

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

**ESTRATIGRAFIA, PALEOCLIMATOLOGIA,  
PALEOGEOGRAFIA E MORFODINÂMICA DOS SISTEMAS  
EÓLICOS EOPERMIANOS DA PORÇÃO CENTRO-NORTE  
DO GONDWANA, BRASIL.**

**FÁBIO HERBERT JONES**

ORIENTADOR - Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer

Porto Alegre, 2020.

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

**ESTRATIGRAFIA, PALEOCLIMATOLOGIA,  
PALEOGEOGRAFIA E MORFODINÂMICA DOS SISTEMAS  
EÓLICOS EOPERMIANOS DA PORÇÃO CENTRO-NORTE  
DO GONDWANA, BRASIL.**

**FÁBIO HERBERT JONES**

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

**BANCA EXAMINADORA:**

Prof<sup>a</sup>. Dra. Karin Goldberg – Kansas State University

Prof. Dr. Ezequiel Galvão de Souza – Universidade Federal do Pampa

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

Tese de Doutorado apresentada  
como requisito parcial para a  
obtenção do Título de Doutor em  
Geociências.

Porto Alegre, 2020.

CIP - Catalogação na Publicação

Jones, Fábio Herbert  
ESTRATIGRAFIA, PALEOCLIMATOLOGIA, PALEOGEOGRAFIA E  
MORFODINÂMICA DOS SISTEMAS EÓLICOS EOPERMIANOS DA  
PORÇÃO CENTRO-NORTE DO GONDWANA, BRASIL. / Fábio  
Herbert Jones. -- 2020.  
243 f.  
Orientador: Claiton Marlon dos Santos Scherer.

Tese (Doutorado) -- Universidade Federal do Rio  
Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa de  
Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, BR-RS,  
2020.

1. Sistema Eólico. 2. Regime de Ventos. 3.  
Paleoclima. 4. Permiano Inferior. 5. Sedimentologia.  
I. Scherer, Claiton Marlon dos Santos, orient. II.  
Título.

A minha família, aos meus amigos e em especial a minha maravilhosa avó, Celina Jones, pelas palavras de apoio, acolhimento, incentivo, amor e paciência em momentos difíceis que enfrentei.

Dedico.

## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço a todos aqueles que contribuíram de alguma forma para o meu crescimento profissional, acadêmico e, principalmente, humanitário. Aos colegas da estratigrafia que convivi durante esse tempo, e tantos outros, onde me ajudaram em questões importantes na pesquisa através de debates, idas ao campo e de boas conversas e grandes gargalhadas.

Agradeço ao professor, orientador e amigo Dr. Claiton M. S. Scherer por ser uma pessoa magnífica com conceitos muito além da ciência, por ter essa visão de parceria e amizade. Agradeço a ele por todas as oportunidades, incentivos, informações, discussões, e claro, pela paciência de entender alguns momentos no meu caminho e pela grande amizade durante essa jornada científica. Aos professores Dr. Juliano Kuchle, Dr. Roberto Iannuzzi, Dr. Juan Cisneros pelos debates sobre diversas questões desse estudo, assim como tantos outros que me abriram espaço na academia para colaborar com o meu aprendizado, como a professora Dra. Karin Goldberg.

Ao Carrel Kifumbi, Domingas Conceição, Olavo Poester, Nathalia Inazaki, Eduardo Barbosa pelo apoio no levantamento dos dados de campo que originaram essa tese. Ao Rossano Michel que sempre estava apto para fazer os belos mapas de localização para os artigos. Assim como a Rosália Barili que quando eu precisava de algum socorro com o programa ArcGis ela estava sempre pronta a me ajudar! Ao Rodrigo Theobald por todo apoio nas questões de informática e ao Carlos Feijó pela assistência nos trâmites de secretaria na estratigrafia.

Aos queridos amigos e que tiveram tanta paciência, deram inúmeros incentivos e tiveram grande compreensão com a minha ausência em tantos momentos. Eles que nos poucos momentos ouviram minhas lamentações, deram risadas das minhas piadas bobas, ajudaram a me erguer quando eu não me sentia contente... Eles que foram parte do pilar da construção da minha vida. Gratidão imensa a todos.

Um agradecimento em especial a Cecília Soster por ter sido uma grande incentivadora e causadora da combustão nos meus pensamentos para que eu pudesse avançar nessa jornada e importante etapa da vida. Para que eu pudesse

esclarecer questões emocionais e retomar os meus planos e decisões! O meu muito obrigado a toda tolerância, por todo amor e por acreditar nas minhas ideias, incentivando-me a buscar os meus sonhos. Não poderia esquecer também da sua família que fizeram parte dessa caminhada, sempre de braços abertos para ajudar.

Agradecer a minha família que contribuíram desde os meus primeiros passos nesse planeta, que sempre abriram os braços e supriram as necessidades que eu precisava, que brigaram, riram, incentivaram, me questionaram, me empurraram algumas vezes para ir adiante, e que nunca duvidaram da minha capacidade de alcançar e ultrapassar meus limites. Agradeço a minha avó que também é minha mãe, Celina Jones, por ter encarado no início dos anos 80 a responsabilidade de guiar os meus passos, uma pessoa que tive a sorte de estar ao lado desde o nascimento, uma pessoa diferenciada em meio a tanta ignorância social que vivemos, muito obrigado por toda a cultura e vivência que me forneceste.

Agradeço ao Fernando Coutinho (*in memoriam*) da fazenda Curral de Cima no Município de Igreja Nova em Alagoas que gostava de ser chamado de Amigo ao invés do nome, abrindo a sua casa para fazer ciência com a melhor recepção possível. Assim como o Sr. Flávio, morador em frente de seu Fernando que colaborou quando precisamos de ajuda.

Agradeço também a Universidade Federal do Rio Grande do Sul e toda sociedade brasileira que acredita e mantém erguida essa universidade com seu trabalho e suor. Ao Programa de Pós-graduação em Geociências pela estrutura oferecida, assim como a secretaria que estava apta a resolver questões ligadas ao doutoramento. Agradeço também ao CNPq pela bolsa oferecida o qual foi de grande importância para minha permanência.

Agradeço a geologia ter proporcionado tantos momentos com pessoas maravilhosas e com o coração imenso. Peço desculpas por não citar tantos nomes quanto eu gostaria, pois isso necessitaria de muito mais espaço do que esse trabalho possui, mas podem acreditar que seus nomes e atos estão todos em meu coração!

Muito Obrigado!

## RESUMO

Sistemas eólicos possuem um papel relevante em estudos paleoclimáticos, permitindo a inferência de regiões mais áridas em diferentes períodos geológicos, assim como os padrões de ventos dominantes. Extensos sistemas de campos de dunas foram construídos em resposta à localização de grandes massas continentais no supercontinente Pangeia em zonas desérticas nas latitudes subtropicais norte e sul. Embora existam muitos estudos no hemisfério norte, ainda ocorrem poucos estudos no hemisfério sul apresentando uma reconstrução morfodinâmica detalhada de dunas eólicas, assim como inferências sobre a circulação de ventos no Gondwana durante o Permiano Inferior. As acumulações sedimentares estudadas localizam-se na região Nordeste do Brasil, e compreendem parte de uma série de bacias intracratônicas como a Formação Pedra de Fogo da Bacia do Parnaíba, a Formação Santa Brígida da Sub-bacia de Tucano Norte e a Formação Aracaré da Bacia de Sergipe-Alagoas. Desse modo, esse trabalho visa contribuir com correlações entre as bacias paleozóicas durante o Permiano Inferior no oeste do Gondwana. Os objetivos são reconstruir os paleoambientes e discutir o padrão de ventos, bem como os fatores que influenciaram as diferenças ambientais entre as diferentes áreas estudadas. A sedimentação da Formação Pedra de Fogo apresenta uma sucessão sedimentar caracterizada por estratos cruzados de dunas eólicas intercalados com depósitos lacustres. As dunas eólicas apresentaram a direção de mergulho das estratificações cruzadas para NW no município de Monsenhor Gil (paleolatitudes de  $\sim 28^{\circ}\text{S}$ ), e para E-SE no município de Filadélfia (paleolatitudes de  $\sim 31^{\circ}\text{S}$ ). O Membro Caldeirão (Formação Santa Brígida) apresenta pacotes de dunas eólicas sem acumulação de interdunas alternando com pacotes de dunas eólicas separadas por interdunas úmidas. No município de Santa Brígida (paleolatitudes de  $\sim 35^{\circ}\text{S}$ ), as dunas eólicas apresentaram a direção de mergulho das estratificações cruzadas para E-NE. Por sua vez, as dunas eólicas da Formação Aracaré não apresentam acumulação de interdunas sendo caracterizado como sistema eólico seco, e a direção de mergulho das estratificações cruzadas no município de Igreja Nova (paleolatitudes de  $\sim 36^{\circ}\text{S}$ ) é para E. O balanço entre o espaço de acomodação e o suprimento sedimentar permitiu analisar que a disponibilidade de areia seca aumenta em direção ao interior do continente na faixa central do Gondwana ao

mesmo tempo em que diminui a influência do lençol freático na acumulação sedimentar. As variações das condições climáticas em períodos relativamente mais secos e úmidos em paleolatitudes subtropicais próximas a 30°S são registradas através de ciclos sedimentares e são exibidas pela expansão e contração de sedimentos lacustres e eólicos (Formação Pedra de Fogo) ou através da alternância entre sistema eólico seco e úmido (Membro do Caldeirão). O regime de vento pode ser inferido através do padrão de ventos registrados nas paleodunas eólicas nas diferentes sucessões estratigráficas estudadas, e se apresentou consistente com o modelo proposto de circulação de ventos para o Permiano Inferior o qual exhibe predominância de ventos de oeste (*westerlies*) em latitudes maiores que 30°S e de ventos alísios em latitudes menores que 30°S.

Palavras-chave: sistema eólico, regime de ventos, Permiano Inferior, paleoclima, balanço sedimentar.



## ABSTRACT

Aeolian systems have an important role in paleoclimatic studies, allowing the inference of more arid regions in different geological periods, as well as the prevailing wind patterns. Extensive systems of aeolian dune fields were built in response to the location of large continental masses in the Pangea supercontinent in desert areas in the northern and southern subtropical latitudes. Although there are many studies in the northern hemisphere, there are still few studies in the southern hemisphere showing a detailed morphodynamic reconstruction of aeolian dunes, as well as inferences about wind circulation in Gondwana during the Early Permian. The studied sedimentary accumulations are located in the Northeast region of Brazil, and comprise part of a series of intracratonic basins such as the Pedra de Fogo Formation of the Parnaíba Basin, the Santa Brígida Formation of the Tucano Norte Sub-basin and the Aracaré Formation of the Sergipe-Alagoas Basin. Thus, this work aims to contribute to correlations between the Paleozoic basins during the Early Permian in western Gondwana. The aims are to reconstruct the palaeoenvironments and discuss the wind pattern, as well as the factors that influenced the environmental differences between the different areas studied. The sedimentation of the Pedra de Fogo Formation exhibits a sedimentary succession characterized by cross-strata of aeolian dunes interspersed with lake deposits. Aeolian dunes showed the dip direction of the cross-stratifications for NW in the municipality of Monsenhor Gil (paleolatitude of  $\sim 28^{\circ}\text{S}$ ), and for E-SE in the municipality of Filadélfia (paleolatitude of  $\sim 31^{\circ}\text{S}$ ). The Caldeirão Member (Santa Brígida Formation) exhibits aeolian dune packages without interdunes accumulation alternating with aeolian dune packages separated by wet interdunes. In the municipality of Santa Brígida (paleolatitude of  $\sim 35^{\circ}\text{S}$ ), the aeolian dunes showed the dip direction of the cross-stratifications for E-NE. In turn, the aeolian dunes of the Aracaré Formation do not have interdunes accumulation being characterized as a dry wind system, and the dip direction of the cross-stratifications in the municipality of Igreja Nova (paleolatitude of  $\sim 36^{\circ}\text{S}$ ) is toward E. The balance between the accommodation space and the sedimentary supply allowed to analyze that the dry sand availability increases towards the interior of the continent in the central Gondwana at the same time that the influence of the water table in the sedimentary accumulation decreases. Relatively drier and wetter climatic conditions in subtropical paleolatitudes close to  $30^{\circ}\text{S}$  are registered through

sedimentary cycles and are shown by the expansion and contraction of lake and aeolian sediments (Pedra de Fogo Formation) or by alternating between dry and wet aeolian systems (Caldeirão Member). The wind regime can be inferred through the wind patterns registered in aeolian paleodunas in the different stratigraphic successions studied, and it was consistent with atmospheric circulation model proposed to Early Permian which exhibits a prevailing of westerlies in latitudes greater than 30°S and trade winds at latitudes less than 30°S.

Keywords: aeolian system, wind regime, Early Permian, paleoclimate, sedimentary balance.

## LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1. A) TEXTURA FOSCA DOS GRÃOS EÓLICOS; B) GRÃOS ARREDONDADOS E TENDENDO A ESFERICIDADE; C) FLUXOS DE GRÃOS ENVELOPADOS POR QUEDA LIVRE DE GRÃOS; D) GRADAÇÃO INVERSA EM MARCAS ONDULADAS EÓLICAS ( <i>PIN STRIPE</i> ); E) ESTRUTURAS CORRUGADAS DE ADESÃO EÓLICA; F) ESTRATOS CRUZADOS DE GRANDE PORTE. IMAGENS, AMOSTRA E LÂMINA ORIUNDAS DAS ROCHAS QUE COMPÕEM O MEMBRO CALDEIRÃO NO MUNICÍPIO DE SANTA BRÍGIDA (ESTADO DA BAHIA).....	14
FIGURA 2. 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 <i>DRAAS</i> . MODIFICADO DE WILSON (1972).....	15
FIGURA 3. IMAGEM DE MARCAS ONDULADAS EÓLICAS RECENTES EM LENÇÓIS DE AREIA DE ZONA COSTEIRA PRÓXIMO AO CAMPO DE DUNAS DO MUNICÍPIO DE IMBITUBA (ESTADO DE SANTA CATARINA). NOTA-SE A DIFERENÇA DO TAMANHO DE GRÃOS MAIS FINOS NA CALHA (ZONA DE SOMBRA) E MAIS GROSSOS NO DORSO. ....	16
FIGURA 4. A) ESQUEMA DE DUNA EÓLICA APRESENTANDO CORTES COM VISTA PARALELA E TRANSVERSAL À DIREÇÃO DE MIGRAÇÃO E EXIBINDO OS DIFERENTES ESTRATOS DE DEPOSIÇÃO EÓLICOS E SUAS MORFOLOGIAS DENTRO DOS ESTRATOS CRUZADOS (HUNTER, 1977); B) TIPOS DE ESTRATOS QUE COMPÕEM OS DEPÓSITOS DE SOTAVENTO EM DUNAS EÓLICAS (IMAGEM DO CAMPO DE DUNAS DO MUNICÍPIO DE IMBITUBA, SANTA CATARINA); C) DISTRIBUIÇÃO DOS TIPOS DE DEPÓSITOS EM DUNA EÓLICA E SUAS VARIAÇÕES DEPOSICIONAIS NA FRENTE DA DUNA CONFORME O MEANDRO DA LINHA DE CRISTA (FOTO DE CECÍLIA B. SOSTER). ....	18
FIGURA 5. IMAGEM APRESENTANDO AS CLASSIFICAÇÕES MORFOLÓGICAS E MORFODINÂMICAS PARA DUNAS EÓLICAS (KOCUREK, 1991).....	20
FIGURA 6. IMAGENS DE DESERTOS COMPOSTOS POR <i>DRAAS</i> . A) DESERTO NA ARÁBIA SAUDITA; B) DESERTO EM OMÃ. IMAGENS RETIRADAS DO <i>GOOGLE EARTH</i> . ....	22
FIGURA 7. IMAGEM DE REGIÃO DE INTERDUNAS ÚMIDAS. CAMPO DE DUNAS DO MUNICÍPIO DE IMBITUBA (ESTADO DE SANTA CATARINA).....	23
FIGURA 8. SUCESSÃO VERTICAL DE FÁCIES DE INTERDUNAS MARCADA POR UMA PROGRESSIVA DIMINUIÇÃO DA UMIDADE EM DIREÇÃO AO TOPO ( <i>DRY UPWARD SUCESSION</i> ) (RETIRADO E MODIFICADO DE KOCUREK, 1981).....	24
FIGURA 9. SÍNTESE DE ESTRUTURAS SEDIMENTARES E OUTRAS FEIÇÕES CARACTERÍSTICAS DE DEPÓSITOS DE INTERDUNAS E O INTERVALO DE CONDIÇÕES DEPOSICIONAIS EM QUE SE FORMAM (KOCUREK, 1981).....	25
FIGURA 10. IMAGEM DE LENÇOL DE AREIA EÓLICO NA REGIÃO COSTEIRA DE IMBITUBA (SANTA CATARINA). ....	26
FIGURA 11. MODELO DE FORMAÇÃO DE SUPERFÍCIES LÍMITROFES PELO CAVALGAMENTO E MIGRAÇÃO DE DUNAS EÓLICAS: A) DUNAS SIMPLES; B) DUNAS COMPOSTAS. SUPERFÍCIES DE INTERDUNA, DE SUPERPOSIÇÃO E DE REATIVAÇÃO SÃO INDICADAS PELOS NÚMEROS 1, 2, E 3, RESPECTIVAMENTE; C) SUPERSUPERFÍCIES TRUNCANDO DISTINTOS EPISÓDIOS DE ACUMULAÇÃO EÓLICA (KOCUREK, 1991). ....	28

FIGURA 12. VARIAÇÕES NA VELOCIDADE E CAPACIDADE DO VENTO EM CARREGAR AREIA. A) VENTO MAIS BRANDO; B) VENTO MAIS POTENTE (ESTADO DE SANTA CATARINA). IMAGENS DE CECÍLIA B. SOSTER. ....	30
FIGURA 13. A) GERAÇÃO DE SETS DE ESTRATOS CRUZADOS POR MIGRAÇÃO E CAVALGAMENTO DE DUNAS. A ACUMULAÇÃO EXIGE UM BALANÇO SEDIMENTAR POSITIVO EM QUE A ENTRADA DE SEDIMENTOS (QE) SEJA MAIOR QUE A SAÍDA DE SEDIMENTOS (QS) E A ALTURA (H) DA SUPERFÍCIE DE ACUMULAÇÃO AUMENTEM COM O TEMPO. A RAZÃO ENTRE A TAXA DE SUBIDA DA SUPERFÍCIE DE ACUMULAÇÃO E A TAXA DE MIGRAÇÃO DA DUNA DETERMINA O ÂNGULO DE CAVALGAMENTO (A) DOS CONJUNTOS DE ESTRATOS CRUZADOS ACUMULADOS (MODIFICADO DE KOCUREK E HAVHOLM, 1993); B) E C) APRESENTAM EXEMPLOS DO ESTÁGIO INICIAL DA ACUMULAÇÃO ATRAVÉS DA FORMAÇÃO DE PEQUENAS DUNAS EÓLICAS (ZONA COSTEIRA DE IMBITUBA, SANTA CATARINA). ...	31
FIGURA 14. EXEMPLOS DOS TIPOS DE SISTEMAS EÓLICOS EM QUE: A) REPRESENTA SISTEMAS EÓLICOS SECOS (IMAGEM DE FENEK RALLY); B) SISTEMAS EÓLICOS ÚMIDOS (IMAGEM DE CHAPADA TREKKING); C) SISTEMAS EÓLICOS ESTABILIZADOS (IMAGEM DE LUIS BARROS). ....	32
FIGURA 15. COMPONENTES DE ACUMULAÇÃO E ESPAÇO DE PRESERVAÇÃO PARA SISTEMAS EÓLICOS SECOS E ÚMIDOS. A) SISTEMA EÓLICO SECO ONDE A ACUMULAÇÃO FOI CONSTRUÍDA ACIMA DO ESPAÇO DE PRESERVAÇÃO DEVIDO UM BALANÇO POSITIVO DE PROVISÃO DE SEDIMENTOS. POTENCIAL DE PRESERVAÇÃO DAQUELA PARTE DA ACUMULAÇÃO ACIMA DA LINHA DE ESPAÇO DE PRESERVAÇÃO É BAIXO EM LONGO PRAZO; B) SISTEMA EÓLICO SECO ONDE A ACUMULAÇÃO NÃO PREENCHE O ESPAÇO DE PRESERVAÇÃO DISPONÍVEL; C) SISTEMA EÓLICO ÚMIDO ONDE A SUBIDA DO FREÁTICO HABILITA A ACUMULAÇÃO PARA CONSTRUIR ACIMA DO ESPAÇO DE PRESERVAÇÃO GERADO POR SUBSIDÊNCIA. UMA QUEDA NO NÍVEL FREÁTICO RESULTA EM DEFLAÇÃO; D) SISTEMA EÓLICO ÚMIDO ONDE O FREÁTICO ESTÁ ABAIXO DA LINHA DE ESPAÇO DE PRESERVAÇÃO E ESPAÇO DE PRESERVAÇÃO PERMANECE NÃO PREENCHIDO. MODIFICADO DE KOCUREK & HAVHOLM (1993). ....	34
FIGURA 16. ILUSTRAÇÃO ESQUEMÁTICA DE COMO ALGUMAS COMBINAÇÕES DE VENTOS PRIMÁRIOS PODEM INTERAGIR PARA DETERMINAR A NATUREZA E ORIENTAÇÃO DE DEPÓSITOS EÓLICOS (TRADUZIDO E MODIFICADO DE SWEET, 1992). ....	37
FIGURA 17. FOTOS DE CAMPO E REPRESENTAÇÕES DIAGRAMÁTICAS DOS SETE ESTILOS DE ESTRATIFICAÇÃO DE FACE DE SOTAVENTO RECONHECIDOS NAS DUNAS DE WHITE SANDS DUNE FIELD NO NOVO MÉXICO. A) ESTILO A – MARCAS ONDULADAS EÓLICAS (WR) QUE OCORREM NAS SUPERFÍCIES EROSIVAS, DE DESVIOS E DE DEPOSIÇÃO; B) ESTILO B – MARCAS ONDULADAS EÓLICAS E QUEDA LIVRE DE GRÃOS (GA); C) ESTILO C – MARCAS ONDULADAS EÓLICAS, QUEDA LIVRE DE GRÃOS E FLUXO DE GRÃOS (GF); D) ESTILO D – APENAS QUEDA LIVRE DE GRÃOS; E) ESTILO E – QUEDA LIVRE DE GRÃOS E FLUXO DE GRÃOS COM MARCAS ONDULADAS EÓLICAS BASAIS; F) ESTILO F – QUEDA LIVRE DE GRÃOS E FLUXO DE GRÃOS; G) ESTILO G – SOMENTE FLUXO DE GRÃOS. IMAGEM RETIRADA E MODIFICADA DE EASTWOOD <i>ET AL.</i> (2012). ....	39
FIGURA 18. DIAGRAMA DE RESUMO MOSTRANDO A GAMA DE ÂNGULOS DE INCIDÊNCIA ASSOCIADOS A CADA ESTILO DE ESTRATIFICAÇÃO DE FACE DE SOTAVENTO (FIG. 17). OBSERVE A FAIXA DE ÂNGULOS DE INCIDÊNCIA PARA FLUXO DE GRÃOS, QUEDA LIVRE DE GRÃOS E MARCAS ONDULADAS EÓLICAS. AS TAXAS DE DEPOSIÇÃO CONTINUAM A AUMENTAR COM O ÂNGULO DE INCIDÊNCIA. IMAGEM RETIRADA E MODIFICADA DE EASTWOOD <i>ET AL.</i> (2012). ....	40
FIGURA 19. MAPA PALEO GEOGRÁFICO RETIRADO DE SCOTESE (2001) PALEOMAP PROJECT. .	42
FIGURA 20. MAPAS PALEOCLIMÁTICOS PARA O PERMIANO. A LEGENDA INDICA QUAL INDICADOR LITOLÓGICO SERIA ESPERADO PARA OCORRER NAS CINCO DIFERENTES ZONAS CLIMÁTICAS (TROPICAL, ÁRIDO, TEMPERADO QUENTE, TEMPERADO FRIO, GLACIAL) APRESENTANDO NA	

