

UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

RENAN GUSTAVO BARBOSA QUEIROZ

**FACIES SEDIMENTARES E SISTEMAS DEPOSIONAIS DA FORMAÇÃO SÃO
SEBASTIÃO, FASE RIFTE DA BACIA DE JATOBÁ, PERNAMBUCO, NE DO
BRASIL**

Recife

2017

RENAN GUSTAVO BARBOSA QUEIROZ

**FACIES SEDIMENTARES E SISTEMAS DEPOSIONAIS DA FORMAÇÃO SÃO
SEBASTIÃO, FASE RIFTE DA BACIA DE JATOBÁ, PERNAMBUCO, NE DO
BRASIL**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências do Centro de Tecnologia e Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, como preenchimento parcial dos requisitos para obtenção do grau de Mestre em Geociências.

Área de concentração: Geologia Sedimentar e Ambiental.

Linha de pesquisa: Faciologia sedimentar e sistemas deposicionais.

Orientador: Prof. Dr. Gelson Luis Fambrini

RECIFE

2017

Catalogação na fonte

Bibliotecária Margareth Malta, CRB-4 / 1198

Q3f Queiroz, Renan Gustavo Barbosa.
Facies sedimentares e sistemas deposicionais da Formação São Sebastião, fase rifte da Bacia de Jatobá, Pernambuco, NE do Brasil / Renan Gustavo Barbosa Queiroz. - 2017.
120 folhas, il., gráf., tabs.

Orientador: Prof. Dr. Gelson Luis Fambrini.
Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG.

Programa de Pós-Graduação em Geociências, 2017.

Inclui Referências e anexo.

1. Geociências. 2. Faciologia sedimentar. 3. Formação São Sebastião. 4. Bacia de Jatobá. I. Fambrini, Gelson Luis. (Orientador). II. Título.

RENAN GUSTAVO BARBOSA QUEIROZ

**FACIES SEDIMENTARES E SISTEMAS DEPOSIONAIS DA FORMAÇÃO SÃO
SEBASTIÃO, FASE RIFTE DA BACIA DE JATOBÁ, PERNAMBUCO, NE DO
BRASIL**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências do Centro de Tecnologia e Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre em Geociências.

Aprovado em 01/09/2017

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Gelson Luis Fambrini (Orientador)

Universidade Federal de Pernambuco

Profa. Dra. Lúcia Maria Mafra Valença (Examinadora Interna)

Universidade Federal de Pernambuco

Prof. Dr. Mário Luis Assine (examinador Externo)

Universidade Estadual Paulista

Dedico este trabalho a minha família
e amigos, esta conquista é tão
minha quanto sua. Vocês são o
enredo dessa rapsódia.

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente à minha família, motivo e razão de todas as coisas.

Ao meu orientador, o Prof. Dr. Gelson Luís Fambrini, pela oportunidade de desenvolver este trabalho, por sua disponibilidade em orientar incessantemente ao longo destes dois anos a fim de que este estudo fosse realizado em sua melhor versão, pela amizade, conhecimento e personalidade capazes de tornar mesmo os mais agrestes trabalhos de campo sob este conhecido sol pernambucano uma experiência fascinante, instigante e prazerosa. Pela inspiração em seguir a carreira acadêmica e por não se abster jamais auxiliar de todas as formas ao seu alcance. Muito obrigado.

Ao meu Co-orientador Prof. Dr. Virgílio Neumann pelos ensinamentos, contribuições e aperfeiçoamentos acrescentados no desenvolvimento deste trabalho, sem os quais sua completude não seria possível.

À Prof. Dra. Lúcia Valença, pelas inúmeras discussões, questionamentos, correções, por seu companheirismo e orientação ao longo de toda esta trajetória, por me aceitar em sua sala de aula durante o Estágio à Docência, permitindo não só uma vivência na atividade docente mas também o inigualável potencial de aprendizado decorrente da experiência de lecionar.

Aos caros amigos da CPRM Dra. Hortência Barboza, Msc. Márcio Valle, Msc. Vanja Alcântara e Téc. Hismana Carjoa por todo o suporte durante o desenvolvimento deste trabalho.

Aos todos os professores, colegas e funcionários do Programa de Pós-Graduação da Universidade Federal de Pernambuco (PPGEOC-UFPE).

Á CAPES pela bolsa de estudos concedida durante o período do meu mestrado, essencial para o desenvolvimento da pesquisa científica.

Aos amigos pelo carinho e dedicação com os quais me carregaram durante este desafiador período entre os anos 2015 e 2017.

Por fim a todos a quem não mencionei explicitamente, mas que em coração os guardo com profunda gratidão.

RESUMO

A Bacia de Jatobá corresponde a porção setentrional do sistema de rifte abortado Recôncavo-Tucano-Jatobá, relacionado a abertura do supercontinente Gondwana. Nela ocorre a Formação São Sebastião, uma sucessão fluvio-eólica depositada no Eocretáceo representando a maior parte do Clímax de Rifte. Este trabalho avaliou os exuberantes afloramentos entre o distrito de Campos e o município de Ibimirim, em Pernambuco, para caracterizar sua dinâmica deposicional, propriedades texturais, composição mineralógica e paleocorrentes. Identificou-se onze litofácies, seis fluviais e cinco eólicas, e cinco associações de fácies: Canais Fluviais de Alta Energia de arenitos médios a grossos, arredondados, baixa esfericidade, moderadamente a mal selecionados, com empacotamento frouxo, subarcosioanos, geometria tabular, ocasionais níveis conglomeráticos e esparsos fragmentos líticos da Formação Candeias. Lençóis de Areia com arenitos médios a finos, arredondados, de moderada esfericidade, bem selecionados, empacotamento frouxo, quartzosos, geometria tabular e deposição durante aporte sedimentar e espaço de acomodação insuficientes para favorecer campos de dunas. Dunas Eólicas de arenitos finos a muito finos, arredondados, de alta esfericidade, muito bem selecionados, com empacotamento frouxo, quartzosos, de geometria lenticular com concavidade para baixo representando a mais alta maturidade do sistema desértico. Interdunas Úmidas de arenitos finos a médios, arredondados, moderada a alta esfericidade, muito bem selecionados, com empacotamento frouxo, quartzosos e com dominante aspecto deformado das estruturas preexistentes por liquefação. Canais Fluviais Intermitentes de arenitos finos a muito finos, arredondados, de alta esfericidade, muito bem selecionados, com empacotamento frouxo, quartzosos, derivados de retrabalhamento das Dunas Eólicas. Petrografia mostra composição majoritária de quartzo monocristalino ígneo e policristalino metamórfico, poucos feldspatos, forte cimentação por óxido de ferro e argilas mecanicamente infiltradas. Catodoluminescência não mostra sobrecrecimento de quartzo mas pequenos grãos de calcita. Aspectos texturais foram avaliados em software de medição digital. Origem sedimentar foi atestada em Blocos Continentais, especificamente Cráttons Estáveis. Proposto modelo deposicional para a Formação São Sebastião na Bacia de Jatobá.

Palavras-chave: Faciologia sedimentar. Formação São Sebastião. Bacia de Jatobá.

ABSTRACT

Jatobá Basin corresponds to the northern portion of Recôncavo-Tucano-Jatobá aborted rifte system, related to Gondwana supercontinent opening. There occurs São Sebastião Formation, a fluvio-aeolian succession formed in Eocretaceous representing most of Rift Climax deposition. This work evaluated the exuberant outcrops between Campos district and Ibimirim city, in Pernambuco, to characterize its depositional dynamics, texture properties, mineralogical composition and paleocurrents. Eleven lithofacies were identified, six of them fluvial and the other five aeolian. Also five facies associations were defined: High Energy Fluvial Channels composed of medium to coarse, rounded, with low sphericity, moderately to poorly sorted sandstones with loose packing, subarkose composition, tabular geometry, occasional conglomeratic levels and sparse fragments from Candeias Formation. Sand Sheets have medium to fine, rounded, moderately spherical, well sorted sandstones with loose packing, quartzous composition and tabular geometry whose deposition happened under low sedimentary supply and insufficient accommodation conditions, unfavoring dune fields development. Aeolian Dunes have very fine to fine, rounded, highly spherical, very well sorted, quartzous sandstones with loose packing, wedge geometry with downwards concavity representing the highest maturity in the desertic system. Wet Interdunes show fine to medium, rounded, moderate to highly spherical, very well sorted, quartzous sandstones with loose packaging and dominant deformed aspect on preexisting structures, mainly due to liquefaction. Fluvial Intermittent Channels exhibit fine to very fine, rounded, highly spherical, quartzous sandstones with loose packaging and origins in Aeolian Dunes reworking. Petrography shows major composition of igneous monocrystalline quartz and metamorphic polycrystalline quartz, few feldspars, strong cementation by iron oxide and mechanically infiltrated clays. Catodoluminescence presents no quartz overgrowth evidence, but small calcite grains were found. Textural aspects were accurately evaluated in digital measurement software. Sedimentary origin was attested in Continental Blocks, specifically Stable Cratons. It is proposed a depositional model for São Sebastião Formation sedimentary deposition in the Jatobá Basin.

Keywords: Sedimentary faciology. São Sebastião Formation. Jatobá Basin.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1. Comprovante de submissão dos artigos “Facies Architecture and Stratigraphic Characterization of São Sebastião Formation, Jatobá Basin, NE Brazil: An Example of Rift Fluvio-Aeolian Sedimentation” e “Caracterização Petrográfica das Interações Fluvio-Eólicas na Formação São Sebastião, Bacia de Jatobá, Nordeste Brasileiro”	16
Figura 2. Bloco diagrama exemplificando a diversidade de ambientes de deposição sedimentar englobados pelo Sistema Desértico.....	18
Figura 3. Processo de formação de superfícies de deflação em ambientes eólicos....	20
Figura 4. Relação entre o tamanho de grão e comprimento de onda das formas de leito.....	22
Figura 5. Relação entre o ângulo de cavalgamento (α) e inclinação do dorso das formas de leito (β) definindo a preservação das superfícies de escorregamento das marcas onduladas no registro geológico (Mountney, 2006)	24
Figura 6. Classificação morfodinâmica de dunas.....	25
Figura 7. Designação das superfícies limitantes proposta por Kocurek (1988).....	27
Figura 8. Visão tridimensional da Bacia de Jatobá com base em dados gravimétricos.....	29
Figura 9. Coluna estratigráfica da Bacia de Jatobá (Modificado de Guzman et al. 2015).....	30
Figura 10. Arenitos bimodais, creme a avermelhados, bem selecionados, quartzosos, subarredondados a arredondados, com estratificações cruzadas acanaladas de grande porte no topo da Formação São Sebastião	31
Figura 11. A) Integração do mapa base viário com dados de imageamento de relevo via radar e mapeamento geológico.....	33
Figura 12. Estudo composicional da amostra JB-QM-1A em microscópio petrográfico mostrando predominância de grãos de quartzo monocristalino e policristalino	34
Figura 13. Interface do software AnalySIS utilizado para medição dos critérios de granulometria, esfericidade, arredondamento e seleção.....	35

Figura 14. Medidas de Arredondamento da amostra JB-QM-1A e de Esfericidade da amostra JB-QM-1B.....36

I - FACIES ARCHITECTURE AND STRATIGRAPHIC CHARACTERIZATION OF SÃO SEBASTIÃO FORMATION, JATOBÁ BASIN, NE BRAZIL: AN EXAMPLE OF RIFT FLUVIO-AEOLIAN SEDIMENTATION

Figure 1. São Sebastião Formation within Jatobá Basin, near Ibimirim city and Campos district in northeast Brazil.....40

Figure 2. Jatobá Basin stratigraphic chart (modified from Guzmán et al., 2015)42

Figure 3. Coarse to medium, poorly sorted, rounded sandstones, section showing similar characteristics to the previous one, however the only visible structures are inverse grading and conglomeratic levels exemplifying lithofacies Gm/ Scg.....47

Figure 4. Light grey to greenish pelitic fissile lithoclasts from Candeias Formation, and trough cross stratification associated with conglomeratic levels and multiple grading at São Sebastião Formation basal sandstones.48

Figure 5. São Sebastião Formation basal boundary to Candeias Formation.....49

Figure 6. Composite columnar section showing the boundary between lower São Sebastião Formation and Candeias Formation.....50

Figure 7. Overview on medium to fine, reddish, well sorted, quartzous, high sphericity, well rounded IFC sandstones with trough cross stratification (St).....52

Figure 8. Aeolian dune lithoclasts in IFC with size ranging from 8 to 30 cm showing deformed boundaries and partial preservation of pre-existing plane-parallel aeolian laminations.....53

Figure 9. Lenticular strata geometry with upward concavity in IFC sandstones.....54

Figure 10. Simple columnar section allocated at upper São Sebastião Formation.....55

Figure 11. Rosette diagram representing the paleocurrent pattern found in Intermittent Fluvial Channel's trough cross stratifications.....56

Figure 12. Overview on Aeolian Dunes facies association.....57

Figure 13. Convoluted bedding (Sd) exhibiting the destabilizing event's sin-depositional nature and inverse microfaults.....	58
Figure 14. Distribution of the measured paleocurrent in the São Sebastião Formation Aeolian Dunes.....	58
Figure 15. Simple columnar sections allocated on different São Sebastião Formation outcrops.....	59
Figure 16. Cross-laminations in Aeolian Dunes sandstones.....	60
Figure 17. Reactivation and Superimposition surfaces.....	61
Figure 18. Wet Interdune facies association overview, adhesion ripples.....	63
Figure 19. Reverse faults indicating tectonic activity, mostly compressional, convolute beddings, deformed trough cross stratification due to liquefaction and fluid escape structures causing laminated sets rupture.	64
Figure 20. High Energy Fluvial Channels facies association depositional model in basal São Sebastião Formation.....	67
Figure 21. Aeolic Dunes and Sand Sheet facies association depositional model.....	71
Figure 22. A) Aeolian Dunes trough cross stratifications and Intermittent Fluvial Channels depositional model.....	72
II – CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DAS INTERAÇÕES FLUVIO-EÓLICAS NA FORMAÇÃO SÃO SEBASTIÃO, BACIA DE JATOBÁ, NORDESTE BRASILEIRO	
Figura 1. Localização do nordeste brasileiro a partir da América do Sul e dos afloramentos analisados entre o município de Ibimirim e o distrito de Campos.....	82
Figura 2. Coluna estratigráfica da Bacia de Jatobá.....	84
Figura 3. Seção delgada a nicois paralelos e cruzados mostrando quartzo monocristalino , quartzo policristalino, plagioclásio, óxidos e hidróxidos de ferro.....	86
Figura 4. Seção delgada a nicois paralelos e cruzados mostrando quartzo monocristalino e microclima.....	87

Figura 5. Imagem de lupa binocular exibindo cimentação dos grãos por óxidos e hidróxidos e ferro na forma de meniscos, pontes e cutículas.....	88
Figura 6. Seção delgada a nicos paralelos e cruzados indicando argila mecanicamente infiltrada recobrindo grãos de quartzo sob a forma de cutículas anisópacas, alaranjadas e descontínuas.....	89
Figura 7. Seção delgada a nicos paralelos e cruzados detalhando a variação de espessura das argilas mecanicamente infiltradas.....	89
Figura 8. A distribuição das amostras agrupadas por associações de fácies de acordo com classificação de Folk (1974) mostra frequente ocorrência de quartzo.....	90
Figura 9. A análise de catodoluminescência da associação de fácie.....	91
Figura 10. Vista em lupa binocular das associações de fácies de interdunas úmidas, dunas eólicas, canais fluviais intermitentes, lençóis de areia classificando-as como muito bem selecionadas, enquanto as amostras dos canais fluviais de alta energia são moderadamente a mal selecionadas.....	94
Figura 11. Seção delgada de amostras de canais fluviais de alta energia e lençóis de areia impregnadas com azul de metileno para ressaltar as porosidades.....	98
Figura 12. A micrografia em seção delgada mostra porosidade secundária intragrão em quartzo policristalino e feldspato e golfos de corrosão em grãos de quartzo.....	99
Figura 13. Micrografia em lupa binocular destacando microestruturas sedimentares.....	100
Figura 14. Microfácies sedimentares encontradas na Formação São Sebastião.....	103
Figura 15. Diagrama de Proveniência de Dickinson (1985) mostrando as medições relativas às associações de fácies da Formação São Sebastião.....	104

LISTA DE TABELAS

FACIES ARCHITECTURE AND STRATIGRAPHIC CHARACTERIZATION OF SÃO SEBASTIÃO FORMATION, JATOBÁ BASIN, NE BRAZIL: AN EXAMPLE OF RIFT FLUVIO-AEOLIAN SEDIMENTATION

Table 1. São Sebastião Formation's sedimentary lithofacies.....	44
CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DAS INTERAÇÕES FLUVIO-EÓLICAS NA FORMAÇÃO SÃO SEBASTIÃO, BACIA DE JATOBÁ, NORDESTE BRASILEIRO	
Tabela 1. Principais componentes detriticos encontrados nas associações de fácies da Formação São Sebastião.....	90
Tabela 2. Valores percentuais das análises morfológicas realizadas. Foram avaliados o tamanho de grão (Wentworth, 1922), esfericidade (Wadell, 1932, 1933) e arredondadmento (Powers, 1953)	93
Tabela 3. Contabilização dos contatos grão-grão e grão-poro ao longo de uma travessia de seção delgada em cada uma das associações de fácies.....	97
Tabela 4. Dados de espessuras relativas às porções laminadas mais grossas e mais finas, respectivamente, vistas nas dunas eólicas da Formação São Sebastião.....	101
Tabela 5. Microfácies sedimentares da Formação São Sebastião.....	102

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	14
1.1	A DISSERTAÇÃO.....	14
1.2	ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO.....	15
1.3	OBJETIVOS	15
1.3.1	Gerais.....	15
1.3.2	Específicos.....	16
2	ESTADO DA ARTE.....	18
2.1	SISTEMA DESÉRTICO.....	18
2.1.1	Ambiente eólico.....	19
2.2	BACIA DE JATOBÁ.....	26
2.3	FORMAÇÃO SÃO SEBASTIÃO.....	29
3	METODOLOGIA.....	33
3.1	ETAPAS PRÉVIAS AO CAMPO.....	33
3.2	DESCRIÇÃO DE AFLORAMENTOS.....	33
3.3	ESTUDOS EM LÂMINA PETROGRÁFICA.....	34
4	FACIES ARCHITECTURE AND STRATIGRAPHIC CHARACTERIZATION OF SÃO SEBASTIÃO FORMATION, JATOBÁ BASIN, NE BRAZIL: AN EXAMPLE OF RIFT FLUVIO-AEOLIAN SEDIMENTATION.....	38
5	CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DAS INTERAÇÕES FLUVIO- EÓLICAS NA FORMAÇÃO SÃO SEBASTIÃO, BACIA DE JATOBÁ, NORDESTE BRASILEIRO.....	80
6	CONCLUSÕES.....	112
	REFERENCIAS.....	116
	ANEXO A - TABELA DE AFLORAMENTOS.....	120

1 INTRODUÇÃO

1.1 A DISSERTAÇÃO

Sistemas flúvio-eólicos antigos são objeto de pesquisa em diversas localidades do mundo. Neles há forte predominância dos processos eólicos caracterizando sistemas secos, a exemplo dos arenitos da Formação Etjo na Namíbia (Mountney & Howell, 2000), a Formação Botucatu no sudoeste brasileiro (Scherer, 2001), os arenitos Page, as Formações Kayenta e Navajo nos Estados Unidos (Herries, 1993; Havholm & Kocurek, 1994). Em outras ocorrências os controles deposicionais úmidos são mais pronunciados, como os arenitos Entry nos Estados Unidos (Carr-Crabaugh & Kocurek, 1998) e a Formação Helsby na Inglaterra (Mountney and Thompson, 2002). Verificam-se ainda os sistemas estabilizados (Kocurek & Havholm, 1993; Mountney 2006; Jones *et al.*, 2016), como a Formação Shikaoda na Índia (Chakraborty & Chakraborty, 2001), arenitos Tsondab na Namibia (Kocurek *et al.*, 1999) e os arenitos Tumblagooda e Whitworth na Australia (Simpson & Eriksson, 1993; Trewin 1993), com atuação de fatores como vegetação e topografia definindo as principais condições de deposição e preservação destes sistemas.

Neste contexto temos a Formação São Sebastião, aflorando na porção setenrional do sistema de rifte abortado Recôncavo-Tucano-Jatobá, nordeste brasileiro. Seus sedimentos correspondem a uma deposição flúvio-eólica ocorrida do Valanginiano ao Eoaptiano na Bacia de Jatobá, e carecem de estudos que expliquem de maneira satisfatória os principais mecanismos controladores da sua deposição. Em sua base há arenitos fluviais avermelhados, subarredondados, moderadamente selecionados, médios a finos com níveis conglomeráticos e bandamento rítmico (Costa *et al.*, 2007; Rocha, 2011). No topo são vistos arenitos bimodais, avermelhados a castanhos, bem selecionados, quartzosos, subarredondados a arredondados, com níveis grossos originados por fluxo de grãos, estratificações cruzadas acanaladas de grande porte, superfícies de deflação e paleocorrentes multidirecionais (Rocha & Amaral, 2007). Esta porção superior da Formação São Sebastião é descrita como resultados de acumulações secas e úmidas em erg (Rocha, 2011) por retrabalhamento dos arenitos fluviais da base

(Fambrini *et al.*, 2007; Fambrini *et al.*, 2013) com interações fluviais efêmeras (Fambrini *et al.*, *In preparation*).

A dissertação a seguir descreve as principais características faciológicas, tanto em escala de campo quanto em microscopia, encontradas nos exuberantes afloramentos da Formação São Sebastião no estado de Pernambuco. Propõe-se então recriar as condições do paleoambiente deposicional estabelecido durante o Cretáceo superior no nordeste brasileiro.

1.2 ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

A dissertação é composta de seis capítulos: O primeiro, *Introdução*, mostra a que se propõe o trabalho, seus fatores motivadores e resultados objetivados. O capítulo seguinte, *Estado da Arte*, descreve dinâmica sedimentar no sistema desértico, com ênfase nos ambientes eólicos. Nele são descritos os processos deposicionais decorrentes destes agentes, suas principais características, classificações e exemplos atuais. Em seguida são abordadas as características da Bacia de Jatobá, suas generalidades e o conhecimento até então consolidado acerca da Formação São Sebastião.

No terceiro, *Metodologias*, são descritos os métodos utilizados no desenvolvimento da dissertação, modelos selecionados para a investigação geológica e como foram empregados. O capítulo IV representa a totalidade do artigo “*Facies Architecture and Stratigraphic Characterization of São Sebastião Formation, Jatobá Basin, NE Brazil: An Example of Rift Fluvio-Aeolian Sedimentation*” e o capítulo V a do artigo “*Caracterização Petrográfica das Interações Fluvio-Eólicas na Formação São Sebastião, Bacia de Jatobá, Nordeste Brasileiro*”. O primeiro artigo foi submetido à revista *Journal of South American Earth Sciences* e o segundo à *Pesquisas em Geociências*, conforme a Figura 1. Por fim o capítulo VI, *Conclusões*, discorre acerca das informações obtidas através do presente trabalho.

1.3 OBJETIVOS

1.3.1 Objetivo Geral

A finalidade desta pesquisa reside na identificação dos principais mecanismos atuantes na deposição sedimentar ocorrida na fase de Clímax de Rife

(Cretáceo) da Bacia do Jatobá, localizada no nordeste brasileiro, com ênfase na Formação São Sebastião. Intenta-se ampliar a compreensão da dinâmica deposicional ocorrida neste período e remontar o seu paleoambiente sedimentar.

Para tal objetiva-se a descrição das litologias a partir das mais elementares características petrográficas tanto em escala de mão quanto em seção delgada até a reconstituição por completo das fácies sedimentares, elementos arquiteturais e paleoambiente deposicional, visando um melhor entendimento da sua gênese, evolução e possíveis aplicações.

A Journal of South American Earth Sciences

SAMES_2017_219 | Research Paper
FACIES ARCHITECTURE AND STRATIGRAPHIC CHARACTERIZATION OF SÃO SEBASTIÃO FORMATION, JATOBÁ BASIN, NE BRAZIL: AN EXAMPLE OF RIFT FLUVIO-AEOLIAN SEDIMENTATION
Renan Gustavo Barbosa Queiroz | Universidade Federal de Pernambuco, Brazil.
Zip File Status: With Editor (0 days) | Submitted: 31Jul/2017

B Email do Outlook

Pesquisar Email e Pessoas Novo | Responder | Excluir | Arquivar | Mover para | ... | Desfazer | Files | Messages | Contact Editorial Team | Renan Queiroz

Renan Queiroz ter 01/08/2017 11:02 Para: pesgeo@ufvgs.br Cc: Prof. Virgílio Neumann (neumann@ufpe.br); Gelson Fambrini (g_fambrini@yahoo.com); Gelson Luis Fambrini (gelson.fambrini@ufpe.br)

CARACTERIZAÇÃO PET... 5 MB Carta ao Editor Chefe.pdf 202 KB

2 anexos (5 MB) Baixar tudo Salvar tudo no OneDrive - Pessoal

Caro Editor,

Em anexo, envio-lhe arquivo pdf do manuscrito intitulado "Caracterização Petrográfica das Interações Fluvio-Eólicas na Formação São Sebastião, Bacia de Jatobá, Nordeste Brasileiro" e Carta ao Editor Chefe como submissão para avaliação e publicação nesta revista.

Atenciosamente,
Renan Queiroz

RQ

Renan Queiroz renankeiroz88@hotmail.com Agendar um evento 51021470 Ver detalhes do contato > Email Arquivos Eventos Nenhum evento encontrado.

Figura 1 A) Comprovante de submissão do artigo “*Facies Architecture and Stratigraphic Characterization of São Sebastião Formation, Jatobá Basin, Ne Brazil: An Example of Rift Fluvio-Aeolian Sedimentation*” à revista *Journal of South American Earth Sciences*. B) Comprovante de submissão do artigo “*Caracterização Petrográfica das Interações Fluvio-Eólicas na Formação São Sebastião, Bacia de Jatobá, Nordeste Brasileiro*” à revista à *Pesquisas em Geociências*.

1.3.2 Objetivos Específicos

Determinação em escala de mão e em microscopia dos seguintes atributos litológicos: composição, granulometria, cor, seleção, esfericidade,

arredondamento, geometria dos estratos, suas espessuras, estruturas sedimentares, superfícies limitantes e valores de paleocorrentes

- Identificação dos mecanismos controladores da deposição sedimentar
- Reconstrução do paleoambiente deposicional

2 ESTADO DA ARTE

2.1 SISTEMA DESÉRTICO

Embora seja imediata a associação entre o ambiente eólico e o sistema desértico há de se fazer uma distinção entre eles: ambientes deposicionais dominados pela ação dos ventos compreendem apenas uma fração do que é o sistema desértico: nele cabem ainda depósitos fluviais, a exemplo dos rios efêmeros (*ouadi*), lacustres, como os lagos efêmeros (*sabkhas* e *playa lakes*), de leques aluviais e mesmo transicionais (Brookfield & Silvestro, 2010; Mountney, 2006; Suguio, 2003; Selley, 2000; Brookfield, 1992), como no caso dos desertos costeiros conforme

a

Figura

2.

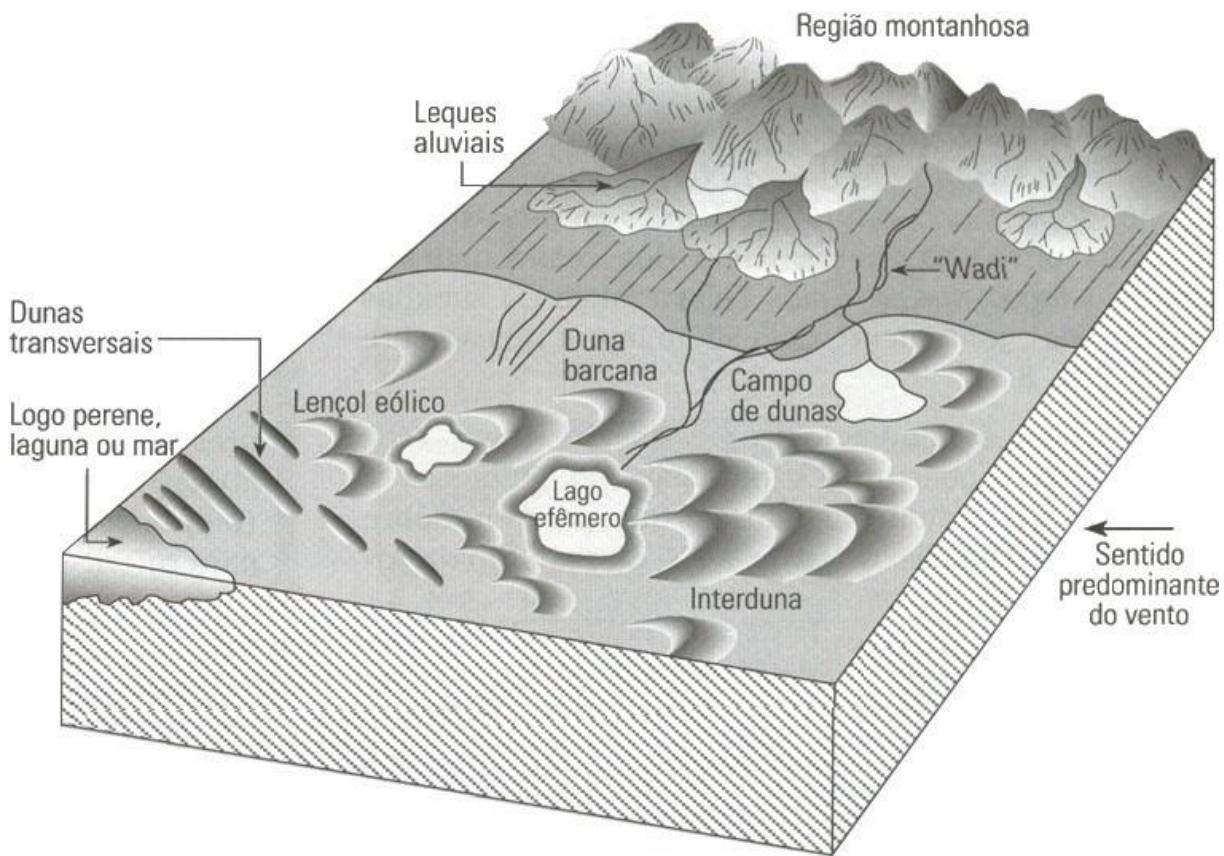


Figura 2. Bloco diagrama exemplificando a diversidade de ambientes de deposição sedimentar englobados pelo Sistema Deserto: Eólico, Fluvial, Leques Aluviais, Lacustre e Transicional (modificado de Suguio, 2003)

Portanto, para que haja uma compreensão da integralidade do sistema desértico, sua dinâmica e ambientes deposicionais integrantes se faz necessária a

identificação dos principais fatores determinantes da sua existência (Gianinni *et al.*, 2008; Suguio, 2003; Selley, 2000):

- *Balanço Hídrico Negativo: A vazão de entrada de água no sistema é menor que a vazão de saída*
- *Predomínio do intemperismo físico sobre o intemperismo químico*
- *Fraca ação pedogenética*
- *Vegetação esparsa ou inexistente*
- *Intensa variação de temperaturas (Diária ou Sazonal)*
- *Regime de chuvas concentrado e torrencial*
- *Pluviosidade anual de até 500 mm, caracterizando um clima Semiárido a Hiperárido*

Há, portanto, uma estreita relação entre o caráter contínuo da ação dos ventos e episódico da água como agente de transformação e consolidação das rochas em desertos (Gianinni *et al.*, 2008). Para que se pudesse abordar a totalidade dos mecanismos atuantes no sistema desértico seria necessária a revisão bibliográfica de cada um destes ambientes, entretanto como são identificados apenas depósitos fluviais e eólicos na Formação São Sebastião (Fambrini *et al.*, 2006; Costa *et al.*, 2007; Fambrini *et al.*, 2013, Rocha & Amaral, 2007; Rocha & Leite, 1999), foge ao escopo da dissertação o aprofundamento nos ambientes lacustres, costeiros e de leques aluviais. Discorre-se a seguir sobre os dois ambientes deposicionais predominantes da sedimentação na fase de Clímax de Rift da Bacia de Jatobá a que se propõe o estudo.

2.1.1 Ambiente Eólico

É caracterizado pela predominância do vento como principal agente geológico condicionando o intemperismo, transporte e deposição sedimentar regional (Brookfield & Silvestro, 2010; Gianinni *et al.*, 2008; Mountney, 2006; Selley, 2000; Brookfield, 1992), embora em alguns desertos específicos a ação da água seja tão ou mais determinante que a do vento (Brookfield, 2008). Ele possui como propriedades fundamentais a baixa competência no transporte das frações granulométricas cascalhosas (Mountney, 2006), baixa viscosidade e consequente incompetência em separação de grãos pela densidade (Selley, 2000), sentido

inconstante e grande potencial de mobilização de sedimentos arenosos, síticos e argilosos em distância e quantidade (Brookfield & Silvestro, 2010; Gianinni *et al.*, 2008; Mountney, 2006; Selley, 2000; Brookfield, 1992). Possui estreita relação com a umidade do ambiente, sendo a superfície freática um fator decisivo na estabilização dos depósitos através do desenvolvimento de vegetação e subida do nível de base da erosão (Gianinni *et al.*, 2008). Dada a frequência dos mecanismos de saltação e tração no transporte sedimentar, paralelos ao de suspensão, os depósitos existentes no ambiente eólico são dotados de alta maturidade textural e mineralógica, consistindo em sua maioria de arenitos quartzosos bem selecionados, bem arredondados e de boa esfericidade (Brookfield & Silvestro, 2010; Mountney, 2006; Selley, 2000; Brookfield, 1992).

Destacam-se dois processos decorrentes da ação éolica: Deflação e Abrasão. O primeiro consiste na remoção das frações granulométricas mais finas devido aos mecanismos de suspensão e saltação com a concentração dos sedimentos mais grossos na região. São geradas então *superfícies de deflação* ou *lags de deflação* (Figura 3), as quais são capeamentos de grãos grossos residuais cujo vento não foi competente em remobilizar (Pye, 2008; Mountney, 2006).

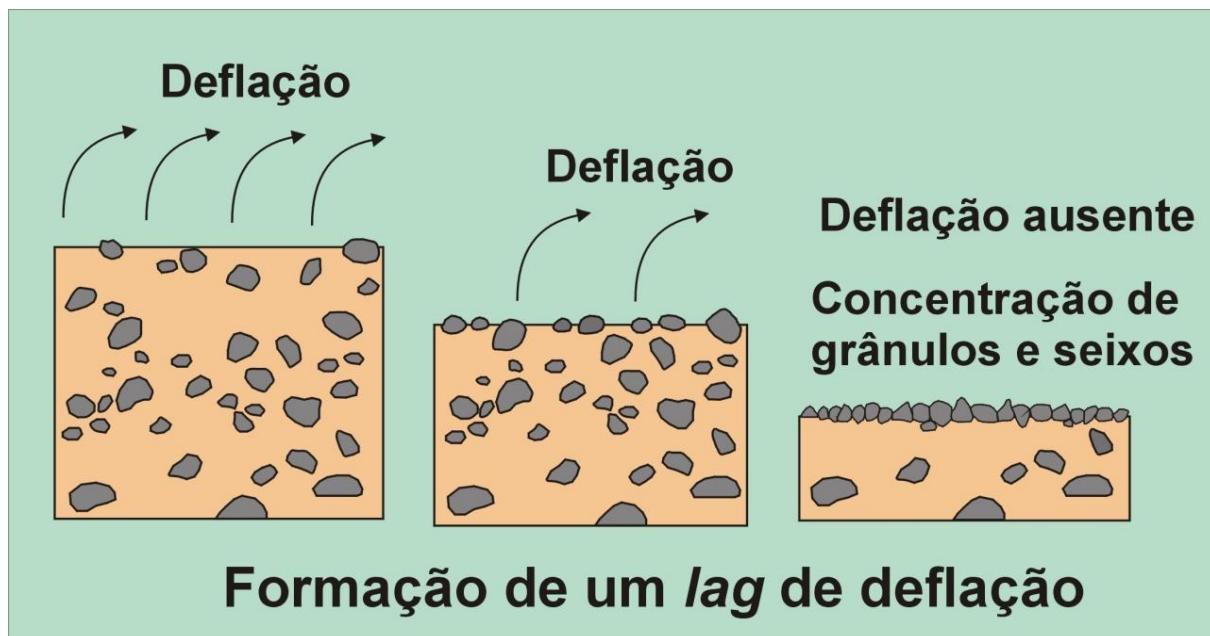


Figura 3 Processo de formação de superfícies de deflação em ambientes eólicos devido a remobilização das frações granulométricas mais finas e concentração dos sedimentos mais grossos residuais (modificado de Valença, 2015)

O processo da Abrasão decorre do desgaste de uma superfície devido ao contínuo choque dos grãos transportados por saltação e suspensão. Com isso as rochas existentes na localidade tendem a forte angularidade ortogonais aos sentidos preferenciais do vento os quais geram *Ventifacts* (Pye, 2008; Mountney, 2006; Selley 2000).

Dada a assembleia de mecanismos condicionadores do ambiente desértico até então abordados estes podem ser classificados quanto ao seu aspecto resultante. Chama-se *Hammada* ou *Deserto Rochoso* o cenário em que predomina a exposição do embasamento cristalino, com fraca presença de grãos inconsolidados em ambas as frações finas e grossas. Já quando ocorre o predomínio de sedimentos cascalhosos chama-se *Serir*, *Reg* ou *Deserto Pedregoso*, embora já haja presença dos sedimentos arenosos estes ocorrem em menor proporção e por vezes são incapazes de produzir estruturas definidas. Por fim temos os *Ergs* ou *Desertos Arenosos*, nos quais predominam os grãos na fração areia e são possíveis encontrar as melhores exposições de estruturas sedimentares no registro geológico (Brookfield & Silvestro, 2010; Pye, 2008; Mountney, 2006; Suguio, 2003; Brookfield, 1992).

Havendo disponibilidade de sedimentos, regime de ventos suficientemente competentes para transportar frações granulométricas de interesse e taxas positivas de acumulação os ergs são capazes de desenvolver *Campos de Dunas* (Wilson, 1971,1972), feição de destaque nos sistemas eólicos. Dunas correspondem a uma das hierarquias das formas de leito, as quais podem ser *Marcas Onduladas*, *Dunas* ou *Draas*, inexistindo formas intermediárias conforme a Figura 4.

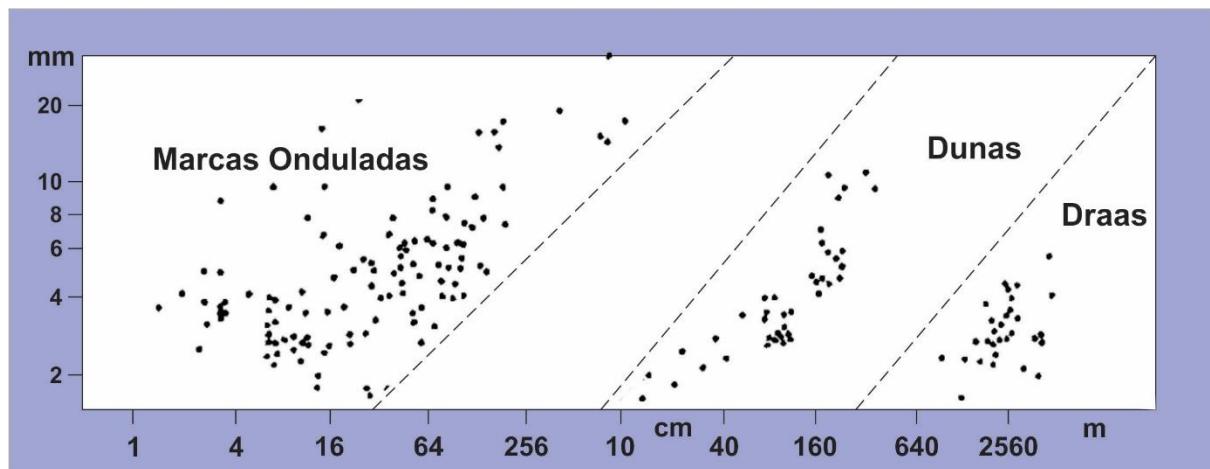


Figura 4. Relação entre o tamanho de grão e comprimento de onda das formas de leito, onde podemos verificar a inexistencia de formas transicionais: existem apenas Marcas Onduladas ou Dunas ou Draas (modificado de Wilson, 1972)

As primeiras são formadas em eventos dinâmicos individuais de curta duração (dias ou horas), possuem entre 5 e 10mm de altura e 50 a 200mm de comprimento de onda, com grãos de tamanho areia fina até cascalho fino, desenvolvendo-se tanto no campo de dunas quanto nas regiões marginais (Brookfield & Silvestro, 2010; Pye, 2008; Mountney, 2006; Suguio, 2003; Selley, 2000; Brookfield, 1992).

As marcas onduladas possuem a capacidade de migrar umas sobre as outras, e dependendo da relação entre o ângulo de cavalgamento (α) e inclinação do dorso das formas de leito (β) podemos ter tanto a preservação completa da marca ondulada no caso em que ($\alpha > \beta$), dito *ângulo de cavalgamento supercrítico*, um conjuntos es estratos cruzados porém sem a destruição das superfícies de deslizamento no caso de *ângulo de cavalgamento crítico* ($\alpha = \beta$) e por fim uma situação de erosão significativa das formas de leito com preservação de uma pequena fração da sua altura original denominada *ângulo de cavalgamento subcrítico* ($\alpha < \beta$), todos os cenários (Mountney, 2006) são exemplificados na figura 5. Tal situação é bastante frequente nos sistemas eólicos, definindo laminações transladantes (*pinstripe lamination*) (Fryberger & Schenk, 1988).

A segunda hierarquia das formas de leito compreende as Dunas, formadas por eventos sazonais com duração de dezenas a centenas de anos elas possuem

altura entre 10 cm e 100 m e comprimento de onda entre 3 e 500m, de frações granulométricas semelhantes às marcas onduladas e definem a existência de Campos de Dunas: regiões extensas, em geral centrais aos ergs, onde há formação e migração desta forma de leito e particulares depósitos sedimentares entre elas chamados de região *Interduna* (Brookfield & Silvestro, 2010; Pye, 2008; Mountney, 2006; Suguio, 2003; Selley, 2000; Brookfield, 1992).

Frequentemente formam estruturas de Queda de Grãos (*Grainfall*) devido a modificação do regime aerodinâmico e consequente perda da capacidade de transporte de sedimentos em suspensão pelo vento nas regiões do *lee-side*, protegidas da ação do vento pelo corpo da duna. Dada a capacidade de transporte em suspensão do vento associada a grãos finos também será esta a fração granulométrica predominante. (Brookfield & Silvestro, 2010; Gianinni *et al.*, 2008; Mountney, 2006; Suguio, 2003; Brookfield, 1992)

Também frequentes são as estruturas de Fluxo de Grãos (*Grainflow* ou *Sandflow*), as quais derivam da migração por tração dos grãos mais grossos duna acima no *stoss-side*, concentração deles em sua crista e consequente avalanche no *lee-side* devido à instabilidade da acumulação. As duas estruturas acontecem intercaladas definindo marcada bimodalidade em dunas eólicas (Brookfield & Silvestro, 2010; Gianinni *et al.*, 2008; Mountney, 2006; Suguio, 2003; Brookfield, 1992).

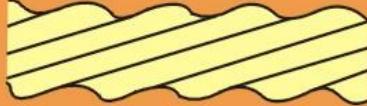
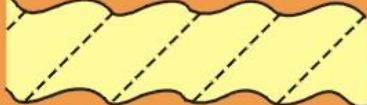
			Estruturas transladantes	Laminações das marcas onduladas	
Relação entre o ângulo de cavalgamento (α) e a inclinação do dorso das formas de leito (β)	Subcrítico ($\alpha < \beta$)		Estratos transladantes cavalgamento subcrítico		Laminações cruzadas truncadas
	Critico ($\alpha = \beta$)		Estratos transladantes cavalgamento crítico		Laminações cruzadas inteiramente preservadas
	Supercrítico ($\alpha > \beta$)		Estratos transladantes cavalgamento supercrítico		Preservação do dorso e da parte frontal das formas de leito

Figura 5. Relação entre o ângulo de cavalgamento (α) e inclinação do dorso das formas de leito (β) definindo a preservação das superfícies de escorregamento das marcas onduladas no registro geológico (Mountney, 2006)

Dunas podem ser classificadas quanto a morfologia (McKee, 1979), conforme a figura 6, ou pela sua morfodinâmica (Hunter, 1983). A primeira classifica as dunas em dois grupos principais: *Transversais*, quando formadas por ventos unidireccionais e ortogonais à duna, e *Longitudinais*, quando formadas por ventos bidirecionais ou multidirecionais.

