

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**ARQUITETURA DE FÁCIES, MODELO DEPOSICIONAL E EVOLUÇÃO  
ESTRATIGRÁFICA DO SISTEMA EÓLICO PERMIANO DO MEMBRO  
CALDEIRÃO DA FORMAÇÃO SANTA BRÍGIDA.**

FÁBIO HERBERT JONES

ORIENTADOR: Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer

**Volume I**

**Porto Alegre, 2015.**

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL**  
**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**  
**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**ARQUITETURA DE FÁCIES, MODELO DEPOSICIONAL E EVOLUÇÃO  
ESTRATIGRÁFICA DO SISTEMA EÓLICO PERMIANO DO MEMBRO  
CALDEIRÃO DA FORMAÇÃO SANTA BRÍGIDA.**

**FÁBIO HERBERT JONES**

**ORIENTADOR:** Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer

**BANCA EXAMINADORA:**

Prof. Dr. Ernesto Luiz Correa Lavina – Instituto de Geociências, Universidade do Vale dos Sinos

Prof<sup>a</sup>. Dra. Ana Maria Pimentel Mizusaki – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Prof<sup>a</sup>. Dra. Karin Goldberg – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Dissertação de Mestrado  
apresentada como requisito parcial  
para a obtenção do Título de Mestre  
em Geociências.

**Porto Alegre, 2015**

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL**

Reitor: Carlos Alexandre Netto

Vice-Reitor: Rui Vicente Oppermann

**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Jones, Fábio Herbert

Arquitetura de fácies, modelo deposicional e evolução estratigráfica do sistema eólico permiano do membro caldeirão da formação Santa Brígida . / Fábio Herbert Jones. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2015. [77 f.] il.

Dissertação (Mestrado).- Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2015.

Orientador(es): Claiton Marlon dos Santos Scherer

1. Membro Caldeirão 2. Sistema eólico 3. Ciclos sedimentares 4. Permiano I. Título.

CDU

---

Catálogo na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Alexandre Ribas Semeler

CRB 10/1900

---

Universidade Federal do Rio Grande do Sul - Campus do Vale Av. Bento Gonçalves, 9500 - Porto Alegre - RS - Brasil  
CEP: 91501-970 / Caixa Postal: 15001.  
Fone: +55 51 3308-8329 Fax: +55 51 3308-8337  
E-mail: bibgeo@ufrgs.br

A minha querida avó, Celina Jones,  
a minha família, aos amigos e aos  
colegas pelo apoio, incentivo, amor  
e paciência.

Dedico.

## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço a todos aqueles que contribuíram de alguma forma para o meu crescimento profissional e acadêmico. Aos colegas da estratigrafia que convivi durante esse tempo, e tantos outros, onde me ajudaram em questões importantes no laboratório ou em campo.

Agradeço ao professor e orientador Dr. Claiton Scherer pela oportunidade, incentivos, informações, discussões, e principalmente paciência e amizade durante essa jornada de trabalho. Ao professor Dr. Juliano Kuchle pelos debates sobre diversas questões desse estudo.

Aos queridos amigos e a minha família que tiveram tanta paciência, deram inúmeros incentivos e tiveram grande compreensão com a minha ausência em tantos momentos.

Agradeço também a Universidade Federal do Rio Grande do Sul e toda sociedade brasileira que mantém erguida essa universidade com seu trabalho e suor. Ao Programa de Pós-graduação em Geociências pela estrutura oferecida, a ANP pela bolsa oferecida o qual foi de grande importância para minha permanência. Este projeto foi financiado também pela Petrobras (através do Projeto Rife, coordenada por D.Sc. Adriano Viana).

Peço desculpas por não citar tantos nomes quanto eu gostaria, pois isso necessitaria de muito mais espaço do que esse trabalho possui, mas saibam que seus nomes e atos estão todos em meu coração!

Muito Obrigado!

## RESUMO

O Membro Caldeirão (Formação Santa Brígida), Permiano, localizado na região nordeste do Brasil (Bacia de Tucano Central), é caracterizado pela acumulação de arenitos eólicos compreendendo duas associações de fácies: (i) dunas eólicas, e (ii) interdunas. A associação de fácies de dunas eólicas é caracterizada pela sobreposição de *sets* cruzados de dunas compostos basicamente por estratos de fluxos de grãos nas porções mais íngremes dos *foresets* que se interdigitam a base com estratos transladantes cavalgantes de marcas onduladas eólicas. As medidas de paleocorrentes dos estratos cruzados apresentam um sentido de mergulho médio para ENE. A associação de fácies de interdunas ocorre intercalada com estratos de dunas eólicas e possuem variação de fácies de alta frequência na sua deposição entre depósitos de interdunas secas, úmidas e encharcadas. As laminações cruzadas de marcas onduladas subaquosas apresentam paleocorrente para NNW indicando que as correntes fluviais encontravam-se confinadas nos corredores de interdunas. Os depósitos de interdunas ocorrem em posições específicas na sucessão estratigráfica e sugerem variações na taxa de subida do lençol freático e/ou na taxa de disponibilidade de areia seca durante a acumulação eólica. Quatro intervalos deposicionais foram encontrados para o Membro Caldeirão, numerados de I a IV, da base para o topo. Os intervalos I e III são caracterizados por sistemas eólicos secos, e os intervalos II e IV por sistemas eólicos úmidos. A alternância entre sistemas eólicos secos e úmidos podem estar relacionados com flutuações climáticas influenciadas por ciclos orbitais.

Palavras-chave: Membro Caldeirão, sistema eólico, ciclos sedimentares, Permiano.

## ABSTRACT

The Permian Caldeirão Member (Santa Brígida Formation), located in the northeast region of the Brazil (Tucano Central Basin), is characterized by accumulation of aeolian sandstones comprising two facies associations: (i) aeolian dune and (ii) interdune deposits. The aeolian dunes facies association is made up by trough to tangencial cross-bedding formed by grainflow strata on the steepest portions of the foresets that intertongue downwards with wind ripple translent laminae. The aeolian cross strata shows a mean dip towards the ENE. The interdune facies association occur interlayered with aeolian dune cross-bedded sets and are compounded by facies indicative of dry, damp and wet depositional context suggesting high frequency variation in the humid of the interdune surface. The measured paleocurrents to NNW of the ripple cross-lamination indicate that streamflows was perpendicular to the migration direction of the cross-strata of aeolian dunes, confined to the interdune depressions. Interdunes deposits occur at specific intervals in the stratigraphic succession, suggesting temporal changes in the rate of the water table rise and/or of the dry sand availability. Four depositional intervals can be observed in aeolian succession of the Caldeirão Member, numbered I to IV, from bottom to top. Intervals I and III can be classified as dry aeolian systems, while intervals II and IV represent wet aeolian systems. The temporal alternation between dry and wet aeolian systems may be related to climatic fluctuations influenced by orbital cycles.

Keywords: Caldeirão Member, aeolian system, sedimentary cycles, Permian.

## LISTA DE FIGURAS

- Figura 1. (A) Mapa do Brasil com as principais bacias sedimentares e destaque da localização da Bacia de Tucano; (B) Subdivisões e contexto geológico da Bacia de Tucano (extraído e modificado de Magnavita *et al.*, 1992). (C) Mapa apresentando a geologia da área trabalhada e a localização dos pontos dos afloramentos do Membro Caldeirão.....11
- Figura 2. Representação cronoestratigráfica da Sub-bacia de Tucano Norte apresentando o período e o ambiente deposicional para a formação Santa Brígida e para as formações limítrofes na sucessão vertical. Idades retiradas da carta cronoestratigráfica de Costa *et al.* (2007).....14
- Figura 3: Gráfico apresentando a relação entre o tamanho de grão versus o comprimento de onda das formas eólicas e sua classificação separada em três grupos distintos representados por marcas onduladas, dunas e draas. Modificado de Wilson (1972).....16
- Figura 4. Sucessão vertical de fácies de interdunas marcada por uma progressiva diminuição da umidade em direção ao topo (*dry upward succession*) (retirado e modificado de Kocurek, 1981).....19
- Figura 51. Síntese de estruturas sedimentares e outras feições características de depósitos de interdunas e o intervalo de condições deposicionais em que se formam (Kocurek, 1981).....20
- Figura 26. Modelo de formação de superfícies limítrofes pelo cavalgamento e migração de dunas eólicas: (A) dunas simples; (B) dunas compostas. Superfícies de primeira, segunda e terceira ordem são indicadas pelos números 1, 2, e 3, respectivamente. (C) Supersuperfícies truncando distintos episódios de acumulação eólica (Kocurek, 1991).....21
- Figura 7. Modelo padrão utilizado no campo para o levantamento de perfis colunares e descrição das fácies.....26
- Figura 8. Imagem mostrando a coleta de dados de paleocorrente com a bússola de modelo tipo brunton em estruturas sedimentares em marcas onduladas.....29
- Figura 9. Método em TRAMA (dip-direction). D é a direção azimutal (Azm) de mergulho do plano em relação ao norte magnético (N). M é o ângulo de mergulho do plano em relação a



uma superfície horizontal (H). A representação do plano é dada por: D; M. (Modificado de McClay, 1987).....30

Figura 10. Diagrama de roseta de mostrando uma tabela de resumos estatísticos com informações da quantidade de medidas (*population*) e direção angular do vetor médio (*vector mean*).....31

Figura 11. Os quatro tipos de padrões de paleocorrente, plotados em diagramas de roseta (com intervalos de 30°). Tucker (2003).....31

## LISTA DE QUADROS

Quadro 1. Classificação de litofácies fluviais (Miall, 1996).....27

## SUMÁRIO

<b>Resumo</b> .....	<b>I</b>
<b>Abstract</b> .....	<b>II</b>
<b>Lista de figuras</b> .....	<b>III</b>
<b>Lista de quadros</b> .....	<b>V</b>
<b>Estrutura da Dissertação</b> .....	<b>VIII</b>
Capítulo 1 .....	9
<b>Introdução</b> .....	<b>9</b>
1.1 <i>Problema</i> .....	10
1.2 <i>Objetivos</i> .....	10
1.3 <i>Localização da área de estudo</i> .....	10
Capítulo 2.....	13
<b>Contexto Geológico</b> .....	<b>13</b>
Capítulo 3.....	15
<b>Estado da Arte</b> .....	<b>15</b>
3.1 <i>Hierarquia de Formas Eólicas</i> .....	16
3.2 <i>Dunas Eólicas</i> .....	17
3.3 <i>Interdunas</i> .....	18
3.4 <i>Lençóis de Areia</i> .....	20
3.5 <i>Hierarquia de Superfícies Limítrofes</i> .....	21
Capítulo 4.....	23

<b>Metodologia .....</b>	<b>23</b>
4.1 <i>Análise Faciológica .....</i>	<i>24</i>
4.2 <i>Medidas de Estruturas Sedimentares .....</i>	<i>28</i>
 Capítulo 5.....	 32
<b>Bibliografia.....</b>	<b>32</b>
 Capítulo 6.....	 36
<b>Artigo Científico Submetido .....</b>	<b>36</b>

## ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

Esta dissertação de mestrado está estruturada em torno do artigo científico denominado com o título “Arquitetura de Fácies, Modelo Depositional e Evolução Estratigráfica do Sistema Eólico Permiano do Membro Caldeirão da Formação Santa Brígida”, submetido ao periódico *Sedimentary Geology* em janeiro de 2015. Assim, a organização deste trabalho compreende os seguintes capítulos:

Capítulo 1 (Introdução): Compreende a apresentação do tema central da pesquisa de mestrado, bem como os objetivos do trabalho e a localização da área de estudo;

Capítulo 2 (Contexto Geológico): Apresenta o contexto geológico o qual está situado o Membro Caldeirão da Formação Santa Brígida e as unidades sedimentares adjacentes;

Capítulo 3 (Estado da Arte): Aborda a revisão bibliográfica de conceitos base para o entendimento de sistemas deposicionais eólicos e os principais citações e estudos do Membro Caldeirão;

Capítulo 4 (Metodologia): Este capítulo retrata as principais técnicas e métodos utilizados para a aquisição e trato dos dados;

Capítulo 5 (Bibliografia): Apresenta as referências bibliográficas utilizadas nos capítulos anteriores;

Capítulo 6 (Artigo Científico): Contém o artigo científico gerado ao término da pesquisa e submetido ao periódico. O artigo está escrito em língua inglesa e estruturado em: *Abstract, Introduction, Geological Setting, Facies Association, Bounding Surface Hierarchies, Aeolian Dune and Interdune Relationships, Stratigraphic Architecture and a Depositional Model, Stratigraphic Evolution, Conclusions.*

## INTRODUÇÃO

Nos últimos anos inúmeros trabalhos tem focado na reconstrução de sistemas deposicionais eólicos antigos e atuais, definindo-se dois tipos principais: sistemas eólicos secos e sistemas eólicos úmidos (e.g. Kocurek & Havholm, 1993; Mountney, 2006a). Os sistemas eólicos secos são aqueles em que o lençol freático ou sua franja capilar encontram-se abaixo da superfície de acumulação. Como consequência disso, existe uma alta disponibilidade de areia seca que faz com que as dunas eólicas cresçam até um tamanho em que elas cobrem todo o substrato (*saturated zone*), reduzindo as áreas de interdunas a pequenas depressões entre dunas eólicas adjacentes. Como consequência disso, sistemas eólicos secos geram sucessões sedimentares com uma arquitetura deposicional relativamente simples, caracterizada por sets sobrepostos de estratos cruzados de dunas eólicas, separados por superfícies de interdunas sobrepostas por finos depósitos de interdunas secas (*dry interdune*) (Lancaster & Teller, 1988; Kocurek *et al.*, 1991; Scherer 2000, 2002; Montney & Howell, 2000). Os sistemas eólicos úmidos, por sua vez, são aqueles em que o lençol freático (*water table*) ou sua franja capilar estão em contato com a superfície de acumulação, permitindo a deposição e acumulação de interdunas úmidas e encharcadas (Crabaugh & Kocurek, 1993; Mountney & Thompson, 2002; Dias & Scherer, 2008).

A acumulação eólica ocorre através de uma progressiva subida do nível freático acompanhada pela migração e cavalgamento de dunas e interdunas eólicas. O ângulo de cavalgamento das dunas eólicas é controlado pela razão entre a taxa de migração das formas de leito e a taxa de subida do nível freático. Em contextos onde o balanço sedimentar é positivo e constante e a taxa de subida do lençol freático se mantém uniforme ao longo do tempo, os estratos de interdunas tenderão a apresentar uma espessura regular por uma grande extensão lateral. Por outro lado, se a disponibilidade de areia ou a taxa de subida do nível freático for variável no tempo, as áreas de interduna tenderam a contrair ou expandir, acarretando em variações na geometria, espessura e extensão lateral dos depósitos de interdunas,

resultando em diferentes geometrias estratais entre elementos arquiteturais de dunas e interdunas.

## **1.1 PROBLEMA**

Apesar de existirem diferentes modelos teóricos que predizem uma variedade de geometrias estratais entre elementos arquiteturais de dunas e interdunas (Mountney, 2012), existem poucos estudos de casos no registro geológico que descrevam estas variações (e.g. Mountney & Thompson, 2002; Ulicky, 2004; Mountney & Jagger, 2004).

## **1.2 OBJETIVOS**

Este trabalho foca na reconstrução da arquitetura de fácies e a definição da evolução estratigráfica da sucessão de dunas e interdunas eólicas da Formação Santa Brígida (Permiano da Bacia de Tucano Norte). Como objetivos específicos, pode-se destacar: (1) caracterização faciológica dos depósitos de dunas e interdunas, e definição de suas relações de contato, (2) definição da geometria dos depósitos de interdunas, (3) hierarquização das superfícies limítrofes, (4) reconstrução morfológica e morfodinâmica das dunas eólicas, (5) compreensão dos mecanismos controladores da acumulação e a preservação eólica.

## **1.3 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO**

A Bacia de Tucano faz parte do contexto geológico do Rifte RTJ (Recôncavo-Tucano-Jatobá) (Fig.1A) e está localizada na região nordeste do Brasil, no estado da Bahia, e ocupa uma área de aproximadamente 30.500 km<sup>2</sup> (Magnavita *et al.*, 2003).

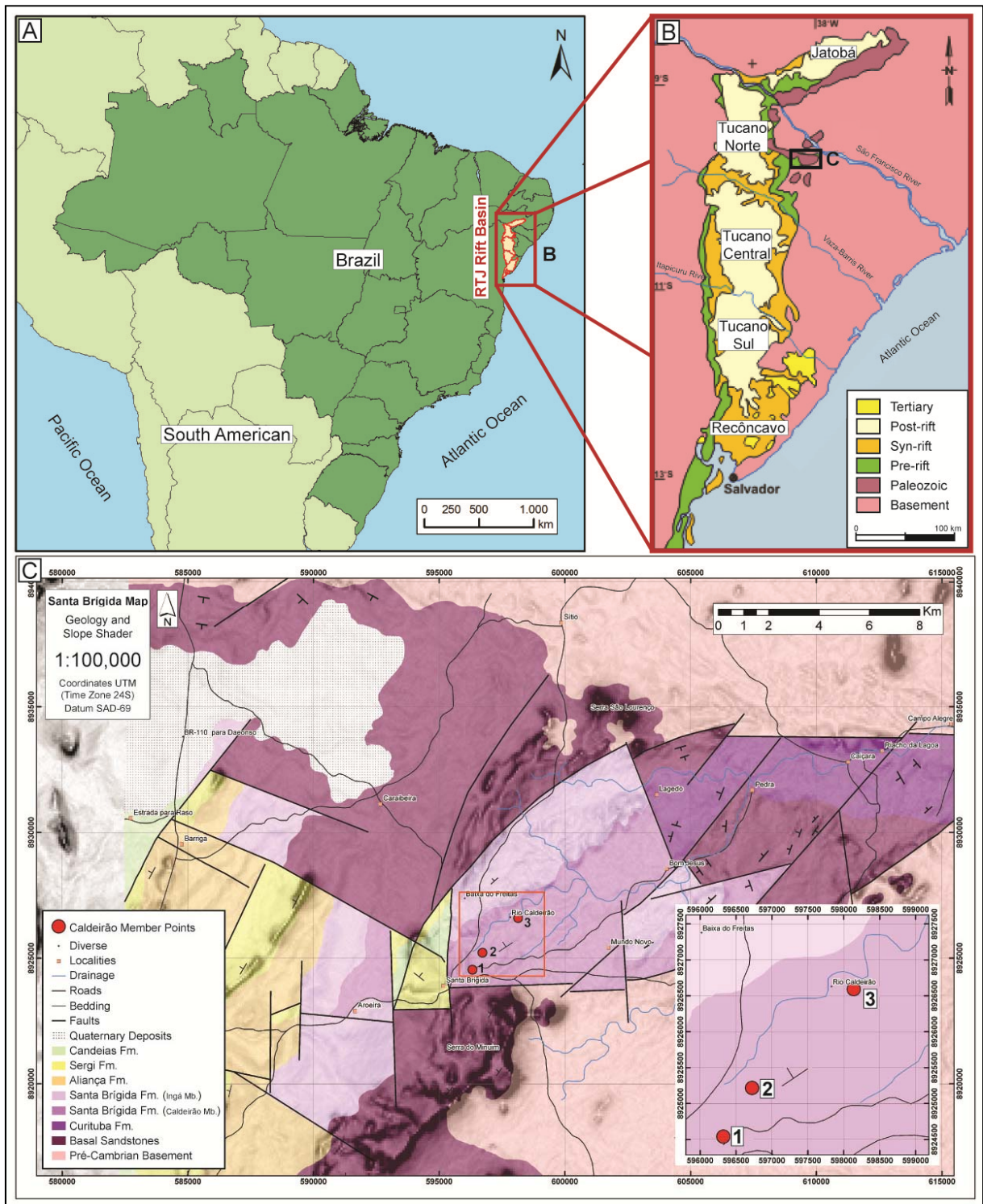


Figura 1. (A) Mapa do Brasil com as principais bacias sedimentares e destaque da localização da Bacia de Tucano; (B) Subdivisões e contexto geológico da Bacia de Tucano (extraído e modificado de Magnavita *et al.*, 1992). (C) Mapa apresentando a geologia da área trabalhada e a localização dos pontos dos afloramentos do Membro Caldeirão.

O Membro Caldeirão da Formação Santa Brígida está localizado quase que restritamente aos arredores do município de Santa Brígida no sertão do estado da



Bahia. O município encontra-se na porção norte do estado baiano nas proximidades da divisa estadual com os estados de Sergipe e Alagoas.

A área estudada está situada na borda leste da Sub-bacia de Tucano Norte (Fig. 1B) e foram levantados perfis estratigráficos na escala de 1:50 em três afloramentos-chave praticamente alinhados de sudoeste para nordeste (Fig. 1C). As camadas sedimentares estão sub-horizontais com mergulho levemente para noroeste, e os perfis verticais foram levantados principalmente ao longo de calhas de rios efêmeros secos.

## CONTEXTO GEOLÓGICO

A Bacia de Tucano está dividida em três sub-bacias denominadas de Tucano Sul, Tucano Central e Tucano Norte (Fig. 1B), e apresentam limites estruturais na direção NW-SE. A Bacia do Tucano faz parte de um conjunto de bacias (Recôncavo-Tucano-Jatobá) constituintes de um rifte intracontinental mesozoico que acabou evoluindo para um braço abortado durante a ruptura e a separação dos continentes sul-americano e africano.

Segundo Costa *et al.* (2007) a Sub-bacia de Tucano Norte apresenta uma geometria típica de meio-gráben, com falhas de borda a Oeste e a Noroeste, respectivamente. Relatam ainda que as falhas normais orientam o mergulho das camadas em direção aos depocentros, a partir da margem flexural, além de uma maior complexidade estrutural, manifestada por falhas com orientações NW-SE, N-S e NE-SW (Santos *et al.*, 1990).