RECONSTRUÇÃO PALEOCLIMÁTICA, RETIRADO E MODIFICADO DE SCOTESE (2001) <i>PALEOMAP PROJECT</i> . .....	44
FIGURA 21. MAPAS PALEOGEOGRÁFICOS COM AS LOCALIZAÇÕES DE DEPÓSITOS DE EVAPORITOS, AREIAS EÓLICAS, FOSFORITOS, E CARVÃO PARA O (A) SAKMARIANO E PARA O (B) WORDIANO. MAPAS APRESENTANDO SIMULAÇÕES DE PRECIPITAÇÃO ANUAL MENOS EVAPORAÇÃO (MM/D) E VENTOS PARA AS ESTAÇÕES DE INVERNO (PRETO) E VERÃO (BRANCO) PARA OS EXPERIMENTOS COM 4xCO <sub>2</sub> NO (C) SAKMARIANO E NO (D) WORDIANO. RETIRADO E MODIFICADO DE GIBBS <i>ET AL.</i> (2002). .....	45
FIGURA 22: PLANILHA BASE PARA LEVANTAMENTO DE SEÇÕES ESTRATIGRÁFICAS. ....	48
FIGURA 23. A) IMAGEM APRESENTANDO MAPA DA AMÉRICA DO SUL E O POSICIONAMENTO DAS ÁREAS DA PROVÍNCIA PARNAÍBA, DA BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS E DA SUB-BACIA DE TUCANO NORTE; B) DETALHE DA BACIA DO PARNAÍBA APRESENTANDO A GEOLOGIA LOCAL DA ÁREA ESTUDADA EM MONSENHOR GIL NO ESATDO DO PIAUÍ; C) DETALHE DA BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS E DA SUB-BACIA DE TUCANO NORTE EXIBINDO AS LOCALIDADES DE ESTUDO PRÓXIMOS AOS MUNICÍPIOS DE SANTA BRÍGIDA NO ESTADO DA BAHIA E DE IGREJA NOVA NO ESTADO DE ALAGOAS, ASSIM COMO A GEOLOGIA LOCAL.....	50
FIGURA 24. IMAGEM APRESENTANDO AS ÁREAS DAS UNIDADES GEOTECTÔNICAS DA PROVÍNCIA PARNAÍBA COMPOSTAS PELA BACIA DO GRAJAUÍ, BACIA DAS ALPERCATAS, BACIA DO PARNAÍBA E BACIA DO ESPIGÃO-MESTRE. IMAGEM DE SILVA <i>ET AL.</i> (2003, MODIFICADO DE GOÉS, 1995). ....	51
FIGURA 25. (A) MAPA DO BRASIL COM DESTAQUE DA LOCALIZAÇÃO DA BACIA DE TUCANO; (B) SUBDIVISÕES E CONTEXTO GEOLÓGICO DA BACIA DE TUCANO (EXTRAÍDO E MODIFICADO DE MAGNAVITA <i>ET AL.</i> , 2003). .....	55
FIGURA 26. A) MAPA DO BRASIL COM DESTAQUE DA LOCALIZAÇÃO DA BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS E DE SUA DIVISÃO EM SUB-BACIAS DO ALAGOAS E DE SERGIPE; B) DETALHE DAS SUBDIVISÕES E CONTEXTO GEOLÓGICO DAS SUB-BACIAS DE ALAGOAS E SERGIPE (CRÉDITOS DO MAPA PARA ROSSANO D. L. MICHEL). ....	58

## LISTA DE QUADROS

QUADRO 1. QUADRO APRESENTANDO A ESTRATIGRAFIA, IDADE E O ESTÁGIO PALEOCLIMÁTICOS PARA O SUL DA AMÉRICA DO SUL DURANTE O PERMIANO. IMAGEM RETIRADA E MODIFICADA DE LIMARINO <i>ET AL.</i> (2014). .....	42
QUADRO 2. REPRESENTAÇÃO CRONOESTRATIGRÁFICA DA BACIA DO PARNAÍBA APRESENTANDO O PERÍODO E O AMBIENTE DEPOSICIONAL PARA A FORMAÇÃO PEDRA DE FOGO E PARA AS FORMAÇÕES LÍMITROFES NA SUCESSÃO VERTICAL. IDADES RETIRADAS DA CARTA CRONOESTRATIGRÁFICA DE VAZ <i>ET AL.</i> (2007). .....	52
QUADRO 3. REPRESENTAÇÃO CRONOESTRATIGRÁFICA DA SUB-BACIA DE TUCANO NORTE APRESENTANDO O PERÍODO E O AMBIENTE DEPOSICIONAL PARA A FORMAÇÃO SANTA BRÍGIDA E PARA AS FORMAÇÕES LÍMITROFES NA SUCESSÃO VERTICAL. IDADES RETIRADAS DA CARTA CRONOESTRATIGRÁFICA DE COSTA <i>ET AL.</i> (2007). .....	57
QUADRO 4. REPRESENTAÇÃO CRONOESTRATIGRÁFICA DA BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS APRESENTANDO O PERÍODO E O AMBIENTE DEPOSICIONAL PARA A FORMAÇÃO ARACARÉ E PARA AS FORMAÇÕES LÍMITROFES NA SUCESSÃO VERTICAL. IDADES OBTIDAS DA CARTA CRONOESTRATIGRÁFICA DE CAMPOS NETO <i>ET AL.</i> (2007). .....	58

## SUMÁRIO

<b>Resumo .....</b>	<b>I</b>
<b>Abstract.....</b>	<b>III</b>
<b>Lista de figuras.....</b>	<b>V</b>
<b>Lista de quadros.....</b>	<b>VIII</b>
<b>Sobre a Estrutura da Tese .....</b>	<b>XI</b>
<b>1. Introdução.....</b>	<b>9</b>
1.1. OBJETIVOS DA PESQUISA.....	11
<b>2. Estado da Arte .....</b>	<b>12</b>
2.1. MORFOLOGIA .....	15
2.2. CONTROLES EM SISTEMAS EÓLICOS .....	28
2.3. RECONSTRUÇÃO DA DIREÇÃO DE VENTOS .....	35
2.4. CONFIGURAÇÃO MORFOLÓGICA, CLIMÁTICA E DE CIRCULAÇÃO DE VENTOS DO EOPERMIANO .....	41
<b>3. Metodologia .....</b>	<b>47</b>
<b>4. Contexto Geológico .....</b>	<b>50</b>
4.1. FORMAÇÃO PEDRA DE FOGO.....	51
4.2. FORMAÇÃO SANTA BRÍGIDA (MEMBRO CALDEIRÃO) .....	54
4.3. FORMAÇÃO ARACARÉ.....	57
<b>5. Resumo dos Principais Resultados obtidos, Interpretações Desenvolvidas nos Artigos e Discussão Integradora dos Resultados .....</b>	<b>60</b>
5.1. ARQUITETURA DE FÁCIES E EVOLUÇÃO ESTRATIGRÁFICA DE DEPÓSITOS DE DUNAS EÓLICAS E INTERDUNAS, MEMBRO CALDEIRÃO (FORMAÇÃO SANTA BRÍGIDA), PERMIANO, BRASIL.....	60
5.2. MORFODINÂMICA DE DUNAS EÓLICAS E RECONSTRUÇÃO DO REGIME DE VENTOS, PERMIANO INFERIOR, FORMAÇÃO ARACARÉ, BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS, BRASIL. ....	61
5.3. CICLICIDADE EM SISTEMAS LACUSTRES E INTERAÇÃO COM DUNAS EÓLICAS NO GONDWANA DURANTE O PERMIANO INFERIOR, FORMAÇÃO PEDRA DE FOGO, BACIA DO PARNAÍBA, BRASIL. ....	62
5.4. AMBIENTES DEPOSICIONAIS E PADRÃO DO REGIME DE VENTOS EM MÉDIAS LATITUDES DO OESTE DO GONDWANA DURANTE O PERMIANO INFERIOR.....	63
5.5. DISCUSSÃO INTEGRADORA DOS ARTIGOS.....	64
<b>6. Conclusões .....</b>	<b>68</b>
<b>7. Referências Bibliográficas .....</b>	<b>70</b>

<b>8. Artigos</b> .....	<b>81</b>
8.1. ARTIGO 1: AEOLIAN DUNES MORPHODYNAMICS AND WIND REGIME RECONSTRUCTION, LOWER PERMIAN ARACARÉ FORMATION, SERGIPE-ALAGOAS BASIN, BRAZIL.....	81
8.2. ARTIGO 2: CYCLICITY IN LACUSTRINE SYSTEM AND INTERACTION WITH AEOLIAN DUNES IN LOWER PERMIAN GONDWANA, PEDRA DE FOGO FORMATION, PARNAÍBA BASIN, BRAZIL.....	115
8.3. ARTIGO 3: DEPOSITIONAL ENVIRONMENTS AND WIND REGIME PATTERN IN MID-LATITUDES OF WESTERN GONDWANA DURING EARLY PERMIAN.....	167
<b>9. Anexos</b> .....	<b>198</b>
9.1. ANEXO A.....	198
9.2. ANEXO B.....	233
9.3. ANEXO C.....	234



## SOBRE A ESTRUTURA DA TESE

A presente tese de doutorado cujo título é “*Estratigrafia, paleoclimatologia, paleogeografia e morfodinâmica dos sistemas eólicos Eopermianos da porção centro-norte do Gondwana, Brasil*” está estruturada em torno de três artigos científicos submetidos em periódicos classificados pela CAPES como *Qualis A*. Assim, a organização deste trabalho compreende a seguinte sequência:

- a) Texto Integrador compreendendo os capítulos sobre a introdução, os objetivos da pesquisa, o estado da arte do tema, metodologia, o contexto geológico das áreas de estudo, o resumo dos principais resultados e interpretações obtidos, discussão integradora dos resultados, conclusões e bibliografia.
- b) As revistas em que os artigos foram submetidos são: *Aeolian Research (A2)*; *Sedimentary Geology (A2)*; *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology (A1)*.
- c) Anexo de um artigo-chave para essa tese publicado por Jones *et al.* (2016) na revista *Sedimentary Geology (A2)* com o título “*Facies architecture and stratigraphic evolution of aeolian dune and interdune deposits, Permian Caldeirão Member (Santa Brígida Formation), Brazil*”.

## 1. INTRODUÇÃO

Os sistemas eólicos possuem grande importância em estudos paleoclimáticos, permitindo a inferência de regiões mais áridas em diferentes períodos geológicos. Os principais tipos de sistemas deposicionais eólicos são classificados como sistemas eólicos secos e úmidos (por exemplo, Kocurek & Havholm, 1993; Mountney, 2006a). Definem-se como sistemas eólicos secos aqueles localizados em zonas saturadas, isto é, resulta em abundância de areia seca permitindo que a constante migração e crescimento de dunas eólicas atinjam um tamanho que cubra todo o substrato. Isso é reflexo do posicionamento do lençol freático ou sua franja capilar abaixo da superfície deposicional. Os sistemas eólicos úmidos são aqueles localizados em zonas metassaturadas, sendo fruto da interferência do lençol freático ou sua franja capilar na superfície de deposição, permitindo o acúmulo de interdunas úmidas (Crabaugh & Kocurek, 1993; Mountney & Thompson, 2002; Dias & Scherer, 2008). Essas áreas de umidade reteem os grãos indisponibilizando esses sedimentos para o carregamento do vento. Desse modo, apesar de geralmente as regiões de interdunas representarem uma pequena proporção no registro de sistemas eólicos, a análise criteriosa e detalhada dessas porções sedimentares são fundamentais para a elaboração de modelos ambientais e para o entendimento dos fatores controladores do sistema.

Além disso, a análise de depósitos eólicos permite a definição de ciclicidade climática em diferentes escalas temporais. Por exemplo, o espaçamento regular entre superfícies de reativação indica erosão sazonal e retrabalhamentos da frente da duna, sugerindo mudanças sazonais na direção e/ou força do vento (Chan & Archer, 1999, 2000; Loope *et al.*, 2001; Mountney, 2006b; Scherer & Goldberg, 2010). A intercalação entre estruturas de depósitos de interdunas secas, úmidas e encharcadas pode ser relacionada a variações na precipitação local em períodos com escala de tempo de anos ou décadas (Mountney & Thompson, 2002; Jones *et al.*, 2016). Por sua vez, a alternância temporal entre sistemas eólicos secos e úmidos podem estar relacionados com mudanças climáticas dirigidas através de ciclos orbitais (Loope, 1985; Clemmensen *et al.*, 1994; Scherer & Lavina, 2005; Mountney, 2006b; Jones *et al.*, 2016).

A constante migração de dunas eólicas e o sucessivo empilhamento no sistema são marcados por estratos cruzados e superfícies truncadas desenvolvidas por diferentes processos (como por exemplo, supersuperfície, superfície de interdunas, superfície de reativação) durante a construção do registro sedimentar (Kocurek, 1996, Day & Kocurek, 2018). Os estratos cruzados são processos resultantes da migração das dunas eólicas na direção a favor do vento, ocorrendo na face de sotavento de dunas e compreendendo três tipos diferentes: estratos de fluxo de grãos e queda livre de grãos movidos pela gravidade e marcas onduladas eólicas por tração. A interação do ângulo de incidência do fluxo de ar em relação à linha de crista e o tipo de arranjo formado pelos estratos depositados na face sotavento são uma ferramenta importante para reconstrução dos padrões de fluxo de ar em paleodunas eólicas no registro sedimentar (Sweet & Kocurek, 1990; Kocurek, 1991, 1996; Eastwood *et al.*, 2012).

Uma análise integrada da geometria e orientação dos estratos cruzados de dunas eólicas como também de suas superfícies limítrofes, associados com a interpretação das relações laterais e verticais dos tipos de estratos eólicos (i.e. estratos de fluxos de grãos, queda livre de grãos e marcas onduladas eólicas), além de permitir uma reconstrução segura da morfologia de dunas eólicas, retrata o comportamento morfodinâmico de dunas com maior precisão. A reconstrução do comportamento migratório das dunas eólicas fornece, com maior precisão, a direção do vento no local, e assim, pode-se inferir sobre o regime de ventos o qual a duna está sujeita, fornecendo parâmetros importantes para uma reconstrução mais completa do sistema eólico. Além disso, permite a elaboração, comparação e aprimoramentos de modelos de circulação atmosférica (Scherer & Goldberg, 2007; Eastwood *et al.*, 2012).

Extensos sistemas de campos de dunas foram construídos no Pangea em resposta à localização de grandes massas terrestres desse supercontinente em zonas desérticas nas latitudes subtropicais norte e sul (Rodríguez-López *et al.*, 2014). Embora existam muitos estudos de sucessões eólicas na Laurásia como Rotliegend Group (Glennie, 1970), Yellow Sands (Clemmensen, 1989), Bridgnorth Sandstone Formation (Steele, 1981), Schnebly Sandstone Formation (Blakey, 1990), Lyons Sandstone Formation (McKee, 1979), De Chelly Sandstone (Blakey, 1990), Yeso Formation (Mack & Dinterman, 2002), Upper Minelusa Formation (Fryberger,

1984), Cedar Mesa Sandstone (Mountney & Jagger, 2004), Organ Rock Formation (Cain & Mountney, 2009), ainda ocorrem poucos estudos no Gondwana durante o Permiano Inferior. Dentre os poucos trabalhos existentes, cabe ressaltar a Formação Pirambóia no Brasil (Dias & Scherer, 2008), a Formação Buena Vista no Uruguai (Goso *et al.*, 2001) e os sistemas eólicos na Argentina a partir do retroarco Paganzo Basin como a Formação Andapaico e a Formação De la Cuesta (Spalletti *et al.*, 2010; Correa *et al.*, 2012), além do sistema eólico do Membro Caldeirão no Brasil (Jones *et al.*, 2016). Assim, esta pesquisa contribuirá com novos e valiosos estudos de caso para o contexto centro-norte do Gondwana.

### 1.1. OBJETIVOS DA PESQUISA

O objetivo geral deste projeto é levantar novos dados de bacias paleozoicas brasileiras e realizar a inserção e comparação das direções de ventos medidas através dos estratos cruzados de dunas eólicas com modelos de circulação atmosféricos disponíveis para o Permiano Inferior (como por exemplo, as simulações realizadas por Gibbs *et al.*, 2002), visando à reconstrução dos paleoventos existentes na centro-norte do Gondwana. Para tanto, serão analisados depósitos Eopermianos da Sub-bacia de Tucano Norte (Membro Caldeirão da Formação Santa Brígida), da Bacia de Sergipe-Alagoas (Formação Aracaré) e da Bacia do Parnaíba (Formação Pedra de Fogo). Como objetivos específicos desse trabalho, pode-se destacar: (1) definir os modelos deposicionais das diferentes acumulações eólicas estudadas, envolvendo a reconstrução morfológica e morfodinâmica das dunas eólicas; (2) identificar e interpretar as diferentes escalas de ciclicidade (sedimentológica e estratoigráfica) observada nas unidades estudadas; (3) compreensão dos mecanismos controladores da acumulação e da preservação eólica; (4) definição da evolução estratigráfica e possível correlação das unidades de estudos; (5) estabelecer um modelo paleogeográfico e paleoclimático integrando as diferentes unidades estudadas.

## 2. ESTADO DA ARTE

O vento é um importante agente geomorfológico desde que sua capacidade de carregamento seja o suficiente para superar qualquer estabilização de superfície (Kocurek, 1996). A ocorrência de processos eólicos é comumente associada com sistemas áridos de clima quente e frio associados a contextos desérticos, embora possam ocorrer em uma variedade de cenários deposicionais (costeiros, *outwash* de planícies fluviais e glaciais, regiões vulcânicas) (Kocurek, 1996; Mountney, 2006a). As feições eólicas se desenvolvem onde a cobertura vegetal é escassa ou ausente, permitindo desse modo que os ventos transportem grãos predominantemente de tamanho menor que areia grossa. Em decorrência disso, os processos eólicos tiveram grande atuação na erosão, no transporte e na deposição de sedimentos antes do surgimento das plantas terrestres, ou até mesmo hoje, ocorrendo em outros planetas como Marte o qual sofre forte atuação da dinâmica dos ventos em sua superfície (Greeley & Iverson, 1985; Kocurek, 1996).

Contudo, nem sempre os depósitos eólicos são fáceis de reconhecer nos afloramentos geológicos, sendo muitas vezes complicado diferenciar de outros tipos de depósitos devido a grande similaridade sedimentar que podem ter, em especial, com os de origem fluvial e marinha (Mountney, 2006a). Além disso, Mountney (2006a) lista uma série de obstáculos para construir uma representação detalhada da arquitetura de uma sucessão eólica e sua reconstrução paleoambiental, sendo estas: (1) apesar de sistemas compreendendo dunas eólicas sejam tipicamente dominadas por poucos tipos de fácies sedimentares (em geral por volta de quatro), as variações no arranjo geométrico dessas poucas fácies podem levar para modelos radicalmente diferentes; (2) apesar de outras fácies (estratos convolutos, marcas onduladas subaquosas, estruturas de adesão,...) suprirem apenas uma pequena parcela da maioria das sucessões eólicas, sua correta interpretação é substancial para a determinação dos mecanismos controladores da acumulação; (3) erosão é parte inerente da migração de formas eólicas, e sucessões preservadas são 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.

A correta interpretação do tipo de sistema eólico tem importantes implicações tanto para as reconstruções paleogeográficas e paleoclimáticas, como também para a caracterização de reservatórios eólicos de hidrocarbonetos e água (Chrintz & Clemmensen, 1993).

Os processos que atuam dentro de sistemas eólicos em desertos são complexos e operam em uma variedade de escalas espaciais e temporais (Kocurek, 1996). A relação entre vento e suscetibilidade do substrato é complexa e depende de fatores como aridez (i.e. precipitação e evapotranspiração), energia do vento e aporte sedimentar (Lancaster, 1988; Kocurek, 1996). 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 areia seca; e (iii) capacidade de transporte do vento (Kocurek, 1996; Rodríguez-López *et al.*, 2014).

As características para a identificação de dunas eólicas se dão, em modo geral, pelo alto arredondamento dos grãos, textura fosca dos grãos, gradação inversa das laminações, ocorrências de estratificações cruzadas de grande porte, e através do arranjo de estilos de estruturas sedimentares eólicas de pequena escala tais como fluxo e queda livre de grãos, estratos transladantes de marcas onduladas eólicas e estruturas de adesão eólica (Fig. 1).

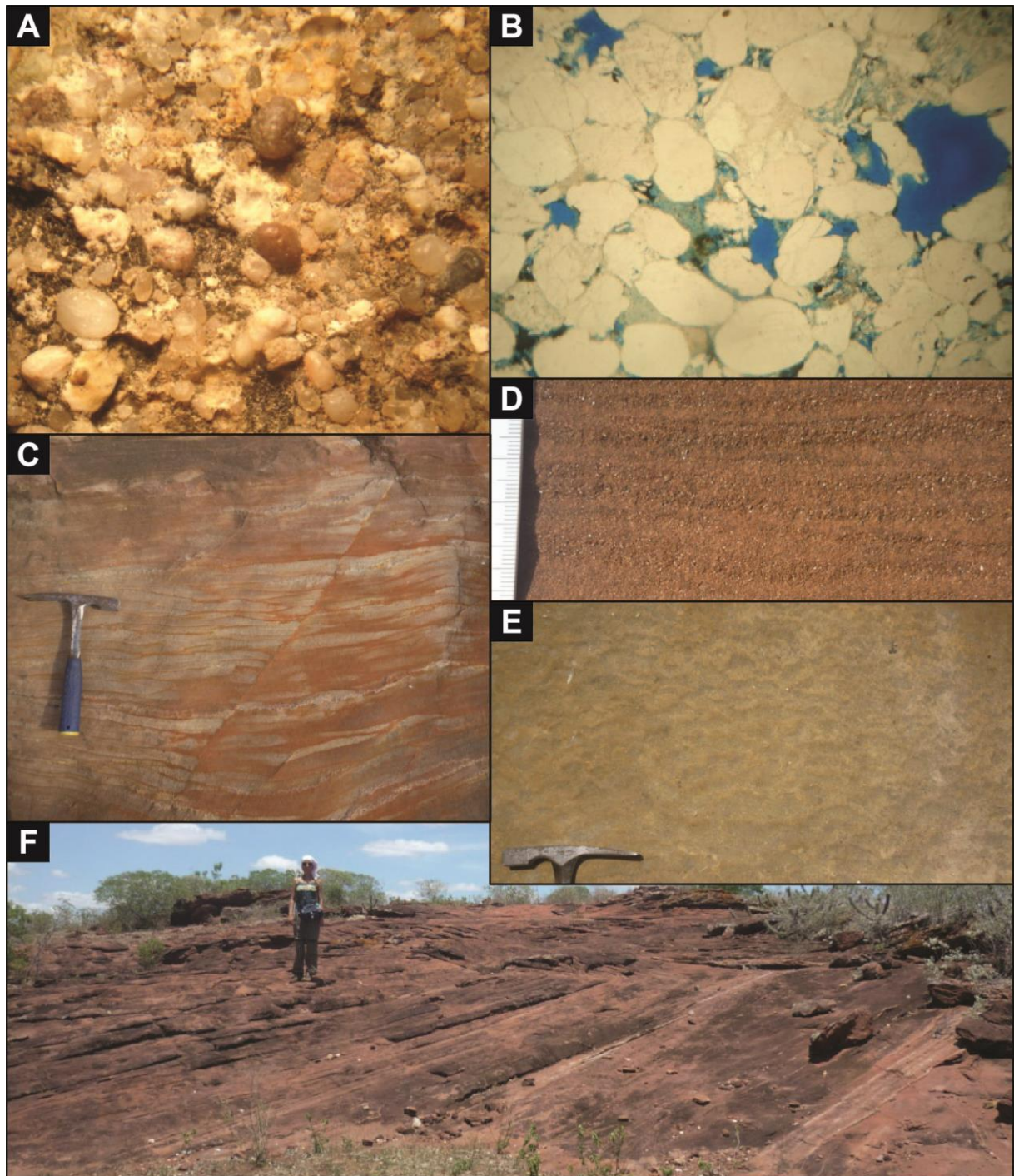


Figura 1. A) Textura fosca dos grãos eólicos; B) Grãos arredondados e tendendo a esfericidade; C) Fluxos de grãos envelopados por queda livre de grãos; D) Gradação inversa em marcas onduladas eólicas (*pin stripe*); E) Estruturas corrugadas de adesão eólica; F) Estratos cruzados de grande porte. Imagens, amostra e lâmina oriundas das rochas que compõem o Membro Caldeirão no município de Santa Brígida (Estado da Bahia).

## 2.1. MORFOLOGIA

As formas de leito geradas pelo vento podem ser subdivididas em três hierarquias distintas (Fig. 2), conforme a sua amplitude e comprimento de onda (Wilson, 1972), refletindo diferentes escalas temporais: (1) marcas onduladas eólicas, (2) dunas e (3) *draas*.