A classificação morfodinâmica de Hunter (1983) separa as dunas em três grupos baseado no ângulo entre sua linha de crista e o vetor médio dos ventos: se paralelos *Longitudinal*, caso forme um ângulo entre 15° e 75° *Oblíqua* e se for ortogonal é dita *Transversal*.

Caso o campo de dunas seja composto por coalescência e sobreposição de dunas do mesmo tipo as dunas são ditas *Compostas*, caso sejam de tipos diferentes serão chamadas *Complexas* (Mountney, 2006).

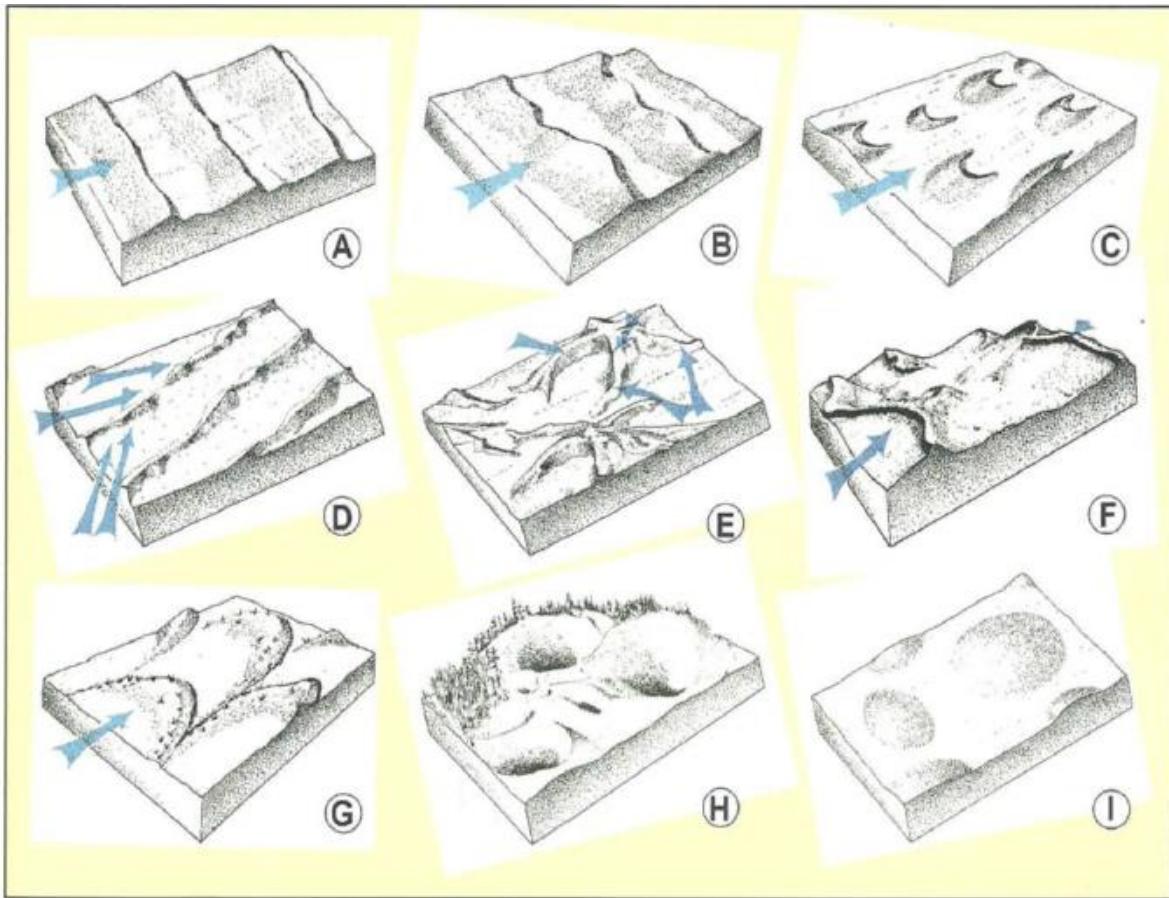


Figura 6 Classificação morfodinâmica de dunas As três primeiras compõe o grupo das dunas *Transversais*, formadas ortogonalmente a partir de ventos unidirecionais, são elas: A)Transversal B) Barcanoide C) Barcana. As seguintes são derivadas de ventos longitudinais, bidirecionais ou multidirecionais, havendo ou não fatores estabilizadores tais como ascensão do lençol freático e vegetação. São chamadas *Longitudinais*: D)Linear F) Estrela G) Reversa H) Blowout I) Dômica. (McKee, 1979)

No primeiro grupo cabem os subtipos Transversal, Barcanóide e Barcana, assimétricas e diferenciadas umas das outras pelo aumento do desvio do vento unidirecional. No segundo entram as demais conforme figura 5, destacam-se a duna Linear, de ventos bidirecionais e aspecto simétrico, e a Estrelada, formada por ventos multidirecionais. As demais são pouco frequentes e, em geral, não se preservam no registro geológico.

Por fim temos os Draas, desenvolvidos em eventos dinâmicos regionais e imune a variações locais, formados ao longo de milhares a centenas de milhares de anos, com altura entre 20 e 450 m e comprimento de onda entre 300 e 550 m. São

a base sobre a qual migram as dunas e marcas onduladas, admitindo também deposição nos espaços entre as dunas denominado *Intraduna*, o qual pode ser úmido ou seco dependendo das condições climáticas e altura da superfície freática. Pode ser igualmente classificado como as dunas em Composto e Complexo com base na coalescência de sobreposição de dunas sobre ele de mesmo tipo ou de tipos diferentes, respectivamente (Brookfield & Silvestro, 2010; Pye, 2008; Mountney, 2006; Suguio, 2003; Selley, 2000; Brookfield, 1992).

Ademais das formas de leito há se destacar também as superfícies que as limitam. Caso marquem a separação entre laminações internas à duna são chamadas de *Superfícies de Terceira Ordem* ou *de Reativação*, e derivam de intervalos de erosão seguida de deposição e mudança no sentido do vento. As superfícies que marcam o cavalgamento das marcas onduladas por sobre as dunas ou draas são chamadas de *Superfícies de Segunda Ordem*, e mergulham paralelamente ou obliquamente ao sentido de migração do draa, cortando as superfícies de terceira ordem e sendo cortadas pelas de primeira ordem. Por fim as *Superfícies de Primeira Ordem* ou *Supersuperfícies* são as mais extensas marcando a migração de interdunas sobre dunas, possuindo baixo ângulo de mergulho e cortando todas as superfícies anteriores (Brookfield & Silvestro, 2010; Pye, 2008; Mountney, 2006; Suguio, 2003; Selley, 2000; Brookfield, 1992), conforme a Figura 7.

2.2 A BACIA DE JATOBÁ

Aflorando em aproximadamente 5.000 km² a Bacia de Jatobá desponta como porção setentrional do sistema de rifte abortado Recôncavo-Tucano-Jatobá. Sua gênese remete a esforços extensionais atuando sobre um embasamento heterogêneo (Magnavita, 1996), os quais decorrem de seu contexto tectônico: o sistema RTJ corresponde a um ramo de rifte abortado associado a ruptura do supercontinente Gondwana e subsequente abertura do atlântico sul, vindo a gerar uma sequência de sub-bacias isoladas e contíguas, separadas por falhas de transferência, com depocentros independentes: Recôncavo (ao sul), Tucano (intermediário) e Jatobá (ao norte) (Magnavita & Cupertino, 1987).

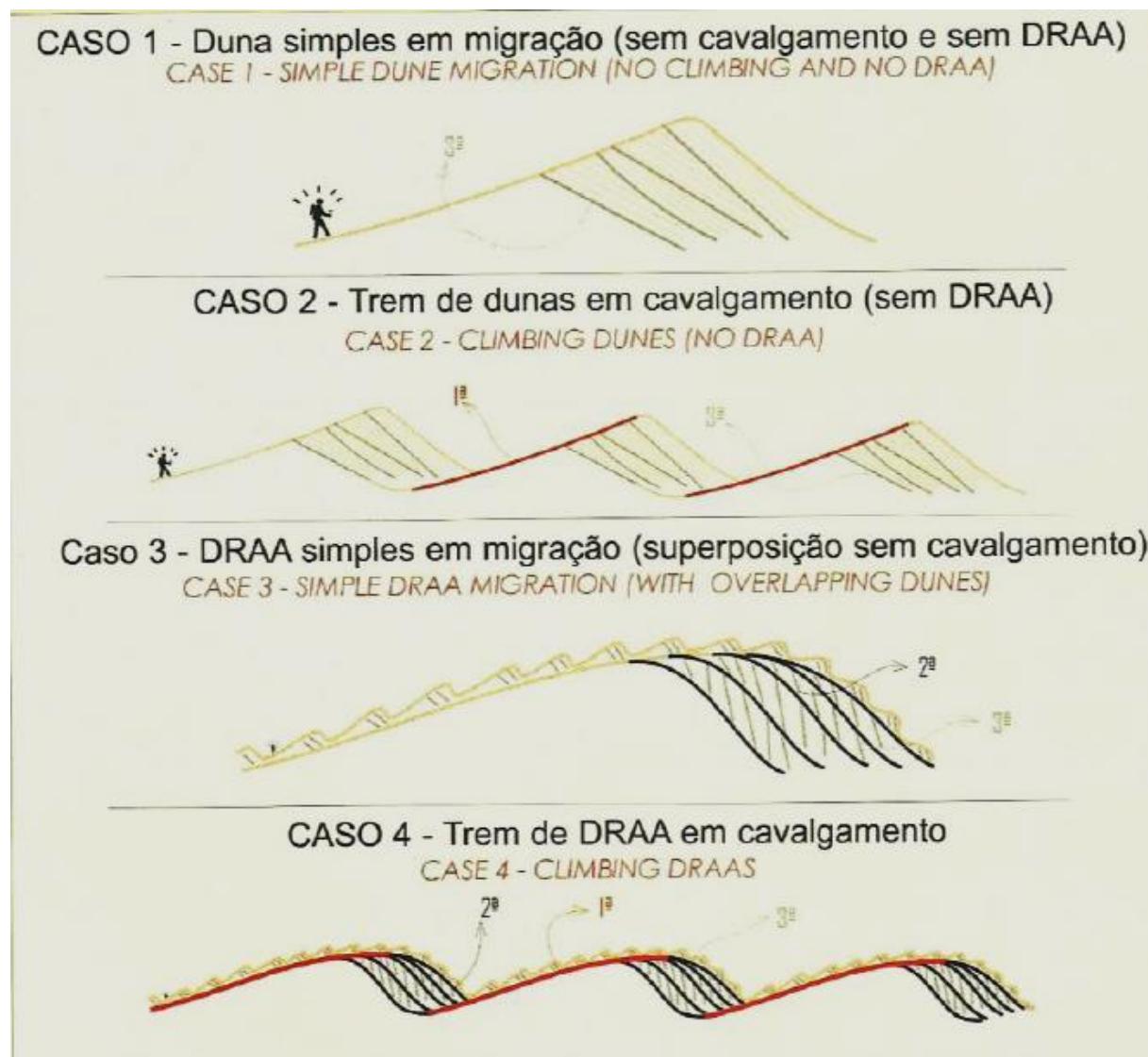


Figura 7 Exemplos de designação das superfícies limitantes propostas por Kocurek (1988). No caso 1 temos apenas truncamento interno de laminação, definindo *Superfícies de Terceira Ordem* (ou de Reativação). No caso 2 além do truncamento interno de laminas há migração da região Interduna sobre a Duna, definindo *Superfícies de Primeira e Terceira Ordem*. No caso 3 temos Marcas Onduladas migrando sobre Dunas, ocorrendo *Superfícies de Segunda Ordem* e *Superfícies de Reativação* internas à Duna. No último caso temos o exemplo ideal onde todas as hierarquias estão demonstradas, Interdunas migram sobre Dunas, Marcas Onduladas cavalgam as Dunas e eventos de erosão e deposição ocorrem

internamente à duna, definindo respectivamente *Superfícies de Primeira, Segunda e Terceira Ordem*. (Gianinni et al., 2008)

Seu conteúdo sedimentar estende-se do Paleozóico ao Recente (Caixeta et al., 1994) assentando-se sobre os estados de Pernambuco e Bahia (Cupertino, 1990) em cujo embasamento corresponde integralmente ao Terreno Pernambuco-Alagoas (Costa et al., 2007). Dentre as principais feições encontradas na bacia podemos destacar a falha de Ibimirim, limite norte da bacia, principal condicionante da sua orientação NE-SW em contraponto à N-S predominante no restante do sistema RTJ (Magnavita & Cupertino, 1987; Magnavita et al., 2012; Guzmán et al., 2015). Sua gênese está associada a reativação Zona de Cisalhamento de Pernambuco no Eocretáceo e define seu depocentro, o Baixo de Ibimirim, com 360km² de exposição e 3.000 m de profundidade (Costa et al., 2003). Outras feições compreendem o Horst de Icó, o qual faz parte do sistema de hemigrábens de blocos rotacionados para NW e falhas normais sintéticas N70E existentes na bacia (Costa et al., 2007). Em igual contexto está a falha de São Francisco, limite oeste da bacia, enquanto o limite sul se dá por uma borda flexural conforme a Figura 8.

Quanto ao seu embasamento ocorrem duas unidades no Terreno Pernambuco-Alagoas que integram a Bacia de Jatobá: o Complexo Cabrobó correspondendo a metassedimentos elásticos finos, quartzitos, pelitos com níveis carbonáticos/ferríferos e sheets leucognáissicos graníticos a granodioríticos e trondhjemíticos (Neves et al., 1995). E o Complexo Belém de São Francisco com ortognaisses leucograníticos de composição monzogranítica e granodiorítica contendo ainda resíduos do complexo Cabrobó (Santos, 1995).

A estratigrafia da Bacia de Jatobá foi categorizada por Rocha & Amaral (2007) tendo-se como base a análise de sequências realizadas por Ponte et al. (1997). Nela houve a divisão em cinco tectono-sequências: Tectono-sequência Beta, de idade siluro-devoniana, Tectono-sequência Pré-Rifte, de idade neojurássica, Tectono-sequência Sin-Rifte, de idade eocretácica, Tectono-sequência Pós-Rifte, de idade mesocretácea e Tectono-sequência Zeta, de idade cenozoica. Neste trabalho, entretanto, será adotada a proposta de Fambrini et al. (2010, 2011) formulada a partir modelo de Prosser (1993) para a Bacia do Araripe.

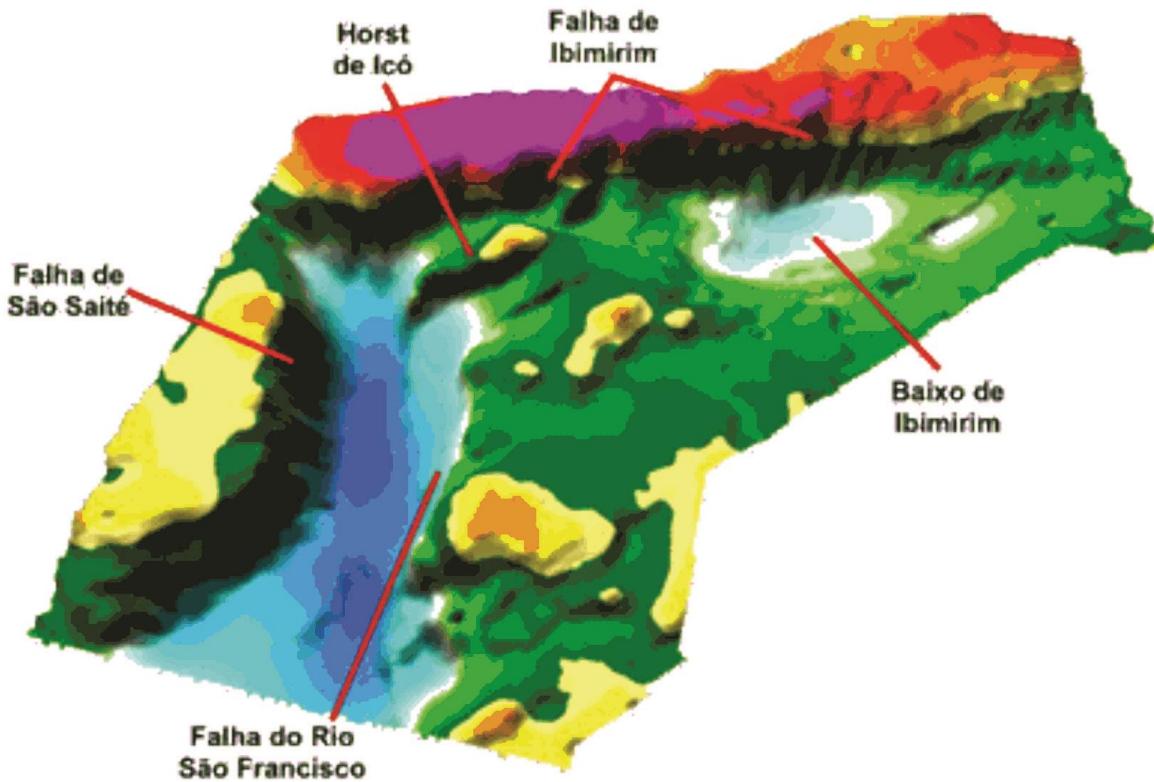


Figura 8. Visão tridimensional da Bacia de Jatobá com base em dados gravimétricos. São identificáveis as principais feições nela existentes: o baixo de Ibimirim, depocentro da bacia, Falha de Ibimirim, seu limite norte e condicionante da sua geometria, Falha de São Francisco, limite oeste, e o Horst de Icó. (Costa *et al.*, 2003)

Igualmente, adota-se a coluna estratigráfica correspondente a este modelo, confeccionada por Guzman *et al.* (2015) e modificada pelo autor. Nela empregam-se as seguintes Tectono-sequencias: Sequência Sinéclise (Grupo Jatobá), Sequência de Início de Rift (Grupo Brotas), Sequência de Climax de Rift (Formação Candeias, Grupo Ilhas e Formação São Sebastião) e Sequência Pós-Rift (Formação Marizal, Grupo Santana e Formação Exu), conforme a figura 9.

2.3 FORMAÇÃO SÃO SEBASTIÃO

A Formação São Sebastião foi inicialmente definida por Viana *et al.* (1971) como arenitos grossos a finos, avermelhados, friáveis, feldspáticos, siltico-argilosos, os quais comportavam distinções suficientes para serem divididos em três membros individuais: Paciência, Passagem dos Teixeiras e Rio Joanes. Porém o

entendimento atual dos pesquisadores é que ela seja indivisa, com peculiaridades caracterizando

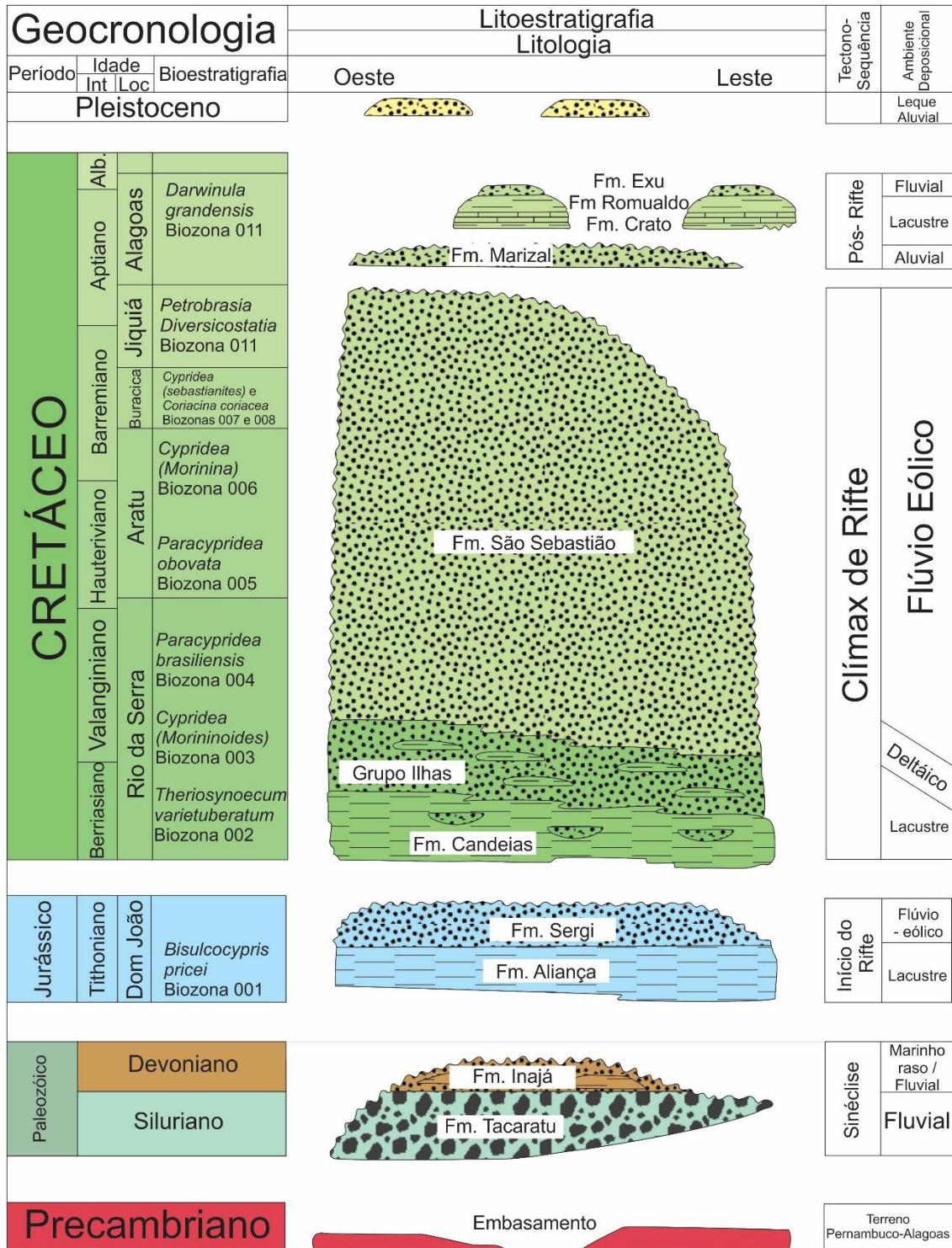


Figura 9. Coluna estratigráfica da Bacia de Jatobá (Modificado de Guzman et al. 2015)

apenas variações faciológicas (Neumann & Rocha, 2014; Fambrini *et al.*, 2013, Rocha & Amaral, 2007; Costa *et al.*, 2007).

Logo, distinguem-se base e topo da Formação São Sebastião, com a primeira possuindo arenitos avermelhados, médios a finos, de níveis grossos, seleção regular, frequentemente oxidados, com grãos subarredondados e estratos bandados de aspecto rítmico (Costa & Amaral, 2007; Rocha, 2011), conforme a Figura 10. Dadas estas características o ambiente deposicional associado é um fluvial de alta energia com idades entre o Berriasiano o Eoaptiano, correspondendo localmente do andar Rio da Serra ao Neojiquiá, respectivamente (Costa *et al.*, 2007; Rocha e Amaral, 2007).



Figura 10 Arenitos bimodais, creme a avermelhados, bem selecionados, quartzosos, subarredondados a arredondados, com estratificações cruzadas acanaladas de grande porte no topo da Formação São Sebastião

Já a segunda, no topo, é composta de arenitos bimodais, creme a avermelhados, bem selecionados, quartzosos, subarredondados a arredondados, com níveis grossos definindo fluxo de grão (*grainflow*), há ainda estratificações cruzadas acanaladas de grande porte, superfícies de deflação e paleocorrentes de direções variadas (Rocha & Amaral, 2007; Rocha, 2011; Guzmán *et al.*, 2015). Embora para a base se admita um contexto fluvial há, no topo retrabalhamento eólico definindo ambiente desértico, tipicamente eólico, com campos de dunas típicas de erg conforme a figura 8 (Rocha & Leite, 1999). A Formação São Sebastião

tem sua geomorfologia discutida por Rocha (2011), a qual é dita ser composta de serras arredondadas e morros ondulados, ocasionalmente apresentando-se como serras escarpadas. A Formação São correlaciona-se a Sebastião com as formações Penedo, Coqueiro Seco e Morro do Chaves, da Bacia SE/AL (Ponte & Appi, 1990).

3 METODOLOGIAS

3.1 ETAPAS PRÉVIAS AO CAMPO

Ademais da revisão bibliográfica dos trabalhos publicados sobre a Bacia de Jatobá, Formação São Sebastião e Sistemas Desérticos foi realizada a confecção do mapa previsional da região estudada. Para tal integrou-se os dados disponíveis de imageamento por radar da superfície pertencentes ao projeto SRTM (Miranda, 2005), o mapeamento geológico mais recente da Bacia de Jatobá (Rocha & Leite, 1999), imagens de satélite e mapas-base viários (Figura 11) com objetivo de identificar as potencialidades da região compreendida entre os municípios de campo e Ibimirim.

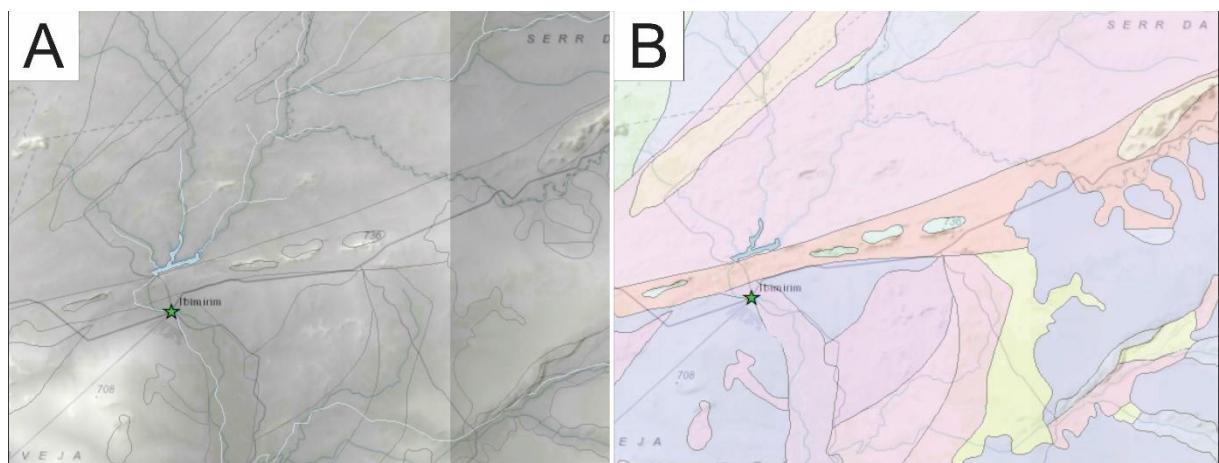


Figura 11. A) Integração do mapa base viário com dados de imageamento de relevo via radar (Miranda, 2005) B) Integração do mapa base viário com o mapeamento geológico de Rocha & Leite (1999) a fim de confecção do mapa previsional da área estudada.

Procurou-se nas imagens uma associação entre litologia correspondente à Formação São Sebastião pelo mapeamento de Rocha & Leite (1999), forte contraste topográfico nas imagens de radar e acesso possível via rodovias ou mesmo estradas de terra. Com esta aquisição foi determinada a região entre os municípios de Campos e Ibimirim como a localidade ideal para o desenvolvimento do estudo, delimitados pontos de interesse e programadas as etapas de campo. Foram executadas então três etapas de campo nos meses de fevereiro, setembro e dezembro de 2016.

3.2 DESCRIÇÃO DE AFLORAMENTOS

Em campo foram realizadas classificação granulométrica com base no modelo de Wentworth (1922), descrição semiqualitativa de cor, seleção, arredondamento, esfericidade, geometria dos estratos, espessura, estruturas sedimentares presentes, superfícies limitantes e medidas de paleocorrentes. Fotografias foram tiradas para a reconstrução de mosaicos exemplificando as estruturas identificadas, bem como reconstituição do empilhamento sedimentar.

Com base nos dados coletados foram confeccionadas seções colunares com auxílio de software de edição de imagens, onde se destacam as propriedades vistas em campo e pode-se avaliar o comportamento destas ao longo da sucessão vertical de fácies. Coletou-se ainda 15 amostras relativas a variabilidade litológica encontrada na Formação São Sebastião para a confecção de lâminas petrográficas.

3.3 ESTUDOS EM LÂMINA PETROGRÁFICA

Uma vez confeccionadas as lâminas relativas às amostras coletadas na atividade de campo a primeira etapa foi a descrição mineralógica destas através do microscópio petrográfico (Figura 12). Nele também foi possível avaliar de forma quantitativa a seleção, arredondamento, esfericidade e presença de microestruturas sedimentares de acordo com os critérios de Wentworth (1922), Wadell (1932, 1933), Powers (1953), Folk (1955), Kahn (1956) e Dickinson (1985).

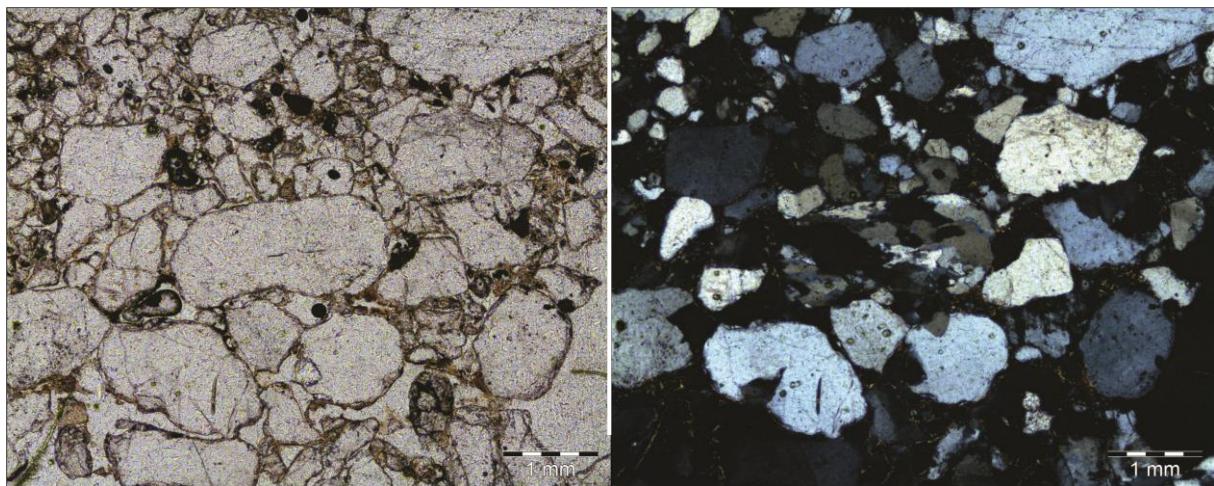


Figura 12. Estudo composicional da amostra JB-QM-1A em microscópio petrográfico mostrando predominância de grãos de quartzo monocristalino e policristalino

Para uma medida precisa dos valores de tamanho de grão, esfericidade e arredondamento foi utilizado o software de tratamento de imagens AnalySIS (Figura 13) integrado a lupa binocular Olympus SZ61 e câmera Olympus UC30. A primeira etapa consistiu no ajuste dos valores de medição a partir dos padrões de calibragem, garantindo que a dimensões indicadas pelo programa correspondiam a realidade. Para a granulometria foi empregada a aferição do tamanho dos grãos em seção representativa da totalidade das amostras, ou seja, procurou-se selecionar o trecho da lâmina que reproduzisse de maneira fiel restante da rocha, evitando concentrar-se numa porção pequena ou enviesada da mesma. Esta escolha se mostrou particularmente trabalhosa nas amostras cuja distribuição granulométrica foi deveras heterogênea, exigindo a análise de uma maior área para poder ter uma fiel representatividade, em seguida classificou-se de acordo com o proposto por Wentworth (1922).

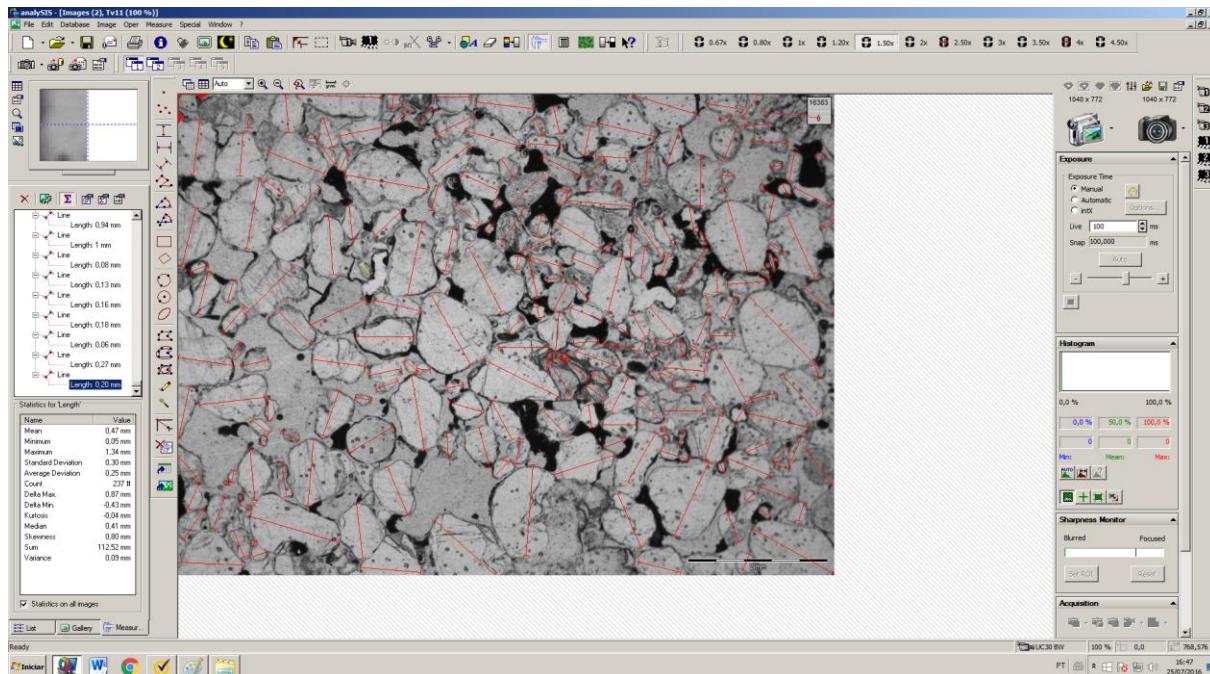


Figura 13 Interface do software AnalySIS utilizado para medição dos critérios de granulometria, esfericidade, arredondamento e seleção. São apresentados aqui não apenas os valores aferidos na integralidade da seção, mas também os parâmetros estatísticos deles derivados.

A variância e desvio padrão dos valores de granulometria identificados em cada caso compuseram os critérios para definição de seleção das amostras, uma

vez que ambos determinam o quanto os valores se afastam do comportamento modal. Para a esfericidade e arredondamento foram utilizadas as definições postuladas por Wadell (1932) com classificação dos resultados por Folk (1955), conforme a figura 14.

$$\text{sphericity} = \frac{r_{\text{max-in}}}{r_{\text{min-cir}}} \quad \text{roundness} = \frac{\sum r_i / N}{r_{\text{max-in}}}$$

Figura 14 Fórmulas empregadas na determinação da esfericidade e arredondamento dos grãos em escala de lâmina petrográfica (Wadell, 1932)

A primeira formula, Esfericidade, compara o raio do maior círculo que cabe dentro grão, a ser chamado *máximo raio inscrito*, com o raio do menor círculo que engloba o grão completamente, a ser chamado *mínimo raio circunscrito*. Quanto mais próximo de 1 este valor mais a forma do grão se aproxima de uma esfera e, portanto, maior sua esfericidade.

Já a segunda fórmula compara a média dos n raios dos círculos inscritos nas angulosidades internas do grão com *máximo raio inscrito*. Quanto mais próximo de 1 maior o arredondamento do grão. A figura 15 exemplifica as medições realizadas em cada um dos casos acima descritos.

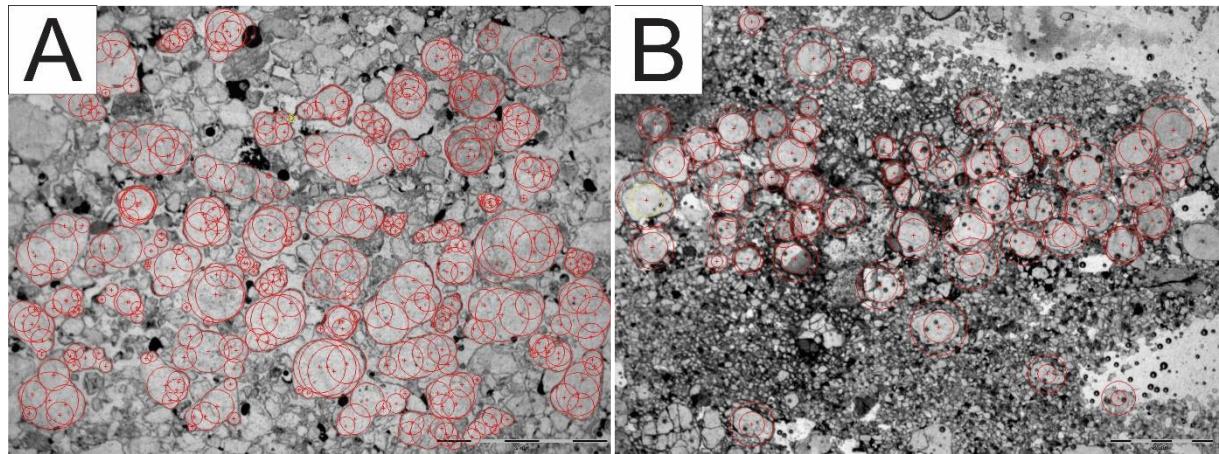


Figura 14. Medidas de Arredondamento da amostra JB-QM-1A e de Esfericidade da amostra JB-QM-1B. Na primeira compara-se a média dos n raios dos círculos inscritos nas angulosidades dos grãos com o *maximo raio inscrito*, já na segunda

compara-se o *máximo raio inscrito com o mínimo raio circunscrito*, conforme a Figura 13.

Em todos os casos objetivou-se a medição do maior número possível de seções representativas, tanto para se obter fiel descrição dos litotipos individuais quanto da diversidade de litotipos da Formação São Sebastião. Em posse destes dados foi dado tratamento estatístico em software de edição de planilhas onde se observou os valores de Média, Valores Máximos e Mínimos, Desvio Padrão, Variância, Curtose e Assimetria. Conseguinte à análise destes parâmetros se deu a identificação do comportamento das amostras nos critérios de classificação dos autores supracitados e por fim o agrupamento dos resultados em função das suas similaridades. Optou-se também por fazer uma caracterização a parte tendo em vista a integração entre o local de amostragem e os elementos arquiteturais definidos pelo Artigo I. Seu resultado é discutido em tópico pertinente no Artigo II.

4 FACIES ARCHITECTURE AND STRATIGRAPHIC CHARACTERIZATION OF SÃO SEBASTIÃO FORMATION, JATOBÁ BASIN, NE BRAZIL: AN EXAMPLE OF RIFT FLUVIO-AEOLIAN SEDIMENTATION

Renan Gustavo Barbosa QUEIROZ¹

Gelson Luís FAMBRINI²

Virgílio Henrique de Miranda Lopes NEUMANN³

¹ Geosciences Post-graduation Program, Federal University of Pernambuco,
renanqueiroz88@hotmail.com

² Departament of Geology, Federal University of Pernambuco,
gelson.fambrini@ufpe.br

³ Departament of Geology, Federal University of Pernambuco,
neumann@ufpe.br

ABSTRACT

The São Sebastião Formation in Jatobá Basin, northeast Brazil consists in a fluvio-aeolian succession formed from Valanginian to Eoaptian showing reddish, subrounded, poorly sorted, medium to coarse basal sandstones with conglomeratic layers often exhibiting signs of oxidation and frequently forming rhythmic banded strata, interpreted as fluvial sandstones. These rocks are overlain by intercalations of bimodal, reddish to light brown, well sorted, quartzous, well rounded sandstones, with inverse grading originated by ripple mark migration under subcritical regime, large trough cross-stratifications, deflation surfaces and multidirectional paleocurrents. Eleven lithofacies were defined, columnar sections were made and their spatial correlations permitted identification of five facies associations: High Energy Fluvial Channels, Intermittent Fluvial Channels, Aeolian Dunes, Wet Interdunes and Sand Sheets, each of them representing a specific moment during São Sebastião Formation paleogeographic evolution. The identified sedimentary dynamic in São Sebastião Formation defines multiple transitions in Jatobá Basin climatic conditions: the lacustrine regime existing in the Candeias Formation during Berriasian is replaced by high energy streams at Valanginian and, subsequently, it changes again until Eoaptian to arid conditions with episodic torrential rains. These events cyclically rise and decrease the water table ephemerally, causing damping and flash floods. A depositional model was created based on the data gathered in this work and comparison to correlated fluvio-aeolian successions around the world to explain the dominant depositional processes occurred in northeast Brazil during most of Cretaceous.

KEYWORDS: AEOLIAN FACIES, STRATIGRAPHY, SÃO SEBASTIÃO FORMATION, JATOBA BASIN, RIFT BASIN

1. INTRODUCTION

Ancient fluvial-aeolian systems are found in several locations, such as Etjo Formation sandstones in Namibia (Mountney & Howell, 2000), Botucatu Formation in Brazil (Scherer, 2001), Kayenta Formation and Navajo Sandstones in Utah (Herries, 1993) and Page sandstones in Arizona (Havholm & Kocurek, 1994). In these sedimentary deposits mainly aeolian processes occurs, defining dry systems in which the water table is below the deposition zone. As result the geologic record shows trough cross stratification, planar cross stratification, ripple marks, laminations, grainfall and grainflow structures, bimodal grain size and inverse grading, all of them being characteristics of dry environments (Hunter, 1977; Kocurek & Dott, 1981; Rubin & Hunter, 1983; Fryberger & Schenk, 1988; Kocurek *et al.*, 1991a; Kocurek, 1991; Chan & Archer, 2000; Loope *et al.*, 2001; Scherer & Lavina, 2005; Letorneau & Huber, 2006; Mountney, 2006b; Spalletti *et al.*, 2010).

In other locations wet deposits are found, such as Entry Sandstones in USA (Carr-Crabaugh & Kocurek, 1998) and Helsby Formation in England (Mountney and Thompson, 2002), with adhesion ripples, convolute strata and deformed trough cross stratification, characterizing wet depositional environments. (Ahlbrandt & Fryberger, 1981; Kocurek, 1981; Mountney & Thompson, 2002;

Scherer & Lavina, 2005; Mountney, 2006b; Spalletti *et al.*, 2010).

Kocurek & Havholm (1993), Mountney (2006a) and Jones *et al.* (2016) also define a third type, the stabilized systems, common in quaternary deposits but rare in ancient geologic records. Examples of this third group include Shikaoda Formation in India (Chakraborty & Chakraborty, 2001), Tsondab Sandstones in Namibia (Kocurek *et al.*, 1999), Tumblagooda Sandstones in Australia (Trewin, 1993) and Whitworth Sandstones in Australia (Simpson & Eriksson, 1993).

In this context occurs the São Sebastião Formation in Jatobá Basin, northeast Brazil: a fluvio-aeolian succession, formed from Valanginian to Eoaptian, composed of reddish, subrounded, moderately sorted, medium to fine basal sandstones with coarser layers often showing signs of oxidation and frequently forming rhythmic banded strata, interpreted as fluvial sandstones (Costa *et al.*, 2007; Rocha, 2011).

These fluvial sandstones are overlain by intercalations of bimodal, reddish to light brown, well sorted, quartzous, subrounded to rounded sandstones, with coarser levels originated from grainflow, large trough cross-stratifications, deflation surfaces and multidirectional paleocurrents (Rocha & Amaral, 2007). Upper São Sebastião Formation sandstones are described as a dry and wet aeolian accumulations in erg (Rocha, 2011)

formed by basal fluvial sandstones recycling (Fambrini *et al.*, 2007; Fambrini *et al.*, 2013) with ephemeral fluvial interactions (Fambrini *et al.*, *In preparation*). This work describes the main lithofacies found in exuberant São Sebastião Formation outcrops in Pernambuco state, identifies their architectural elements and reconstructs the depositional paleoenvironments established during

early Cretaceous in northeast Brazil.

2. MATERIALS AND METHODS

The analyzed area is located within the northeast portion of the Jatobá Basin, more specifically near Ibimirim city and Campos district, in Pernambuco state, northeast Brazil (Figure 1).

