associações de fácies de leque aluvial com predomínio de depósitos laminares de inundações, da localidade de Formosa da Serra Negra (aflor. 13 e 169). Apresentam-se os dados de paleocorrentes das estratificações cruzadas dos fluxos subaquosos. C) Seção colunar no vale do rio Florzinha, Passagem Boa (aflor. 179). D, G e I) Detalhe de paraconglomerados e arenitos brechóides com estratificação plano-paralela. E, H) Intercalações de fácies de arenitos eólicos com estratificações cavalgantes transladantes e risco de agulha. F) Afloramento com depósitos de *sheet flood* da figura 3.3B.

Em geral, pode-se afirmar que as fácies interpretadas como RFS foram preservadas predominantemente devido às rápidas mudanças no estado de fluxo, não havendo tempo suficiente durante o fluxo “minguante” para retrabalhar as formas de leito e trocá-las por formas de leito de regime de fluxo inferior. Estas condições são encontradas em vários exemplos tanto de sistemas atuais quanto antigos (Fielding 2006), e são possíveis em um ambiente semi-árido, onde as chuvas são esporádicas mas com altas taxas de precipitação, o que gerava condições episódicas de alta energia.

Figura 3.4. Exemplo no qual primeiro ocorre a deposição de sedimentos arenosos estratificados horizontalmente em RFS. Posteriormente ocorre retrabalhamento, erosão durante nos últimos estágios do fluxo minguante (*waning*). Note a estratificação cruzada sigmoidal que grada para acima a plano-paralela, esta feição neste caso foi interpretada como uma mudança de regime de fluxo inferior a regime de fluxo superior, provavelmente por uma diminuição na altura da lâmina de água. Neste caso também foram interpretadas duas pequenas falhas sinsedimentares.

O pacote com laminação plano-paralela é atribuído a migração de marcas onduladas cavalgantes transladantes subcríticas, que no registro ficam como cruzadas de baixo ângulo ou plano-paralelas. Esta fácies foi interpretada como eólica e não fluvial pelo fato de apresentar forte segregação granular, estratos transladantes e grãos bem arredondados. A laminação risco de agulha é uma feição causada por cimentação diferencial por segregação granular sinsedimentar. Os conjuntos com estratificação cruzada de alto ângulo foram interpretados como migração de dunas eólicas.

Interpretou-se que o pacote basal de arenitos eólicos foi recoberto pelos depósitos de *sheet flow*. As camadas desses arenitos intercalados com conglomerados são depósitos de dunas e interdunas secas que se acumulavam entre episódios de inundação.

Associação de campos de dunas eólicas e interdunas secas.

Descrição: Encontra-se próximo de Fortaleza dos Nogueiras e seus melhores afloramentos correspondem aos pontos 33 e 32 (Figura 3.2). Trata-se de cerca de 20 m de arenitos médios a finos, vermelhos e amarelos, em conjuntos de estratificações cruzadas de alto ângulo e até 3,5 m de espessura (Figura 3.6) com interposições menores de arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo. Também ocorrem espessas camadas de arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo (Figura 3.8 C,D). Os arenitos são subfeldspáticos com estratificação risco de agulha. São comuns nódulos de areia com cimento silicoso. Entre os conjuntos de estratificações cruzadas existem dois tipos de superfícies limítrofes, as quais mergulham na direção das cruzadas, umas são de alto ângulo e outras são de ângulos baixos $<10^\circ$ (Figura 3.5). Dentro dos conjuntos de (Aa), foram observadas intercalações de lâminas e estratos delgados com diferentes colorações de vermelho a roxo e preto.

Interpretação: As fácies de estratificações cruzadas de alto ângulo são produto da migração de grandes dunas transversais crescentes. As laminações delgadas junto com estratificações delgadas correspondem a depósitos de queda de grãos e fluxo de grãos, respectivamente. As fácies de estratificações cruzadas de baixo ângulo foram interpretadas como produto da migração transladante subcrítica de marcas onduladas de pequeno porte

(*wind ripple*). Dentro das superfícies observadas, foram interpretadas, superfícies de reativação, de interdunas e de sobreposição. Estas últimas são evidências da superimposição de grandes dunas sobre formas de leito de uma ordem maior ou *draas* (Brookfield 1977, Rubin 1987, Kocurek 1981, Kocurek 1988). Neste intervalo, os depósitos de interduna são muito restringidos e formados pela fácies Ab, não ocorrem estruturas que evidenciem a presença do lençol freático. Isso é típico de sistemas eólicos secos, onde o vento tem a capacidade de arrastar as areias secas da interdunas. Estas ocorrem pouco espessas e os conjuntos de dunas são separados apenas por uma linha que representa a superfície da interduna. Esta associação de fácies corresponde à zona saturada de Wilson (1971).

Figura 3.5. Foto e interpretação de afloramento a 1 km a sudeste de Fortaleza dos Nogueiras (aflor. 33). Note o tamanho dos conjuntos de estratificações cruzadas que superam os 4m, no topo foi interpretada uma superfície de sobreposição (Rubin 1987) ou de segunda ordem (Brookfield 1977).

Associação de dunas e interdunas úmidas.

Descrição: Ocorre espalhada numa ampla área entre São Pedro dos Crentes, Fortaleza dos Nogueiras, e a Serra Negra. Às vezes observou-se associado com lençóis de areia, e outras vezes, com campos de dunas com interdunas secas. Suas melhores exposições encontram-se nos afloramentos 133 e 139. Consta de camadas de arenitos vermelhos a róseos, quartzosos, bem selecionados e arredondados. São compostos pelas intercalações de várias fácies: arenitos com estratificação cruzada de alto ângulo (**Aa**) formam conjuntos de 0,5 até 1,8m de espessura, em geral são tabulares ou acanaladas, internamente estas cruzadas são formadas por intercalações de lâminas cuneiformes espessas e delgadas; na base destes conjuntos encontram-se arenitos finos, vermelhos e róseos, bem selecionados, com grãos arredondados e esféricos, com cruzada de baixo ângulo compostos por marcas onduladas translúcidas subcríticas (**Ab**) e com laminações risco de agulha. Esta fácies (**Ab**), além de se associar a (**Aa**), ocorre em corpos tabulares de <1m, de grande continuidade lateral >70m. Ocorrem intercalados nestas fácies, arenitos argilosos vermelhos a brancos, com estratificações contorcidas (**Adp**) em camadas espessas de até 5 m com contatos abruptos.

Figura 3.7. Colunas estratigráficas de exemplos de afloramentos na borda leste, a legenda desta figura aplica para outras figuras deste capítulo.

Figura 3.8. Detalhe de algumas fácies que ocorrem na borda oeste da sucessão Corda-Pastos Bons. A) Arenitos com estratificação cruzada composta (**A_c**); B) Intercalações de arenitos a paleossolos (**P**); C) e D) Arenito com laminação transladante e estruturas de adesão. E) Arenitos com estratificação cruzada de alto ângulo (**A_a**), note a intercalação de estratos grossos maciços com lâminas delgadas enriquecidas em minerais pesados, correspondem com os depósitos de fluxo de grãos e queda de grãos respectivamente. F) Arenitos com estruturas contorcidas (**A_{dp}**), na foto observa-se uma estrutura de escape de fluidos.

Interpretação: Esta associação foi interpretada como depósitos de campos de migração de pequenas dunas crescentes barcanóides eólicas, no meio de extensas interdunas secas, encharcadas e com episódios de inundação. Nesse contexto, esta associação de fácies representa a zona meta-saturada de Wilson (1971). Foi possível a formação de solos pouco espessos, provavelmente por ter pouco tempo para o seu desenvolvimento antes da deposição de novos sedimentos. As estratificações contorcidas formam-se pela deformação penecontemporânea do sedimento em estado liquidificado (*soft sediment deformation*). Processos subaquosos foram evidenciados na fácies (Ac) onde ocorre variação das geometrias internas dentro das cruzadas compostas. Estas feições são atribuídas a processos de cargas de tração de influxos fluviais efêmeros, que variam de regime de fluxo superior a inferior, em decorrência da queda da lâmina de água (Fielding 2006).

Associações de lençóis de areia

Descrição: Ocorre entre as serras Negra e da Cinta e a cidade de Itaguatins (TO), seus melhores afloramentos estudados são parte do 168 e o 133. Caracteriza-se pelo domínio de corpos tabulares com ampla continuidade lateral > 100 m, composta pelas fácies descritas a seguir. Arenitos róseos e vermelhos, finos, bem selecionados, com grãos arredondados, os quais apresentam estratificação cruzada de baixo ângulo (Ab) com laminações transladantes subcríticas com laminação risco de agulha. Eventualmente ocorrem laminações acanaladas isoladas <3 cm de espessura, estruturas de adesão, e arcabouço aberto com os grãos boiando tanto em cimento de calcita, como em cimento de zeólita (Figura 3.10H). A segunda fácies mais comum são os arenitos mosqueados (Am), os quais se apresentam restringidos a alguns níveis, mas com recorrência na coluna sedimentar (Figura 3.11). Estes formam corpos <0,5 m de espessura de arenitos róseos maciços que grada para arenitos levemente argilosos de coloração vermelha e marrom, com forte mosqueamento de manchas brancas bem no topo das sucessões. O contato superior desta fácies com as outras fácies é sempre abrupto, no entanto o contato inferior é gradual, são comuns as superfícies de deflação, e os paleossolos (Figura 3.9). Dentro dos níveis mosqueados é comum a presença de traços fósseis de raízes e escavações de animais. Localmente observam-se arenitos com estratificações contorcidas (Adp). Localmente encontram-se a fácies de arenitos com estratificação cruzada de alto ângulo acanalada (Aa), em conjuntos isolados de até 1,2 m de espessura com comprimento de no máximo 20m.