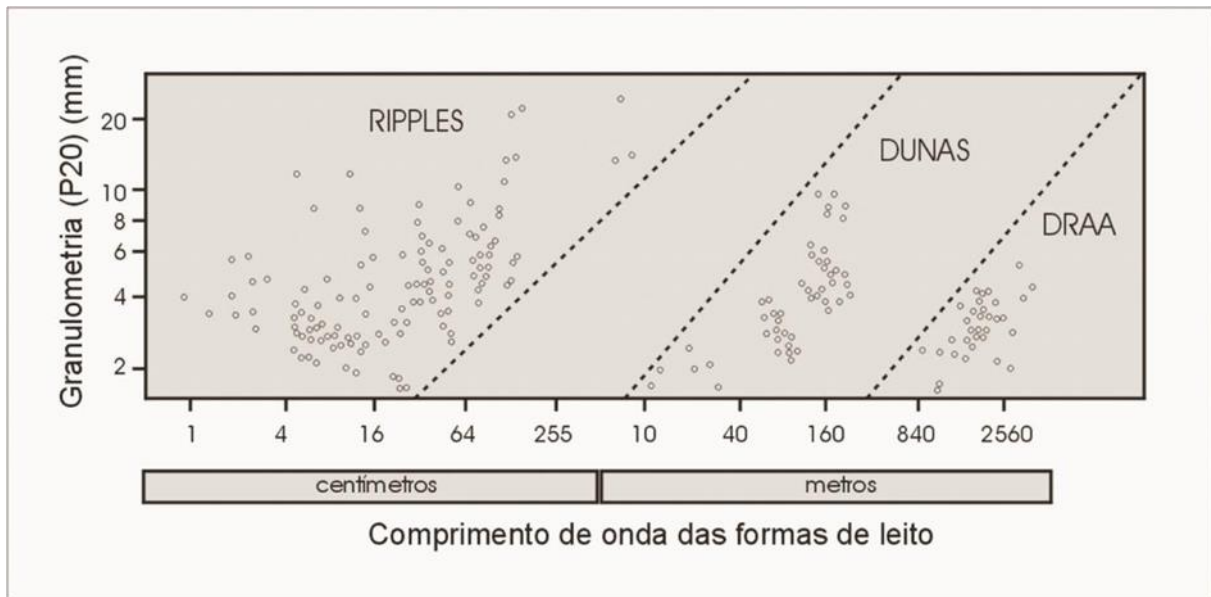


Figura 2. Gráfico apresentando a relação entre o tamanho de grão versus o comprimento de onda das formas eólicas e sua classificação separada em três grupos distintos representados por marcas onduladas, dunas e *draas*. Modificado de Wilson (1972).

### Marcas onduladas eólicas

As marcas onduladas são geradas em um curto intervalo de tempo, compreendendo horas ou dias (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 (Bagnold, 1941; Mountney, 2006a). Marcas onduladas eólicas podem ser diferenciadas de marcas onduladas subaquosas através do alto índice de *ripple* que as caracterizam (razão do comprimento de onda dividida pela altura), alcançando valores entre 25-40. Além disso, as marcas onduladas eólicas são caracterizadas pela gradação inversa de grãos que resulta da migração de grãos mais grossos na crista das marcas



onduladas sobre as calhas de granulometria mais fina (Schenk, 1990). Uma vez iniciado o impacto de grãos, e com o subsequente crescimento e cavalgamento das formas onduladas teremos a criação de duas zonas: (1) zona de impacto, em que temos o declive do dorso da marca ondulada com a face contra o vento capturando a entrada de grãos em saltação; e (2) zona de sombra, em que o declive frontal da marca ondulada com a face a favor do vento, tendo um impacto mínimo dos grãos. Desse modo, grãos mais grossos frequentemente se concentram nas cristas das marcas onduladas, enquanto os grãos mais finos são preferencialmente aprisionados nas zonas de sombra das calhas das marcas onduladas (Fig. 3) (Mountney, 2006a).



Figura 3. Imagem de marcas onduladas eólicas recentes em lençóis de areia de zona costeira próximo ao campo de dunas do município de Imbituba (Estado de Santa Catarina). Nota-se a diferença do tamanho de grãos mais finos na calha (zona de sombra) e mais grossos no dorso.

## Dunas eólicas

As dunas eólicas se desenvolvem em uma escala de tempo de 10 a  $10^2$  anos (variações sazonais), e apresentam comprimentos de onda de 5 a 500 m e altura de 10 cm a 100 m (Mountney, 2006a). A maioria das dunas possui uma superfície de barlavento (*stoss slope*) com inclinação de 8-16° e uma superfície de sotavento (*lee slope*) com inclinação de 20-34°. Os principais elementos que constituem os depósitos de dunas eólicas são os *sets* de estratificação cruzada, as superfícies limítrofes e os tipos de estratificação (Kocurek, 1991). Os *sets* de estratificações cruzadas são os depósitos básicos de uma duna eólica, formados por um conjunto de processos que ocorrem na face frontal das dunas (Kocurek, 1991). Devido à relação do ângulo de cavalgamento ser menor que a inclinação do dorso das formas de leito (ângulo 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 (Fig. 4) que se desenvolvem na face frontal das dunas e consistem nos principais critérios para identificação de estratos cruzados eólicos no registro geológico são: (1) fluxo de grãos; (2) queda livre de grãos; e (3) estratos transladantes cavalgantes de marcas onduladas eólicas (Hunter, 1977; Kocurek, 1991).

Os fluxos de grãos são gerados quando o ângulo da face frontal 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 apresentam gradação inversa das lâminas e mostram uma geometria em cunha em corte paralelo ao fluxo, ou geometria em lentes em vista em planta ou em cortes transversais ao fluxo.

A queda livre de grãos é o processo em que a areia é transportada por suspensão ou saltação, e gerada através da acomodação de grãos ao entrarem nas zonas protegidas do vento (zonas de sombra). Ao transpor a linha de crista, ocorre uma expansão e conseqüente desaceleração do fluxo, depositando os sedimentos trazidos em suspensão (Cooper, 1958; Hunter, 1977). Os estratos de queda livre de grãos são geralmente difíceis de distinguir (Schenk, 1990), porém são com frequência moderadamente empacotados (Kocurek, 1991) e exibem geometria tabular seguindo a topografia pré-existente (Hunter, 1977; Kocurek, 1996).

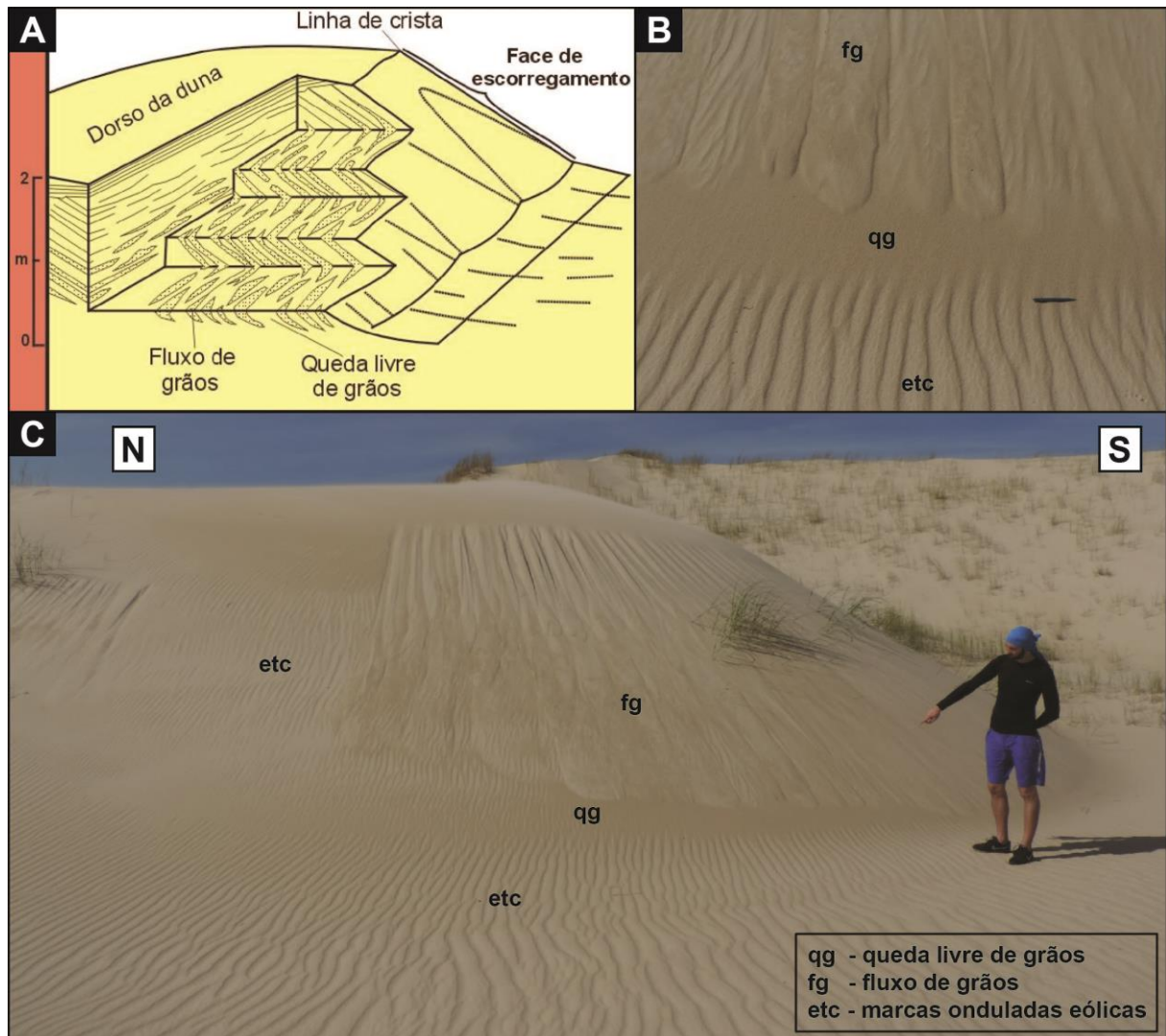


Figura 4. A) Esquema de duna eólica apresentando cortes com vista paralela e transversal à direção de migração e exibindo os diferentes estratos de deposição eólicas e suas morfologias dentro dos estratos cruzados (Hunter, 1977); B) Tipos de estratos que compõem os depósitos de sotavento em dunas eólicas (imagem do campo de dunas do município de Imbituba, Santa Catarina); C) Distribuição dos tipos de depósitos em duna eólica e suas variações deposicionais na frente da duna conforme o meandro da linha de crista (Foto de Cecília B. Soster).

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, embora na quase totalidade das vezes apresente um ângulo subcrítico. Muitas vezes apresentam gradação inversa de grãos (Hunter, 1977; Kocurek, 1991).

### **Classificação de dunas eólicas**

A classificação de dunas eólicas simples pode ser dada por duas maneiras distintas (Fig. 5): uma baseada na geometria da duna e chamada de classificação morfológica (McKee, 1979), e outra baseada na orientação da duna em relação ao vetor médio dos ventos, denominada de classificação morfodinâmica (Hunter *et al.*, 1983). Os tipos morfológicos mais comuns de dunas são crescente, linear e estrela. A família das dunas crescentes incluem dunas barcanas e barcanóides, apresentando assimetria distinta e comumente sinuosidade da linha de crista, com uma superfície suave do dorso da duna e uma inclinação íngreme da face frontal (Kocurek, 1991, 1996). Por sua vez, as dunas lineares apresentam-se simétrica e podem ter crista reta ou meandrante (Kocurek, 1991, 1996). As dunas estrelas são ramificadas, isto é, apresentam três ou mais faces de sotavento (Mountney, 2006a) que irradiam de um ou dois picos centrais (Kocurek, 1991, 1996). Existe uma variedade de tipos de dunas mais especializadas na classificação morfológica. Dunas parabólicas são dunas com forma de “U” e associadas com estabilização parcial pela vegetação em que a porção central migra enquanto as porções estabilizadas originam braços das dunas estendidos e que apontam contra o vento (Kocurek, 1991, 1996). *Zibars* são dunas arredondadas e de baixo relevo associadas com tamanho de grão grosso demais para poder gerar uma face de escorregamento (Kocurek, 1991, 1996). O termo duna dômica tem sido usado para se referir a dunas barcanas sem fácies de escorregamento (Kocurek, 1996).

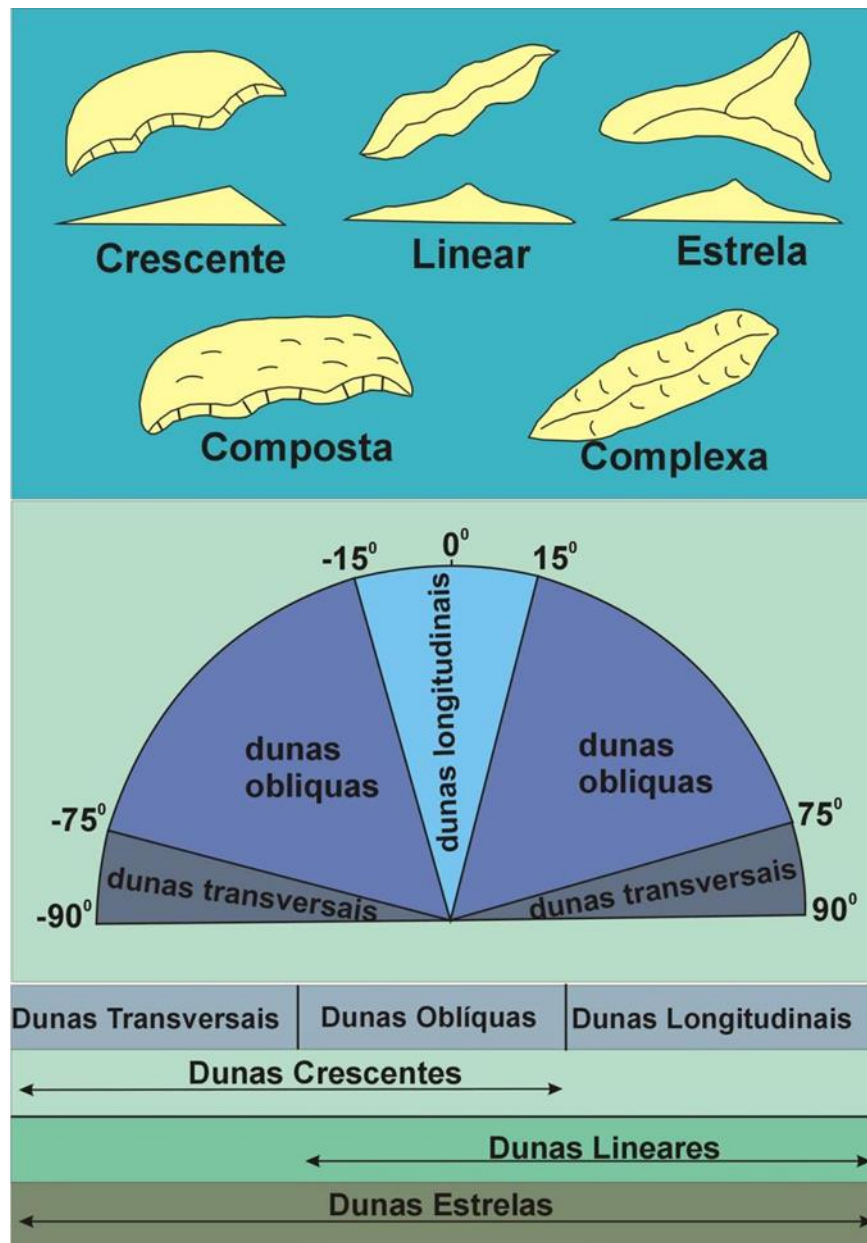


Figura 5. Imagem apresentando as classificações morfológicas e morfodinâmicas para dunas eólicas (Kocurek, 1991).

A classificação morfodinâmica está dividida em longitudinal, oblíqua e transversal (Hunter *et al.*, 1983). Dunas transversais são aquelas com linha de crista perpendicular (com uma variação de até 15°) em relação ao vetor resultante da direção de transporte (Kocurek, 1991, 1996). Dunas oblíquas possuem a linha de crista orientada entre 15° e 75° em relação ao vetor (Kocurek, 1991, 1996). Por sua vez, dunas longitudinais são aquelas em que a linha de crista é paralela ou subparalela (com uma variação de até 15°) em relação ao vetor resultante da

direção de transporte (Kocurek, 1991, 1996). A melhor explicação para as diferentes classificações morfodinâmicas surge do conceito de *maximum gross bedform-normal transport* proposto por Rubin & Hunter (1987) e Rubin & Ikeda (1990). O conceito relata a tendência das formas de leito buscar o equilíbrio com as condições de fluxo. Entretanto, existe um atraso no tempo de resposta que aumenta com o tamanho da duna. Assim, o período de flutuação de fluxo que é mais curto que o tempo de resposta da duna, é longo o suficiente para que a forma de leito comece a responder, e isso implicará na movimentação da duna ao qual tenderá a se orientar o mais transversalmente possível ao sentido de fluxo (Kocurek, 1996). Esse feito é notado, por exemplo, quando grandes dunas tentam se orientar perpendicularmente ao sentido de fluxo quando sofrem influência de ventos de diferentes orientações os quais se alteram devido a variações sazonais. Isso implica no constante reajuste de orientação da duna e a resultante desses esforços implica a classificação dela (transversal, oblíqua ou longitudinal).

As duas classificações são necessárias devido aos tipos morfológicos não coincidirem com um tipo morfodinâmico específico (Kocurek, 1991). Por exemplo, dunas estrelas podem ter suas cristas orientadas em direções transversais, oblíquas ou longitudinais. Assim como dunas lineares podem ser classificadas tanto como longitudinais quanto oblíquas, e dunas crescentes em transversais e oblíquas (Fig. 5) (Nielson & Kocurek, 1987).

### ***Draas***

Os *draas* se desenvolvem em um tempo mais longo (Fig. 6), dentro de um intervalo de  $10^3$  a  $10^5$  anos. O termo *draa* é restrito às formas de leito maiores, em que o comprimento de onda varia de 500 a 5500 m e a altura de 20 a 450 m, apresentando a migração de dunas superpostas no seu dorso e na face frontal (Kocurek, 1981). Esta mega-forma ocorre apenas nos maiores *ergs*, onde as taxas de suprimento e transporte de sedimentos eólicos são altas (Mountney, 2006a).

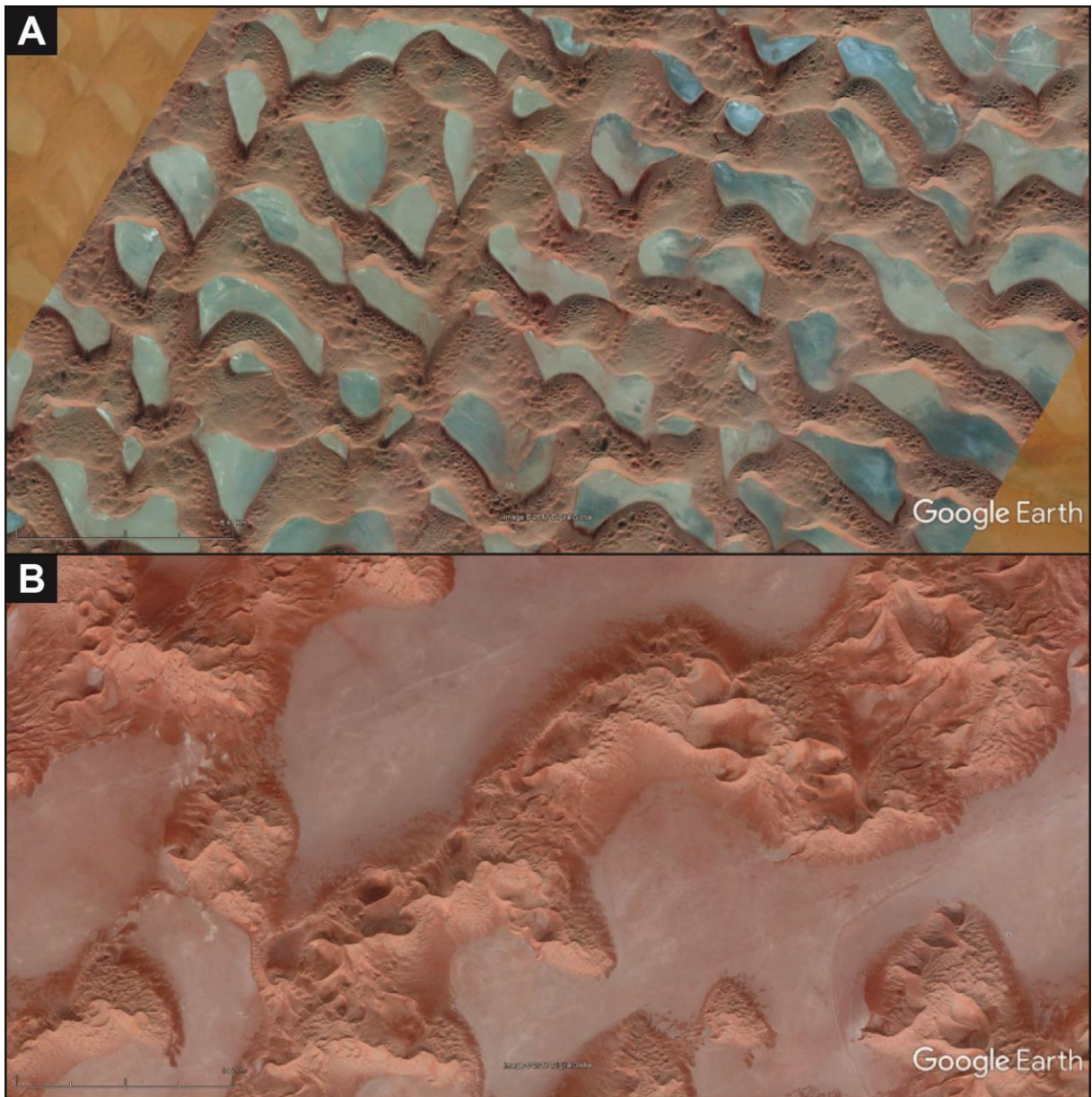


Figura 6. Imagens de desertos compostos por *draas*. A) Deserto na Arábia Saudita; B) deserto em Omã. Imagens retiradas do *Google Earth*.

Os *draas* podem ser classificados como composto ou complexo. O *draa* composto é denominado quando dunas do mesmo tipo estão superpostas, como por exemplo, uma duna crescente superposta em uma duna crescente maior. O *draa* complexo é dado quando dunas de tipos diferentes estão superpostas, tal como exemplo, uma duna crescente superposta em uma duna linear (Kocurek, 1996).

## Interdunas

As áreas de interdunas (Fig. 7) são importantes indicadoras das condições gerais do campo de dunas e frequentemente apresentam empilhamento de fácies complexo refletindo mudanças em condições deposicionais específicas (Fig. 8) (Kocurek, 1981). As interdunas podem ser separados em depósitos secos, úmidos e encharcados (Kocurek, 1981), tendo assim, diferentes características faciológicas (Fig. 9).



Figura 7. Imagem de região de interdunas úmidas. Campo de dunas do município de Imbituba (Estado de Santa Catarina).

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 sugerem condições deposicionais diferentes (Kocurek, 1981).