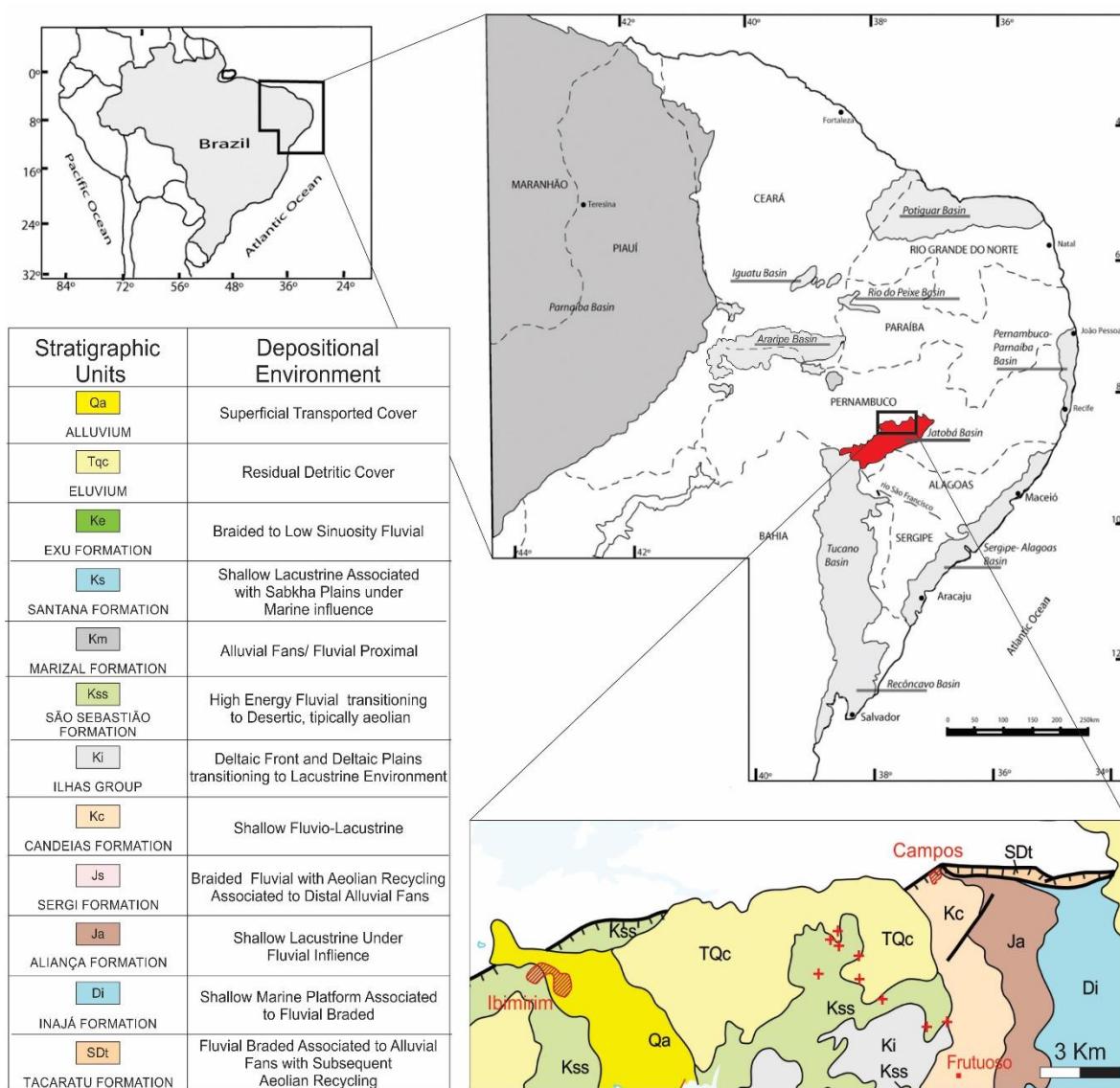


Figure 1. São Sebastião Formation within Jatobá Basin, near Ibimirim city and Campos district in northeast Brazil. The red crosses in the last picture correspond to analyzed outcrops location (Modified from Rocha & Leite, 2001; Pires & Guerra-Sommer, 2010).

The chosen area exhibits high quality São Sebastião Formation outcrops, it was identified through integration of physiography data obtained from SRTM project radar images (Miranda, 2005), aerial photographs, satellite images and the most recent Jatobá Basin geological mapping published by CPRM - Geological Survey of Brazil (Rocha & Leite, 2001). Nine São Sebastião Formation outcrops within the area were selected to compose this work.

Three fieldwork trips were carried out between Ibimirim city and Campos district, in Pernambuco state, from which nine outcrops were selected to reconstruct the facies architecture and paleogeographic evolution of São Sebastião Formation. The study started from the most basal portions of São Sebastião Formation up until the top, in which .

Although Miall (1996) proposed a specific methodology for sedimentary facies categorization and architectural elements reconstitution, the authors decided to create a specific lithofacies set based on the works of Doe & Dott (1980) Ahlbrandt & Fryberger (1981), Kokurek (1981), Langford & Chan (1989), Kokurek *et al.* (1991b), Fryberger (1993), Herries (1993), Kokurek & Havholm, (1993), Loope *et al.* (2001), Mountney & Thompson (2002), Scherer & Lavina (2005), Mountney (2006b) and

Spaleltti *et al.* (2010) for São Sebastião Formation.

This decision is based not only in predominance of aeolian environments over fluvial ones within São Sebastião Formation, but also motived by the different and important faciological features found in aeolian sandstones, which did not necessarily fit the facies model proposed by Miall (1996).

Once lithofacies were identified, a columnar sections set was constructed and facies associations were defined. Finally, it is proposed a sedimentary depositional model combining architectural elements and outcrops spatial correlation, which rebuilds the depositional paleoenvironment of São Sebastião Formation in Jatobá Basin during early Cretaceous.

3. GEOLOGICAL SETTING

3.1 *The Jatobá Basin*

The Jatobá Basin corresponds to the approximately 5,000 km² area in northeast Brazil between Pernambuco and Bahia states (Cupertino, 1990) with sedimentary record from Paleozoic to Recent (Caixeta *et al.*, 1994), according to Figure 2. Its genesis is due to extensional tectonics over local heterogeneous basement (Magnavita, 1996) and is closely related to Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ) aborted rift system.

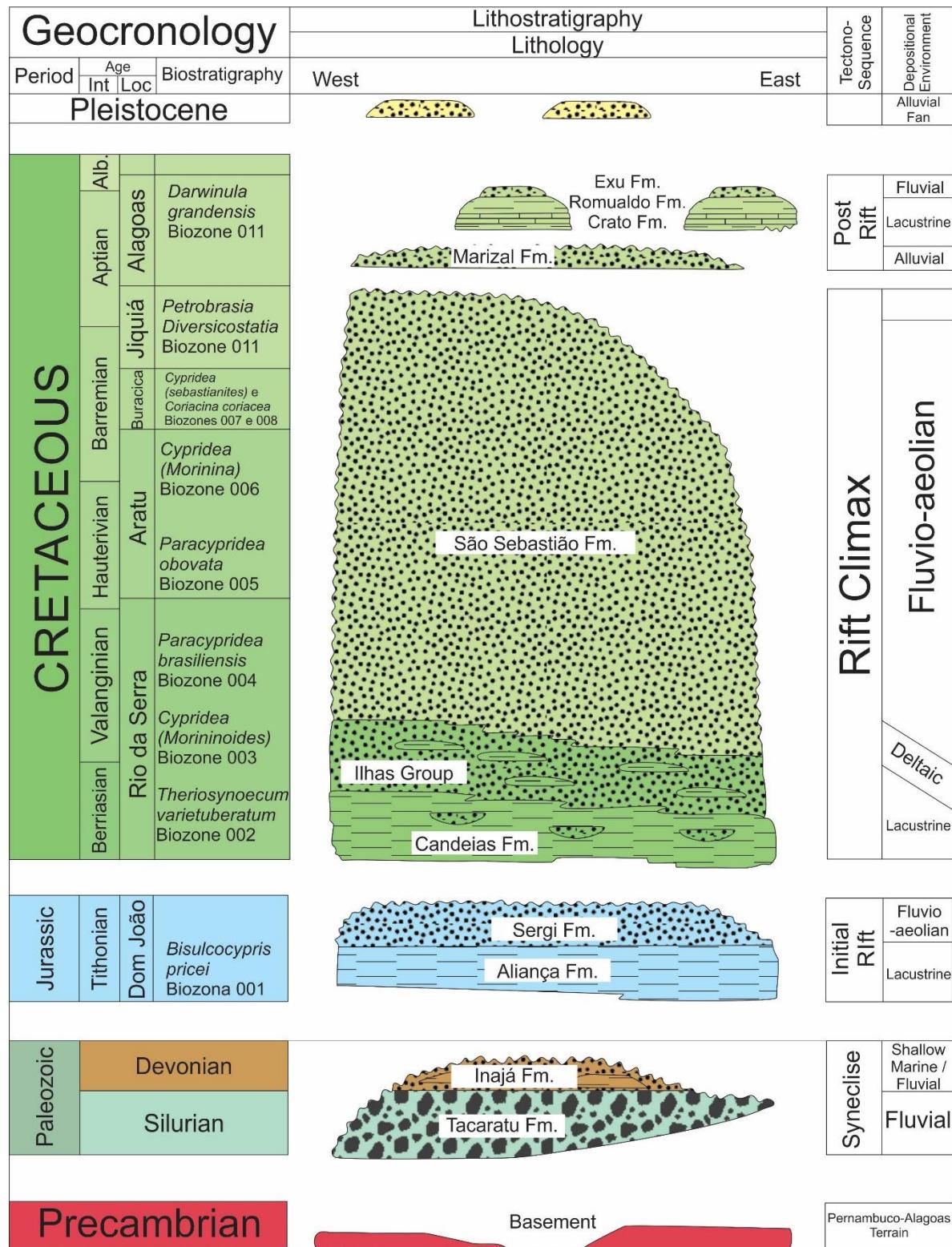


Figure 2. Jatobá Basin stratigraphic chart (modified from Guzmán *et al.*, 2015)

The RTJ system corresponds to one of Gondwana supercontinent's fragmentation branches, specifically

the one that was abandoned, generating a group of isolated and contiguous sub-basins separated by

transfer faults with independent depocenters: Recôncavo (south), Tucano (central) and Jatobá (north) (Magnavita & Cupertino, 1987).

While Recôncavo and Tucano Basins' geometry have N-S trend Jatobá Basin is NE-SW oriented, as result of crystalline basement's preexisting structures, specifically the Pernambuco Shear Zone (PSZ). The PSZ was subjected to reactivation during Eocene, developing the Ibimirim Fault (Costa *et al.*, 2003), which imposes Jatoba basin's NE-SW trend, its northern limit and depocenter: the Baixo de Ibimirim, near and parallel to Ibimirim Fault with approximately 3,000 m of depth and 360 km² of extension (Magnavita & Cupertino, 1987; Costa *et al.*, 2003; Magnavita *et al.*, 2012).

The Jatoba basin basement corresponds entirely to Pernambuco-Alagoas terrain (Costa *et al.*, 2007), within the Southern Domain of Borborema Province (Santos, 1995), which is composed of two main rock assemblages. The first one, Cabrobó Complex, consists of a fine clastic metasedimentary sequence (QPC, quartzite, pellite and rare carbonatic/ferric layers) and a volcanic unit, dominantly intermediate with minor basic rocks (Lagoa das Contendas Unit) (Neves *et al.*, 1995). The second one, Belém de São Francisco Complex, comprises leucocratic monzogranitic to tonalitic orthogneisses and relicts of banded tonalitic orthogneisses and Cabrobó complex's supracrustal rocks (schists,

limestones, amphibolites and metavolcanic rocks) (Santos, 1995).

In its current configuration the Jatobá Basin is composed of NW rotated blocks defining half grabens and synthetic N70E normal faults (Costa *et al.*, 2007) that accommodate basin's sedimentary content. Main features includes Icó Horst, Baixo de Ibimirim depocenter, Ibimirim Fault and São Francisco Fault (Costa *et al.*, 2003). In Cretaceous a fluvial deposition takes place in Jatoba Basin being recycled through aeolian processes and resulting in São Sebastião Formation fluvio-aeolian sequences (Fambrini *et al.*, 2006, 2007, 2013), this work's main subject.

3.2 São Sebastião Formation

The São Sebastião Formation was defined by Viana *et al.* (1971) as fine to coarse, reddish, friable, feldspathic, pelitic sandstones divided in Paciencia, Passagem do Teixeiras e Rio Joanes Members, although it is currently seen as undivided (Costa *et al.*, 2007; Rocha & Amaral, 2007; Fambrini *et al.*, 2013; Neumann & Rocha, 2014).

However, base and top of the São Sebastião Formation show distinguished features, the basal portion is composed of reddish, medium to fine sandstones with regular sorting, often exhibiting oxidation traits, sub-rounded grains and coarser levels often forming banded layers of rhythmic aspect (Costa & Amaral, 2007; Rocha, 2011).

The top has bimodal, reddish to light brown, well sorted, quartzous, subrounded to rounded sandstones with coarser levels emphasizing grainflow events, large trough cross stratification, deflation surfaces and multidirectional paleocurrents (Rocha & Amaral, 2007; Rocha, 2011; Guzman *et al.*, 2015). Rocha (2011) also discusses São Sebastião Formation geomorphology, which exhibits rounded hills and low relief mounts, occasionally forming scarped hills.

The basal sandstones were formed in a fluvial environment context (Fambrini *et al.*, 2006, 2007, 2013), specifically in high energy fluvial streams, from Berriasian to Eoaptian, which correspond locally to Rio da Serra and Neojiquiá stages, respectively (Costa *et al.*, 2007; Rocha and Amaral, 2007). These rocks are aeolian recycled by wind activity at the top (Fambrini *et al.*, 2006, 2007, 2013), defining a desertic environment, typically aeolian, with dune fields within an erg (Rocha, 2011). The São Sebastião Formation

correlates to Penedo Formation, Coqueiro Seco Formation and Morro do Chaves Formation SE/AL Basin, NE Brazil (Ponte & Appi, 1990).

4 SEDIMENTARY LITHOFACIES

Although undivided São Sebastião Formation presents diverse lithologic content that can be perceived in grain morphology, composition, strata external geometry and facies architecture. In the studied area eleven lithofacies were identified, each one of them matching their predominant depositional environment, transporting mechanism's nature and energy level, sediment supply, accommodation space, preservation conditions and sindepositional strata development.

In Table 1 eleven sedimentary lithofacies identified in São Sebastião Formation are described, highlighting its main characteristics and paleoenvironmental interpretation.

Abrev.	Lithofacies Description	Interpretation
Gm	Massive matrix-supported conglomerates, with rounded, poorly sorted grains. Displays tabular to wedge external geometry with a few centimeters of vertical expression.	High-energy fluvial deposition formed in lower flow regime due to episodic energy peak, predominance of tractive processes. Residual deposits (lags)
Scg	Medium to coarse, poorly sorted sandstones, showing disseminated pebbles and	High-energy fluvial deposition formed in lower flow regime. Longitudinal bars deposition.

	granules, small sized plane-parallel stratification and trough cross stratification.	
St	Medium to coarse sandstones, disseminated pebbles and medium to small-sized single/multiple trough cross stratification	Two-dimensional (3D) sand dunes deposited under subaqueous traction conditions, Sinuous fluvial crest riverbanks.
Sp	Medium to very coarse sandstones, with widespread pebbles and medium to small - sized planar cross stratifications.	Two-dimensional (2D) subaqueous sand dunes formed under lower flow regime.
Sm	Medium to very coarse massive sandstones with occasional pelitic intraclasts.	High-energy fluvial deposition formed in lower flow regime. Longitudinal/Lateral bars deposition.
Scm	Very fine to mine laminated sandstones, often showing channel migration trough cross stratification and disseminated pebbles	Intermittent channels formed during flash floods in Aeolian dunes, causing dune disaggregation and fluvial incision
St (aeolian)	Very fine to medium, bimodal, well sorted sandstones, with large to medium trough cross stratification, vertical thickness reaching dozens of meters, grainfall/grainflow structures and pinstripe laminations.	Aeolian deposition with predominance of salting and suspension processes under unidirectional variable wind regime and ripple's migration under subcritical regime. Deposition of three-dimensional Aeolian Dunes (3D).
Sp (aeolian)	Very fine to medium, bimodal, well sorted sandstones with thickness ranging from decimeters to meters, grainfall/grainflow structures, pinstripe laminations and medium-sized planar cross stratifications.	Aeolian deposition with predominance of salting and suspension processes under unidirectional variable wind regime and ripple's migration under subcritical regime. Deposition of bidimensional Aeolian Dunes (2D).

<i>Sl (aeolian)</i>	Very fine to medium laminated, well sorted sandstones with pinstripe laminations and low-angle planar cross stratifications and few meters of vertical expression.	Salting and suspension processes under aeolian conditions with poor sediment income and insufficient accommodation space. Dry Interdunes/Sand Sheets deposition.
<i>Sh (aeolian)</i>	Very fine to medium, well sorted sandstones with tabular strata and plane-parallel decimetric stratifications	Deflationary deposits of larger bed forms resulting thicker tabular basal portions preservation. Sand Sheets
<i>Sd</i>	Fine to medium, bimodal, laminated sandstones with disturbed trough cross stratification and convolute folds. Deformed aspect is the most striking feature in this lithofacies.	Wet Interdune deposits displaying remarkable sindepositional deformation caused by increased interpore pressure and consequent liquefaction processes.

Table 1. São Sebastião Formation's sedimentary lithofacies. The six first lithofacies corresponds to fluvial basal sandstones: (Gm) matrix-supported massive conglomerate, (Scg) poorly sorted coarse sandstones with disseminated pebbles, (St) medium to coarse sandstones with trough cross stratification, (Sp) medium to coarse sandstones with planar cross stratification, (Sm) medium to coarse massive sandstones. The remaining lithofacies represents aeolian sandstones in upper São Sebastião Formation: (St (e)) very fine to medium sandstones, bimodal, well sorted, with medium to large trough cross stratification, (Sp (e)) very fine to medium, bimodal, well sorted, with medium to large planar cross stratifications, (Sl(e)) very fine to medium sandstones, well sorted, with pinstripe lamination and low angle cross stratification and (Sh (e)) very fine to medium, well sorted, tabular sandstones with plane-parallel laminations. The last lithofacies (Sd) comprises fine to medium, bimodal, laminated sandstones with deformed trough cross stratification and convolute folds.

5. FACIES ASSOCIATION

5.1 High Energy Fluvial Channels (HEFC)

The High Energy Fluvial Channels (HEFC) facies association occurs at São Sebastião Formation's base comprising mainly medium to coarse, quartzous, reddish to light brown, poorly sorted, moderately

spherical and rounded sandstones. In addition to these medium to coarse sandstones, São Sebastião Formation basal rocks have reddish to white, rounded pebbles with low sphericity spread throughout their sandstones, ranging in size from 4 to 6 mm. Sharing the same properties

but less commonly there are boulders,

reaching up to 11cm (Figure 3).

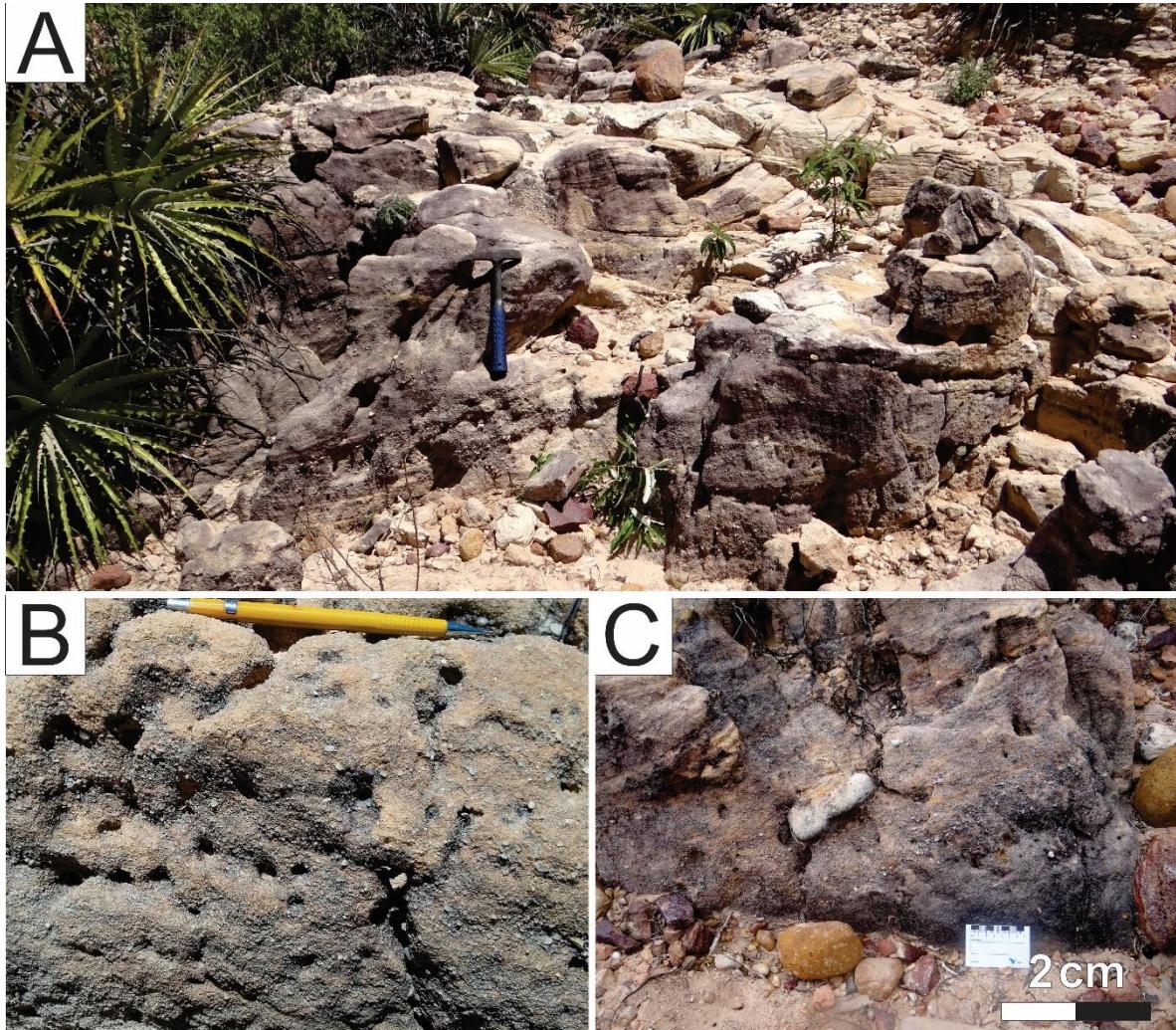


Figure 3 (A) Coarse to medium, poorly sorted, rounded sandstones with low sphericity, wedge geometry and approximately 45 cm thick. Trough cross stratification and plane-parallel lamination are also visible. Given the characteristics seen it is possible to identify the lithofacies St, according to Table 1. B) Section showing similar characteristics to the previous one, however the only visible structures are inverse grading. It also differs texturally by having more disseminated pebbles, defining lithofacies Scg C) Conglomeratic levels parallel to boulders major axis, exemplifying lithofacies Gm, which frequently intersect Scg lithofacies.

Rare greenish to light gray, millimetric fissile pelitic lithoclasts are found within basal portions HEFC sandstones, associated to Sm and St lithofacies (Figure 4). Such characteristics and proximity to São

Sebastião Formation lower boundary relate pelitic lithoclasts origin to Candeias Formation erosion.

The HEFC rock layers described exhibit wedge to tabular geometry, whose sets show

commonly 45 cm vertical expression, each of them separated from the others through second-order surfaces (Miall, 1996). They consist mostly in plane-parallel sandstones with pebble disseminated strata (Scg) and massive strata (Sm), often exhibiting medium to small-sized trough cross stratification (St) and planar stratification (Sp), whose paleocurrent

mean vector trends towards 25°/225. Its vertical expression consists in sets of few meters, whereas horizontally the layers reach dozens of meters. Conglomeratic levels occur associated with multiple grading, fluid escape structures and convolute bedding at São Sebastião Formation basal portion.

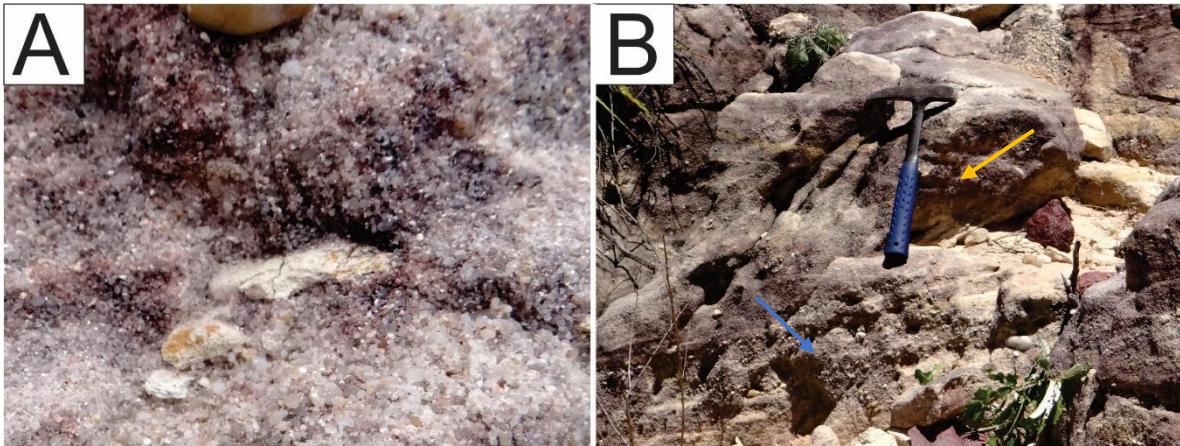


Figure 4. Light grey to greenish pelitic fissile lithoclasts from Candeias Formation, which underlies São Sebastião Formation just a few meters below this rock exposure, after horizontal erosive boundary surface. B) Trough cross stratification (yellow arrow) associated with conglomeratic levels and multiple grading (blue arrow) at São Sebastião Formation basal sandstones.

Exceptionally in this facies association, both top and basal limits are exposed, allowing a complete evaluation of its stratigraphic evolution. The basal portion of the HEFC facies association has a bounding surface marked by horizontal erosive discordance between its medium to coarse, poorly sorted, rounded, low sphericity sandstones and the greenish to reddish shales and siltstones/argillites from Candeias Formation. At the

HEFC facies association upper portion boundary happens through a gradual transition to medium, bimodal, stratified, laminated, well sorted and rounded sandstones belonging to the Sand Sheet facies association, according to Figure 5. The sedimentary stacking of the different lithofacies in basal São Sebastião Formation shows a clear paleocurrent tendency towards the west as it gets closer to the lithologic contact with Candeias Formation (Figure 6).

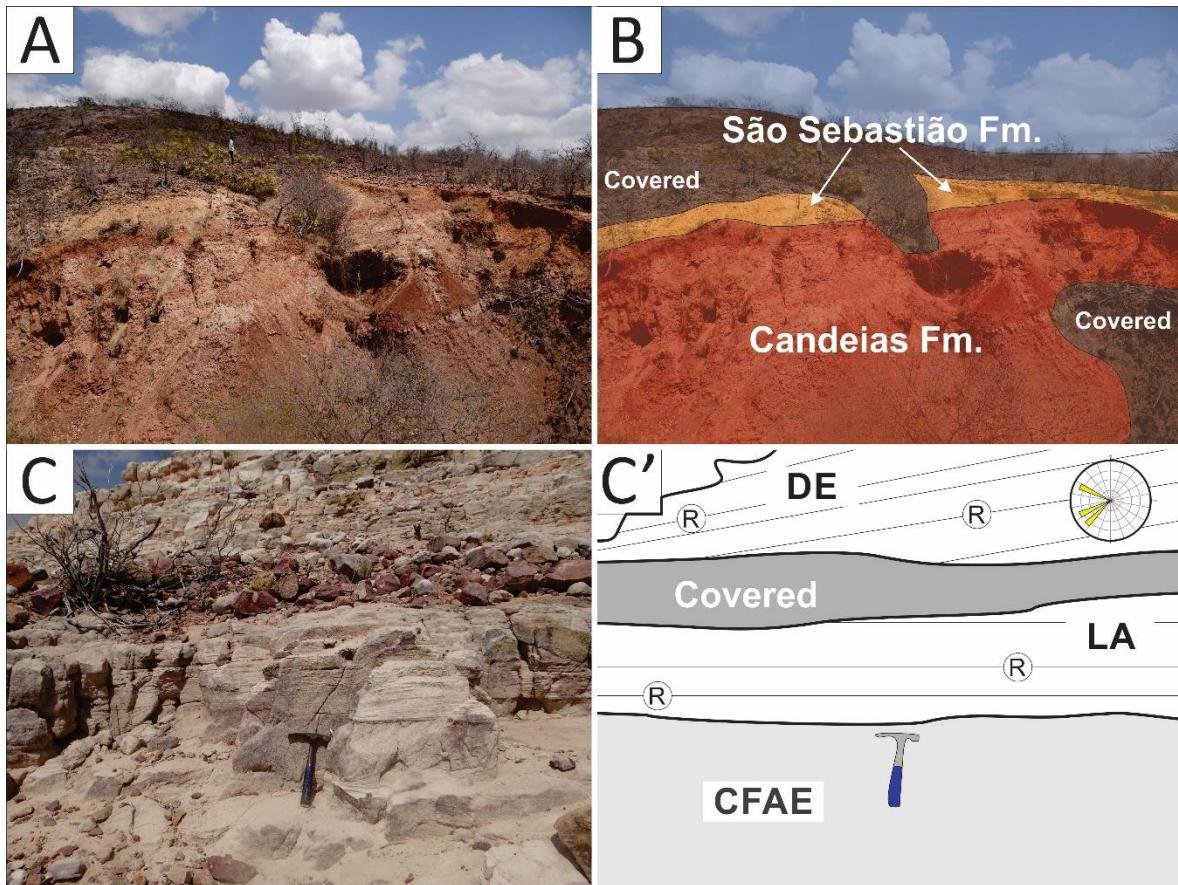


Figure 5 A, B) São Sebastião Formation basal boundary showing a division between HEFC facies association's coarse, poorly sorted, massive sandstones and greenish to reddish shales, siltstones and argillites from Candeias Formation C, D) Upper HEFC facies association boundary shows gradual transition between massive, poorly sorted, coarse fluvial sandstones (Sm) and fine to medium, laminated, well sorted aeolian sandstones (Sh(e)) from Sand Sheets facies association.

Interpretation

Due to significant coarse sand content, poor sorting, frequent pebble occurrence, boulders, conglomeratic levels, tabular external geometry, trough cross stratifications, planar cross stratifications, massive sandstones and absence of siltstones/argillites in rock record, a depositional Shallow Perennial Braided river is identified (Miall, 1996).

The sedimentary structures show lower flow regime traits, such as 3D dunes interpreted from the trough cross stratifications and massive sandstones. The high-energy flow is coherent with the erosive discordance found at basal boundary between Candeias Formation and São Sebastião Formation, forming the greenish pellitic lithoclasts.

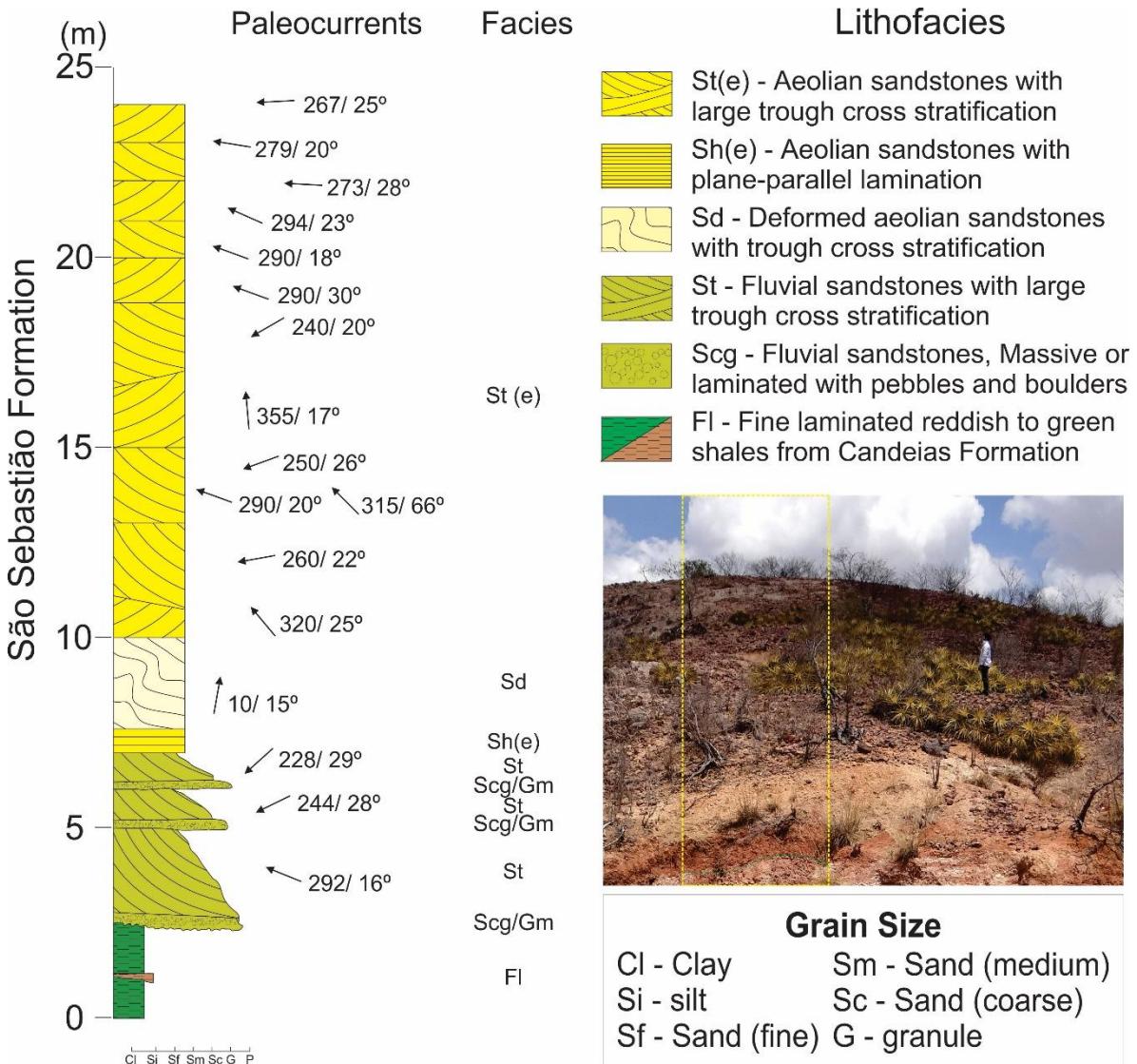


Figure 6. Composite columnar section showing the boundary between lower São Sebastião Formation and greenish/reddish shales, siltstones and argillites from Candeias Formation. The vertical succession lower parts shows poorly sorted coarse fluvial sandstones with disseminated pebbles (Scg) often associated with a few centimeters of matrix-supported conglomeratic levels (Gm) from HFEC facies association. Gm and Scg lithofacies occur mainly intercalated with medium to coarse poorly sorted sandstones showing trough cross stratification (St). Above the HEFC facies association there are medium to fine, well rounded, well sorted sandstones with plane-parallel stratification (Sh(e)) and medium to fine, bimodal, well sorted sandstones with trough cross stratifications (St (e)) representing São Sebastião Formation aeolian facies. There is a strong paleocurrent tendency towards west in both fluvial and Aeolian facies association.

5.2 Intermittent Fluvial Channels (IFC)

This facies association occurs laterally to Aeolian Dunes in upper São Sebastião Formation. It is composed of medium to fine, reddish, quartzous, well sorted, well rounded high sphericity sandstones. Pebbles ranging from 2 to 3 cm are found in many portions of IFC, as shown in Figure 7. In addition, lithoclasts sized 8 to 30 cm from contiguous aeolian facies associations are found in IFC, exhibiting distorted boundaries and partial aeolian plane-parallel laminations preservation. The disintegration process from original rock is often incomplete, with adjacent aeolian laminated sandstones showing rotated and displaced fragments, as seen in Figure 8. Also, massive strata (Sm), laminated sandstones (Sl), channel migration trough cross stratification (Scm) and trough cross stratification (St) are found (Figure 9).

The strata's vertical stacking shows a remarkable distinction between IFC paleocurrent values and the average Aeolian Dunes ones, even though they are surrounding it. While IFC paleoflows occur towards both south and north, with predominance of the latter, the surrounding aeolian dunes have a strong tendency towards southeast / southwest, according to Figure 10. The average IFC paleocurrents here described is evaluated through

Rosette diagram plotting, showing an average vector of 23° / 022, according to Figure 11.

Sandstones in this facies association exhibits lenticular external geometry with upward concavity and marked erosive discontinuity at the base. Its top has nearly horizontal and transitions gradually to aeolian dunes. The vertical thickness between these two limiting surfaces varies between 1.80 m and 60 cm while the horizontal expression of the strata ranges from decimeters to a few meters.

Interpretation

The presence pebble sized grains, basal erosive boundary and the competence in successfully disintegrate the surrounding Aeolian Dunes certify the transport mechanism strength, especially in comparison to the wind that formed the adjacent dunes. The trough cross stratifications presence, disseminated granules and erosive basal boundary are strong indicative of a river channel deposition (Scherer & Lavina, 2005). In addition the lenticular geometry with upward concavity and gradational contact at the top are typical of confined flows (Miall, 1996; Mountney, 2006b; Miall, 2014). Also, reinforcing this perspective, there are channel migration trough cross stratifications (Scm), as shown in Figure 9.B, attesting to its fluvial channel interpretation.

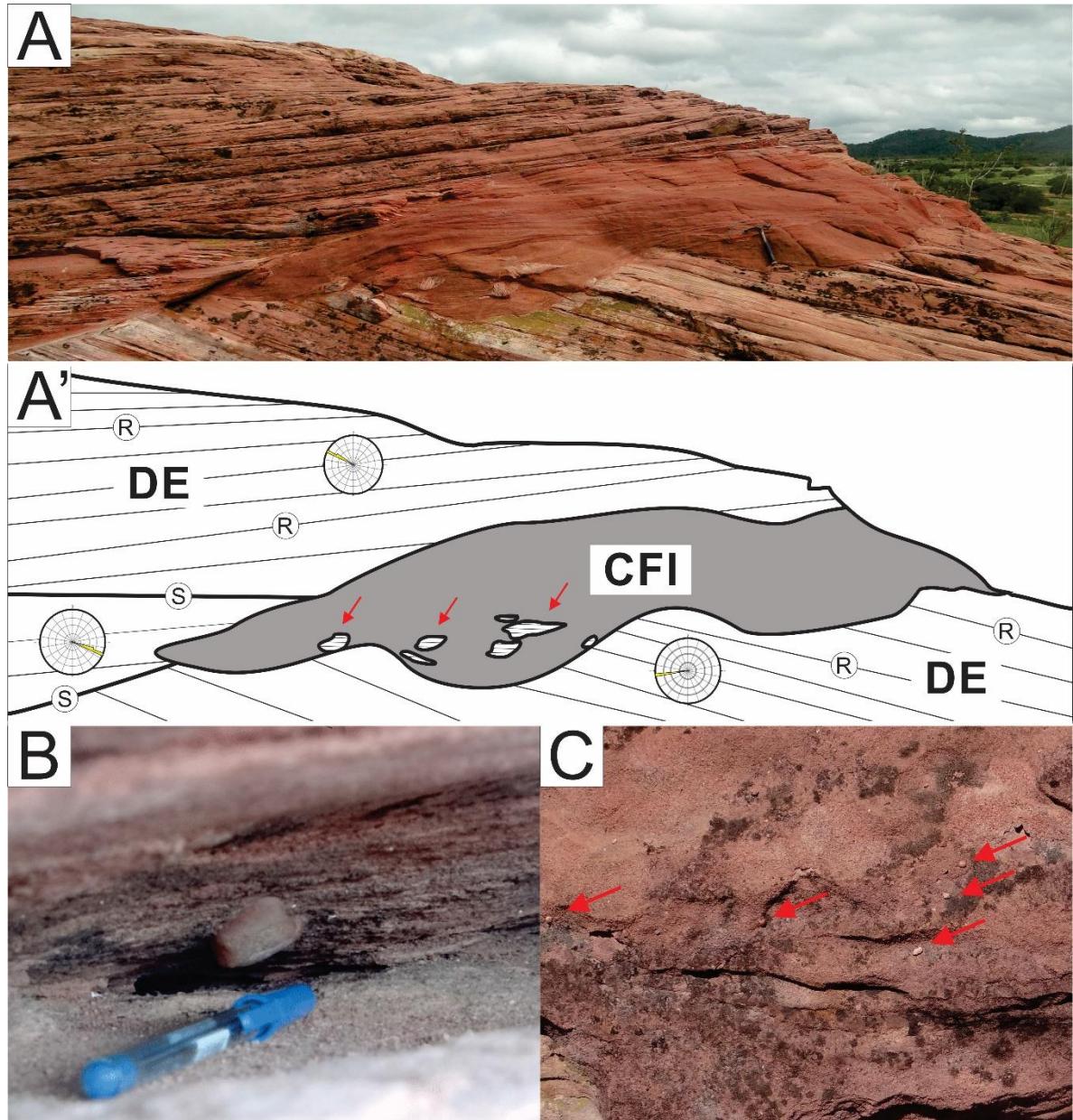


Figure 7 A) Overview on medium to fine, reddish, well sorted, quartzous, high sphericity, well rounded IFC sandstones with trough cross stratification (St). Adjacent Aeolian Dunes St(e) exhibit laminations and trough cross stratifications St(e) at upper São Sebastião Formation A') Detail on facies architecture in IFC and Aeolian Dunes facies associations highlighting reactivation surfaces (R), superimposition surfaces (S) and paleocurrents orientation. B) Detailing on pebbles with size ranging from 2 to 3 cm in many IFC lithofacies C) Top view exhibiting disseminated pebbles within Intermittent Fluvial Channels

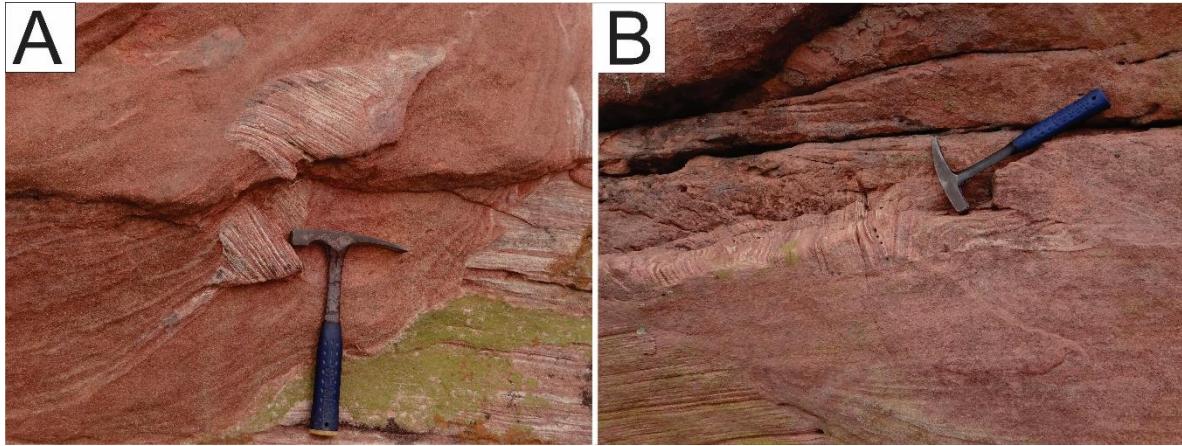


Figure 8 A) Aeolian dune lithoclasts in IFC with size ranging from 8 to 30 cm showing deformed boundaries and partial preservation of pre-existing plane-parallel aeolian laminations. B) Incomplete rock disintegration process with rotation and displacement of aeolian dunes portions.

The ephemeral features are highlighted by aridity indicators in sandstones (Shepherd, 1987; Miall, 1996; Miall, 2014) such as the strong presence of SI and Sh lithofacies, indicating high-energy shallow flow, and the presence of laminated aeolian sediment bodies and wedge external geometry sandstones near the IFC boundary surfaces.

Deformation at lithofacies boundaries with preservation of preexisting structures occurs in their central portions and deformed aspect in sections where the disintegration process is incomplete, showing that the preexisting rocks were not fully consolidated at the time of their disintegration. It is also worth noticing the difference between these fluvial

sandstones and the ones found in High-Energy Fluvial Channels (HEFC), since boulders and conglomeratic levels have no presence in IFC.

In upper São Sebastião Formation there is a strong similarity between the sediments that compose the Intermittent Fluvial Channels and the aeolian dunes surrounding it. The transporting mechanism's episodic nature is reinforced since it is unable to relocate the nearby sediments out of the basin and it's also ineffective in importing grains with composition and textural maturity distinct from the rocks immediately adjacent to it. These characteristics define the Intermittent Fluvial Channels (IFC) facies association.