Figura 3.9. Contato com superfície de deflação da Formação Corda acima de um pacote de lamitos da Formação Pedra de Fogo. (Aflor. 67).

Interpretação: Esta associação de fácies é interpretada como lençóis de areia devido a grandes extensões laterais de corpos arenosos tabularizados, sem presença significativa de corpos de dunas eólicas (Aa). Para isso, foram necessárias condições estabilizadoras como presença de umidade, plantas ou cimentação precoce, as quais restringiram a formação de dunas eólicas e assim favoreceram a formação de lençóis de areia. Nesse contexto, graças a alguma umidade presente, foi possível a formação de solos pouco evoluídos (Am), provavelmente por ter tempo limitado para o seu desenvolvimento antes da deposição de novos sedimentos. Nas áreas de lençóis de areia ocorreram inundações que retrabalharam os depósitos eólicos que é um fenômeno que favorece a não formação de dunas devido a dois fatores que restringiram a disponibilidade de areia (Kocurek & Nielson 1986). O primeiro, a cimentação eodiagênética, e segundo, pela presença de vegetação.

Figura 3.10. Microfotografias dos arenitos da sucessão Corda-Pastos Bons. A e B) Segregação granular de arenitos eólicos. C) Arenitos eólicos com contatos pontuais e sobre crescimento de quartzo. D, E e F) Exemplos de fragmentos líticos; em C no centro um fragmento de *chert*, em D fragmentos de siltitos e vulcânicos, em F fragmentos vulcânicos. G e H) Tipos de cimentos, em G, cimento complexo de silicificado com megaquartzo; em H, cimento poiquilotópico de zeólita com os grãos boiando.

Figura 3.11. Foto de afloramento 168, 6 km ao oeste de Formosa da Serra Negra. Contato entre um corpo de arenitos de deposição subaquosa na base da fácies (Ac), com uma sucessão de lençóis de areia com presença de paleossolos. Notar o contato abrupto entre as camadas mosqueadas no topo, com os arenitos com estratificações compostas na base.

Associações de fácies da Sub-bacia de Pastos Bons

Associação de dunas e interdunas inundadas por pequenos lagos

Descrição: Ocorrem entre São Domingos de Azeitão, Pastos Bons (MA) e na área de Monsenhor Gil e Água Branca (PI). Os seus afloramentos exemplares são o 59, 62 e 90 (Figura 3.7). Consta de camadas de arenitos lamosos com estruturas contorcidas, com deformação penecontemporânea (**Adp**), em camadas espessas com contatos graduais difusos. Dentro destes níveis são observadas camadas brechadas de lama. Também ocorrem arenitos com estratificação cruzada de alto ângulo (**Aa**) e lamitos cinzas e cinzas escuros com laminação delgada (<1 mm) plano-paralela (**Fp**) em camadas tabulares de 0,7 a 3 m de espessura e com continuidade lateral > 30 m. Apresentam-se também camadas tabulares e sigmoides de arenitos com estratificações cruzadas sigmoidais (**As**) e laminações cruzadas cavalgantes supercríticas. Estas camadas estão sempre entre camadas espessas de lamitos da fácies (**Fp**). (Figura 3.13).

- Fácies (**A Cl**) Arenitos lentiformes amalgamados com estratificação cruzada acanalada
 Fácies (**Fm**) Lamitos maciços Coberto

Figura 3.12. Fotomosaico e interpretação da associação de fácies de canais de rios efêmeros com intercalação de depósitos de planície de inundação. ACc corresponde com a fácies de arenitos conglomeráticos canalizados (aflor.94)

Interpretação: As fácies (**Adp**) são interpretadas como produto de deformação penecontemporânea por liquidação favorecida pela alta taxa de sedimentação, baixa permeabilidade e fraca força de coesão entre os grãos (Mills 1983). Os lamitos cinzas são produto de decantação em águas paráticas, atribuídas a pequenos lagos de interdunas inundadas. As fácies (**Aa**) são geradas pela migração de dunas crescentes. As fácies (**As**) que esta sempre em contato com (**Fp**) representa a chegada de fluxos hipopícnais com areia e lama em corpos de águas calmas (Tabela 3.1).

Figura 3.13. Fotomosaico de afloramento 90. Observe camada de arenitos sigmoidais no meio de pacotes de lamitos cinzas. Abaixo, detalhe de arenito com estratificação cruzada sigmoidal.

Associação de planícies de inundação de rios efêmeros

Descrição: Ocorrem entre São João dos Patos e Pastos Bons (MA) e nas vizinhanças de Flores de Piauí (Pi). Seus afloramentos exemplares são o 92 e 70. Apresentam lamitos vermelhos e marrons maciços (**Fm**) em camadas tabulares e cuneiformes, com máxima extensão lateral observada de > 80 m. Associados a estes depósitos, ocorrem níveis bioturbados com presença de rizolitos. Acima destas camadas com contato erosivo, é comum encontrar a fácies (**Ai**) que consta de arenitos canalizados com espessura entre 0,4 e 1 m, formando camadas lenticulares conectadas lateralmente com continuidade de até 50 m. Estes arenitos são médios a grossos, com estratificação cruzada acanalada, com gradação normal e intraclastos argilosos. Camadas subtabulares de 0,6 a 1,5 m de espessura de arenitos com laminação cavalgante supercrítica (**Asc**) ocorrem no meio de pacotes da fácies (**Fm**). Outra fácies que ocorre são as camadas delgadas tabulares com espessura < 10 cm, de arenitos finos maciços (**Ax**) que se encontram intercalados entre fácies (**Fm**) (Figura 3.14). Esta associação de fácies comumente esta intercalada com fácies da associação de lençóis de areia ou dunas e interdunas úmidas (Figura 3.13).

Interpretação: Os lamitos (**Fm**) nesta associação de fácies representam processos de decantação em águas calmas. Estes corpos de água foram originados nos eventos de inundação. Com o decréscimo da lâmina da água, nestas áreas formam-se solos ou, se tiver

disponibilidade de areia ocorre retrabalhamento eólico. A interposição de fácies de camadas delgadas de arenitos (Ax) ocorre por entrada de fluxos trativos de areia na planície de inundação. As camadas com laminações cruzadas cavalgantes supercríticas (Asc) resultam da combinação de tração e suspensão por fluxos em desaceleração de areia e lama na planície de inundação durante episódios de inundação.

Figura 3.14. Fotomosaico e interpretação da associação de fácies de planícies de inundação de rios efêmeros com intercalação de depósitos de lençóis de areia (aflor.93)

Associação de canais de rios efêmeros

Descrição: Ocorre numa área restrita, 30 km a sudeste de Colinas, e topograficamente acima da Formação Sardinha. O afloramento mais representativo é o 94. Consta de intercalações de: camadas lenticulares com espessuras <1 m e continuidade lateral < 10 m, de arenitos conglomeráticos com estratificações cruzadas acanaladas, tangenciais e localmente recumbentes (ACI) (Figura 3.15C). Os contatos basais são erosivos e comumente são revestidos por uma camada de seixos < 5 cm, normalmente imbricados. Estes arenitos são quartzosos, de granulação média, moderadamente selecionados, com grãos subangulares. Erodindo estes pacotes, ocorre a fácies (ACc) que consta de camadas canaliformes e isoladas de 6 até 18 m de largura por 1 até 2 m de espessura, de arenitos com estratificações cruzadas (Figura 3.12). Esta associação de fácies encontra-se interdigitada com a associação de planícies de inundação.

Interpretação: As fácies ACI foram interpretadas como depósitos trativos em regime de fluxo inferior que formaram barras de canais fluviais por migração de dunas 3D. Níveis localizados com estratificações cruzadas recumbentes representam deformações penecontemporâneas, onde os conjuntos das estratificações cruzadas estão parcialmente liquidificados. Uma força de cisalhamento, gerada por um sismo ou por um fluxo denso, provoca a formação da dobra (Mills 1983). Os conglomerados da base dos conjuntos são

interpretados como depósitos residuais. A fácies **ACc** foi interpretada como um depósito de canais erosivos que são preenchidos por depósitos de cargas de fundo. Esta associação representa episódios com alta variabilidade na vazão do fluxo, ou seja, momentos de grande vazão durante chuvas torrenciais seguidas de longos períodos de exposição subaérea.

Associações de lençóis de areia

Descrição: Ocorre entre as localidades de Matões, Colinas e Fortuna (MA). Caracteriza-se pelo domínio de corpos tabulares com ampla continuidade lateral > 100m, composto predominantemente pela fácies de arenitos brancos, mosqueados de vermelho e púrpura (**Am**). São conjuntos de camadas espessas com contatos difusos na base e abruptos no topo. Dentro destes níveis mosqueados é comum a presença de traços fósseis de raízes e escavações de animais. O mosqueamento é comumente restrito a algumas camadas e tem continuidade lateral > 80 m (Figura 3.16). Os arenitos **Am** estão associados com arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo (**Ab**) com laminações transladantes subcríticas. Ocorrem também arenitos com estratificações contorcidas (**Adp**). Localmente encontram-se arenitos com estratificação cruzada de alto ângulo tangencial (**Aa**), em conjuntos isolados de até 1 m de espessura com um comprimento de no máximo 25 m.