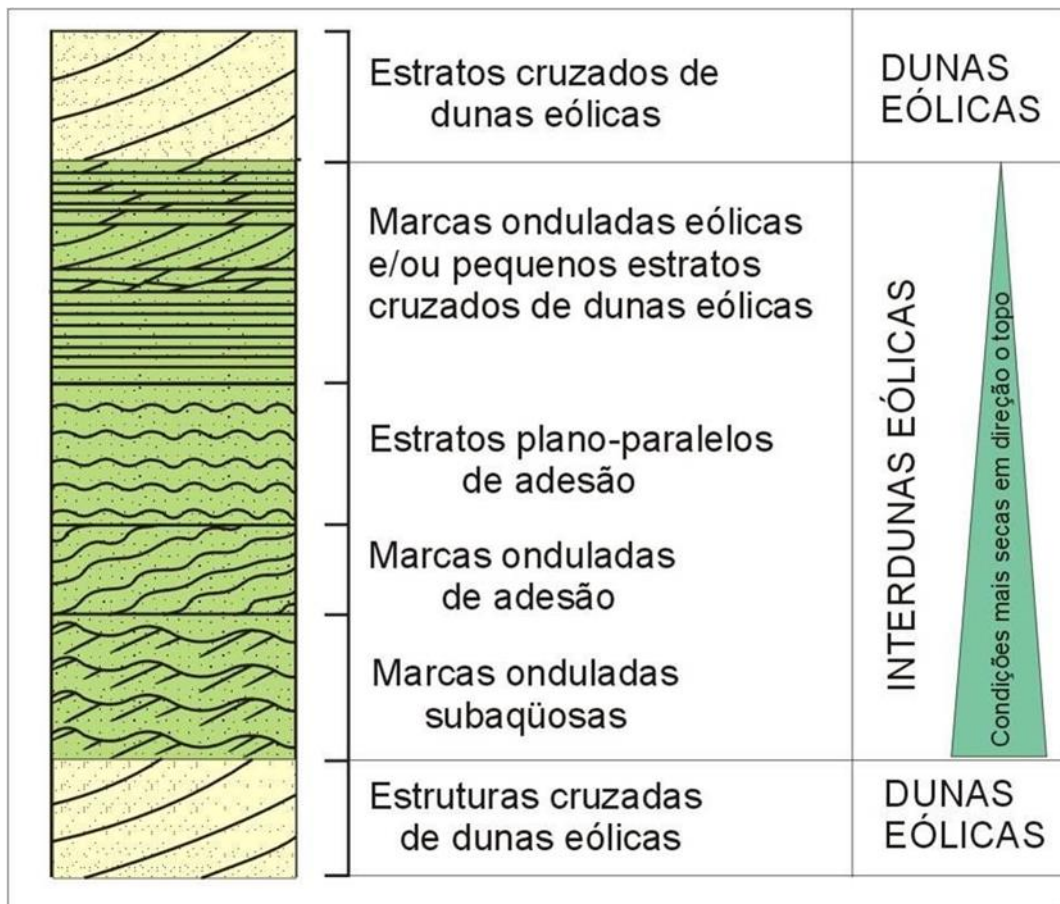


Figura 8. Sucessão vertical de fácies de interdunas marcada por uma progressiva diminuição da umidade em direção ao topo (*dry upward succession*) (retirado e modificado de Kocurek, 1981).

Os depósitos de interdunas encharcadas (*wet interdune*) podem apresentar estilos deposicionais evaporíticas (como precipitações de calcita, dolomita, gesso 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).

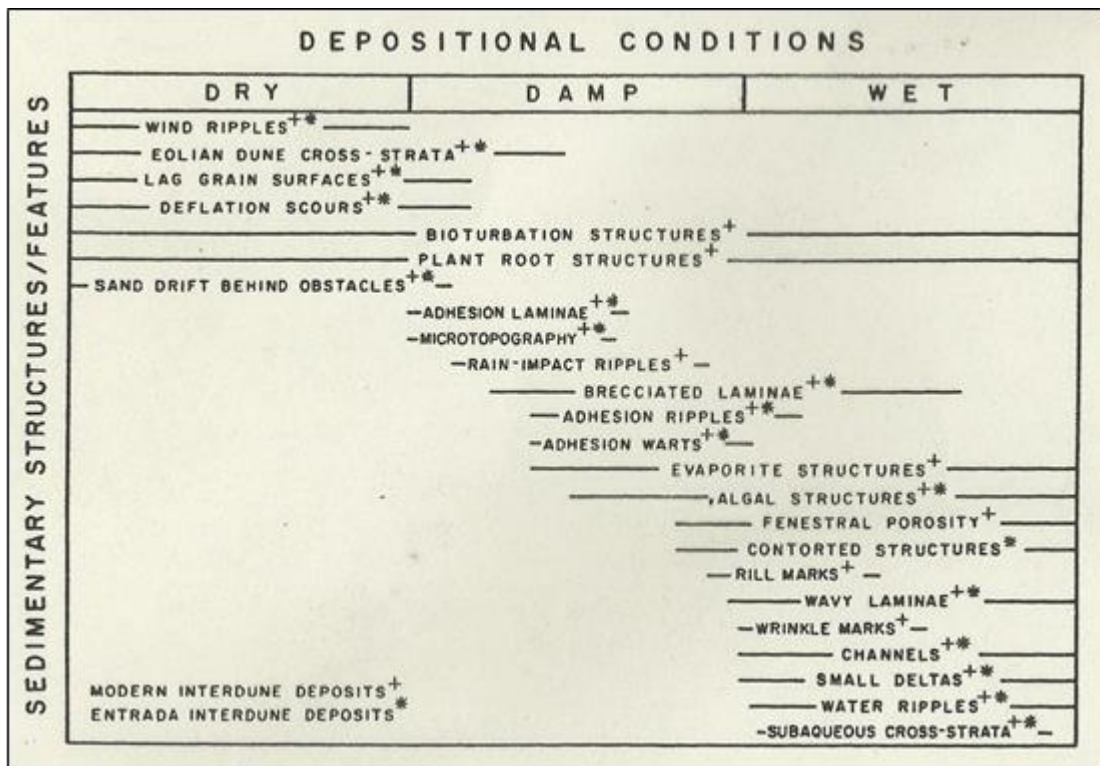


Figura 9. Síntese de estruturas sedimentares e outras feições características de depósitos de interdunas e o intervalo de condições deposicionais em que se formam (Kocurek, 1981).

### Lençóis de areia eólicos

Os fatores que promovem lençóis de areia eólicos (Fig. 10) sugerem sua ocorrência em diversas configurações, sendo que muitos lençóis de areia são transicionais para campos de dunas eólicas ou *ergs*. A variedade de estruturas sedimentares na acumulação de lençóis de areia reflete os muitos processos que os formam. Os depósitos de lençóis de areia eólicos são compostos predominantemente por laminações horizontais ou de baixo ângulo de marcas onduladas eólicas. (Kocurek, 1996). Também se encontram associados aos lençóis de areia, superfícies úmidas ou encharcadas (contendo estruturas de adesão e/ou marcas onduladas subaquosas) ou inundações periódicas contendo estruturas similares às

áreas de interdunas encharcadas, porém a canalização é mais comum nos lençóis de areia (Kocurek, 1996).



Figura 10. Imagem de lençol de areia eólico na região costeira de Imbituba (Santa Catarina).

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; Kocurek, 1996), 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 raras e pequenas dunas eólicas famintas.

Em um estudo feito por Kocurek & Nielson (1986), ao qual compararam seis lençóis de areia atuais, foi sugerido que a inibição do desenvolvimento de dunas eólicas e a instalação de lençóis de areia se devem por um ou mais fatores listados a seguir: (1) disponibilidade restrita de areia seca para construção de dunas devido a um lençol freático alto, cimentação ou capeamento (*lag, binding*); (2) limite do tempo disponível para formação de dunas, como quando há inundações periódicas; (3) predomínio de sedimentos de granulometria grossa demais para forma de dunas; (4) presença de vegetação que além de limitar a disponibilidade de areia seca no sistema através da superfície de estabilização, também quebra o fluxo de ar e rompe a migração das dunas.

## Hierarquia de superfícies limítrofes

Os *sets* ou *cosets* de estratos cruzados são separados através de um conjunto hierárquico 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. 11), enumeradas de forma hierárquica como superfícies de 1<sup>a</sup>, 2<sup>a</sup> e 3<sup>a</sup> ordem (Brookfield, 1977).

As superfícies de 1<sup>a</sup> ordem representam a movimentação da duna simples ou do *draa*, marcados pela migração e cavalgamento 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°) em sentido oposto a migração da duna eólica subjacente. A identificação de estratos de interdunas (interdunas secas, úmidas e/ou encharcadas) facilita a demarcação das superfícies de 1<sup>a</sup> ordem no registro geológico. As superfícies de 1<sup>a</sup> ordem representam superfícies de interdunas (Kocurek, 1996).

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

As superfícies de 3<sup>a</sup> 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/ou velocidade do vento (Brookfield, 1977; Kocurek, 1981). As superfícies de 3<sup>a</sup> 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 1<sup>a</sup>, 2<sup>a</sup> e 3<sup>a</sup> 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, à subsidência ou ao soerguimento tectônico e/ou às mudanças climáticas.

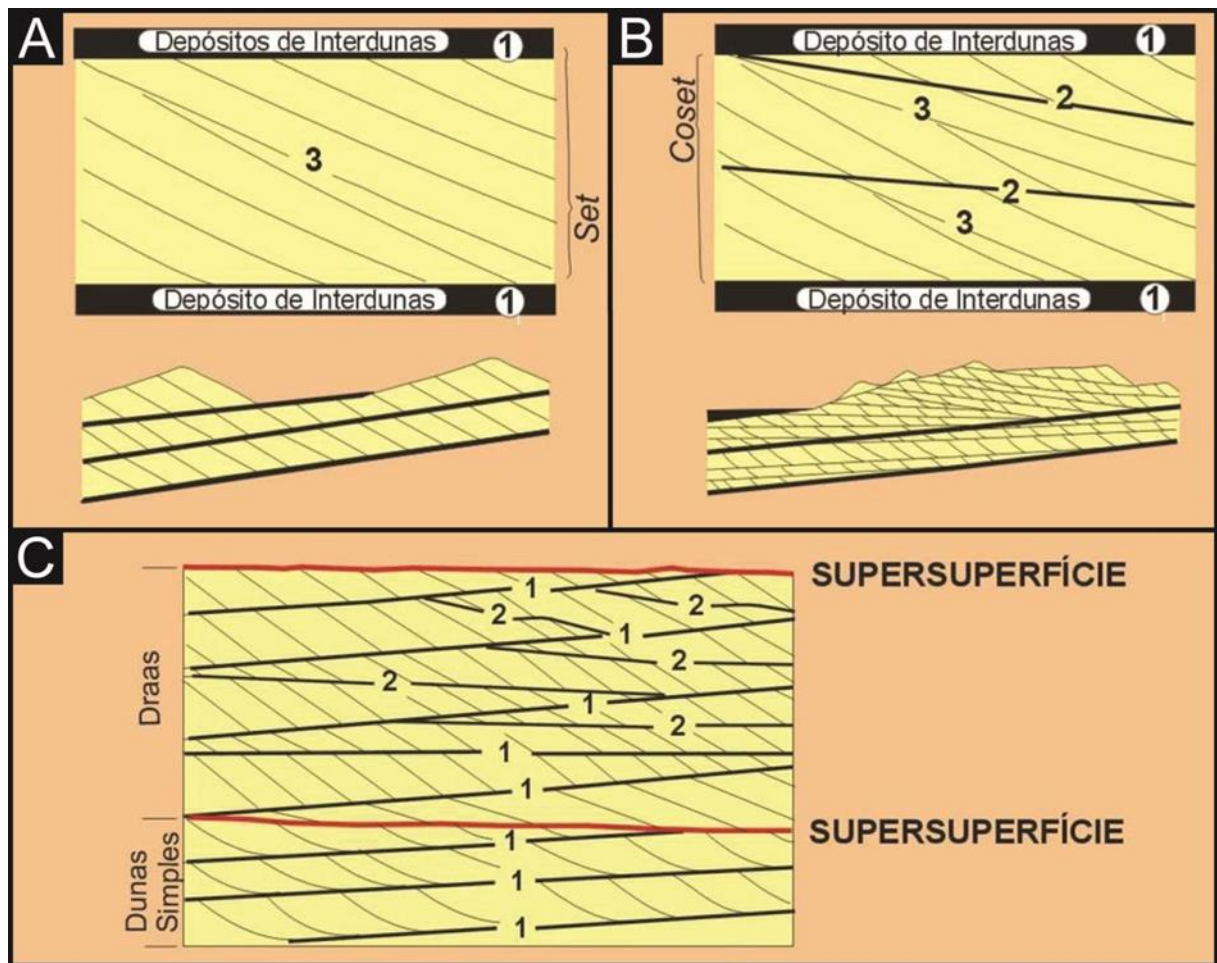


Figura 11. Modelo de formação de superfícies limítrofes pelo cavalgamento e migração de dunas eólicas: A) dunas simples; B) dunas compostas. Superfícies de interduna, de superposição e de reativação são indicadas pelos números 1, 2, e 3, respectivamente; C) Supersuperfícies truncando distintos episódios de acumulação eólica (Kocurek, 1991).

## 2.2. CONTROLES EM SISTEMAS EÓLICOS

Uma variedade de controles externos (alogênicos) influencia a construção de sistemas eólicos, e determinam, por exemplo, o suprimento sedimentar, a disponibilidade de areia seca para acumulação sedimentar, a maneira que a acumulação finaliza, e o modo que são preservadas essas sequências de acumulação eólica (Mountney, 2006a). Assim como outros sistemas, o sistema

eólico é sensível para mudanças globais e regionais relacionadas à tectônica, ao nível do mar e ao clima (Kocurek, 1996).

## **Construção**

A construção de um campo de dunas é função do suprimento sedimentar, da disponibilidade de sedimento, e da capacidade de transporte do vento (Fig. 12) (Kocurek & Lancaster, 1999). Suprimento sedimentar é o volume de sedimentos de um tamanho de grão compatível para o transporte eólico gerado por unidade de tempo (Mountney, 2006a). Esses sedimentos podem ser oriundos de fontes contemporâneas ou de fontes defasadas pelo tempo derivados de variados sistemas deposicionais (Kocurek, 1999), tais como areias terrígenas fluviais, deltaicas e lacustres, areias de plataformas marinhas rasas e de ambientes costeiros, sedimentos de lagos evaporíticos, sedimentos vulcanoclásticos e glaciais (Mountney, 2006a). Disponibilidade de sedimentos é a suscetibilidade de grãos da superfície de serem movimentados pelo vento (Kocurek & Lancaster, 1999), e pode ser controlado por fatores de estabilização como a presença de vegetação, capeamento de lama, *lags* com grãos extremamente grossos, influência de um nível elevado do lençol freático o qual atinja a superfície de deposição ou da sua franja capilar, ou cimentação dos grãos (Mountney, 2006a). Capacidade de transporte é a medida do potencial que o vento tem para carregar sedimentos e aumenta com a potência do vento (Mountney, 2006a). Quando o suprimento e/ou a disponibilidade de sedimento é limitado, o fluxo de ar se torna insaturado em relação a sua capacidade máxima de carregamento, e assim, o vento se torna potencialmente erosivo. Já um fluxo de ar que está totalmente saturado com sedimentos e que sofre desaceleração deve perder um pouco a capacidade de carregamento e, assim, proporciona o crescimento das formas eólicas (Mountney, 2006a).

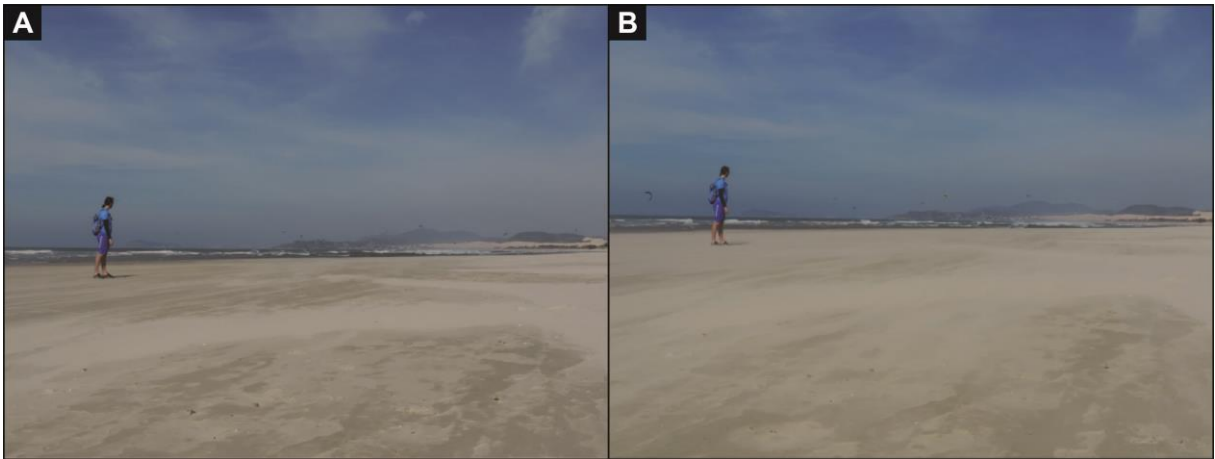


Figura 12. Variações na velocidade e capacidade do vento em carregar areia. A) vento mais brando; B) vento mais potente (Estado de Santa Catarina). Imagens de Cecília B. Soster.

### Acumulação

Acumulação é a geração de um corpo tridimensional de estratos gerado pelo cavalgamento de dunas, interdunas ou lençóis de areia eólicos (Kocurek & Havholm, 1993; Kocurek, 1996). A acumulação requer, para um dado influxo sedimentar (Fig. 13), uma diminuição na taxa de transporte no sentido do fluxo e/ou diminuição na concentração ao longo do tempo. A acumulação envolve uma subida da superfície de acumulação com o tempo. Caso a superfície de acumulação se manter constante ou envolver um rebaixamento ocorre à passagem de sedimento (*by-pass*) ou deflação, respectivamente (Mountney, 2006a). A acumulação de formas de leitos migrantes ocorre como consequência do ângulo de cavalgamento em relação à superfície de acumulação. Na maior parte das vezes, o ângulo de cavalgamento é baixo (ângulo subcrítico), fazendo com que numa sucessão de cavalgamentos, a duna precedente eroda a duna subsequente, e tendo como resultante o registro somente da porção basal dos *foresets* de uma duna eólica.

A dinâmica de acumulação eólica depende do tipo de sistema, que podem ser subdivididos em três modelos principais: sistemas eólicos secos, úmidos e estabilizados (Fig. 14) (Kocurek & Havholm, 1993).

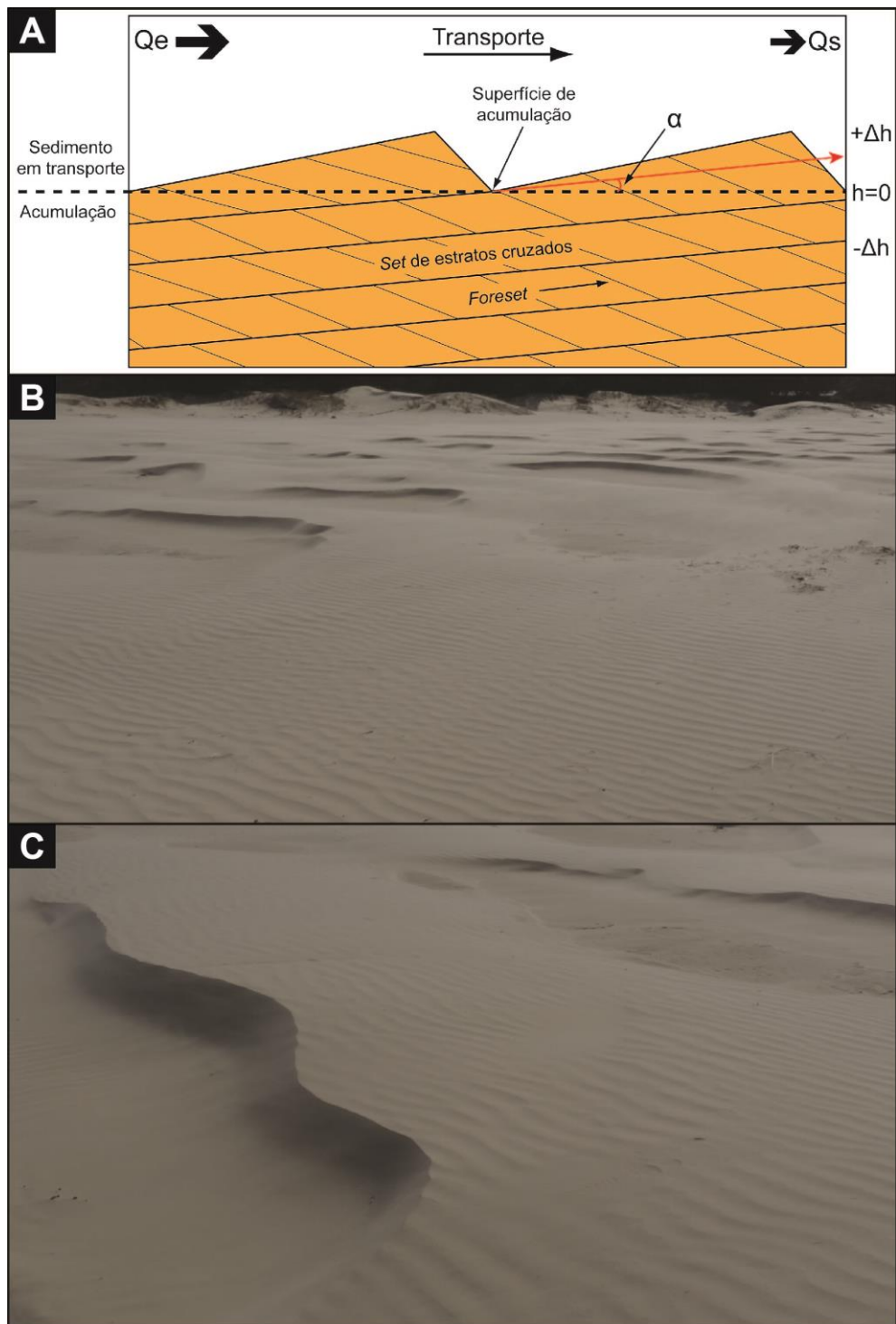


Figura 13. A) Geração de sets de estratos cruzados por migração e cavalgamento de dunas. A acumulação exige um balanço sedimentar positivo em que a entrada de sedimentos ( $Q_e$ ) seja maior que a saída de sedimentos ( $Q_s$ ) e a altura ( $h$ ) da superfície de acumulação aumentem com o tempo. A razão entre a taxa de subida da superfície de acumulação e a taxa de migração da duna determina o ângulo de cavalgamento ( $\alpha$ ) dos conjuntos de estratos cruzados acumulados (Modificado de Kocurek e Havholm, 1993); B) e C) apresentam exemplos do estágio inicial da acumulação através da formação de pequenas dunas eólicas (zona costeira de Imbituba, Santa Catarina).



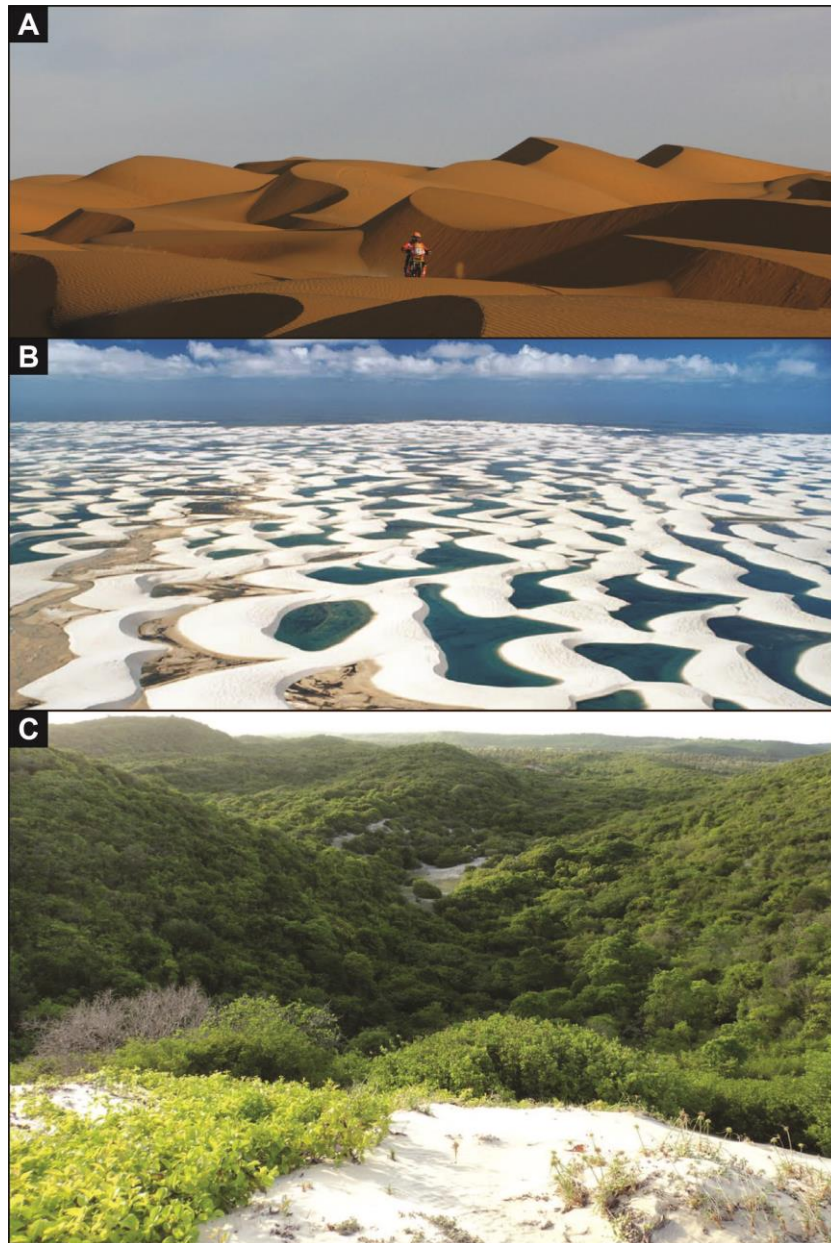


Figura 14. Exemplos dos tipos de sistemas eólicos em que: A) representa sistemas eólicos secos (imagem de Fenek Rally); B) sistemas eólicos úmidos (imagem de Chapada Trekking); C) sistemas eólicos estabilizados (imagem de Luis Barros).