A Formação Santa Brígida encontra-se em um contexto geológico anterior ao sistema rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá, fazendo parte das bacias sedimentares Paleozóicas (pré-rifte) sendo descrita primeiramente por Brazil (1947). A presença aflorante da Fm. Santa Brígida está localizada quase que restritamente aos arredores do município de Santa Brígida e é possível a sua observação na borda leste do rifte na Sub-bacia de Tucano Norte (Fig. 1B) sendo que está lateralmente limitada por falhas (Fig. 1C). Já os limites verticais da Fm. Santa Brígida (Fig. 2) compreendem a Formação Curitiba na porção basal e o Membro Boipeba da Formação Aliança (Grupo Brotas) no topo. A Formação Curitiba foi interpretada por Ghignone (1963) como de ambiente deposicional marinho raso de idade Carbonífera (Dino & Uesugui, 1986). Já os depósitos sedimentares do Membro Boipeba são classificados como ambiente flúvio-eólico de idade Neo Jurássica (Scherer *et al.*, 2005) compreendendo o contexto geológico de pré-rifte.

Ghignone (1963) subdividiu a Formação Santa Brígida em dois membros: Membro Caldeirão (base) e Membro Ingá (topo). O Membro Ingá representa a instalação de um braço do mar epicontinental afogando o sistema desértico do

Membro Caldeirão através da ocorrência de transgressão marinha. O Membro Caldeirão (foco do estudo) é representado pelos eolianitos avermelhados evidenciados pelas estratificações acanaladas de grande porte desse sistema desértico pretérito. Ghignone (1979) posicionou na escala de tempo a Fm. Santa Brígida no Permiano devido à existência de evidências de esporomorfos *Striatites* e *Leuchisparites* encontrados no registro sedimentar do Membro Ingá.

PERÍODO	AMBIENTE DEPOSICIONAL	FORMAÇÃO	MEMBRO
JURÁSSICO	FLUVIO-EÓLICO	ALIANÇA	BOIPEBA
PERMIANO	RESTRITO A LITORÂNEO	SANTA BRÍGIDA	INGÁ
	EÓLICO		CALDEIRÃO
CARBONÍFERO	MARINHO RASO	CURITUBA	

Figura 2. Representação cronoestratigráfica da Sub-bacia de Tucano Norte apresentando o período e o ambiente deposicional para a formação Santa Brígida e para as formações limítrofes na sucessão vertical. Idades retiradas da carta cronoestratigráfica de Costa *et al.* (2007).

## ESTADO DA ARTE

A ocorrência de processos eólicos é comumente associada com sistemas áridos de clima quente e frio de sistemas eólicos desérticos, embora possam ocorrer em uma variedade de cenários deposicionais (costeiros, *outwash* de planícies fluviais e glaciais, e regiões vulcânicas) e sob a influência de variações climáticas (Mountney, 2006a).

Mountney (2006a) também aborda as dificuldades encontradas muitas vezes para o reconhecimento de depósitos eólicos antigos devido a difícil diferenciação de estratos de origem eólica em frente a outros ambientes (principalmente fluvial e marinho). Além disso, Mountney (2006a) lista uma série de dificuldades para construir uma representação detalhada da arquitetura de uma sucessão eólica e sua reconstrução paleoambiental, assim citadas: (1) Embora sistemas de dunas eólicas sejam tipicamente dominadas por apenas três ou quatro tipos de fácies sedimentares, as variações no arranjo geométrico dessas fácies podem levar para modelos radicalmente diferentes; (2) Apesar de outras fácies suprirem apenas uma pequena proporção da maioria das sucessões, sua interpretação é crítica para a determinação dos mecanismos controladores da acumulação; (3) Erosão é uma parte inerente da migração de formas eólicas, e sucessões preservadas são sempre altamente fragmentadas; (4) A maior parte das sucessões eólicas é caracterizada por variações laterais nas espessuras das camadas e um baixo grau de continuidade lateral.

As características para a identificação de dunas eólicas se dão pelo alto arredondamento dos grãos, textura fosca dos grãos, bimodalidade granulométrica, e ocorrências de estratificações cruzadas de grande porte.

O volume ou massa de areia que é transportado para alimentação de um campo de dunas ou erg depende de três fatores básicos: (i) suprimento sedimentar; (ii) disponibilidade de sedimentos; e (iii) capacidade de transporte do vento (Kocurek, 1996).

### 3.1 HIERARQUIA DE FORMAS EÓLICAS

As hierarquias de formas eólicas (marcas onduladas, dunas e *draas*) (Fig. 3) reconhecidas por Wilson (1972) estão associadas com a escala temporal dos seus eventos formadores. Assim temos como escala para marcas onduladas um intervalo de ação curto, compreendendo o tempo de horas ou dias (Lancaster, 1988). Já as dunas possuem escala temporal em um intervalo de 10 a  $10^2$  anos (variações sazonais). E os *draas* dentro de um intervalo de  $10^3$  a  $10^5$  anos. Essas formas de leito possuem respostas independentes a fatores como regime de ventos, taxa de acumulação de areia e tamanho de grão (Lancaster, 1988). As marcas onduladas eólicas tipicamente possuem a linha de crista perpendicular à direção do vento, e possuem comprimento de onda entre 50 e 200 mm e altura entre 5 e 10 mm (Mountney, 2006b). As dunas apresentam comprimentos de onda de 3 a 500 m e altura de 10 cm a 100 m. O termo *draa* é restrito às formas de leito maiores, em que o comprimento de onda varia de 300 a 5500 m e a altura de 20 a 450 m, apresentando a migração de dunas superpostas no seu dorso ou na face frontal (Kocurek, 1981).

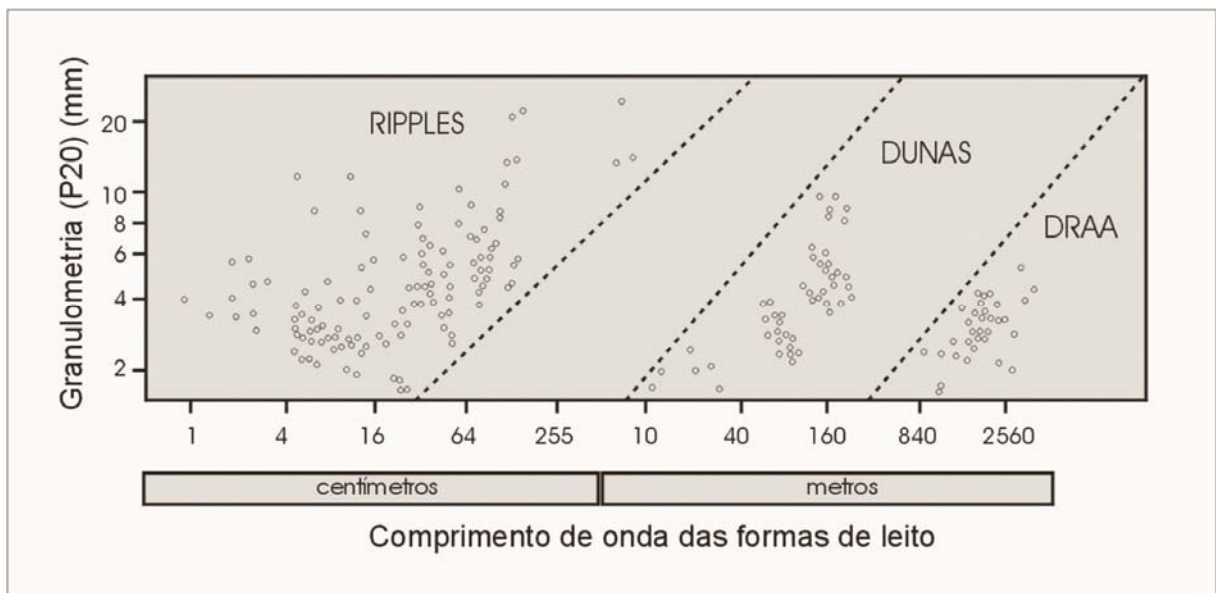


Figura 3: Gráfico apresentando a relação entre o tamanho de grão versus o comprimento de onda das formas eólicas e sua classificação separada em três grupos distintos representados por marcas onduladas, dunas e draas. Modificado de Wilson (1972).

### 3.2 DUNAS EÓLICAS

Os principais componentes para os depósitos de dunas eólicas são os *sets* de estratificação cruzada, as superfícies limítrofes e os tipos de estratificação (Kocurek, 1991).

Os *sets* de estratificação cruzada são os depósitos básicos de uma duna eólica o qual é formado por processos deposicionais através do tempo (Kocurek, 1991). A migração das dunas desenvolve os *sets* de estratificação cruzada e são representadas no registro geológico por estratos transladantes de cavalgamento subcrítico na maioria dos casos (Kocurek, 1991). Devido à relação do ângulo de cavalgamento ser menor que a inclinação do dorso das formas de leito (subcrítico), as dunas eólicas preservam apenas uma pequena fração da altura original da duna (Rubin & Hunter, 1982; Kocurek, 1981, 1991).

Os principais tipos de estratificações para identificação de dunas eólicas se encontram na face frontal e refletem diferentes processos físicos e feições para seu reconhecimento, sendo esses o fluxo de grãos e a queda livre de grãos caracteriza por processos gravitacionais, e as laminações transladantes cavalgantes de marcas onduladas eólicas caracterizadas por processos trativos (Hunter, 1977; Kocurek, 1991).

Os fluxos de grãos são gerados quando a fácies de escorregamento de uma duna eólica excede o ângulo de repouso da areia seca (32 a 34°), tendo como resposta uma atividade de escorregamento na frente da duna resultando depósitos de avalanche (Hunter, 1977; Mountney, 2006a). Muitas vezes se apresentam com geometria de línguas e podem exibir gradação inversa de grãos (Kocurek, 1991).

A queda livre de grãos é gerada através da acomodação de grãos ao entrarem nas zonas protegidas do vento. Isso geralmente ocorre na face de frente da duna onde apresenta zonas de separação do fluxo de ar promovidas por uma pronunciada curvatura convexa para cima da seção cruzada da duna, por uma grande altura da duna, e por uma alta velocidade do vento (Cooper, 1958; Hunter, 1977). Os estratos de queda livre de grãos são geralmente difíceis de distinguir, porém são com frequência moderadamente empacotados (Kocurek, 1991) e exibem geometria em forma de cunha.

As marcas onduladas eólicas possuem poucos milímetros de espessura, empacotamento compactado dos grãos (Kocurek, 1991), e são formas de leito que cavalgam uma sobre as outras restando cada forma de leito preservada sob a forma de um estrato (estratos cavalgantes transladantes) (Hunter, 1977), em que a variação do ângulo de cavalgamento depende do volume de sedimento e da taxa de migração. Muitas vezes apresentam gradação inversa de grãos (Hunter, 1977; Kocurek, 1991).

### 3.3 INTERDUNAS

As áreas de interdunas são importantes indicadoras das condições gerais do campo de dunas e frequentemente apresentam empilhamento de fácies complexo refletindo mudanças em condições deposicionais específicas (Fig. 4) (Kocurek, 1981). As interdunas podem ser separadas em depósitos secos, úmidos e encharcados (Kocurek, 1981), tendo assim, diferentes características faciológicas (Fig. 5).

Os depósitos de interdunas secas (*dry interdune*) são constituídos predominantemente por estratos de marcas onduladas eólicas, podendo apresentar pequenos estratos cruzados de dunas eólicas.

Os depósitos de interdunas úmidas (*damp interdune*) são dominados por estruturas de adesão eólica. As estruturas de adesão são formadas pela aderência de areia seca soprada pelo vento sobre uma superfície úmida, e consistem em marcas onduladas de adesão, domos de adesão e estratos plano-paralelos de adesão. Embora partilhem a mesma origem básica de formação, esses diferentes tipos de estruturas de adesão são distintos morfologicamente, e sugere condições deposicionais diferentes (Kocurek, 1981).

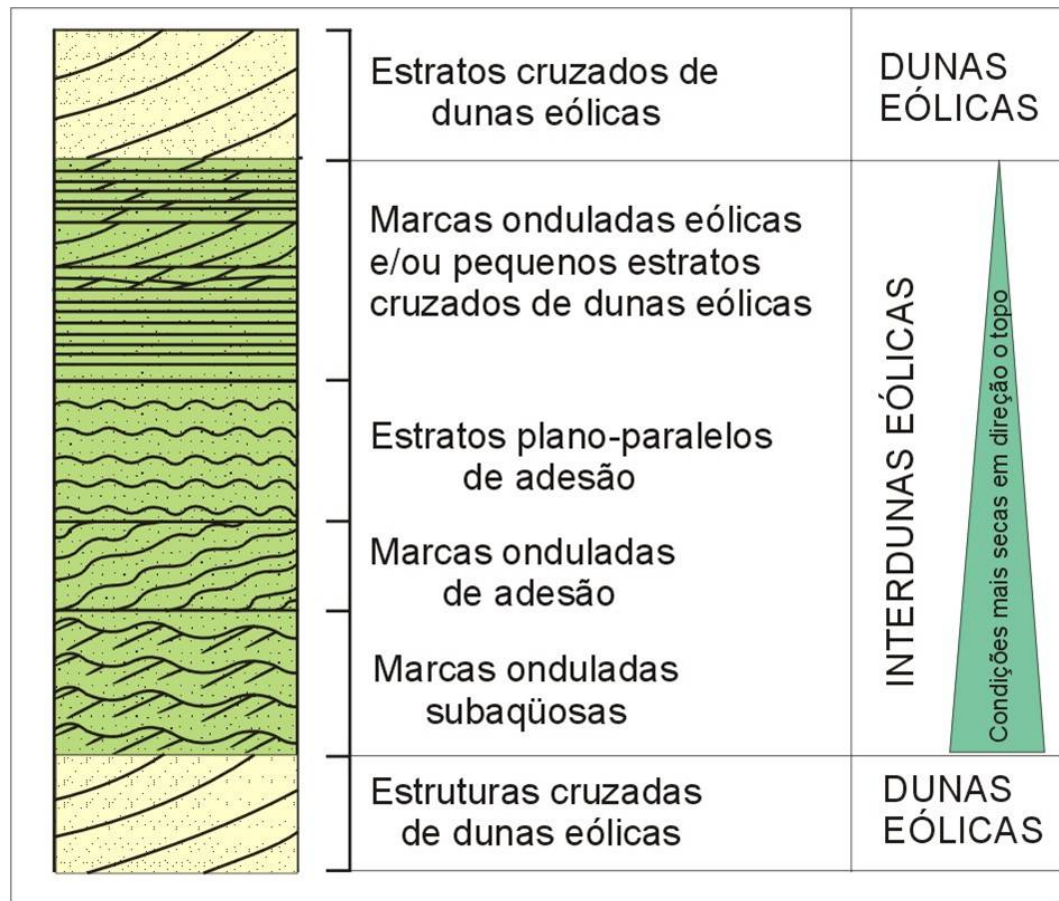


Figura 4. Sucessão vertical de fácies de interdunas marcada por uma progressiva diminuição da umidade em direção ao topo (*dry upward succession*) (retirado e modificado de Kocurek, 1981).

Os depósitos de interdunas encharcadas (*wet interdune*) podem apresentar estilos deposicionais evaporíticas (como precipitações de calcita, dolomita, gipso ou anidrita), ou por estilos deposicionais siliciclásticos de origem lacustre, fluvial ou feições deformadas como estruturas contorcidas e laminações brechadas (McKee, 1979; Kocurek, 1981; Mountney & Thompson, 2002,).



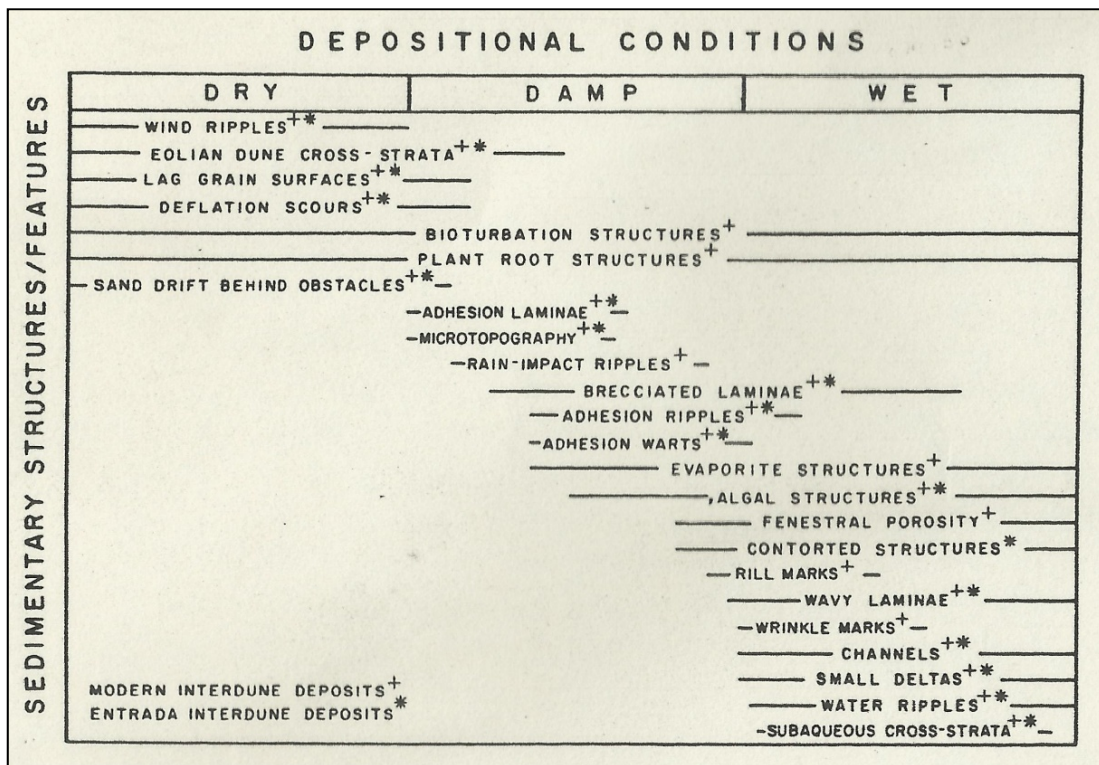


Figura 5. Síntese de estruturas sedimentares e outras feições características de depósitos de interdunas e o intervalo de condições deposicionais em que se formam (Kocurek, 1981).

### 3.4 LENÇÓIS DE AREIA

Lençóis de areia são diferenciados de interdunas eólicas por representarem áreas cobertas por areias eólicas sem a ocorrência de dunas com faces de escorregamento bem desenvolvidos (Fryberger *et al.*, 1979; Kocurek & Nielson, 1986), enquanto regiões de interdunas estão necessariamente separadas por dunas eólicas. Segundo Langford (1989), os campos de dunas são caracterizados por dunas regularmente espaçadas separadas por áreas de interdunas arrasadas, e os lençóis de areia são áreas de baixo relevo de areia eólica que tem forma de duna pouco definida.

### 3.5 HIERARQUIA DE SUPERFÍCIES LIMÍTROFES

Os *sets* ou *cosets* de estratos cruzados são separados através de hierarquia de superfícies limítrofes que têm as suas gêneses vinculadas a diferentes processos. A migração e cavalgamento de dunas eólicas podem gerar três diferentes tipos de superfícies limítrofes (Fig. 6), enumeradas de forma hierárquica como superfícies de 1<sup>a</sup>, 2<sup>a</sup> e 3<sup>a</sup> ordem (Brookfield, 1977).

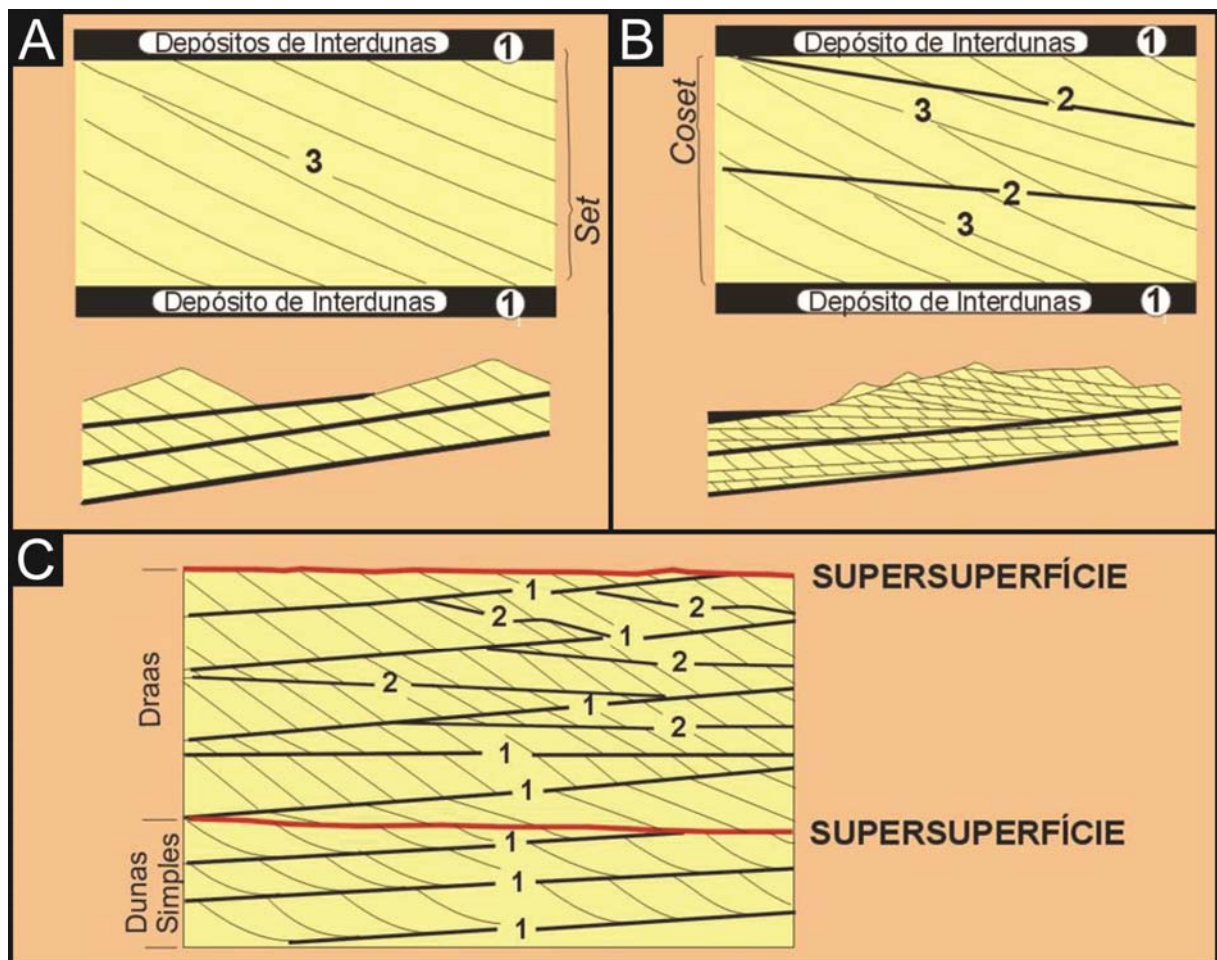


Figura 6. Modelo de formação de superfícies limítrofes pelo cavalgamento e migração de dunas eólicas: (A) dunas simples; (B) dunas compostas. Superfícies de primeira, segunda e terceira ordem são indicadas pelos números 1, 2, e 3, respectivamente. (C) Supersuperfícies truncando distintos episódios de acumulação eólica (Kocurek, 1991).