Interpretação: Esta associação de fácies é interpretada como lençóis de areia devido a grandes extensões laterais de corpos arenosos tabularizados, sem presença significativa de corpos de dunas eólicas (**Aa**). Uma das condições estabilizadoras dessas areias, nesta área da bacia, foi a vegetação. Esta explicação encontra suporte na presença de arenitos mosqueados restritos a camadas com grande extensão lateral e bioturbação interpretados como paleossolos.

DISCUSSÃO

A área de ocorrência da sucessão Corda-Pastos Bons está controlada pela Estrutura de Xambioá, da mesma forma que o magmatismo. Isto é observado analisando os mapas geológicos e de isólitais do magmatismo (Figuras 2.1 e 3.2). Na área, Cunha & Carneiro (1972) tinham interpretado uma falha de direção NW-SE. Nós interpretamos um conjunto de falhas de direção NNW-SSE localizadas nas margens oeste e sul do Alto de Itapecuru. A disposição das associações de fácies com relação a feições estruturais evidentes no mapeamento (e.g. janela mapeada da Formação Sambaíba na região da Serra das Alpercatas) sugere uma tectônica de blocos, que é concordante com o episódio distensivo regional associado ao magmatismo. Uma feição estrutural que controlou fortemente os ambientes deposicionais das formações Corda e Pastos Bons foi o Alto do Itapecuru. Esta feição tectônica foi inferida pela presença da janela da Formação Sambaíba na região da Serra das Alpercatas. Outra evidência deste paleo-alto ocorre na base da Formação Corda, na região de Formosa da Serra Negra, onde foram encontradas as associações de fácies de tálus e de leque aluvial. Essas fácies indicam que existiu um alto que em episódios de

chuvas torrenciais era fortemente erodido e proporcionava a grande quantidade de detritos necessária para o acúmulo desses depósitos. Além disso, os dados de paleocorrentes desses leques indicam fluxos para oeste, o que se encaixa em uma fonte a leste, que foi o alto das Alpercatas. O alto separou duas sub-bacias, a oeste a Sub-bacia de Fortaleza dos Nogueiras e a leste a Sub-bacia de Pastos de Bons.

Hasui (1991), Góes (1995), Pedreira da Silva *et al.* (2003) sugerem que uma tectônica de extensão teria gerado a bacia das Alpercatas. Góes (1995) e Pedreira da Silva *et al.* (2003) inferem um sistema de falhas normais de direção ENE –WSW e NNE –SSW a oeste e a leste, respectivamente. Embora, não se descarte a existência dessas falhas, as associações de fácies estão principalmente controladas por feições com orientação N-S e NNW-SSE, que na borda leste da Sub-bacia de Fortaleza dos Nogueiras estão associadas com zonas de deformação.

Blakey (1986) discute as variações deposicionais dentro de um *erg* em resposta à tectônica da bacia. Assim, por exemplo, ele relaciona áreas com maior acumulação de areia com zonas de maior subsidência. Acredita-se que a mudança das associações de fácies a oeste do Alto do Itapecuru pode ser uma consequência da tectônica. A oeste deste paleo-alto, ocorre uma área com as associações de fácies de leques aluviais e de campos de grandes dunas e interdunas eólicas secas. A presença destas dunas grandes com formação de *draas*, restrita a esta borda da falha, foi interpretada como uma mudança na disponibilidade sedimentar. Um episódio de alta taxa de subsidência teria causado uma queda do nível relativo do lençol freático, aumentando a disponibilidade sedimentar. A distribuição destas fácies anômalas está alinhada com a janela mapeada por Lima & Leite (1978) e Cunha & Carneiro (1972) da Formação Sambaíba na região da Serra das Alpercatas e com as associações de fácies de leques em Formosa da Serra Negra.

Então para um melhor entendimento da sucessão Corda-Pastos Bons vamos a discutir separadamente as associações de fácies das duas sub-bacias.

Figura 3.15. Exemplos de fácies fluviais presentes na sucessão Corda- Pastos Bons. A) Sucessão da associação de planícies de inundação de rios efêmeros (afloramento 93). Na base observa-se um pacote de arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo formadas por laminações transladantes (Ab); acima com contato abrupto plano tem uma camada de arenitos marrons maciços (Fm), sobrepostos em contato irregular erosivo observa-se uma camada lenticular conectada de arenitos conglomeráticos canalizados com estratificação cruzada acanalada e intraclastos de lama (Ai). B) Arenitos com laminação cruzada cavalgante supercrítica (afloramento 90) (As). C) Camadas amalgamadas de arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada acanalada e recumbente (ACI) (aflor. 94) D) Lamitos maciços bioturbados e raízes preenchidas de areia ou rizolitos (Fm). Acima sobrepõe uma camada de arenito com laminação cavalgante supercrítica (As) e em contrato brusco plano com outra camada de pelito (Fm). (aflor.92) E) Camada de arenitos em estratos delgados (Ax) no meio de depósitos da fácies (Fm) (aflor.93).

Figura 3.16. Fotomosaico e interpretação da associação de lençóis de areia da borda este. Observe as camadas mosqueadas restritas a um nível estratigráfico e de grande continuidade lateral interpretados como paleossolos (aflor.111)

A Sub-bacia de Fortaleza dos Nogueiras

A oeste do Alto do Itapecuru foram diferenciadas duas sucessões pelas suas características faciológica e posição estratigráfica:

1) Uma sucessão basal que se encontra exposta no sul da área de estudo. Esta sucessão na área de Formosa apresenta a associação de leque aluvial com predomínio de depósitos laminares de inundações. Na área do rio Florzinha, consta de depósitos de tálus e planícies de inundação. Na área de Fortaleza dos Nogueiras, consta de depósitos de campos de dunas e interdunas secas. Entre Fortaleza dos Nogueiras e São Pedro dos Crentes, consta de campos de pequenas dunas com interdunas secas e encharcadas (Figura 3.18). Em geral, as associações presentes nesta sucessão basal foram depositadas em ambientes onde se ocorria migração e acumulação de dunas eólicas. Naquele sistema desértico, uma área saturada (Wilson 1971) estava na região de Fortaleza dos Nogueiras; onde ocorre a associação de dunas e interdunas secas localmente com superfícies de superposição, ou seja, que dunas eólicas migravam sobre formas de leito de porte ainda maior (Figura 3.5). A margem daquele *erg*, entre Fortaleza dos Nogueiras e São Pedro dos Crentes (Figura 3.18), ocorrem associações de fácies de lençóis de areia e dunas e interdunas encharcadas.

A sucessão do topo da unidade caracteriza-se pela predominância de elementos arquiteturais de lençóis de areia, com entisolos (Retallack 1993) pouco desenvolvidos e poucas dunas eólicas, as quais são isoladas e pequenas. Esta sucessão do topo encontra-se bem exposta na Serra da Cinta, na Serra Negra e a norte de São Pedro dos Crentes (Figura 3.10). Acredita-se que esta sucessão é separada por uma discordância de associações de fácies parecidas, mas correspondentes a outra sequência deposicional que Rezende (2002) e Vaz *et al.* (2007) consideram concordante com os folhelhos fossilíferos da Formação Codó. (Figura 3.18).

A Sub-bacia de Pastos Bons

No lado leste do Alto do Itapecuru (Figura 3.1), a Sucessão Corda-Pastos Bons igualmente pode-se diferenciar em dois conjuntos com posições estratigráficas e associações de fácies diferentes. A sul, entre Pastos Bons e Passagem Franca, ocorrem associações de fácies de rios efêmeros com predomínio de carga mista com intercalações de associações de fácies de dunas e interdunas úmidas e pequenos lagos com deltas. Provavelmente os rios efêmeros com carga mista desembocavam em pequenos lagos e áreas de interduna inundada, gerando deltas e depósitos com mistura de tração e suspensão. Esta sucessão na área entre São João dos Patos e Colinas encontra-se abaixo da Formação Sardinha. Por outro lado, na parte norte e nordeste, na região entre Colinas e Teresina, ocorrem predominantemente depósitos de lençóis de areia com presença de pequenas dunas e interdunas úmidas e formação de paleossolos. Uma síntese da interpretação paleoambiental das sucessões nas duas bordas oeste e leste é mostrada na Figura (3.18). A área do limite leste da janela do Sambaíba (Figura 3.2) precisa de um estudo detalhado das fácies e da relação com as possíveis feições estruturais, para um melhor entendimento desta borda.

CONCLUSÕES

Os depósitos da Formação Pastos Bons e da base da Formação Corda foram controlados por feições estruturais gerados pela tectônica ativa no momento da sedimentação. Na base desta sucessão de rochas, o Alto do Itapecuru separou a deposição destas unidades. A oeste do alto foi inferida uma falha normal que gerou uma sedimentação anômala junto à falha, onde ocorrem fácies de leques e campos de dunas e *draas*. A leste do alto a sequência basal da sucessão é o que se conhece como Formação Pastos Bons que se encontra debaixo da Formação Sardinha. Esta consta de associações de fácies de rios efêmeros de carga mista, com planícies de inundações que se interpõem com dunas e interdunas inundadas por pequenos lagos. A sucessão do topo, que tem uma grande continuidade regional (Figura 3.18), caracteriza-se pela predominante presença de lençóis de areia, com campos de pequenas e esporádicas dunas e interdunas molhadas e localmente inundadas.