Nos sistemas eólicos secos, o nível freático encontra-se abaixo da superfície de acumulação, fazendo com que a umidade do substrato não influencie na sedimentação, e a acumulação resulta apenas dos fatores aerodinâmicos (Kocurek & Havholm, 1993). Interdunas planas nesse sistema geralmente tendem a serem áreas de aceleração do fluxo de ar, e assim, são locais de potencial erosão, onde o

sedimento disponível é varrido e concentrado na próxima duna. O resultado disso é o crescimento das dunas eólicas e a diminuição das áreas de interdunas, ocorrendo o cavalgamento direto de uma duna sobre outra, em que a interduna é registrada apenas como uma superfície limitando dois pacotes de dunas eólicas (Mountney, 2006a).

Nos sistemas eólicos úmidos, o nível do lençol freático e/ou de sua franja capilar intercepta a superfície de acumulação, resultando que a umidade do substrato influencia na acumulação sedimentar (Kocurek & Havholm, 1993). A umidade funciona como uma armadilha para a areia, e desse modo, as áreas de interdunas ficam menos susceptíveis a erosão, preservando amplas áreas de interdunas planas (sistemas metassaturados). Um progressivo aumento no nível relativo do freático é fundamental para a acumulação de depósitos de dunas e interdunas no sistema eólico úmido (Hummel & Kocurek, 1984). A acumulação nesse tipo de sistema tende a ser caracterizada pelo cavalgamento de dunas eólicas separadas por unidades de interdunas úmidas.

Em sistemas eólicos estabilizados, fatores tais como vegetação e cimentação da superfície influenciam a sedimentação, e a deposição resulta da combinação da configuração aerodinâmica e do grau e tipo da superfície de estabilização (Kocurek & Havholm, 1993). No caso da vegetação, ela quebra o fluxo de ar primário, e assim reduzindo a capacidade de transporte de sedimentos pelo vento. A precipitação de cimentos diagenéticos iniciais restringe a disponibilidade de sedimentos para o transporte eólico e conseqüentemente implicam na acumulação (Mountney, 2006a).

## **Preservação**

A preservação de uma seqüência eólica ocorre quando a seqüência está localizada abaixo da linha de base regional de erosão, porém diferentemente de outros sistemas, o sistema eólico pode não coincidir o espaço de acumulação com o espaço de preservação (Kocurek & Havholm, 1993) (Fig. 15). Os principais agentes que geram acomodação e promovem preservação são: subsidência, subida do lençol freático, subida do nível do mar, estabilização da superfície, e circunstâncias excepcionais (Mountney, 2006a).

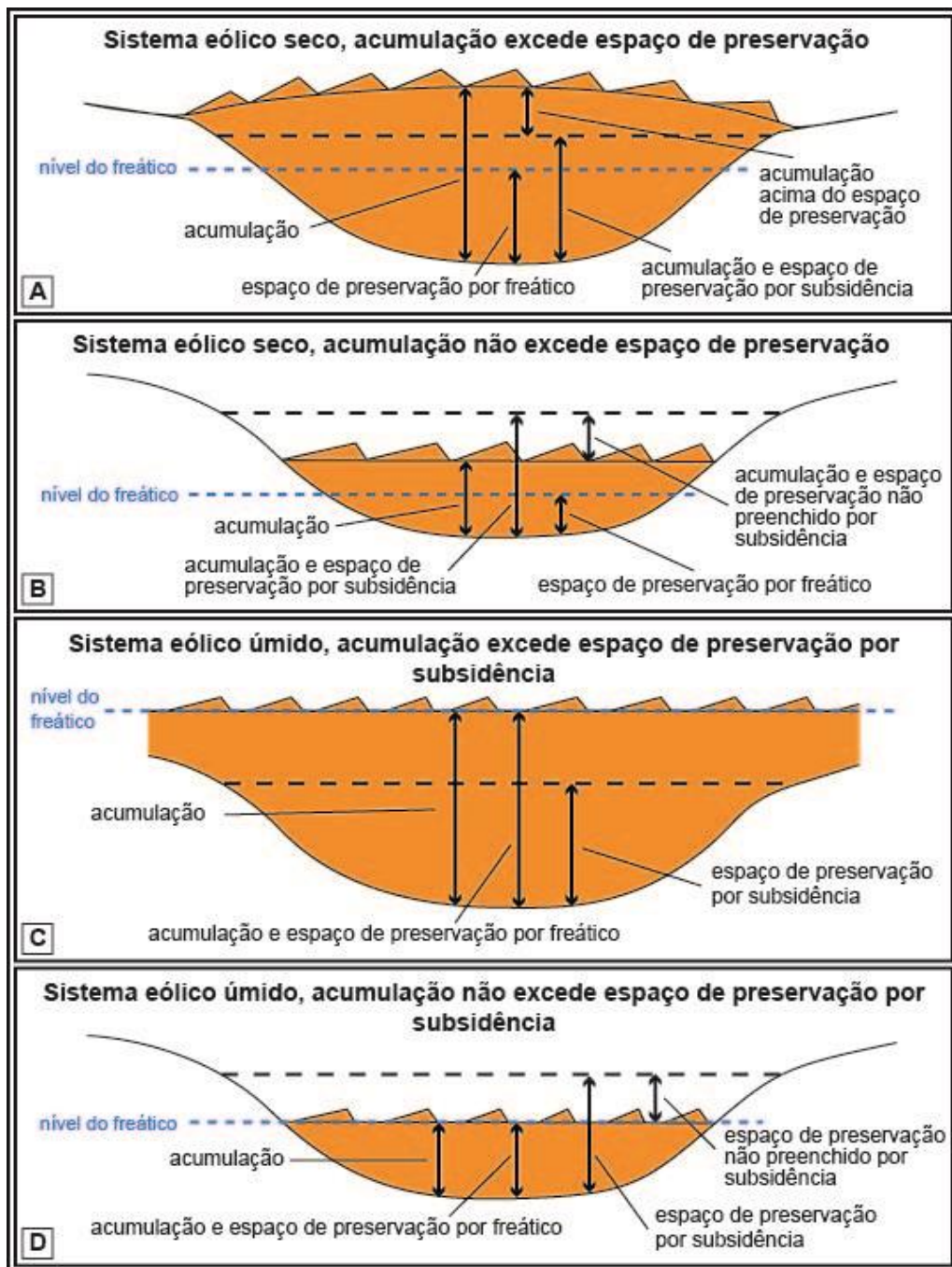


Figura 15. Componentes de acumulação e espaço de preservação para sistemas eólicos secos e úmidos. A) Sistema eólico seco onde a acumulação foi construída acima do espaço de preservação devido um balanço positivo de provisão de sedimentos. Potencial de preservação daquela parte da acumulação acima da linha de espaço de preservação é baixo em longo prazo; B) Sistema eólico seco onde a acumulação não preenche o espaço de preservação disponível; C) Sistema eólico úmido onde a subida do freático habilita a acumulação para construir acima do espaço de preservação gerado por subsidência. Uma queda no nível freático resulta em deflação; D) Sistema eólico úmido onde o freático está abaixo da linha de espaço de preservação e espaço de preservação permanece não preenchido. Modificado de Kocurek & Havholm (1993).

A subsidência de uma acumulação abaixo da linha de base erosional ocorre devido ação tectônica, carga e/ou compactação do sedimento (Blakey *et al.* 1988; Kocurek, 1996). Em muitos sistemas, o nível freático define a linha de base de erosão (Mountney, 2006a). Uma subida no nível freático pode ser relativa com a acumulação subsidindo através de um nível freático estático, ou pode ser absoluta com uma mudança climática para condições mais úmidas ou ainda uma resposta para subida do nível do mar (Kocurek, 1996; Mountney, 2006a). Acumulação também pode ser estabilizada por vegetação, um *reg* (*serir*, pavimento desértico) ou algum outro fator que inibe a erosão, mesmo estando acima da linha de base regional de erosão (Kocurek, 1996). Devido acumulação em sistemas eólicos úmidos ser controlado pelo nível freático, ocorre uma equivalência entre espaço de acumulação e espaço de preservação (Kocurek, 1996). Alguns casos excepcionais tais como derramamentos de lavas (Scherer, 2002) e inundações (Glennie & Buller, 1983) sobre sistema podem estabilizar e preservar a acumulação.

### 2.3. RECONSTRUÇÃO DA DIREÇÃO DE VENTOS

Os ventos regionais ou primários são os principais fatores para determinar o tipo de duna e a sua orientação, porém as dunas interagem fortemente com os ventos modificando o fluxo de ar, tanto na velocidade quanto na direção (Rubin & Hunter, 1987), sendo denominado como fluxo secundário (Kocurek, 1991, 1996).

Os fluxos secundários são função de um número de variáveis, sendo as principais a morfologia da duna e o ângulo de incidência dos ventos primários em relação à linha de crista da duna (*brinkline*) (Kocurek, 1991).

Muitos trabalhos indicam que a linha de crista de dunas eólicas se orienta o mais perpendicular possível em relação às direções de vento atuantes dentro do regime de vento local (Rubin & Hunter, 1987; Werner & Kocurek, 1997; Bishop *et al.*, 2002). Em regimes de ventos que não são unidirecionais, a resultante direcional do vento pode não estar em ângulo reto com a linha de crista da duna (Sweet, 1992; Eastwood *et al.*, 2012). Devido à sinuosidade das dunas, uma variedade de ângulos de incidência ocorre ao longo da linha de crista para qualquer direção de vento (Sweet, 1992; Eastwood *et al.*, 2012).

Dunas podem mudar sua orientação em resposta à ordem da escala de tempo de variações na direção do vento dependendo do tamanho da duna e da energia do vento (Sweet, 1992). Em dunas pequenas, as mudanças na orientação podem ocorrer em resposta de curto prazo, sazonalmente (Loope *et al.*, 2001; Scherer & Goldberg, 2010; Jones *et al.*, 2016). Por sua vez, os *draas* podem mudar sua orientação em resposta a mudanças de longo prazo (10 mil anos?), tal como padrões de circulação atmosférica (Sweet, 1992).

Sweet (1992) explana que dentro de certos *sets* de estratos cruzados eólicos são registrados dados de paleovento de duas escalas de tempo (Fig. 16). Uma é de longo prazo, relativa ao tempo de reconstituição da duna, e registra a soma das direções de ventos que movimentam areia e que não necessariamente reflete a direção atual de algum dos ventos primários (exceto caso o regime de ventos seja unidirecional). Este registro de longo prazo é a direção de mergulho de um *set* simples de estratos cruzados ou a ocorrência e orientação de superfícies limítrofes de segunda ordem em *sets* de estratos cruzados compostos. As variações de curto prazo na direção de ventos primários são refletidas no registro sedimentar através da intercalação de pacotes de marcas onduladas eólicas e fluxo de grãos, das superfícies limítrofes de terceira ordem (reativação), ou de depósitos reversos na direção de mergulho de estratos cruzados dentro de *sets* compostos (Kocurek, 1991; Sweet, 1992).

Fluxos secundários (sotavento) foram classificados como uma função do ângulo de incidência em relação à *brinkline* (Sweet e Kocurek, 1990), os quais foram separados em transversal (70-90°), oblíquo (10-70°) e longitudinal (0-10°). A resultante, de modo geral, apresenta domínio de transporte por tração (*wind ripples*) em ângulos de incidência longitudinais, de processos gravitacionais (fluxos de grãos) em ângulos de incidência transversais, e de tração coexistente com gravitacional em ângulos de incidência oblíquos (Eastwood *et al.*, 2012).

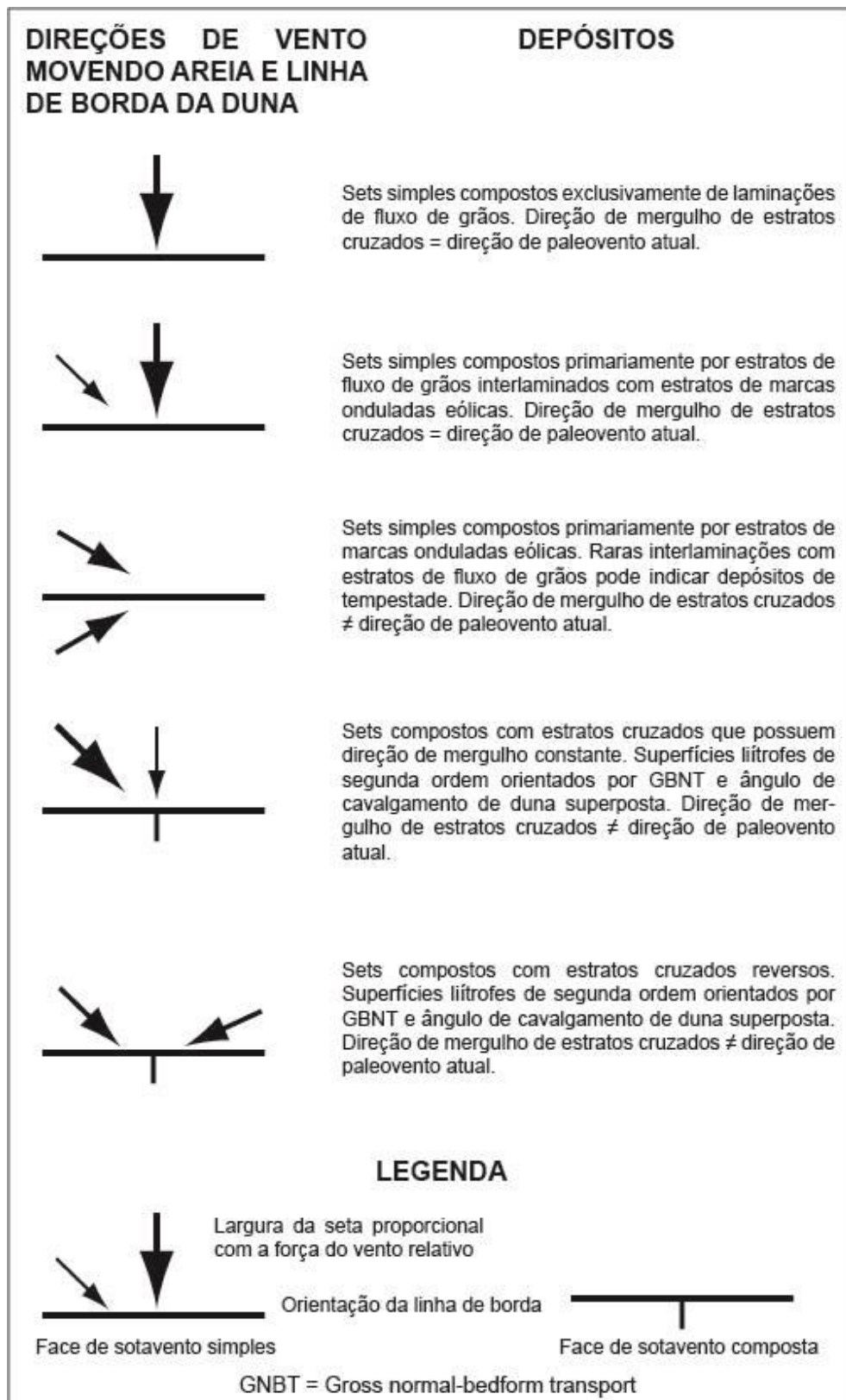


Figura 16. Ilustração esquemática de como algumas combinações de ventos primários podem interagir para determinar a natureza e orientação de depósitos eólicos (traduzido e modificado de Sweet, 1992).

Sweet (1992) ao estudar as dunas crescentes e complexas no campo de dunas de Algodones (Califórnia, Estados Unidos) e comparar com os registros geológicos das formações jurássicas dos arenitos Page e Navajo (sudoeste dos Estados Unidos) chegou as seguintes conclusões sobre as direções de paleoventos:

1. Os *sets* cruzados simples de estratos de fluxo de grãos fornecem a indicação mais confiável da direção do paleovento, pois esses depósitos indicam que os ventos que movem areia foram orientados consistentemente perpendiculares à face de sotavento.

2. *Draas* e *sets* compostos por laminações de marcas onduladas eólicas indicam forte componente(s) de fluxo oblíquo. A direção de mergulho de *sets* simples de laminações de marcas onduladas eólicas fornece uma indicação da orientação da soma vetorial de ventos que movem areia. Em contraste, uma vez que a orientação de superfícies limítrofes de segunda ordem em *sets* compostos (*draas*) é controlada pela soma dos ventos que movem areia e pelo ângulo de cavalgamento de dunas superpostas, eles são indicadores menos confiáveis da direção paleovento primário ou regional dominante.

Em sistemas de dunas eólicas simples, o ângulo de incidência implica em diferentes combinações de estilos de estratificação. Eastwood *et al.* (2012) em estudos no White Sands Dune Field no Novo México apresentam sete estilos básicos de processos na face de escorregamento e suas estratificações resultantes (Fig. 17).

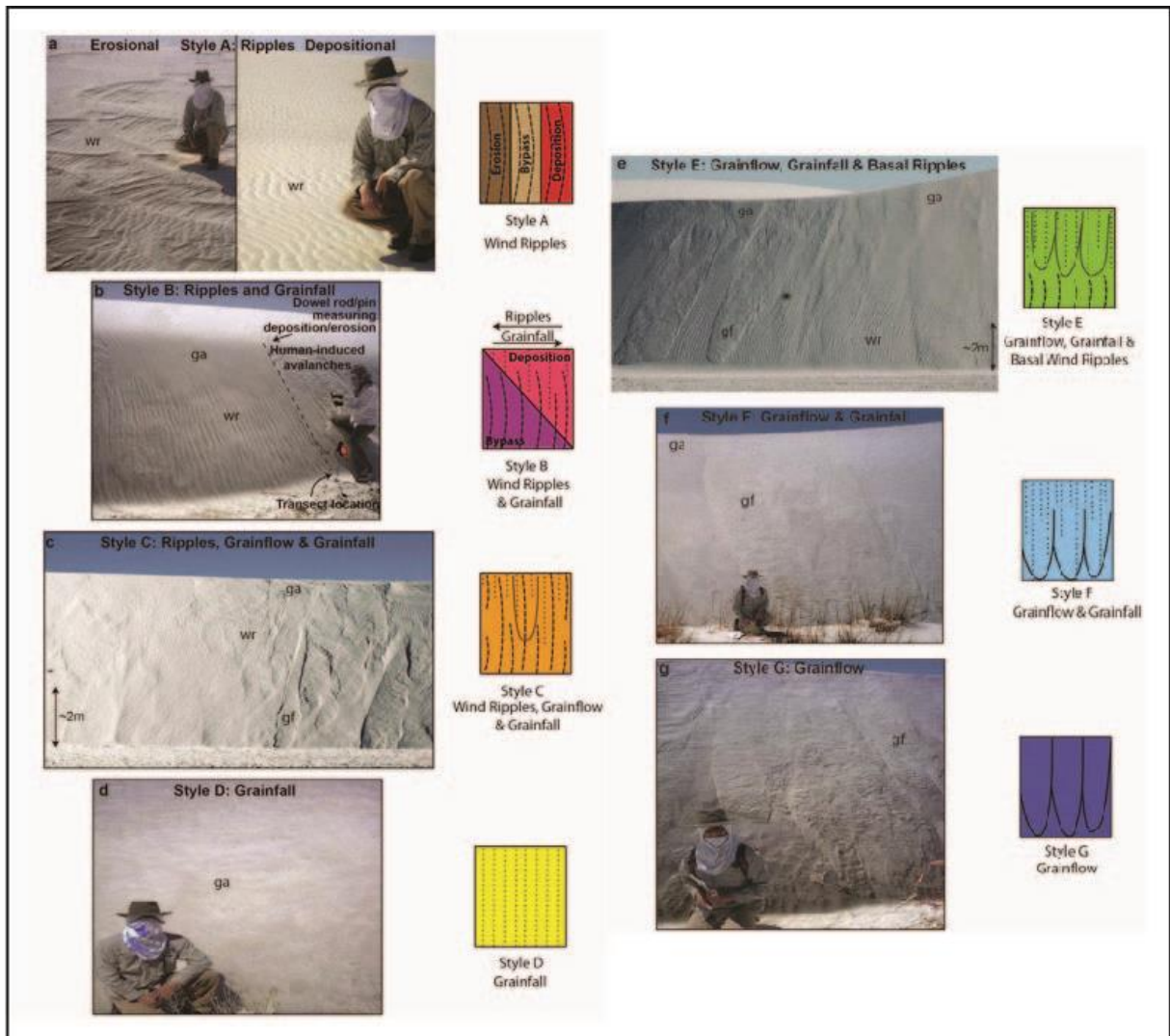


Figura 17. Fotos de campo e representações diagramáticas dos sete estilos de estratificação de face de sotavento reconhecidos nas dunas de White Sands Dune Field no Novo México. A) Estilo A – marcas onduladas eólicas (wr) que ocorrem nas superfícies erosivas, de desvios e de deposição; B) Estilo B – marcas onduladas eólicas e queda livre de grãos (ga); C) Estilo C – marcas onduladas eólicas, queda livre de grãos e fluxo de grãos (gf); D) Estilo D – apenas queda livre de grãos; E) Estilo E – queda livre de grãos e fluxo de grãos com marcas onduladas eólicas basais; F) Estilo F – queda livre de grãos e fluxo de grãos; G) Estilo G – somente fluxo de grãos. Imagem retirada e modificada de Eastwood *et al.* (2012).

Segundo Eastwood *et al.* (2012), o fluxo secundário de face de sotavento é em grande parte uma função do ângulo de incidência, e dá origem a processos de face de sotavento que são refletidos em sets de estratos cruzados como estilos de estratificação. Os estilos de estratificação identificados em White Sands são configurações comuns no registro de dunas eólicas e sua ocorrência dentro de



intervalos de ângulos de incidência (Fig. 18) pode ser usada para reconstruir a direção do vento para sets de estratos cruzados. De modo geral, para dunas simples, os estratos cruzados compostos de lâminas de marcas onduladas eólicas caracterizam ângulos de incidência de 25°-40°. Os estratos cruzados constituídos por *foresets* de estratos queda de grãos e de fluxo de grãos sobre *bottomsets* de lâminas de marcas onduladas eólicas caracterizam ângulos de incidência de 40°-70°. Os estratos cruzados compostos inteiramente por foresets de queda de grãos e fluxo de grãos refletem ângulos de incidência de 70°-90°.

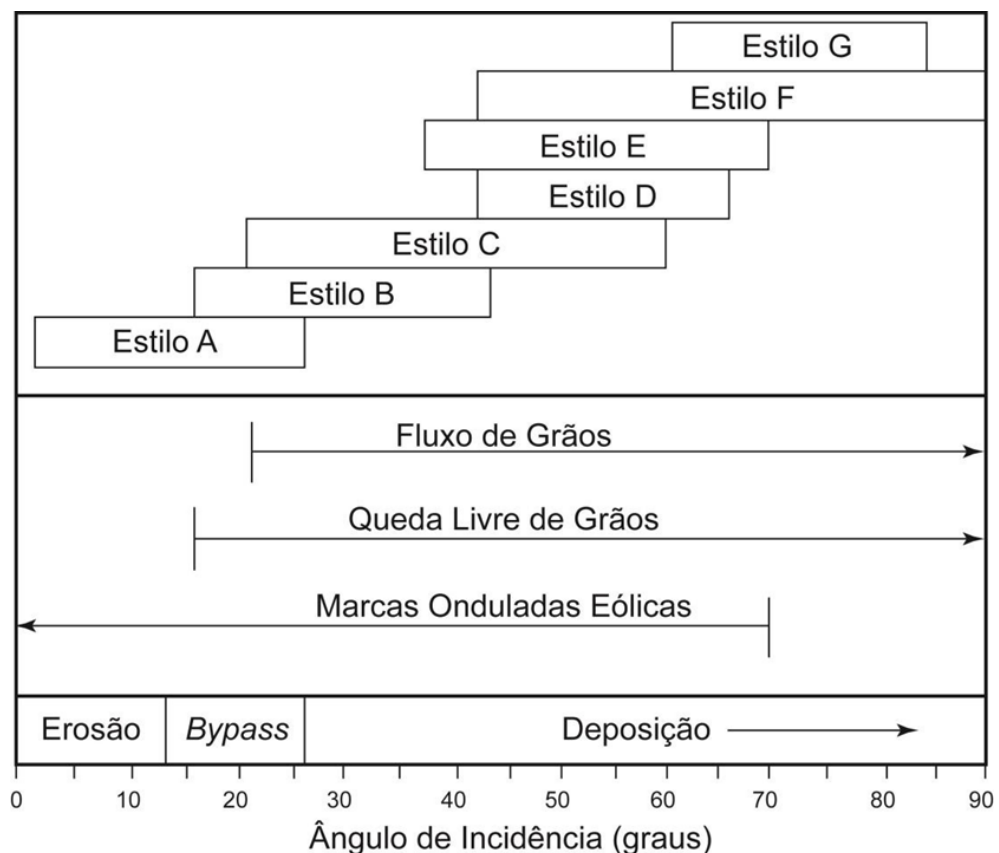


Figura 18. Diagrama de resumo mostrando a gama de ângulos de incidência associados a cada estilo de estratificação de face de sotavento (Fig. 17). Observe a faixa de ângulos de incidência para fluxo de grãos, queda livre de grãos e marcas onduladas eólicas. As taxas de deposição continuam a aumentar com o ângulo de incidência. Imagem retirada e modificada de Eastwood *et al.* (2012).