As superfícies de 1<sup>a</sup> ordem representam a movimentação da duna simples ou do *draa*, marcados pela migração das regiões de interdunas sobre os depósitos de

dunas eólicas (Brookfield, 1977; Kocurek, 1981). São superfícies planas, subparalelas, que cortam todas as estruturas subjacentes e normalmente mergulham em baixo ângulo ( $<5^{\circ}$ ) em sentido oposto a migração da duna eólica sobrejacente. A identificação de estratos de interdunas (interdunas secas, úmidas e/ou encharcadas) facilita a demarcação das superfícies de 1ª ordem no registro geológico. As superfícies de 1ª ordem representam superfícies de interdunas (Kocurek, 1996).

Superfícies de 2ª ordem têm suas origens vinculadas à migração de dunas na face frontal de um *draa* (Brookfield, 1977). As superfícies de 2ª ordem normalmente mergulham paralela ou obliquamente ao sentido de migração do *draa*, apresentando inclinações variáveis. As superfícies de 2ª ordem representam superfícies de superposição (Kocurek, 1996).

As superfícies de 3ª ordem ocorrem dentro de um *set* de estratificações cruzadas, sendo a gênese atribuída ao efeito da erosão da frente da duna seguida de nova deposição devido às flutuações locais na direção e velocidade do vento (Brookfield, 1977; Kocurek, 1981). As superfícies de 3ª ordem representam superfícies de reativação (Kocurek, 1996).

Também pode ser identificada em sucessões eólicas uma quarta superfície denominada de supersuperfície (Kocurek, 1988). Esta superfície é formada pelo término da acumulação eólica em uma determinada área devido a eventos de deflação eólica, inundação (por água ou lava) e estabilização (cobertura vegetal sobre as dunas). Ao contrário das superfícies de 1ª, 2ª e 3ª ordem, a supersuperfície tem a sua gênese controlada por fatores alocíclicos, mais especificamente por alterações na disponibilidade de areia e/ou variação no lençol freático, vinculados à variação do nível do mar, ao soerguimento tectônico e/ou às mudanças climáticas.

## METODOLOGIA

As estratégias de ação foram divididas em três etapas: pré-campo, campo e pós-campo.

A etapa de pré-campo concentrou-se no levantamento bibliográfico com intuito de abastecer o projeto com informações sobre a área de estudo, métodos descritivos e critérios de avaliação dos sistemas eólicos. O pré-campo também inclui a pesquisa e verificação de cartas topográficas da área de estudo, sendo uma ferramenta indispensável para a orientação de campo e o acesso aos afloramentos. Além das cartas, a interpretação de fotos aéreas e imagens de satélite auxiliam no reconhecimento e seleção prévia dos afloramentos possivelmente com maior potencial para a realização do estudo. Toda esta organização de dados topográficos, levantamentos aerofotogramétricos e dados adicionais, tais como mapas geológicos, são incluídos em uma base de dados SIG (Sistema de Informação Geográfica).

A etapa de campo compreende campanhas em busca por afloramentos relevantes na unidade de estudo, e no levantamento de seções estratigráficas na escala 1:50. Nas seções são descritas as fácies, as associações de fácies, e realizado medições de paleocorrentes quando possível. Nessa etapa se procura definir as principais litofácies, associações de litofácies e superfícies limítrofes a fim de se reconstruir a arquitetura deposicional das diferentes sequências. Para melhor detalhamento das regiões de interdunas foi realizado o levantamento de dados nas escalas 1:25 e 1:2,5.

A terceira etapa é a de pós-campo, à qual consiste no refinamento, na integração e na interpretação dos dados adquiridos em campo. Isto compreende a digitalização das seções colunares e construção de fotointerpretações utilizando programas específicos. A fotointerpretação tem o objetivo de ajudar na delimitação da geometria das fácies e camadas de grande escala, o que complementa consideravelmente o dado unidimensional da seção colunar levantada, principalmente para a geometria das fácies e suas variações laterais. Também é

realizada a correção e interpretação das medidas de paleocorrentes e a geração de diagramas de rosetas para os dados direcionais das paleocorrentes. Todos os dados são compilados em uma base padronizada, organizados por pontos de afloramentos, e com o preenchimento de tabelas de dados na base SIG elaborada no pré-campo. Estes dados quando finalizados, servem diretamente para a preparação e orientação da próxima etapa de campo, e para a interpretação (seja preliminar ou final) dos dados levantados.

Para alcançar os objetivos deste estudo foram realizados levantamentos sistemáticos e detalhados, na escala 1:50 (com observações nas interdunas para melhor entendimento na escala 1:2,5), de 3 afloramentos chave localizados próximo ao município de Santa Brígida, Estado da Bahia, Brasil (Fig. 1). As descrições dos afloramentos incluem análise de fácies e associação de fácies, assim como a identificação e interpretação de superfícies limítrofes. Os dados foram dispostos em uma coluna estratigráfica composta apresentando as variações de umidade com base na sedimentologia. A seguir foram elaborados os modelos deposicionais e a reconstrução da evolução deposicional do Membro Caldeirão.

#### **4.1 ANÁLISE FACIOLÓGICA**

A análise faciológica compreende técnicas como o levantamento de perfis colunares, descrição de fácies e associações de fácies para então interpretar o sistema deposicional.

O levantamento de perfis estratigráficos constitui a técnica de trabalho mais importante em estratigrafia. Os perfis estratigráficos são precisamente os ordenamentos das unidades estratigráficas, estendendo-se o nome também à sua representação gráfica, na qual se desenha, à escala, a ordenação dos materiais estratigráficos. Em outras palavras, o levantamento de um perfil colunar é a forma de representar graficamente uma sucessão vertical de fácies em uma área aflorante, levando em conta os contextos sedimentológicos, estratigráficos, estruturais, direções de paleocorrentes e paleontológicos.

Um perfil colunar (Fig. 7) apresenta basicamente dois eixos, em que o eixo das abscissas (horizontal) constitui a granulometria do corpo sedimentar, e o eixo das ordenadas (vertical) constitui a espessura das camadas sedimentares relativas conforme os objetivos e a escala de estudo. No perfil também está agregado à descrição das fácies encontradas, os códigos das fácies, as medidas de S<sub>0</sub>, as medidas de paleocorrentes, as estruturas locais, conteúdo fossilífero, local de amostragem de rocha, localização das fotos, além das informações básicas como coordenadas geográficas e escala de trabalho.

Fácies sedimentológica é um corpo de rocha caracterizado por uma combinação particular de litologia e estrutura sedimentar que o diferencia dos corpos sedimentares adjacentes, refletindo um processo deposicional. A descrição de fácies envolve alguns atributos importantes e diagnósticos, e segundo Tucker (2003) se leva em consideração: a litologia característica, as texturas, as estruturas sedimentares, a presença ou ausência de conteúdo fossilífero, a cor, a geometria da camada, a paleocorrente. Os códigos de fácies foram nomeados de acordo com a nomenclatura proposta por Miall (1996) para sistemas fluviais (Quadro 1), em que a primeira letra é maiúscula e indica o tamanho de grão dominante (e.g. “S” representando *sand*) enquanto que, a segunda letra é minúscula e indica a estrutura ou textura (e.g. “p” significa em inglês *planar cross-bedding*, e “ms” *matrix supported*). Para fácies correspondes ao sistema eólico se acrescenta a letra “e” minúscula e entre parenteses (e.g. St(e) representando arenito com estratificação cruzada tangencial eólico).

Após a completa descrição de fácies se deve fazer a associação e sucessão de fácies. A associação e fácies compreende o grupo de fácies geneticamente relacionadas que tem um significado ambiental (Collinson & Thompson, 1989). Já a sucessão de fácies compreende a mudança progressiva vertical ou lateralmente nas propriedades das fácies (e.g. ciclos de granodecrescência ou granocrescência ascendente) auxiliando na identificação do sistema deposicional.

COLUNA ESTRATIGRÁFICA		SEÇÃO/UNIDADE	
<b>ESTRUTURAS GERADAS POR PROCESSOS HIDRODINÂMICOS OU DEFORMACIONAIS</b> M Maciço Lam. Plano Paralela Lam. Cruz. Cavalgante Lam. Ondulada Lam. Ondulada Truncada Estr. Cruz. Tangencial Estr. Cruz. Acanalada Ripples		<b>ESTRUTURAS GERADAS POR PROCESSOS EÓLICOS</b> Estratos cruzados compostos por marcas ond. eólicas Estruturas de adesão Estratos cruzados compostos por fluxos de grãos Estratificação cruzada de baixo-ângulo Estratificação horizontal	
<b>ESTRUTURAS GERADAS POR PROCESSOS DEFORMACIONAIS</b> Estr. Cruz. Bxo. Ângulo Estr. Cruzada Planar Fluidização Lam. Convoluta Estrutura em Chama Escorregamento Estrutura de Carga		<b>FÓSSEIS</b> Bioturbação Conchas Fósseis Restos Vegetais Marca de raiz	
		Coord. UTM E: N: Data: Escala:	
		Cód. Fácies	Fotos Amostras
		<b>DESCRIÇÃO LITOLÓGICA</b>	
Paleocorrente Estruturas 			
Bl Sx Gr G M F Mf S Ag Areia			Página /

Figura 7. Modelo padrão utilizado no campo para o levantamento de perfis colunares e descrição das fácies.

O próximo passo é interpretar o sistema deposicional utilizando modelos de fácies de ambientes já conhecidos e/ou propor um novo modelo. O sistema deposicional compreende uma assembleia tridimensional de fácies sedimentológicas geneticamente associadas por processos ativos/inferidos e ambientes, representando o ambiente deposicional e os processos que atuam nele. Já o modelo de fácies é o sumário geral de um sistema deposicional particular, envolvendo

inúmeros exemplos individuais de sedimentos recentes e de formações sedimentares pretéritas (Walker, 1992).

Código	Fácies	Estruturas sedimentares	Interpretação
<b>Gmm</b>	Cascalho maciço matriz-suportado	Gradação incipiente	Fluxo de detritos plástico, fluxo viscoso, alta coesão interna
<b>Gmg</b>	Cascalho matriz-suportado	Gradação inversa a normal	Fluxo de detritos pseudoplástico, fluxo viscoso, baixa coesão interna
<b>Gci</b>	Cascalho clasto-suportado	Gradação inversa	Fluxo de detritos, alta concentração de clastos (alta coesão interna) ou fluxo de detritos pseudoplástico (baixa coesão)
<b>Gcm</b>	Cascalho maciço clasto-suportado	-	Fluxo de detritos pseudoplástico (fluxo turbulento)
<b>Gh</b>	Cascalho clasto-suportado, acamadamento incipiente	Acamadamento horizontal, imbricamento	Formas de leito longitudinais, depósitos residuais ( <i>lags</i> )
<b>Gt</b>	Cascalho estratificado	Estratificações cruzadas acanaladas	Preenchimento de pequenos canais
<b>Gp</b>	Cascalho estratificado	Estratificações cruzadas planares	Formas de leito transversais, crescimento deltaico a partir de barras remanescentes
<b>St</b>	Areia fina a muito grossa (podendo ser cascalhosa)	Estratificações cruzadas acanaladas	Dunas 3D, cristas sinuosas ou lingüóides
<b>Sp</b>	Areia fina a muito grossa (podendo ser cascalhosa)	Estratificações cruzadas planares	Dunas transversais 2D
<b>Sr</b>	Areia muito fina a grossa	Laminações cruzadas de marcas onduladas	Marcas onduladas (regime de fluxo inferior)
<b>Sh</b>	Areia muito fina a grossa (podendo ser cascalhosa)	Laminação horizontal, lineação de partição	Formas de leito plano (regime de fluxo superior/ crítico)
<b>Sl</b>	Areia muito fina a grossa (podendo ser cascalhosa)	Estratificações cruzadas de baixo ângulo (<15°) (podendo ser sigmoidais)	Preenchimentos de suaves depressões ( <i>scour fills</i> ), dunas atenuadas, antidunas
<b>Ss</b>	Areia fina a muito grossa (podendo ser cascalhosa)	Amplas e suaves depressões	Preenchimentos de suaves depressões ( <i>scour fills</i> )
<b>Sm</b>	Areia fina a grossa	Maciça ou laminação indistinta	Depósitos de fluxos hiperconcentrados, fluidizações ou intensa bioturbação
<b>Fl</b>	Areia, silte, lama	Laminações finas, Laminações cruzadas de marcas onduladas de muito pequeno porte	Depósitos externos ao canal, canais abandonados ou depósitos de inundação
<b>Fsm</b>	Silte, lama	Maciço	Depósitos externos ao canal ou canais abandonados
<b>Fm</b>	Lama, silte	Maciço, gretas de contração	Depósitos externos ao canal ou canais abandonados
<b>Fr</b>	Lama, silte	Maciço, raízes, bioturbação	Solo incipiente
<b>C</b>	Carvão, lama carbonosa	Restos vegetais, filmes de lama	Depósitos de pântanos vegetados ( <i>swamps</i> )
<b>P</b>	Paleossolo carbonático (calcita, siderita)	Feições pedogênicas: nódulos, filamentos	Solo com precipitação química

Quadro 1. Classificação de litofácies fluviais (Miall, 1996).



Os perfis colunares foram levantados com o auxílio de trena para medir a espessura das camadas. As camadas encontravam-se levemente basculadas e isto definiu o sentido de caminhamento do perfil, o levantamento teve pela camada mais basal aflorante, seguindo a direção de mergulho das camadas. Para o registro do empilhamento estratigráfico nos perfis, utilizou-se escala de 1:50, sendo que em algumas partes do levantamento foram feitas ampliações nas escalas 1:25 e 1:2,5 com o objetivo de aumentar o detalhamento de feições importantes para este trabalho.

Os perfis colunares individuais podem ser agrupados, formando uma seção colunar composta que represente toda a unidade estudada. Estas correlações demonstram a correspondência lateral entre unidades fisicamente separadas, com base na idade, litologia, fósseis e/ou através da extensão lateral de superfícies chave.

A coleta de algumas amostras é importante para melhorar a análise de texturas e composição dos grãos utilizando lupas em amostras de mão, ou para maior detalhamento confeccionando lâminas petrográficas podendo assim analisar também influências diagenéticas no paleoambiente. Nesse trabalho as amostras de mão têm por objetivo apenas de modo a ilustrar as suas texturas e a sua composição mineral.

## **4.2 MEDIDAS DE ESTRUTURAS SEDIMENTARES**

As medidas estruturais sedimentares estão compreendidas para esse trabalho em medidas de paleocorrentes e acamamento (S0), e são de vital importância para o estudo de rochas sedimentares proporcionando informações de paleogeografia, paleodeclividades, direções de correntes e vento, e grande utilidade na interpretação de fácies.

Segundo Tucker (2003) diversas feições de uma rocha sedimentar podem ser usadas como indicador de paleocorrentes (Fig. 8). Algumas estruturas registram a direção de movimento (azimute) da corrente enquanto outras apenas registram a linha de movimento (*trend*).

Para a escala proposta no trabalho a medição de paleocorrentes é imprescindível para a análise de elementos arquiteturais, classificação das superfícies limítrofes e caracterização morfodinâmica das dunas. Elas são extraídas através de dados de superfície nas estruturas sedimentares. Miall (1990) indicou alguns tipos de estruturas e fábricas que indicam a direção do fluxo, são elas: marcas onduladas (*ripple marks*) e estratificações cruzadas, lineações de partição e lineações primárias de correntes (produto de fluxo de formas de leito planas). Juntamente, com a medição de estruturas indicadoras de fluxo deve-se medir a S0 do perfil litológico para verificar a necessidade de correções de paleofluxos.



Figura 8. Imagem mostrando a coleta de dados de paleocorrente com a bússola de modelo tipo brunton em estruturas sedimentares em marcas onduladas.

As paleocorrentes foram medidas principalmente em estratificações cruzadas eólicas de grande porte, utilizando para tal uma bússola *brunton*. Para efetuar a medição de paleocorrentes, toma-se medida da direção e do mergulho dos estratos e das superfícies deposicionais (S0) dos afloramentos, usando a notação em trama (Fig. 9). Nesse método, mede-se o ângulo horizontal entre a direção de mergulho do plano e o norte magnético e o ângulo vertical entre o plano da estrutura e um plano

horizontal imaginário, tendo como resultado o ângulo e a direção de mergulho dos estratos.

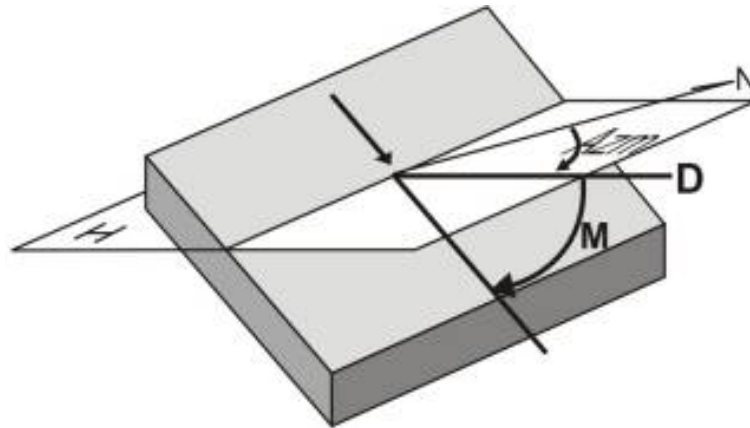


Figura 9. Método em TRAMA (dip-direction). D é a direção azimutal (Azm) de mergulho do plano em relação ao norte magnético (N). M é o ângulo de mergulho do plano em relação a uma superfície horizontal (H). A representação do plano é dada por: D; M. (Modificado de McClay, 1987).

De acordo com Tucker (2003), ao depararmos com rochas sedimentares tectonicamente inclinadas, se faz necessário à restauração das direções de fluxo pretéritas ao basculamento. A correção se torna necessária quando tal basculamento é superior a  $10^\circ$ , e para restaurar o paleofluxo real utiliza-se a projeção estereográfica. O presente trabalho não necessitou o uso de correções para as paleocorrentes, pois o ângulo de basculamento foi inferior a  $10^\circ$ . A representação gráfica dos dados de paleocorrentes foi à forma gráfica de diagrama de roseta, elaborado no programa RockWorks 2006®. O diagrama de roseta (Fig. 10) é um histograma convertido numa distribuição circular. A circunferência pode ser dividida em segmentos de  $20^\circ$ ,  $30^\circ$ ,  $40^\circ$  ou  $45^\circ$ , e as pétalas da rosa são desenhadas com os raios dos segmentos proporcionais ao número de medidas ou ao percentual do total de medidas. Além disso, o programa confecciona um resumo estatístico com as principais informações de fatores e classificação como tipo de método, população dos dados, padrão de paleocorrente (Fig. 11), vetor médio.