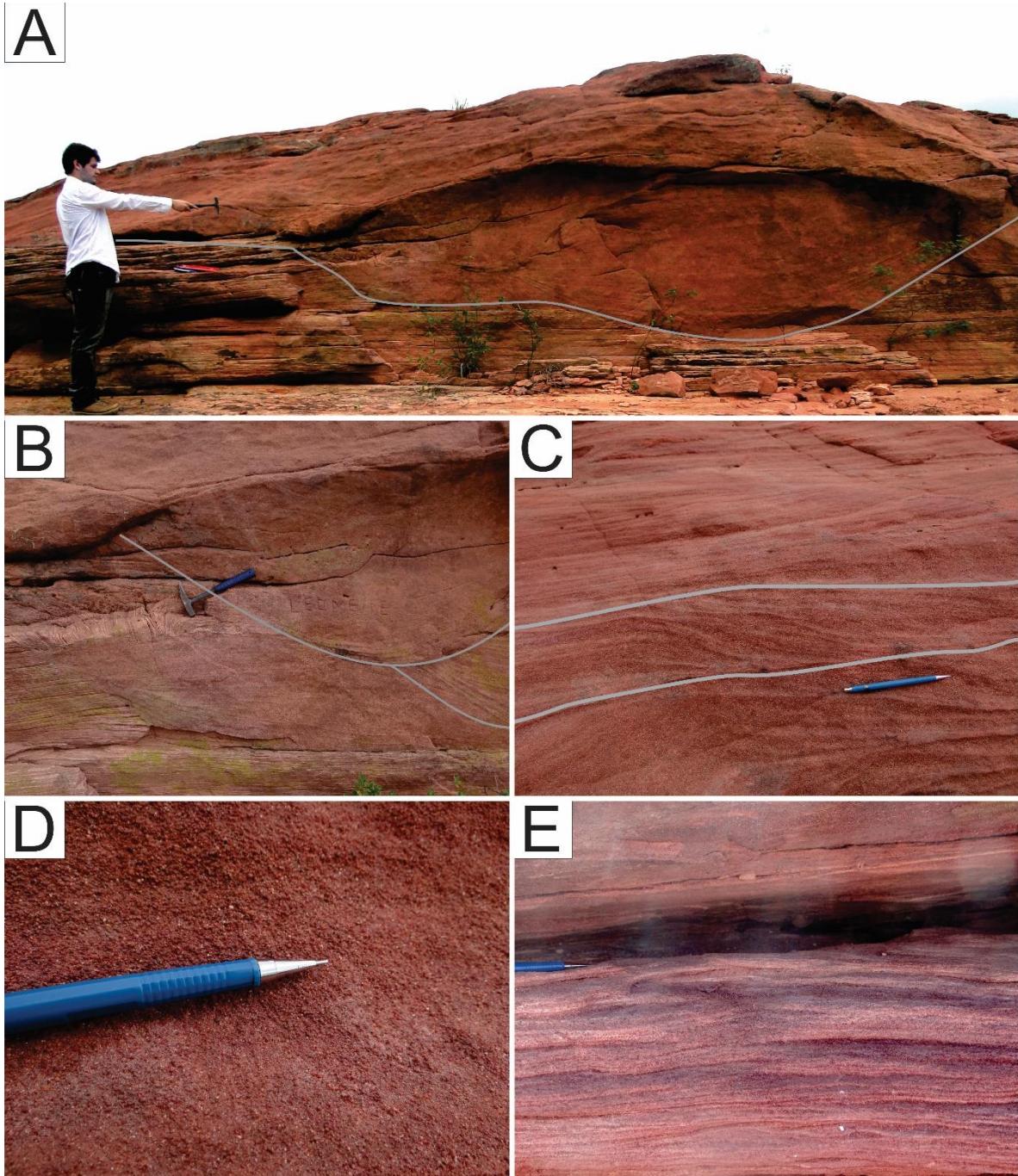


Figure 9 A) Typical lenticular strata geometry with upward concavity in IFC sandstones B) Detail of the previous image with channel migration trough cross stratification (Scm) C) Other example of trough cross stratification (St) in IFC D) Fine to medium, well sorted, reddish, rounded, quartzous, massive sandstone (Sm) and E) Laminated sandstone (Sl)

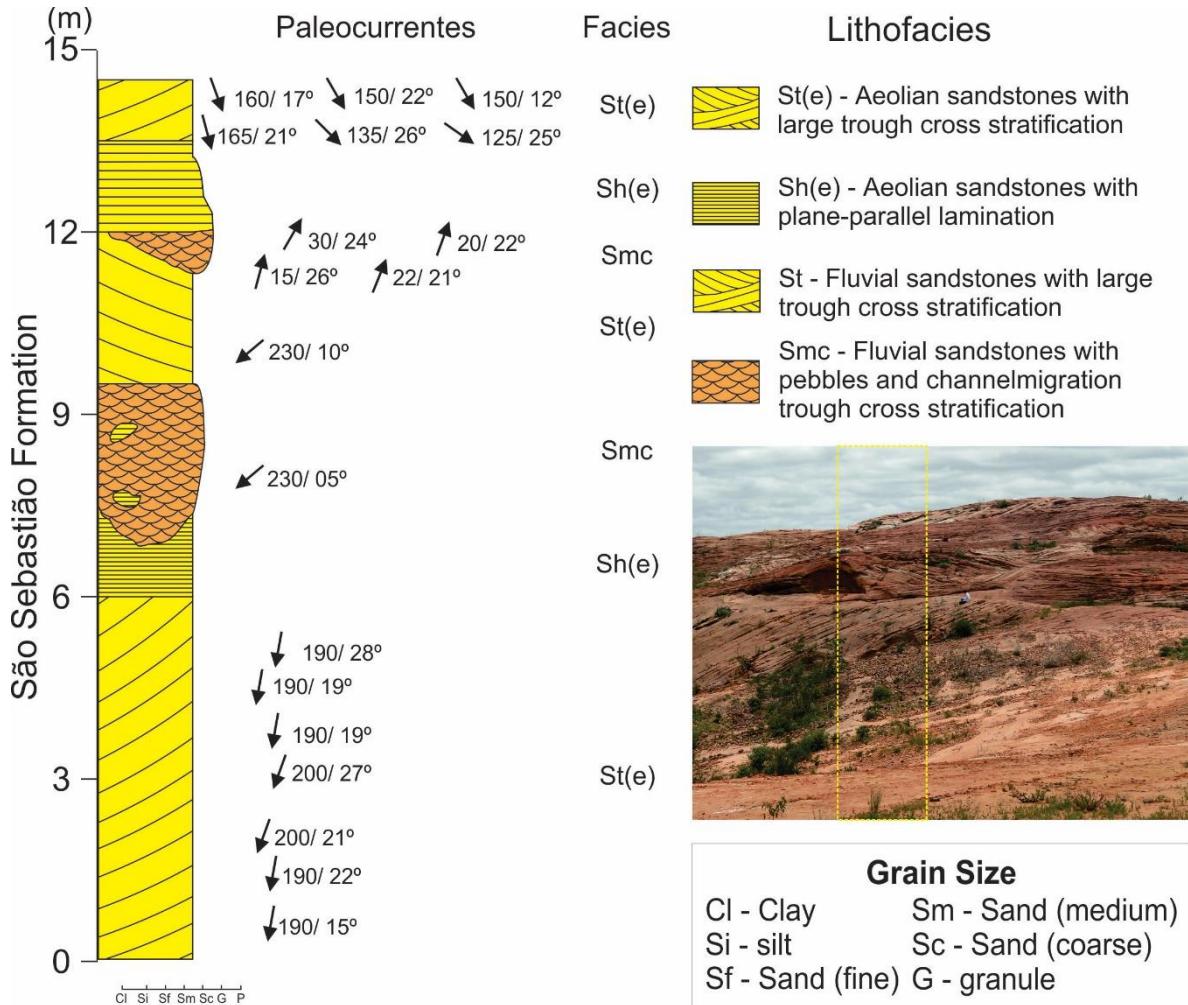


Figure 10 Simple columnar section allocated at upper São Sebastião Formation. This section shows intercalation between very fine to medium, well sorted aeolian sandstones showing trough cross stratification (St(e)) and very fine to medium, well sorted stratified fluvial sandstones (Smc). IFC exhibits very particular characteristics, such as lenticular geometry with upward concavity, basal boundary due to erosive discordance and occasional lithoclasts from adjacent aeolian sandstones, often disintegration processes is incomplete. Sand Sheets are observable near IFC as fine to medium, plane-parallel laminated sandstones with tabular geometry, representing changes in the sedimentary availability and accommodation space. Differently from the basal portions that had paleocurrent values leaning toward west in upper São Sebastião Formation paleocurrents measurements indicate predominantly south paleoflux.

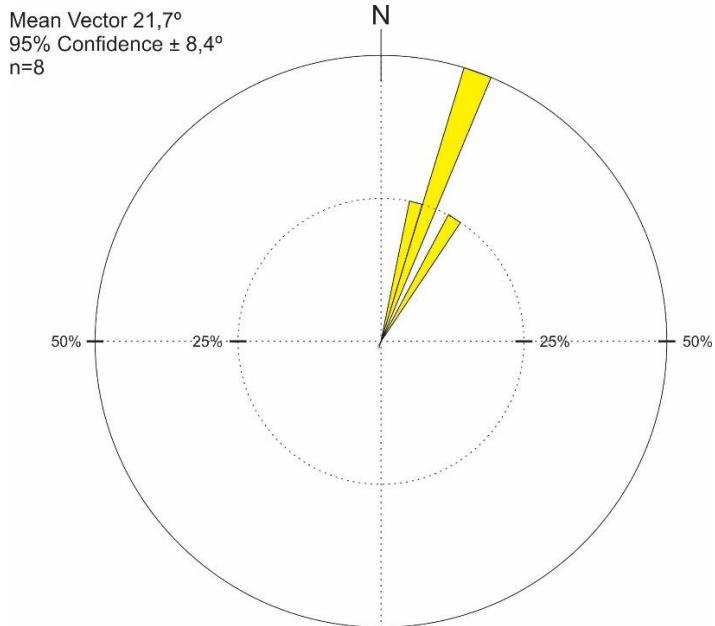


Figure 11 Rosette diagram representing the paleocurrent pattern found in Intermittent Fluvial Channel's trough cross stratifications. The paleocurrents seem to trend towards northeast, with a 23°/022 mean vector. There is a clear distinction between these values and those verified in the surrounding facies associations, especially the Aeolian Dunes, which have values of paleocurrent with preferential direction towards northwest.

5.3 Aeolian Dunes (AD)

The third facies association in São Sebastião Formation is composed of medium to very fine, bimodal, reddish to light brown, quartzous, well sorted, rounded, high sphericity sandstones (Figure 12). Among all facies associations this is the most abundant within Jatoba Basin, exhibiting significantly greater extension than the others. These rocks have geometry varying from wedge to lenticular with downward concavity and can extend vertically from 70 cm to 10 meters, horizontally sets range from 4m to dozens of meters. As for sedimentary structures there are frequent large sized trough cross stratification (St(e)) throughout the whole rock assemblage, some of them reaching a few decimeters and others up to dozens of meters.

The paleocurrents show multidirectional orientation, with trending values toward N-NW, as illustrated by Rosette Diagram plotting (Figure 14). The strong variability in paleocurrents is visible through sedimentary stacking comparison in several outcrops of São Sebastião Formation, as shown in Figure 15. Planar stratification (Sp (e)) and low angle stratification (Sh (e)) are less common showing compositional and textural similarity to St(e) sandstones, except for diminished vertical thickness. In addition to trough cross stratifications the Aeolian Dunes show grainfall/grainflow structures, ripple marks, pinstripe lamination, reverse grading, microfaults and convolute bedding (Figures 12, 13 and 16).

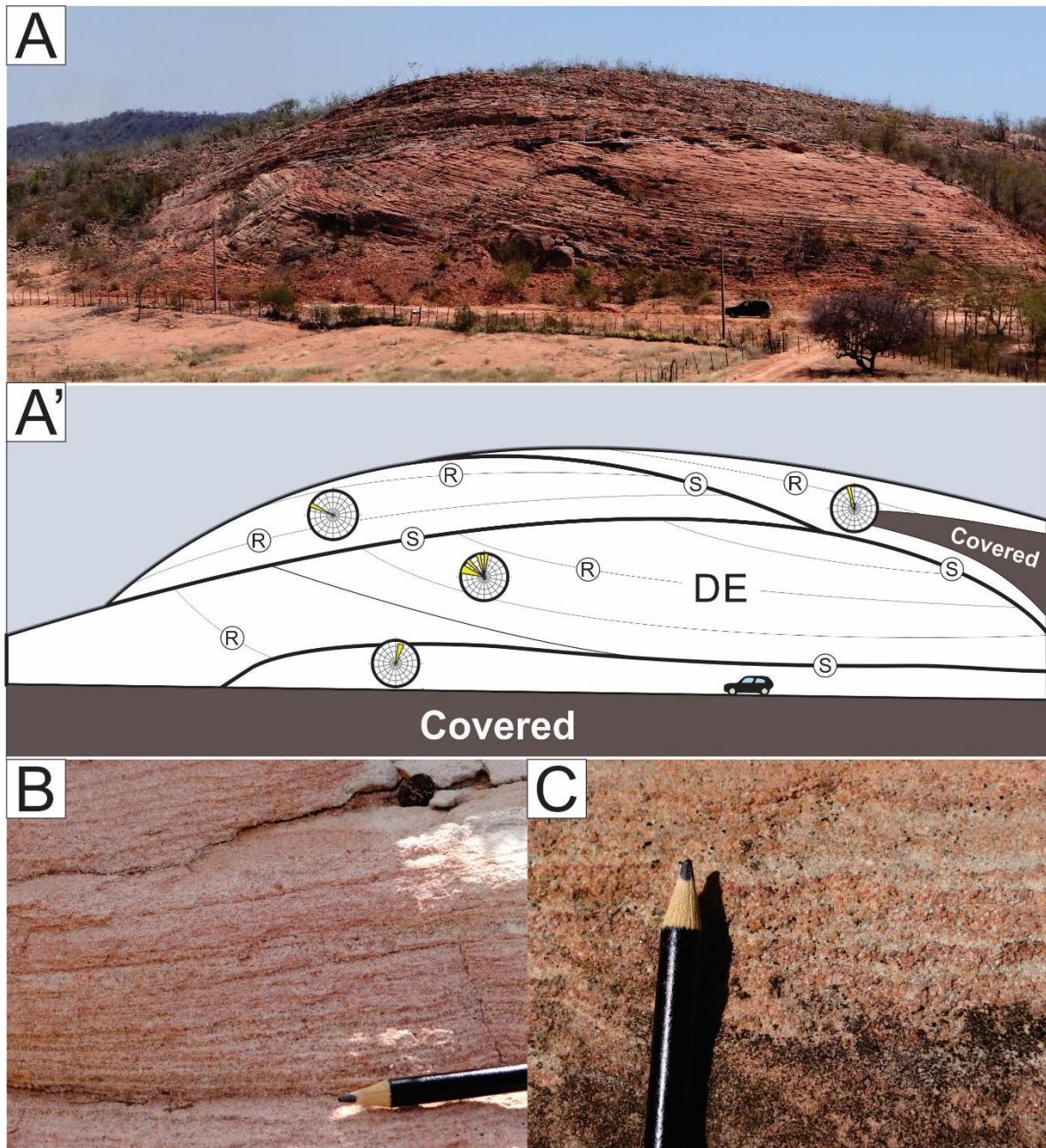


Figure 12 A) Overview on Aeolian Dunes facies association, showing visible lenticular geometry with downward concavity at its top and horizontal basal boundary. It is also noticeable large sized trough cross stratifications (St(e)) as the main feature in this facies association. A') Facies architecture detailing, highlighting reactivation surfaces (R), superimposition surfaces (S) and paleocurrent strata orientation B) Fine to medium, quartzous, well sorted, well rounded, high sphericity, bimodal sandstone with laminated strata (St (e)) in upper São Sebastião Formation. C) Detail in pinstripe lamination structures, defining bimodal fine to medium sandstones.

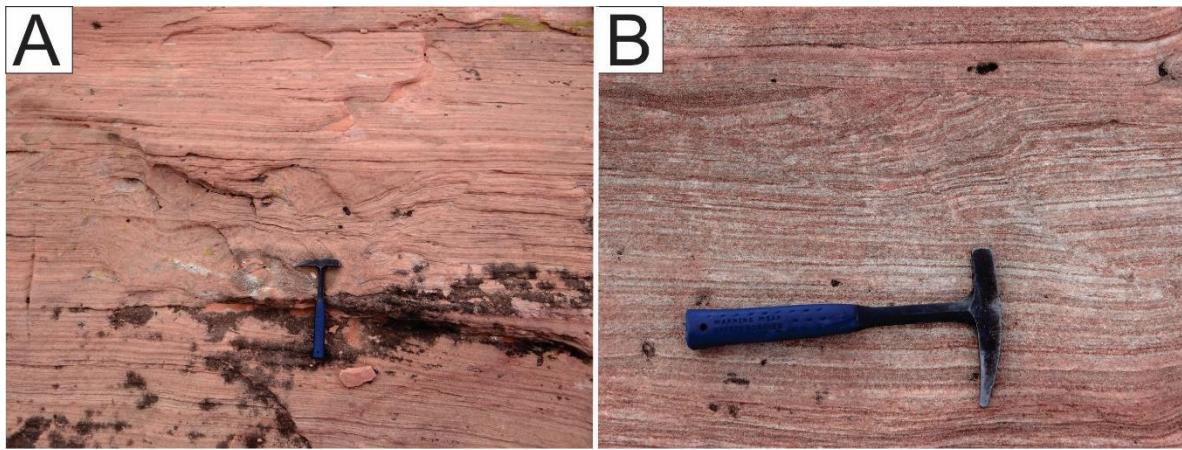


Figure 13. A) Convoluted bedding (Sd) between two non-disrupted horizontal strata (SI(e)), exhibiting the destabilizing event's sin-depositional nature B) Inverse microfaults associated with convoluted beddings (Sd)

Bounding surfaces are present in many scales, geometry and frequency. The most common are reactivation surfaces, happening inside the architectural elements with spacing ranging from a few centimeters to some meters, they are often parallel to each other, showing marked erosive discontinuity. Between two Aeolian Dune

sandbodies discontinuities occur, defining superimposition surfaces, which cut strata with distinct paleocurrent values forming visible coarser lag surfaces. Less frequently these superimposition surfaces are intercalated with plane-parallel stratified tabular strata corresponding to Sand Sheet facies association, according to Figure 16.C.

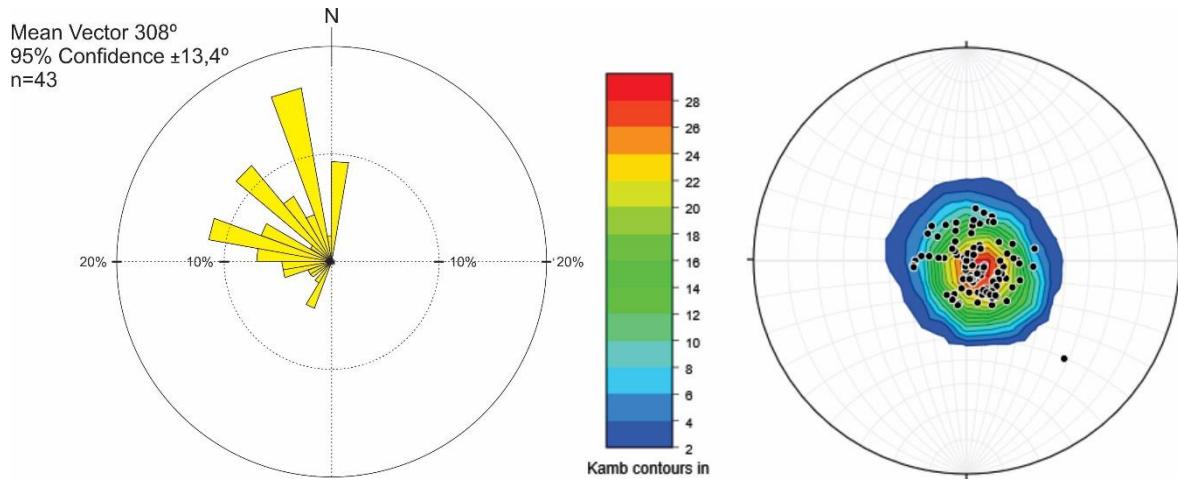


Figure 14 A) Distribution of the measured paleocurrent in the São Sebastião Formation Aeolian Dunes, trending towards 339 Az B) Paleocurrents pole distribution in Wulff diagram showing a N-NE paleoflux trend and an average strike of approximately 18°. Therefore their mean value equals 18° / 339.

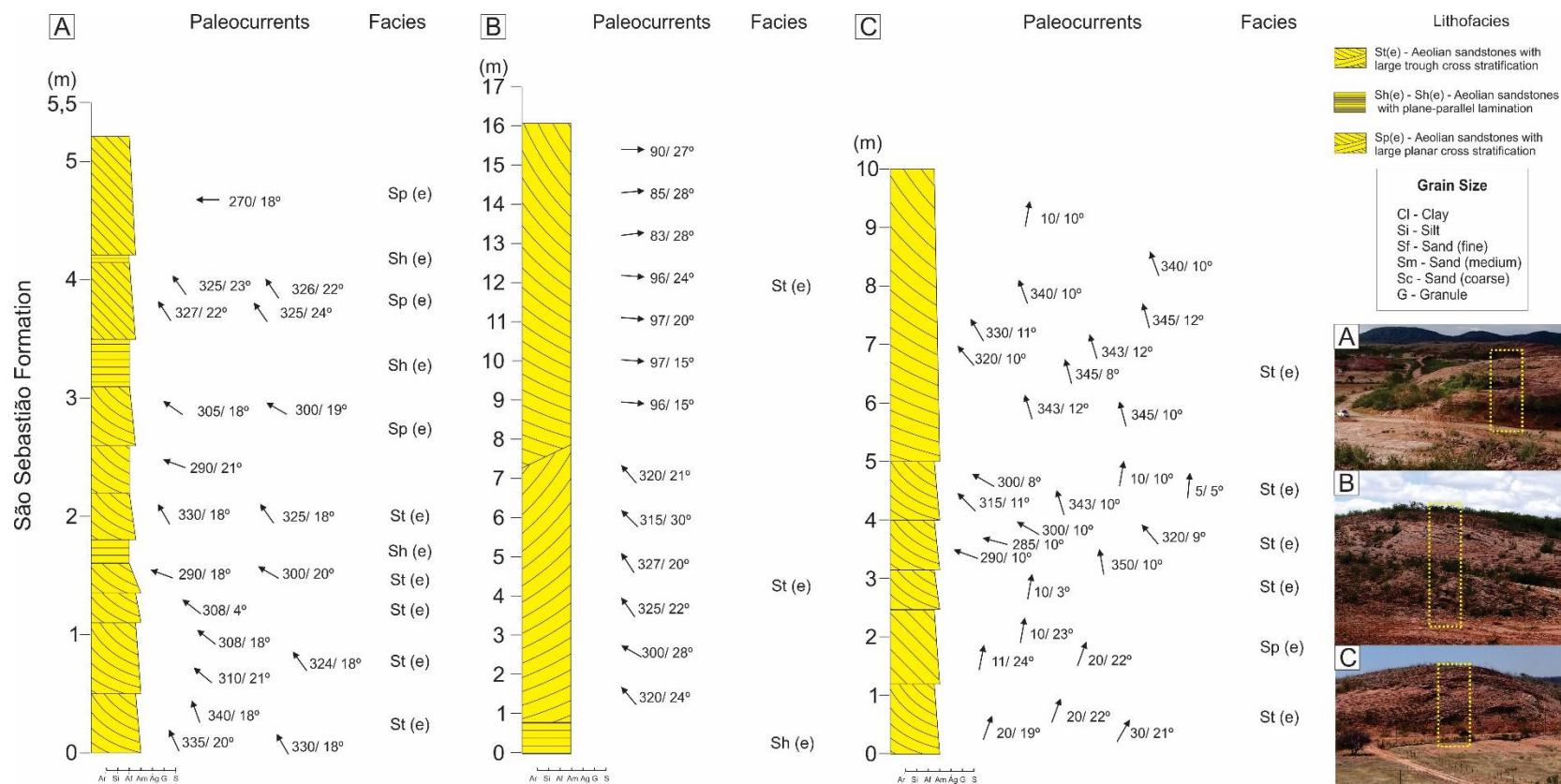


Figure 15 Simple columnar sections allocated to different São Sebastião Formation outcrops. Aeolian Dunes facies association exhibits homogeneous morphological, compositional and textural characteristics, even in different lithofacies. Therefore, sedimentary structures and the paleocurrent direction play a major role in architectural elements individualization. It is also visible a vertical succession marked by alternation between transverse 2D aeolian dunes and 3D barchanoids aeolian dunes, indicating subtle variations in wind direction. Sand Sheet occurs intercalated to Aeolian Dunes, recording changes in sediment supply and accommodation space.

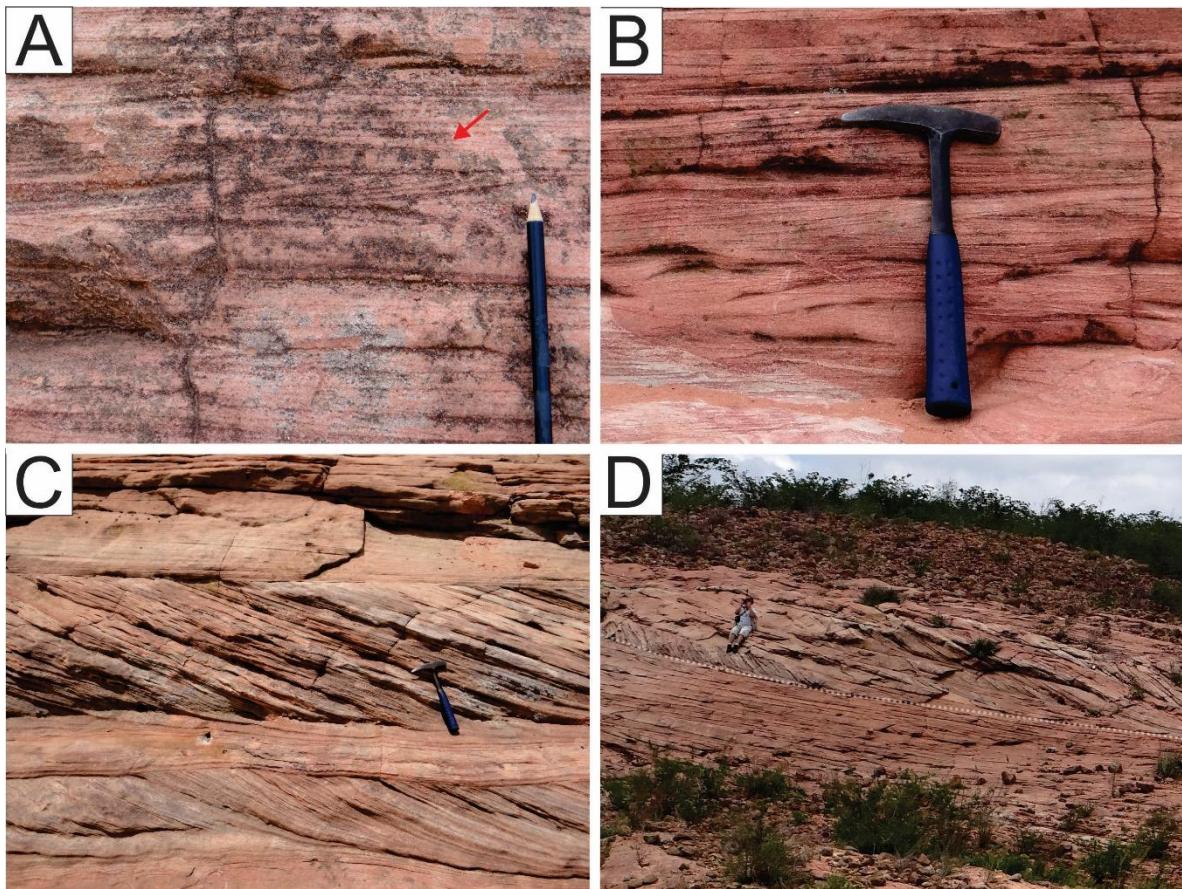


Figure 16 A) Cross-laminations inside Aeolian Dunes sandstones truncating each other B) Limiting surfaces between ripple marks C) Planar cross stratification interbedded with massive and plane-parallel stratified tabular Sand Sheets D) Large sized trough crossed stratification

In the studied area the contact between upper São Sebastião Formation and Marizal Formation it's not visible, but its base presents gradational contact towards Sand Sheets, and subsequently High Energy Fluvial Channels. The changes from coarse, poorly sorted massive fluvial sandstones to well-sorted, bimodal, laminated Aeolian sandstones is quite visible (Figure 17).

Interpretation

The visible well sorted, round and high sphericity grains are a direct

consequence of continuous (non-episodic) transporting mechanism, which also causes its high mineralogical maturity. The inability to mobilize coarser grain sizes defines a lower energy transporting mechanism in comparison to HEFC basal sandstones, also there are no high energy cyclic pulses, given absence of conglomeratic levels. Wind is interpreted as the main responsible for sedimentary transport in these lithofacies. The observed textural and mineralogical characteristics are closely related to Aeolian Dunes (Langford & Chan, 1989; Scherer &

Lavina, 2005; Letorneau & Huber, 2006; Spalletti *et al.*, 2010).

The assembly of lenticular to wedge, amalgamated strata with trough cross stratification and planar stratifications, ripple marks, pinstripe laminations, grainfall and grainflow structures, defining a remarkable bimodality defines typical Aeolian Dunes (Hunter, 1977; Kocurek & Dott, 1981; Fryberger & Schenk, 1988; Kocurek, 1991; Letorneau & Huber,

2006; Scherer & Lavina, 2005; Spalletti *et al.*, 2010). More specifically transversal to barchanoid dunes (Scherer & Lavina, 2005; Mountney, 2006b), showing lamination and inverse grading due to the intercalation between dune migration and avalanche facies processes (Rubin & Hunter, 1983; Kocurek *et al.*, 1991a; Chan & Archer, 2000; Loope *et al.*, 2001; Scherer & Lavina, 2005).

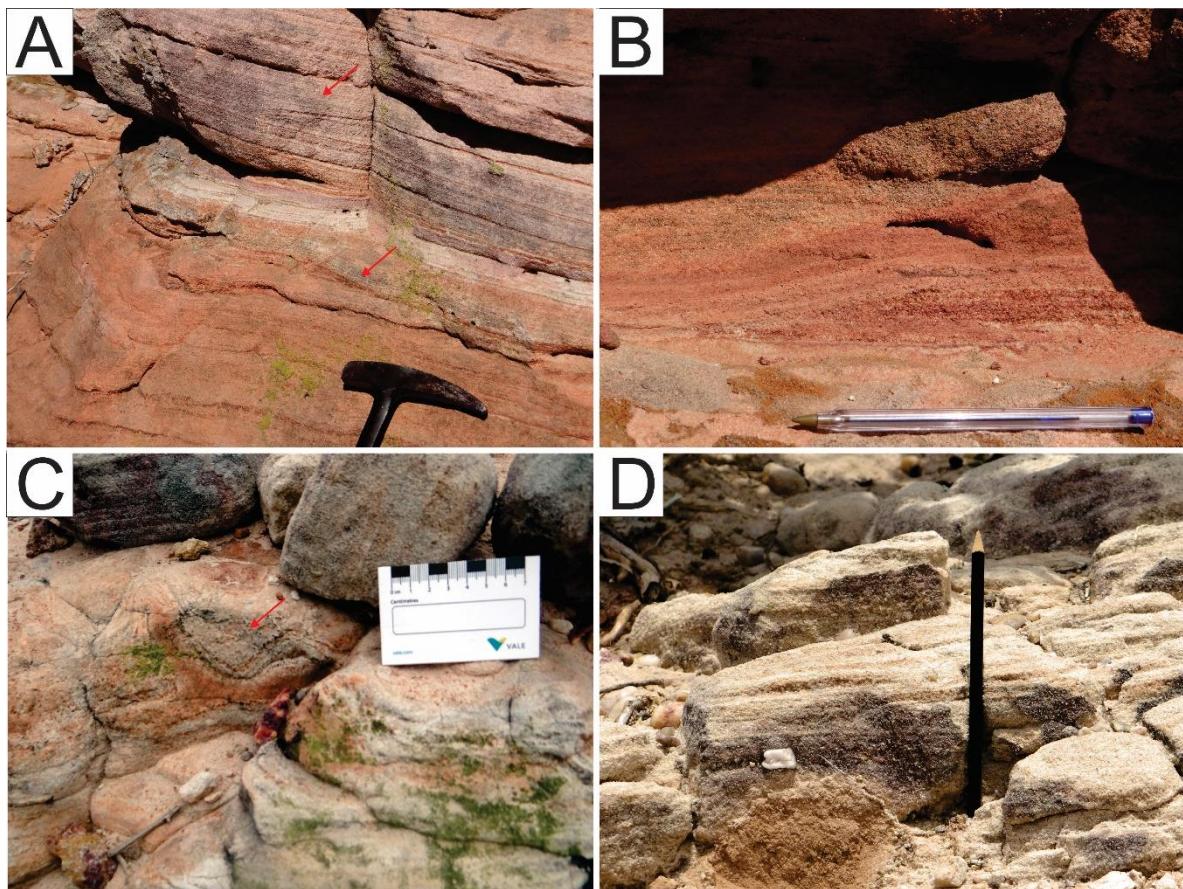


Figure 17 A) Reactivation (upper) and Superimposition (lower) surfaces B) Detailling on Superimposed surface erosive contact showing residual deposits (lags) C) Deformed strata at transition between High Energy Fluvial Channels and Aeolian Dunes facies associations. D) Gradational change from basal massive, poorly sorted, rounded, low sphericity fluvial sandstones with pebbles and boulders (Sm) to upper, fine to medium, bimodal, laminated, rounded, high sphericity and well sorted aeolian sandstones (SI(e)).

Internal discontinuity surfaces in sandstones are interpreted as third order surfaces (or Reactivation Surfaces), while contacts marked by erosive discontinuities between aeolian sandstones with different paleocurrent directions are understood as second order surfaces (or Superimposition Surfaces) (Fryberger, 1993; Kocurek, 1996; Scherer & Lavina, 2005). The paleocurrents variability results from wind

inconstancy, since it is the main role transporting mechanism. Also architectural elements' external geometry, especially the composite barchanoid dunes, have a non-linear sliding surface due to changes in wind direction (Rubin, 1987). Given the subaqueous structures absence and the remarkable aeolian influence in upper São Sebastião Formation a desert system dominated by Aeolian Dunes (AD) is defined.

5.4 Wet Interdune (WI)

The Wet Interdune facies association is composed of medium to fine, bimodal, well sorted, rounded, moderate to high sphericity, light brown to reddish sandstones. Internal geometry shows pinstripe lamination, adhesion structures, trough cross stratification (St(e)) and low angle and medium planar stratifications (Sh (e)), according to Figure 18.

External geometry exhibits tabular to wedge strata while vertical expression range from decimeters to several meters. Sandbodies are often folded and cut by inverse faulting, defining convolute bedding (Sd). Fluid escape structures are visible locally, deforming the laminations and cross stratifications, eventually disrupting them, as shown in Figure 19. The transition to other facies associations is not visible, however, these rocks occur stratigraphically above the fluvial base and contiguous upper aeolian dunes. The most distinguish feature of this facies association in sedimentary record is their deformed aspect:

interrupted laminations, heavily arched and twisted trough cross stratification.

Interpretation

Likewise Aeolian Dunes the Wet Interdunes exhibit mostly fine to medium sized grains indicating a transportation mechanism inefficient at mobilizing heavier grains, thus excluding the possibility of gravitational flows and high energy river flows. Also, the sandbodies exhibit high sphericity, rounded, well sorted grains, lenticular to wedge external geometry, trough cross stratifications, ripple marks and pinstripe laminations, which are typical aeolian environments characteristics (Hunter, 1977; Kocurek & Dott, 1981; Scherer & Lavina, 2005; Letorneau & Huber, 2006; Mountney, 2006b; Spalletti *et al.*, 2010). However, post depositional deformities in sandstones cutting and folding preexisting structures are visible throughout this facies association.

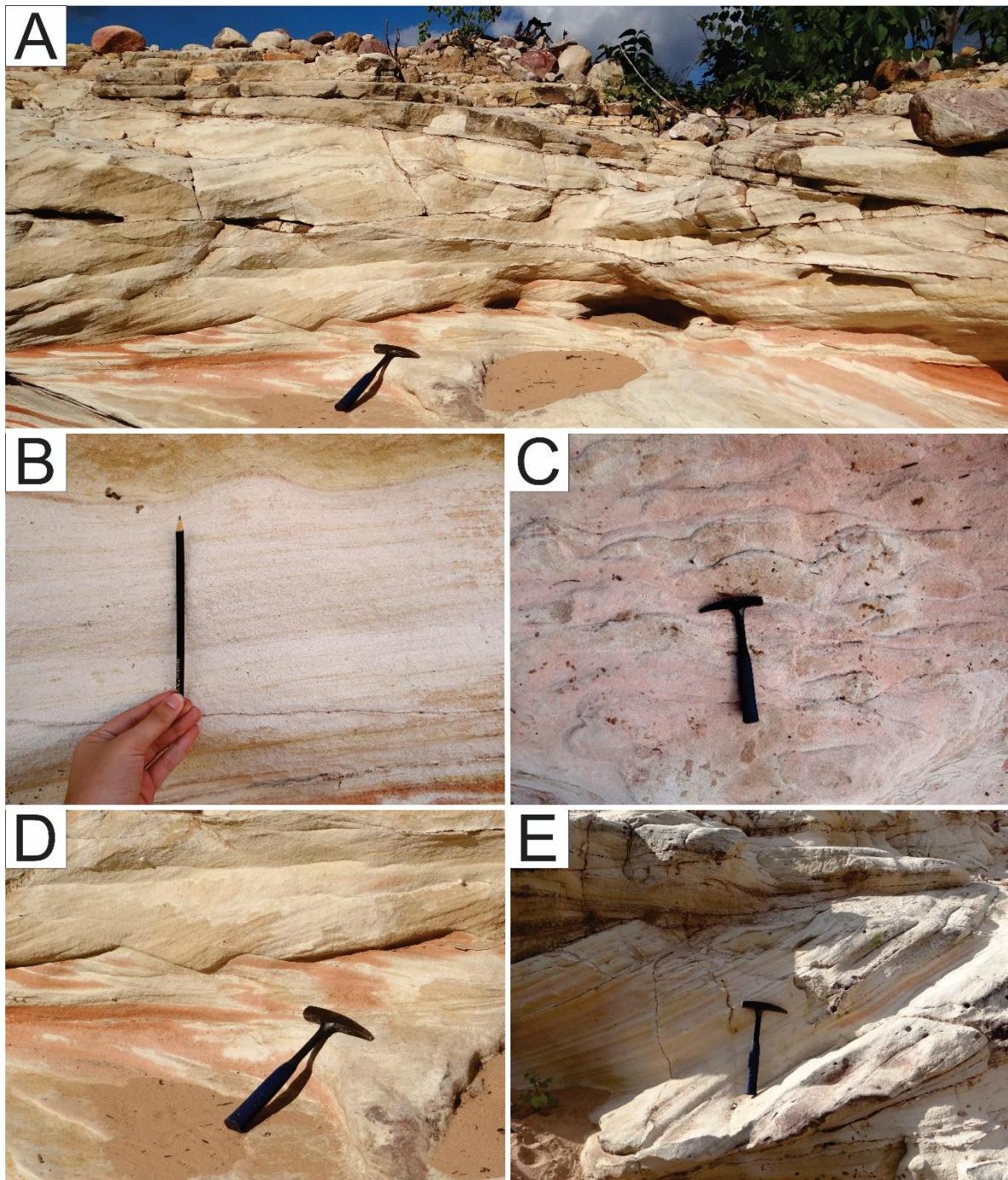


Figure 18 A) Wet Interdune facies association overview B) Pinstripe lamination showing preserved wet ripple marks (adhesion ripples) with its typical symmetry between stoss-side and lee-side, low relief and crest's rounded aspect. C) Adhesion ripples top view in Wet Interdune facies association D) Planar cross stratification in upper strata portions with typical asymmetry between stoss-side and lee-side and angular crest. Discontinuities within the sandstones defining reactivation surfaces and erosive contacts are visible E) Deformed and arched medium sized trough cross stratifications.

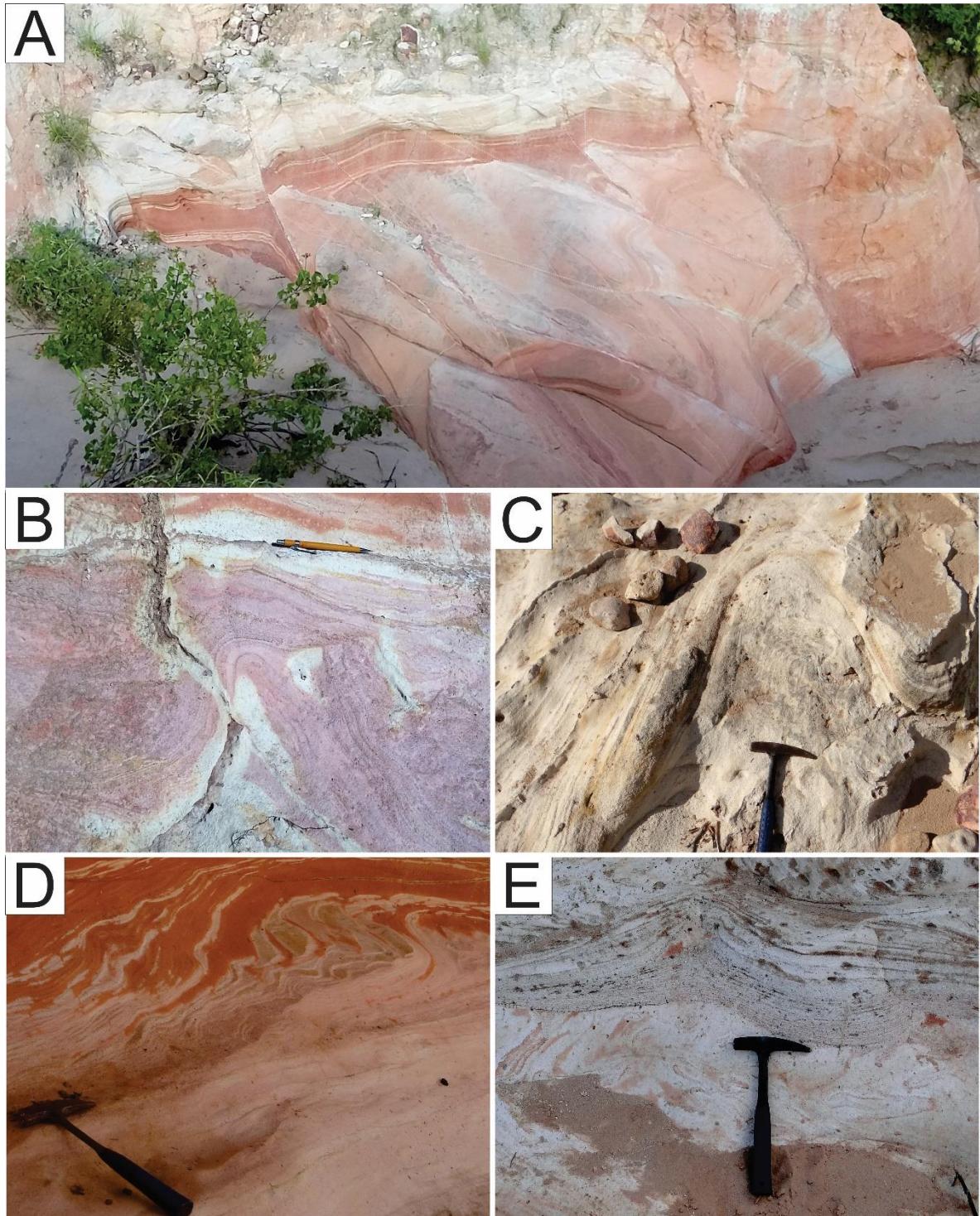


Figure 19 A) Reverse faults indicating tectonic activity, mostly compressional, in medium to fine, quartzous, moderately sorted, rounded and moderately spherical sandstones from Wet Interdunes facies association B, C) Convolute bedding arching trough cross stratifications and planar cross stratifications D) Deformed trough cross stratification due to liquefaction showing rupture of individual sets E) Fluid escape structures causing laminated sets rupture.