Parâmetros secundários que afetam a distribuição de estilos de estratificação da face de sotavento são: (1) alta sinuosidade da linha de borda da duna (*brinkline*),

que parece estender a variação de ângulos de incidência sobre os quais estilos de estratificação ocorrem, (2) velocidade do vento, na qual a produção de queda de grãos é reduzida a velocidades mais baixas e aumentada a velocidades mais elevadas, e (3) altura da duna, na qual a presença de queda de grãos diminui à medida que a altura da superfície de deslizamento aumenta. Os estilos de estratificações identificados em *sets* de estratos cruzados no registro geológico também são influenciados pelo grau de truncamento das dunas. Como as dunas eólicas cavalgam com ângulo subcrítico, o que fica preservado é somente a porção inferior dos *foresets*, não refletindo o conjunto de processos que ocorrem na face frontal da duna. Por exemplo, um *set* de estrato cruzado constituído somente por laminações de marcas onduladas não indica necessariamente a ausência de face de avalanche, podendo estar associado ao fato que ficou somente preservado a porção basal dos estratos cruzados da duna eólica.

#### **2.4. CONFIGURAÇÃO MORFOLÓGICA, CLIMÁTICA E DE CIRCULAÇÃO DE VENTOS DO EOPERMIANO**

O Permiano apresenta a transição de uma grande glaciação para um contexto livre de gelo (*ice-free state*). Essa deglaciação, aparentemente, ocorreu relativamente rápida, no início do Sakmiano (Gibbs *et al.*, 2002), indicando um aquecimento climático global (Ziegler *et al.*, 1997). Acompanhado este aquecimento global, ocorreu a construção de extensos sistemas eólicos sobre amplas áreas do Pangeia durante o Permiano (Fig. 19), favorecida pela localização das grandes massas de terra em latitudes subtropicais, sob a influência das zonas desérticas dos paleo-hemisférios sul e norte (Rodríguez-López *et al.*, 2014).

Estudos para o sul da América do Sul realizados por Limarino *et al.* (2014) apresentam dois estágios paleoclimáticos para o Permiano (Quadro 1).

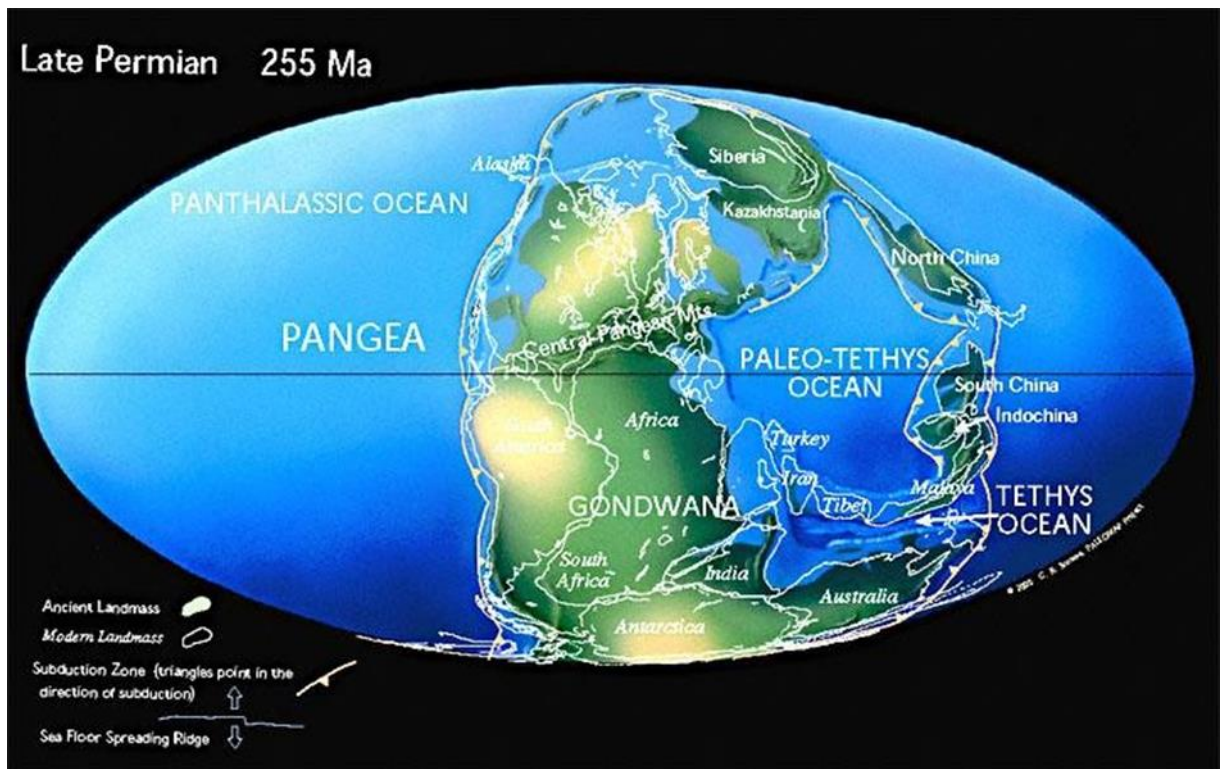


Figura 19. Mapa paleogeográfico retirado de Scotese (2001) PALEOMAP Project.

Quadro 1. Quadro apresentando a estratigrafia, idade e o estágio paleoclimáticos para o sul da América do Sul durante o Permiano. Imagem retirada e modificada de Limarino *et al.* (2014).

Estágio Paleoclimático	Estratigrafia			Idade
	Oeste		Leste	
	Bacias Andinas	Bacias de Retroarco Oeste	Bacias de Intraplate Leste	
Semiárido-Árido	<i>Red-beds</i> eólico, <i>playa lake</i> e fluvial efêmero (Fm. Talampaya e Fm. Veteada).	<i>Red-beds</i> eólico, <i>playa lake</i> e fluvial efêmero (Fm. Talampaya e Fm. Veteada).	Arenitos eólicos (Fm. Pirambóia e Fm. Sanga do Cabral), sucessões de granulometria fina de <i>playa lake</i> e fluvial efêmero (Mb. Morro Pelado e parte superior da Fm. Buena Vista).	Guadalupiano médio - Lopingiano
Pós-glacial	Sedimentação marinho raso e flúvio-deltáico. Primeira sucessão espessa de calcário e vulcanismo restrito em algumas localidades (Fm. Huentelauquen, Fm. San Ignacio, Fm. Arizaro e Fm. Copacabana).	Sedimentação fluvial substituída por sucessões eólicas incluindo dunas, interdunas e depósitos externos. Depósitos de <i>playa lake</i> e fluvial efêmero predominam em algumas localidades (Topo do Grupo Paganzo).	Conglomerados, arenitos, lamitos e camadas de carvão depositados em ambientes fluviais e parálicos (Fm. Rio Bonito, Fm. Irati e Fm. Tres Islas). Localmente ritmitos xistos betuminoso-dolomita (Grupo Passa Dois).	Cisuraliano - Guadalupiano inferior

O estágio pós-glacial (Cisuraliano-Guadalupeano inferior) é caracterizado na parte sul do Gondwana, pela substituição dos depósitos a processos glaciais (e.g. tilitos, pavimentos estriados, ritimitos com clastos pingados) por depósitos de carvão associado à flora *Glossopteris* (Fig. 20), conforme pode ser observado nas Bacias do Paraná e Chaco-Paraná (Limarino *et al.*, 2014).

O clima semiárido-árido dominou a sedimentação durante o Guadalupiano Superior-Lopingiano ao longo da maior parte do sul da América do Sul como sugerido pelo amplo registro de depósitos eólicos, evaporitos, amplas sucessões de *playa lake*, interbandamento eólico e fluvial, e ausência de camadas de carvão (Fig. 20) (Limarino *et al.*, 2014).

Gibbs *et al.* (2002) utilizaram um modelo climático para simular dois períodos permianos: o Sakmariiano (cerca de 280 Ma), que marca o final da glaciação Permo-Carbonífera, e o Wordiano (cerca de 265 Ma), associado já a um contexto livre de gelo, com desertos nas baixas e médias latitudes do Gondwana. Para a elaboração dos modelos paleoclimáticos foram consideradas a paleogeografia e a paleotopografia para cada período, assim como foi explorado a resposta do clima a vários níveis de concentração de CO<sub>2</sub> na atmosfera. Além disso, foram utilizados dados de indicadores paleoambientais como carvão, evaporito, fosfato e depósitos eólicos para balizar os modelos gerados.

Gibbs *et al.* (2002) identificaram uma similaridade climática o qual interpretaram o clima como árido, com sazonalidade bem marcada nas médias e baixas latitudes dos hemisférios norte e sul, e monções de verão ao longo das margens do *Tethys*, como uma consequência do tamanho do supercontinente de Pangeia.

O modelo ainda prevê um enfraquecimento da precipitação da monção de verão do Hemisfério Norte desde o Sakmariiano até o Wordiano, evidenciado por uma diminuição na ocorrência de depósitos de carvão. No modelo, esse enfraquecimento é causado pelo: (1) deslocamento em direção ao norte do Pangeia, resultando em diminuição da massa continental na região subtropical norte e (2) pela diminuição da topografia ao longo da costa subtropical. Por outro lado, a monção de verão do hemisfério sul é reforçada no Wordiano, em relação ao Sakmariiano, devido a um aumento da área continental na região subtropical.

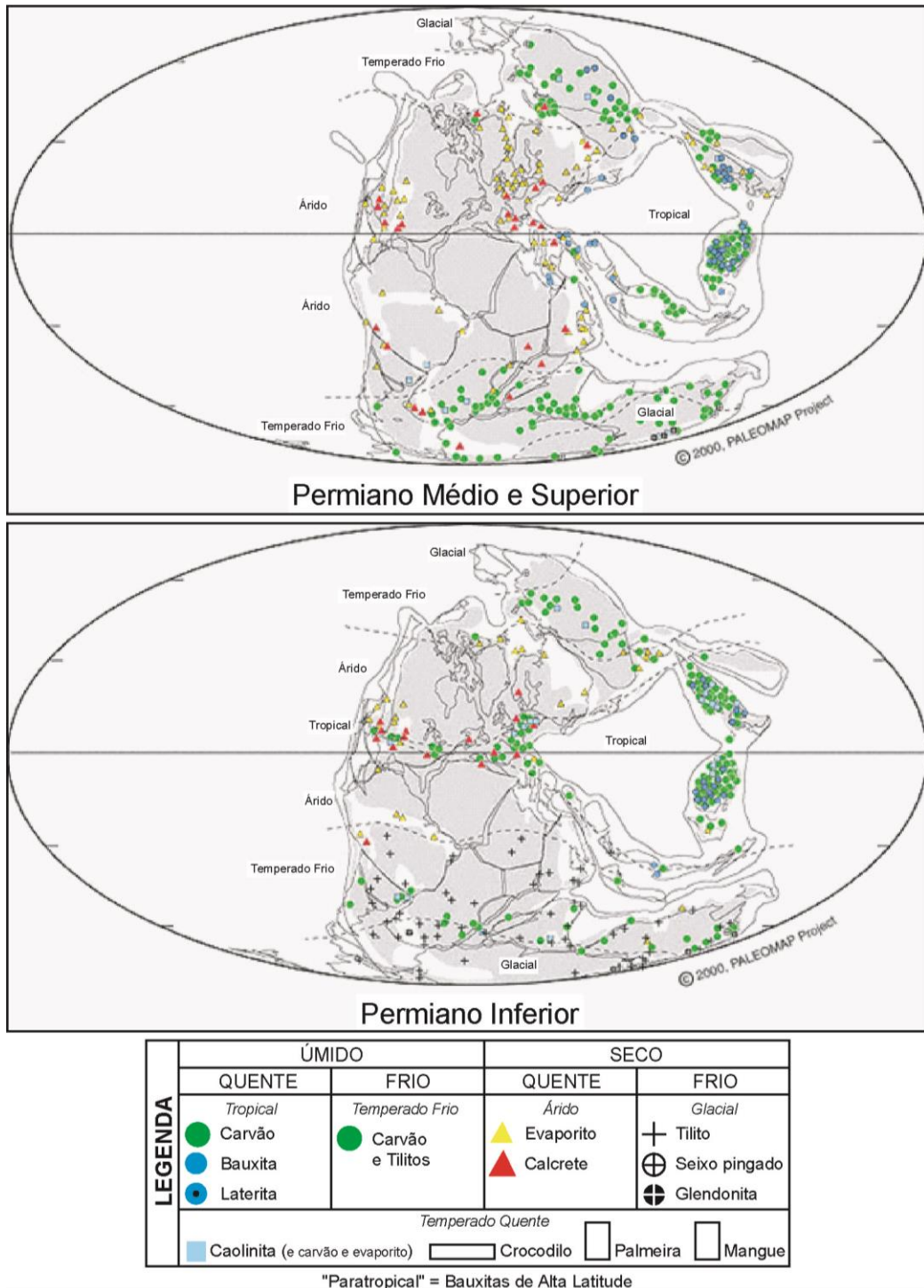


Figura 20. Mapas paleoclimáticos para o Permiano. A legenda indica qual indicador litológico seria esperado para ocorrer nas cinco diferentes zonas climáticas (tropical, árido, temperado quente, temperado frio, glacial) apresentando na reconstrução paleoclimática, retirado e modificado de Scotese (2001) PALEOMAP Project.

As direções do modelo de ventos (Fig. 21) também são consistentes com os vetores de transporte inferidos de depósitos de dunas de areia eólica, embora limitados na distribuição e possivelmente na resolução temporal.

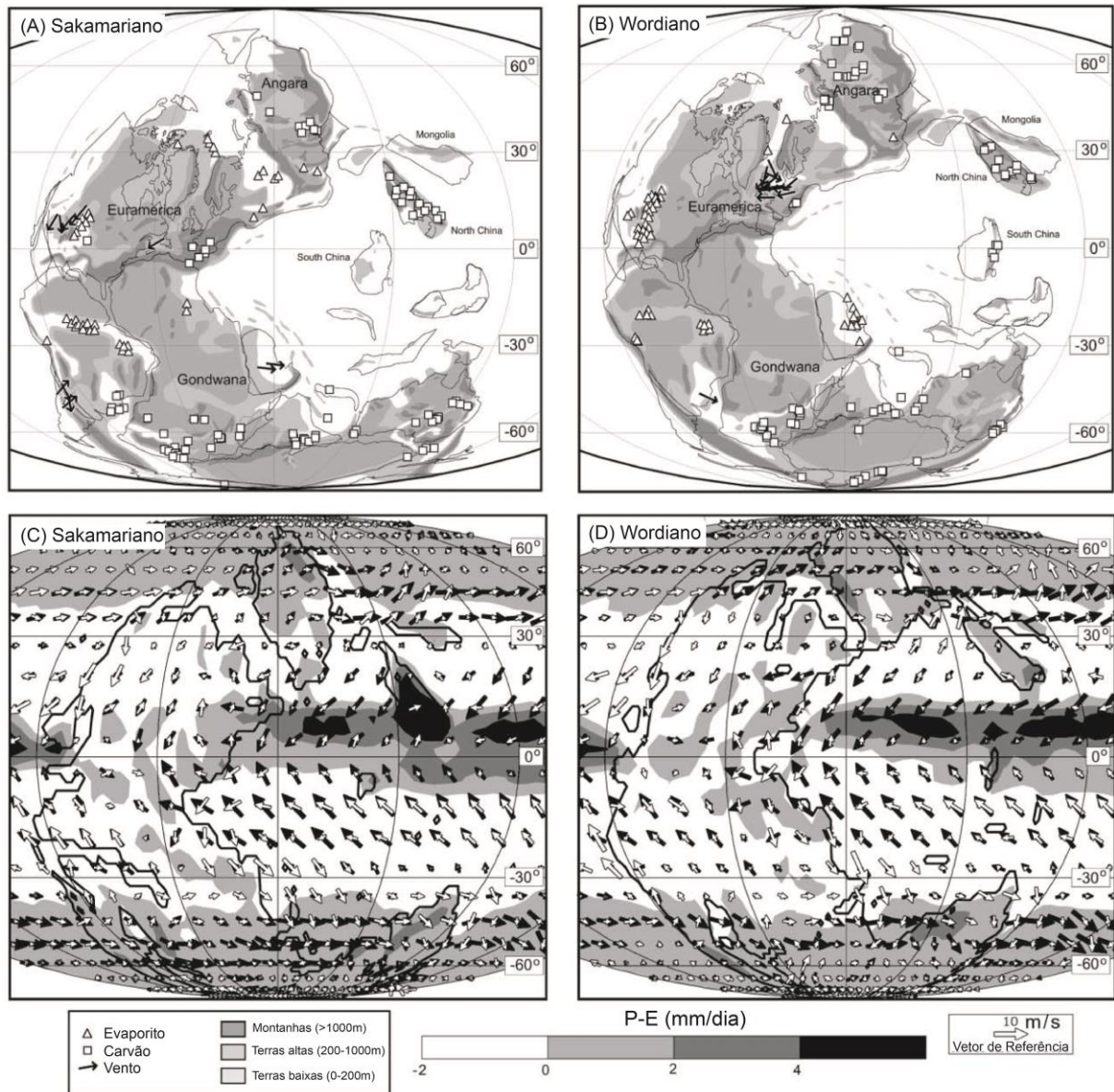


Figura 21. Mapas paleogeográficos com as localizações de depósitos de evaporitos, areias eólicas, fosforitos, e carvão para o (A) Sakmariano e para o (B) Wordiano. Mapas apresentando simulações de precipitação anual menos evaporação (mm/d) e ventos para as estações de inverno (preto) e verão (branco) para os experimentos com 4xCO<sub>2</sub> no (C) Sakmariano e no (D) Wordiano. Retirado e modificado de Gibbs *et al.* (2002).

Os tipos de estratificação em paleoambientes eólicos primeiramente foram usados para distinção, principalmente, de sistemas fluviais, porém ganharam maiores estudos com o tempo e sua análise detalhada é de grande importância para a reconstrução da morfodinâmica do sistema. Os tipos de estratificação permitem a interpretação de fluxos secundários de ventos, e junto com a reconstrução da morfologia das dunas podemos inferir paleoventos primários. Depósitos de interdunas compreendem a maior variabilidade de estratos e, portanto, são os indicadores chave de condições deposicionais específicas; já que as estruturas de dunas são menos sensíveis a fatores ambientais variados (Kocurek, 1981). Além disso, a sensibilidade das regiões de interdunas contribuem para análise das variações paleoclimáticas, pois apresentam maior número de feições sedimentares indicadoras de fatores climáticos em relação às feições de dunas. O reconhecimento morfológico e a reconstrução morfodinâmica de sistemas eólicos, além de reforçarem as informações paleogeográficas locais do Gondwana durante o Permiano, são uma ótima ferramenta para as aplicações de modelos paleoclimáticos, permitindo a análise das mudanças globais de clima com períodos adjacentes. Assim como os dados de paleoventos regionais são de grande importância para o entendimento da circulação de ventos globais e de apoio e certificação de simulações como as realizadas por Gibbs *et al.* (2002).

### 3. METODOLOGIA

A primeira etapa concentrou-se no levantamento bibliográfico com intuito de abastecer o projeto com informações sobre a geologia da área de estudo, métodos descritivos e critérios de avaliação dos sistemas eólicos. Também inclui a pesquisa e a verificação de cartas topográficas da área de estudo, sendo uma ferramenta indispensável para a orientação em 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 a serem detalhados. Toda esta organização de dados topográficos, levantamentos aerofotogramétricos e dados adicionais, tais como mapas geológicos, foram incluídos em uma base de dados SIG (Sistema de Informação Geográfica).

As campanhas de campo compreenderam a busca por afloramentos relevantes para as unidades de estudo, e no levantamento de seções estratigráficas na escala 1:50 ou 1:25 quando necessário um maior refinamento faciológico (Fig. 22). Nas seções colunares foram descritas as fácies, as associações de fácies, identificações e medições de superfícies limítrofes, medições da  $S_0$  e de paleocorrentes. Além disso, foi confeccionada uma série de painéis arquiteturas a partir de fotomosaicos buscando: (a) definir as geometrias bidimensionais dos depósitos que compõem as dunas e as relações de contato entre os estratos de dunas e interdunas ou com outras associações de fácies; (b) hierarquizar as superfícies limítrofes e (c) plotar o sentido e ângulo de mergulho dos estratos cruzados e das superfícies limítrofes.

O tratamento dos dados adquiridos em campo consistiu na compilação, integração e interpretação. Isso compreendeu a digitalização das seções colunares utilizando o programa de desenho Adobe Illustrator CS4, e a construção de painéis fotomosaicos montados no programa Adobe Photoshop e sua interpretação (realizada em campo) repassada digitalmente utilizando o programa Adobe Illustrator CS4. Como nenhum afloramento apresentou basculamento maior que  $10^\circ$ , não foi necessário realizar a correção das medidas de paleocorrentes. Os dados de paleocorrentes foram plotados em diagramas de rosetas por afloramento e por área de estudo, utilizando-se o programa RockWorks 15.





A partir dos dados levantados em afloramentos foi identificado o modelo deposicional e definida a evolução estratigráfica das três unidades estudadas. Com base nisso, e somado com a compilação e integrações de dados bibliográficos, foi efetuada uma reconstrução paleoclimática e paleogeográfica regional. Por fim, a plotagem dos diagramas em roseta para cada área de estudo em mapas paleogeográficos do Permiano Inferior fornecendo a reconstrução das direções de vento e seu significado e importância inseridos em um contexto global de ventos para o Gondwana.

## 4. CONTEXTO GEOLÓGICO

Durante o Permiano Inferior (Cisulariano), a Sub-bacia de Tucano Norte, a Bacia de Sergipe-Alagoas, e a Bacia do Parnaíba estavam inseridas em um contexto de bacias intracratônicas (Silva *et al.*, 2003; Souza-Lima, 2006; Campos Neto *et al.*, 2007), localizadas na região nordeste do Brasil (Fig. 23).