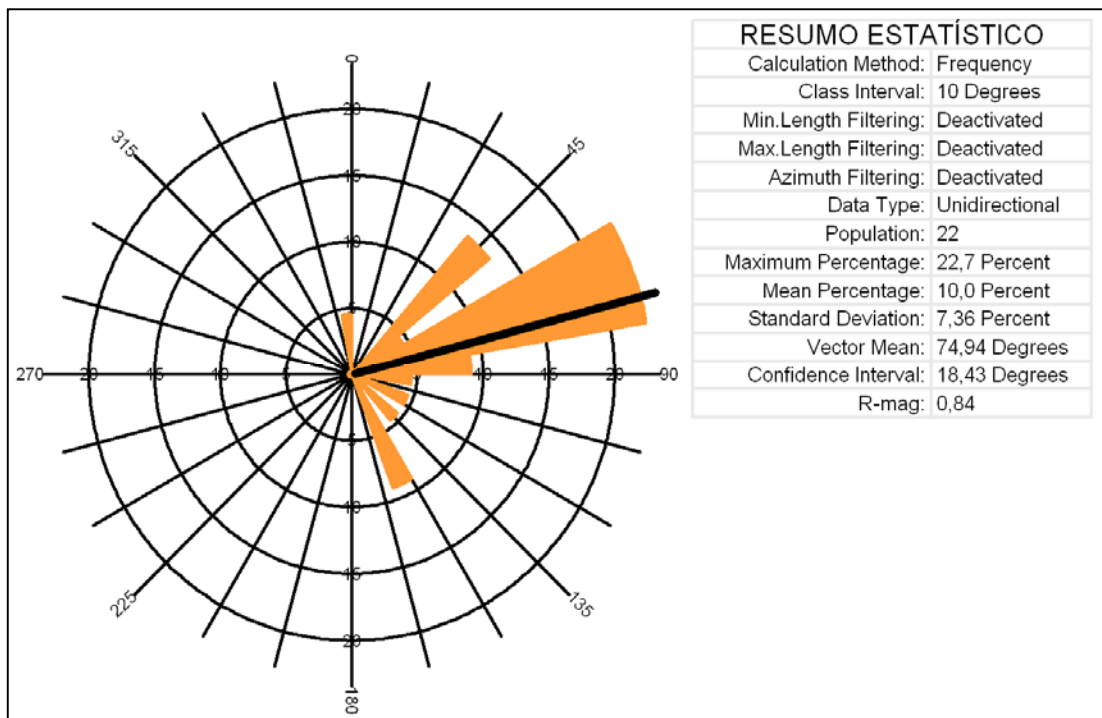


Figura 10. Diagrama de roseta de mostrando uma tabela de resumos estatísticos com informações da quantidade de medidas (*population*) e direção angular do vetor médio (*vector mean*).

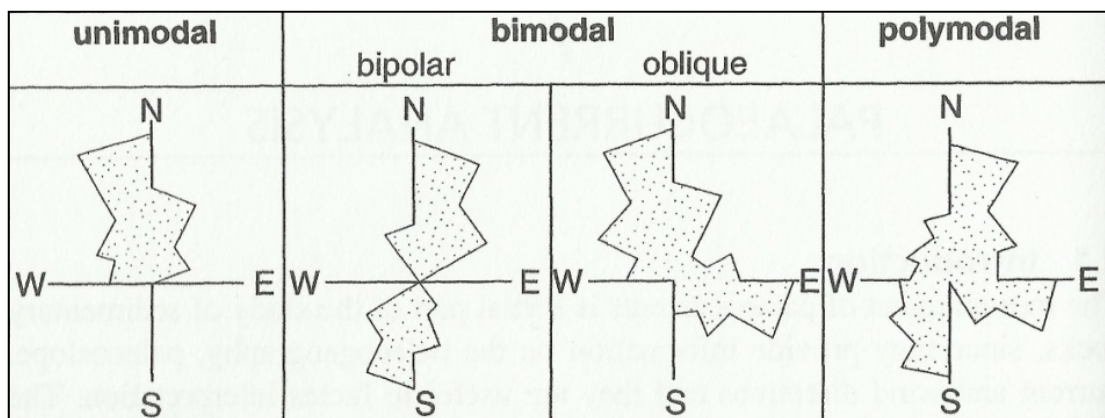


Figura 11. Os quatro tipos de padrões de paleocorrente, plotados em diagramas de roseta (com intervalos de 30°). Tucker (2003).

**BIBLIOGRAFIA**

- Brazil, J. J., 1947. Resumé of geologic reconnaissance of the half of the Bahia sedimentary embayment Northeast Bahia and West edge of Sergipe. In: Petrobras, Relatório de 1947. Conselho Nacional do Petróleo, Rio de Janeiro, Brasil, pp. 91-142.
- Brookfield, M.E., 1977. The origin of bounding surfaces in ancient aeolian sandstones. *Sedimentology*, 24, 303-332.
- Collinson, J.D., Thompson, D.B., 1989. *Sedimentary structures*. Unwin Hyman, London, 207 p.
- Cooper, W.S., 1958. Coastal sand dunes of Oregon and Washington. *Mem. geol. Soc. Am*, v. 72, pp. 169.
- Costa, I.P., Bueno, G.V., Milhomen, P.S., Silva, H.S.R.L., Kosin, M.D., 2007. Sub-bacia de Tucano Norte e Bacia de Jatobá. *Boletim de Geociências Petrobras*, Rio de Janeiro, 15, n. 2, 445-453.
- Crabaugh, M., Kocurek, G., 1993. Entrada Sandstone: an example of a wet aeolian system. In: Pye, K. (Eds.), *The Dynamics and Environmental Context of Aeolian Sedimentary Systems*. Geological Society London Special Publication, 72, pp. 103-126.
- Dias, K.D.N., Scherer, C.M.S., 2008. Cross-bedding set thickness and stratigraphic architecture of aeolian systems: An example from the Upper Permian Pirambóia Formation (Paraná Basin), southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 25, 405-415.
- Dino, R., Uesugui, N., 1986. Determinações palinoestratigráficas em amostras de afloramentos das formações Curituba e Santa Brígida. Rio de Janeiro, Petrobras, Relatório interno.
- Fryberger, S.G., Ahalbrand, T.S., Andreas, S., 1979. Origin, sedimentary features, and significance of low-angle eolian "sand sheet" deposits, Great Sand Dunes National Monument and vicinity, Colorado. *J. Sedim. Petrol.*, 49: 733-746.
- Ghignone, J.I., 1963. Geologia do Flanco Oriental da Bacia de Tucano Norte (do Vaza Barris ao São Francisco). Relatório Interno da PETROBRAS, Salvador.

- Ghignone, J.I., 1979. Geologia dos sedimentos fanerozóicos do Estado da Bahia. In: Inda, H.A. (Ed.), Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia. Salvador, Secretaria de Estado das Minas e Energia da Bahia, 1, pp. 24-117.
- Hunter, R.E., 1977. Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology*, 24, 361-387.
- Kocurek, G., 1981. Significance of interdune deposits and bounding surfaces in aeolian dune sands. *Sedimentology*, 28, 753-780.
- Kocurek, G., 1988. First-order and super bounding surfaces in eolian sequences - bounding surfaces revisited. *Sediment. Geol.*, 56, 193-206.
- Kocurek, G., 1991. Interpretation of ancient eolian sand dunes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 19, 43-75.
- Kocurek, G., 1996. Desert aeolian systems. In: Reading, H.G (Ed.), *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*. Oxford, Blackwell Science, pp. 125-153.
- Kocurek, G., Havholm, K.G., 1993. Eolian sequence stratigraphy - a conceptual framework. In: Weimer, P., Posamentier, H.W. (Eds.), *Siliciclastic sequence stratigraphy: recent developments and applications*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 52, pp. 393-409.
- Kocurek, G., Knight, J., Havholm, K., 1991. Outcrop and semi-regional three-dimensional architecture and reconstruction of a portion of the eolian Page Sandstone (Jurassic). In: Miall, A.D., Tyler, N. (Eds.), *The Three-Dimensional Facies Architecture of Terrigenous Clastic Sediments and Its Implications for Hydrocarbon Discovery and Recovery*. SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology, 3, pp. 25-43.
- Kocurek, G., Nielson, J., 1986. Conditions favourable for the formation of warm-climate aeolian sand sheet. *Sedimentology*, 33, 795-816.
- Lancaster, N., Teller, J.T., 1988. Interdune deposits the Namib Sand Sea. *Sedimentary Geology*, 51, 91-108.
- Lancaster, N. 1988. The development of large eolian bedforms. *Sedimentary Geology*, 56: 69-89.
- Langford, R.P. 1989. Fluvial-eolian interactions: Part I, modern systems. *Sedimentology*, 36: 1023-1035.
- Magnavita, L.P., 1992. Geometry and kinematics of the Recôncavo-Tucano-Jatobá Rift, NE Brazil. University of Oxford, Earth Sciences Department, Wolfson College, Oxford, Tese de doutorado não publicada, 493p.

- Magnavita, L.P., Destro, N., Carvalho, M.S.S., Milhomen, P.S., SOUZA-LIMA, W., 2003. Bacias sedimentares brasileiras: Bacia de Tucano. Fundação Paleontológica Phoenix, ano 5, número 52.
- McClay, K.R., 1987. The mapping of geological structures. Geological Society of London, Handbook.
- McKee, E.D., 1979. A study of global sand seas. Geological Survey Professional Paper 1052. US Government Printing Office, Washington, DC, 421 p.
- Miall, A.D., 1990. Principles of sedimentary basin analysis. Springer, New York, 2<sup>a</sup> ed., 668 p.
- Miall, A.D. 1996. The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology. New York, Springer-Verlag, 582 p.
- Mountney, N.P., 2006a. Eolian Facies Models. In: Walker, R.G., Posamentier, H.W. (Eds.), Facies Models Revisited. Society for Sedimentary Geology, U.S.A., SEPM Special Publication, 84, pp. 19-83.
- Mountney, N.P., 2006b. Periodic accumulation and destruction of aeolian erg sequences in the Permian Cedar Mesa Sandstone, White Canyon, southern Utah, U.S.A. *Sedimentology*, 53, 789-798.
- Mountney, N.P., 2012. 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*, 47, 825-849.
- Mountney, N.P., Thompson, D.B., 2002. Stratigraphic evolution and preservation of eolian dune and damp/wet interdune strata: an example from 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, 1-31.
- Rubin, D.M., Hunter, R.E., 1982. Bedform climbing in theory and nature. *Sedimentology*, 29, 121-138.
- Santos, C.F., Cupertino, J.A., Braga, J.A.E., 1990. Síntese sobre a geologia das bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá. In: Raja Gabaglia, G.P., Milani, E.J. (Eds.). *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*. Rio de Janeiro: Petrobras, pp. 235-266.
- Scherer, C.M.S., 2000. Eolian dunes of the Botucatu Formation (Cretaceous) in Southernmost Brazil: morphology and origin. *Sedimentary Geology*, 137, 63-84.

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

Scherer, C.M.S., Lavina, E.L.C., Dias Filho, D.C., Oliveira, F.M., Bongioiolo, D.E., Aguiar, E.S., 2005. Evolução estratigráfica da sucessão flúvio-eólica-lacustre da Formação Sergi, Bacia do Recôncavo, Brasil. *Anais do 3º Congresso Brasileiro de P&D em Petróleo e Gás*.

Tucker, M.E., 2003. *Sedimentary Rocks in the Field*. Wiley, UK, 3ª ed., 234p.






Uličný, D., 2004. A drying-upward aeolian system of the Bohdasin Formation (Early Triassic), Sudetes of NE Czech Republic: record of seasonality and longterm paleoclimate change. *Sedimentary Geology*, 167, 17-39.




Wilson, I.G., 1972. Aeolian bedforms - their development and origins. *Sedimentology*, 19: 173-210.

Walker, R.G., 1992. Facies, Facies Models and Modern Stratigraphic Concepts. In: Walker, R.G. & James, N.P. *Facies Models: Response to Sea Level Changes*. Geological Association of Canadá, Canadá, p. 1-14.













## ARTIGO CIENTÍFICO SUBMETIDO


CHASQUE WEBMAIL  fabio.jones@ufrgs.br  Catálogo de endereços  Ajuda  Configurações  Sair



Universidade Federal do Rio Grande do Sul    Exibir: Todas

Assunto	Remetente	Data	Tamanho
Acknowledgement of receipt of ...	Sedimentary Geology	Hoje 13:13	4 KB

Selecionar:       Tópicos:    Exibir pré-visualização:  Mensagens 1 - 50 de 1081

**Assunto** Acknowledgement of receipt of your submitted article 

**Remetente** Sedimentary Geology 

Para fabio.jones@ufrgs.br , fabio\_mca@yahoo.com.br 

**Data** Hoje 13:13

Dear Ms. Jones,

Your submission entitled "Facies Architecture, Depositional Model and Stratigraphic Evolution of the Permian Caldeirão Member (Santa Brígida Formation), Brazil" has been received by Sedimentary Geology.

Your paper will be considered as belonging to the category Research Paper. Please contact us if this is not correct.

Please note that submission of an article is understood to imply that the article is original and is not being considered for publication elsewhere. Submission also implies that all authors have approved the paper for release and are in agreement with its content.

You will be able to check on the progress of your paper by logging on to <http://ees.elsevier.com/sedgeo/> as Author.

Your manuscript will be given a reference number in due course.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Elsevier Editorial System  
Sedimentary Geology

## **Facies Architecture, Depositional Model and Stratigraphic Evolution of the Permian Caldeirão Member (Santa Brígida Formation), Brazil**

Fábio Herbert Jones\*, Claiton M.S. Scherer, Juliano Kuchle

*UFRGS, Instituto de Geociências, P.O. Box 15001, CEP 91501-970, Porto Alegre - RS, Brazil.*

**\*Corresponding author:**

E-mail: [fabio.jones@ufrgs.br](mailto:fabio.jones@ufrgs.br)

## ABSTRACT

The Permian Caldeirão Member (Santa Brígida Formation), located in the northeast region of the Brazil (Tucano Central Basin), is characterized by accumulation of aeolian sandstones comprising two facies associations: (i) aeolian dune and (ii) interdune deposits. The aeolian dunes facies association is made up by trough to tangential cross-bedding formed by grainflow strata on the steepest portions of the foresets that intertongue downwards with wind ripple translantent laminae. The aeolian cross strata shows a mean dip towards the ENE. The interdune facies association occurs interlayered with aeolian dune cross-bedded sets and is compounded by facies indicative of dry, damp and wet depositional context suggesting high frequency variation in the humid of the interdune surface. The measured paleocurrents to NNW of the ripple cross-lamination indicate that streamflows was perpendicular to the migration direction of the cross-strata of aeolian dunes, confined to the interdune depressions. Interdunes deposits occur at specific intervals in the stratigraphic succession, suggesting temporal changes in the rate of the water table rise and/or of the dry sand availability. Four depositional intervals can be observed in aeolian succession of the Caldeirão Member, numbered I to IV, from bottom to top. Intervals I and III can be classified as dry aeolian systems, while intervals II and IV represent wet aeolian systems. The temporal alternation between dry and wet aeolian systems may be related to climatic fluctuations influenced by orbital cycles.

Keywords: Caldeirão Member, aeolian system, sedimentary cycles, Permian.

## 1 INTRODUCTION

Many recent studies have focused on the reconstruction of ancient and modern aeolian depositional systems and two main types have been identified: dry and wet aeolian systems (e.g., Kocurek and Havholm, 1993; Mountney, 2006a). Dry aeolian systems are those in which the water table or its capillary fringe is below the depositional surface. This results in an abundance of dry sand, which causes the aeolian dunes to grow to a size that covers the entire substrate (saturated zone). This reduces the interdune areas to small depressions between adjacent aeolian dunes. Consequently, dry aeolian systems generate sedimentary successions that have a relatively simple depositional architecture that is characterized by overlapping sets of aeolian dune cross-strata. The cross-strata are separated by interdune surfaces that are overlaid by thin, dry interdune deposits (Lancaster and Teller, 1988; Kocurek et al., 1991; Scherer, 2000, 2002; Mountney and Howell, 2000). In contrast, wet aeolian systems are those in which the water table or its capillary fringe is placed in contact with the deposition surface, allowing the deposition and accumulation of wet and damp interdunes (Crabaugh and Kocurek, 1993; Mountney and Thompson, 2002; Dias and Scherer, 2008). Aeolian accumulation occurs by means of a gradual rise in the water table that is followed by migration and climbing of the aeolian dunes and interdunes. In contexts where the sedimentary balance is positive and constant and the rate of the rise of the water table remains uniform over time, the interdune strata tend to exhibit a regular thickness over large distances. Conversely, if sand availability or the rate of the rise of the water table varies over time, interdune areas tend to contract and expand, which causes variations in the geometry, thickness and lateral extension of the interdune deposits. This results in distinctive geometries of interaction between the dune and interdune architectural elements. Although there are different theoretical models that predict a variety of strata geometries between dune and interdune architectural elements (Mountney, 2012), there are few case studies in the geological record that describe these variations (e.g., Mountney and Thompson, 2002; Uličný, 2004; Mountney and Jagger, 2004). This study focuses on the reconstruction of facies architecture and the definition of the stratigraphic evolution of the succession of aeolian dunes and interdunes of the Permian Santa Brígida Formation (Caldeirão Member), North Tucano Basin (Fig. 1). The specific

objectives are to (1) characterize the facies of the dune and interdune deposits and define their contact relationships, (2) characterize the facies of the interdune deposits and define their geometry, (3) define the hierarchy of surfaces boundary, (4) reconstruct the morphology and morphodynamics of aeolian dunes and (5) understand the mechanisms that have controlled aeolian accumulation and preservation.

In this paper, three key outcrops of the Caldeirão Member were analysed in detail (Fig. 1). The description of the outcrops includes analyses of the facies and facies associations and identification and interpretation of surfaces. Sedimentary logs were measured at a scale 1:50 (interdune observations were made at a scale of 1:2.5 for better understanding) in order to define the vertical succession of the facies and facies association. In addition, architectural panels were made to define the two-dimensional (2D) geometries of the deposits. Paleocurrent orientations were measured from cross-stratified sets of the different lithofacies. The individual logs were arranged in a composite stratigraphic log that shows the stratigraphic succession, allowing the differentiation of various aeolian stratigraphic intervals in the Caldeirão Member. Depositional models and reconstruction of the stratigraphic evolution of the Caldeirão Member were subsequently produced.

## **2 GEOLOGICAL SETTING**

The Tucano Basin is divided into the South Tucano, Central Tucano and North Tucano sub-basins (Fig. 1) and exhibits structural boundaries that have a northwest-to-southeast orientation. The Tucano Basin is one of a series of half grabens (Recôncavo-Tucano-Jatobá) that constitute an intracontinental rift formed during Gondwana fragmentation.

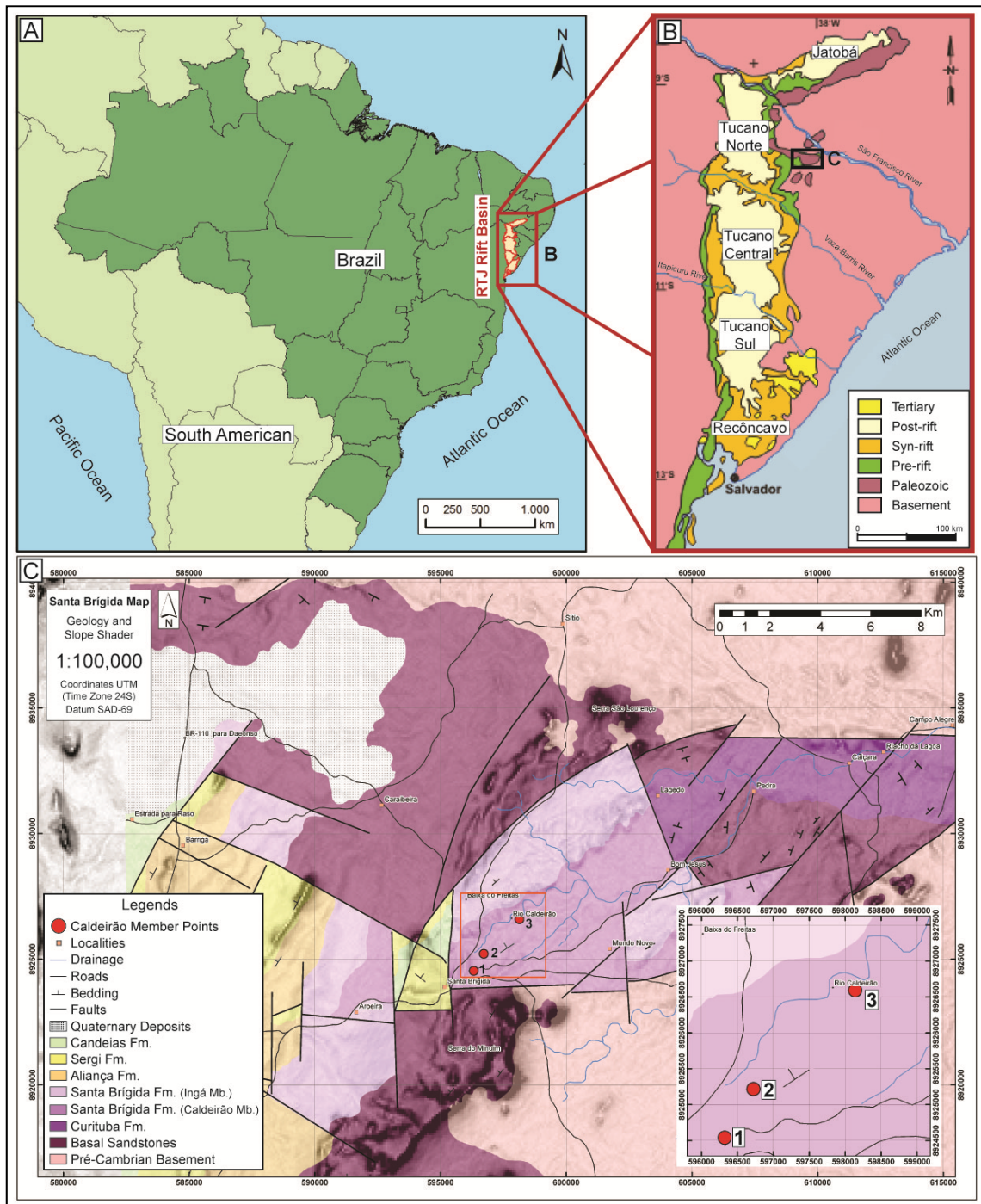


Figure 3. (A) Brazil Map to location of the Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ) Rift Basin; (B) Subdivisions and geological setting to Tucano Basin (extracted and modified Magnavita et al., 1992). (C) Map showing the geology of the area worked and the location of points to main Caldeirão Member outcrops.

According to Costa et al. (2007) the North Tucano sub-basin has a typical half-graben geometry which has the fault border to the west. These authors also report

that normal faults guide the dipping of the beds towards the depocentres from the flexural margins. This sub-basin has considerable structural complexity, which is evidenced by faults that have northwest-to-southeast, north-to-south and northeast-to-southwest orientations (Santos et al., 1990).