Figura 3.17. Paleocorrentes das formações Corda e Pastos Bons. Paleoventos são concordantes com os ventos de junho (predominantes) de Moore *et al.* (1992).

Figura 3.18. Modelo esquemático da evolução da Bacia das Alpercatas durante a deposição da sucessão Corda-Pastos Bons. Os números fazem referência a exemplos de afloramentos já mencionados, com boas exposições dessas associações de fácies.

A Formação Corda, tanto do lado oeste como leste do Alto de Itapecuru, como mapeada por Lima & Leite, (1978), correspondem a duas sucessões deposicionais diferentes. Acredita-se que a similaridade das fácies e afloramentos isolados são, possivelmente, fatores responsáveis pelo mapeamento da sucessão de topo da Formação Corda indistinta da Formação Grajaú. Ainda que os limites dessas sucessões e as relações da sucessão do topo com as formações Codó e Grajaú precisem de estudos e mapeamentos a escalas locais, neste trabalho considera-se como Corda apenas as associações de fácies não correlatas aos folhelhos aptianos da Formação Codó.

Agradecimentos

Os autores agradecem a CAPES pela concessão da bolsa de Mestrado para o primeiro autor e ao professor Paulo Cesar Giannini pela colaboração na petrografia.

Referências

- Aguiar G.A. 1971. Revisão geológica da Bacia Paleozóica do Maranhão. *Anais Congresso Brasileiro de Geologia*, **25.**, São Paulo, **3**:113-122.
- Allen J.R. 1984., Sedimentary structures: their character and physical basis., Developments in sedimentology; 30A- 30B., ELSEVIER., Amsterdam.
- Almeida F. F. M., Hasui, Y., Brito Neves B. B., Fuck R. A. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. In: SBG, *Simpósio de Geologia do Nordeste*, **8**: 363-391.
- Almeida F.F.M. 1986. Distribuição Regional e Relações Tectônicas do Magmatismo Pós-Paleozóico no Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, **16**: 325-349.
- Almeida R. P., Janikian L., Romalino A., Marconato A. 2009. Evolution of a rift basin dominated by subaereal deposits: the Guaritas Rift, Early Cambrian, Southern Brazil. *Sedimentary Geology*, **217**: 30-51.
- Antonili L. 2001. Estudo palino-estratigráfico da Formação Codó, Cretáceo inferior do Nordeste Brasileiro. Ph. D. Thesis, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 265 pp.
- Baksi A.K. & Archibald D.A. 1997. Mesozoic igneous activity in the Maranhão province, northern Brazil: 40Ar/39Ar evidence for separate episodes of basaltic magmatism. *Earth and Planetary Sciences Letters*, **151**:139-153.
- Blakey R. C. 1988. Basin Tectonics and erg response. *Sedimentary Geology*, **56**: 127-151
- Collinson J.D. & Thompson D.B. 1989. Sedimentary Structures. Second edition, Unwin Hyman Ltd, 203 pp.
- Cunha F. B. & Carneiro R. G. 1972. Interpretação Fotogeologica do centro-oeste da Bacia do Maranhão. XXVI Congresso Brasileiro de Geologia, Belém. **3**: 64-80.
- DeCelles P.G., Langford R. P., Schwartz R.K. 1983. Two new methods of paleocurrent determination from trough cross-stratification. *Journal of Sedimentary Petrology*, **53**: 629-642.
- Fielding C. R. 2006. Upper flow regime sheets, lenses and scour fills: Extending the range of architectural elements for fluvial sediment bodies. *Sedimentary Geology*. **190**: 227-240.

- Fodor, R.V.; Sial, A.N.; Mukasa, S.B.; Mckee, E.H. 1990. Petrology, isotope characteristics, and K-Ar ages of Maranhão, northern Brazil, Mesozoic basalt province. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **104**: 555-567.
- Fryberger S.G. 1990. Role of water in eolian deposition. In: Fryberger S.G., Krystinik L.F., Schenk C.J. (eds.) *Modern and Ancient Eolian Deposits: Petroleum Exploration and Production*. SEPM. Denver, p.:5-11.
- Góes A.M.O., Travassos W.A.S., Nunes K.C., 1993. Projeto Parnaíba - reavaliação da bacia e perspectivas exploratórias. Belém, Petrobrás. v.1 (relatório interno).
- Góes A.M.O & Feijó F.J. 1994. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 8: 57-66.
- Hadlari T., Rainbird R. H., Donaldson A. J. 2006. Alluvial eolian and lacustrine sedimentology of a Paleoproterozoic half-graben, Baker Lake Basin, Nunavut, Canada. *Sedimentary Geology*. **190**: 47-70.
- Hasui Y., Costa J. B., Borges da Silva M., Assis J., Pinheiro R., Bartorelli A., Neto A., Mito J. 1991. A Borda Sul da Bacia do Parnaíba no Mesozóico. *Boletim do terceiro simpósio nacional de estudos tectônicos*, Rio Claro. **3**: 93-98
- Herries R.D. 1993. Contrasting styles of fluvial-aeolian interaction at a downwind erg margin: Jurassic Kayenta-Navajo transition, northeastern Arizona, USA, In: North, C.P., and Prosser, J.D. (eds.) *Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs: Geological Society of London, Special Publication* **73**: 199-218.
- Horne R. R. 1975. The association of alluvial fan, aeolian and fluvial facies in the Caherbla Group (Devonian), Dingle Peninsula, Ireland. *Journal of Sedimentary Petrology*. **45**: 535-540
- Hummel G. & Kocurek G. 1984. Interdune areas of the back-Island dune field, North Padre Island, Texas: *Sedimentary Geology*, **39**: 1-26.
- Jones L. S. & Blakey R. C. 1997. Eolian-fluvial interaction in the Page Sandstone (Middle Jurassic) in south-central Utah, USA- a case study of erg-margin processes. *Sedimentary Geology*, **109**: 181-198

- Kocurek G. 1981. Significance of interdune deposits and bounding surfaces in aeolian dune sands: *Sedimentology*, **28**: 753–780.
- Kocurek, G., 1988. First-order and super bounding surfaces in eolian sequences—bounding surfaces revisited: *Sedimentary Geology*, **56**: 193–206.
- Kocurek G. & Fielder G. 1982. Adhesion structures: *Journal of Sedimentary Petrology*, **52**: 1229–1241.
- Kocurek G. & Havholm K.G. 1993. Eolian sequence stratigraphy, a conceptual framework, In: Weimer P., and Posamentier H.W. (eds.) *Siciliclastic Sequence Stratigraphy*: American Association of Petroleum Geologists, Memoir **58**, p.:393–409.
- Kocurek G. & Lancaster, N. 1999. Aeolian system sediment state: theory and Mojave Desert Kelso dune field example: *Sedimentology*, **46**: 505–515.
- Kocurek G. & Nielson J. 1986. Conditions favourable for the formation of warm-climate aeolian sand sheets. *Sedimentology*, **33**: 795–816
- Langford R. & Chan, M.A. 1988. Flood surfaces and deflation surfaces within the Cutler Formation and Cedar Mesa Sandstone (Permian), southeastern Utah. *Geological Society of America, Bulletin*, **100**: 1541–1549.
- Langford R. & Chan M.A. 1989. Fluvial-aeolian interactions, Part II. Ancient Systems. *Sedimentology*, **36**: 1023–1035
- Lima M. R. & Campos D. A., 1980. Palinologia dos folhelhos da fazenda Muzinho, Floriano, Piauí. Boletim do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, **11**: 149–154.
- Lima E.A.M. & Leite J.F. 1978. Projeto global dos recursos minerais da Bacia Sedimentar do Parnaíba. Integração geológica e metalogenética. Rel. Final Etapa 3. DNPM/CPRM. Recife. 16 volumes.
- Mather A. E. & Hartley A. 2005. Flow events on a hyper arid alluvial fan: Quebrada Tambore, Salar de Atacama northern Chile. In Mather A. E., Hartley A., Stokes M. (eds.) *Alluvial Fans: Geomorfology, Sedimentology, Dynamics*. Geological Society, London, Special Publications. **251**. p: 9–29.

- Miall A. D. 2000. Principles of sedimentary basin analysis. Springer-Verlag, New York, 2 ed., 616 pp.
- Milani, E.L. & Thomaz Filho, A. 2000. Sedimentary Basins of South America. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro. p.:389-450.
- Mills P. C. 1983. Genesis and diagnostic value of soft-sediment deformation structures – a review. *Sedimentary Geology*. **35**: 83-104.
- Mountney N.P. 2006. Eolian Facies Models. In: Posamentier H.W & Walker R.G. (eds.) Facies Models Revisited. SEMP special Publication 84. p.: 19-83.
- Mountney N.P. & Thompson D.B. 2002. Stratigraphic evolution and preservation of aeolian dune and damp/wet interdune strata: an example from the Triassic Helsby Sandstone Formation, Cheshire Basin, UK. *Sedimentology*. **49**: 805–834.
- Moore G.T., Hayashida D.N., Ross C.A., Jacobson S.R. 1992. Palaeoclimate of the Kimmeridgian/Tithonian (Late Jurassic) world. I. Results using a general circulation model. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **93**: 113–150.
- North C.P. & Davidson S.K. (2012). Unconfined alluvial flow processes: Recognition and interpretation of their deposits, and the significance for paleogeographic reconstruction. *Earth Sciences Review*, **111**: 199-223.
- Northfleet A.A. & Melo M. 1967. Geologia da região norte de Balsas, Maranhão. Relatório Petrobrás, Renor-DIREX 268.
- Paz J.D.S. & Rossetti, D.F. 2005. Linking lacustrine cycles with syn-sedimentary tectonic episodes: an example from the Codó Formation (late Aptian), northeastern Brazil. *Geology Magazine*, **142**: 269-285
- Petra R. 2006. Paleoictiofauna da Formação Pastos Bons (Bacia do Parnaíba) reconstituição paleoambiental e posicionamento cronoestratigráfico. Dissertação de Mestrado. UEFJ, IBRAG. Rio de Janeiro. 123 pp.
- Porter M. L. 1986. Sedimentary record of erg migration. *Geology*, **14**: 497-500.