The presence of convoluted folds and laminations interrupted by escape fluid structures are signs of an aqueous process influencing the sedimentary record, mainly due to its proximity to water table levels. (Ahlbrandt & Fryberger, 1981; Kocurek, 1981; Mountney & Thompson, 2002; Scherer & Lavina, 2005; Mountney, 2006b; Spalletti *et al.*, 2010).

Slump and liquefaction processes play major roles in Wet Interdune sandstones deformation. The first one occurs due to lee-side instability by meteoric water infiltration in dunes, leading to their collapse. Liquefaction, in other hand, results from increasing in interpore pressure, which leads to water infiltration in permeable sandbodies and ultimately deformation (Doe & Dott, 1980;

Mountney, 2006b). Since the Wet Interdune sandstones slumps aren't locally restricted, fluids escape structures and deformation are widespread, it is interpreted that liquefaction process overcome slumps in Wet Interdune sandstones. Tectonic setting is mostly compressional forming frequent reverse faults, whose intersection exhibits acute and obtuse angles.

This compressional stress is also responsible for the fluid escape structures in Wet Dunes. There is a strong correlation between this facies association and those described by Langford & Chan (1989) and Mountney (2006a) in the Cedar Mesa Formation sandstones in Utah (USA), therefore defining Wet Interdune facies association in São Sebastião Formation.

5.5 Sand Sheets (SS)

The last association of facies in São Sebastião Formation includes medium, reddish to light brown, quartzous, well sorted, rounded and moderately spherical sandstones. They exhibit tabular geometry extending vertically from a few decimeters to a few meters with erosional boundaries at its base and top. They often occur intercalated with Aeolian Dunes, as already shown in Figures 16.C and 16.D. Differently from aeolian dunes there are no large sized trough cross stratification in Sansheets facies association, sandstones exhibit mostly , pinstripe

lamination, reverse grading and plane-parallel laminations (SI(e)) and low angle cross stratification (Sh (e)).

Interpretation

The mineralogical and textural characteristics described above associated with flat bedforms, reverse grading due to pinstripe lamination, limited vertical expression and absence of high relief structures strongly indicates Sand Sheets (Hunter, 1977; Nielson & Kocurek, 1986; Fryberger *et al.*, 1992; Trewin, 1993; Veiga *et al.*, 2002; Mountney, 2006).

The sandstones in Sand Sheets are separated from Aeolian Dunes by erosive surfaces, also these two facies association share strong textural, compositional and morphologic similarities. Hence, it is possible to interpret Sand Sheets origin as the result of larger bedforms deflation. In this scenario the top portions of wind dunes were eroded as a result of deflation processes in a negative sediment balance regime. (Fryberger *et al.*, 1979; Clemmensen & Abrahamsen, 1983; Kocurek & Nielson, 1986; Clemmensen & Dam,

1993; Mountney, 2006a; Spalletti *et al.*, 2010).

Since there is no evidence in these sandstones of high water table, periodic flooding, surface cementation or binding of any sort, the most acceptable explanation to the development of sand sheets over aeolian dunes relies on coarser grain size and vegetation, which happen to be most common causes of sand sheets in modern warm-climate deserts (Kocurek & Nielson, 1986).

6. PALEOGEOGRAPHIC EVOLUTION

The fluvio-aeolian succession observed in São Sebastião Formation shows a progressive transition from wet systems in lower portions to dry aeolian systems at its top. The first rock assemblage corresponds to High Energy Fluvial Channels (HEFC) facies association, which represents a remarkable increase in the transporting mechanism's energy level if compared to Candeias Formation shales. The slow and gradual lacustrine deposition in Candeias Formation is replaced by a high energy fluvial system, marked by flash floods and massive, poorly sorted, coarse sandstones with occasional conglomeratic levels, disseminated pebbles and boulders. These fluvial sandstones overlie Candeias Formation through an irregular erosive surface, such erosional events also disaggregates lithic shale fragments from Candeias Formation transporting

them to lower São Sebastião Formation sandstones.

Above this erosive surface occurs, in High Energy Fluvial Channels facies association, an alternation between massive coarse sandstones formed during lower flow regime and stratified coarse sandstones creating lateral accretion bars and mid-channel bars, according to Figure 20.

After High Energy Fluvial Channels facies association deposition takes place in lower São Sebastião Formation, a climate change occurs in Jatobá Basin, which is marked by a severe decrease in water table and consequently intense aridity. As the confined fluvial courses disappear a transition happens within the depositional system: the subaqueous transport mechanism is gradually replaced by a predominantly aeolian transport mechanism. As

result finer grain predominance occurs in geologic record due to wind's incapacity of carrying coarser

sediments, such as coarse sand, granules and pebbles (Mountney, 2006b).

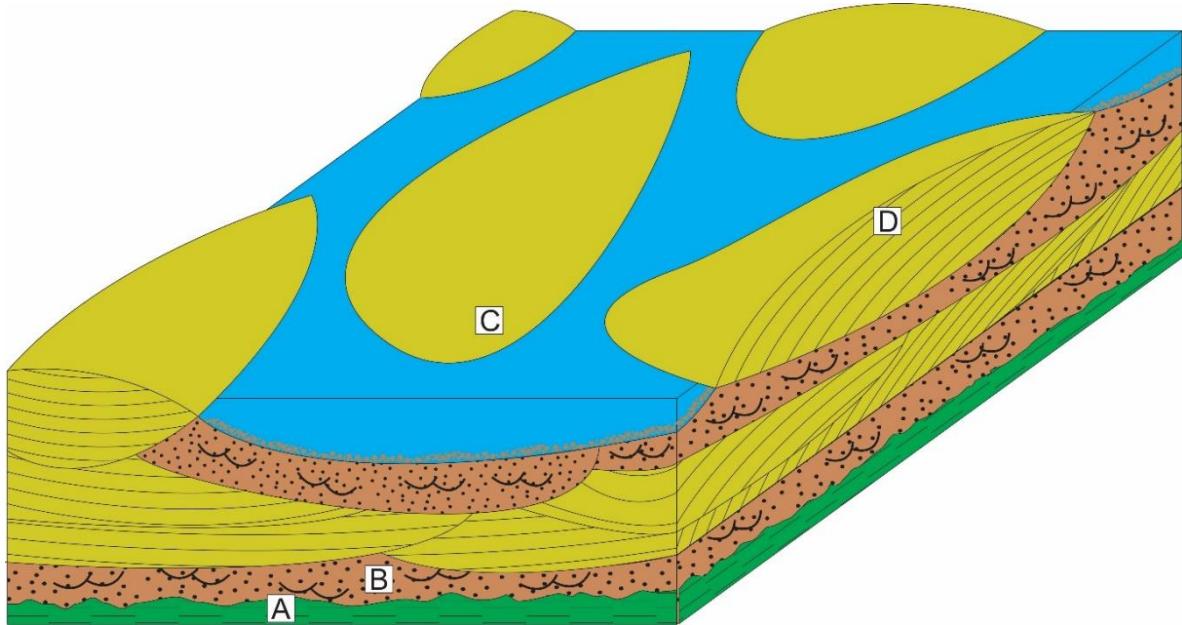


Figure 20. High Energy Fluvial Channels facies association depositional model in basal São Sebastião Formation. The following elements are highlighted: A) Horizontalized, often irregular erosional discordance, marking the transition between Candeias Formation's lacustrine shales, in green, and São Sebastião Formation High Energy Fluvial Channel sediments, in brown. B) Deposition of coarse, occasionally conglomeratic, massive sandstones under lower Flow Regime. C) Deposition of stratified tabular strata corresponding to mid-channel bars and D) Lateral Accretion Bars.

The sandstones exhibit well sorted, high textural and mineralogical maturity, rounded, quartzous grains arranged in laminated strata with horizontal and poorly eroded basal boundaries, typical of dry interdunes (Mountney & Thompson, 2002). These features defines the Sand Sheet facies association. It is important to emphasize that the sand sheet existence in geological record does not exclude the contemporary existence of Aeolian Dunes, which are also found at lower São Sebastião

Formation, however at this precise moment the conditions favor sand sheet development and preservation on geological record over aeolian dunes.

Besides grain size and non-cohesiveness of the grains in the source area, aeolian deposition is also consequence of wind speed and protective cover existence, such as vegetation or lag surfaces (Kocurek & Nielson, 1986; Kocurek, 1991). Since there is no significant lag surfaces in São Sebastião Formation the

environmental analysis conclude that Sand Sheets deposition in the Jatobá Basin is conditioned primarily by vegetation and topographic depressions, due to the wind deceleration by flow expansion (Wilson, 1971; Wilson, 1973; Kocurek, 1991). In addition, sand sheet deposition provides information about this portion of the sedimentary record, mostly indicating inconstant winds regime with variable wind speed and intermittent directions (Kocurek *et al.*, 1991a), whose acceleration may generate occasional deflation events (Mountney, 2011) and insufficient sedimentary supply (Brookfield, 1977; Rubin & Hunter, 1982; Rubin, 1987; Kocurek *et al.*, 1991a). Again, although this moment in Jatobá basin sedimentary deposition favors Sand Sheets deposition over Aeolian Dunes deposition, these two facies associations can coexist (Kocurek *et al.*, 1991a), also continuous migration of Aeolian dunes over the sand sheets, even under destructive conditions, are among the most important conditions to interdune deposits preservation in geological record (Kocurek & Havholm, 1993; Mountney & Thompson, 2002).

Sand Sheets are overlaid by Wet Interdune facies association, defining a moment of increasing precipitation levels within a desertic system (Doe & Dott, 1980; Mountney & Thompson, 2002), consequently expressing an augmentation in Jatobá Basin humidity during lower Cretaceous, in opposition to the

previous aridity condition that caused Sand Sheet deposition.

In desert systems there is a close relationship between water table height oscillation and the type of sedimentary record developed. Wet conditions imposed by water table rising increases preservation height in aeolian systems (Kocurek & Havholm, 1993; Mountney, 2006b), also resulting in less interdune sediment effectively available for deflation and consequently less transport. As a result, wind subsaturation occurs, which leads to a starved airflow passing through interdune without feeding on those sediments, consequently erosive potential is increased as it reaches dunes, resulting in dune cannibalization processes and effective reduction of dune height (Kocurek *et al.*, 1991a; Mountney, 2011). An immediate consequence of this dynamics is sediment loss from aeolian dunes to feed the interdune space, either through the wind transport, slides or aqueous rework (Kocurek *et al.*, 1991a). As dune erosion progresses an increase in dune migration rate occurs due to decrease in its height (Mountney & Thompson, 2002).

Rising water table increases sedimentation and preservation in interdune space over dunes field, since a rise in capillarity causes interdune space protection and preservation over long periods in geological record (Carr-Crabaugh & Kocurek, 1998; Mountney & Thompson, 2002), increases Interdune space *versus* Aeolian Dunes

ratio and promotes Interdune expansion (Kocurek & Havholm, 1993; Kocurek *et al.*, 1999a; Mountney, 2011). It's noticeable that Wet Interdune presence in intermediate São Sebastião Formation represents a transition from high aridity conditions, as seen during Sand Sheets deposition, to wet conditions as water table rises resulting in damp interdunes and sedimentary transfer from aeolian dunes to interdune space through sliding processes, aqueous reworking and starved airflow causing dune cannibalization, which decreased dune heights.

The adhesion ripples found reinforce the moist nature of the sediments, being indicative of puddles in interdune space (Mountney & Thompson, 2002). It should be noted that water table rise and consequent formation of wet interdune doesn't necessarily destroy the entire dune field, coexistence is possible (Langford & Chan, 1988; Langford & Chan, 1989; Mountney, 2006a; Mountney, 2011).

The Wet Interdune facies association occurs in extensive and continuous deposits in São Sebastião Formation, indicating low sediment supply conditions and isolated dunes presence, prevailing bypass situation in metasaturated / subsaturated systems (Wilson, 1971; Simpson & Loope, 1985; Loope & Simpson, 1992; Mountney & Thompson, 2002). Wet Interdune Deposits differ in size if compared to small sized Sand Sheet facies association, consistent with Kocurek *et al.* (1991a), which shows a close correlation between substrates

moisture and their extent: dry substrates form small interdunes while wet / damped substrates generate extensive interdunes. The individual strata thickness in Wet Interdune facies association is quite variable, showing an imbalance between water table rise rates and sediment supply rates (Mountney & Thompson, 2002).

In this facies association previous structures, such as laminations and stratification, are deformed (Sd), suggesting liquefaction events below water table (McKee *et al.*, 1971; Mountney and Thompson, 2002) and sediment slides caused by disaggregation related to meteoric water infiltration and grain fall (Hunter *et al.*, 1983; Lope *et al.*, 2001; Mountney and Thompson, 2002). Slightly compacted sand laminae are particularly susceptible to these deformations (Doe & Dott, 1980; Mountney & Thompson, 2002). Other possible explanation for wind subsaturation and consequent interdune deposition favoring would be the existence of stony plains (regs) or cemented levels protecting the interdunes against deflation (Kocurek *et al.*, 1991). However, the lack of both in São Sebastião Formation geologic record implies that water table rise is the main cause of Wet Interdunes development.

Above the Wet Interdunes and covering most São Sebastião Formation in Jatobá Basin occurs Aeolian Dunes facies association. The presence of dunes is a strong indicative of arid climate (Mountney & Thompson, 2002), which define

another transition from wet to arid conditions in Jatobá Basin. Dune fields' formation also testifies a different wind regime and climate: moderate velocity winds with unimodal direction and evaporation rates overcoming rainfall events (Kocurek *et al.*, 1991a).

In opposition to Wet Interdunes conditions a decrease in water table occurs and, consequently, happens interdune space exposure to erosive processes like deflation. The wind saturates in sediments while passing through interdune space and delivers these grains to aeolian dunes, defining dune growth (Kocurek *et al.*, 1991a). A decrease in interdune space and aeolian dunes expansion occurs, as the dunes grow at interdune sediments expenses (Kocurek *et al.*, 1991a; Kocurek & Havholm, 1993; Mountney & Russel, 2009; Mountney, 2011). These conditions seem to be constant over months, since this is the average time for dune formation (Kocurek *et al.*, 1991a) and trough cross stratifications exhibit parallelism between their strata (Rubin, 1987; Mountney & Thompson, 2002).

Minor wind direction variations are frequent, forming reactivation surfaces (Brookfield, 1977; Hunter & Rubin, 1983; Rubin & Hunter, 1983; Mountney, 2002). Among different dunes, however, the paleocurrent directions are deeply variable as well as dune size and limiting surfaces distribution. These irregularities indicate imbalanced depositional conditions, especially in larger time intervals (Rubin, 1987; Mountney &

Thompson, 2002). As aridity increases in São Sebastião Formation erg maturation becomes more visible in Jatobá Basin, since dune fields tend to develop within more central erg portions in comparison to wet deposits and sand sheets, mostly found in marginal portions.

Aeolian systems in general show progressive shift from wet aeolian systems at erg margins to dry dune fields in the center. (Porter, 1986; Herries, 1993; Mountney & Jagger, 2004; Rodriguez-Lopez *et al.*, 2010; Mountney, 2011). Due to large sized aeolian dunes occurrence in São Sebastião Formation an extensive dry substrate can be implied during its development, once it is fundamental for both dune survival and its height development (Kocurek *et al.*, 1991a), especially considering that dune size in geological record is only a fraction of its actual height (Rubin & Hunter, 1982).

Barchanoid (3D) and Planar (2D) dunes occur contiguously in this portion of the Jatobá Basin, forming composite dunes, which attest effective destruction of interdune space (Kocurek *et al.*, 1991a; Kocurek, 1991). As dune field subsidence takes place in Jatobá basin aeolian sediments became preserved, but when subsidence stops sedimentary bypass occurs (Kocurek & Havholm, 1993; Mountney, 2011) creating occasional supersurfaces (Kocurek, 1991). Sand Sheets and Aeolian Dunes depositional model for São Sebastião Formation is shown in Figure 21.

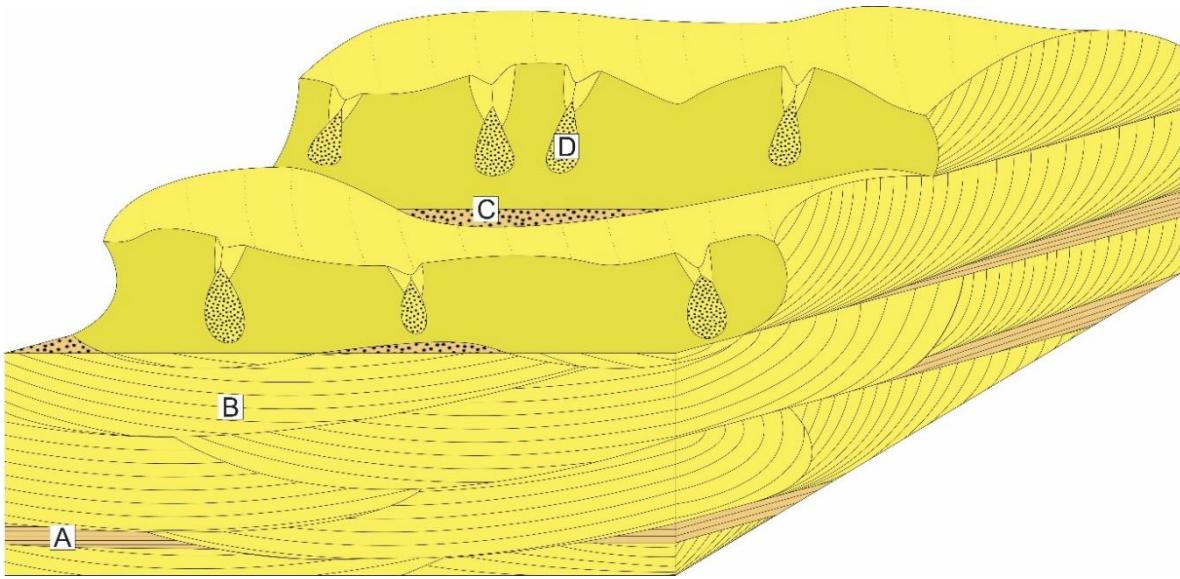


Figure 21. Aeolic Dunes and Sand Sheet facies association depositional model. The following features are highlighted: A) Horizontally stratified Sand Sheets showing little vertical expression B) Aeolian Dunes exhibiting trough cross stratification C) Initial stage of sand sheet deposition in dry interdunes D) Slumps due to 3D dune crest destabilization generating grainflow structures.

In upper São Sebastião Formation the last facies association is found: the Intermittent Fluvial Channels. They occur laterally to Aeolian Dunes, indicating occurrence of intense ephemeral rainfall during sedimentary deposition (Pye & Tsoar, 1987; Herries, 1993). Flash floods have a destructive effect on Aeolian Dunes, reworking aeolian sediments under subaqueous conditions through rapid fluvial incisions, which result in ribbon-like deposits with erosive basal boundary and lenticular strata cutting the aeolian dunes. Such processes are quite common in cases of intense ephemeral floods in dune fields (Kocurek, 1981; Kocurek *et al.*, 1991a; Herries, 1993).

Two events contribute concomitantly to IFC development: the first one being the progressive loss of

previous existing structures in aeolian sandstone that served as source for this facies association, generating massive deposits. Secondly the instantaneous landslides of unconsolidated aeolian dunes effectively burying the channels that eroded them, confirming ephemeral flow's ability of crossing interdune corridors boundaries and effectively cut into aeolian dunes (Kocurek *et al.*, 1991a; Herries, 1993). The ephemeral nature of these streams is also evident as grain size in intermittent fluvial channels equals surrounding aeolian dunes, even though ephemeral flash floods are able to transport grains much larger (Mountney & Thompson, 2002; Herries, 1993). The characteristics above define a typical ephemeral stream (Picard & High, 1973; Herries, 1993). Correlates of this

association of facies are found in Navajo (USA) and in the Gobi Desert in Mongolia (Gradzinski & Jerzykiewicz, 1974; Herries, 1993).

A depositional model for Intermittent Fluvial Channels is proposed in Figure 22.

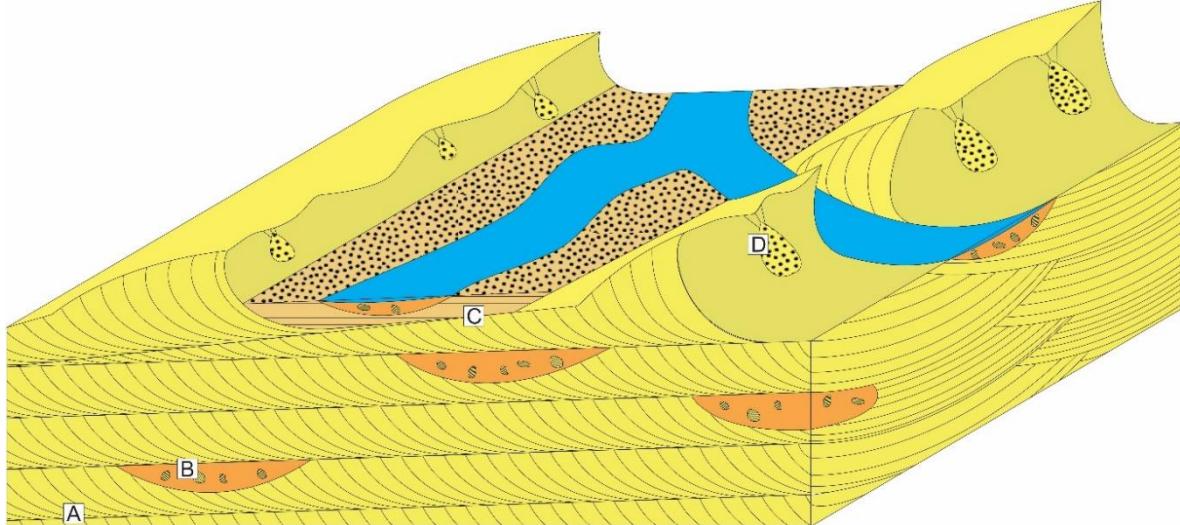


Figure 22. A) Aeolian Dunes trough cross stratifications B) Intermittent Fluvial Channels lenticular strata with upward concavity and typical erosive basal boundary C) Horizontally stratified Sand Sheets within interdune region. D) Slumps due to dune crest destabilization forming grainflow structures.

7. CONCLUSIONS

In the Jatobá Basin, the São Sebastião Formation shows a remarkable range of structures, exhibiting varying in both size and spatial distribution. It also displays high textual maturity, high mineralogical maturity and exuberant outcrops. eleven sedimentary lithofacies were identified in São Sebastião Formation: being six of them fluvial and the other five aeolian, which reflects climatic conditions, depositional environment, occasional variations in water table height, transporting mechanism and its energy level peaks, sedimentary availability, accommodation space and sindepositional strata development.

Lithofacies spatial correlations permitted identification of five facies associations: High Energy Fluvial Channels, Intermittent Fluvial Channels, Aeolian Dunes, Wet Interdune and Sand Sheets. Each of them represents a moment during São Sebastião Formation paleogeographic evolution, which was rebuild through sedimentary stacking of them.

The São Sebastião Formation deposition begins with erosion of the Candeias Formation by High Energy Fluvial Channels. It shows lower flow Regime, forming massive coarse sandstones with conglomeratic levels and medium to coarse trough cross stratified sandstones that constitutes

lateral accretion bars and mid-channel bars.

Then occurs the water table height decrease, causing environmental change to high aridity conditions that defines Sand Sheet facies association. The sedimentary transport shifts towards an aeolian transport mechanism, mainly showing intermittent speed and direction, under insufficient sedimentary supply and preservation condition for dune fields' generation. At times of increased rainfall the interdunes were flooded (damp interdune) forming Wet Interdunes. The previous structures are deformed and interdunes are protected due to humidity, resulting in their expansion. Subsaturated wind flow causes dunes deflation.

Aeolian dunes represent high aridity moments in São Sebastião Formation, with high sedimentary supply, climatic stability and unidirectional moderate speed winds. This facies association has the largest expression in Jatobá Basin and indicates a highly matured erg, allowing the formation of dune fields. Sometimes torrential rainfall events disintegrate these aeolian deposits recycling their sediments in ephemeral fluvial streams: the Intermittent Fluvial Channels.

The São Sebastião Formation evolution defines a transition in Jatobá Basin climatic conditions: the lacustrine regime existing in the Candeias Formation during Berriasian is replaced by high energy streams at Valanginian and, subsequently, it changes again until Eoaptian to arid

conditions with episodic torrential rains that rises and decreases the water table ephemerally. Those are typical characteristics of an extensive sandy desert.

Although only a fraction of these aeolian deposits are effectively preserved in geological record the arid conditions with sparse torrential rains represent most of the outcrops in São Sebastião Formation, indicating strong influence of a desertic paleoenvironment in Jatobá basin during most of the Rift Climax stage, from the Valanginian to the Aptian, in northeast Brazil.

This work shows a remarkable distinction between the fluvial-aeolian sedimentary succession existing in Jatobá Basin in opposition to the lacustrine and deltaic environments that existed in all other Recôncavo-Tucano-Jatobá system basins during Rift Climax stage, especially from the Valanginian to Hautevian.

The depositional model developed in this work allows a better comprehension of the main sedimentation mechanisms in São Sebastião Formation, Jatobá Basin. From an applied perspective this characterization of the existing rocks in São Sebastião Formation provides means for better aquifer and hydrocarbon reservoirs modeling, especially on the specificities of interdune deposits, which are known for their smaller porosity and permeability, generating negative effects on fluids migration

8. REFERENCES

- Ahlbrandt, T. S., & Fryberger, S. G. (1981). Sedimentary features and significance of interdune deposits., *SEPM Special Publication*, n. 31, p. 293–314.
- Brookfield, M. E. 1977. The origin of bounding surfaces in ancient aeolian sandstones. *Sedimentology*, v. 24: 303-32
- Caixeta, J. M.; Bueno, G.V.; Magnavita, L.P.; Feijó, F.J. 1994. Bacias de Recôncavo, Tucano e Jatobá. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 8, n. 1, p. 163-172
- Carr-Crabaugh, M. and Kocurek, G. 1998. Continental sequence stratigraphy of a wet aeolian system: a key to relative sea-level change. In: *Relative Role of Eustacy, Climate and Tectonism in Continental Rocks* (Eds K. Shanley and P. McCabe), SEPM Spec. Publ., 59, 213±228
- Chakraborty, T., & Chakraborty, C. 2001. Aeolian–aqueous interactions in the development of a Proterozoic sand sheet: Shikaoda Formation, Hosangabad, India: *Journal of Sedimentary Research*, v. 71, p. 107–117.
- Chan, M.A., Archer, A.W. 2000 Cyclic aeolian stratification on the jurassic Navajo Sandstone, Zion National Park: periodicities and implications for paleoclimate. In: *Geology of Utah's Parks and Monuments* (Eds D.A. Sprinkel, T.C. Chidsey and P.B. Anderson), Utah Geol. Assoc. Publ., n. 28, p. 607–617
- Clemmensen, L. B., & Abrahamsen, K. 1983. Aeolian stratification and facies association in desert sediments, Arran basin (Permian), Scotland. *Sedimentology*, 30(3), 311-339.
- Clemmensen, L.B.; Dam, G. 1993. Aeolian sand-sheet deposits in the Lower Cambrian Neksø Sandstone Formation, Bornholm, Denmark: Sedimentary architecture and genesis. In: *Sedimentary Geology*, n. 83, p. 71-85.
- Costa, I. P.; Milhomem, P.S.; Carvalho, M.S. 2003. Bacias sedimentares brasileiras: Bacia de Jatobá. Aracaju: Fundação Paleontológica Phoenix, Disponível em: http://www.phoenix.org.br/Phoenix53_Mai03.htm Acesso em: 02/01/2017
- Costa, I.P.; Bueno, G.V.; Milhomem, P.S.; Silva, H.S.L. E; Kosin, M.D. 2007. Sub-bacia de Tucano Norte e Bacia de Jatobá. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 15, n. 2, p. 445-453.
- Cupertino, J.A. 1990. Estágio exploratório das bacias do Tucano central, norte e Jatobá Boletim de Geociências da Petrobrás, Rio de Janeiro, v. 4 n.1, p. 45-53.
- Doe, T.W., Dott, R.H., 1980. Geneticsignificance of deformed crossbedding with examples from the Navajo and Weber Sandstones of Utah. *Jour. Sed. Petrology*, 50, 793-812 p.
- Fambrini, G.L.; Lima-Filho, M.F.; Costa, B.H.; Jesuino, P.C.L.;Tesser Junior, S. 2006. Sistemas fluviais entrelaçados de alta energia da Formação São Sebastião na Bacia de Jatobá, Nordeste do Brasil. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 43. Aracaju: Sociedade Brasileira de Geologia. Anais..., 289 p.
- Fambrini, G.L.; Lima-Filho, M.; Tesser Junior, S; Costa, B.H.; Jesuino, P.C.L.; Valenca, L.M.M.; Neumann, V.H.M.L. 2007. Paleocorrentes fluviais da Formação São

- Sebastião, Bacia de Jatobá, NE do Brasil. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, n. 22. Natal: Atas..., p. 45.
- Fambrini, G.L.; Neumann, V.H.M.L.; Menezes-Filho, J.A.B.; Rocha, D.E.G.A.; Durval, L.G.; Jesuino, P.C.L. 2013. Fácies e sistemas deposicionais da Formação São Sebastião (Eocretáceo), Bacia De Jatobá, PE: contribuição à evolução geológica do Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá, Nordeste Do Brasil. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, n. 25. Gravatá: Conferências e resumos, Boletim 23, p. 176-177.
- Fambrini, G.L., Rocha, D.E.G.A.; Oliveira, E.V; Jesuino, P.C.L.; Menezes-Filho, J.A.B.; Queiroz, R.G.B.; Neumann, V.H.M.L. (*in preparation*). Análise faciológica e deposicional dos depósitos flúvio-eólicos da Formação São Sebastião (Eocretáceo), região de Campos-Ibimirim, Bacia de Jatobá, PE, Nordeste do Brasil. *Geociências*, Rio Claro.
- Fryberger, S.G. 1993. A review of aeolian bounding surfaces, with examples from the Permian Minnelusa Formation, USA, in: Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs, North, C.P., and Prosser, J.D. (eds.), Geological Society of London, Special Publication 73, p. 167–197.
- Fryberger, S.G., & Schenk, C.J., 1988. Pin stripe lamination—a distinctive feature of modern and ancient eolian sediments: *Sedimentary Geology*, v. 55, p. 1–15
- Fryberger, S.G., Ahlbrandt, T.S., And Andrews, S. 1979. Origin, sedimentary features, and significance of low-angle eolian “sand sheet” deposits, Great Sand Dunes National Monument and vicinity, Colorado: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 49, p. 733–746
- Fryberger, S.G., Hesp, P., Hastings, K. 1992. Aeolian granule ripple deposits, Namibia: *Sedimentology*, v. 39, p. 319–331.
- Gradzinski, R. Jerzykiewicz, T. 1974. Dinosaur and mammal-bearing aeolian and associated deposits of the Upper Cretaceous in the Gobi Desert (Mongolia). *Sed. Geol.*, 12, 249–278.
- Guzmán, J.; Fambrini, G.; Oliveira, E. & Usma-Cuervo, C. 2015. Estratigrafia da Bacia de Jatobá: estado da arte. In: Estudos Geológicos, 25, p. 53-76.
- Havholm K.G., Kocurek, G., 1994, Factors controlling aeolian sequence stratigraphy: clues from super bounding surface features in the Middle Jurassic Page Sandstone: *Sedimentology*, v. 41, p. 913–934
- Herries, R.D. 1993. Contrasting styles of fluvial-aeolian interaction at a downwind erg margin: Jurassic Kayenta- Navajo transition, northeastern Arizona, USA. In: Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs (Eds C.P. North and J.D. Prosser), Geol. Soc. London Spec. Publ., 73, 199–218.
- Hunter, R.E. 1977. Basic types of stratification in small eolian dunes: *Sedimentology*, v. 24, p. 361–387
- Hunter, R. E., Rubin, D. M. 1983. Interpreting cyclic crossbedding with an example from the Navajo Sandstone. pp. 429-54
- Hunter, R. E., Richmond, B. M., Alpha, T. R. 1983. Storm-controlled oblique dunes of the Oregon coast. *Geol. Soc. Am. Bull.* 94: 1450—65

- Jones, F.H., Scherer C.M.S, Kuchle J., 2016. Facies architecture and stratigraphic evolution of aeolian dune and interdune deposits, Permian Caldeirão Member (Santa Brígida Formation), Brazil. In: *Sedimentary Geology*, v. 337, p.133–150
- Kocurek, G., 1981. Significance of interdune deposits and bounding surfaces in aeolian dune sands: *Sedimentology*, v. 28, p. 753–780
- Kocurek, G., 1991. Interpretation of ancient eolian sand dunes, *Annu. Rev. Earth planet. Sci.*, 19, p. 43–75.
- Kocurek, G., 1996. Desert aeolian systems, in Reading, H.G., ed., *Sedimentary Environments; Processes, Facies and Stratigraphy*, Third Edition: Oxford, U.K., Blackwell Science, p. 125–153
- Kocurek, G., & Dott, R.H., Jr., 1981. Distinctions and uses of stratification types in the interpretation of eolian sand: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 51, p. 579–595
- Kocurek, G., Havholm, K. 1993, Eolian Sequence Stratigraphy - A Conceptual Framework, In: Weimer, P., Posamentier, H.W. (Eds.), *Siliciclastic Sequence Stratigraphy*. American Association Petroleum Geologists Memoir 58, Pp. 393-409.
- Kocurek, G., Nielson, J., 1986. Conditions favourable for formation of warmclimate aeolian sand sheet. *Sedimentology* 33, 795–816.
- Kocurek, G., Townsley, M., Yeh, E., Havholm, K., Sweet, M.L., 1991a. Dune and dune-field development on Padre Island, Texas, with implications for interdune deposition and water-table– controlled accumulation. *J. Sediment. Petrol.* 62, 622–635.
- Kocurek, G., Knight, J., Havholm, K. 1991b. Outcrop and semi-regional three-dimensional architecture and reconstruction of a portion of the eolian Page Sandstone (Jurassic). In: *The Three-Dimensional Facies Architecture of Terrigenous Clastic Sediments and Its Implications for Hydrocarbon Discovery and Recovery* (Eds A.D. Miall and N. Tyler), SEPM Concepts Sedimentol. Paleontol., n. 3, p. 25–43.
- Kocurek, G., Lancaster, N., Carr, M., And Frank, A., 1999, Tertiary Tsondab Sandstone Formation: preliminary bedform reconstruction and comparison to modern Namib Sand Sea dunes: *Journal of African Earth Sciences*, v. 29, p. 629–642
- Langford, R.P., Chan, M.A., 1988. Flood Surfaces and Deflation Surfaces Within The Cutler Formation And Cedar Mesa Sandstone (Permian), Southeastern Utah. *Geol. Soc. Am. Bull.* 100, 1541–1549.
- Langford, R.P., Chan, M.A., 1989. Fluvial–Aeolian Interactions; Part II, Ancient Systems. *Sedimentology* 36, 1037–1051.
- Letorneau P.M., & Huber P. 2006. Early Jurassic Eolian Dune Field, Pomperaug Basin, Connecticut and Related Synrift Deposits: Stratigraphic Framework and Paleoclimatic Context, In: *Sedimentary Geology*, V. 187, P. 63–81
- Loope, D.B., Simpson, E.L. 1992. Significance of Thin Sets of Eolian Cross-Strata. *J. Sed. Petrol.*, 62, 849–859
- Loope, D.B., Rowe, C.M., Joeckel, R.M. 2001. Annual Monsoon Rains Recorded by Jurassic Dunes. *Nature*, 412, 64–66

- Magnavita, L. P. Sobre A Implantação da Fase Sinrifte em Riftes Continentais. 1996. In: Congresso Brasileiro de Geologia, v. 39, p. 335-338, Salvador. Anais. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia
- Magnavita, L.P. & Cupertino, J.A. 1987. Concepção atual sobre as bacias de Tucano e Jatobá, Nordeste do Brasil. Boletim de Geociências da Petrobras, v. 1, n. 2, p. 119-134
- Magnavita, L.P.; Szatmari, P.; Cupertino, J.A., Destro, N., D.G., R. The Recôncavo Basin. In: Roberts, D.G. & Bally, A.W. 2012. Regional Geology and Tectonics: Phanerozoic Rift Systems and Sedimentary Basins. Amsterdam: Elsevier Science, p. 383-420
- McKee, E. D., Douglass, J. R. Rittenhouse, S. 1971. Deformation of lee-side laminae in eolian dunes. *Geol. Soc. Am. Bull.* 82: 359-78
- Miall, A. D. 1996. The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology. Springer-Verlag, 582 p.
- Miall, A. D. 2014. Fluvial Depositional Systems. Springer, 322 p.
- Miranda E. E. 2005. Brasil em Relevo. Campinas: Embrapa Monitoramento por Satélite. Disponível em: <<http://www.relevobr.cnpm.embrapa.br>>. Acesso em: 05/01/2017
- Mountney, N.P. 2006a Eolian Facies Models. In: Facies Models Revisited (Eds H. Posamentier and R.G. Walker). SEPM Mem., 84, 19–83
- Mountney, N.P., 2006b. Periodic Accumulation and Destruction of Aeolian Erg Sequences: The Cedar Mesa Sandstone, White Canyon, Southern Utah. *Sedimentology* 53, 789–823.
- Mountney, N.P., 2011. A Stratigraphic Model to Account for Complexity in Aeolian Dune and Interdune Successions. *Sedimentology*, 59, 964 – 989
- Mountney, N., & Howell, J., 2000, Aeolian architecture, bedform climbing and preservation space in the Cretaceous Etjo Formation, NW Namibia: *Sedimentology*, v. 47, p. 825–849
- 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.P., Jagger, A. 2004. Stratigraphic evolution of an aeolian erg margin system: the Permian Cedar Mesa Sandstone, SE Utah, USA. *Sedimentology* 51, 713–743.
- Mountney, N.P. Russell, A.J. 2009 Aeolian dune field development in a water table-controlled system: Skeidaraarsandur, southern Iceland. *Sedimentology*, 56, 2107–2131
- Neumann, V.H.M.L.; Rocha, D.E.G.A. 2014. Stratigraphy of the Post-Rift Sequences of the Jatobá Basin, Northeastern Brazil. In: Strati 2013. Rocha, R.; Pais, J.; Kullberg, J.C.; Finney, S. (Eds.). Springer International Publishing, p. 553-557

- Neves, B.D.B., Van Schmus, W.R., Santos, E.J., Neto, M., Kozuch, M. 1995. O evento Cariris Velhos na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 25, n. 4, p. 279-296
- Nielson, J., & Kocurek, G., 1986, Climbing zibars of the Algodones: Sedimentary Geology, v. 48, p. 1–15.
- Picard, M. D. & High, L. R. 1973. Sedimentary structures of ephemeral streams. *Developments in Sedimentology*, 17, Elsevier, Amsterdam.
- Pires E. F. & Guerra-Sommer M. 2010. Growth ring analysis of fossil coniferous woods from early cretaceous of Araripe Basin (Brazil), In: Academia Brasileira de Ciências, v. 83, n. 2, p. 409 - 423
- Ponte, F.C. & Appi, C.J. 1990. Proposta de revisão da coluna estratigráfica da Bacia do Araripe. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36. Natal: Sociedade Brasileira de Geologia, p.211-226, 1990.
- Porter, M.L., 1986. Sedimentary record of erg migration. *Geol. Soc. Am. Geol.* 14, 497–500
- Pye, K., & Tsoar, H., 1987, The mechanics and geological implications of dust transport and deposition in deserts, with particular reference to loess formation and dune sand diagenesis in the northern Negev, Israel, in Frostick, L.E., and Reid, I., eds., *Desert Sediments: Ancient and Modern*: Geological Society of London, Special Publication 35, p. 139–156.
- Rocha, D. E. G. A. & Leite, J.F. 2001. Mapa Geológico da Bacia de Jatobá. Serviço Geológico do Brasil – CPRM
- Rocha, D.E.G.A. 2011. Caracterização do intervalo carbonático aptiano da Bacia do Jatobá, NE do Brasil. Tese de Doutorado em Geociências - Centro de Tecnologia e Geociências, UFPE, 124 p.
- Rocha, D.E.G.A. & Amaral, C.A. 2007. Caracterização Geologica e Geométrica dos Aquíferos (Meta B). In: Costa, W. D & Feitosa, F. A. C (eds.). *Hidrogeologia da Bacia Sedimentar do Jatobá: Sistema Aqüífero Tacaratu/Inajá*. Ministério de Minas e Energia - Ministério da Ciêncica e Tecnologia
- Rodríguez-Lopez, J.P., Melendez, N., de Boer, P.L. and Soria, A.R. 2010. The action of wind and water in a mid-Cretaceous subtropical erg-margin system close to the Variscan Iberian Massif, Spain. *Sedimentology*, 57, 1315–1356.
- Rubin, D.M. 1987. Cross-bedding, bedform and paleocurrents. *SEPM Concepts Sedimentology and Paleontology*, n. 1,p. 187
- Rubin, D.M. Hunter, R.E. 1982. Bedform climbing in theory and nature. *Sedimentology*, 29, 121–138.
- Rubin, D.M., Hunter, R.E. 1983 Reconstructing bedform assemblages from compound cross-bedding. In: *Eolian Sediments and Processes*, Eds M.E. Brookfield and T.S. Ahlbrandt, Dev. *Sedimentolgy*, n. 38, p. 407–427
- Santos, E.J. 1995. O complexo granítico Lagoa das Pedras: acresção e colisão na região de Floresta (Pernambuco), Província Borborema. Tese de Doutorado - Instituto de Geociências, USP, 219 p.

- Scherer, C.M.S., 2001. Eolian dunes of the Botucatu Formation (Cretaceous). In Southernmost Brazil: morphology and origin. *Sedimentary Geology*. v. 137, p. 63–84.
- Scherer C. M. S., Lavina E. L. C. 2005. Sedimentary cycles and facies architecture of aeolian–fluvial strata of the Upper Jurassic Guara Formation, southern Brazil, *Sedimentology*, n. 52, p. 1323–1341
- Shepherd R.G. 1987. Lateral accretion surfaces in ephemeral- stream point bars, Rio Puerco, New Mexico. In: Ethridge FG, Flores RM, Harvey MD (eds) Recent developments in fluvial sedimentology. Soc. Econ. Paleontol. Mineral Spec. Publ. 39: p. 93-98
- Simpson, E.L., & Eriksson, K.A., 1993, Thin eolianites interbedded within a fluvial and marine succession—Early Proterozoic Whitworth Formation, Mount Isa inlier, Australia: *Sedimentary Geology*, v. 87, p. 39–62
- Simpson E.L., & Loope D.B. 1985. Amalgamated interdune deposits, White Sands, New Mexico. *J. Sediment. Petrol.* 55, 361– 365.
- Spaletti L.A., Limarino C.O., Colombo Piñol F. 2010. Internal Anatomy of an Erg Sequence from the Aeolian-Fluvial System of the De La Cuesta Formation (Paganzo Basin, Northwestern Argentina). In: *Geologica Acta*, v. 8, n. 4, p. 431-447.
- Trewin, N.H., 1993, Controls on fluvial deposition in mixed fluvial and aeolian facies within the Tumblagooda Sandstone (Late Silurian) of Western Australia: *Sedimentary Geology*, v. 85, p. 387–400
- Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Flint, S., 2002. Aeolian/fluvial interactions and high resolution sequence stratigraphy of a non-marine lowstand wedge: the Avilé Member of the Agrio Formation (Lower Cretaceous), central Neuquén Basin, Argentina. *Sedimentology*, v. 49, p. 1001-1019
- Viana, C.F.; Gama Junior, E.G.; Simões, I.A.; Moura, J.A.; Fonseca, J.R.; Alves, R.J. 1971. Revisão estratigráfica da Bacia Recôncavo/Tucano. *Boletim Técnico da Petrobras*, v. 14, n. 3-4, p. 157-192.
- Wilson, I. G. 1971. Desert sandflow basins and a model for the development of ergs. *Geogr. J.* 1 37: 1 80-99
- Wilson, I., 1973. Ergs. *Sediment. Geol.* 10, 77–106.

1 **5 Caracterização petrográfica das interações fluvio-eólicas na Formação**
 2 **São Sebastião, Bacia de Jatobá, nordeste brasileiro**

3
 4 **Petrographic characterization of fluvio-aeolian interactions in São**
 5 **Sebastião Formation, Jatobá basin, northeast Brazil**

6
 7 Renan Gustavo Barbosa QUEIROZ¹, Gelson Luís FAMBRINI², Virgílio Henrique de
 8 Miranda Lopes NEUMANN² & Lúcia Maria Mafra Valença²

- 9
 10 ⁽¹⁾ Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco. Av. da
 11 Arquitetura, s/n, CEP 50.740-550, Recife, Brasil. E-mail: renanqueiroz88@hotmail.com.
 12 ⁽²⁾ Departamento de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco. Av. da Arquitetura, s/n, CEP
 13 50.740-550, Recife, Brasil. E-mail: gelson.fambrini@ufpe.br, neumann@ufpe.br,
 14 Immv@ufpe.br.