The Santa Brígida Formation's geologic context predates the Recôncavo-Tucano-Jatobá rift system and is part of the Palaeozoic (pre-rift) sedimentary basins that were first described by Brazil (1947). The outcrop area of the Santa Brígida Formation is bounded by faults and is located near the city of Santa Brígida, but extends to the eastern edge of the basin at the North Tucano sub-basin (Fig. 1B and 1C). The Santa Brígida Formation (Fig. 2) overlies the Curitiba Formation and was preceded by the Boipeba Member of the Aliança Formation (Brotas Group). The Curitiba Formation was interpreted by Ghignone (1963) as shallow marine depositional environment, deposited during Carboniferous (Ghignone, 1963; Costa et al., 2007). The sedimentary deposits of the Boipeba Member are classified as a fluvial-aeolian environment of Neo-Jurassic age (Scherer et al., 2005), accumulated in an early rift phase (Kuchle et al., 2011).

PERIOD	DEPOSITIONAL ENVIRONMENT	FORMATION	MEMBER
JURASSIC	FLUVIAL-AEOLIAN	ALIANÇA	BOIPEBA
PERMIAN	RESTRICTED TO COASTAL	SANTA BRÍGIDA	INGÁ
	AEOLIAN		CALDEIRÃO
CARBONIFEROUS	SHALLOW MARINE	CURITUBA	

Figure 2. Chronostratigraphic representation of the Sub-basin of Tucano Norte showing the period and the depositional environment for the formation Santa Brígida and the neighboring formations in vertical succession. Ages taken from chronostratigraphic letter of Costa *et al.* (2007).

Ghignone (1963) subdivided the Santa Brígida Formation into two distinctive stratigraphic intervals: the Caldeirão Member, at the base, and Ingá Member, at the top. The Ingá Member represents the establishment of an epicontinental sea arm that drowned the desert system of the Caldeirão Member by means of marine transgression. The Caldeirão Member, which is the object of this study, is

represented by the reddish aeolianites that are evidenced by large-scale trough stratifications associated with a desert system. Ghignone (1979) considered that Santa Brígida Formation was accumulated in the Permian because of sporomorphs of the genera *Striatites* and *Lueckisporites* that are found in the sedimentary record of the Ingá Member.

### 3 FACIES ASSOCIATION

The Caldeirão Member of the Santa Brígida Formation comprises two different facies associations: aeolian dunes and interdunes.

#### 3.1 Aeolian Dunes Facies Association

##### 3.1.1 Description

This facies association consists of subarkose, reddish, moderately sorted, medium-to-coarse grained sandstones. The grains are well-rounded and have high sphericity. The sandstones exhibit tangential or trough cross-stratification (depending on the orientation of the outcrop), with a thickness of the sets that ranges from 1 to 3.5 m (the mean set thickness is approximately 2 m). The cross-strata sets are internally characterized by different types of stratification, which includes wind ripple, grainflows and grainfall. Grainflow is predominant on the cross-sets, followed by wind ripple marks and, very rarely, by grainfall deposits.

The wind ripple strata (Fig. 3A-B-C) are composed of fine-to-coarse sandstones, arranged in millimetric lenses (3 to 9 mm) (Fig. 3B) with inverse grading (Fig. 3A). The dip angle of these laminae ranges from 5° to 20°, with a mean value of 14°, corresponding to the base of the cross-strata sets. The wind ripple cross-strata make up approximately 39% of the deposits of the Caldeirão Member of the Santa Brígida Formation.



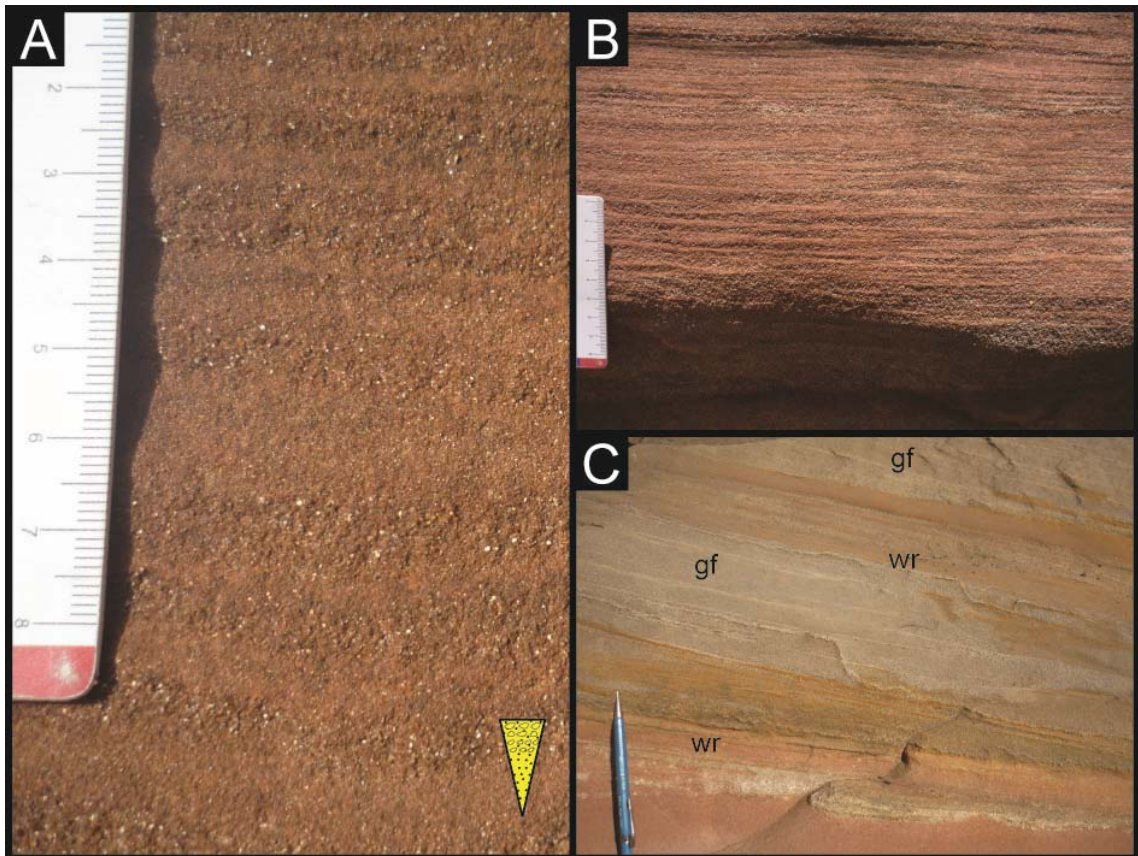


Figure 3. (A) Subcritically climbing translent strata with inverse grading (representing by inverse triangle). (B) Subcritically climbing translent strata millimeter spaced. (C) Wind ripple laminae (wr) interlayer with packages of grainflows strata (gf).

The grainflow deposits are composed of medium to coarse-grained sandstones, organized in 0.4 to 5 cm thick, massive to inversely graded laminae (Fig. 4A-B). In a cross-section that is transverse to the cross-strata dipping, the grainflows strata exhibit a lenticular geometry (Fig. 4C-D), which has a lateral extension of a few centimetres to greater than 1 m. In contrast, in a cross-section that is parallel to the cross-strata dip, the grainflow strata exhibit a wedge geometry (Fig. 4A) that has a lateral extension of up to 2 m. The grainflow strata have a high dip angle, which ranges from 20° to 30°. The grainflow strata make up approximately 60% of the Caldeirão Member cross-strata.

The grainfall strata consist of very fine to fine-grained sandstones, well sorted, homogeneous, and organized in laminae 1 to 10 mm thick, that interlayer with

grainflow strata (Fig. 4C-D). The grainfall strata are rarely observed in the Caldeirão Member and represent only approximately 1% of the cross strata.

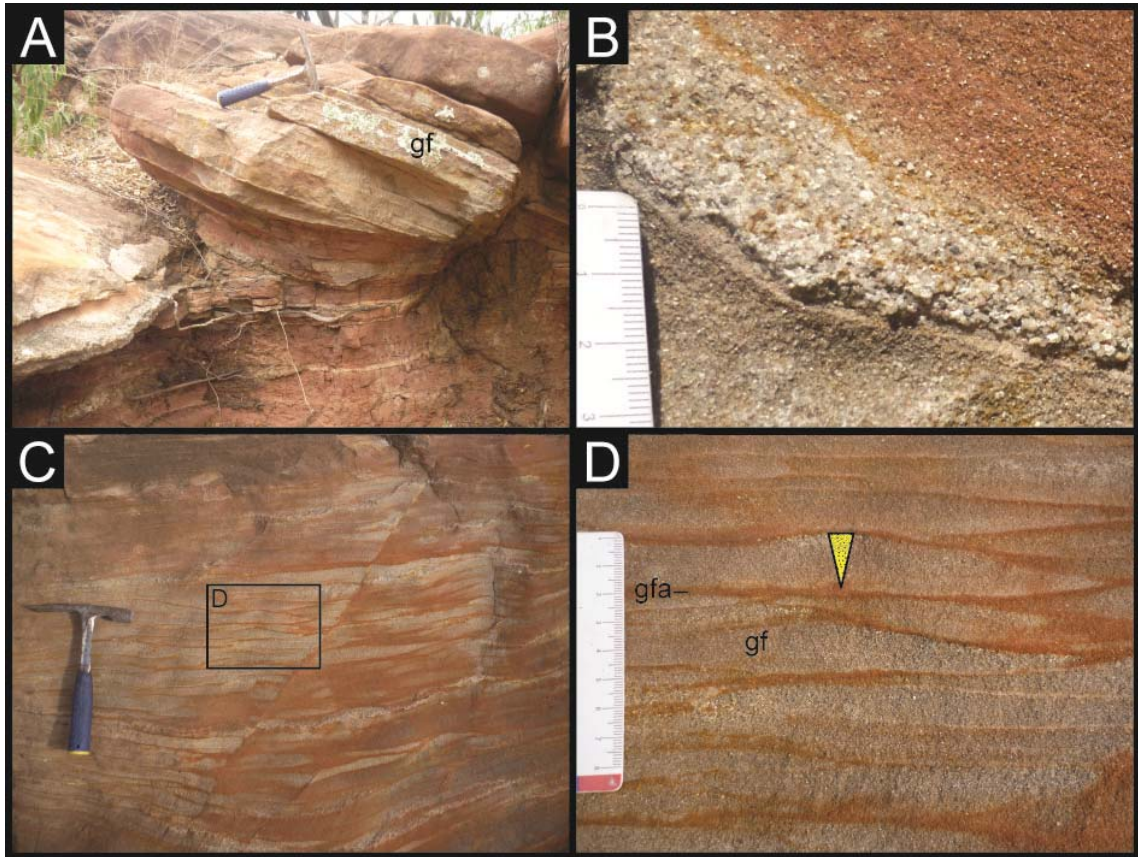


Figure 4. (A) Aeolian dune cross-strata showing grainflows tongues (gf). (B) Grainflow strata compared by medium to very coarse-grained sands. (C) Strike section of the grainflows alternating with grainfall. (D) Detail of Figure A showing lenticular grainflow (gf) interlayer with grainfall (gfa), inverse triangle showing inverse grading in grainflow strata.

The aeolian strata form well-defined cycles in the intermediate portion of the sets, in which the grainflow deposits alternate with the wind ripple strata deposits in cyclical repetitions that range from 15 to 150 cm. The cycles can be observed to exhibit internal variations in the dip angle of the foresets in some outcrops. In particular, sequences of wind ripple laminae that have lower dip angles are followed, in the direction of migration, by grainflow and grainfall strata that have higher dip angles.

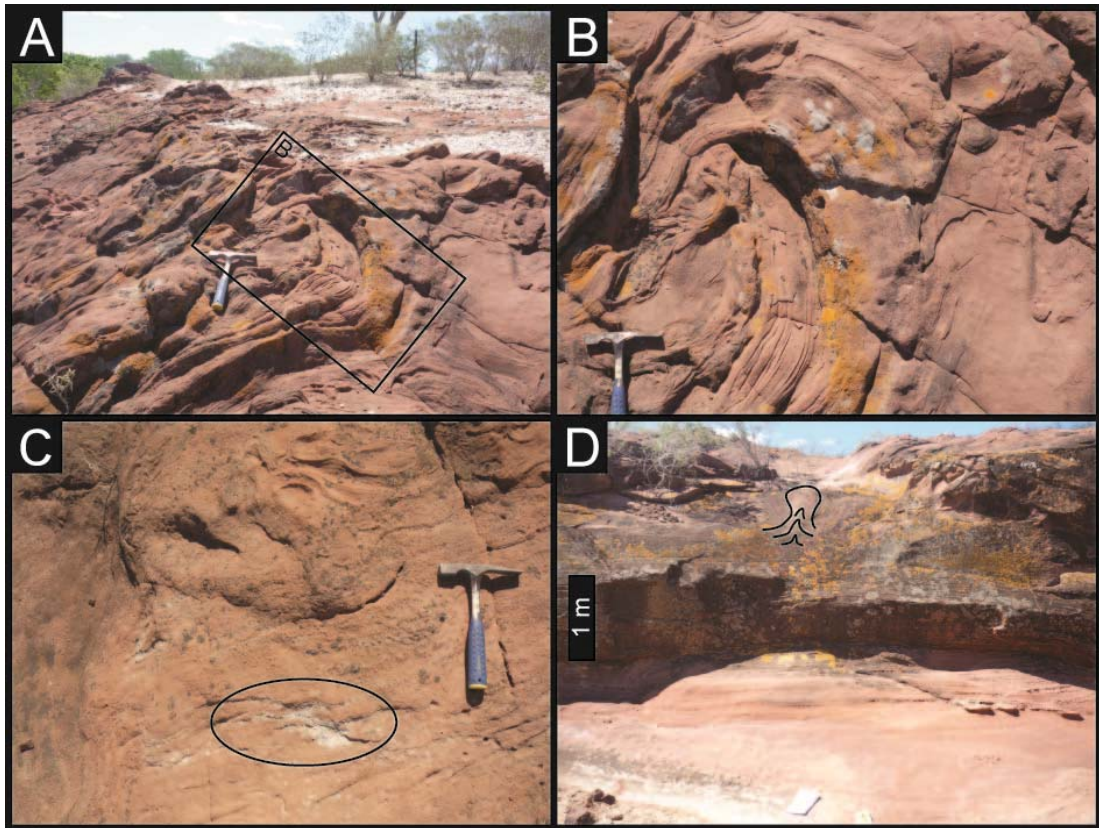


Figure 5. (A) Sandstones with deformed tangential cross-bedding. (B) Convoluted stratification, folding preterit subcritically climbing translent strata. (C) The ellipse is marking the coarse-grained sand levels in convoluted sandstones. (D) Flame structure in toeset of aeolian dune cross-strata.

Layers of medium sandstones can be observed that are well sorted and sometimes have coarse sand (Fig. 5C). Deformed cross-strata (Fig. 5A-B) can also be observed, with generation of convoluted folds and large-scale flame structures that reach up to 1 m in height (Fig. 5D). Wind ripple laminae that are older than the folding event can be observed in some parts of the convoluted folds (Fig. 5B).

The cross-strata dips have a well-defined unidirectional pattern and have a mean vector of  $75^\circ$  (Fig. 6). Despite being unidirectional, the cross-strata exhibit highly dispersed dipping directions (within a range of approximately  $100^\circ$ ).

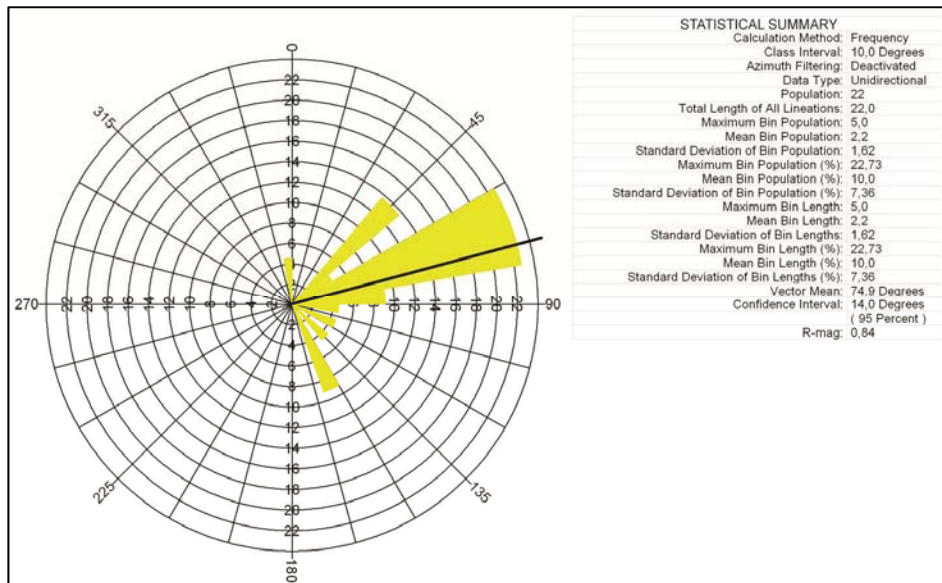


Figure 6. Rosette diagram indicating the cross bedding dip directions of aeolian dunes mainly to ENE.

### 3.1.2 Interpretation

The presence of fine to coarse-grained sandstones that are well sorted, with well-rounded and highly spherical grains, arranged in cross-strata sets that are composed of wind ripple, grainflow and grainfall strata suggest aeolian dune deposits (Hunter, 1977). The unimodal direction of the paleocurrents indicates crescent aeolian dunes. The trough geometry of the cross-strata combined with high dispersion in the direction of the foresets indicates crescent dunes with a sinuous crestline.

The height of the aeolian dunes can be inferred from the proportional relationship between the thickness of grainflows and the height of the slip face of aeolian dunes (Kocurek and Dott, 1981; Romain and Mountney, 2014). The maximum thickness of grainflows strata are 5cm when compared to empirical data that plots grainflow thickness against reconstructed dune height (Kocurek and Dott, 1981; Romain and Mountney, 2014), the height of the aeolian dunes must have been more than 10 m. This represents the minimal height of the dunes as the scheme proposed by Kocurek and Dott (1981) and Romain and Mountney (2014) considering grainflow strata up to a maximum thickness of 4 cm.

The presence of cycles that are formed by alternating grainflow / grainfall strata and wind ripple laminae indicates the occurrence of intervals during which the dunes had well-developed slip faces that alternated with periods during which much of the lee face was covered by wind ripples (Kocurek, 1991). This cyclic strata pattern suggests periodic change in wind direction, probably related to seasonal changes in wind direction (Loope et al., 2001; Scherer and Goldberg, 2010). Transverse, primary southwesterly winds were responsible for the of grainflow strata packages, while secondary oblique to reverse winds covered the lee face with wind ripples. The maximum thickness of a cycle, ~ 1.5 m, indicates the maximum annual migration rate of the aeolian dunes of the Caldeirão Member. These values are similar to those that have been observed in other examples from the geological record (e.g., Loope et al., 2001; Scherer et al., 2005; Scherer and Goldberg, 2010). Kocurek (1996) classifies the erosive bounding surfaces between grainflows and wind ripples as reactivation surfaces, which will be discussed later.

The sets that feature sandstones that have convoluted folds and flame structures may have been generated by fluidisation that resulted from water escape, due to rapid saturation of dry sands. According to Mountney and Thompson (2002), the flame structures indicate the escape of water and air in areas of high interstitial water pressure. The deformation and its occurrence in the base portions of sets indicate disturbance that resulted from liquefaction at a level that was beneath the water level (McKee et al., 1971), but they are better explained by the transport of saturated sand by an advancing dune (Doe and Dott, 1980; Horowitz, 1982). In other words, the folded and twisted shape is derived from the overload of the water-saturated sand (such as in the interdune areas), which resulted from successive climbing of aeolian dunes on top of it.

### *3.2. Interdunes Facies Association*

#### *3.2.1 Description*

This facies association consists of subarkose, reddish, moderately to well sorted, very fine to very coarse-grained sandstones. This facies association is 0.5 to 2m thick extending more than 100 m laterally (the maximum outcrop extent) and

occurs interbedded with sets of the cross-stratified aeolian dunes and vertically interdigitated with aeolian dune cross-strata. These sandstones units can be composed by their different types of sedimentary structures, such as: horizontal wind ripples lamination, adhesion structures, ripple cross-lamination and horizontal, parallel lamination.

The wind ripple laminations are arranged in horizontal laminae that have thicknesses of 1 to 5 mm. Internally, the laminae exhibit inverse grading, characterized by fine sandstones at the base that grade into coarse sandstones at the top. Concentration levels of granules and very coarse sand can sometimes be observed (Fig. 7). The horizontal, wind ripple lamination usually show an interfingering or transitional relationship with the toesets of overlying aeolian dune units.

The ripple cross-laminated sandstones form isolated sets or cosets that have thicknesses that range from 3 to 8 cm and are sometimes covered with thin (<1 cm) mud layers (Fig. 7). In plain view, the ripple marks are slightly asymmetric and exhibit straight and bisected crest lines. The ripple marks have amplitudes of 0.4 to 1.0 cm and wavelengths that range from 2.5 to 5 cm (Fig. 8). This lithofacies has paleocurrents oriented to the north-northwest, with a mean vector of  $347^\circ$  (Fig. 9). They are locally interlayered with horizontal stratified sandstones that are up to 15 cm thick.