- Pulvertaft T.C.R. 1985. Aeolian dune and wet interdune sedimentation in the Middle Proterozoic Dala Sandstone, Sweden: *Sedimentary Geology*, **44**: 93-111.
- Retallack G. J. 1993. Classification of paleosols: Discussion and reply discussion. *Geological Society of American Bulletin*. **105**: 1635-1637.
- Rezende N.A. 2002. A zona zeolítica da Formação Corda-Bacia do Parnaíba- Dissertação de Mestrado, UFPa, Belém, Pará. 144 p.
- Rubin D. M. 1987. Cross-bedding, Bedforms, and Paleocurrents: Concepts in Sedimentology and Paleontology, SEPM. 1, Tulsa, 187 pp.
- Sweet M.L. 1992. Lee-face airflow, surface processes, and stratification types: Their significance for refining the use of eolian cross-strata as paleocurrent indicators. *Geological Society of American Bulletin*, **104**: 1528-1538
- Santos R. S. 1974. A idade geológica da Formação Pastos Bons. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **46**(3/4): 589-592.
- Vaz P.T., Rezende N. G. A., Filho J. R., Travassos W. A. 2007. Bacia do Parnaíba. In: Boletim de Geociências da Petrobras, cartas estratigráficas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **15**: 253-263
- Veevers J. J. 2004. Gondwanaland from 650-500 Ma assembly through 320 Ma merger in Pangaea to 185-100 Ma breakup: supercontinental tectonics via stratigraphy and radiometric dating. *Earth Science Reviews*, **68**: 1-132.
- Walker R.G. 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: Walker R.G. & James N.P. (eds.) *Facies Models- Response to Sea Level Change*. Toronto. Geological Association of Canada. p.:1-14.
- Wilson I. G. 1971. Desert sand flow basins and a model for the development of ergs. *Geographical Journal*. **137**: 180-199

CAPITULO 4. O “FOLHELHO MUZINHO”

INTRODUÇÃO

De modo geral, os depósitos jurássicos do intervalo pré-rifte (Ponte & Asmus 1976, Ojeda 1982) estão melhor representados na Depressão Afro-Brasileira, no nordeste brasileiro (Cesero & Ponte 1972). Na Província Parnaíba, o intervalo estratigráfico conhecido na literatura geológica (Gonzaga de Campos 1925 *apud* Lima & Campos 1980) como “Folhelhos Muzinho” é considerado desta idade. Eles correspondem a uma sucessão sedimentar aflorante nos arredores de Floriano (Pi), especificamente na Fazenda Muzinho. Segundo Lima & Campos (1980), esta unidade é composta de siltitos esverdeados com intercalações de arenitos que passam a folhelhos cinza-esverdeados contendo intercalação de folhelhos fossilíferos de coloração cinza-escuros a pretos. Inicialmente esta sucessão sedimentar foi inserida na Formação Motuca (Campbell *et al* 1949, Silva Santos 1953, Beurlen 1954), depois na Pastos Bons (Mesner & Wooldridge 1964, Pinto & Purper 1974) e na Corda (Caldasso 1978, Caldasso & Hama 1978). Atualmente, estas camadas vêm sendo incluídas na Formação Pastos Bons (p.e, Lima & Leite 1978) e o conteúdo fossilífero apenas encontrado na Fazenda Muzinho, tem sido utilizado para inferir ambiente continental e idade Berriasiano-Valanginiano para esta formação (Lima & Campos 1980).

Tendo em vista o acima exposto, este capítulo tem como objetivo apresentar as características faciológicas (Tabela 4.1) desta sucessão sedimentar e daquelas mais facilmente correlacionáveis nas proximidades de Floriano. Nestas últimas (afloramentos próximos ao entroncamento das rodovias BR343 e BR230) são apresentados os dados coletados nesta dissertação, enquanto as da localidade Fazenda Muzinho (Tabela 4.1) baseiam-se nos dados de Petra (2006). Nossa intenção é comparar estes dados com a seção-tipo da Formação Pastos Bons, localizada nas proximidades da cidade de Pastos Bons (Ma).

ANÁLISE DE FÁCIES

Os afloramentos estudados correspondem a áreas descontínuas localizadas nas proximidades de Floriano. As duas associações faciológicas reconhecidas são:

1) *Lacustre com predomínio de decantação e episódios turbidíticos*

Descrição: Corresponde a de maior expressão em área (10 km de comprimento por 1 km de largura, Lima & Leite 1978), localizada a 5 km sudeste de Floriano (Pi), próximo ao trevo das rodovias BR343 e BR230. Estima-se que esta exposição alcance 60 m de espessura e é constituída dominantemente de folhelhos (**Fp**, **FHp**) e subordinadamente arenitos (**Ap** e **AHp**) (Figura 4.1). As camadas tabulares de folhelhos com coloração marrom avermelhado a cinza esverdeado, com laminação < 1 mm apresentam continuidade lateral maior del km. Para o topo, os folhelhos passam para depósitos heterolíticos tabulares de siltitos e argilitos (**FHp**) com espessura média < 2 cm, com espessamento das camadas para cima. Na parte inferior, ocorrem camadas lenticulares de calcilitos com laminação plano-paralela, com até 20 cm de espessura e 10 m de comprimento. A fácies **FHp** grada para a fácies **AHp** constituída de intercalações de arenito fino com folhelhos, onde a espessura das areias aumenta na direção do topo. Esta fácies grada para corpos tabulares de arenitos de coloração cinza clara a branca, com granulação fina a muito fina e com grãos bem selecionados, com 0,5 até 1,5m de espessura. Estes arenitos (**Apn**) apresentam uma sucessão de estruturas; estrutura maciça, gradação normal, laminação plano-paralela, laminação cruzada cavalgante supercrítica, laminações convoluta, estruturas de escape de fluidos (*dish*) e lineação de corrente.

Interpretação: As fácies **Fp** representam processos de decantação em ambiente subaquoso de baixa energia. A fácies **FHp** representa a decantação de sedimentos finos, com flutuações no aporte de sedimento em suspensão. A precipitação de carbonatos ocorre na ausência de aporte de terrígenos. A sucessão das camadas tabulares de arenitos com granodescrescência e espessamento das camadas para topo são sugestivas de fluxos desconfinados em corpo aquoso. A sucessão de estruturas sedimentares de laminação plano-paralela ou maciça gradando para cavalgante e escape de fluidos (convolutas e *dish*) sugere diminuição da velocidade do fluxo passando do regime de fluxo superior a inferior em condições de deposição rápida, o que provocou perda de fluidos durante a sobrecarga de novos depósitos. O conjunto das fácies **FHp**, **AHp** e **Ap** sugere depósitos turbidíticos

gerados por correntes de turbidez devido a contínua mistura de água turbulenta-sedimento que geram fluxos hiperpicnais na foz de um rio em sistemas lacustres.

Lacustre com predomínio de decantação e episódios de dessecação/deposição de evaporitos

Descrição: Esta associação está localizada a norte de Floriano, na Fazenda Muzinho e, segundo Petra (2006), tem 2 km de extensão por 10 m de espessura. Corresponde estritamente ao que vem sendo chamado de “Folhelhos Muzinho”. Segundo Petra (2006), ocorrem folhelhos com coloração cinza escuros intercalados com camadas de gipsita, as quais variam desde lâminas <2 mm espessura até camadas centimétricas (FGp). Esta sucessão apresenta expressivo conteúdo fossilífero de peixes (semionotídeos e pleurofolídeos), conchostráceos e palinórmfos. Os peixes encontram-se distribuídos em quatro dos cinco níveis, onde no primeiro ocorrem apenas peixes de pequeno porte, enquanto nos demais são registrados peixes de pequeno, médio e grande portes.

Quanto à palinoflora, constata-se um predomínio de elementos xerofíticos (representados pelos grãos de pólen do grupo dos rimulados), além de elementos higrófitos em proporção um pouco menor, abrangendo os esporos dos gêneros *Retitriteles* e *Klukisporites*. Os palinórmfos presentes indicam abundância de representantes continentais (grãos de pólen afins a gimnospermas e esporos) e estão ausentes de representantes de microplâncton marinho (dinoflagelados e microforaminíferos).