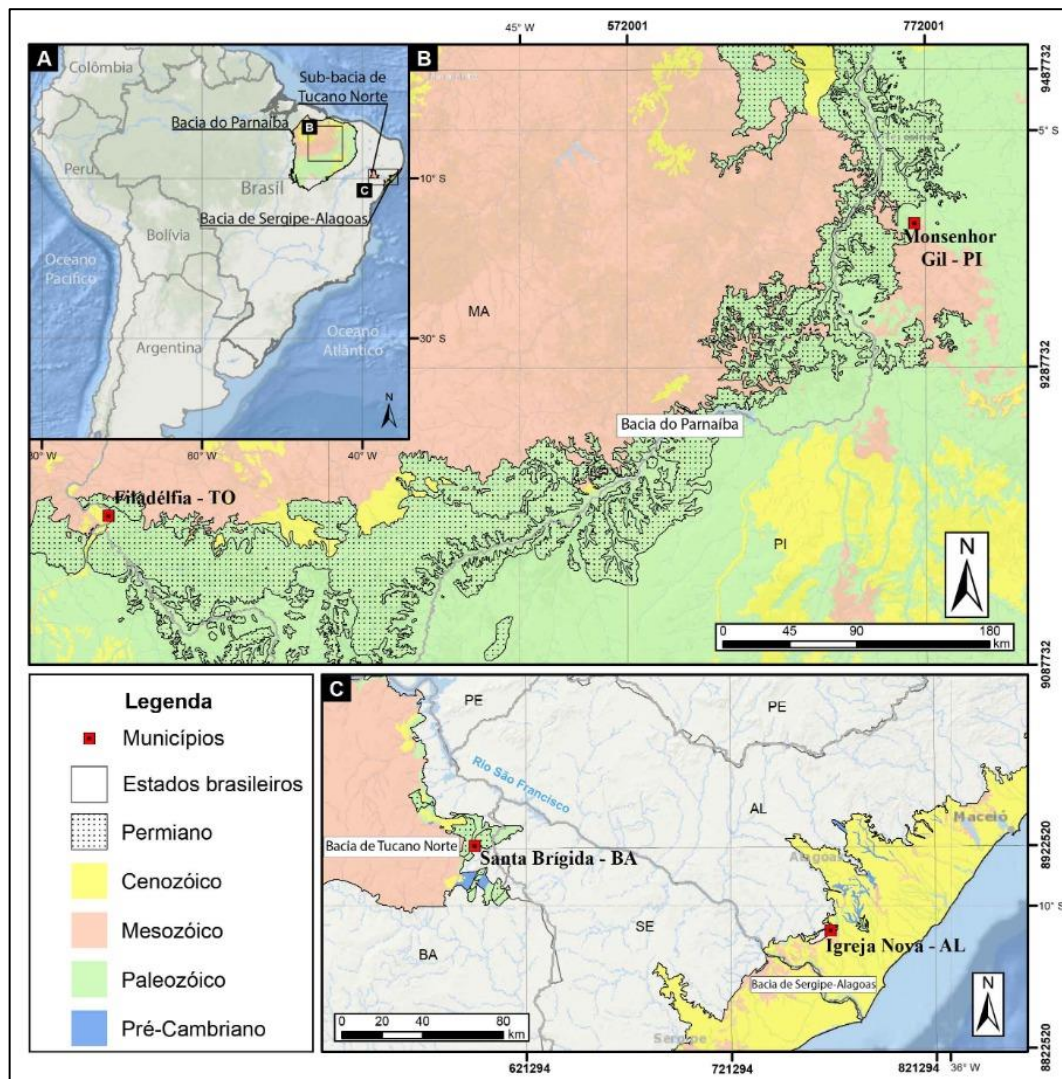


Figura 23. A) Imagem apresentando mapa da América do Sul e o posicionamento das áreas da Província Parnaíba, da Bacia de Sergipe-Alagoas e da Sub-bacia de Tucano Norte; B) Detalhe da Bacia do Parnaíba apresentando a geologia local da área estudada em Monsenhor Gil no Estado do Piauí; C) Detalhe da Bacia de Sergipe-Alagoas e da Sub-bacia de Tucano Norte exibindo as localidades de estudo próximas aos municípios de Santa Brígida no Estado da Bahia e de Igreja Nova no Estado de Alagoas, assim como a geologia local.

A Formação Santa Brígida (Bacia de Tucano Norte), a Formação Aracaré (Bacia de Sergipe-Alagoas) e a Formação Pedra de Fogo (Bacia do Parnaíba) são caracterizadas, em parte de seus perfis estratigráficos, pela acumulação de arenitos eólicos compreendendo depósitos de dunas e interdunas eólicas, assim como depósitos de lençóis de areia eólicos (Ghignone, 1963; Faria Jr., 1979; Souza-Lima *et al.*, 2002).

#### 4.1. FORMAÇÃO PEDRA DE FOGO

A Bacia do Parnaíba possui uma área de quase 600 mil km<sup>2</sup> e está localizada na região nordeste do Brasil (Fig. 24), cobrindo principalmente os estados do Piauí, Maranhão, Tocantins e uma área menor nos estados do Pará, Bahia e Ceará (Caputo, 1984; Caputo *et al.*, 2005).



Figura 24. Imagem apresentando as áreas das unidades geotectônicas da Província Parnaíba compostas pela Bacia do Grajaú, Bacia das Alpercatas, Bacia do Parnaíba e Bacia do Espigão-Mestre. Imagem de Silva *et al.* (2003, modificado de Goés, 1995).

A Bacia do Parnaíba é uma bacia intracratônica tipo *sag* desenvolvida durante o estágio de estabilização da Plataforma Sul-Americana e compreendendo idades do Siluriano ao Cretáceo, (Almeida & Carneiro, 2004; Vaz *et al.*, 2007). O registro sedimentar da bacia sobrepõe uma não-conformidade regional sobre os blocos crostais da Amazônia/Araguaia, Parnaíba e Borborema subsequentemente à formação de uma planície pós-brasileira (Daly *et al.* 2014).

O intervalo sedimentar do Grupo Balsas (Quadro 2) se acumulou durante o Neocarbonífero até ao Eotriássico, e é composto por quatro formações estratigráficas: (1) Formação Piauí; (2) Formação Pedra de Fogo, um dos focos deste estudo; (3) Formação Motuca; e (4) Formação Sambaíba (Góes & Feijó, 1995). A Formação Piauí tem idade Pensilvaniana e suas associações de fácies são interpretadas como sendo fluviais, eólicas e marinhas, em um contexto climático variando de semiárido a desértico (Lima & Leite, 1978; Melo *et al.*, 1998; Vaz *et al.*, 2007; Vieira & Scherer, 2017). A Formação Pedra de Fogo se sobrepõe à Formação Piauí e é essencialmente caracterizada por depósitos lacustres e eólicos (Vaz *et al.*, 2007). A Formação Motuca está sobreposta à Formação Pedra de Fogo, variando em idade do Lopingiano ao Eotriássico (Caputo, 1984; Dino *et al.*, 2002), sendo classificada como um sistema de deserto com lagos rasos e *saline pan* (Góes & Feijó, 1994; Abrantes Jr. & Nogueira, 2013). Sobrepostas à Formação Motuca, a Formação Sambaíba varia em idade entre Meso e Neotriássico (Lima & Leite, 1978), e seus depósitos estão associados a um sistema de deserto composto por lençóis de areia e dunas eólicas com alguma contribuição fluvial (Vaz *et al.*, 2007; Abrantes Jr. & Nogueira, 2013).

Quadro 2. Representação cronoestratigráfica da Bacia do Parnaíba apresentando o período e o ambiente deposicional para a Formação Pedra de Fogo e para as Formações limítrofes na sucessão vertical. Idades retiradas da carta cronoestratigráfica de Vaz *et al.* (2007).

PERÍODO	AMBIENTE DEPOSICIONAL	GRUPO	FORMAÇÃO
TRIÁSSICO	DESÉRTICO	BALSAS	SAMBAÍBA
	DESÉRTICO, LACUSTRE		MOTUCA
PERMIANO	PLAT. RASA, LITORÂNEO, EÓLICO TEMPESTADES, SABKHA		PEDRA DE FOGO
CARBONÍFERO	FLUVIAL, DESÉRTICO, LITORÂNEO		PIAUI

A Formação Pedra de Fogo apresenta espessura máxima em subsuperfície de 240 metros (Góes & Feijó, 1994). Inicialmente foi interpretada como depósitos de ambiente marinho epicontinental e por sistemas costeiros e eólicos (Faria Jr., 1979). O autor dividiu a sucessão sedimentar em três membros: (1) Membro Basal Sílex; (2) Membro Médio; e (3) Membro Trisidela (Faria Jr. & Truckenbrodt, 1980). O Membro Basal Sílex é composto por uma intercalação de siltitos e bancos dolomíticos, apresentando concreções abundantes e horizontes silicosos, mostrando também níveis de oncólitos. O Membro Médio é caracterizado por arenitos finos com estratificação cruzada de grande porte intercalada com siltitos, folhelhos e bancos de carbonatos com pequenas concreções siliciosas. O Membro Trisidela é composto pela intercalação de arenitos de granulometria fina, siltitos, folhelhos e bancos de carbonatos, com troncos fósseis associados à siltitos e arenitos com tamanho de grão fino, além de estruturas como gretas de dissecação, *tepees*, esteiras algais e níveis de estromatólitos (Faria Jr. & Truckenbrodt, 1980). O contexto deposicional da Formação Pedra de Fogo tem sido interpretado como de ambientes marinhos rasos para costeiros influenciados por tempestades, associados à *sabkhas* e ao ambiente eólico (Góes & Feijó, 1994; Vaz *et al.*, 2007). Com base em estudos palinológicos e nas litologias aonde se hospedavam, Dino *et al.* (2002) sugerem a predominância de um ambiente continental com um ambiente marinho fraco, raso e restrito. O perfil estratigráfico indicava regressão da linha de costa na base, em que o ambiente desértico avançou sobre planícies costeiras, e em direção ao topo observa-se uma sequência transgressiva com sedimentos pelíticos de ambientes subaquáticos empilhados sobre o ambiente desértico (Faria Jr. & Truckenbrodt, 1980).

Contudo, estudos mais recentes, focados na análise de fácies, apresentaram novas interpretações sobre o sistema deposicional da Formação Pedra de Fogo, como lago com rios efêmeros, lago influenciado por ondas de tempestade, *sabkha* continental, lago central, dunas eólicas e lago/oásis com inundação (Andrade *et al.*, 2014). Mais recentemente, Araújo *et al.* (2016) interpretaram o registro sedimentar como *mudflat*, *nearshore* e depósitos de inunditos/*wadis*, enquanto Abrantes Jr. *et al.* (2019) interpretaram o mesmo registro sedimentar como lago efêmero com campo de dunas marginal. Estudos paleobotânicos e de paleovertebrados combinados com a interpretação litoestratigráfica sugerem um forte caráter continental da Formação Pedra de Fogo com depósitos lacustres, de planície de inundação e de canais fluviais efêmeros (Cisneros *et al.* 2015; Da Conceição *et al.*,

2016; Iannuzzi *et al.*, 2018). Além disso, estudos mostram que os fitofósseis não se limitam aos estratos do Membro Trisidela, com registros abundantes de grandes gimnospermas (alguns em posição de vida) e hastes horizontais de samambaias (espécimes atribuíveis a *Psaronius sp*) no Membro Basal Sílex (Da Conceição *et al.*, 2016; Iannuzzi *et al.*, 2018).

O posicionamento da idade da Formação Pedra de Fogo foi primeiramente atribuído como Cisulariano por Price (1948) devido à presença do anfíbio *labyrinthodonte*. Essa idade foi corroborada através de estudos palinológicos realizados por Müller (1962), Mesner & Woldridge (1964), e por estudos bioestratigráficos realizados por Góes & Feijó (1994). No entanto, alguns estudos de esporomorfos levaram a idades entre o Cisulariano e o Guadalupiano (Lima e Leite, 1978), ou mesmo a idade do Permiano Tardio para o Membro Trisidela (membro mais ao topo) através da ocorrência de espécies como *Lueckisporites virkkiae*, *Corisaccites alutas*, *Hamiapollenites karrooensis*, *Rhizomasporella radiata*, and *Tornopollenites toreutos* (Dino *et al.*, 2002). Por outro lado, estudos de paleovertebrados terrestres reforçam a idade Cisuraliana através da descoberta de uma nova fauna continental de tetrápodes (Cisneros *et al.*, 2015; Cisneros *et al.*, 2020). Dino *et al.* (2002) interpretaram que a deposição da Formação Pedra de Fogo ocorreu em condições de clima quente, árido ou semiárido, com base nas litologias e no domínio dos grãos de pólen de *taeniate*. Estudos sedimentológicos também apontam condições climáticas quentes e áridas (Andrade *et al.*, 2014; Araújo *et al.*, 2016). Entretanto, Iannuzzi *et al.* (2018), analisando assembleias fósseis, inferem condições paleoambientais e paleoclimáticas durante o início do Permiano como mais úmidas do que as condições áridas comumente interpretadas para essa área com base em mapas de modelagem climática. Essas condições mais úmidas são reforçadas pela paleoflora, que contém espécies de samambaias (Da Conceição *et al.*, 2016) e pelo novo registro de *Captorhinidae* reforçando as faunas continentais no trópico sul no oeste do Gondwana (Cisneros *et al.*, 2020).

## 4.2. FORMAÇÃO SANTA BRÍGIDA (MEMBRO CALDEIRÃO)

A Formação Santa Brígida localiza-se nos estados da Bahia e Sergipe, apresentando uma espessura máxima de 270 metros (Costa *et al.*, 2007). A Bacia

de Tucano está dividida em três sub-bacias denominadas de Tucano Sul, Tucano Central e Tucano Norte (Fig. 25), 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).

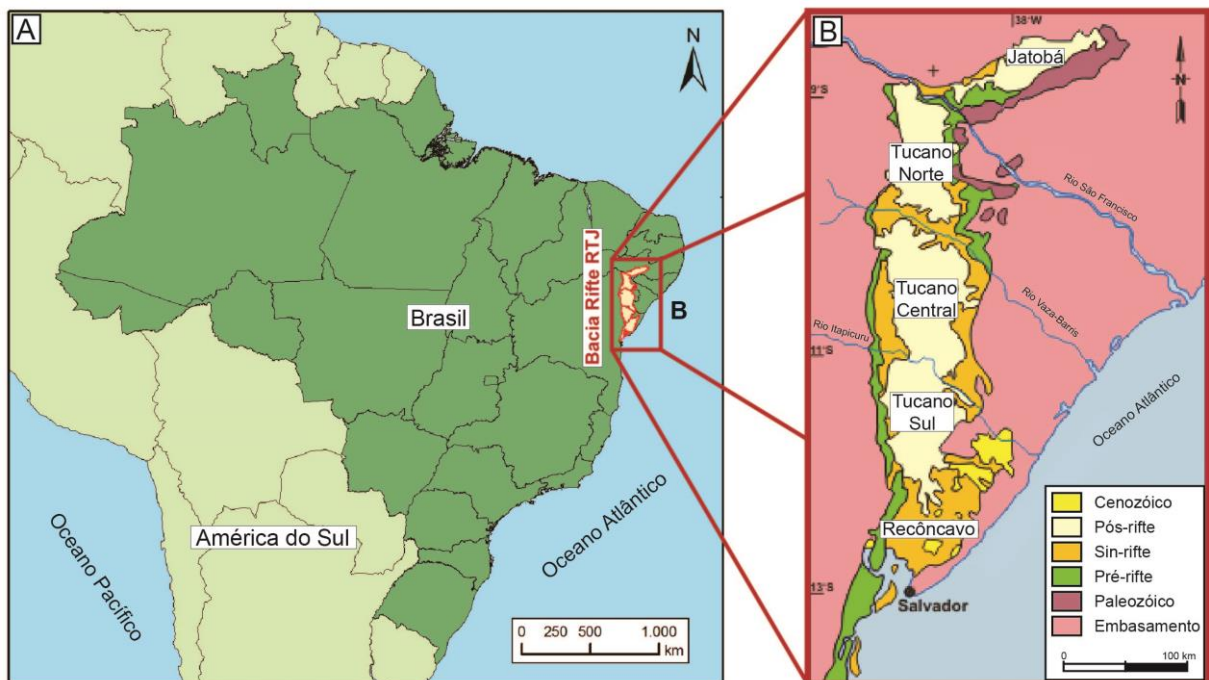


Figura 25. (A) Mapa do Brasil com destaque da localização da Bacia de Tucano; (B) Subdivisões e contexto geológico da Bacia de Tucano (extraído e modificado de Magnavita *et al.*, 2003).

A Formação Santa Brígida encontra-se em um contexto geológico anterior ao sistema rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá, fazendo parte das bacias sedimentares Paleozoicas (pré-rifte) sendo descrita primeiramente por Brazil (1947). Os



afloramento da Formação Santa Brígida estão localizados quase que restritamente aos arredores do município de Santa Brígida, posicionados na borda leste do rifte na Sub-bacia de Tucano Norte (Fig. 25). Os limites estratigráficos da Fm. Santa Brígida (Quadro 3) ocorrem com a Formação Curitiba na base e o Membro Boipeba da Formação Aliança (Grupo Brotas) no topo. A sucessão de fácies da Formação Curitiba foi interpretada como ambiente marinho raso depositado durante o Carbonífero (Ghignone, 1963; Dino & Uesugui, 1986; Costa *et al.*, 2007). Os depósitos sedimentares do Membro Boipeba são classificados como ambiente flúvio-eólico de idade Neojurássica (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). Inicialmente, o Membro Ingá foi interpretado como a instalação de um braço de mar epicontinental com orientação oeste-leste que inundou o sistema desértico do Membro Caldeirão durante transgressão marinha (Ghignone, 1963). No entanto, estudos recentes de palinoflora baseados na abundância de pólen bissacados taeniados e estriados (principalmente dos gêneros *Lueckisporites*), e a falta de evidências de paleomicroplâncton marinho, sugerem um ambiente predominantemente continental sob a influência de clima quente e seco (Dino *et al.*, 2018). O Membro Caldeirão é representado pelos arenitos avermelhados com estratificações acanaladas de grande porte, apresentando depósitos de fluxo de grãos, queda livre de grãos e estratos de marcas onduladas eólicas, além de apresentar estruturas de adesão e marcas onduladas subaquosas (Jones *et al.*, 2016). Essas evidências foram interpretadas como depósitos de dunas e interdunas úmidas, associados a sistemas eólicos úmidos e secos (Jones *et al.*, 2016). A Formação Santa Brígida foi posicionada na escala de tempo no Permiano Inferior devido à existência de evidências de esporomorfos dos gêneros *Striatites* e *Lueckisporites* e através de datação radiométrica da palinozona encontrados no registro sedimentar do Membro Ingá (Ghignone, 1979; Dino *et al.*, 2018). Silva *et al.* (2012) através de estudos radiométricos de Rb-Sr na Bacia do Recôncavo obtiveram idades de  $290 \pm 21$  Ma para a Formação Afligidos (Membro Cazumba), essa formação é correlata com a Formação Santa Brígida (Membro Ingá) e corrobora com a idade Cisulariana.

Quadro 3. 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).

PERÍODO	AMBIENTE DEPOSICIONAL	FORMAÇÃO	MEMBRO
JURÁSSICO	FLÚVIO-EÓLICO	ALIANÇA	BOIPEBA
PERMIANO	RESTRITO À COSTA	SANTA BRÍGIDA	INGÁ
	EÓLICO		CALDEIRÃO
CARBONÍFERO	MARINHO RASO	CURITUBA	

#### 4.3. FORMAÇÃO ARACARÉ

A Bacia de Sergipe-Alagoas está localizada na região nordeste do Brasil nos estados que dão o nome da bacia (Fig. 26). Feijó & Vieira (1990) e Feijó (1994) devido às diferenças significativas nas características estruturais e estratigráficas separaram em Bacia de Sergipe e Bacia de Alagoas, considerando a feição proeminente positiva chamado de Alto Jaboatã-Penedo como limite. No entanto, Campos Neto *et al.* (2007) trata como uma única bacia sedimentar com a justificativa de que o Alto Jaboatã-Penedo é restrito apenas à porção de águas rasas e emergentes da bacia, sem que haja a feição limítrofe geológica ocorrendo em águas profundas e, portanto, não caracterizando um divisor de bacias. Devido às variações no preenchimento sedimentar e no estilo tectônico nas duas porções, Campos Neto *et al.* (2007) subdividiram em Sub-bacia do Sergipe e Sub-bacia do Alagoas. Os sistemas de falhas condicionam a orientação geral da bacia no sentido N45E, mas outros sistemas diagonais com orientações NS e E-W e perpendiculares à direção NW classificam a bacia como uma trama estrutural complexa (Brito Neves, 1983).

O Grupo Igreja Nova representa uma sedimentação Paleozoica no Gondwana depositada em uma bacia sedimentar do tipo sinéclise sobreposta ao embasamento Pré-Cambriano (Brito Neves, 1983; Campos Neto *et al.*, 2007). Feijó (1994) redefiniu o Grupo Igreja Nova em duas formações: Formação Batinga e Formação Aracaré.

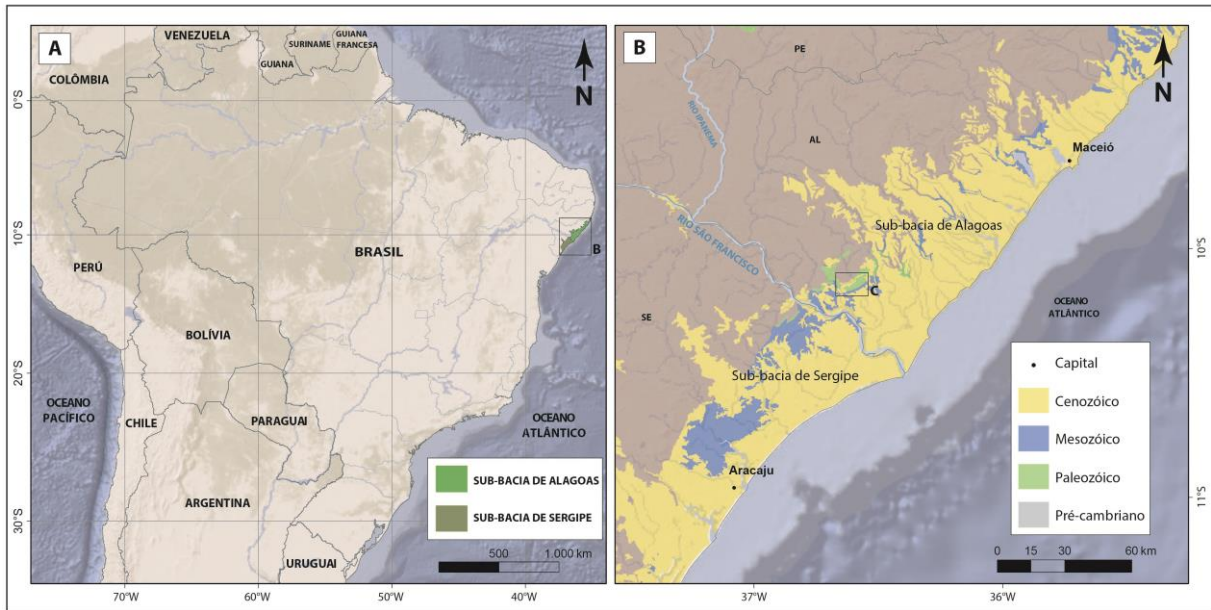


Figura 26. A) Mapa do Brasil com destaque da localização da Bacia de Sergipe-Alagoas e de sua divisão em Sub-bacias do Alagoas e de Sergipe; B) Detalhe das subdivisões e contexto geológico das Sub-bacias de Alagoas e Sergipe (créditos do mapa para Rossano D. L. Michel).

Quadro 4. Representação cronoestratigráfica da Bacia de Sergipe-Alagoas apresentando o período e o ambiente deposicional para a Formação Aracaré e para as Formações limítrofes na sucessão vertical. Idades obtidas da carta cronoestratigráfica de Campos Neto *et al.* (2007).

PERÍODO	AMBIENTE DEPOSICIONAL	GRUPO	FORMAÇÃO
JURÁSSICO	FLUVIAL	PERUCABA	CANDEEIRO
PERMIANO	DESÉRTICO, EÓLICO LITORÂNEO, DELTÁICO	IGREJA NOVA	ARACARÉ
			BATINGA
CARBONÍFERO	GLACIAL/DELTÁICO		

A Formação Aracaré tem espessura máxima de aproximadamente 200 metros (Feijó, 1994; Campos Neto *et al.*, 2007). Essa unidade é limitada no topo e na base por discordâncias (Brito Neves, 1983; Feijó, 1994) com os sedimentos glaciais e deltaicos de idade Carbonífera da Formação Batinga e com o sistema fluvial Jurássico da Formação Candeeiro do Grupo Perucaba (Schaller, 1969; Feijó, 1994)

(Quadro 4). A Formação Aracaré apresenta litologia heterogênea, constituída por arenitos de granulometria grossa e matura, com estratificação cruzada de grande porte associada à calcarenitos oolítico-oncolíticos, esteiras algais e estromatólitos silicificados (Souza-Lima *et al.*, 2002). O Silex é um diagnóstico para o reconhecimento da unidade, ocorrendo nos leitos dos rios, em nódulos ou inclusões, e pode até, mais raramente, ser oolítico ou pisolítico (Schaller, 1969; Feijó, 1994; Campos Neto *et al.*, 2007). Recentemente, a Formação Aracaré tem sido interpretada como um sistema eólico costeiro que é interdigitado lateralmente com depósitos carbonáticos / siliciclásticos acumulados em um contexto de lago raso (Souza-Lima *et al.*, 2002; Silva, 2020) semelhante ao ambiente lacustre proposto para a Formação Pedra de Fogo (Andrade *et al.*, 2014; Cisneros *et al.*, 2015; Araujo *et al.*, 2016; Iannuzzi *et al.*, 2018; Abrantes Jr. *et al.*, 2019; Cisneros *et al.*, 2020). A presença de samambaias (*Psaronius*) na Formação Aracaré (Souza-Lima, 2007) também é outra característica semelhante com a Formação Pedra de Fogo (Da Conceição *et al.*, 2016; Iannuzzi *et al.*, 2018). A interpretação paleoclimática sugere um clima de monções, com variação de um clima semi-árido / árido com períodos mais úmidos (Silva, 2020). Schaller (1969), através de esporomorfos dos gêneros *Striatites*, *Lueckisporites*, *Limitisporites*, *Vestigisporites*, *Vittattina* e *Striatosacites* encontrados na parte inferior da unidade, confere a esses sedimentos uma idade Eopermiana.