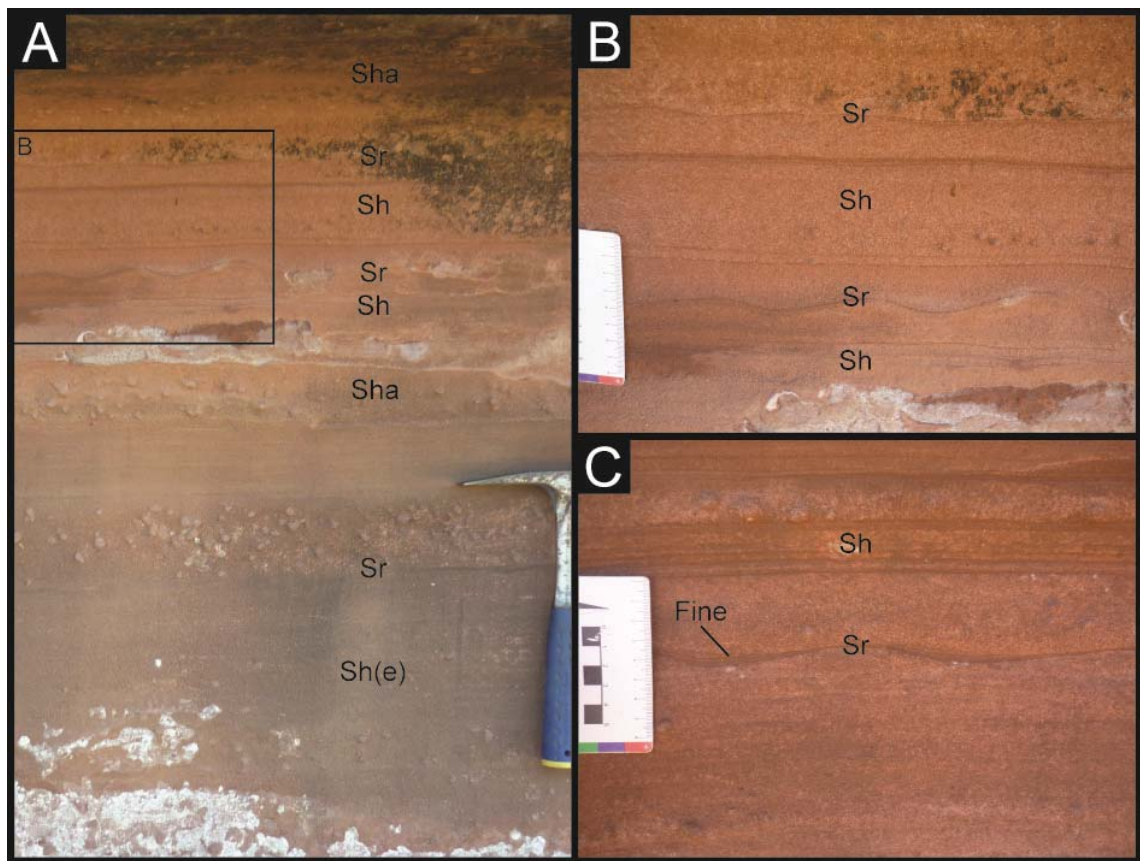


Figure 7. (A) Sandstones package of interdune region showing the interlayer of climbing translantent wind ripples strata (Sh(e)), adhesion horizontal strata (Sha), subaqueous ripple marks (Sr) and horizontal lamination (Sh). (B) Detail of Figure A. (C) Silt drupe covering supercritical subaqueous ripple marks.

The adhesion structures (adhesion ripple marks and adhesion plane-parallel strata) are arranged in strata that are less than 20 cm thick. The adhesion ripple marks (Fig. 10A-B) are less than 1 cm in height and have wavelengths that range from 2 to 3.5 cm. In plain view, the adhesion ripple marks have sinuous and asymmetric crests. The plane-parallel adhesion strata (Fig. 7 and 10C) are more common than the adhesion ripple marks and form millimetric, crenulated and thinly spaced horizontal laminae. Only two measurements of the migration direction of the adhesion ripple marks were possible, and their paleocurrents were oriented toward the east-southeast, with vectors to 125° and 130°.

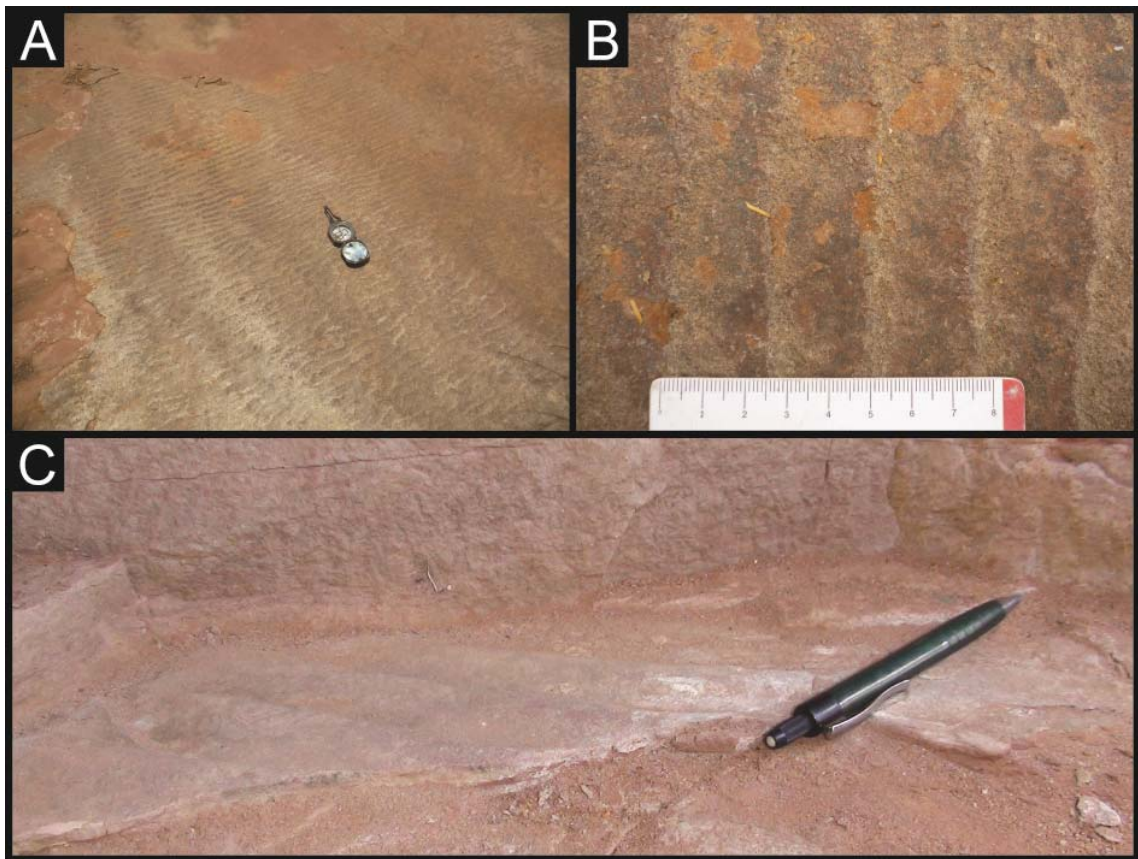


Figure 8. (A), (B) and (C) Subaqueous ripple marks showing straight crestlines.

### 3.2.2 Interpretation

This facies association is interpreted as interdune deposits (Kocurek, 1981; Mounthey and Thompson, 2002; Dias and Scherer, 2008). The wide variations in the sedimentary structures that comprise this facies association indicate different sedimentary processes operating in the interdune regions: dry, damp and wet interdunes (Kocurek, 1981). The dry interdunes are characterized by deposits of horizontal, wind ripples climbing translational strata and suggest that the capillary fringe of the water table was below the depositional surface.



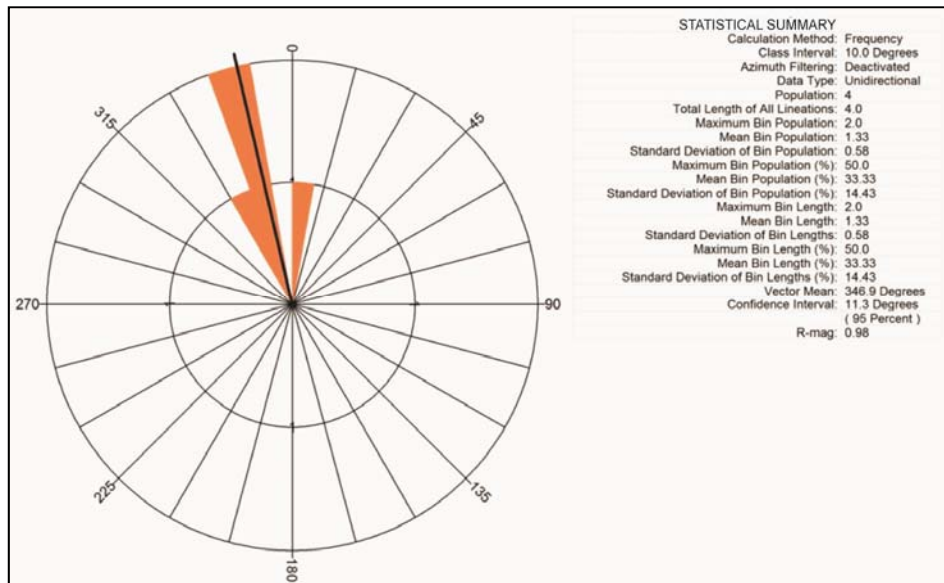


Figure 9. Rosette diagram showing the paleocurrents direction of the subaqueous ripple marks to NNW.

The damp interdunes are composed of the adhesion structures that originated from the adherence of dry sand grains that were carried to wet surfaces by the wind (Kocurek, 1981; Kocurek and Fielder, 1982). Damp interdunes developed in areas in which the capillary fringe of the water table intercepted the interdune region or the interdune area that became humid as a consequence of fluvial inundation. The vertical transition between wind ripple marks and adhesion strata reflects changes in the moisture content of the substrate, which were associated with changes in the water table fluctuation rate or in the availability of dry sand (Chakraborty and Chaudhuri, 1993). The paleocurrents suggest a record of oblique winds in the region, which reinforces the idea of cyclical and seasonal winds.

The wet interdunes contain sandstones with horizontal lamination and, more frequently, ripples cross-lamination, indicating periods of fluvial incursion into the interdune areas. The vertical interlayering of the fluvial deposits with dry to damp interdune sandstones, within the same interdune unit interbedded with subaqueous rippled strata suggests that the fluvial flood events were episodic and of short duration (Fig. 7). The measured paleocurrents show an aqueous flow direction perpendicular to the migration direction of the cross-strata of aeolian dunes, indicating that the fluvial incursions were confined to the interdune depressions (Herries, 1993).

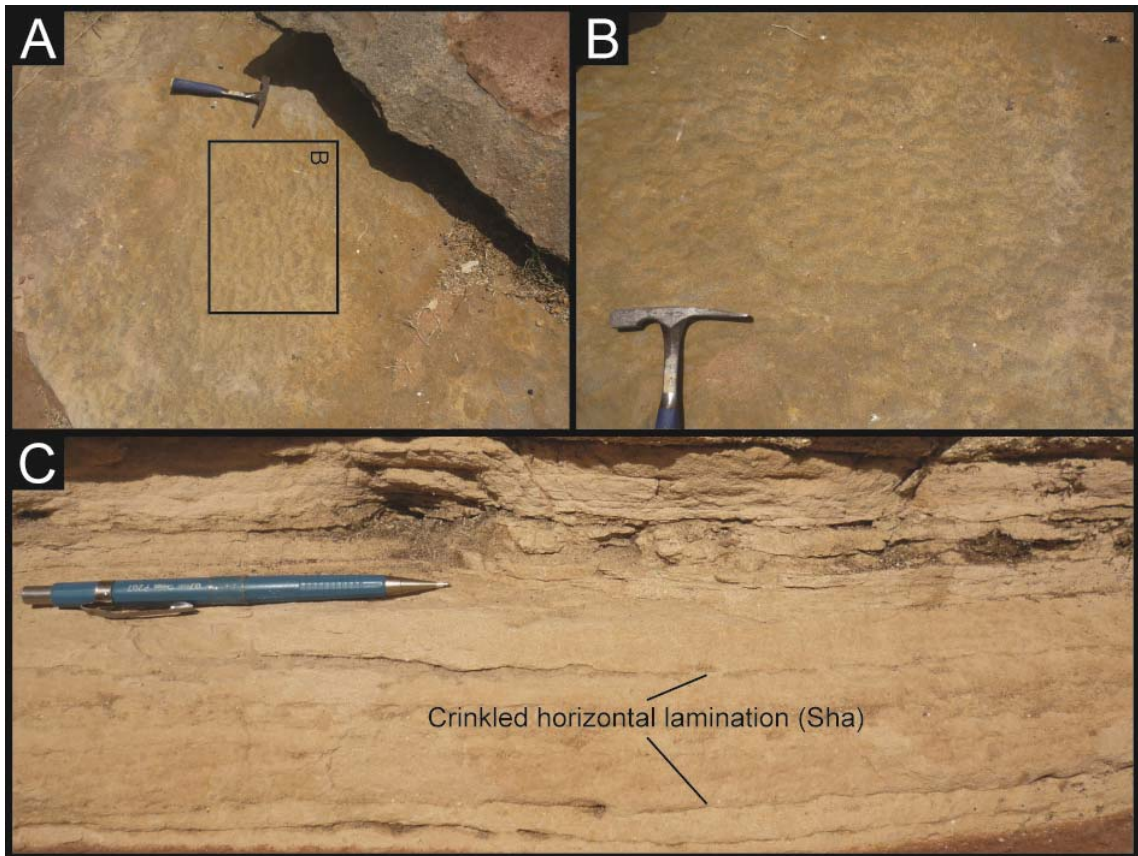


Figure 10. (A) Plain view of adhesion ripple marks. (B) Detail of Figure A. (C) Adhesion plane-parallel strata showing crinkled lamination (Sha = adhesion horizontal sandstone).

## 4 BOUNDING SURFACE HIERARCHIES

### 4.1 Description

Two hierarchies of bounding surfaces (Fig. 11 and 12) were identified in the Caldeirão Member aeolian deposits; they can be classified as first-order and third-order according to the description of Brookfield (1977).

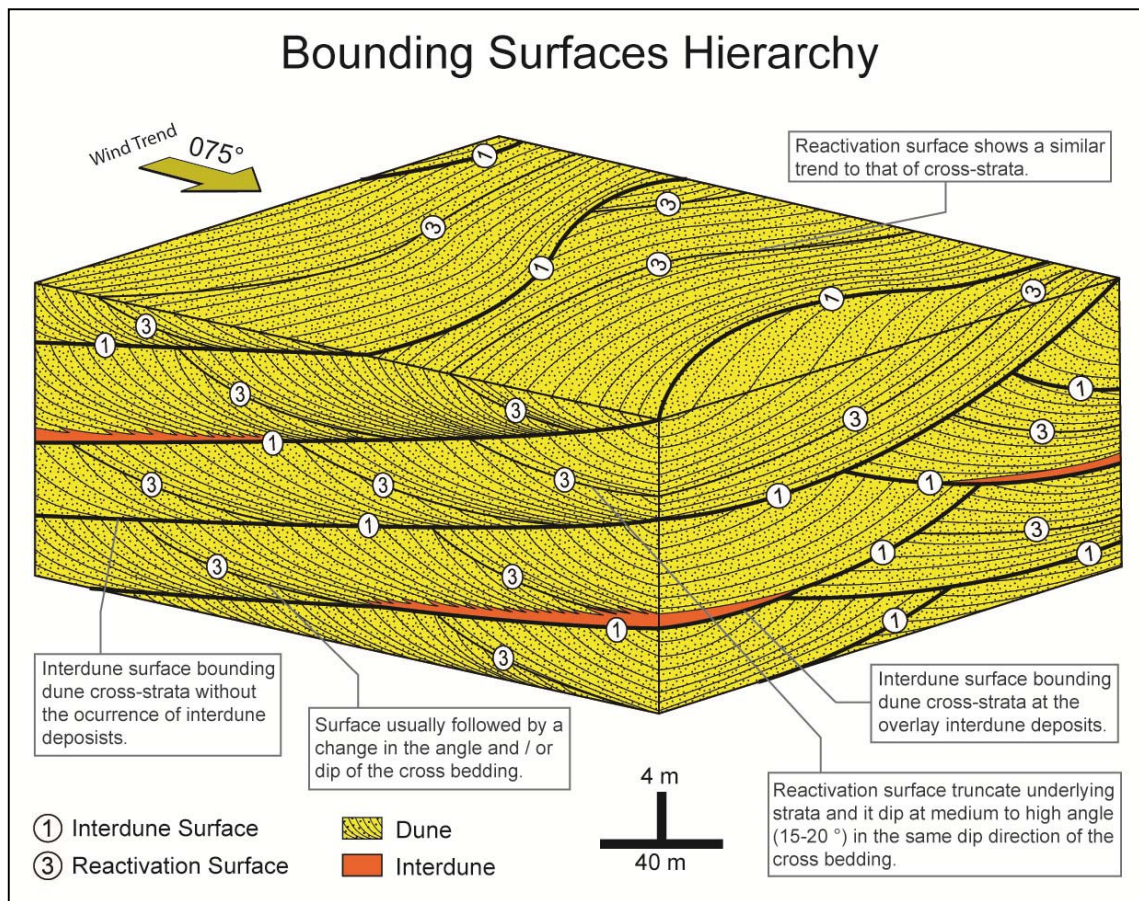


Figure 11. Diagram block showing the bounding surface hierarchy to the aeolian dunes of Caldeirão Member.

The first-order surfaces are planar, subhorizontal and have considerable lateral continuity in cross-sections that are parallel to the dip of the cross-strata (Fig. 11). These surfaces can bound sets of aeolian dune cross-strata without occurrence of the interdune deposits or separate aeolian dune cross-strata from the overlying interdune deposits (Fig. 11 and 12). The first-order surfaces can also be called interdune surfaces (Kocurek, 1996).

The third-order bounding surfaces occur in the same set of aeolian dunes as the first-order surfaces (Fig. 11). These surfaces dip at a medium-to-high angle (15 to 20°) in the same direction of the cross-strata and are usually combined with a change in the dip angle of the cross-strata under and above the surface. These surfaces may be regularly spaced and exhibit a change in the type of aeolian stratification that is below (grainflow / grainfall strata) and above them (wind ripple strata) (Fig. 12), as

discussed in the aeolian dune facies association topic. The third-order surface is also called a reactivation surface (Kokurek, 1996).

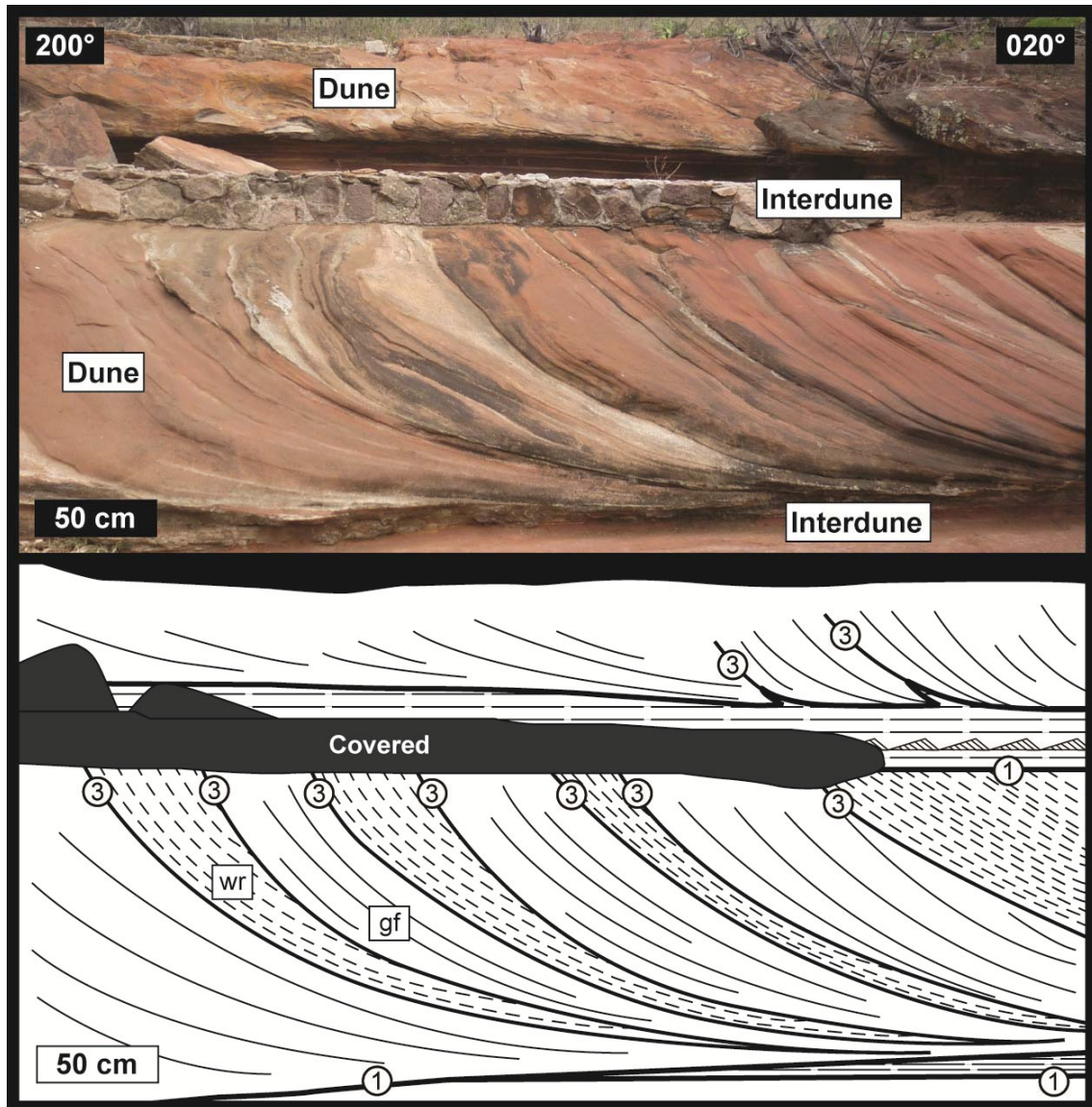


Figure 12. Photography and interpreted outcrop panel showing the cyclical alternation between grainflow (gf) and wind ripples strata (wr). The number 1 represents interdune surfaces and number 3 to reactivation surfaces.