Interpretação: Os folhelhos bem laminados foram gerados por decantação de finos em corpos aquosos de baixa energia. A coloração escura dos folhelhos indica uma alta concentração de matéria orgânica que associada à presença de pirita mostra condições redutoras com baixa oxigenação. A variação nas espessuras de gipsita é atribuída à sazonalidade com períodos de ressecamento e expansão de um corpo aquoso. Os peixes apresentam-se bem preservados devido ao ambiente redutor onde ocorreu a fossilização, com baixa taxa de decomposição (Petra, 2006). Em períodos de expansão do corpo aquoso, havia uma ictiofauna razoavelmente diversificada, composta de semionotídeos, macrosemiídeos, celacantídeos e pleurofolídeos; e nos períodos de ressecamento havia mortandade dos táxons. Com restabelecimento do ambiente, a fauna reaparecia e esse evento repetia-se ciclicamente, até a extinção do lago. Desta forma, foi possível inferir um clima predominantemente árido para a época de deposição da formação em estudo. A associação esporo-polinica indica que os sedimentos desta unidade foram depositados num ambiente continental (lacustre), e que a vegetação nas cercanias consistia de uma

comunidade mista de gimnospermas e pteridófitas/briófitas. As terras emersas deviam ser áreas bem drenadas, sustentando a flora gimnospérmica (*Araucariaceae*, *Cheirolepidiaceae*), produtora dos grãos de pólen dos gêneros *Araucariacites*, *Callialasporites*, *Corollina*, dentre outros. Desse modo, a sedimentação do Folhelho Muzinho, corresponderia a um ambiente essencialmente não-marinho (deltaico-lacustre). A precipitação de gipsita aliada ao contínuo domínio de grãos de pólen afins a plantas xerofíticas indicam que as condições gerais de deposição eram continuamente áridas ou semi-áridas.

Figura 4.1. Associação de fácies de lago com predomínio de decantação com episódios turbidíticos. A) Fotomosaico do afloramento próximo ao entroncamento das rodovias BR343 e BR230. B) Coluna estratigráfica detalhada. C) Na parte inferior da foto, contato transicional entre as fácies FHp e AHP, na altura do martelo contato abrupto entre as fácies AHP e Ap. D) Detalhe de estratificação convoluta. E) Detalhe da fácies AHP.

Tabela 4.1. Litofácies e associações litofácies observadas na Formação Pastos Bons, com suas correspondentes descrições de afloramento e processos sedimentares associados.

Associações de Fácies	Fácies	Descrição	Interpretação
Lacustre com predomínio de decantação e episódios turbidíticos	Fp - Folhelhos com laminação plano-paralela	Camadas tabulares de folhelhos com coloração marrom avermelhado a cinza esverdeado, com laminação < 1 mm. Continuidade lateral maior de 1 km. Na base, ocorrem nódulos e concreções que desenvolvem camadas lenticulares de calcilitos que chegam a espessura de 20 cm e 10 m de comprimento	Decantação de material fino em suspensão, em ambiente de águas calmas. Em momentos de menos aporte de terrígenos, precipitação de carbonatos
	AHp - Heterolíticos de arenitos/folhelhos com laminação plano-paralela	Intercalações rítmicas de camadas < 2 cm de arenitos e argilitos. Depósitos tabulares formando sucessões com espessamento das camadas de areia para o topo	Decantação de finos com alternâncias de episódios turbidíticos distais
	FHp - Heterolíticos finos com laminação plano-paralela	Intercalações de camadas tabulares < 2 cm de siltitos e argilitos, eventualmente carbonatos. Formando sucessões granocrescência ascendente e espessamento das camadas para o topo.	Decantação de sedimentos finos, com flutuações no aporte de sedimento em suspensão. Eventual precipitação de carbonatos na ausência de aporte de terrígenos.
	Ap - Arenitos com estratificações composta e Gradação normal.	Camadas tabulares de 0,5 até 1,5m de espessura de arenitos finos com uma sucessão das seguintes estruturas; estrutura maciça, gradação normal, laminação plano-paralela, laminação cruzada cavalgante supercrítica, laminações convoluta e estruturas de escape de fluidos (<i>dish</i>). Lineação de corrente. Gradação normal.	Desconfinamento de fluxos hiperpicnais (turbiditos). Passagem gradual de regime de fluxo superior ao inferior, carga de suspensão e tração de areia.
Lacustre com predomínio de decantação e episódios de dessecação/precipitação de evaporitos	FGp - Folhelhos cinza escuros fossilíferos com laminação plano-paralela	Depósito heterolítico constituído de folhelhos cinza esverdeado a cinza escuro intercalados com camadas de gipso, com laminação plano-paralela. Sucessão é tabular com continuidade lateral de 2 km espessura de 10 m. Camadas de gipso variam desde lâminas < 2 mm espessura até camadas centimétricas. Observam-se lentes de pirita. Conteúdo fossilífero de peixes (semionotídeos e pleurofolídeos), conchostráceos e palinóforos (Petra 2006).	Decantação de finos em corpos aquosos de baixa energia com períodos de ressecamento e expansão de um lago salino. Alta concentração de matéria orgânica que associada a lentes de pirita sugerem condições disóxicas/anóxicas responsável pela concentração fossilífera (Petra 2006).

CAPITULO 5. DISCUSSÕES FINAIS

O Magmatismos Mosquito, Sardinha e as unidades sedimentares interderrames

Durante o Mesozóico na Província Parnaíba, ocorreram eventos magmáticos conhecidos como as formações Mosquito (160-200 Ma) e Sardinha (115-130 Ma) (Góes *et al.* 1993, Fodor *et al.* 1990, Baksi & Archibald 1997). A Formação Sardinha aflora à leste do Alto do Itapecuru e corresponde principalmente a diques e *sills* de diabásios. A oeste ocorre a Formação Mosquito que corresponde, sobretudo, a derrames basálticos. Considera-se que o magmatismo Mosquito foi o mais intenso, e que a maior parte das rochas magmáticas da Província Parnaíba pertencem a este evento (Góes *et al.* 1993). Segundo Almeida (1986), Milani & Thomaz Filho (2000), Veevers (2004), estes pulsos magmáticos estariam relacionados aos rifteamentos do Atlântico Sul (Sardinha), e do Atlântico Central (Mosquito).

Na Formação Mosquito foram descritas unidades interderrames. Estas são depósitos sedimentares isolados entre os diversos fluxos de lavas basálticas. Os contatos entre os corpos sedimentares e os derrames basálticos foram observados erosivos. Estes depósitos sedimentares são exclusivamente continentais, sob condições climáticas quentes e áridas. As acumulações provavelmente ocorreram em áreas abatidas e, segundo a disponibilidade sedimentar, apresentaram-se duas situações predominantes: 1) as áreas foram inundadas por lagos rasos onde a disponibilidade sedimentar foi restrita e o nível do lençol freático variava perto da superfície, ou 2) a disponibilidade sedimentar era suficiente para gerar migração de dunas eólicas.

A Falha NW-SE e o Conglomerado Silicificado de Cunha e Carneiro (1972)

Durante a realização de mapeamento por sensoriamento remoto, Cunha & Carneiro (1972), traçaram uma falha com direção NW-SE na borda oeste da janela, devido tanto a esta feição em sim, como à ocorrência dos conglomerados das “Camadas Bom Jesus”. Segundo os autores, estas camadas, além de encontrarem-se no vale do rio Florzinha, estavam também entre São Pedro dos Crentes e Formosa da Serra Negra. No entanto, durante a realização do presente trabalho, verificou-se que esses últimos conglomerados encontram-se em um nível estratigráfico diferente. Na região entre Pedro dos Crentes e Formosa da Serra Negra foram achados os blocos dos conglomerados referidos por Cunha & Carneiro (1972). Estes blocos

encontram-se em diferentes níveis topográficos e sua ocorrência foi interpretada como uma feição da erosão recente, que desagregou os arenitos friáveis da Formação Corda deixando os conglomerados que estavam acima. Por gravidade os blocos competentes de arenitos conglomeráticos cimentados, teriam ficado acima de diferentes níveis estratigráficos, incluindo os basaltos Mosquito (o que levou esses autores a pensar que se tratava da base da Formação Corda). Esses blocos também foram encontrados no cume da Serra Negra e no cume da Serra das Alpercatas (os últimos documentadas por Plummer *et al.* (1948)). Trata-se de arenitos conglomeráticos brancos e creme, com estratificações cruzadas acanaladas e depósitos residuais de seixos. A sua posição estratigráfica é incerta, não entanto, com certeza é um depósito pós-Corda.

Figura 5.1. Blocos de arenito conglomerático silicificado, São Pedro dos Crentes, Ma.

Petrografia e Proveniência

A composição modal de um arenito não é só função da mineralogia da área fonte. Essa mineralogia é também afetada por fatores como o intemperismo, transporte e diagênese. No entanto, a contagem sistemática dos grãos do arcabouço possibilita comparar esses dados com dados de estudos sistemáticos de ambientes tectônicos previamente conhecidos (Dickinson 1985), na procura de tendências em unidades ou camadas estabelecidas. Os resultados da petrografia foram postos nos diagramas de Dickinson (1985), para discutir as comparações dos resultados dos conteúdos composicionais das unidades estudadas (Figura 5.2).

Os arenitos das Formações Corda e Pastos Bons estão predominantemente em cráton interior ou orógenos reciclados quartzosos. Igualmente os arenitos interderrames que tem só uma porcentagem um pouco maior de fragmentos líticos.