16 **Resumo.** A Bacia de Jatobá corresponde a porção setentrional do sistema de rifte abortado
 17 Recôncavo-Tucano-Jatobá, localizado no nordeste brasileiro. Durante o Eocretáceo é
 18 constituída a Formação São Sebastião, uma sucessão flúvio-eólica associada a ambiente
 19 desértico. Estudos de campo definiram cinco associações de fácies: canais fluviais de alta
 20 energia, canais fluviais intermitentes, dunas eólicas, interdunas úmidas e lençóis de areia.
 21 Entretanto, faz-se necessária uma caracterização em escala microscópica da Formação São
 22 Sebastião, avaliando-se as interpretações realizadas. Lâminas petrográficas foram
 23 confeccionadas para análises petrográficas por luz transmitida, catodoluminescência e lupa
 24 binocular acoplada a câmera com integração a software de análise e tratamento de imagens.
 25 Determinou-se em todas uma composição sobretudo quartzosa, com pequena ocorrência
 26 de feldspatos e forte cimentação por óxidos e hidróxidos de ferro. Grãos de quartzo são,
 27 em sua maioria, monocristalinos, com limites bem definidos, extinção homogênea ou
 28 ondulante, sem sinais de cimentação por sílica ou carbonatos. Argilas mecanicamente
 29 infiltradas formam cutículas anisópacas, alaranjadas e descontínuas recobrindo os grãos
 30 com deposição por inundações episódicas. Tamanho de grão, arredondamento e
 31 esfericidade foram determinadas com precisão. Empacotamento frouxo ocorre em todas as
 32 associações de fácies. Há porosidade primária intergrão e secundária intrapartícula por
 33 dissolução de grãos detritais. O estudo de proveniência remete a cráttons estáveis, em
 34 contexto tectônico de interior de continente. Com base nas informações petrográficas
 35 interpretações de campo foram validadas.

36 **PALAVRAS CHAVE:** petrografia sedimentar, bacia de rifte

38 **Abstract.** The Jatobá Basin corresponds to the northern portion of Recôncavo-Tucano-
 39 Jatobá aborted rift system, located in northeast Brazil. During Eocretaceous São Sebastião
 40 Formation is established: a fluvo-aeolian succession within a desert environment.
 41 Fieldwork studies defined five facies associations: high energy fluvial channels,
 42 intermittent fluvial channels, aeolian dunes, wet interdunes, sand sheets. However, it is
 43 necessary to characterize São Sebastião Formation on a microscopic scale, evaluating the
 44 fieldwork interpretations. Thin sections were made for petrographic analysis by transmitted
 45 light, cathodoluminescence and binocular loupe coupled with a camera integrated to image
 46 analysis and treatment softwares. Most of the lithofacies have a predominantly quartzous
 47 composition, with little occurrence of feldspars and strong cementation by iron oxides and

hydroxides. Quartz grains are mostly monocrystalline, with well defined borders, homogeneous or undulose extinction, and there is no signs of silica cementation nor carbonates. Mechanically infiltrated clays form anisopic, orange and discontinuous coatings covering grains whose deposition took place in episodic floods. Grain size, roundness and sphericity were determined accurately. Loose packaging occurs in all facies associations. There is interparticle primary and secondary intraparticle porosity by dissolution of detritic grains. Provenance studies define sedimentary origins in stable cratons, within continental interior tectonic context. Based on the petrographic information, the fieldwork interpretations were validated.

KEYWORDS: SEDIMENTARY PETROGRAPHY, RIFT BASIN

1 Introdução

Sistemas flúvio-eólicos antigos são encontrados no registro geológico em diversas localidades, tanto em sistemas secos, como a Formação Etjo, Namíbia (Mountney & Howell, 2000), Formação Botucatu, Brasil (Scherer, 2001), Formação Kayenta e Arenitos Navajo, Utah (Herries, 1993), Arenitos Page, Arizona (Havholm & Kokurek, 1994), quanto em depósitos úmidos como os Arenitos Entrada, entre Utah, Arizona e Novo México (Carr-Crabaugh & Kokurek, 1998), Formação Helsby (Mountney & Thompson, 2002). Ocorrem ainda os sistemas estabilizados defendidos por Kokurek & Havholm (1993), Mountney (2006) e Jones *et al.*, (2016), comuns em depósitos quaternários porém raros nos registros geológicos antigos com exemplos na Formação Shikaoda, Índia (Chakraborty & Chakraborty, 2001), Arenitos Tsondab, Namíbia (Kokurek *et al.*, 1999 e Arenitos Tumblagooda e Whitworth, Austrália (Simpson & Eriksson, 1993; Trewin, 1993).

Dentre os sistemas secos ocorre a Formação São Sebastião, no interior da Bacia de Jatobá, localizada no nordeste brasileiro. Seus sedimentos representam uma sucessão flúvio-eólica, formada do Valanginiano ao Eoptiano em contexto de abertura do Atlântico Sul (Costa *et al.*, 2007; Rocha, 2011; Guzmán *et al.*, 2015). A Formação São Sebastião é composta por arenitos fluviais na base (Costa *et al.*, 2007; Rocha & Amaral, 2007; Rocha, 2011; Guzmán *et al.*, 2015) e no topo arenitos eólicos secos e úmidos em *erg* (Rocha, 2011), os quais derivam de retrabalhamento dos arenitos fluviais basais (Fambrini *et al.*, 2006; Costa *et al.*, 2007; Fambrini *et al.*, 2007; 2013) e possuem interações fluviais efêmeras (Fambrini *et al.*, *in preparation*).

Estudos de campo remontam as cinco principais associações de existentes na Formação São Sebastião fácies (Fambrini *et al.*, *in preparation*, Queiroz *et al.*, *in preparation*): Canais Fluviais de Alta Energia, Canais Fluviais Intermitentes, Lençóis de Areia, Interdunas Úmida e Dunas Eólicas. O presente estudo apresenta a descrição petrográfica das associações de fácies existentes nas interações flúvio-eólicas da Formação São Sebastião através do uso de lupa binocular integrada a softwares de dimensionamento e medição, microscopia de luz transmitida e catodoluminescência (CTL) de acordo com os parâmetros sedimentares estabelecidos por

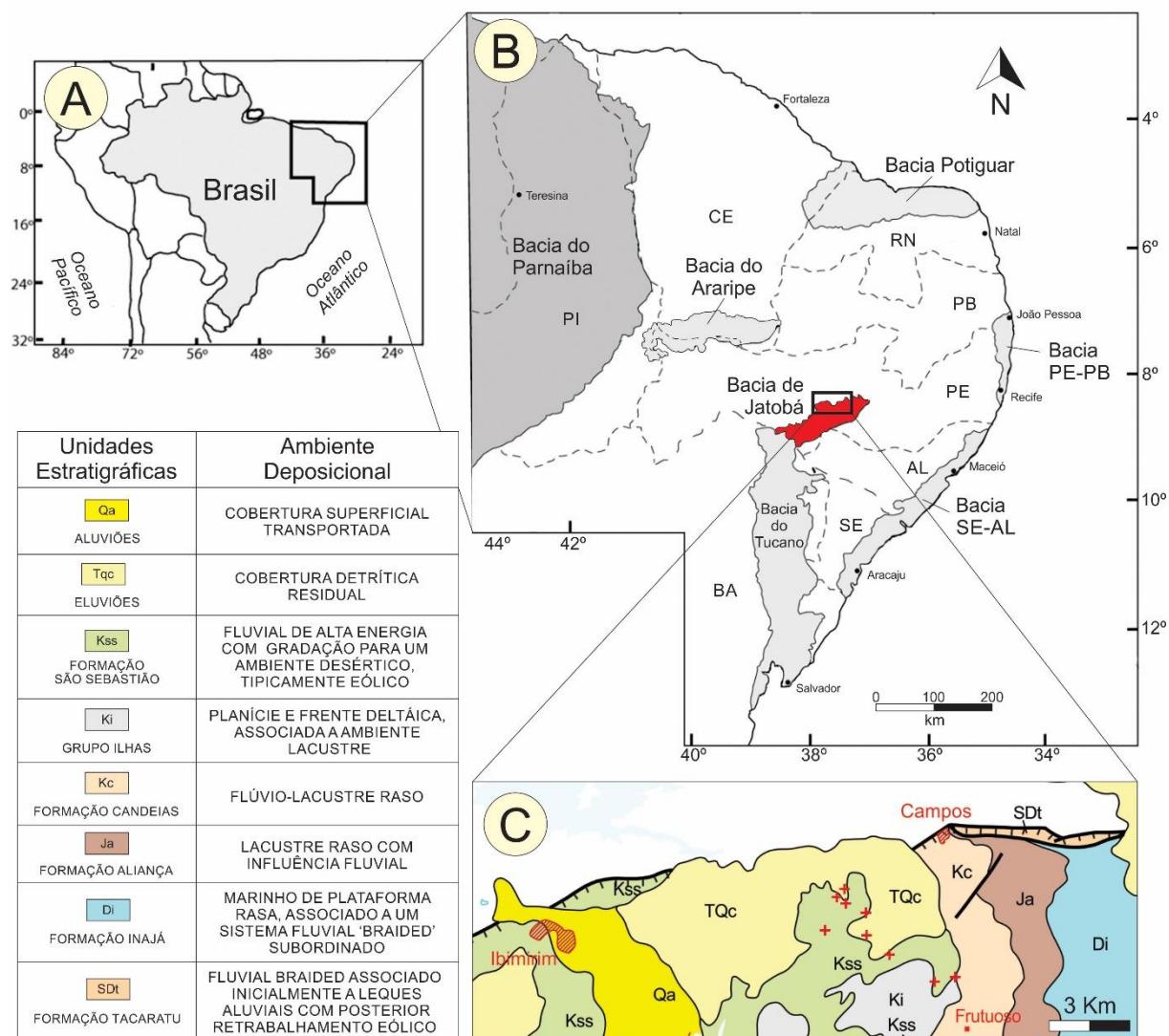
86 Wentworth (1922), Wadell (1932, 1933), Powers (1953), Kahn (1956) e Folk (1974), visando
 87 estabelecer a evolução diagenética ocorrida durante o Cretáceo no nordeste brasileiro.

88

89 2 Área, materiais e métodos

90 2.1 Caracterização geológica e localização da área de estudo

91 A Bacia do Jatobá possui uma área aproximada de 5000 km² (Costa *et al.*, 2007), entre
 92 os estados de Pernambuco e Bahia (Cupertino, 1990) (Fig. 1). Ela é caracterizada como a porção
 93 setentrional do sistema de rifte abortado Recôncavo-Tucano-Jatobá (Almeida, 1967; Cupertino,
 94 1990; Costa *et al.*, 2007) com registro sedimentar do Paleozoico até o Recente (Caixeta *et al.*,
 95 1994; Costa *et al.*, 2007; Rocha, 2011, Guzmán *et al.*, 2015).



96

97 Figura 1. A) Localização do nordeste brasileiro a partir da América do Sul. B) Detalhamento
 98 da figura anterior destacando as principais bacias sedimentares do nordeste brasileiro. Em
 99 vermelho é indicada a Bacia de Jatobá, a área de estudo é vista na sua porção norte. C)
 100 Identificação dos afloramentos analisados entre o município de Ibimirim e o distrito de Campos,

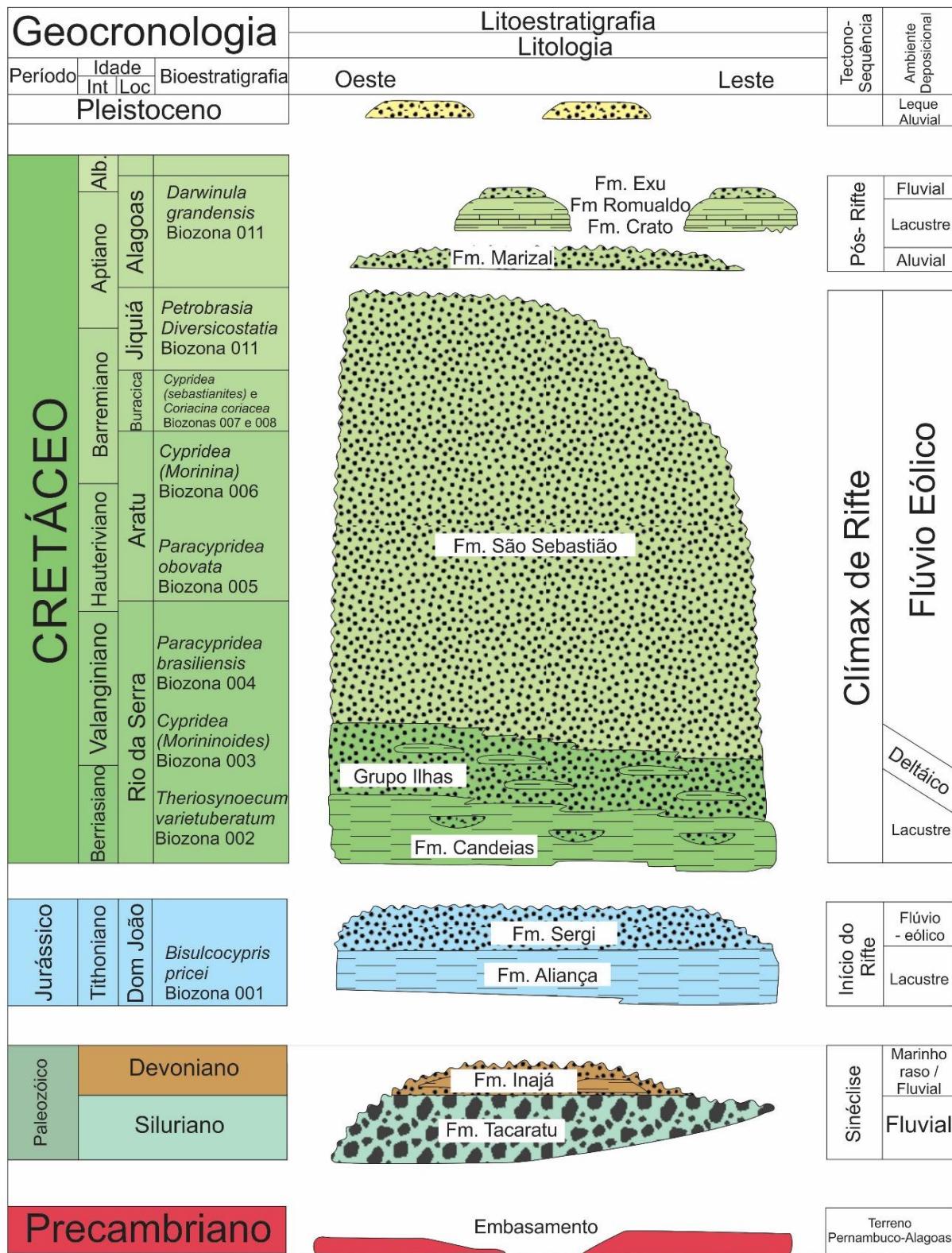
101 estado de Pernambuco. Da área delimitada foram coletadas as amostras, conforme marcado,
 102 referentes às distintas associações de fácies que compõem a Formação São Sebastião. À
 103 esquerda é apresentada a legenda das unidades estratigráficas encontradas na região
 104 (Modificado de CPRM, 2001; Pires & Guerra-Sommer, 2010).

105 *Figure 1 F A) Brazilian northeast identification within South America. B) Detailling on the*
 106 *previous figure highlighting brazilian northeast's main sedimentary basins. Jatobá Basin is*
 107 *indicated in red and the studied área is shown in its northern portion. C) Identification of the*
 108 *analyzed outcrops near Ibimirim city and Campos district, in Pernambuco state. Within the*
 109 *delimited area samples were collected, as marked, referring to the different facies association*
 110 *that compose the São Sebastião Formation. At the left a legend corresponding to the*
 111 *stratigraphic units found in the region is presented. (Modified from CPRM, 2001; Pires &*
 112 *Guerra-Sommer, 2010).*

113 Sua gênese se dá com a ruptura do supercontinente Gondwana no Cretáceo inferior
 114 (Costa *et al.*, 2003, Costa *et al.*, 2007), através da ação de esforços extensionais que atuaram
 115 sobre as heterogeneidades preexistentes no embasamento (Magnavita, 1996). Como resultado
 116 temos uma sequência de sub-bacias isoladas e contíguas, as quais são separadas por falhas de
 117 transferência e depocentros independentes: são elas o Recôncavo, Tucano (Norte, Central e Sul)
 118 e Jatobá (Magnavita & Cupertino, 1987). A Formação São Sebastião aflora em todas as sub-
 119 bacias, porém, na porção nordeste da Bacia de Jatobá, entre os municípios de Ibimirim e
 120 Campos, estado de Pernambuco, ocorrem as suas melhores exposições.

121 A Formação São Sebastião é definida inicialmente por Viana *et al.*, (1971) como
 122 arenitos grossos a finos, avermelhados, friáveis, feldspáticos, siltico-argilosos, subdividida em
 123 membros. Embora ela possua variações faciológicas, o entendimento atual é de que não cabe a
 124 compartimentação, sendo amplamente aceita como indivisa (Costa *et al.*, 2007; Rocha &
 125 Amaral, 2007; Fambrini *et al.*, 2013; Neumann & Rocha, 2014) e representando a maior parte
 126 da deposição sedimentar ocorrida durante o clímax de rifte, no Cretáceo (Guzmán *et al.*, 2015)
 127 (Fig. 2).

128 Em sua base temos arenitos avermelhados, médios a finos, de níveis grossos, seleção
 129 regular, frequentemente oxidados, com grãos subarredondados e estratos bandados de aspecto
 130 rítmico (Rocha & Amaral 2007, Rocha, 2011), depositados num ambiente fluvial de alta energia
 131 com idades entre o Berriasiano o Eoaptiano, correspondendo localmente aos andares Rio da
 132 Serra ao Neojiquiá (CPRM, 2001; Fambrini *et al.*, 2006; Costa *et al.*, 2007; Rocha & Amaral
 133 2007; Fambrini *et al.*, 2013).



134

Figura 2. Coluna estratigráfica da Bacia de Jatobá (modificada de Guzmán *et al.*, 2015).

136 *Figure 2. Jatoba Basin stratigraphic column (modified from Guzmán et al., 2015).*

137

138

139

O topo da sequência é constituído de arenitos bimodais, creme a avermelhados, bem selecionados, quartzosos, subarredondados a arredondados, com níveis grossos definindo fluxo

140 de grão (*grainflow*), há ainda estratificações cruzadas acanaladas de grande porte, superfícies
141 de deflação e paleocorrentes de direções variadas (CPRM, 2001; Fambrini *et al.*, 2006; Costa
142 *et al.*, 2007; Rocha & Amaral, 2007; Fambrini *et al.*, 2013). Com base no retrabalhamento
143 eólico dos arenitos fluviais da base é possível inferir um ambiente desértico com campos de
144 dunas (CPRM, 2001).

145

146 2.2 *Materiais e métodos*

147 Inicialmente foi realizada a compilação dos dados acerca de ocorrências da Formação
148 São Sebastião na Bacia de Jatobá, integrando o imageamento por radar do relevo pertencente
149 ao projeto SRTM (Miranda, 2005), o mapeamento geológico mais recente da Bacia de Jatobá
150 (CPRM, 2001), imagens de satélite e mapas-base viários. Através dessa compilação foi possível
151 determinar a melhor qualidade de exposição entre os municípios de Campos e Ibimirim, no
152 estado de Pernambuco.

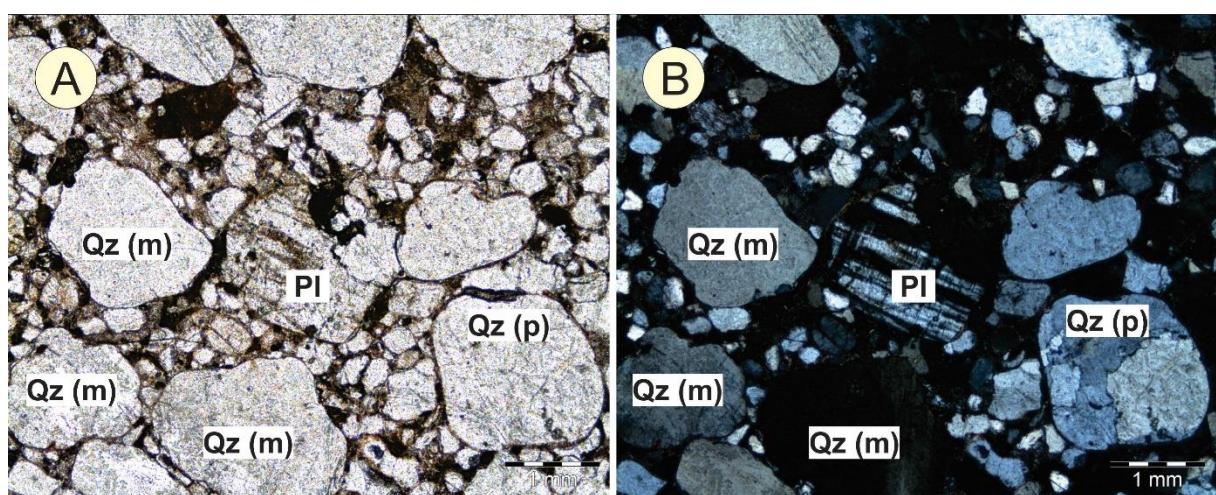
153 Durante três etapas de campo foram realizadas as descrições das litofácies,
154 determinação das suas estruturas sedimentares, espessuras, superfícies limitantes, geometria e
155 tendências de paleocorrentes. Em posse destas informações foram identificadas cinco
156 associações de fácies na Formação São Sebastião: os canais fluviais de alta energia localizadas
157 na base da Formação, as dunas eólicas e canais fluviais intermitentes, imediatamente acima da
158 unidade anterior e lateralmente contíguas entre si, interdunas úmidas, nas porções mais
159 marginais da bacia e lençóis de areia, ocorrendo intercalados com as dunas eólicas. Cada uma
160 destas associações de fácies foi amostrada a fim de se ter representatividade da Formação São
161 Sebastião. Sendo assim, 21 lâminas petrográficas foram confeccionadas e foram realizadas
162 análises petrográficas convencionais por luz transmitida e análises por catodoluminescência
163 para determinar a composição mineralógica dos diferentes componentes sedimentares.

164 Em lupa binocular acoplada a câmera com integração a *software* de análise e tratamento
165 de imagens foram fotografadas as amostras e efetuadas 21.307 medidas dentre os parâmetros
166 de granulometria, esfericidade, arredondamento. A partir destas análises obteve-se uma efetiva
167 caracterização textural dos grãos e da distribuição espacial das suas microestruturas
168 sedimentares. Em seguida, foi feito o tratamento estatístico dos dados, possibilitando definir o
169 seu comportamento, curva de distribuição e classificação dos resultados de acordo com os
170 parâmetros de definidos por Wentworth (1922), Wadell (1932, 1933), Powers (1953), Folk
171 (1955), Kahn (1956) e Dickinson (1985). Por fim houve a comparação e correlação entre as
172 unidades definidas em campo, recriando-se a evolução da deposição sedimentar da Formação
173 São Sebastião na Bacia de Jatobá.

174 **3 Resultados e discussões**175 *3.1. Composição*176 *3.1.1 Microscopia em luz transmitida*

177 A análise petrográfica por luz transmitida mostrou uma composição predominantemente
 178 quartzosa, com pequena ocorrência de feldspatos e forte cimentação por óxidos e hidróxidos de
 179 ferro na maior parte das associações de fácies da Formação São Sebastião.

180 Os grãos de quartzo são, em sua maioria, monocristalinos, com limites bem definidos,
 181 extinção homogênea ou ondulante, sem sinais de cimentação por sílica ou carbonatos. Em
 182 menor proporção ocorrem os grãos de quartzo policristalino, neles os limites são irregulares e
 183 frequentemente crenulados, com extinção ondulante e presença de fissuras, justificando uma
 184 proveniência metamórfica dos grãos em detrimento a ígnea dos sedimentos monocristalinos
 185 (Scholle, 1979; Adams *et al.*, 1984). Feldspatos são encontrados na forma de plagioclásio e
 186 microclina fortemente intemperizados e, em pequenas quantidades (Figs. 3 e 4), sobretudo nos
 187 canais fluviais de alta energia. As proporções dos componentes detriticos verificados nas
 188 associações de fácies da Formação São Sebastião são mostrados na Tabela 1.

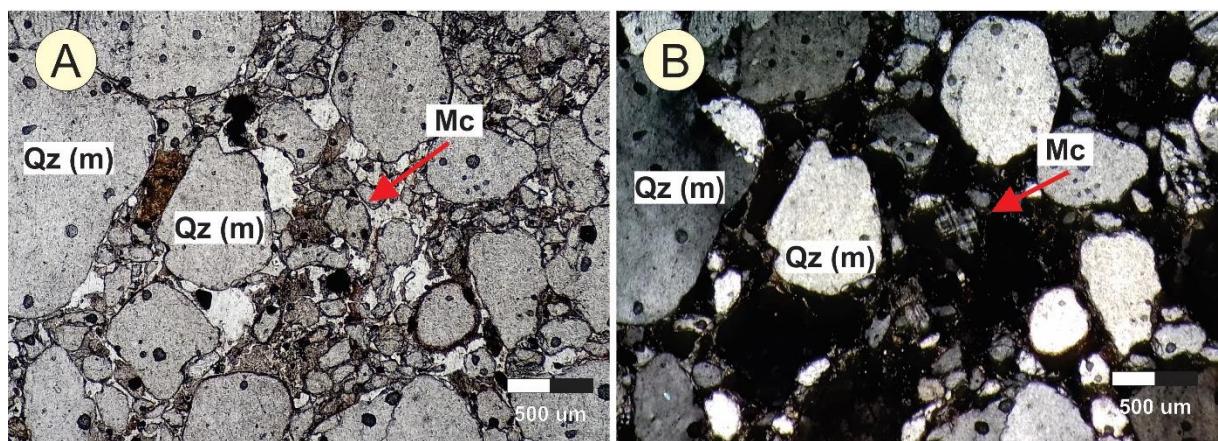


190 Figura 3. Seção delgada a nicois paralelos (A) e cruzados (B), respectivamente, mostrando
 191 quartzo monocristalino com bordas bem definidas e extinção reta ou ondulante, indicando
 192 origem ígnea. Subordinadamente há grãos de quartzo policristalino com extinção ondulante e
 193 contatos intragrão crenulados, indicando origem metamórfica. Plagioclásio ocorre em menor
 194 quantidade, enquanto óxidos e hidróxidos de ferro cimentam os arenitos das associações de
 195 fácies.

196 *Figure 3. Thin section under plane-polarised light (A) and crossed-polarised light (B),*
 197 *respectively, showing monocrystalline quartz with well defined edges and straight or undulose*
 198 *extinction, indicating igneous origin. Less commonly there are polycrystalline quartz grains*
 199 *with undulose extinction and crenulated intragrain contacts, indicating metamorphic origin.*

200 Plagioclase occurs in smaller amounts while iron oxides and hydroxides cement the facies
 201 associations' sandstones.

202



203 Figura 4. Seção delgada a nicois paralelos (A) e cruzados (B), respectivamente, mostrando
 204 quartzo monocristalino com extinção reta e extinção ondulante próximos a pequeno grão de
 205 microclina intensamente intemperizado.

206
 207 *Figure 4 Thin section under plane-polarised light (A) and crossed-polarised light (B),*
 208 *respectively, showing monocystalline quartz with straight extinction and undulose extinction*
 209 *next to small grain of microcline intensely weathered.*

210

211 Tabela 1. Principais componentes detriticos encontrados nas associações de fácies da Formação
 212 São Sebastião.

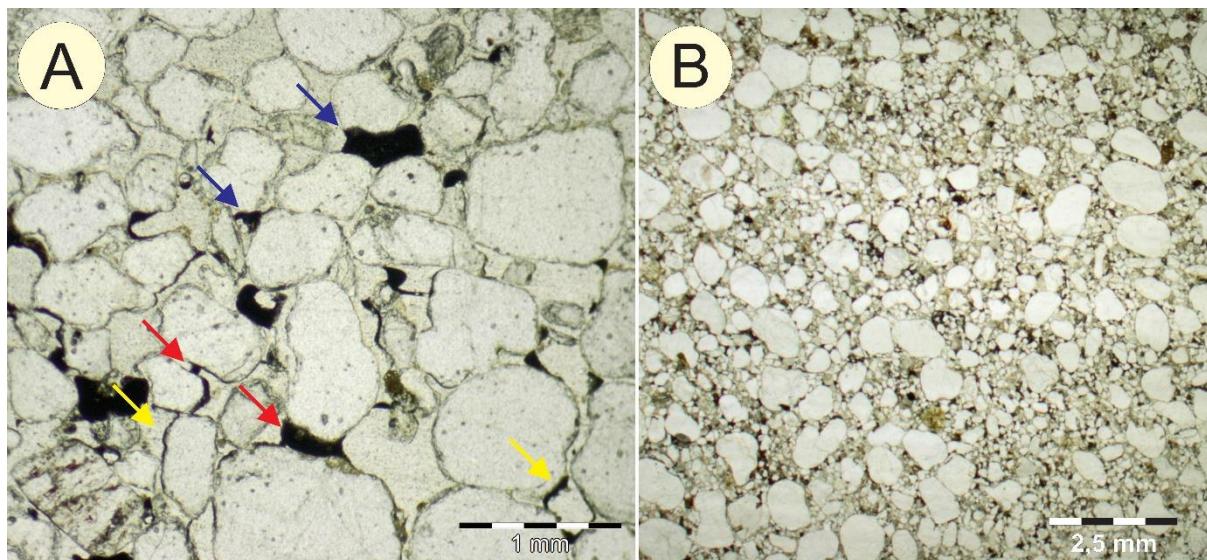
213 *Table 1. Main detrital components found in São Sebastião Formation facies associations.*

Associação de Fácies	Quartzo monocristalino	Quartzo policristalino	Microclina	Plagioclásio
Canais fluviais de alta energia	69,46	17,96	3,59	8,98
Canais fluviais intermitentes	77,36	20,13	0,63	1,89
Interdunas úmidas	78,80	13,59	2,72	4,89
Dunas eólicas	83,80	12,85	0,56	2,79
Lençóis de areia	78,49	18,60	1,16	1,74

214

215 Os óxidos e hidróxidos de ferro revestem os grãos de quartzo da Formação São
 216 Sebastião conferindo-lhes coloração avermelhada, visível tanto no campo quanto em escala de
 217 lupa. Na microscopia eles ocorrem como minerais opacos, de hábito irregular, cimentando os
 218 espaços intergrãos e fissuras intragrão, em ambos os casos o resultado é uma marcada

219 diminuição na porosidade da rocha. Estes minerais formam meniscos, pontes e cutículas,
 220 conforme a Figura 5.

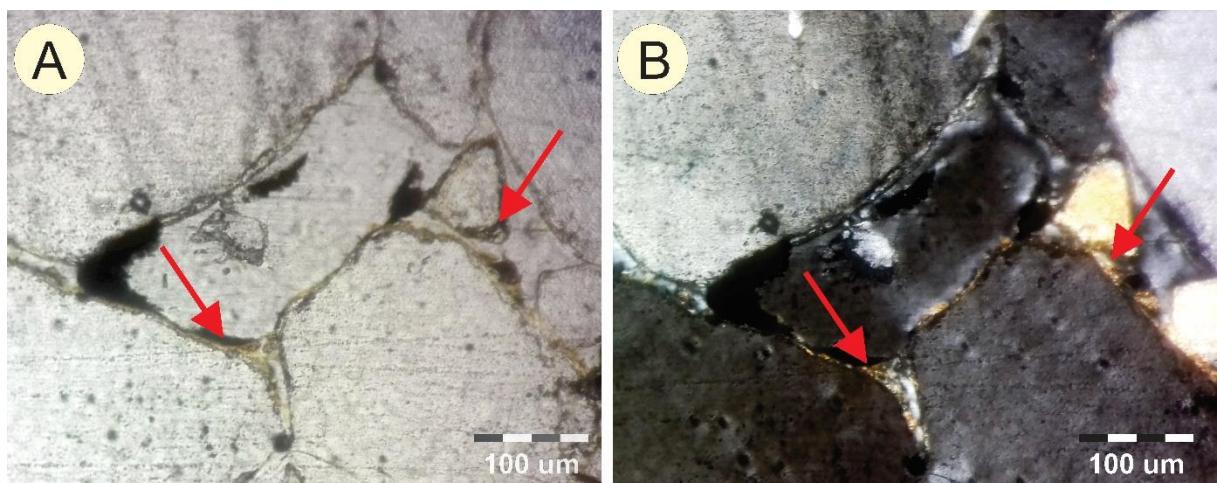


221
 222 Figura 5. A) Imagem de lupa binocular exibindo cimentação dos grãos por óxidos e hidróxidos
 223 e ferro na forma de meniscos (seta vermelha), pontes (seta azul) e cutículas (seta amarela)
 224 reduzindo a porosidade nos arenitos da Formação São Sebastião. B) Vista geral em lupa
 225 binocular da associação de fácies de lençóis de areia mostrando a forte distribuição dos óxidos
 226 e hidróxidos de ferro, representado através dos minerais opacos.

227 *Figure 5. A) Binocular loupe image exhibiting grain cementation by iron oxides and hydroxides*
 228 *as menisci (red arrows), bridges (blue arrows) and cuticles (yellow arrows), reducing*
 229 *sandstones' porosity in São Sebastião Formation. B) Binocular loupe overview of sand sheet*
 230 *facies association showing strong distribution of iron oxides and hydroxides, represented by*
 231 *the opaque minerals.*

232
 233 Argilas mecanicamente infiltradas são encontradas nos arenitos da Formação São
 234 Sebastião sob a forma de cutículas anisópicas, alaranjadas e descontínuas recobrindo os grãos
 235 com lamelas orientadas paralelamente às superfícies aderidas, características de zona vadosa
 236 (Moraes & De Ros, 1990; Moraes & De Ros; 1992, Batista; 2010), conforme as Figuras 6 e 7.
 237 Sua expressão na composição dos arenitos é bastante reduzida, porém mesmos baixas
 238 porcentagens de minerais argilosos possuem profunda influência nos processos diagenéticos e
 239 de permeabilidade (Matlack *et al.*, 1989). Dadas as condições desérticas da Formação São
 240 Sebastião é aceitável que a deposição das argilas mecanicamente infiltradas tenha se dado por
 241 inundações episódicas e subsequente diminuição extrema do lençol freático, características da
 242 zona vadosa (Moraes & De Ros 1990). Durante estes episódios é comum o aporte de argilas

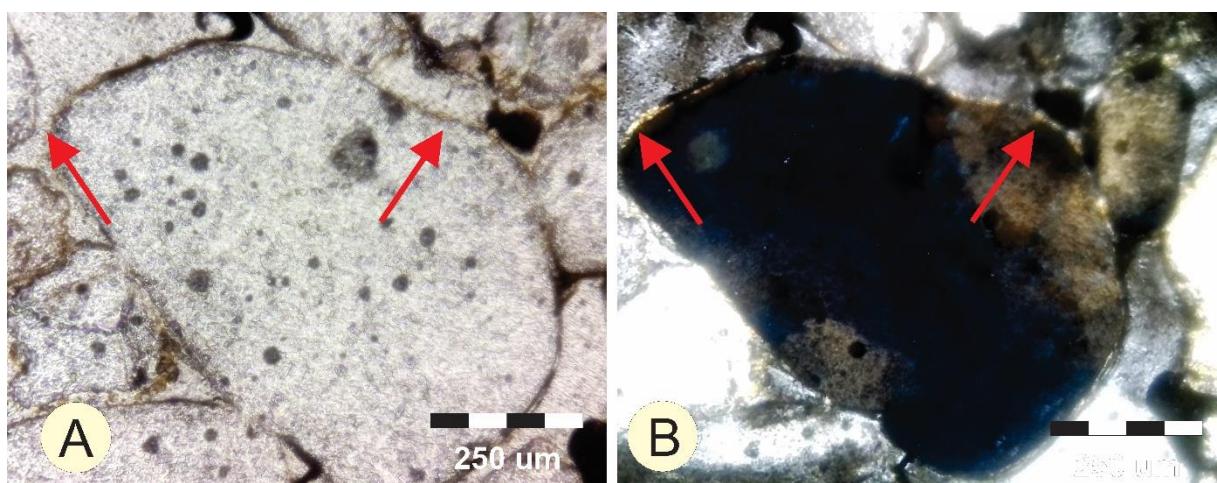
243 em suspensão, as quais ficam presas nos arenitos sob a forma de meniscos e cutículas (Crone,
 244 1975; Moraes & De Ros, 1990), assim como observado nos arenitos aqui avaliados. A
 245 inexistência de sobrecrecimento de quartzo na Formação São Sebastião pode ser atribuída a
 246 presença das cutículas de argila mecanicamente infiltradas, as quais possuem a habilidade de
 247 inibir seu desenvolvimento, preservando a porosidade e qualidade de rochas reservatório
 248 (Pittman & Lumsden, 1968; Heald & Larese, 1974; McBride, 1985; Molenaar, 1986; Dixon *et*
 249 *al.*, 1989; Moraes & De Ros, 1990).



250 Figura 6. Seção delgada a nicois paralelos (A) e cruzados (B), respectivamente, com setas em
 251 vermelho indicando argila mecanicamente infiltrada recobrindo grãos de quartzo sob a forma
 252 de cutículas anisópicas, alaranjadas e descontínuas.
 253

254 *Figure 6. Thin section under plane-polarised light (A) and crossed-polarised light (B),*
 255 *respectively, with red arrows indicating mechanically infiltrated clay covering quartz grains*
 256 *as orange and discontinuous anisopic cuticles.*

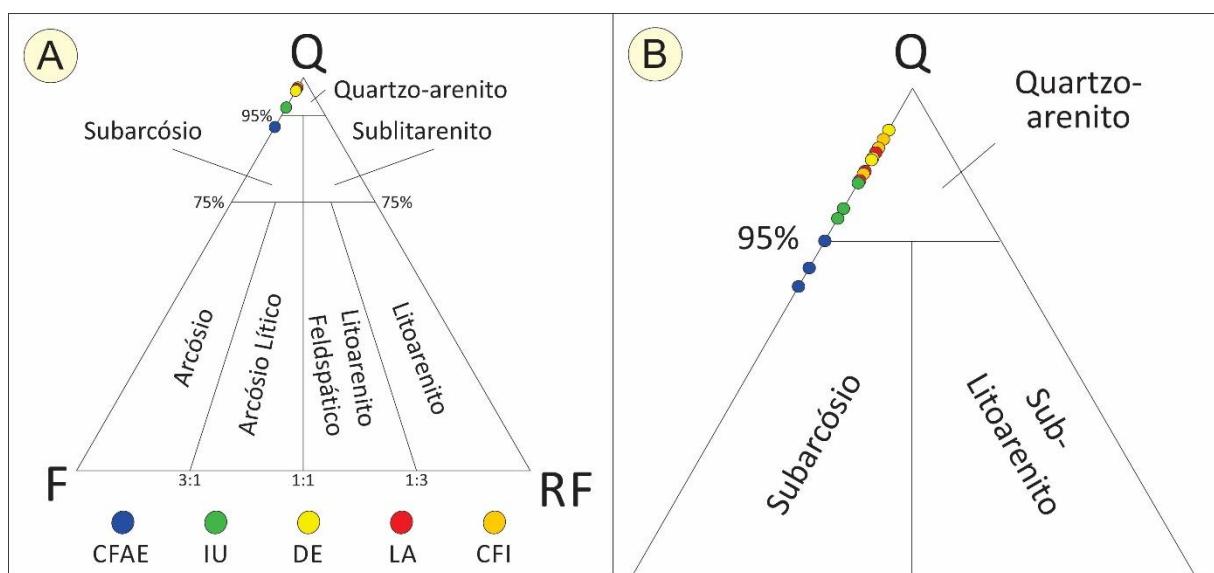
257



258 Figura 7. Seção delgada a nicois paralelos (A) e cruzados (B), respectivamente, detalhando a
 259 variação de espessura das argilas mecanicamente infiltradas recobrindo grãos de quartzo.
 260

261 *Figure 7. Thin section under plane-polarised light (A) and crossed-polarised light (B),*
 262 *respectively, detailing the mechanically infiltrated clay's thickness variation in quartz grains*
 263

264 Empregando-se a classificação de Folk (1974), quatro das cinco associações de fácies
 265 da Formação São Sebastião plotam no campo dos quarzto-arenitos: canais fluviais
 266 intermitentes, lençóis de areia, interdunas úmidas e dunas eólicas, estas últimas representando
 267 a maior distribuição geográfica da Formação São Sebastião na Bacia de Jatobá. Os canais
 268 fluviais de alta energia possuem quantidades levemente superiores de feldspatos, sendo
 269 classificadas como subarcósios, conforme a Figura 8.



270 Figura 8. A distribuição das amostras agrupadas por associações de fácies de acordo com
 271 classificação de Folk (1974) mostra frequente ocorrência de quartzo (A). As amostras
 272 representativas dos canais fluviais de alta energia (CFAE, em azul) possuem valores
 273 relativamente elevados de feldspatos em sua composição, sendo a única associação de fácies da
 274 Formação São Sebastião classificada como subarcósio. As amostras de interdunas úmidas (IU,
 275 em verde), dunas eólicas (DE, em amarelo), lençóis de areia (LA, em vermelho) e canais
 276 fluviais intermitentes (CFI, em laranja) plotam no campo de quartzo-arenitos, pois contêm mais
 277 de 95 % de quartzo em sua composição. Dada a concentração dos resultados nas proximidades
 278 do campo quarzto-arenito, exibe-se o detalhamento da distribuição individual das amostras (B).

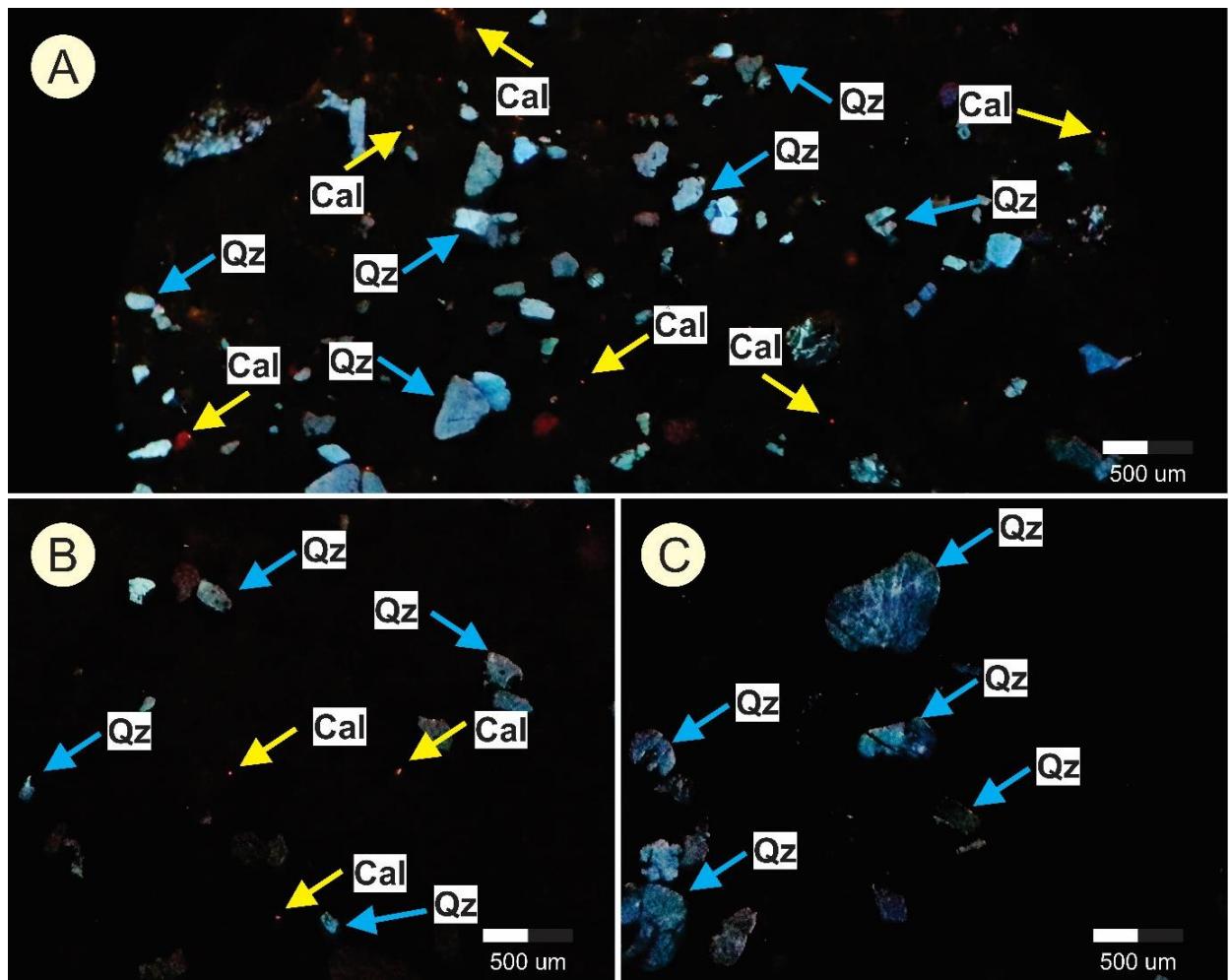
279
 280 *Figure 8. A) Sample distribution by facies associations according to Folk classification (1974)*
 281 *shows frequent quartz occurrence. The samples from high energy fluvial channels (CFAE, in*
 282 *blue) have relatively higher feldspars presence in their composition, being the only facies*
 283 *association in São Sebastião Formation classified as subarkose. Wet interdunes (IU, in green),*
 284 *aeolian dunes (DE, in yellow), sand sheets (LA, in red) and intermittent fluvial channels (CFI,*

285 in orange) samples plot into the quartz-sandstone field, exhibiting more than 95 % quartz in
 286 their composition. B) Given the results concentration in the vicinity of the quartz-sandstone
 287 field, additional detailing is provided on the individual sample distribution as displayed in (B).