#### 4.2 Interpretation

The first- and third-order bounding surfaces have different origins. The first-order surfaces are thought to be the result of the migration and climbing of dunes and interdune areas (Kocurek, 1981). Accumulations of successive sets of cross-strata

between the first-order bounding surfaces represent remnant deposits that were left by the passage of aeolian dunes (Kocurek, 1981).

The third-order surfaces are interpreted as reactivation surfaces. Their origin is attributed to the effect of erosion of the lee face of the dunes, a consequence of local fluctuations in wind direction and/or speed (Rubin and Hunter, 1983). Mountney (2006b) argues that these changes are common because airflow over an aeolian dune lee face is often subject to turbulent changes and is very rarely stable. Additionally, periods of airflow fluctuation can sometimes be regular, generating cyclic reactivation surfaces, such as when reverse or oblique winds erode the surface of the lee face of dune and therefore decrease its slope angle. Besides eroding the lee face, these reverse or oblique winds often deposit wind ripples cross-strata that have a lower dip than underlying grainflows cross-strata (Rubin and Hunter, 1983). The spacing between reactivations is sometimes regular, which reflects cyclicity in the fluctuations in airflow (Fig. 12), suggesting seasonal cycles, as previously discussed.

## **5 AEOLIAN DUNE AND INTERDUNE RELATIONSHIPS**

Caldeirão Member sandstones differ in the cycles of interaction of dunes and interdunes (Fig. 13). The contact relationships between the dunes and underlying interdunes show different geometries that reflect different interaction processes between dunes and interdunes. These processes can be described as abrupt, interdigitated and gradational.

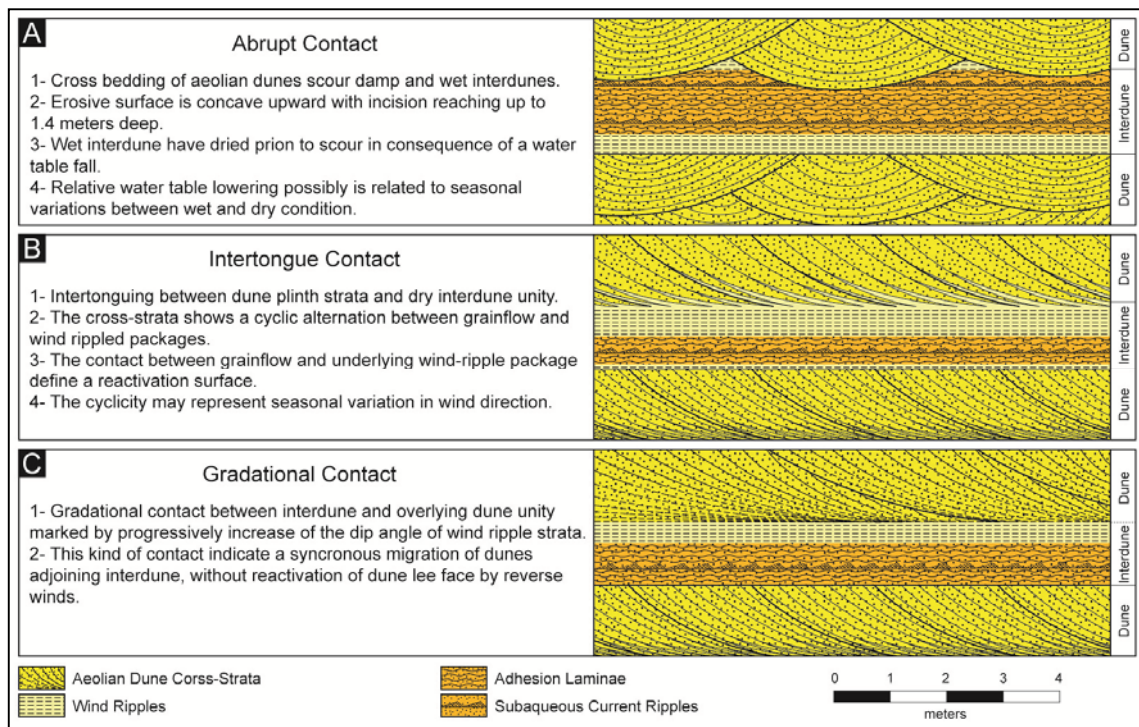


Figure 13. Summary and schematic model of the types of contact relationships between aeolian dunes and interdunes found for the Caldeirão Member.

The abrupt contact is defined where the aeolian dune cross-strata excavate damp and wet interdunes constitutes abrupt contact. The erosion surface is upwardly concave (Fig. 13A and 14A-B), and its incision into the interdunes reaches 1.4 m in depth. The interdigitations contacts (Fig. 13B and 14E-F) show interfingering between dune toeset and interdune units and show cyclic alternation, 10 a 40 cm thick, between grainflow and wind-ripple dominated package in the the mid portion of the foresets. The bound between grainflow strata and overlying wind ripple package is marked by reactivation surface. The gradational contacts of the dry interdunes (Fig. 13A and 14C-D) show a gradual transition from horizontal stratification at the base to low-angle cross-stratification at the foot of the dune that progressively increases its dipping angle to become high-angle cross-stratification, without presence of the reactivation surface.

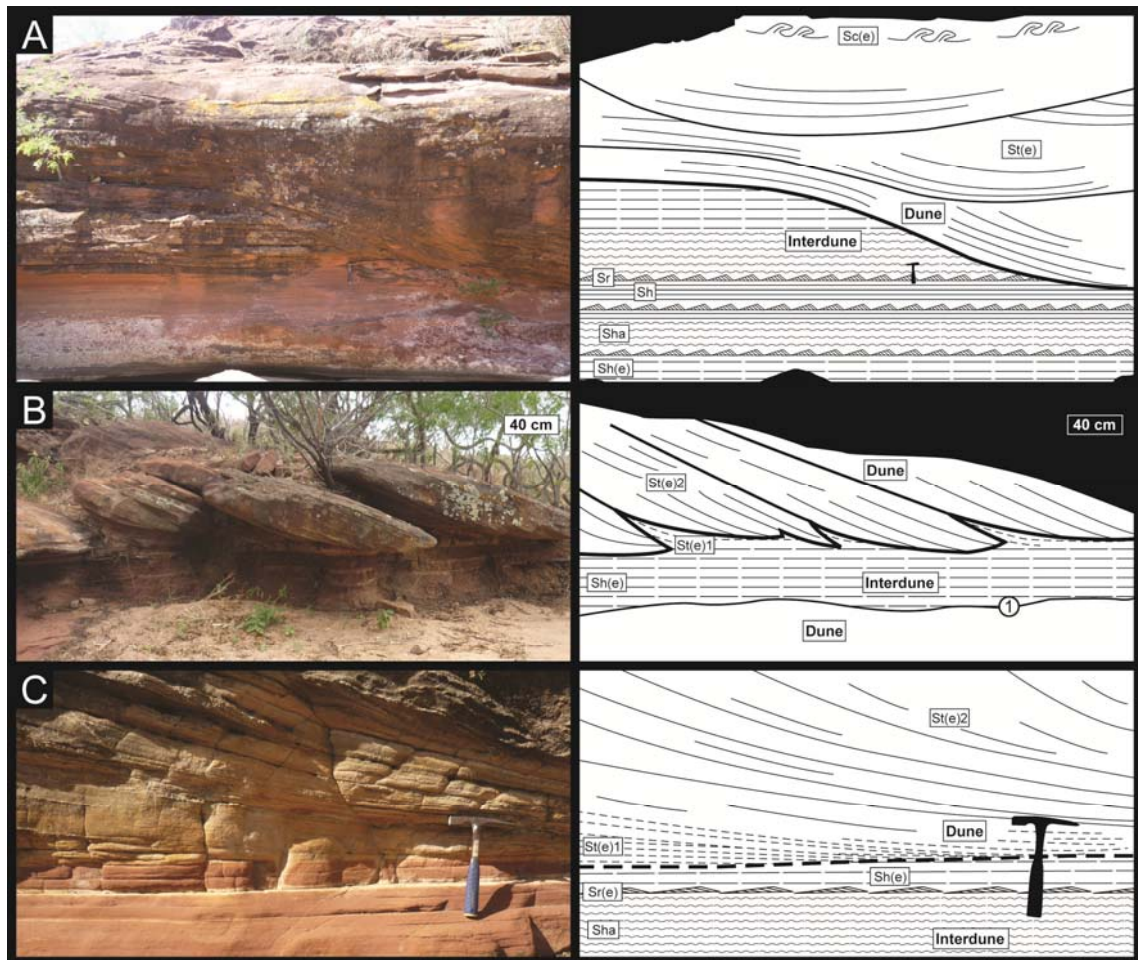


Figure 14. Contact relationships between aeolian dunes and interdunes to the Caldeirão Member. Photography and interpreted outcrop panels of (A) aeolian dune scour dry and wet interduna, (B) intertongue between aeolian dune and interduna, and (C) gradual vertical migration of dry interdune to aeolian dune. (St(e)1 = sandstone with low angle cross bedding; St(e)2 = sandstone with tangential cross bedding; Sc(e) = sandstone with convoluted stratification; Sh(e) = sandstone with horizontal stratification; Sr(e) = wind ripple marks; Sha = sandstone with adhesion horizontal strata; Sh = sandstone with horizontal stratification; Sr = subaqueous ripple marks).

The interdune must previously have been dry for the dune base to cut the underlying wet and damp interdune strata that characterize abrupt contact (Fig. 14A-B). Mountney (2006b) reports that this dune and interdune relationship might result from seasonal fluctuation in groundwater level, in which the deposition of wet and damp interdunes occurs in the wetter periods and the depositional surface of the interdune is dry during the drier periods, which allows wind erosion. The interdigitation of dry dunes and interdunes (Fig. 14E-F) implies episodes of erosion of

the dune front by reverse or oblique winds that reduce the angle of the front face and develop a reactivation surface, which are followed by episodes of deposition of a wedge of climbing translent aeolian strata of dune plinths. The return of dominant winds that are transverse to the crest line causes resumption of the deposition of grain flow strata that covers the wedges of translent strata at a higher angle (Kocurek, 1991; Scherer and Lavina, 2005; Mountney, 2006b). The facies architecture of gradational contact between dunes and interdunes (Fig. 14C-D) suggests a context of synchronous migration of aeolian dunes with adjoining dry interdunes (Mountney, 2006b).

## **6 STRATIGRAPHIC ARCHITECTURE AND A DEPOSITIONAL MODEL**

Analysis of a composite columnar section (Fig. 15A) of the study area allowed identification of changes in the depositional architecture of the aeolian system over time, which revealed four different stratigraphic intervals (Fig. 15 and 16). The intervals were defined based on the presence or absence of deposits of interdunes that are associated with first-order surfaces. All of the intervals are characterized by simple, crescent aeolian dunes with curved crests, with paleocurrent to northeast, which indicates a predominance of southwesterly winds. The Caldeirão Member was formed at paleolatitudes of approximately 30° south, which, according to the Permian atmospheric circulation model that was proposed by Gibbs et al. (2002), was dominated by the westerlies. This is consistent with paleocurrent data from the aeolian dunes. However, the presence of constant reactivation surfaces indicates that there were reverse or oblique seasonal winds that reworked the lee face of the aeolian dunes (Kocurek, 1991; Chan and Arche, 1999, 2000; Scherer and Goldberg, 2010).



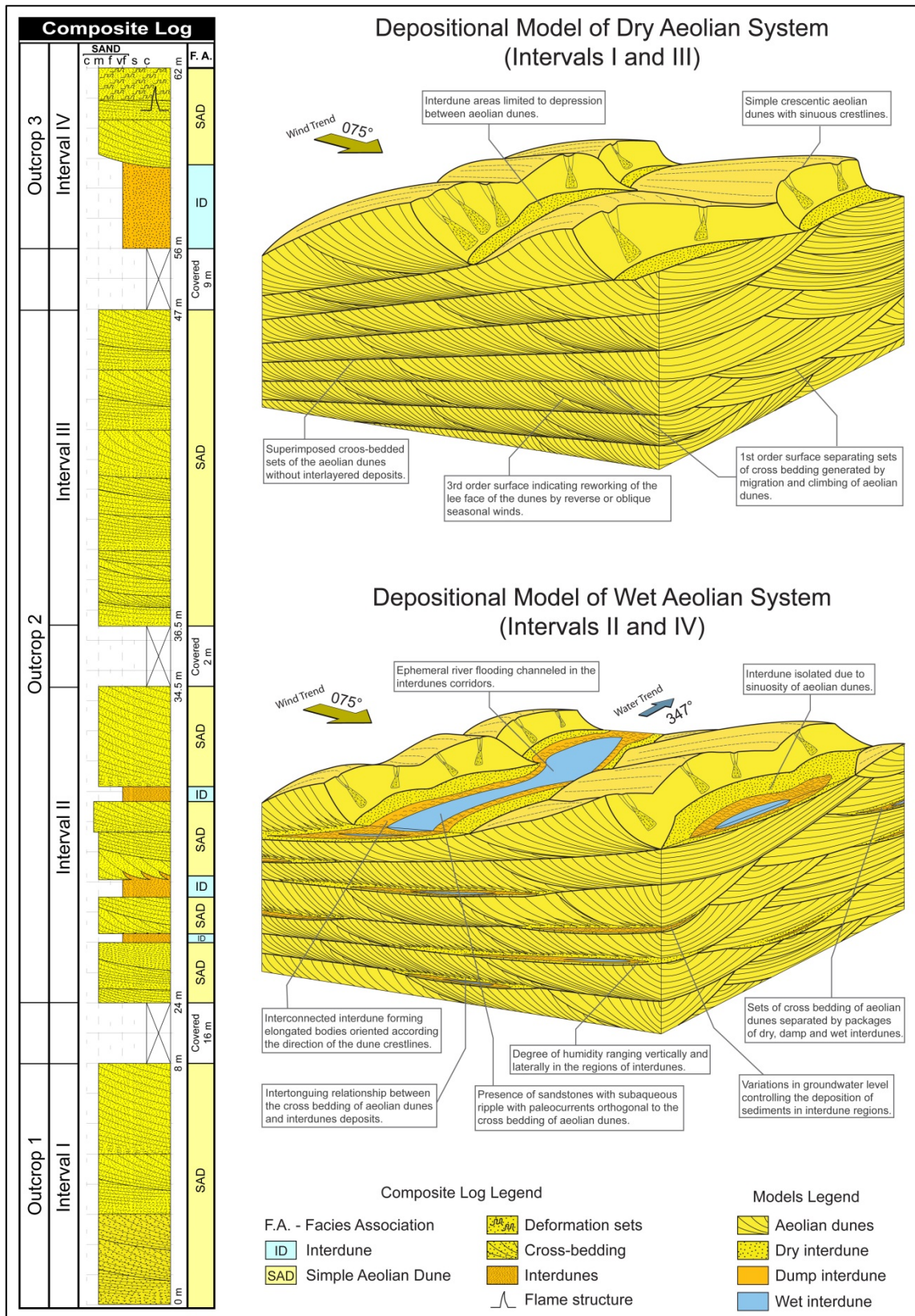


Figure 15. Composite log and diagrams block showing the depositional models for dry aeolian system (Intervals I and III) and the wet aeolian system (Intervals II and IV) Caldeirão Member.

The first depositional interval (interval I) has a minimum thickness of 8 m (the base of the interval was not identified) and is characterized by overlying sets of cross-strata that were generated by the migration and climbing of aeolian dunes. These sets of cross-strata have thicknesses of 2 to 3 m and are separated by first-order surfaces that do not have associated interdune deposits. This constitutes a dry aeolian system (Fig. 16).

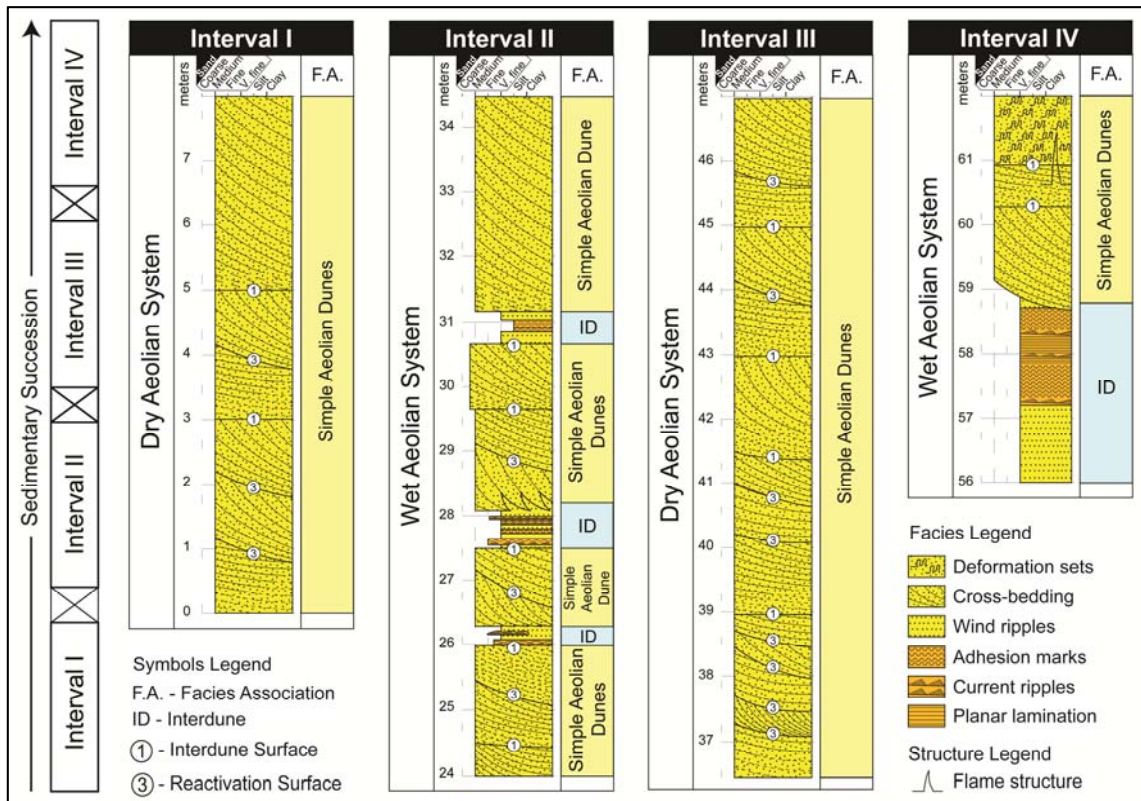


Figure 16. Stratigraphic logs for the four intervals found in the Caldeirão Member. Intervals I and III showing facies association of dry aeolian system, and intervals II and IV showing facies association of wet aeolian system.

Interval II has a thickness of approximately 11 m and is characterized by sets of aeolian dune cross-strata that are separated by interlayered deposits of dry, damp and wet aeolian interdunes (Fig. 16). The thickness of these sets of aeolian dunes cross-strata ranges from 1 to 3.5 m, and the thickness of the interdune deposits ranges from 25 to 70 cm. The interdune deposits are composed of climbing translantent wind ripple strata, adhesion structures and subaqueous horizontal

lamination and ripple cross-lamination and are vertically and laterally interspersed, which indicates varying degrees of substrate moisture. The contact between the aeolian dune cross-strata and underlying interdune deposits is of the interdigitated or gradational type (Fig. 14), which indicates a simultaneous accumulation of both. This defines a wet aeolian system. The significant sinuosity of the aeolian dunes implies isolation of the interdune areas. However, in some cases, these interdune areas can be interconnected to form a geometry of elongated bodies that follows the direction of the dune crests. The occasional presence of sandstones with subaqueous ripple marks (wet interdune) with paleocurrents that are perpendicular to the aeolian dune cross-strata (Fig. 6) indicates ephemeral river floods that were channelled in the aeolian interdune regions and had a north-to-northwest paleoflow direction (Fig. 9).

Depositional interval III has an approximate thickness of 11 m and is characterized by the absence of interdune deposits and the presence of direct superposition of simple crescent aeolian dune cross-strata, as in depositional interval I. The thickness of the cross-bedded sets ranges from 2 to 5 m, and these are separated by first-order surfaces. These characteristics also indicate a dry aeolian system (Fig. 16).

Depositional interval IV, which is at the top of the Caldeirão Member section, has a thickness of approximately 6 m and is characterized at the base by a thick area of interdune deposits on which sets of aeolian dune cross-strata are superimposed on abrupt and erosive contact (Fig. 16). The interdune deposit has a thickness of 3 m and consists mainly of translantent wind ripple strata and adhesion structures, which indicates that the interdune surface had varying moisture conditions. Sandstones with horizontal stratification alternate, occasionally with ripple cross lamination with mud drapes, which indicates the existence of rapid river floods that entered the interdune area. The sets of aeolian dune cross-strata have thicknesses that range from 0.7 to 1.8 m and have soft-sediment deformation structures, such as convoluted lamination and flame structures (Fig. 5 and 16). The presence of damp and wet interdune deposits that are associated with the fluidisation features of the aeolian dunes suggests an affinity with a wet aeolian system at the top of the Caldeirão Member. The abrupt and erosive contact relationship between dune and interdune suggests an excavation of the interdune area before the deformation that occurred on the sets of aeolian dunes. The soft deformation structures may have occurred as

a consequence of the sediment load resulting from the migration and climbing of aeolian dunes over time (Doe and Dott, 1980; Horowitz, 1982; Mounthey and Thompson, 2002). Facies models of the dry (intervals I and III) and wet (intervals II and IV) aeolian systems are shown in Fig. 15.