Os arenitos, associados às camadas de leques aluviais da base da Formação Corda, nominados informalmente como “Camadas Bom Jesus”, apresentam uma tendência marcada a ter uma proporção importante de fragmentos líticos. Essas amostras estão incluídas no intervalo dos orógenos reciclados, lítico-reciclados e transicional reciclados. Esses resultados são concordantes com a interpretação que estas rochas estariam associadas a uma borda de falha e teriam como fonte a Formação Mosquito.

Os arenitos do “Folhelho Muzinho” são mais feldspáticos e estão inseridos no intervalo continental transicional e apresentam uma composição diferente dos arenitos da Formação Pastos Bons. Como são poucas amostras, estes dados não são conclusivos. Estudos dirigidos à proveniência sedimentar (e.g. datação em zircões, minerais pesados) são recomendados para pesquisar possíveis diferenças (ou similitudes) na proveniência entre os arenitos do “Folhelho Muzinho” e da Formação Pastos Bons.

A sucessão Corda- Pastos Bons

O contato basal da sucessão Corda-Pastos Bons assenta-se sobre uma superfície erosiva que trunca diferentes intervalos estratigráficos. Em sistemas desérticos atuais é comum a presença de áreas soerguidas submetidas a erosão próximas de áreas com sedimentação eólica. A capacidade de erosão do vento é pouco eficaz, mas é muito efetivo como agente de transporte de sedimentos, em quanto tenha disponibilidade sedimentar.

A Formação Corda, como mapeada por Lima & Leite (1978), do lado oeste da borda do Alto Itapecuru, corresponde a duas sucessões com associações de fácies diferentes. A sucessão basal registra associações de fácies de leques aluviais e eólicos secos e molhados, onde tinha importante migração e acumulação de dunas eólicas. Esta sucessão acredita-se que seja contemporânea com os depósitos da Formação Pastos Bons do lado leste do Alto Estrutural. A sucessão do topo, em ambas as bordas, ocorre durante umas condições relativamente continuas e baixas de geração de espaço. Condições estabilizadoras como a vegetação e a cimentação precoce, restringiram a migração e acumulação de campos de dunas, dando lugar a espessos depósitos de lençóis de areia com ampla formação de solos e com esporádica formação de pequenas dunas. Afloramentos isolados e a dificuldade em separar esta associação de fácies daquelas da Formação Grajaú são responsáveis por alguns autores (Rezende 2002, Vaz *et al.* 2007) considerarem esta sucessão correlacionável com a Formação Codó de idade aptiana. Estes problemas cartográficos, no momento, são de difícil resolução, e precisam ser mais bem investigados, assim como são imprescindíveis estudos das relações de

contato entre esta sucessão de fácies, aqui considerada como do topo da Formação Corda, e as formações Grajaú e Codó.

Figura 5.2. Diagramas triangulares dos dados de petrografia das unidades da Bacia das Alpercatas. Os resultados foram plotados acima dos diagramas triangulares de Dickinson (1985)

O Folhelho Muzinho

As duas associações descritas em Floriano (Pi) correspondem a um sistema lacustre considerado correlacionável com as formações Pastos Bons e Corda, nos arredores de Pastos Bons e Colinas (Ma), respectivamente. Nesta região, as associações de fácies foram interpretadas como dunas e interdunas úmidas e rios efêmeros com carga mista, com presença de pequenos lagos com deltas associados (Figura 3.18). Estas feições foram registradas também na parte nordeste de Barro Duro (Pi). A compatibilidade das associações de fácies da sucessão basal das unidades Corda e Pastos Bons é evidente. Portanto, é coerente que sejam geneticamente relacionadas às associações de fácies da Formação Pastos Bons e do “Folhelho Muzinho”, como têm sido mapeadas (Lima & Leite 1978).

Entre Barro Duro e Matões (Figura 3.2), ocorre uma área com afloramentos de unidades paleozóicas separando duas regiões mapeadas como Sucessão Corda- Pastos Bons. Ali passa o amplo vale do rio Parnaíba e as unidades parecem encontrar-se no mesmo nível estrutural. No entanto, entre a área mapeada da Formação Pastos Bons (entre as cidades de São João dos Patos e Pastos Bons) e os afloramentos do “Folhelho Muzinho” (exclusivamente em Floriano), a situação é diferente. O “Folhelho Muzinho” localiza-se em Floriano, a 120 m.s.n.m., e é separado por cerca de 70 km da área de Pastos Bons- São João dos Patos, onde a base da Formação Pastos Bons encontra-se a 300 m.s.n.m. Entre essas áreas ocorrem rochas da sinéclise paleozóica. Desta forma, sugere-se a existência de um alto estrutural, que separaria rochas da Formação Pastos Bons e do “Folhelho Muzinho”. Embora paleoambientalmente tenha coerência que as associações de fácies destas unidades correspondam à mesma sequência deposicional, a existência deste alto, as evidências em outras áreas de blocos e áreas soerguidas durante a deposição na bacia, e a grande distância entre estas duas unidades sedimentares são fatores contrários a esta correlação. Acredita-se que estas unidades sejam de um mesmo evento tectono-deposicional, mas provavelmente esses depósitos estavam separados por uma área soerguida. Este alto estrutural estaria seguindo o rumo regional do Alto estrutural do Alto Parnaíba, proposto por Coimbra (1983). Dentro da sequência tectono-sedimentar correspondente com as formações Corda e Pastos Bons, as fácies do “Folhelho Muzinho” seriam àquelas que precisam de maior quantidade de geração de espaço acomodacional. A presença do “Folhelho Muzinho” estritamente na área do Lineamento Transbrasiliiano

(Figura 5.3) não parece ser coincidência. Provavelmente, o espaço acomodacional gerado foi consequência de uma fase de reativação tectônica do Lineamento Transbrasiliano.

Sub-bacias de Fortaleza dos Nogueiras e Pastos Bons.

Como já foi discutido, a deposição na Bacia das Alpercatas foi separada pelo Alto do Itapecuru. Sugere-se nominar de Sub-bacia de Fortaleza dos Nogueiras a borda oeste do alto, que compreende os depósitos da Formação Mosquito, junto com a S1 (sucessão basal) da Formação Corda. O nome é sugerido pelo fato de se encontrar bem exposto nas vizinhanças da cidade de Fortaleza dos Nogueiras no estado de Maranhão. A outra sub-bacia do lado leste do alto, propõe-se nominar como sub-bacia de Pastos Bons, pois a suas melhores exposições encontram-se entre a cidade homônima e São João dos Patos (Figura 1.1). Esta sub-bacia teria sido preenchida pelos depósitos fluvio-eólicos da Sucessão Pastos Bons-Corda.

Figura 5.3. Mapa esquemático configuração tectônica da Bacia das Alpercatas, mostrando a distribuição das unidades Corda e Pastos Bons e o "Folhelho Muzinho".

Figura 5.4. Diagrama esquemático de correlação estratigráfica do mesozóico da Província Parnaíba. As abreviações H1, H2 e H3 correspondem com intervalos de hiatos estratigráficos. A Bacia das Alpercatas começa logo depois do final do H1 com os depósitos da Formação Mosquito, e acaba com o começo de H3.

CONCLUSÕES

A Bacia das Alpercatas desenvolveu-se em um contexto tectônico regional associado com a desfragmentação de Gondwana, sobre uma paleo-topografia com altos e depressões, onde ocorreram episódios de derrames basálticos, erosão e sedimentação em um ambiente desértico continental.

A Formação Mosquito corresponde com fluxos de basaltos com episódios isolados de sedimentação de difícil correlação. Estes pacotes sedimentares foram depositados em ambientes de campos de pequenas dunas eólicas com interdunas úmidas, planícies de *sabkhas* terrígenas, ou depósitos de *playa*, de acordo com as condições de disponibilidade sedimentar.

A sucessão basal das unidades Corda e Pastos Bons foi controlada na sua base por um alto estrutural aqui nominado como o alto estrutural do Itapecuru. Influenciando a distribuição das associações de fácies. Do lado oeste localizava-se a sub-bacia de Fortaleza dos Nogueiras, onde foram interpretadas as associações de leques aluviais dominados por fluxo de detritos, leques aluviais dominados por fluxos não confinados laminares, dunas e interdunas secas, dunas e interdunas úmidas. Do lado leste, localizava-se a sub-bacia de Pastos Bons, onde foram interpretados; planícies de inundação de rios efêmeros, canais de rios efêmeros, dunas e interdunas inundadas por pequenos lagos. A sucessão do topo assenta-se sobre discordância e caracteriza-se pela predominância dos lençóis de areia com formação de paleossolos.