288

289 3.1.2 Catodoluminescência

290 Estudos de Catodoluminescência reforçam uma composição majoritariamente quartzosa
 291 em todas as associações de fácies, com grãos de coloração acinzentada a violeta, bastante
 292 escuros, microfraturados e com frequentes fraturas radiais irregulares (*spiders*), conforme a
 293 Figura 9, indicando origem ígnea, sobretudo plutônica (Boggs & Krinsley, 2006).



294 Figura 9 A análise de catodoluminescência da associação de fácies de dunas eólicas
 295 complementa o estudo composicional feito por microscopia de luz transmitida. A seção delgada
 296 mostra em (A) grãos de quartzo com coloração acinzentada a violeta, bastante escuros,
 297 sugerindo origem ígnea, sobretudo plutônica, indicado por setas azuis. Há também a presença
 298 de pequenos grãos avermelhados não-zonados de calcita, indicados pelas setas amarelas. B) As
 299 amostras dos canais fluviais intermitentes mostram composição similar, porém com menor

301 presença de calcita. C) Resultado das amostras das associações de fácies de lençóis de areia,
 302 interdunas úmidas e canais fluviais de alta energia onde se percebe apenas os grãos de quartzo.

303 *Figure 9 A) Catodoluminescence analysis of aeolian dunes facies association, we can see
 304 quartz grains with gray to violet color, quite dark, suggesting igneous origin, mainly plutonic,
 305 indicated by blue arrows. There is also presence of small, non-zonated calcite grains indicated
 306 by the yellow arrows. B) The same composition is seen in intermittent fluvial channels' samples,
 307 but with less occurrence of calcite. C) Results of sand sheets, wet interdunes and high energy
 308 fluvial channels facies association's samples, where only quartz grains are observed.*

309

310 As associações de fácies de dunas eólicas e canais fluviais intermitentes apresentam
 311 pequenos grãos não-zonados de calcita, difusos, identificados a partir da sua coloração
 312 avermelhada. A partir destes se pode inferir condições estáveis de composição química, pressão
 313 e temperatura durante a cristalização (Marshall, 1988; Habermann *et al.*, 2000; Boggs &
 314 Krinsley, 2006). A análise não evidencia presença de cimento silicoso, como sobrecrecimento
 315 de quartzo, nem de dissolução por pressão, sugerindo soterramento pouco atuante.

316

317 3.2 Análise Textural

318 3.2.1 Tamanho dos Grãos

319 O padrão das frações granulométricas (Wentworth, 1922) varia consideravelmente nas
 320 distintas associações de fácies, conforme apresentado na Tabela 2. Naquelas decorrentes de
 321 canais fluviais de alta energia, base da Formação São Sebastião, acontece clara predominância
 322 das frações areia média e areia grossa, caso único dentre os grupos de rochas estudado. O
 323 comportamento majoritário da Formação São Sebastião está em torno de frações mais finas,
 324 porém, dada competência do mecanismo de transporte nesta associação de fácies, é coerente
 325 que os maiores tamanhos de grão sejam observados. Secundariamente, existe Areia Fina e, em
 326 seguida, incipiente ocorrência de areia muito fina e areia muito grossa. Os valores de seixos são
 327 desprezíveis e as frações mais grossas são ausentes.

328 As amostras de dunas eólicas diferenciam-se das de canais fluviais de alta energia por
 329 possuírem marcada bimodalidade nas classes areia muito fina e areia fina, em detrimento aos
 330 grãos grossos vistos acima. Mais uma vez temos coerência com o mecanismo de transporte,
 331 com o agente eólico sendo menos competente em transportar sedimentos grossos do que os rios
 332 de alta energia. Secundariamente ocorre areia média e areia grossa, com valores desprezíveis
 333 de areia muito grossa, enquanto os tamanhos superiores estão ausentes.

334 Tabela 2. Valores percentuais das análises morfológicas realizadas. Foram avaliados o tamanho de grão (Wentworth, 1922), esfericidade (Wadell,
 335 1932, 1933) e arredondadamento (Powers, 1953) das cinco associações de fácies identificadas na Formação São Sebastião.

336 *Table 2. Morphological analyzes results in percentage values. Grain size (Wentworth, 1922), sphericity (Wadell, 1932, 1933) and roundness*
 337 (*Powers, 1953*) *were evaluated in all five facies associations identified in the São Sebastião Formation.*

		Canais fluviais de alta energia	Dunas eólicas	Canais fluviais intermitentes	Interdunas úmidas	Lençóis de areia
Granulometria	Areia muito fina	4,85	45,09	43,90	10,99	11,44
	Areia fina	17,31	39,94	37,25	56,94	34,70
	Areia média	38,19	10,12	10,98	30,85	44,87
	Areia grossa	34,47	4,36	6,98	1,22	8,81
	Areia muito grossa	5,02	0,49	0,89	-	0,18
	Seixo	0,16	-	-	-	-
Esfericidade	Alta esfericidade	27,12	46,99	45,59	44,29	36,48
	Moderada esfericidade	30,51	22,73	28,55	34,29	31,87
	Baixa esfericidade	42,37	30,29	25,86	21,43	31,65
Arredondamento	Bem arredondado	23,40	9,76	20,00	2,53	10,00
	Arredondado	65,96	65,85	68,75	60,10	67,50
	Subarredondado	10,64	23,17	10,00	33,33	21,25
	Subanguloso	-	1,22	1,25	4,04	1,25
	Anguloso	-	-	-	-	-
	Muito anguloso	-	-	-	-	-

Este comportamento é fielmente seguido pelos canais fluviais intermitentes, os quais além de reproduzir os mesmos predomínios de classes granulométricas, possuem proporções de grãos dentro delas bastante próximas. Em campo, estas duas unidades são lateralmente contíguas e separadas por discordância erosiva de concavidade para cima. Embora os canais fluviais intermitentes sejam maciços há neles fragmentos líticos laminados das dunas eólicas, permitindo interpretar que os sedimentos dos canais são retrabalhamento das dunas (Fig. 10).

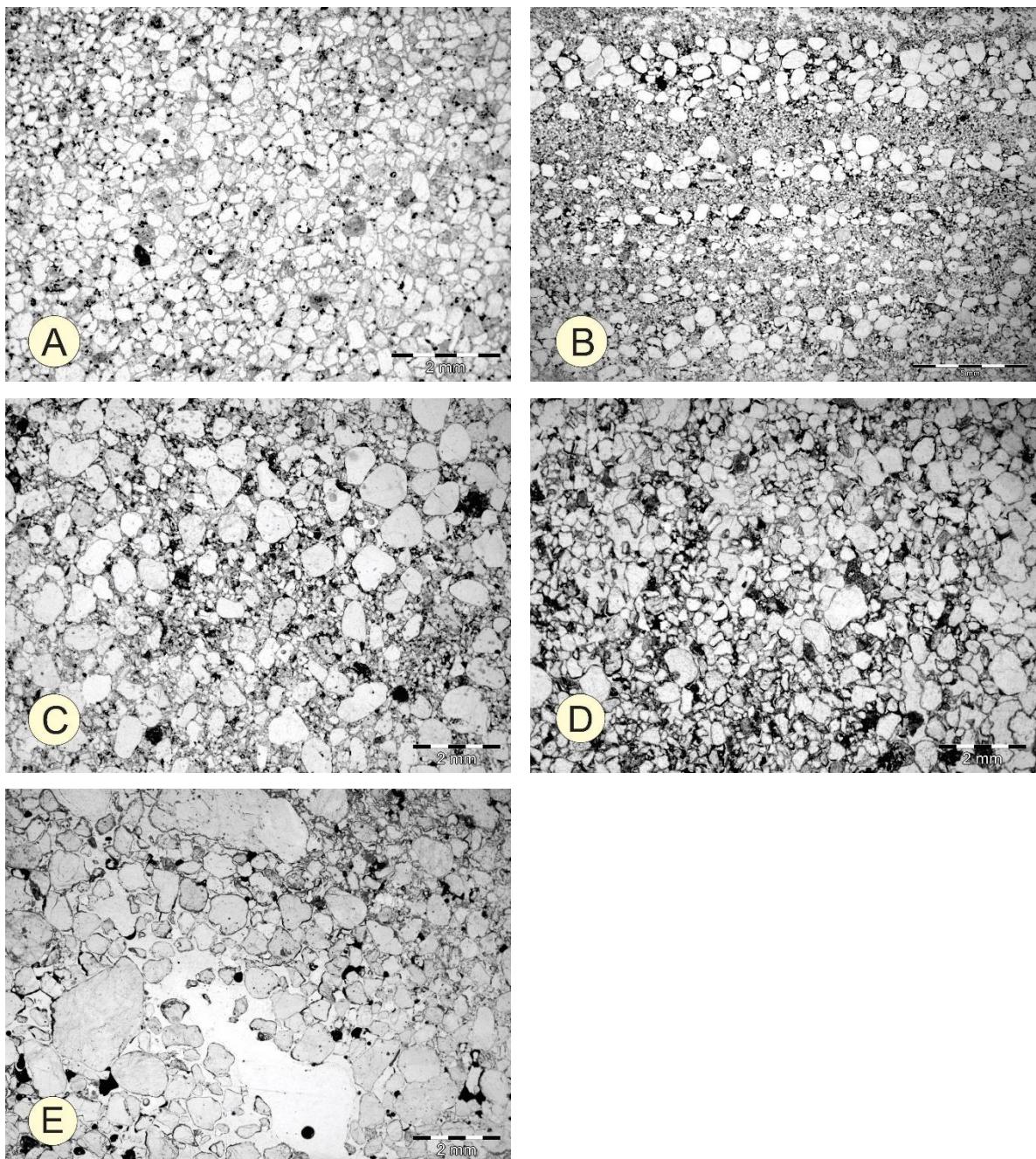


Figura 10. Vista em lupa binocular das associações de fácies de A) interdunas úmidas, B) dunas eólicas, C) canais fluviais intermitentes, D) lençóis de areia, as quais possuem 80 % ou mais dos grãos concentrados em apenas duas classes de tamanho de grão, classificando-as

347 como muito bem selecionadas, E) as amostras dos canais fluviais de alta energia são
 348 moderadamente a mal selecionadas, nelas a porcentagem de grãos não se concentra tanto
 349 como nas demais associações de fácies.

350 *Figure 10. Binocular loupe view of the A) wet interdunes, B) aeolian dunes, C) intermittent*
 351 *fluvial channels, D) sand sheets facies associations have 80 % or more of their grains*
 352 *concentrated in only two grain size classes, classifying them as very well sorted, E)*
 353 *moderately to poorly sorted high energy fluvial channels' samples, in which grain size*
 354 *percentage is not as concentrated as in the other facies association.*

355

356 Os lençóis de areia possuem comportamento efetivamente distinto das demais
 357 associações de fácies, com predominância de areia média e areia fina, secundariamente areia
 358 muito fina e areia grossa, valores desprezíveis de areia muito grossa a ausentes das frações
 359 superiores. As interdunas úmidas possuem primariamente areia fina, moderados teores de areia
 360 média, baixos de areia muito fina, desprezíveis quantidades de areia grossa e as frações
 361 superiores estão ausentes. Ambos possuem classes de grão predominante e proporções de
 362 distribuições suficientemente particulares para distingui-los das demais unidades.

363 Todos os histogramas avaliados possuem elevados valores de curtose, definindo
 364 comportamento Leptocúrtico. Tal característica deriva da concentração do tamanho de grão em
 365 torno de uma categoria (unimodalidade) ou mais frequentemente, duas categorias
 366 (bimodalidade), comportamento exato da Formação São Sebastião. A integração desta
 367 informação com dados da Tabela 2 e a comparação visual das associações de fácies existentes
 368 na Formação São Sebastião (Fig. 10) com os modelos de Petitjohn *et al.*, (1973) nos permite
 369 avaliar a sua seleção. Temos, portanto, rochas muito bem selecionadas nas associações de
 370 fácies de dunas eólicas, canais fluviais intermitentes, interdunas úmidas e lençóis de areia, as
 371 quais possuem 80% ou mais dos grãos concentrados em apenas duas classes de tamanho de
 372 grão e rochas moderadamente a mal selecionadas nos canais fluviais de alta energia.

373

374 3.2.2 Arredondamento

375 O arredondamento (Wadell, 1932, 1933) dos sedimentos existentes na Formação São
 376 Sebastião é bastante elevado, neles as ocorrências de grãos subangulosos, angulosos e muito
 377 angulosos são desprezíveis quando não nulas (Tabela 2). Em todas as amostras analisadas a
 378 classe de arredondamento arredondado é a que agrupa a maior quantidade de grãos, e
 379 comumente apresenta frequência múltiplas vezes maior que as segundas classes mais
 380 abundantes. A diferença entre as unidades mensuradas só é vista entre as proporções de grãos

381 distribuídos nas classes de arredondamento subarredondados e bem arredondados.

382 Os sedimentos dos canais fluviais de alta energia, canais fluviais intermitentes e
 383 interdunas úmidas alocam-se preponderantemente na categoria arredondado, com grãos bem
 384 arredondados tendo representatividade secundária e os subarredondados possuindo ocorrência
 385 mínima. Nas dunas eólicas e lençóis de areia igualmente predomina a categoria arredondado,
 386 porém como classe secundária temos os grãos subarredondados e em menores proporções os
 387 bem arredondados.

388

389 *3.2.3 Esfericidade*

390 A esfericidade é o reflexo direto do transporte em ambientes de sedimentação,
 391 representando importante critério na avaliação da maturidade textural nos grãos da Formação
 392 São Sebastião. Uma vez que se observa notável uniformidade no grau de arredondamento de
 393 todas as suas amostras, torna-se pouco eficaz utilizar este critério na individualização das
 394 associações de fácies. Entretanto pode-se usar a esfericidade como alternativa para
 395 compreender a resposta dos sedimentos ao transporte ocorrido.

396 A distribuição deste parâmetro nas amostras mostrou valores concentrados nas classes
 397 definidas por Powers (1953), são elas os grãos de alta esfericidade e grãos de baixa
 398 esfericidade. Entretanto, há forte concentração secundária em valores intermediários às duas
 399 classes, sendo aqui chamados de grãos de moderada esfericidade.

400 Os canais fluviais de alta energia correspondem à mais baixa esfericidade dentre todas
 401 as associações fácies da Formação São Sebastião, exemplo único onde predominam os grãos
 402 de baixa esfericidade. Sequencialmente aos grãos de baixa esfericidade ocorrem os de
 403 moderada esfericidade e, em menor quantidade, os grãos de alta esfericidade.

404 Podemos perceber a compatibilidade entre este resultado e a interpretação geológica
 405 feita em campo de que as demais associações de fácies da Formação São Sebastião são
 406 resultado do retrabalhamento dos canais fluviais de alta energia. É plenamente esperado todas
 407 as outras associações de fácies possuam mais alta esfericidade, uma vez que remobilizaram os
 408 sedimentos dos canais fluviais de alta energia, através de intemperismo e erosão, para seu uso
 409 próprio.

410 É exatamente este comportamento que é observado nas dunas eólicas, ocorre nelas uma
 411 notável quantidade de grãos de alta esfericidade e menor quantidade de grãos das classes
 412 moderada e baixa esfericidades, cujas proporções nestes dois últimos são bem próximas. Como
 413 dito anteriormente, as dunas eólicas estão estratigraficamente acima da dos canais fluviais de
 414 alta energia e são delas separadas por discordância erosiva, sendo portanto, interpretadas como

415 resultado de seu retrabalhamento. Consoante com esta interpretação temos um aumento da
 416 maturidade textural nas dunas eólicas, se comparadas com os canais fluviais de alta energia.

417 Assim como visto nas demais seções, há forte correlação entre as dunas eólicas e os
 418 canais fluviais intermitentes, tanto nas classes predominantes quanto nas proporções
 419 encontradas nelas. Assim, temos mais uma evidência de que os canais fluviais intermitentes
 420 têm como material-fonte os sedimentos desagregados das dunas eólicas. Somam-se a esta
 421 evidência sua localização lateral às dunas eólicas, a superfície limitante entre estas duas
 422 associações de fácies caracterizada por discordância erosiva e a presença de fragmentos líticos
 423 laminados das dunas eólicas no interior dos canais fluviais intermitentes.

424 As interdunas úmidas possuem comportamento próximo ao das dunas eólicas e,
 425 consequentemente, dos canais fluviais intermitentes, porém de maneira menos pronunciada.
 426 Os lençóis de areia distinguem-se dos demais por possuírem proporções muito próximas entre
 427 as três classes, com leve concentração da classe de alta esfericidade.

428

429 3.3 Compactação

430 A partir das associações de fácies determinadas em campo foram analisados os
 431 respectivos índices de compactação (Kahn, 1956), contabilizando o número de contatos grão-
 432 grão e grão-poro ao longo de uma travessia de seção delgada, conforme a Tabela 3.

433

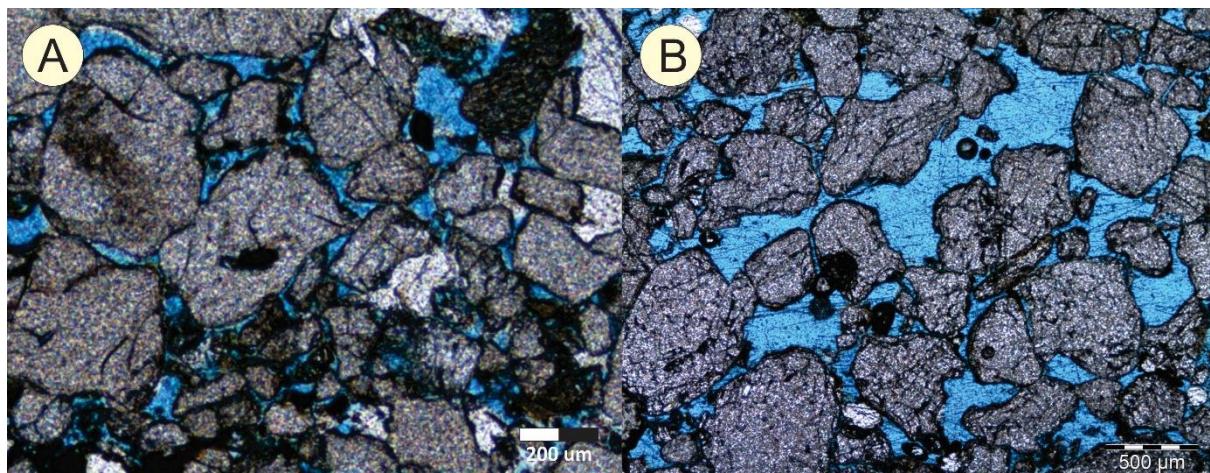
434 Tabela 3. Contabilização dos contatos grão-grão e grão-poro ao longo de uma travessia de
 435 seção delgada em cada uma das associações de fácies. Todos os resultados plotam no campo
 436 de empacotamento frioso, ou seja, possuem índice de empacotamento menor que 40.

437 *Table 3. Counts of grain-grain and grain-pore contacts along a thin section crossing in each*
 438 *of the facies associations. All results fall into the loose packaging field, meaning a packaging*
 439 *index of less than 40.*

Associação de fácie	Contatos grão-grão	Contatos grão-poro	Índice de empacotamento
Canais fluviais de alta energia	230	401	36,45
Canais fluviais intermitentes	83	135	38,07
Interdunas úmidas	54	146	27,00
Dunas eólicas	88	248	26,19
Lençóis de areia	171	333	33,93

440 A análise mostra que todas as associações de fácies plotam no campo de
 441 empacotamento frouxo (ou aberto), uma vez que seus índices de empacotamento são todos
 442 inferiores a 40. Observa-se também a predominância dos contatos pontuais entre os grãos, em
 443 detrimento aos contatos côncavo-convexos esperados em arenitos de empacotamento fechado,
 444 conforme a Figura 11.

445



446

447 Figura 11. Seção delgada de amostras de canais fluviais de alta energia (A) e de lençóis
 448 de areia (B) impregnadas com azul de metileno para ressaltar as porosidades. Percebe-se em
 449 ambas um empacotamento frouxo, predominando os contatos pontuais entre grãos. Depreende-
 450 se também a maior compactação nos arenitos formados por transporte subaqueoso (A) em
 451 detrimento aos formados por transporte eólico (B).

452

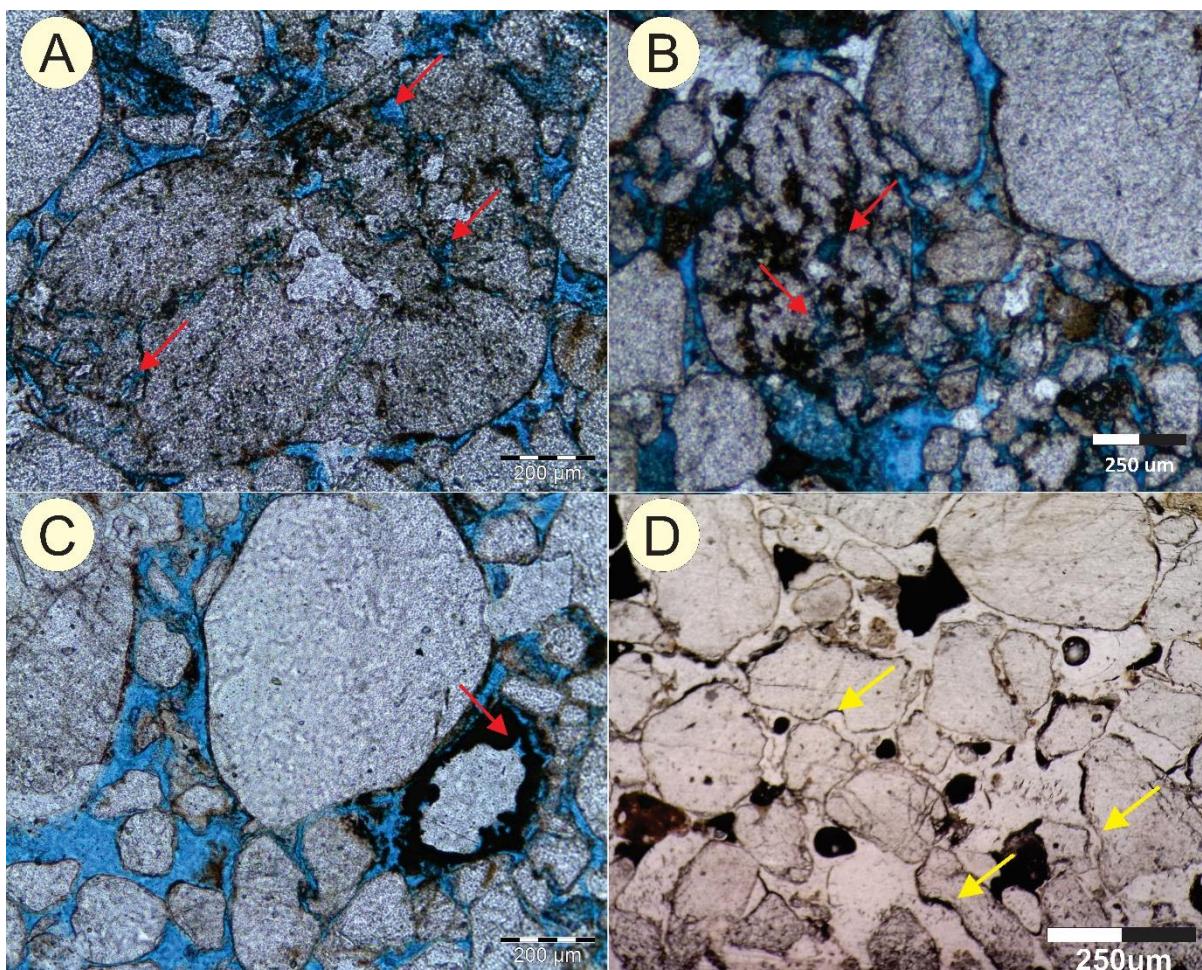
453 *Figure 11. Thin section of high energy river channels (A) and sand sheets' (B) samples, in*
 454 *which methylene blue was impregnated to emphasize the porosities. Both exhibit loose*
 455 *packaging and predominating punctual contacts between grains. It is also evident the higher*
 456 *compaction in the sandstones formed by subaqueous transport (A) in comparison to those*
457 formed by aeolian transport (B).

458

3.4 Porosidade

459

460 Dentre os tipos de porosidade presentes nos arenitos da Formação São Sebastião, a
 461 porosidade primária interpartícula (Scholle, 1979; Adams *et al.*, 1984) é mais frequente,
 462 conforme discutido na seção anterior. Ademais desta ocorrem também porosidade secundária
 463 intrapartícula por dissolução de grãos detritais, sobretudo através da desagregação de grãos de
 464 quartzo policristalino e feldspatos (Adams *et al.*, 1984), os quais por vezes apresentam golfos
 465 de corrosão. Em menor quantidade há dissolução de cimentos (Adams *et al.*, 1984) gerando
 porosidade secundária, neste caso cimento ferruginoso conforme a Figura 12.



466

467 Figura 12. A micrografia em seção delgada mostra porosidade secundária intragrão em grão de
 468 quartzo policristalino (A) e feldspato (B), porosidade secundária por dissolução de cimento
 469 ferruginoso (C), golfos de corrosão em grãos de quartzo (D).

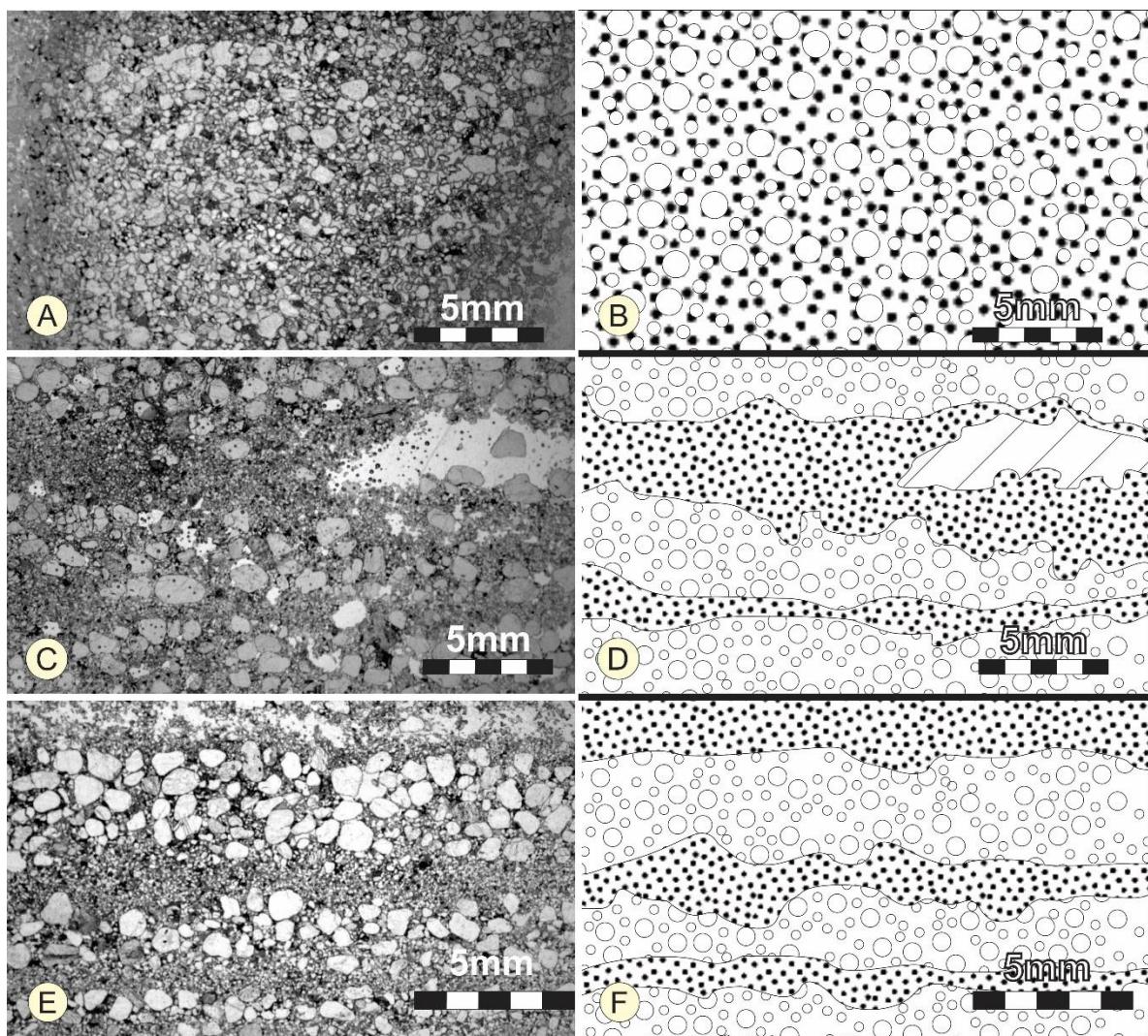
470 *Figure 12. Thin section micrography shows secondary intragrain porosity in polycrystalline*
 471 *quartzgrains (A) and feldspar grains (B), secondary porosity by dissolution of ferruginous*
 472 *cement (C), corrosion gulfs in quartz grains (D).*

473

474 3.5 Microestruturas Sedimentares

475 As seções delgadas da Formação São Sebastião revelam uma baixa diversidade de
 476 microestruturas sedimentares, sendo frequentemente maciças. Como exceção, as dunas eólicas
 477 possuem estratos laminados, planares, de aparência rítmica e granulometria bimodal, conforme
 478 a Figura 13. Na sua porção mais fina ocorrem grãos de tamanho areia fina e areia muito fina,
 479 arredondados, de alta esfericidade, boa seleção, quartzosos, cimentados por óxidos e
 480 hidróxidos de ferro e com espessura inferior àquela verificada na fração mais grossa, cujo valor
 481 médio está em 1,20 mm.

482



483 Areia Média Areia Fina e Muito Fina Porosidade

484 Figura 13. Micrografia em lupa binocular com figuras esquemáticas destacando
485 microestruturas sedimentares. Em (A,B) vemos arenitos maciços, este é o comportamento
486 majoritário das associações de fácies da Formação São Sebastião. Em (B,C,D,E) as amostras
487 das dunas eólicas possuem porções laminadas com grãos de tamanho areia fina e areia muito
488 fina e espessura média de 1,20 mm, as camadas com grãos de areia média possuem extensão
489 vertical em 2,01 mm. As porções laminadas com sedimentos mais grossos são, portanto, mais
490 espessas.

491 *Figure 13. Micrography in binocular loupe with schematic figures highlighting sedimentar*
492 *microstructures. In (A, B) massive sandstones are shown, this is the main São Sebastião*
493 *Formation facies associations pattern. In (B, C, D, E) samples of the aeolian dunes have*
494 *laminated portions with very fine and fine sand and average thickness of 1.20 mm, the layers*
495 *with medium sand have vertical extension in 2.01 mm. The laminated portions with coarser*
496 *sediments are, therefore, thicker.*

Nas seções mais grossas, predomina a classe granulométrica areia média, com grãos arredondados, de alta esfericidade, boa seleção, quartzosos, cimentados por óxidos e hidróxidos de ferro e com estratos relativamente mais espessos, cuja extensão vertical está em 2,01 mm (Tabela 4). Levando-se em consideração as estruturas vistas em escala de campo nas dunas eólicas o padrão destas laminações, aqui descritas em seções delgadas, é creditado a alternância entre as estruturas de queda de grãos (*grainfall*) e fluxo de grãos (*graniflow*), na frente de duna. Portanto, afasta-se a possibilidade de estratos laminados por migração de marcas onduladas (*pinstripe lamination*), pois não há uma graduação, mas sim uma brusca alternância entre as porções de areia média e as de areia fina a muito fina.

506

Tabela 4. Dados de espessuras relativas às porções laminadas mais grossas e mais finas, respectivamente, vistas nas dunas eólicas da Formação São Sebastião.

Table 4. Thickness data from the thickest up to the thinnest laminated sets, respectively, seen in São Sebastião Formation aeolian dunes.

	Areia média	Areia fina e muito fina
Espessura média	1,20	2,01
Espessura mínima	0,24	0,6
Espessura máxima	2,8	3,48
Desvio médio	0,5	0,72
Mediana	1,19	2,07
Variância	0,39	0,7

511

512 3.6 Definição de microfácies

513

514 De acordo com os dados de granulometria, esfericidade, arredondamento, seleção e
 515 microestruturas sedimentares identificados a partir das amostras coletadas é possível discernir
 516 cinco microfácies em escala de lâmina. São elas os Arenitos médio laminados (Aml) Arenitos
 517 finos laminados (Afl), Arenitos finos a médios maciços (Afmm), Arenitos médios a grossos
 518 maciços (Amm) e Arenitos finos maciços (Afm). Suas características são detalhadas na Tabela
 519 5 e, na Figura 14, as microfácies sedimentares são exemplificadas e correlacionadas com as
 520 associações de fácies onde ocorrem.

521

522 3.7 Proveniência e ambiente tectônico

523 Embora relevo, clima, mecanismo de transporte, ambiente deposicional e o processo
 524 diagenético exerçam forte influência na composição de rochas detriticas (Dickinson *et al.*,
 525 1983) é no contexto tectônico que encontramos o controle primário na composição de arenitos
 526 (Dickinson, 1985). Faz-se, portanto, a plotagem de pontos contabilizados pelo método de
 527 Gazzi-Dickinson (Zuffa, 1985) no diagrama de proveniência proposto por Dickison *et al.*
 528 (1985).

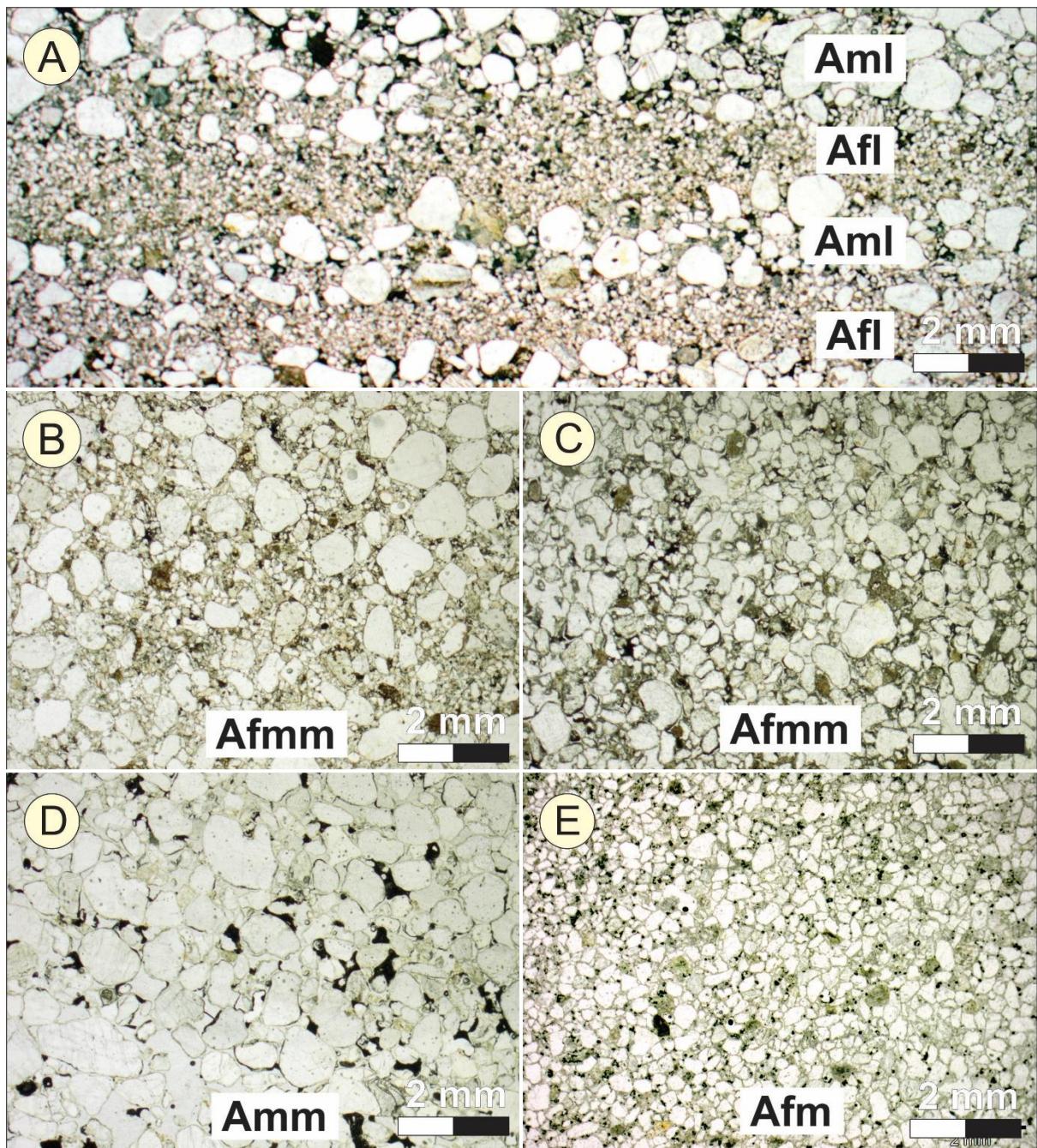
529

530 Tabela 5. Microfácies sedimentares da Formação São Sebastião

531 *Table 5. Sedimentary microfacies in São Sebastião Formation*

Microfácies Sedimentares	Descrição
Amm	Arenito médio a grosso, arredondado, de baixa esfericidade, mal selecionado, maciço, de composição quartzosa majoritariamente monocristalina e, em menor frequência, policristalina com discreta presença de plagioclásio e cimentação por óxidos e hidróxidos de ferro.
Aml	Arenito médio, bimodal, arredondado, de alta esfericidade, bem selecionado, de composição quartzosa majoritariamente monocristalina e, em menor frequência, policristalina e cimentação por óxido e hidróxidos de ferro. Possui geometria tabular em estratos laminados de aproximadamente 2,01 mm intercalados com Afl.
Afm	Arenito fino, bimodal, arredondado, de alta esfericidade, bem selecionado, maciço, de composição quartzosa majoritariamente monocristalina e, em menor frequência, policristalina e cimentação por óxido e hidróxidos de ferro.
Afl	Arenito fino a muito fino, bimodal, arredondado, de alta esfericidade, bem selecionado, de composição quartzosa majoritariamente monocristalina e, em menor frequência, policristalina e cimentação por óxido e hidróxidos de ferro. Possui geometria tabular em estratos laminados de aproximadamente 1,20 mm intercalados com Aml.
Afmm	Arenito fino a médio, arredondado, moderada a alta esfericidade, moderada seleção, maciço, de composição quartzosa majoritariamente monocristalina e, em menor frequência, policristalina e cimentação por óxido e hidróxidos de ferro.

532



533

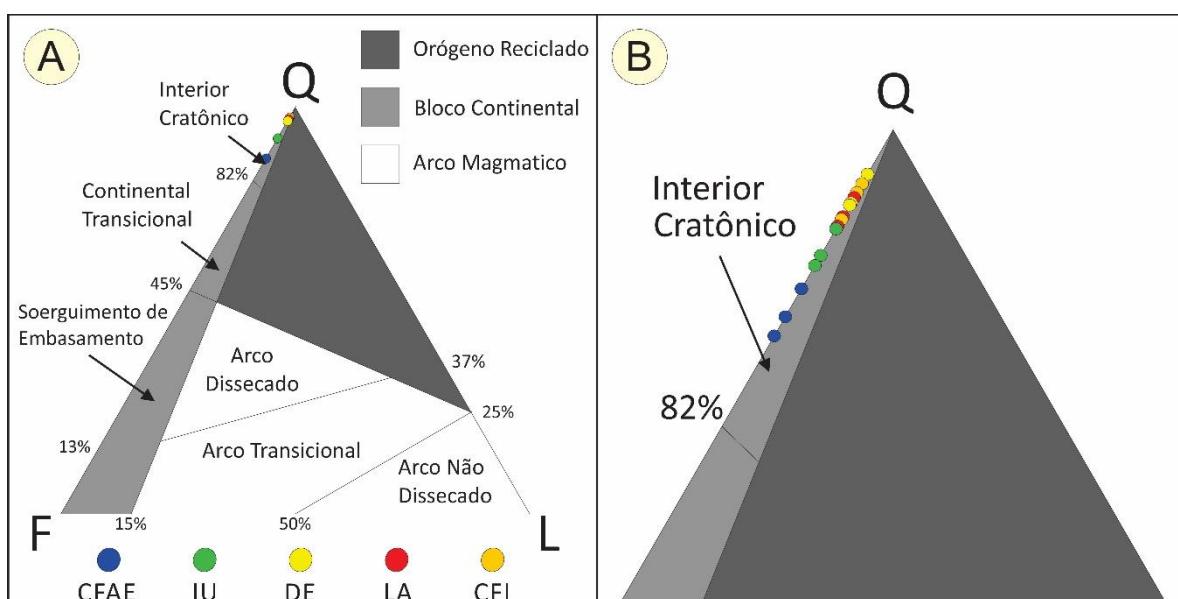
534 Figura 14. Microfácies sedimentares encontradas na Formação São Sebastião. A) Dunas eólicas
 535 com microfácies de Arenitos médios laminados (Aml) intercalado com Arenitos finos laminados
 536 (Afl), B) lençóis de areia e C) interdunas úmidas apresentando microfácies de Arenitos finos a
 537 médios maciços (Afmm), D) canais fluviais de alta energia mostrando microfácies de Arenitos
 538 médios a grossos maciços (Amm), E) canais fluviais intermitentes compostos de Arenitos finos
 539 maciços (Afm).

540 *Figure 14. Sedimentary microfacies found in São Sebastião Formation. A) Aeolian dunes*
 541 *showing microfacies of laminated medium sandstones (Aml) intercalated with fine laminated*
 542 *sandstones (Afl), B) sand sheets and C) wet interdunes exhibiting microfacies of fine to medium*

543 massive sandstones (*Afmm*), D) high energy fluvial channels characterized by medium to
 544 coarse massive sandstones (*Amm*) E) intermittent fluvial channels composed of massive fine
 545 sandstones (*Afm*).

546 O resultado da análise mineralógica das associações de fácies da Formação São
 547 Sebastião, conforme a tabela 1, indica a composição dos canais fluviais de alta energia com
 548 87,43 % de quartzo monocristalino (Qm), de quartzo policristalino (Qp) e 12,57 % de
 549 feldspatos, com maior quantidade de plagioclásio que microclina. Os valores encontrados são
 550 compatíveis com as análises compostionais de seixos fluviais da Formação São Sebastião,
 551 porção central da Bacia do Tucano, onde foi determinada procedência de 64 % dos seixos a
 552 partir veios de quartzo, 15 % vindos de quartzitos e 7 % de granitos (Figueiredo *et al.* 2016).
 553 O mesmo estudo mostra que 81 % destes seixos possuem origem em litotipos resistentes ao
 554 intemperismo (quartzito, veios de quartzo, chert, silexito, quartzo-milonito and madeira
 555 silicificada), de forma homogênea em todo a Bacia do Tucano Central, se aproximando das
 556 proporções da associação de fácies de canais fluviais de alta energia da Formação São
 557 Sebastião na Bacia de Jatobá.

558 As amostras de interdunas úmidas apresentam 92,39 % de grãos de quartzo
 559 monocristalino e policristalino e 7,61 % de feldspatos, em aproximada proporção. Nas demais
 560 associações de fácies também predominam as mais altas proporções de quartzo, enquanto os
 561 feldspatos aparecem em baixas concentrações e em similar proporção entre microclina e
 562 plagioclásio. Canais fluviais intermitentes com 97,48 % de quartzo e 2,52 % de feldspatos,
 563 dunas eólicas contêm 96,65 % de quartzo e 3,35 % de feldspatos, lençóis de areia contêm 97,09
 564 % de quartzo e 2,52 % de feldspatos. Os resultados são plotados no diagrama abaixo (Fig 15).