## 7 STRATIGRAPHIC EVOLUTION

The vertical variations in the architecture of the dunes and interdunes of the Caldeirão Member indicate temporal changes in the factors that control aeolian accumulation. The alternation of intervals that consist mainly of aeolian dune cross-strata (dry aeolian system) with intervals that are characterized by damp and wet interdune deposits interbedded with aeolian dune strata (wet aeolian system), indicates changes in sand saturation in the aeolian system (Fig. 15A).

Intervals I and III are characterized by migration and climbing of aeolian dunes without the development of interdune deposits, which defines a dry aeolian system (Fig. 15B). In this type of system, the groundwater level is below the depositional surface and does not control aeolian accumulation. Accumulation in dry aeolian systems typically requires a high sand availability and does not occur until the depositional surface reaches a sand saturation. This condition is marked by the aeolian dunes climbing without the development of plane interdunes (Wilson, 1971; Rubin and Hunter, 1982; Kocurek et al., 1992). The aeolian dunes grow to a size that covers the depositional surface, which results in interdune areas that are restricted to small depressions between the aeolian dunes (Fig. 15B and 16).

Intervals II and IV are characterized by sets of aeolian dune cross-strata that are interbedded with damp, wet and dry interdune deposits, which defines a wet aeolian system (Fig. 15C and 16). In wet aeolian systems, the water table or its capillary fringe intercepts the interdune surface, controlling aeolian accumulation. The climbing of the aeolian dunes and interdunes require a progressive rise in the water table, in which the climb angle is controlled by the ratio between the rate of the rise in the water table and the rate of aeolian dune migration. Variation in the

thickness of the interdune deposits, the type of the contact between dunes and interdunes and the vertical alternation of lithofacies, which all indicate differences in the moisture of the interdune deposits, suggest that the wet aeolian system intervals accumulated with a variable but positive climb angle. Additionally, the presence of abrupt and erosive contacts of the aeolian dune strata with the underlying wet interdune deposits that was observed in interval IV requires a drop in the water level of sufficient duration to allow the substrate to dry and release sediments for aeolian reworking (Mountney and Thompson, 2002; Mountney, 2006b). The geometry and facies characteristics of the interdune deposits therefore indicate that the wet aeolian systems of the Caldeirão Member (Intervals II and IV) represent dynamic models of aeolian accumulation (Mountney, 2012). Whereby the climbing of aeolian dunes and interdunes occurred under conditions of variation in the climb angle over time, which was caused by high-frequency oscillations of the water table. This is similar to the accumulation model that was proposed by Mountney and Thompson (2002) for the Triassic Helsby Sandstone Formation of the Cheshire Basin, UK.

The sets of cross-strata of the wet aeolian systems of the Caldeirão Member tend to be thinner than those of the dry aeolian systems. This variation in preserved cross-bedded thickness in dry and wet aeolian systems probably is caused by decreases in the size of the dunes and in the climb angle during the accumulation of wet aeolian systems. During periods of a high water table, there is a decrease in the availability of dry sand, which causes a decrease in the size of the dunes and an expansion of the interdune areas (Havholm and Kocurek, 1991; Mountney, 2006a, 2012). The climb angle also tends to decrease because small aeolian dunes riverbed forms migrate faster than large aeolian bedforms (Mountney, 2012). A relatively low climb angle combined with small dunes size causes the sets of cross-strata to be thinner. In contrast, increased dune size and the consequent reduction in the size of interdune areas in dry aeolian systems tend to generate cross-strata that are thicker than those of wet aeolian systems that have the same climb angle.

The temporal alternation between wet and dry aeolian systems that is observed in the Caldeirão Member is very likely to be related to changes in climate that altered the rate of the rise in the water table and the availability of dry sand (Fig. 17). Relatively drier periods are most likely characterized by a decrease in the rate of rise in the water table or even a drop in the water table. This, combined with an

increase in the availability of dry sand in the system, favoured the development of dry aeolian systems. In contrast, relatively wetter periods are characterized by an increase in rainfall and in the runoff, which generate a rise in the water table that starts to intercept the depositional surface. This results in the development of wet aeolian systems.

Stratigraphic cycles on a decimetric scale have been identified in aeolian successions of different ages. These are attributed mainly to climate changes that are induced by orbital cycles (Clemmensen et al., 1994; Scherer and Lavina, 2005; Mountney, 2006b). Permian-Carboniferous aeolian successions in different basins of the earth (e.g. Corrie Sandstone, UK; Dawlish Sands, UK; Cedar Mesa Sandstone, USA) exhibit well-defined sedimentary cycles that result from glaciations and deglaciations that are induced by orbital variations. These glaciations and deglaciations cause decreases and increases in the eustatic level of the oceans, which directly influenced rainfall rates in the medium and low latitudes of the Pangaea supercontinent. Orbital variations not only affect the duration of the seasons and the contrast between summer and winter for the mid-latitudes but also affect the intensity of monsoons (Boer and Smith, 1994). Because the Caldeirão Member was positioned at latitude of approximately 30° S, which is within the limits of middle latitudes, it can be inferred that the temporal variations between wet and dry aeolian systems must have been caused by climatic oscillations that were most likely induced by orbital cycles. Clemmensen et al. (1994) argue that the climate in low and middle latitudes during the Permian was influenced significantly by the expansion and contraction of the polar ice caps. The relatively dry intervals were related to minimum climate phases, during which the polar ice caps grew and Hadley cells were compressed. The relatively damp intervals represent maximum climate phases, during which the polar ice caps contracted and Hadley cells expanded (Clemmensen et al., 1994).

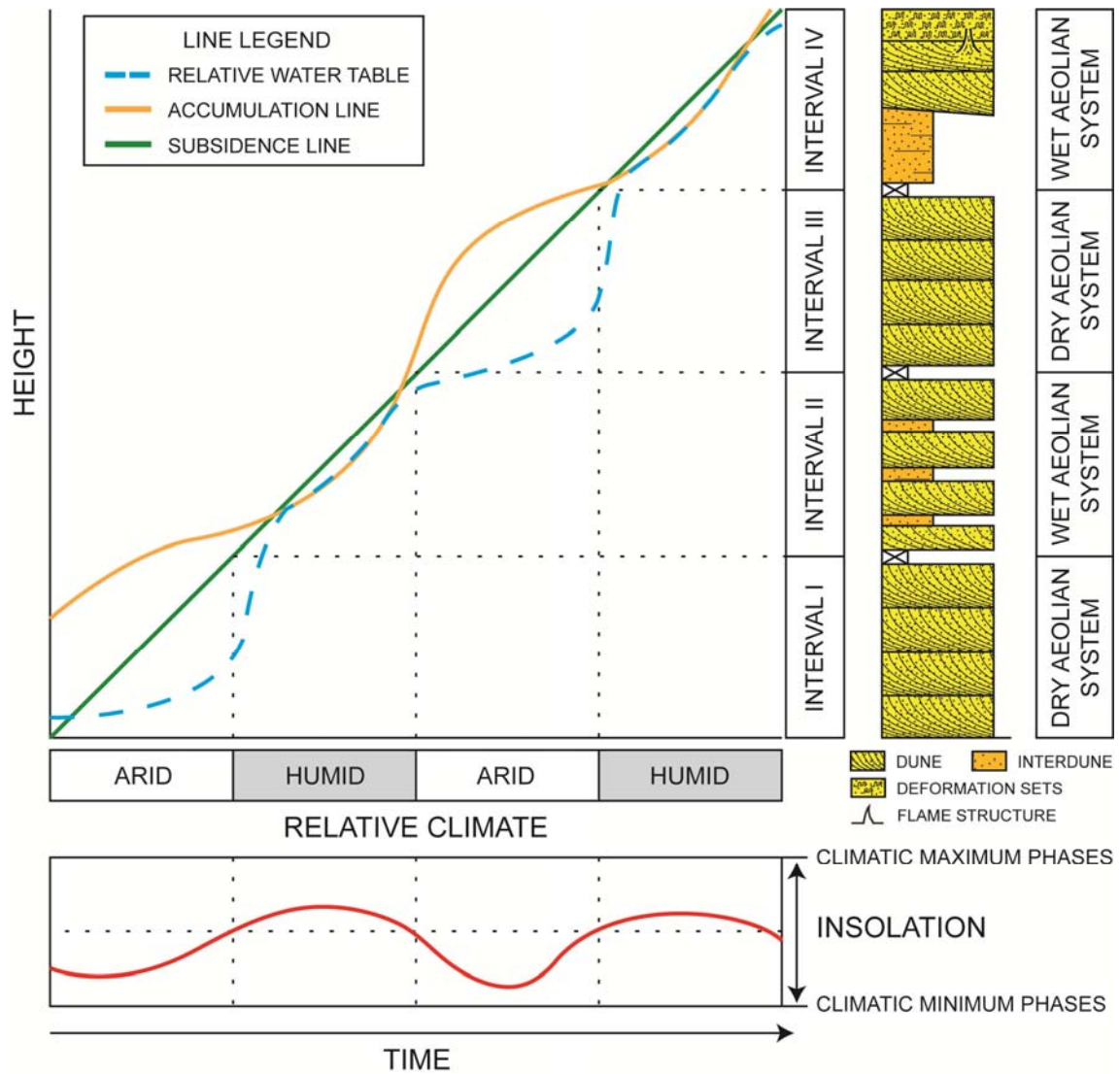


Figure 17. Relationship between the water table oscillation, the sand accumulation and the basin subsidence to the aeolian succession of the Caldeirão Member. The alternation between wet and dry Aeolian systems can be interpreted as consequence of the climatic changes.

The variations in the internal facies of the interdune deposits in wet aeolian systems must be related to annual or decadal variations in rainfall (Mountney and Thompson, 2002). Oscillations of this scale in the water table modified the degree of moisture in the interdune surface, which generated alternating dry, damp or wet interdune facies. Periods of low rainfall tended to decrease the degree of moisture in the depositional substrate, which allowed the deposition of dry interdune strata. Periods of high rainfall tended to generate a rapid increase in groundwater level, which saturated the substrate and favoured the deposition of damp interdune facies.

Frequent variation in the water table also caused variation in the climb angle over time, which caused expansion and contraction in the interdune area that is expressed by a depositional architecture that is marked by differences in the thickness and lateral extension of the interdune deposits (Mountney and Thompson, 2002; Mountney, 2012).

## 8 CONCLUSIONS

The aeolian succession of the Caldeirão Member can be subdivided in two different facies association: aeolian dunes and interdunes. The interdune deposits occur interbedded with sets of the aeolian dunes cross-stratification. The presence of dry interdune deposits interlayered with centimetre-scale layers of damp interdune deposits suggests high frequency fluctuations of the water table (weekly, monthly?). In turn, the presence of the ripple cross-laminated sandstone with paleocurrents perpendicular to the migration direction of the aeolian dunes indicates streamflows confined to the interdune corridors. The interdune deposits occur at specific position in the stratigraphic succession suggesting temporal changes in the rate of the water table rise and/or of the dry sand availability during aeolian accumulation. The intervals characterized by the presence of interdunes deposits interlayer with aeolian dune cross-strata suggest wet aeolian systems, while intervals characterized by directly overlapping of the aeolian dunes cross-bedded, without interdune layers between the sets, indicate dry aeolian systems. The Caldeirão Member was inserted within the limits of middle latitudes in Gondwana, and it can be inferred that the temporal alternation of wet and dry aeolian systems must be due to climatic oscillations, probably induced by orbital cycles, that influenced the rate of the water table rise and/or the dry sand availability. The cross-strata dip directions to ENE of the aeolian dunes indicate paleowinds blowing from the WSW in the study area during the Permian. The presence of cycles regularly spaced within of the aeolian dunes cross-strata, marked by alternating grainflow and wind ripple strata separated by reactivation surfaces, suggest possible seasonal variations in the winds direction, with strong reverse or oblique winds that reworked the lee face of the dunes.



## 9 ACKNOWLEDGEMENTS

The authors would like to acknowledge the Brazilian National Petroleum Agency for academic supports. This project was funded by PETROBRAS (through the Program of Exploration Frontiers/RIFT Project, coordinate by D.Sc. Adriano Viana).

## 10 REFERENCES

Brazil, J. J., 1947. Resumé of geologic reconnaissance of the half of the Bahia sedimentary embayment Northeast Bahia and West edge of Sergipe. In: Petrobras, Relatório de 1947. Conselho Nacional do Petróleo, Rio de Janeiro, Brasil, pp. 91-142.

Brookfield, M.E., 1977. The origin of bounding surfaces in ancient aeolian sandstones. *Sedimentology*, 24, 303-332.

Chakraborty, T., Chaudhuri, A.K., 1993. Fluvial–aeolian interactions in a Proterozoic alluvial plain: Example from the Mancherai Quartzite, Sullavai Group, Pranhita–Godavari Valley, India. In: Pye, K. (Ed.), *The Dynamics and Environmental Context of Aeolian Sedimentary Systems*. Geological Society London Special Publications, 72, pp. 127-141.

Chan, M.A., Archer, A.W., 1999. Spectral analysis of eolian foreset periodicities – implications for Jurassic decadal-scale paleoclimatic oscillators. *Palaeoclimates*, 3, 239-255.

Chan, M.A., Archer, A.W., 2000. Cyclic eolian stratification on the Jurassic Navajo Sandstone, Zion National Park: periodicities and implications for paleoclimate. In: Sprinkel, D.A., Chidsey, T.C., Anderson, P.B. (Eds.), *Geology of Utah's Parks and Monuments*. Utah Geological Association Publication, 28, pp. 607-617.

Clemmensen, L.B., Oxnevad, I.E.I., Boer, P.L., 1994. Climatic control on ancient desert sedimentation: some Paleozoic and Mesozoic examples from NW Europe and western interior of USA. In: Boer, D.L., Smith, D.E. (Eds.), *Orbital Forcing and Cyclic Sequences*, IAS Special Publication, 19, pp. 19-29.

Costa, I.P., Bueno, G.V., Milhomen, P.S., Silva, H.S.R.L., Kosin, M.D., 2007. Sub-bacia de Tucano Norte e Bacia de Jatobá. *Boletim de Geociências Petrobras*, Rio de Janeiro, 15, n. 2, 445-453.

Crabaugh, M., Kocurek, G., 1993. Entrada Sandstone: an example of a wet aeolian system. In: Pye, K. (Eds.), *The Dynamics and Environmental Context of Aeolian Sedimentary Systems*. Geological Society London Special Publication, 72, pp. 103-126.

De Boer, P.L., Smith, D.G., 1994. Orbital forcing and cyclic sequences. In: De Boer, P.L., Smith, D.G. (Eds.), *Orbital forcing and cyclic sequences*. Oxford: Blackwell Scientific Publications (International Association of Sedimentologists Special Publication), 19, pp. 1-14.

Dias, K.D.N., Scherer, C.M.S., 2008. Cross-bedding set thickness and stratigraphic architecture of aeolian systems: An example from the Upper Permian Pirambóia Formation (Paraná Basin), southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 25, 405-415.

Doe, T.W., Dott, R.H., 1980. Genetic significance of deformed cross bedding – with examples from the Navajo and Weber Sandstones of Utah. *Journal of Sedimentary Petrology*, 50, 793-811.

Ghignone, J.I., 1963. *Geologia do Flanco Oriental da Bacia de Tucano Norte (do Vaza Barris ao São Francisco)*. Relatório Interno da PETROBRAS, Salvador.

Ghignone, J.I., 1979. *Geologia dos sedimentos fanerozóicos do Estado da Bahia*. In: Inda, H.A. (Ed.), *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia*. Salvador, Secretaria de Estado das Minas e Energia da Bahia, 1, pp. 24-117.

Gibbs, M.T., Rees, P.M., Kutzbach, J.E., Ziegler A.M., Behling, P.M., Rowley, D.B., 2002. Simulations of Permian climate and comparisons with climate-sensitive sediments. *The Journal of Geology*, 110, 33–55.

Havholm, K.G., Kocurek, G., 1991. Controls on eolian facies architecture, Middle Jurassic Page Sandstone, Colorado Plateau. Abstract in American Association Petroleum Geologists Bulletin, 75, p 591.

Herries, R.D., 1993. Contrasting styles of fluvial-aeolian interaction at a downwind erg margin: Jurassic Kayenta-Navajo transition, northeastern Arizona, USA. In: North, C.P., Prosser, J.D. (Eds.), Characterization of fluvial and aeolian reservoirs. Geological Society, London, Special Publication, 73, pp. 199-218.

Horowitz, D.H., 1982. Geometry and origin of large-scale deformation structures in some ancient wind-blown sand deposits. *Sedimentology*, 29, 155-180.

Hunter, R.E., 1977. Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology*, 24, 361-387.

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

Kocurek, G., 1991. Interpretation of ancient eolian sand dunes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 19, 43-75.

Kocurek, G., 1996. Desert aeolian systems. In: Reading, H.G (Ed.), *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*. Oxford, Blackwell Science, pp. 125-153.

Kocurek, G., Dott, R.H., 1981. Distinctions and uses of stratification types in the interpretation of eolian sand. *Journal Sedimentary Petrology*, 51, 579-595.

Kocurek, G., Fielder, G., 1982. Adhesion structures. *Journal Sedimentary Petrology*, 51, 1229-1241.

Kocurek, G., Havholm, K.G., 1993. Eolian sequence stratigraphy - a conceptual framework. In: Weimer, P., Posamentier, H.W. (Eds.), *Siliciclastic sequence stratigraphy: recent developments and applications*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 52, pp. 393-409.

Kocurek, G., Knight, J., Havholm, K., 1991. Outcrop and semi-regional three-dimensional architecture and reconstruction of a portion of the eolian Page Sandstone (Jurassic). In: Miall, A.D., Tyler, N. (Eds.), *The Three-Dimensional Facies*

Architecture of Terrigenous Clastic Sediments and Its Implications for Hydrocarbon Discovery and Recovery. *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology*, 3, pp. 25-43.

Kocurek, G., Townsley, M., Yeh, E., Havholm, K., Sweet, M.L., 1992. Dune and dune-field development on Padre Island, Texas, with implications for interdune deposition and water-table-controlled accumulation. *Journal Sedimentary Petrology*, 62, 622-635.

Kuchle, J., Scherer, C.M.S., Born, C.C., Alvarenga, R.S., Adegas, F., 2011. A contribution to regional stratigraphic correlations of the Afro-Brazilian depression – The Dom João Stage (Brotas Group and equivalent units – Late Jurassic) in Northeastern Brazilian sedimentary basins. *Journal of South American Earth Sciences*, 31, 358-371.

Lancaster, N., Teller, J.T., 1988. Interdune deposits the Namib Sand Sea. *Sedimentary Geology*, 51, 91-108.

Loope, D.B., Rowe, C.M., Joeckel, R.M., 2001. Annual monsoon rains recorded by Jurassic dunes. *Nature*, 412, 64-66.

McKee, E.D., Douglas, J.R., Ritterhouse, S., 1971. Deformation on lee-side laminae in eolian dunes. *Geological Society of America Bulletin*, 82, 359-378.

Mountney, N.P., 2006a. Eolian Facies Models. In: Walker, R.G., Posamentier, H.W. (Eds.), *Facies Models Revisited*. Society for Sedimentary Geology, U.S.A., SEPM Special Publication, 84, pp. 19-83.

Mountney, N.P., 2006b. Periodic accumulation and destruction of aeolian erg sequences in the Permian Cedar Mesa Sandstone, White Canyon, southern Utah, U.S.A. *Sedimentology*, 53, 789-798.

Mountney, N.P., 2012. 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*, 47, 825-849.

Mountney, N.P., Thompson, D.B., 2002. Stratigraphic evolution and preservation of eolian dune and damp/wet interdune strata: an example from 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, 1-31.

Romain, H.G., Mountney, N.P., 2014. Reconstruction of 3D eolian-dune architecture from 1D core data through adoption of analogue data from outcrop, *American Association of Petroleum Geologists (AAPG) Bulletin*, 98, 1-22.

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: Brookfield, M.E., Ahlbrandt, T.S. (Eds.), *Eolian Sediments and Processes. Developments in Sedimentology.*, 38, pp. 407-427.

Santos, C.F., Cupertino, J.A., Braga, J.A.E., 1990. Síntese sobre a geologia das bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá. In: Raja Gabaglia, G.P., Milani, E.J. (Eds.). *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*. Rio de Janeiro: Petrobras, pp. 235-266.

Scherer, C.M.S., 2000. Eolian dunes of the Botucatu Formation (Cretaceous) in Southernmost Brazil: morphology and origin. *Sedimentary Geology*, 137, 63-84.

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

Scherer, C.M.S., Lavina, E.L.C., 2005. Sedimentary cycles and facies architecture of aeolian-fluvial strata of the Upper Jurassic Guará Formation, southern Brazil. *Sedimentology*, 52, 1323-1341.

Scherer, C.M.S., Goldberg, K., 2010. Cyclic cross-bedding in the eolian dunes of the Sergi Formation (Upper Jurassic), Recôncavo Basin: Inferences about the wind regime. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 296, 103-110.

Scherer, C.M.S., Lavina, E.L.C., Dias Filho, D.C., Oliveira, F.M., Bongioiolo, D.E., Aguiar, E.S., 2005. Evolução estratigráfica da sucessão flúvio-eólica-lacustre da

Formação Sergi, Bacia do Recôncavo, Brasil. Anais do 3º Congresso Brasileiro de P&D em Petróleo e Gás.

Uličný, D., 2004. A drying-upward aeolian system of the Bohdasin Formation (Early Triassic), Sudetes of NE Czech Republic: record of seasonality and longterm paleoclimate change. *Sedimentary Geology*, 167, 17-39.

Wilson, I.G., 1971. Desert sandflow basins and a model for the development of ergs. *Geography Journal*, 137, 180-189.