O “Folhelho Muzinho” na área de Floriano corresponde a um sistema deposicional lacustre. Esta unidade está separada da Formação Pastos Bons por um alto estrutural, que poderia ser a continuação do Alto estrutural do Alto Parnaíba, a idade do alto estrutural é incerta. Esta unidade sedimentar pertence ao mesmo episódio tectono-sedimentar da Sucessão Corda-Pastos Bons e a geração de espaço precisa para a deposição desta unidade pode estar relacionada com a reativação do Lineamento Transbrasiliano.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aguiar G., 1971. Revisão geológica da bacia paleozóica do Maranhão., *Anais do XXV Congresso Brasileiro de Geologia*, São Paulo., 113-122p.
- Allen J.R.L., 1982. Sedimentary structures: Their character and physical basis., (Developments in sedimentology) Amsterdam-NewYork Elsevier Scientific Publications Company, **30B(2)**: 663p.
- Almeida F. F. M., Hasui Y., Brito Neves B. B., Fuck R. A. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. In: SBG, *Simpósio de Geologia do Nordeste*, **8**: 363-391.
- Almeida F.F.M. 1986. Distribuição Regional e Relações Tectônicas do Magmatismo Pós-Paleozóico no Brasil. *Revista Brasileira de Geociências.*, **16**: 325-349.
- Andrade C. A. C., Cunha F. M. B., Aguiar G. A. 1967. Resumo das atividades de Geologia nas bacias do Norte. *Petrobras*.
- Baksi A.K. & Archibald, D.A., 1997. Mesozoic igneous activity in the Maranhão province, northern Brazil: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evidence for separate episodes of basaltic magmatism. *Earth and Planetary Sciences Letters*, **151**: 139-153.
- Beurlen K., 1954. Um novo gênero de conchostráceo da família Limnadiidae. *Notas Preliminares e Estudos DGM/DNPM*, **83**: 1-7.
- Caldasso A.L.S. & Hama M., 1978. Posicionamento estratigráfico das rochas básicas da Bacia do Parnaíba. *Anais do XXX Congresso Brasileiro de Geologia*, **2**: 567-581
- Caldasso A.L.S., 1978 - A sedimentação mesozóica e seu relacionamento com a evolução geomorfológica na Bacia do Parnaíba. *Anais do XXX Congresso Brasileiro de Geologia*, **2**: 784-792
- Campbell D.F., Almeida L.A. & Silva S.A. 1949. Relatório preliminar sobre a geologia da Bacia do Maranhão. *Boletim do Conselho Nacional do Petróleo*, **1**: 190p.
- Chamani C. M. 2011. Tectônica intraplaca e deformação sinsedimentar induzida por abalos sísmicos: o lineamento brasileiro e estruturas relacionadas na província Parnaíba, Brasil. Dissertação de Mestrado, *Universidade de São Paulo*, São Paulo. 206 p.
- Coimbra A. M. 1983. Estudo sedimentológico e geoquímico do Permo-Triássico da Bacia do Maranhão Tese de Doutorado, *Universidade de São Paulo*, São Paulo. 2 v.
- Collinson J.D. & Thompson D.B., 1989. Sedimentary Structures., Second edition., *Unwin Hyman Ltd.*, London. 207 p.

- Cordani U.G., B.B. Brito Neves R.A. Fuck, R. Porto, A.T. Filho, & F.M.B. Cunha, 1984. Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. *Revista Ciência Técnica Petróleo*, 15: 1- 70.
- Cunha F. B. & Carneiro R. G., 1972. Interpretação fotogeológica do centro-oeste da Bacia do Maranhão., *XXVI Congresso Brasileiro de Geologia*, Belém, 3 64-80.
- Cunha F. B. 1986. Evolução paleozóica da Bacia do Parnaíba e seu arcabouço tectônico. Dissertação de mestrado, *Universidade Federal do Rio de Janeiro*, Rio de Janeiro, 92p.
- DeCelles P.G., Langford R. P., Schwartz R.K. 1983. Two new methods of paleocurrent determination from trough cross-stratification. *Journal of Sedimentary Petrology*, 53: 629-642.
- Dickinson W.R., 1985. Interpreting provenance relation from detrital modes of sandstones, in Zuffa, G.G. (ed.), Provenance of Arenites: NATO ASI Series, C 148, D. Reidel Publishing Company, Dordrecht., 333-363p.
- Fodor R. V., Sial A.N., Mukasa S.B., Mckee E.H., 1990. Petrology, isotope characteristics, and K-Ar ages of the Maranhão, northern Brazil, Mesozoic basalt province. *Contributions to the mineralogy and petrology*, 104: 555-567
- Folk R.L. 1974. Petrology of sedimentary rocks. Ed. *Hemphill Publications.*, Austin, Texas. 182p.
- Góes A.M.O., Travassos W.A.S. & Nunes K.C. 1993. Projeto Parnaíba - reavaliação da bacia e perspectivas exploratórias. *Petrobrás. Relatório interno*. Belém. 1
- Góes A.M. 1995. A Formação Poti (Carbonífero Inferior) da Bacia do Parnaíba. Tese de doutoramento, *Universidade de São Paulo*, 145p.
- Hasui Y., Costa J. B., Borges da Silva M., Assis J., Pinheiro R., Bartorelli A., Neto A., Mioto J. 1991. A Borda Sul da Bacia do Parnaíba no Mesozóico. *Boletim do terceiro simpósio nacional de estudos tectônicos*, Rio Claro. 3: 93-98
- Lima Filho F.P. 1998. As seqüências permo-pensilvanianas da Bacia do Parnaíba: Doutorado, *Universidade de São Paulo*. 166p.
- Lima E.A.M. & Leite J.F. 1978. Projeto global dos recursos minerais da Bacia Sedimentar do Parnaíba. Integração geológica e metalogenética. Rel. Final Etapa 3. DNPM/CPRM. Recife. 16 volumes.

- Lima M. R. & Campos D. A., 1980. Palinologia dos folhelhos da fazenda Muzinho, Floriano, Piauí. *Boletim do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo*, **11**: 149-154.
- Lisboa M. A. R., 1914. The Permian Geology of Northern Brazil. *American Journal of Science, Series 4*, **37**: 425-443.
- Mabesoone J. M. 1977. Paleozoic- Mesozoic deposits of the Piauí-Maranhão sinéclise (Brazil). *Sedimentary Geology*, **19**: 7-38
- Mesner J.C. & Wooldridge L.C., 1964. Maranhão Paleozoic Basin and Cretaceous coastal basins North Brazil. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, **48**:1476-1512.
- Miall A. D. 2000. Principles of sedimentary basin analysis. Springer-Verlag, New York, 2 ed., 616 pp.
- Milani E.L. & Thomaz Filho, A. 2000. Sedimentary Basins of South America. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro. p.:389-450.
- Nascimento R. S., Gorayeb P.S.S., Oliveira S.C., Nogueira A.R. 2011. Caracterização geológica e petrográfica dos derrames basálticos da Formação Mosquito na região de Estreito (MA), Bacia do Parnaíba. In: Boletim de Resumos do V Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, Cidade de Goiás, GO. 2011.
- Nascimento M.S.; Góes A.M.; Macambira M.B. & Brod J.A., 2007. Provenance of Albian sandstones in the São Luís Grajaú Basin (northern Brazil) from evidence of Pb Pb zircon ages, mineral chemistry of tourmaline and palaeocurrent data. *Sedimentary Geology*, **201**: 21-47.
- Northfeet A.A. & Melo M.T., 1967. Geologia da região a norte de Balsas-Ma. *Petrobrás. Relatório técnico*, 55p.
- Pedreira da Silva A.J., Cunha Lopes R., Vasconcelos M., Bahia R.B.C. 2003. Bacias sedimentares Paleozóicas e Meso-Cenozóicas interiores. In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H., eds., Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: Brasília, Brasil, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, p. 55-85.
- Petra, M.S., 2006. Paleoictiofauna da Formação Pastos Bons (Bacia do Parnaíba) – Reconstituição Paleoambiental e Posicionamento Cronoestratigráfico. Dissertação de Mestrado. *Universidade do Estado do Rio de Janeiro*. 141p.

- Plummer, F.B., 1948. Bacia do Parnaíba. *Conselho Nacional Petróleo*, Rio de Janeiro, Relatório Interno. 87-134.
- Rezende N.A., 2002. A zona zeolítica da Formação Corda-Bacia do Parnaíba- Dissertação de Mestrado, *Universidade Federal do Pará*, Belém. 144 p.
- Rossetti D.F., Paz J.D. & Góes A.M., 2004. Facies analysis of the Codó Formation (Late Aptian) in the Grajaú Area, Southern São Luís-Grajaú Basin. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **76**: 791-806.
- Santos, M.E.C.M. & Carvalho, M.S.S. 2009. Paleontologia das Bacias do Parnaíba, Grajaú e São Luiz. CPRM, 215pp.
- Silva Santos R. da, 1953. Peixes triássicos dos folhelhos da fazenda Muzinho, Estado do Piauí. *Notas Preliminares e Estudos, DGM/DNPM*. **70**: 1-4.
- Sweet M.L. 1992. Lee-face airflow, surface processes, and stratification types: Their significance for refining the use of eolian cross-strata as paleocurrent indicators. *Geological Society of American Bulletin*. **104**: 1528-1538
- Thomaz-Filho A., Mizusaki A.M.P., Milani E.J., Cesero P. 2000. Rifting and Magmatism associated with the South América and África Break up. *Revista Brasileira de Geociências*. **30**: 17-19.
- Vaz P.T., Rezende N. G. A., Filho J. R., Travassos W. A., 2007. Bacia do Parnaíba. In: Boletim de Geociências da Petrobras, cartas estratigráficas. Centro de Pesquisas da Petrobras (eds.) *Boletim de Geociências da Petrobras*, **15**(2):253-263
- Veevers J. J. 2004. Gondwanaland from 650-500 Ma assembly through 320 Ma merger in Pangaea to 185-100 Ma breakup: supercontinental tectonics via stratigraphy and radiometric dating. *Earth Science Reviews*, **68**: 1-132.
- Walker R.G., 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: Walker R.G. & James N.P. (eds.) Facies Models- response to sea level change, Toronto, *Geological Association of Canada*, 1-14.