565
 566 Figura 15. Diagrama de Proveniência de Dickinson (1985) mostrando as medições relativas às

567 associações de fácies da Formação São Sebastião. A) Canais fluviais de alta energia (CFAE,
 568 em azul), interdunas úmidas (IU, em verde), dunas eólicas (DE, em amarelo), lençóis de areia
 569 (LA, em vermelho) e canais fluviais intermitentes (CFI, em laranja) plotam no campo de
 570 proveniência correspondente ao interior cratônico, pertencente a região em cinza claro
 571 denominada Blocos Continentais. B) Como as amostras concentram-se no campo do interior
 572 cratônico, é mostrado o diagrama com aumento e plotagem individual de cada amostra das
 573 associações de fácies.

574 *Figure 15. Provenance diagram by Dickinson (1985) showing the São Sebastião Formation*
 575 *facies associations measurements. A) High energy river channels (CFAE, in blue), wet*
 576 *interdunes (IU, in green), aeolian dunes (DE, in yellow), sand sheets (LA, in red) and*
 577 *intermittent fluvial channels (CFI, in orange) plots in the cratonic interior provenance field,*
 578 *within the light gray Continental Blocks region. B) Since samples are concentrated in cratonic*
 579 *interior field, the diagram is zoomed showing individual plotting for each facies associations'*
 580 *sample.*

581

582 Todas as amostras plotam no campo dos Blocos Continentais, os quais se
 583 referem a regiões tectonicamente consolidadas compostas essencialmente de amalgamações de
 584 cinturões orogenéticos antigos que foram erodidos até a planitude dos terrenos, sem preservar
 585 qualquer aspecto do relevo original (Dickinson, 1985).

586 Dentro do campo dos Blocos Continentais, as amostras plotam no campo
 587 definido para crâtons estáveis, os quais são caracterizados por contexto tectônico de interior de
 588 continente ou plataforma passiva. Estes são marcados por areias quartzosas com alta proporção
 589 de quartzo monocristalino em relação ao quartzo policristalino, e têm como material-fonte
 590 exposições de granitos/gnaisses e retrabalhamento de sedimentos disponíveis no local
 591 (Dickinson, 1985).

592 A presença significativa de quartzo monocristalino em relação ao quartzo
 593 policristalino e *cherts* em todas as associações de fácies da Formação São Sebastião indica
 594 predominância de processos de intemperismo físico sobre os de intemperismo químico na
 595 história evolutiva da deposição sedimentar, uma vez que o quartzo monocristalino tem maior
 596 estabilidade física que o quartzo policristalino, e que o chert tem maior estabilidade química
 597 que o quartzo monocristalino (Harrell & Blatt, 1978; Dickinson, 1985).

598 Ainda que areias do primeiro ciclo tendam a refletir diretamente o material-fonte
 599 (Fontannelli, 2007) e que os estudos de Figueiredo *et al.* (2016) indiquem eventos policíclicos
 600 como explicação para a composição dos seixos encontrados na Formação São Sebastião no

601 Tucano Central, vale ser ressaltado que o primeiro ciclo de retrabalhamento sedimentar pode
602 ser suficiente para gerar areias quartzosas, tal como mostrado na Bacia do Amazonas por
603 Franzinelli & Potter (1983). Em muitos casos, entretanto, somente o transporte fluvial não é
604 suficiente para alcançar estas proporções de quartzo (Breyer & Bart, 1978), conforme podemos
605 ver que a associação de fácies de canais fluviais de alta energia na Formação São Sebastião
606 possui menor razão quartzos/feldspatos, sendo a única associação de fácies a não ser
607 classificada como quartzo arenito pela classificação de Folk (1974). Aos canais fluviais
608 intermitentes não se aplica similar comportamento, pois embora formados em regime
609 subaquoso, estes são subproduto de retrabalhamento de arenitos eólicos da associação de fácies
610 de dunas eólicas, já tendo passado pelo ciclo de retrabalhamento fluvial e, em seguida, pelo
611 ciclo eólico e, portanto, alcançando areias quartzosas.

612

613 **5 Conclusões**

614

615 A composição da Formação São Sebastião é predominantemente quartzosa, com
616 pequena ocorrência de feldspatos e forte cimentação por óxidos e hidróxidos de ferro em todas
617 as associações de fácies. Os grãos de quartzo são, em sua maioria, monocristalinos, com limites
618 bem definidos, extinção homogênea ou ondulante, sem sinais de cimentação por sílica ou
619 carbonatos. Em menor proporção ocorrem os grãos de quartzo policristalino, com limites
620 irregulares e frequentemente crenulados, extinção ondulante e presença de fissuras. Aos grãos
621 monocristalinos é atribuída uma origem ígnea enquanto os policristalinos derivam de rochas
622 metamórficas. Plagioclásio e microclina ocorrem fortemente intemperizados e em pequenas
623 quantidades.

624 Óxidos e hidróxidos de ferro ocorrem como minerais opacos, de hábito irregular,
625 cimentando os espaços intergrão e fissuras intragrão, em ambos os casos o resultado é uma
626 marcada diminuição na porosidade da rocha, formando meniscos, pontes e cutículas. Argilas
627 mecanicamente infiltradas formam cutículas anisópacas, alaranjadas e descontínuas recobrindo
628 os grãos com lamelas orientadas paralelamente às superfícies aderidas. Sua deposição se dá
629 por inundações episódicas da zona vadosa e subsequente diminuição extrema do lençol freático
630 em ambiente desértico. Atuam na inibição do desenvolvimento de sobrecrescimento de
631 quartzo, preservando a porosidade das rochas.

632 Quatro das cinco associações de fácies da Formação São Sebastião são classificadas
633 como quarto-arenitos: canais fluviais intermitentes, lençóis de areia, interdunas úmidas e

634 dunas eólicas. Os canais fluviais de alta energia possuem quantidades levemente superiores de
635 feldspatos, sendo classificadas como subarcósios.

636 Há alta frequência dos grãos de areia muito fina e areia fina, em especial nas dunas
637 eólicas e nos canais fluviais intermitentes, com proporções muito próximas. Os grãos mais
638 grossos ocorrem nos canais fluviais de alta energia, caso único na formação de areia grossa ser
639 a classe mais abundante, chegando a possuir seixos. Nas interdunas úmidas há mais areia fina,
640 enquanto nos lençóis de areia ocorre mais areia média, em ambos os casos as proporções
641 percentuais não são significativamente correlacionáveis com qualquer outra associação de
642 fácies.

643 Quanto a esfericidade, os canais fluviais de alta energia novamente destacam-se dos
644 demais, por serem a única associação de fácies com predomínio de baixa esfericidade. As dunas
645 eólicas e os canais fluviais intermitentes possuem valores mais abundantes de mesma classe,
646 alta esfericidade, e proporções igualmente próximas. Interdunas úmidas têm alta esfericidade,
647 enquanto os lençóis de areia possuem distribuição equivalente entre as classes. Resultados de
648 arredondamento atestam em todas as amostras da Formação São Sebastião um predomínio da
649 classe arredondado, coerente com os mecanismos de transporte de seus ambientes
650 deposicionais.

651 Todas as associações de fácies possuem empacotamento frioso (ou aberto), uma vez
652 que seus índices de empacotamento são todos inferiores a 40. Há predominância dos contatos
653 pontuais entre os grãos em detrimento aos contatos côncavo-convexos, coerente com o
654 empacotamento aberto. A porosidade primária interpartícula é a mais frequente, ocorrem
655 também porosidade secundária intrapartícula por dissolução de grãos detritais, sobretudo
656 através da desagregação de grãos de quartzo policristalino e feldspatos, que por vezes
657 apresentam golfos de corrosão. Em menor quantidade há dissolução de cimentos autigênicos
658 gerando porosidade secundária.

659 Na Formação São Sebastião há baixa diversidade de microestruturas sedimentares,
660 sendo os arenitos frequentemente maciços. Como exceção, as dunas eólicas, que possuem
661 estratos laminados, planares, de aparência rítmica e granulometria bimodal. As lâminas de areia
662 fina possuem espessura média de 1,20 mm, já as de areia média 2,01 mm. Com base nas
663 características identificadas é possível definir cinco microfácies sedimentares na Formação São
664 Sebastião.

665 Estudos de proveniência mostram que todas as associações de fácies plotam no
666 campo dos Blocos Continentais, referente a regiões tectonicamente consolidadas formadas por
667 amalgamações de cinturões orogenéticos antigos erodidos. Mais especificamente, a

668 proveniência remete a cratons estáveis, em contexto tectônico de interior de continente, com
 669 material-fonte de exposições em granitos/gnaisses e retrabalhamento de sedimentos prévios.

670 Verifica-se ao final do estudo coerência entre todas as interpretações de campo e
 671 definições de associações de fácies na Formação São Sebastião com as propriedades
 672 verificadas em escala microscópica, sobretudo acerca da individualidade das associações de
 673 fácies, seus respectivos ambientes deposicionais e mecanismos controladores da deposição.

674

675 Referências

676

- 677 Almeida F.F.M. 1967. *Origem e evolução da plataforma brasileira*. Rio de Janeiro, DNPM-
 678 DGM, v. 241, 36p (Boletim)
- 679 Adams, A.E.; Mackenzie, W.S.; Guilford, C. 1993. *Atlas of sedimentary rocks under the*
 680 *microscope*. Essex, Harlow Longman, 104p.
- 681 Batista, Z. V 2010. *Estudos de Proveniência e Eventos Diagenéticos da Formação Mauriti,*
 682 *Bacia do Araripe*. Recife, 134 p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação
 683 em Geociências, Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de
 684 Pernambuco
- 685 Boggs, S. Jr & Krinsley D. 2006. *Applications of Cathodoluminescence Imaging to the Study*
 686 *of Sedimentary Rocks*. Cambridge, Cambridge University Press, 180p
- 687 Breyer, J.A., & Bart, H.A., 1978. The composition of fluvial sands in a temperate semiarid
 688 region. *Journal of Sedimentary Petrology*, 48(4): 1311–1320
- 689 Caixeta, J. M., Bueno, G.V., Magnavita, L.P. & Feijó, F.J. 1994. Bacias de Recôncavo, Tucano
 690 e Jatobá. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 8(1): 163-172
- 691 Carr-Crabaugh, M. & Kocurek, G. 1998. Continental sequence stratigraphy of a wet eolian
 692 system: a key to relative sea-level change. In: K. Shanley & P. McCabe (Eds.) *Relative*
 693 *Role of Eustacy, Climate and Tectonism in Continental Rocks*, SEPM Special
 694 Publications 59, p 213-228
- 695 Chakraborty, T., & Chakraborty, C. 2001. Eolian–aqueous interactions in the development of
 696 a Proterozoic sand sheet: Shikaoda Formation, Hosangabad, India. *Journal of*
 697 *Sedimentary Research*, 71: 107–117.
- 698 CPRM. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. 2001. *Mapa geológico da Bacia do*
 699 *Jatobá*. Ministério de Minas e Energia, Secretaria de Minas e Metalurgia, escala
 700 1:250.000.
- 701 Costa, I. P., Milhomem, P. D. S., & Carvalho, M. D. 2003. Bacias sedimentares brasileiras:
 702 Bacia de Jatobá. Aracaju: *Fundação Paleontológica Phoenix*. Ano 5, n. 53
 703 <http://phoenix.org.br/Phoenix53_Mai03.htm> Acesso em 07/01/2016.
- 704 Costa, I.P., Bueno, G.V., Milhomem, P.S., Silva, H.S.L. E & Kosin, M.D. 2007 Sub-bacia de
 705 Tucano Norte e Bacia de Jatobá. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15(2): 445-453.
- 706 Crone, A.J. 1975. Laboratory and field studies of mechanically infiltrated matrix clay in arid and
 707 fluvial sediments. Boulder, 162p. Tese de Doutorado. Geological Sciences, University
 708 of Colorado Boulder.
- 709 Cupertino, J.A. 1990. Estágio exploratório das bacias do Tucano central, norte e Jatobá,
 710 *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 4(1): 45-53.
- 711 Dickinson W.R. 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In:
 712 Zuffa G.G. (ed.) *Provenance of Arenites*. The Netherlands, Reidel Pub. Co., p. 333-361.

- 713 Dickinson, W.R., I.S. Beard, G.R. Brakenridge, J.L. Erjavec, R.C. Ferguson, K.F. Inman, R.A.
 714 Kneppe, F.A. Lindber & Ryberg, P.T. 1983. Provenance of North American Phanerozoic
 715 sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin*, 93:222-
 716 235.
- 717 Dixon, S.A., Summers, D.A. & Surdam, R.C. 1989. Diagenesis and preservation of porosity in
 718 Norphlet Formation (Upper Jurassic), southern Alabama. *A.A.P.G. Bulletin*, 73:707-728
- 719 Fambrini, G.L., Lima-Filho, M.F., Costa, B.H., Jesuino, P.C.L. & Tesser Junior, S. 2006.
 720 Sistemas fluviais entrelaçados de alta energia da Formação São Sebastião na Bacia de
 721 Jatobá, Nordeste do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 43.
 722 Aracaju: Sociedade Brasileira de Geologia. Anais..., p. 289.
- 723 Fambrini, G.L., Lima-Filho, M., Tesser Junior, S, Costa, B.H., Jesuino, P.C.L., Valenca,
 724 L.M.M. & Neumann, V.H.M.L. 2007. Paleocorrentes fluviais da Formação São
 725 Sebastião, Bacia de Jatobá, NE do Brasil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO
 726 NORDESTE, 22. Natal: Atas..., p. 45.
- 727 Fambrini, G.L., Neumann, V.H.M.L., Menezes-Filho, J.A.B., Rocha, D.E.G.A., Durval, L.G.
 728 & Jesuino, P.C.L. 2013. Fácies e sistemas deposicionais da Formação São Sebastião
 729 (Eocretáceo), Bacia De Jatobá, PE: contribuição à evolução geológica do Rift
 730 Recôncavo-Tucano-Jatobá, Nordeste Do Brasil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO
 731 NORDESTE, 25. Gravatá: Conferências e resumos, Boletim 23, p. 176-177.
- 732 Fambrini, G.L., Rocha, D.E.G.A., Oliveira, E.V, Jesuino, P.C.L., Menezes-Filho, J.A.B.,
 733 Queiroz, R.G.B. & Neumann, V.H.M.L. Análise faciológica e deposicional dos depósitos
 734 flúvio-eólicos da Formação São Sebastião (Eocretáceo), região de Campos-Ibirimirim,
 735 Bacia de Jatobá, PE, Nordeste do Brasil. Geociências, Rio Claro, (*in preparation*)
- 736 Figueiredo, F.T., Almeida, R.P., Freitas, B.T., Marconato, A., Carrera, S.C. & Turra, B.B.
 737 2016. Tectonic activation, source area stratigraphyand provenancechanges in a rift basin:
 738 the Early Cretaceous Tucano Basin (NE Brazil). *Basin Research*, 28: 433-445
- 739 Folk, R. L. 1955. Student operator error in determination of roundness, sphericity, and grain
 740 size. *Journal of Sedimentary Research*, 25(4), 297-301
- 741 Folk, R.L. 1974. *The petrology of sedimentary rocks*. Austin, Hemphill Publishing Co., 182 p.
- 742 Fontanelli, P.R. 2007. *Proveniência dos Arenitos-Reservatório de Água Profunda do Campo*
 743 *de Jubarte, Bacia de Campos, Margem Continental Brasileira*. Porto Alegre, 119p.
 744 Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade
 745 Federal do Rio Grande do Sul.
- 746 Franzinelli E. & P.E. Potter. 1983. Petrology, Chemistry, and Texture of Modern River Sands,
 747 Amazon River System. *Journal of Geology*, 91: 23-39
- 748 Guzmán, J., Fambrini, G., Oliveira, E. & Usma-Cuervo, C. 2015. Estratigrafia da Bacia de
 749 Jatobá: estado da arte. *Estudos Geológicos*, 25: 53-76.
- 750 Habermann, D., Neuser R. D. & Richter D. K. 2000. Quantitative high resolution analysis of
 751 Mn²⁺ in sedimentary calcite. In: Pagel, M., V. Barbin, P. Blanc & D. Ohnenstetter (eds.),
 752 *Cathodoluminescence in Geosciences*, Berlin, Springer-Verlag, p. 331-58
- 753 Harrell J. & Blatt, H., 1978, Polycrystallinity: effect on the durability of detrital quartz: *Journal*
 754 *of Sedimentary Petrology*, 48: 25-30
- 755 Havholm K.G. & Kocurek, G., 1994, Factors controlling aeolian sequence stratigraphy: clues
 756 from super bounding surface features in the Middle Jurassic Page Sandstone:
 757 *Sedimentology*, 41: 913-934
- 758 Heald, M.T. & Larese R.E. 1974. Influence of coatings on quartz cementation. *Journal of*
 759 *Sedimentary Petrology*, 44: 1269-1274
- 760 Herries, R.D. 1993. Contrasting styles of fluvial-aeolian interaction at a downwind erg margin:
 761 Jurassic Kayenta- Navajo transition, northeastern Arizona, USA. In: C.P. North & J.D.

- 762 Prosser. (Eds.) *Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs*. London, Geol. Soc.
 763 London Spec. Publ. 73, p. 199–218.
- 764 Jones, F.H., Scherer C.M.S & Kuchle J., 2016. Facies architecture and stratigraphic evolution
 765 of aeolian dune and interdune deposits, Permian Caldeirão Member (Santa Brígida
 766 Formation), Brazil. *Sedimentary Geology*, 337: 133–150
- 767 Kahn, J.S., 1956. The analysis and distribution of the properties of packing in sand-size
 768 sediments, on the measurement of packing in sandstones. *Journal of Geology*, 64: 385–
 769 395.
- 770 Kocurek, G. & Havholm, K. 1993. Eolian Sequence Stratigraphy - A Conceptual Framework,
 771 In: Weimer, P., Posamentier, H.W. (Eds.), *Siliciclastic Sequence Stratigraphy*. Tulsa,
 772 American Association Petroleum Geologists Memoir 58, p. 393–409.
- 773 Kocurek, G., Lancaster, N., Carr, M. & Frank, A., 1999. Tertiary Tsondab Sandstone
 774 Formation: preliminary bedform reconstruction and comparison to modern Namib Sand
 775 Sea dunes. *Journal of African Earth Sciences*, 29: 629–642
- 776 Magnavita, L. P. Sobre A Implantação da Fase Sinrife em Riftes Continentais. 1996. In:
 777 CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, Salvador. Anais. São Paulo:
 778 Sociedade Brasileira de Geologia, p. 335–338
- 779 Magnavita, L.P. & Cupertino, J.A. 1987. Concepção atual sobre as bacias de Tucano e Jatobá,
 780 Nordeste do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 1(2): 119–134
- 781 Marshall D. J. 1988. *Cathodoluminescence of Geological Materials*, Boston, Unwin Hyman,
 782 146p.
- 783 Matlack K.S., Houseknecht, D.W. & Applin K.R. 1989. Emplacement of clay into sand by
 784 infiltration. *Journal of Sedimentary Petrology*, 59(1): 77–87
- 785 McBride, E.F. 1985 Sandstone Diagenesis. *SEPM Short Course Notes*, 75p
- 786 Miranda E. E. 2005. Brasil em Relevo. *Embrapa Monitoramento por Satélite*. Disponível em:
 787 <<http://www.relevobr.cnpm.embrapa.br>>. Acesso em: 05 Jan. 2017
- 788 Molenaar, N. 1986. The interrelation between clay infiltration, quartz cementation, and
 789 compaction in lower Givetian terrestrial sandstones, northern Ardennes, Belgium.
 790 *Journal of Sedimentary Petrology*, 56: 359–369
- 791 Moraes, M.A.S. & De Ros, L.F. 1990. Infiltrated Clays in Fluvial Jurassic Sandstones of
 792 Recôncavo Basin. Northeastern Brazil. *Journ. Sed. Petrol.* 60:809–819
- 793 Moraes, M.A. and De Ros, L.F. 1992. Depositional infiltrated and authigenic clay in fluvial
 794 sandstones of the jurassic sergi formation, recôncavo basin, northeastern Brazil.
 795 *Sedimentary Geology*, 90: 241–256.
- 796 Mountney, N.P. 2006 Eolian Facies Models. In: Posamentier, H. & Walker, R.G. (Eds.). *Facies
 797 Models Revisited*. SEPM Memoir 84, p. 19–83
- 798 Mountney, N., & Howell, J. 2000. Aeolian architecture, bedform climbing and preservation
 799 space in the Cretaceous Etjo Formation, NW Namibia. *Sedimentology*, 47: 825–849
- 800 Mountney, N.P. & Thompson, D.B. 2002. Stratigraphic evolution and preservation of aeolian
 801 dune and damp/wet interdune strata: an example from the triassic helsby sandstone
 802 formation, cheshire basin, uk. *Sedimentology*, 49: 805–834
- 803 Neumann, V.H.M.L.; Rocha, D.E.G.A. 2014. Stratigraphy of the Post-Rift Sequences of the
 804 Jatobá Basin, Northeastern Brazil. In: Rocha, R., Pais, J., Kullberg, J.C. & Finney, S.
 805 (Eds.). *Strati 2013*. Springer International Publishing, p. 553–557
- 806 Pettijohn, F.J., Potter, P.E. & Siecer, R. 1973. *Sand and sandstone*. New York, Heidelberg,
 807 Berlin, Springer-Verlag. 618p.
- 808 Pittman, E.D. & Lumsden, D.N. 1968. Relationship between chlorite coatings on quartz grains
 809 and porosity, Spiro Sand, Oklahoma. *Journal of Sedimentary Petrology*, 38: 668–670

- 810 Pires E. F. & Guerra-Sommer M. 2010. Growth ring analysis of fossil coniferous woods from
 811 early cretaceous of Araripe Basin (Brazil). *Academia Brasileira de Ciências*, 83(2): 409
 812 – 423
- 813 Powers M.C. 1953. A New Roundness Scale for Sedimentary Particles. *Journal of Sedimentary
 814 Petrology*, 23(2): 117-119
- 815 Queiroz, R.G.B., Fambrini G.L. & Neumann V.H.M.L., Facies architecture and stratigraphic
 816 characterization of são sebastião formation, jatobá basin, ne brazil: an example of rift
 817 fluvio-aeolian sedimentation. *Journal of South American Earth Sciences*. (*In
 818 preparation*)
- 819 Rocha, D.E.G.A. 2011. *Caracterização do intervalo carbonático aptiano da Bacia do Jatobá,
 820 NE do Brasil*. Recife, 124p. Tese de Doutorado. Programa de Pós-graduação em
 821 Geociências, Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco.
- 822 Rocha, D.E.G.A. & Amaral, C.A. 2007. Caracterização Geologica e Geométrica dos Aquíferos
 823 (Meta B). In: Costa, W. D & Feitosa, F. A. C (eds.). *Hidrogeologia da Bacia Sedimentar
 824 do Jatobá: Sistema Aquífero Tacaratu/Inajá*. Ministério de Minas e Energia - Ministério
 825 da Ciência e Tecnologia. 35p.
- 826 Scherer, C.M.S., 2001. Eolian dunes of the Botucatu Formation (Cretaceous). In Southernmost
 827 Brazil: morphology and origin. *Sedimentary Geology*. 137:63–84.
- 828 Scholle, P.A. 1979. *A color illustrated guide to constituents, textures, cements, and porosity of
 829 sandstones and associated rocks*. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists
 830 Memoir 28, 202 p.
- 831 Simpson, E.L. & Eriksson, K.A., 1993. Thin eolianites interbedded within a fluvial and marine
 832 succession—Early Proterozoic Whitworth Formation, Mount Isa inlier, Australia.
 833 *Sedimentary Geology*, 87:39–62
- 834 Trewin, N.H., 1993. Controls on fluvial deposition in mixed fluvial and aeolian facies within
 835 the Tumblagooda Sandstone (Late Silurian) of Western Australia. *Sedimentary Geology*,
 836 85: 387–400
- 837 Viana, C.F., Gama Junior, E.G., Simões, I.A., Moura, J.A., Fonseca, J.R. & Alves, R.J. 1971.
 838 Revisão estratigráfica da Bacia Recôncavo/Tucano. *Boletim Técnico da Petrobras*, 4(3-
 839 4): 157-192.
- 840 Wadell, H. 1932. Volume, Shape, and roundness of rock particles. *Journal of Geology*. 40:
 841 443-451.
- 842 Wadell, H. 1933. Sphericity and roundness of rock Particles. *Journal of Geology*. 41(3): 310–
 843 331
- 844 Wentworth, W. C. 1922a. *The shape of beach pebbles*. *Geological Survey Bulletin*. 131(C): 75-
 845 83
- 846 Zuffa, G.G. 1985. Optical analysis of arenites: influence of methodology on compositional
 847 results. In: G.G. Zuffa (Ed.) *Provenance of Arenites*. Dordrecht, NATO ASI Series C
 848 148, p. 165-189.
- 849

6 CONCLUSÕES

Os estudos desenvolvidos na Formação São Sebastião, na Bacia de Jatobá, atestam uma notável qualidade acerca dos afloramentos disponíveis entre o distrito de Campos e o município de Ibimirim, no estado de Pernambuco, permitindo uma completa avaliação tanto das características observáveis em escala de campo quanto daquelas que se revelam em nível microscópico.

As suas rochas apresentam excelente estado de preservação, extensa diversidade de estruturas sedimentares, alta maturidade mineralógica e textural. O agrupamento destas propriedades permitiu a identificação de onze litofácies sedimentares, refletindo a composição mineralógica, propriedades morfológicas dos grãos, geometria externa, estruturas sedimentares, superfícies limitantes e padrões de paleocorrentes. Destas, seis correspondem a ambientes deposicionais fluviais, por vezes efêmeros, e sobretudo mostrando um alto nível energético. Como consequência seus estratos encontram-se frequentemente separados dos demais por superfícies erosivas, com presença de grãos grossos e ocasionalmente desagregando e retrabalhando sedimentos de outras associações de fácies. As cinco litofácies eólicas são marcadas por altíssima maturidade textural e mineralógica, pluralidade de estruturas sedimentares e grande expressão geográfica na Formação São Sebastião.

O agrupamento das litofácies definidas permitiu a identificação de cinco associações de fácies na Formação São Sebastião: Canais Fluviais de Alta Energia, Canais Fluviais Intermitentes, Dunas Eólicas, Interdunas Úmidas e Lençóis de Areia. Cada uma destas representando um momento da deposição sedimentar ocorrida no Eocretáceo dentro da Bacia de Jatobá.

Os Canais Fluviais de Alta Energia são formados por arenitos médios a grossos, arredondados, de baixa esfericidade, moderadamente a mal selecionados, com empacotamento frioso e composição correspondente ao subarcósio. Eles possuem geometria tabular, ocasionalmente formam níveis conglomeráticos, atestando seus picos energéticos, e se separam das demais litofácies por superfícies erosivas horizontais a irregulares as quais chegam a desagregar esparsos fragmentos líticos da Formação Candeias. Apresentam a menor maturidade textural e mineralógica dentre as associações de fácies identificadas e remontam um

ambiente deposicional fluvial marcado por variações gerando arenitos maciços e barras de acresção lateral e barras de meio de canal, regime de fluxo inferior.

Sebsequentlymente acontece uma transição para condições de intensa aridez na Bacia de Jatobá definindo um sistema desértico, a associação de fácies de Lençóis de Areia são representantes deste momento. Eles são formados por arenitos médios a finos, arredondados, de moderada esfericidade, bem selecionados, com empacotamento frouxo e composição correspondente ao quartzo-arenito. Possuem geometria tabular, extensões menores que as demais associações de fácies eólicas, sendo separadas na base por superfícies levemente erosivas e no topo por contatos gradacionais. Sua deposição remete a momentos em que as condições de aporte sedimentar e espaço de acomodação na Bacia de Jatobá eram insuficientes para favorecer a formação de campos de dunas, podendo relacionar-se aos momentos iniciais da deposição eólica.

Com o desenvolvimento do erg acontece a formação de campos de dunas, definindo a associação de fácies de Dunas Eólicas. Elas são caracterizadas por arenitos finos a muito finos, arredondados, de alta esfericidade, muito bem selecionados, com empacotamento frouxo e composição correspondente ao quartzo-arenito. Elas possuem geometria lenticular com concavidade para baixo frequentemente amalgamando-se umas com as outras. Esta associação de fácies representa o momento de mais alta maturidade do sistema desértico na Formação São Sebastião, sendo a que possui maior distribuição geográfica e concentração nas porções mais centrais da bacia. Aqui o aporte sedimentar e espaço de acomodação são os mais altos, por vezes exterminando o espaço interduna e deixando supersuperfícies no registro geológico.

Ocasionalmente nos sistemas desérticos acontecem chuvas torrenciais concentradas em curtos intervalos de tempo. Na Formação São Sebastião estes momentos são definidos pelas associações de fácies de Interdunas Úmidas e pelos Canais Fluviais Intermitentes. Na primeira ocorre uma súbita subida do lençol freático, causando liquefação das Dunas Eólicas e dos Lençóis de Areia. Como resultado temos arenitos finos a médios, arredondados, moderada a alta esfericidade, muito bem selecionados, com empacotamento frouxo e composição correspondente ao quartzo-arenito. Sua característica dominante é o aspecto deformado das estruturas

encontradas tanto nas Dunas Eólicas quanto nos Lençóis de Areia. Embora escorregamentos ocasionais ocorrem na liquefação, característica de maiores extensões que se dá o seu desenvolvimento.

A segunda associação de fácies relacionada aos eventos de chuvas torrenciais episódicas é a dos Canais Fluviais Intermitentes. Eles são constituídos de arenitos finos a muito finos, arredondados, de alta esfericidade, muito bem selecionados, com empacotamento frouxo e composição correspondente ao quartzo-arenito. Suas propriedades são enormemente correlacionáveis às Dunas Eólicas: todas as classificações microscópicas puseram estas duas associações de fácies em extrema proximidade de comportamento. Sua única diferença nas análises microscópicas é que nas Dunas Eólicas acontecem as microfácies sedimentares de arenitos finos laminados (Afl) e arenitos médios laminados (Aml) enquanto nos Canais Fluviais intermitentes há arenitos médios a finos maciços (Afmm). Isto associado a presença de fragmentos de arenitos eólicos laminados dentro dos arenitos maciços dos Canais Fluviais intermitentes comprova a origem desta associação de fácies no retrabalhamento das Dunas Eólicas, lateralmente contíguas, durante eventos de chuva torrencial.

O modelo depocional descrito atesta a instalação de um sistema fluvial de alta energia na base da Formação São Sebastião e subsequente consolidação de um sistema desértico na Bacia de Jatobá, o qual contrasta com a realidade predominantemente lacustre do restante do Sistema Recôncavo-Tucano-Jatobá do Valanginiano to Hauteviano.

Além de definir com precisão as propriedades texturais, composição mineralógica e validar todas as interpretações de campo feitas acerca da Formação São Sebastião, os estudos em microscopia atribuem a origem destes sedimentos à erosão cinturões orogenéticos antigos em regiões tectonicamente consolidadas. Mais especificamente, Cratons Estáveis no interior de continente, com material-fonte em granitos/gnaisses e retrabalhamento de sedimentos prévios

O trabalho desempenhado auxilia a compreensão dos principais mecanismos controladores da deposição sedimentar na Bacia de Jatobá durante o Eocretáceo, das interrelações entre as associações de fácies existentes na bacia e, sob uma perspectiva aplicada, permite uma melhor caracterização das rochas da Formação

São Sebastião expandindo a base de informações a seu respeito para potenciais modelizações de reservatório aquífero e de hidrocarbonetos, sobretudo em relação aos depósitos interduna, os quais frequentemente comprometem a permeabilidade de reservatórios.

REFERÊNCIAS

- Brookfield, M. E., & Silvestro, S. (1992). Eolian systems. *Facies model response to sea level change: Toronto, Ontario, Canada, Geological Association of Canada Publications*, 142-156.
- Brookfield, M. E. (2008). Palaeoenvironments and palaeotectonics of the arid to hyperarid intracontinental latest Permian-late Triassic Solway basin (UK). *Sedimentary Geology*, 210(1), 27-47.
- Brookfield, M. E., & Silvestro, S. (1992). Eolian systems. *Facies model response to sea level change: Toronto, Ontario, Canada, Geological Association of Canada Publications*, 142-156.
- Caixeta, J. M., Bueno, G. V., Magnavita, L. P., & Feijó, F. J. (1994). Bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, 8(1), 163-172.
- Carr-Crabaugh, M., & Kocurek, G. (1998). Continental sequence stratigraphy of a wet eolian system: a key to relative sea-level change. *SEPM Spec. Publ.*, 59
- Chakraborty, T., & Chakraborty, C. (2001). Eolian-aqueous interactions in the development of a Proterozoic sand sheet: Shikaoda Formation, Hosangabad, India. *Journal of Sedimentary Research*, 71(1), 107-117.
- Costa, I. P., Milhomem, P. D. S., & Carvalho, M. D. (2003). Bacias sedimentares brasileiras: Bacia de Jatobá. *Aracaju: Fundação Paleontológica Phoenix*. Acesso em 07/01/2016.
- Costa, I. P., Bueno, G. V., Milhomem, P. D. S., Silva, H. S. R. L., & Kosin, M. D. (2007). Sub-bacia de Tucano Norte e bacia de Jatoba. *Boletim de Geociencias da PETROBRAS*, 15(2), 445-453.
- Cupertino, J. A. (1990). Estágio Exploratório das Bacias do Tucano Central, Norte e Jatobá. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 4, 45-54.
- Dickinson, W. R. (1985). Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In *Provenance of arenites* (pp. 333-361). Springer Netherlands.
- Fambrini, G.L.; Lima-Filho, M.F.; Costa, B.H.; Jesuino, P.C.L.; Tesser Junior, S. (2006). Sistemas fluviais entrelaçados de alta energia da Formação São Sebastião na Bacia de Jatobá, Nordeste do Brasil. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 43. Aracaju: Sociedade Brasileira de Geologia. *Anais...* p. 289.
- Fambrini, G. L., Lima-Filho, M., Tesser Junior, S., Costa, B. H., Jesuino, P. C. L., Valenca, L. M. M., & Neumann, V. H. M. L. (2007). Paleocorrentes fluviais da Formação São Sebastião, Bacia de Jatobá, NE do Brasil. *Simpósio de Geologia do Nordeste*, 22, 45.
- Fambrini, G. L., Neumann, V. H. M. L., Lemos, D. R., Araújo, J. T., Lima-Filho, M. F., & Tesser Jr, S. (2010). Stratigraphy and sedimentology of Rift Initiation to Rift Climax stages of the Araripe Basin, Northeastern Brazil: new considerations. In *18th International Sedimentological Congress* (p. 104).

- Fambrini, G. L., de Lemos, D. R., Tesser Jr, S., de Araújo, J. T., da Silva-Filho, W. F., de Souza, B. Y. C., & Neumann, V. H. D. M. L. (2011). Estratigrafia, arquitetura deposicional e faciologia da formação Missão Velha (Neojurássico-Eocretáceo) na área-tipo, bacia do Araripe, nordeste do Brasil: exemplo de sedimentação de estágio de início de rifte a clímax de rifte. *Geologia USP. Série Científica*, 11(2), 55-87.
- Fambrini, G.L.; Neumann, V.H.M.L.; Menezes-Filho, J.A.B.; Rocha, D.E.G.A.; Durval, L.G.; Jesuino, P.C.L. 2013b. Fácies e sistemas deposicionais da Formação São Sebastião (Eocretáceo), Bacia De Jatobá, PE: contribuição à evolução geológica do Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá, Nordeste Do Brasil. In: *Simpósio de Geologia do Nordeste*, 25. Gravatá: Conferências e resumos, Boletim 23, p. 176-177.
- Fambrini, G.L., Rocha, D.E.G.A., Oliveira, E.V., Jesuino, P.C.L., Menezes-Filho, J.A.B., Queiroz, R.G.B. & Neumann, V.H.M.L. (*in preparation*). Análise faciológica e deposicional dos depósitos flúvio-eólicos da Formação São Sebastião (Eocretáceo), região de Campos-Ibimirim, Bacia de Jatobá, PE, Nordeste do Brasil. *Geociências*, Rio Claro.
- Folk, R. L. (1955). Student operator error in determination of roundness, sphericity, and grain size. *Journal of Sedimentary Research*, 25(4), 297-301.
- Fryberger, S. G., & Schenk, C. J. (1988). Pin stripe lamination: a distinctive feature of modern and ancient eolian sediments. *Sedimentary Geology*, 55(1-2), 1-15.
- Giannini, P. C. F., Assine, M. L., & Sawakuchi, A. O. (2008). Ambientes eólicos. *SILVA, Augusto José de CL Pereira da, et al. Ambientes de sedimentação siliciclástica do Brasil*. São Paulo: Beca-BALL Edições.
- Guzmán, J., Fambrini, G. L., Oliveira, E. V., & Usma, C. D. (2015). Estratigrafia da Bacia de Jatobá: estado da arte. *Estudos Geológicos*, 25, 1.
- Havholm, K. G., & Kocurek, G. (1994). Factors controlling aeolian sequence stratigraphy: clues from super bounding surface features in the Middle Jurassic Page Sandstone. *Sedimentology*, 41(5), 913-934.
- Herries, R. D. (1993). Contrasting styles of fluvial-aeolian interaction at a downwind erg margin: Jurassic Kayenta-Navajo transition, northeastern Arizona, USA. *Geological Society, London, Special Publications*, 73(1), 199-218.
- Hunter, R. E., & Rubin, D. M. (1983). Interpreting cyclic crossbedding, with an example from the Navajo Sandstone. *Developments in sedimentology*, 38, 429-454.
- Jones, F. H., dos Santos Scherer, C. M., & Kuchle, J. (2016). Facies architecture and stratigraphic evolution of aeolian dune and interdune deposits, Permian Caldeirão Member (Santa Brígida Formation), Brazil. *Sedimentary Geology*, 337, 133-150.
- Kahn, J. S. (1956). The analysis and distribution of the properties of packing in sand-size sediments: 1. On the measurement of packing in sandstones. *The journal of Geology*, 64(4), 385-395.
- Kocurek, G., & Havholm, K. G. (1993). Eolian sequence stratigraphy-a conceptual framework. *MEMOIRS-AMERICAN ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGISTS*, 393-393.

- Kocurek, G., Lancaster, N., Carr, M., & Frank, A. (1999). Tertiary Tsondab Sandstone Formation: preliminary bedform reconstruction and comparison to modern Namib Sand Sea dunes. *Journal of African Earth Sciences*, 29(4), 629-642.
- Magnavita, L. P. (1996). Sobre a implantação da fase sin-rifte em riftes continentais. *SBG, Cong. Brás. Geol*, 39, 335-338.
- Magnavita, L. P., & Cupertino, J. A. (1987). Concepção atual sobre as Bacias do Tucano e Jatobá, Nordeste do Brasil. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, 1(2), 119-134.
- Magnavita, L. P., Szatmari, P., Cupertino, J. A., Destro, N., & Roberts, D. (2012). The Recôncavo Basin. *Roberts, DG & Bally, AW Regional Geology and Tectonics: Phanerozoic Rift Systems and Sedimentary Basins*. Amsterdam: Elsevier Science, 383-420.
- McKee, E. D. (1979). *A study of global sand seas* (No. 1052). US Govt. Print. Off.
- Miall, A.D., (1997). The geology of fluvial deposits, sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology. Springer-Verlag, Berlin, 1996, xvi+ 582 pp.
- Miranda, E. D. (2005). Brasil em Relevo, Campinas, Embrapa, Monitoramento por Satélite, available in: Brasil em Relevo, Embrapa monitoramento por satélite. Acesso em 07/01/2016.
- Mountney, N. P. (2006). Eolian facies models. *SPECIAL PUBLICATION-SEPM*, 84, 19.
- Mountney, N., & Howell, J. (2000). Aeolian architecture, bedform climbing and preservation space in the Cretaceous Etjo Formation, NW Namibia. *Sedimentology*, 47(4), 825-850.
- 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(4), 805-833.
- Neumann, V. H., & Rocha, D. E. (2014). Stratigraphy of the Post-Rift Sequences of the Jatobá Basin, Northeastern Brazil. In *STRATI 2013* (pp. 553-557). Springer, Cham.
- Neves, B. D. B., Van Schmus, W. R., Dos Santos, E. J., Neto, M. C., & Kozuch, M. (2017). O evento Cariris Velhos na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4), 279-296.
- Ponte, F. C., & Appi, C. J. (1990). Proposta de revisão da coluna litoestratigráfica da Bacia do Araripe. In *Congresso Brasileiro de Geologia* (Vol. 36, No. 1990, pp. 211-226). Natal: SBP.
- Ponte, F. C., Medeiros, R. A., & Ponte Filho, F. C. (1997). Análise estratigráfica da Bacia do Araripe: Parte 1-Análise de sequências. *Simpósio sobre a Bacia do Araripe e bacias interiores do nordeste*, 2, 83-92.
- Powers, M. C. (1953). A new roundness scale for sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Research*, 23(2).
- Prosser, S. (1993). Rift-related linked depositional systems and their seismic expression. *Geological Society, London, Special Publications*, 71(1), 35-66.

- Pye, K., & Tsoar, H. (2008). *Aeolian sand and sand dunes*. Springer Science & Business Media.
- Rocha, D. E. G. A. (2011). *Caracterização do intervalo carbonático aptiano da Bacia do Jatobá, NE do Brasil* (Doctoral dissertation, Tese de Doutorado em Geociências-Centro de Tecnologia e Geociências, UFPE).
- Rocha, D. E. G. A., & Amaral, C. A. (2007). Comportamento das bacias sedimentares da região semiárida do nordeste brasileiro, Meta B—Caracterização Geológica e Geométrica dos Aquíferos. *Rede Cooperativa de Pesquisa CPRM—Serviço Geológico do Brasil e UFPE—Universidade Federal de Pernambuco*.
- Rocha, D. E. G. A., & Leite, J. F. (1999). Estudo hidrogeológico da Bacia do Jatobá—PE. Recife: CPRM.
- Santos, E. J. D. (1995). *O complexo granítico Lagoa das Pedras: acresção e colisão na região de Floresta (Pernambuco), Província Borborema* (Doctoral dissertation, Universidade de São Paulo).
- Scherer, C. M. S. (2000). Eolian dunes of the Botucatu Formation (Cretaceous) in southernmost Brazil: morphology and origin. *Sedimentary Geology*, 137(1), 63-84.
- Selley, R. C. (2000). *Applied sedimentology*. Elsevier.
- Simpson, E. L., & Eriksson, K. A. (1993). Thin eolianites interbedded within a fluvial and marine succession: early Proterozoic Whitworth Formation, Mount Isa Inlier, Australia. *Sedimentary Geology*, 87(1-2), 39-62.
- Suguio, K. (2003). Geologia Sedimentar, Ed. *Edgard Blücher, 1ª Edição, São Paulo*.
- Trewin, N. H. (1993). Controls on fluvial deposition in mixed fluvial and aeolian facies within the Tumblagooda Sandstone (Late Silurian) of Western Australia. *Sedimentary Geology*, 85(1-4), 387-400.
- Valença L.M.M. 2015. Sistema desértico. Material do Curso de Pós-Graduação em Geociências da UFPE.
- Viana, C. F., Gama Jr, E. G., Simoes, I. D. A., Moura, J. A., Fonseca, J. D. R., & Alves, R. J. (1971). Revisão estratigráfica da bacia Recôncavo/Tucano. *Boletim técnico da Petrobrás*, 14(3/4), 157-192.
- Wadell, H. (1932). Volume, shape, and roundness of rock particles. *The Journal of Geology*, 40(5), 443-451.
- Wadell, H. (1933). Sphericity and roundness of rock particles. *The Journal of Geology*, 41(3), 310-331.
- Wentworth, C. K. (1922). A scale of grade and class terms for clastic sediments. *The Journal of Geology*, 30(5), 377-392.
- Wilson, I. G. (1971). Desert sandflow basins and a model for the development of ergs. *Geographical Journal*, 180-199.
- Wilson, I. G. (1972). Aeolian bedforms—their development and origins. *Sedimentology*, 19(3-4), 173-210.

Anexo I – TABELA DE AFLORAMENTOS.
(WGS84, 24L)

NOME	N	E
JB-QM-00	657685	9054226
JB-QM-01	658433	9054468
JB-QM-01	658433	9054468
JB-QM-02	656064	9055138
JB-QM-03	655145	9056036
JB-QM-04	654224	9057084
JB-QM-05	654233	9057262
JB-QM-05	654233	9057262
JB-QM-05	654233	9057262
JB-QM-06	655210	9056816
JB-QM-07	654252	9057546