## **5. RESUMO DOS PRINCIPAIS RESULTADOS OBTIDOS, INTERPRETAÇÕES DESENVOLVIDAS NOS ARTIGOS E DISCUSSÃO INTEGRADORA DOS RESULTADOS**

A seguir são apresentados os resumos dos principais resultados obtidos dos artigos publicados, assim como as interpretações com maior relevância de cada artigo. Os subitens são separados em ordem temporal conforme publicação/submissão, e visa contribuir na compreensão da evolução desta tese. Devido à importância dos dados do Membro Caldeirão para esta tese, serão apresentados os principais resultados e interpretações do artigo publicado em 2016. Apesar desse artigo fazer parte do estudo de mestrado do mesmo autor, ele teve uma série de aperfeiçoamentos durante o doutorado para atingir a relevância da revista a qual foi publicado, e se torna um elemento-chave para o entendimento e desenvolvimento da atual tese. O artigo na íntegra está disponível nos anexos desse trabalho (Anexo A).

### **5.1. ARQUITETURA DE FÁCIES E EVOLUÇÃO ESTRATIGRÁFICA DE DEPÓSITOS DE DUNAS EÓLICAS E INTERDUNAS, MEMBRO CALDEIRÃO (FORMAÇÃO SANTA BRÍGIDA), PERMIANO, BRASIL.**

*Facies Architecture and Stratigraphic Evolution of Aeolian Dune and Interdune Deposits, Permian Caldeirão Member (Santa Brígida Formation), Brazil.*

Os sedimentos permianos do Membro Caldeirão (Formação Santa Brígida) estão localizados na Sub-bacia de Tucano Norte, região nordeste do Brasil, e são caracterizados por uma sucessão de arenitos de origem eólica que compreendem os depósitos preservados de dunas e interdunas. Estratos de fluxo de grãos e estratos transladantes de marcas onduladas eólicas, assim como a presença frequente de superfícies de reativação, compõem a estratificação cruzada de depósitos de dunas eólicas crescentes. Os estratos cruzados eólicos mostram um mergulho médio com direção para leste-nordeste. Em algumas porções do registro se encontram, intercalados com as camadas de estratos cruzados de dunas eólicas, unidades de interdunas compostas por fácies indicativas de condições seca, úmida e encharcada do substrato, sugerindo variações espaciais e / ou temporais no teor de umidade na

superfície de acumulação das regiões de interdunas. A presença de laminação cruzada de marcas onduladas de corrente subaquosas com direção para norte-noroeste em áreas de interdunas úmidas indica fluxos fluviais confinados aos corredores de interdunas, orientados perpendicularmente à direção do transporte eólico. Lentes de estratos de interdunas úmidas e encharcadas exibem principalmente relações interdigitadas e transicionais com a base dos *sets* de dunas eólicas sobrepostas (pé da duna) em seções paralelas ao transporte eólico, indicando que a migração das dunas foi contemporânea ao acúmulo sedimentar em interdunas adjacentes. Variações laterais na espessura preservada das unidades de interdunas e a rara ocorrência associada de contatos abruptos e erosivos entre interdunas e *sets* de dunas sobrejacentes, sugerem variações temporais no ângulo de cavalgamento das dunas e interdunas que podem estar relacionadas a mudanças de alta frequência na posição do lençol freático. Quatro intervalos estratigráficos no Membro do Caldeirão podem ser identificados, dois intervalos apresentando estratificação cruzada de dunas eólicas sem áreas de interdunas úmidas e dois intervalos exibindo dunas eólicas separadas por áreas de interdunas úmidas, marcando a transição entre sistemas eólicos secos (Intervalos I e III) e sistemas eólicos úmidos (Intervalos II e IV). As alternâncias temporais entre os sistemas eólicos secos e úmidos refletem mudanças na disponibilidade de areia seca e / ou na taxa de subida do lençol freático, possivelmente controlada por flutuações climáticas induzidas por ciclos orbitais.

## **5.2. MORFODINÂMICA DE DUNAS EÓLICAS E RECONSTRUÇÃO DO REGIME DE VENTOS, PERMIANO INFERIOR, FORMAÇÃO ARACARÉ, BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS, BRASIL.**

*Aeolian Dunes Morphodynamics and Wind Regime Reconstruction, Lower Permian Aracaré Formation, Sergipe-Alagoas Basin, Brazil.*

A Formação Aracaré (Permiano) está localizada na Bacia de Sergipe-Alagoas, região nordeste do Brasil, e exhibe acumulação sucessivos *sets* de estratificação cruzada de dunas eólicas sem depósitos de interdunas, definido um sistema eólico seco. A Formação Aracaré é caracterizada por *sets* de estratificação cruzada menores na base e que correspondem a dunas barcanas que são

sobrepostas por sets maiores de estratificação cruzada de dunas transversais. Esta sucessão sedimentar indica migração de dunas localizadas em uma porção de *erg* central sobre depósitos de margem de *erg*. Estratos cruzados eólicos mostram uma repetitiva alternância de pacotes de fluxo de grãos e marcas onduladas eólicas, separados por superfícies de reativação, indicando variações sazonais na direção do vento. Os vetores médios da direção de mergulho de estratos cruzados possuem orientação para leste-sudeste. O padrão de estratificação cíclico sugere uma alternância de ventos transversais de oeste responsáveis pela evolução face de escorregamento e migração de dunas, seguido por ventos reversos que causaram degradação e retrabalhamento das dunas, levando à formação de superfícies de reativação e a deposição de estratos de marcas onduladas eólicas. Por vezes, os ventos reversos são mais intensos (tempestades?), erodindo fortemente a face de sotavento das dunas eólicas, gerando superfícies de reativação maiores e mais irregulares (*master reactivation surfaces*). A comparação entre os padrões de vento da Formação Aracaré e os modelos climáticos para Sakmariano mostraram boa correlação com a disposição do regime de ventos de oeste (*westerlies*) e da zona de aridez para as médias latitudes do Gondwana. Este ambiente árido é resultado do deslocamento de ar seco próximo à zona de alta pressão entre as células de Ferrel e Hadley no hemisfério sul sobre o extenso território do Gondwana.

### **5.3. CICLICIDADE EM SISTEMAS LACUSTRES E INTERAÇÃO COM DUNAS EÓLICAS NO GONDWANA DURANTE O PERMIANO INFERIOR, FORMAÇÃO PEDRA DE FOGO, BACIA DO PARNAÍBA, BRASIL.**

*Cyclicity in Lacustrine System and Interaction with Aeolian Dunes in Lower Permian Gondwana, Pedra de Fogo Formation, Parnaíba Basin, Brazil.*

A Formação Pedra de Fogo (Permiano) está localizada na Bacia do Parnaíba, região nordeste do Brasil, e exibe acumulação sedimentar de: (1) *playa lake*; (2) antepraia inferior; (3) antepraia superior; (4) lençol de areia eólica; e (5) duna eólica e interduna. A sucessão estratigráfica pode ser separada em três intervalos estratigráficos caracterizados por diferentes associações faciológicas, denominadas de Intervalo Inferior, Médio e Superior. O Intervalo Inferior é composto pela associação de fácies de *playa-lake* e ausenta depósitos eólicos, indicando que o

lençol freático ou sua franja capilar atingiu a superfície deposicional, promovendo uma baixa disponibilidade de areia seca, evitando o desenvolvimento de dunas e lençóis eólicos. O Intervalo Médio consiste em associações de fácies de antepraia inferior, antepraia superior, lençol de areia eólica e dunas eólicas, indicando grandes corpos lacustres e com sistema eólico costeando suas margens. Este intervalo tem uma tendência progradacional geral caracterizada por um aumento na proporção de depósitos eólicos para o topo. Este padrão geral de empilhamento progradacional é composto por ciclos de alta frequência com raseamentos ascendentes do nível de água, indicando que a tendência regressiva não foi linear, sendo marcada por numerosas transgressões e regressões da linha de costa lacustre. O Intervalo Superior representa o retorno dos *playa-lakes* com caules e folhas de samambaias no topo do intervalo estratigráfico estudado, sugerindo um sistema lacustre efêmero. O contexto deposicional apresentado indica que as médias latitudes do Gondwana não eram permanentemente áridas ou semiáridas durante o Cisulariano, com presença de períodos de clima mais ameno, permitindo o desenvolvimento de corpos lacustres extensos e perenes que permitiram a manutenção de uma rica paleofauna e paleoflora. A análise do padrão de ventos através das direções de mergulhos dos *foresets* de dunas eólicas apresenta grande compatibilidade com o modelo de circulação atmosférica proposta para o Permiano Inferior que indica ventos soprando para noroeste em latitudes inferiores a 30° na Bacia do Parnaíba.

#### **5.4. AMBIENTES DEPOSICIONAIS E PADRÃO DO REGIME DE VENTOS EM MÉDIAS LATITUDES DO OESTE DO GONDWANA DURANTE O PERMIANO INFERIOR.**

*Depositional Environments and Wind Regime Pattern in Mid-latitudes of Western Gondwana during Early Permian.*

Modelos paleoclimáticos classificam as médias latitudes do Gondwana ocidental como de clima desértico durante o Permiano Inferior. No entanto, alguns estudos estratigráficos e paleontológicos recentes apresentam dados que contradizem esse quadro climático, indicando condições de umidade mais elevadas do que o esperado pelos modelos matemáticos. Este estudo visa suprir a falta de correlações entre as bacias paleozóicas durante o início do Permiano no Gondwana



central. Os registros sedimentares utilizados neste estudo estão localizados na região nordeste do Brasil, e compreendem parte de uma série de bacias intracratônicas como a Formação Pedra de Fogo da Bacia do Parnaíba, a Formação Santa Brígida da Sub-bacia de Tucano Norte e a Formação Aracaré da Bacia de Sergipe-Alagoas. Os principais objetivos são reconstruir os paleoambientes e discutir o padrão de ventos local, bem como os fatores que influenciaram as variações ambientais entre as diferentes áreas estudadas, assim como reconstituir o regime de ventos operantes nas médias latitudes do Gondwana. Através da análise do balanço entre espaço de acomodação e o suprimento sedimentar, foi possível perceber que a disponibilidade de areia seca no sistema aumenta para o interior do continente, diminuindo a influência do lençol freático na acumulação sedimentar. Condições climáticas relativamente mais secas e úmidas em paleolatitudes subtropicais próximas a 30°S são refletidas por ciclos sedimentares e podem ser expressas através da expansão e contração de sedimentos lacustres e eólicos (Formação Pedra de Fogo) ou através da alternância entre sistema eólico seco e úmido (Membro Caldeirão). O regime de ventos inferido através do sentido de mergulho da estratificação cruzada de dunas eólicas nas diferentes unidades estratigráficas estudadas é consistente com o modelo de circulação atmosférica proposto por Gibbs *et al.* (2002) para o Permiano Inferior, que indica a predominância de ventos de oeste (*westerlies*) em latitudes superiores a 30°S e de ventos alísios em latitudes menores que 30°S.

## 5.5. DISCUSSÃO INTEGRADORA DOS ARTIGOS

A discussão integradora aqui apresentada está baseada nas discussões realizadas no último artigo desenvolvido (*Depositional Environments and Wind Regime Pattern in Mid-latitudes of Western Gondwana during Early Permian*). Isso é devido justamente por esse artigo ser uma correlação de dados relativos, principalmente, aos artigos anteriores desenvolvidos nessa tese. Além dos artigos produzidos na presente tese, estão incluídos análises e comparações com outros artigos desenvolvidos na região do município de Filadélfia (Tocantins) descritos por Andrade *et al.* (2014) e Abrantes Jr. *et al.* (2019), como também na região do município de Santa Brígida por Jones *et al.* (2016).

## Modelo Depositional e Paleogeografia

A correlação dos estudos das associações de fácies das Formações Pedra de Fogo, Santa Brígida e Aracaré permite inferir um panorama geral da paleogeografia da porção oeste do Gondwana nas médias latitudes através de modelos deposicionais desenvolvidos para cada região.

Os modelos deposicionais da Formação Pedra de Fogo, Formação Aracaré e Formação Santa Brígida são compostos por diferentes associações de fácies e representam episódios deposicionais contemporâneo em diferentes áreas do Gondwana ocidental. As unidades estudadas na presente tese estão concentradas perto da paleolatidade de 30°S durante o Cisuraliano e estão dispostas na seguinte ordem, de oeste para leste: Formação Pedra de Fogo no município de Filadélfia (~31°S) e no município de Monsenhor Gil (~28°S), Membro do Caldeirão (~35°S) e Formação Aracaré (~36°S).

Comparando-se as diferentes unidades estudadas percebe-se uma diferença marcante na proporção de sedimentos secos e úmidos. A proporção de estratos cruzados de dunas eólicas, interdunas secas e lençóis de areia eólicos em relação a depósitos de interdunas úmidas e depósitos lacustres, aumenta em direção ao leste. A Formação Aracaré é constituída por sistemas eólicos seco (mais a leste), enquanto a Formação Pedra de Fogo é caracterizada pela alternância de depósitos eólicos e lacustres (mais a oeste). Por sua vez, o Membro Caldeirão (Formação Santa Brígida), posicionado entre as duas áreas é composta pela alternância de sistemas eólicos secos e úmidos. Desse modo, pode-se deduzir que, a disponibilidade de areia seca aumenta de oeste para leste em direção ao interior do continente. Por sua vez, a razão entre espaço de acomodação e suprimento sedimentar aumenta para oeste, conforme atesta a abundância de depósitos lacustres na Formação Pedra de Fogo. Através da análise da porção superior do registro sedimentar da Formação Aracaré (acima das faixas compostas por depósitos eólicos), a qual apresenta sedimentos finos que correspondem a grandes bacias hidrográficas como grandes lagos (Silva *et al.*, 2019), pode ser correlacionado com as porções superiores da Formação Santa Brígida (representada pelo Membro Ingá) e da Formação Motuca (sobreposta a Formação

Pedra de Fogo) que também refletem ambientes lacustres (Abrantes Jr. & Nogueira, 2013; Dino *et al.*, 2018; Iannuzzi *et al.*, 2018). Essa suposta inundação se deve a um rápido aumento do nível freático, levando umidade para o interior do Gondwana.

### **Regime de Ventos e Paleoclima**

A formação do supercontinente do Pangeia e sua constante migração para o norte durante o Permiano, aliada à regressão dos mares epicontinentais, barreiras orográficas e a posição próxima à latitude 30°S, se encaixa em um modelo global composto por *red beds* e depósitos de evaporitos em vários locais da Terra (Glennie, 1987; Dubiel *et al.*, 1991; Eastwood, 2008) subsidiando a ideia de crescente aridez e suprimindo as condições ideais para o desenvolvimento de desertos (Patzkowsky *et al.*, 1991; Chumakov & Zharkov, 2000; Rees *et al.*, 2002; Gibbs *et al.*, 2002; Roscher *et al.*, 2008; Tabor & Poulsen, 2008; Rodríguez-López *et al.*, 2014; Abrantes Jr. *et al.*, 2016). Entretanto, alguns estudos mais recentes, através de pesquisas da paleoflora e da paleofauna, sugerem ambientes apresentando lagos permanentes (Cisneros *et al.*, 2015; Da Conceição *et al.*, 2016; Iannuzzi *et al.*, 2018; Cisneros *et al.*, 2020). Desse modo, os dados paleontológicos contradizem um ambiente regido por condições climáticas totalmente áridas como a maioria dos modelos paleoclimáticos para região, indicando a existência de alguns períodos com um clima mais ameno na Formação Pedra de Fogo (Rees *et al.*, 2002; Iannuzzi *et al.*, 2018). Mesmo nos intervalos com condições climáticas mais secas representadas pela associação de *playa lakes*, algumas porções alagadiças deveriam ser permanentes, e assim permitiriam a manutenção do ecossistema local (Iannuzzi *et al.*, 2018). O contraste dos sedimentos eólicos e lacustres é mais evidente em direção à borda oeste da Bacia do Parnaíba (mais próxima ao oceano Panthalassa) onde a sensibilidade sedimentológica da Formação Pedra de Fogo e suas variações de alta frequência produziram a expansão e contração lacustre, refletindo variações climáticas entre períodos mais secos e úmidos nas paleolatitudes subtropicais próximas a 30°S no oeste do Pangeia (Abrantes Jr. *et al.*, 2019). Essas oscilações de alta frequência podem ser induzidas por variações tectônicas relativas ou, mais possivelmente, por oscilações climáticas induzidas por variações orbitais (Clemmensen *et al.*, 1994; Howell & Mountney, 1997; Scherer *et al.*, 2007; Jones *et al.*, 2016). Estas variações também podem ser observadas na Formação Santa

Brígida (Membro Caldeirão) devido à alternância encontrada entre sistemas eólicos secos e úmidos (Jones *et al.*, 2016).

O regime de vento pode ser inferido através do sentido de mergulho dos estratos cruzados de dunas eólicas de cada região. O sentido de mergulho dos estratos cruzados das dunas eólicas da Formação Pedra de Fogo na região de Monsenhor Gil é para NW, enquanto na região de Filadélfia é para E-ESE (Andrade *et al.*, 2014; Abrantes Jr. *et al.*, 2019). Esta diferença no padrão de vento na Formação Pedra de Fogo deve-se aos campos de dunas eólicas em Monsenhor Gil estarem posicionados numa paleolatidade de cerca de 28°S, já sob a influência de ventos alísios, enquanto os campos de dunas eólicas em Filadélfia estão em paleolatitudes de cerca de 31°S, sob a influência dos *westerlies*. O sentido de mergulho dos estratos cruzados das dunas eólicas do Membro Caldeirão (~35°) para ENE (Jones *et al.*, 2016) e da Formação Aracaré (~36°) para E são compatíveis com ventos *westerlies*, similar ao observado na Formação Pedra de Fogo em Filadélfia. Ao comparar com o modelo de circulação atmosférica proposto para o Permiano Inferior por Gibbs *et al.* (2002), os padrões de vento se apresentaram consistentes com os dados de paleocorrentes da Formação Pedra de Fogo, Membro Caldeirão e Formação Aracaré.

As superfícies de reativação e a deposição de cunhas de marcas onduladas eólicas acima dessas superfícies são encontradas nas dunas eólicas das formações Pedra de Fogo, Santa Brígida e Aracaré, tendo as suas gêneses relacionadas a ventos reversos ou oblíquos. Esses ventos reversos ou oblíquos podem ser decorrentes de variações sazonais nos ventos que erodem a face de sotavento das dunas eólicas (Kocurek, 1991, 1996; Chan & Archer, 1999, 2000; Loope *et al.*, 2001; Mountney, 2006b; Scherer & Goldberg, 2010).

## 6. CONCLUSÕES

A Formação Aracaré é representada pelo sucessivo cavalgamento de dunas eólicas sem acumulação de depósitos de interdunas, indicando um sistema eólico seco. Essa sucessão eólica foi subdividida em dois intervalos de acordo com o tamanho dos *sets* das estratificações cruzadas e com a morfologia da duna: (1) *sets* menores de estratificação cruzada compondo dunas barcanas e (2) *sets* maiores de estratificação cruzada compondo dunas transversais. A transição de dunas barcanas/barcanóides sobrepostas por dunas transversais sugere migração da porção de *erg* central sobre depósitos de margem de *erg*.

As associações de fácies da Formação Pedra de Fogo em Monsenhor Gil foram agrupadas em três intervalos distintos. O intervalo inferior é constituído pela associação de fácies de *playa lake*. O Intervalo Médio é caracterizado pela associação da fácies de antepraia inferior, antepraia superior, lençol de areia eólica e dunas/interdunas eólicas. O Intervalo Superior é composto novamente por depósitos de *playa lake* apresentando grande quantidade de samambaias fósseis. A sucessão estratigráfica indica uma variação nas características dos lagos, desde o contexto de lagos efêmeros, com razão do espaço de acomodação (A) e suprimento sedimentar (S) entre 0 e 1 (Intervalos Inferior e Superior), até corpos lacustres amplos e perenes, com razão A/S maior que 1 (Intervalo Médio), embora com rebaixamentos frequentes do nível de base, marcado pela ampliação dos campos de dunas eólicas. A presença de amplos corpos lacustres no Intervalo Médio corrobora com os cenários paleoambientais baseados no conteúdo fossilífero e nas características faciológicas propostas para a Formação Pedra de Fogo em outros setores da bacia (Andrade *et al.*, 2014; Cisneros *et al.*, 2015; Araújo *et al.*, 2016; Iannuzzi *et al.*, 2018; Abrantes Jr. *et al.*, 2019; Cisneros *et al.*, 2020).

Existe uma variação geográfica de oeste para leste na distribuição nos sistemas deposicionais, com depósitos lacustres intercalados com depósitos de campos de dunas eólicas na Formação Pedra de Fogo, alternância de sistemas eólicos secos e úmidos no Membro Caldeirão e predomínio de sistemas eólicos secos na Formação Aracaré. A razão entre o suprimento sedimentar e o espaço de acomodação, e a disponibilidade de areia seca no sistema aumentam em direção ao

interior do continente nas médias paleolatitudes do Gondwana, indicando uma diminuição da influência do lençol freático na acumulação sedimentar.

Ciclos sedimentares refletindo condições climáticas relativamente mais secas e mais úmidas em paleolatitudes subtropicais próximas a 30°S são expressos através da expansão e contração do lago e de sedimentos eólicos (Formação Pedra de Fogo) ou através da alternância entre sistema eólico seco e úmido (Membro do Caldeirão). A identificação desta ciclicidade se torna mais difícil em direção ao centro do continente devido o domínio de sistemas eólicos secos (Formação Aracaré). O regime de ventos inferido pelo sentido de mergulho dos estratos cruzados das dunas eólicas nas diferentes unidades estratigráficas estudadas é consistente com o modelo de circulação atmosférica proposto para o Sakmariano por Gibbs *et al.* (2002).

O contexto deposicional apresentado indica que as médias latitudes do Gondwana não eram permanentemente áridas ou semiáridas no Cisuraliano, e que períodos relativamente mais úmidos levaram ao desenvolvimento de lagos amplos e perenes que permitiram o desenvolvimento e manutenção da paleofauna e paleoflora.

Os modelos conceituais são de grande importância para a compreensão do paleoambiente e do paleoclima terrestre. No entanto, o levantamento contínuo da arquitetura de fácies e dados de paleocorrentes são extremamente necessários para o refinamento de modelos teóricos. A consistência na correlação entre modelos matemáticos e paleocorrentes encontrados nesse estudo, certifica e melhora os modelos paleoclimáticos. Esta tese forneceu como produtos novos estudos de caso na América do Sul, a qual através de um levantamento sistemático de dados e análises de fácies criteriosa permitiu uma reconstrução mais precisa do regime de ventos nas latitudes médias no oeste do Gondwana durante o Permiano Inferior.

## 7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abrantes Jr., F.R. & Nogueira, A.C.R. 2013. Paleoenvironmental reconstitution of Motuca and Sambaíba formations, Permian-Triassic of the Parnaíba Basin in southwest Maranhão state, Brazil. *Geol. USP, Sér. cient.*, São Paulo, v. 13, n. 3, 6-82.
- Abrantes Jr., F.R., Nogueira, A.C.R., Andrade, L.S., Bandeira, J., Soares, J.L. & Medeiros, R.S.P. 2019. Register of increasing continentalization and palaeoenvironmental changes in the west-central pangaea during the Permian-Triassic, Parnaíba Basin, Northern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 93, 294-312.
- Abrantes Jr., F.R., Nogueira, A.C.R. & Soares, J.L. 2016. Permian paleogeography of west-central Pangea: Reconstruction using sabkha-type gypsum-bearing deposits of Parnaíba Basin, Northern Brazil. *Sedimentary Geology*, 341, 175–188.
- Almeida, F.F.M. & Carneiro, C.D.R. 2004. Inundações marinhas fanerozóicas no Brasil e recursos minerais associados. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R. & Brito-Neves, B.B., (Org.). *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, 43-58.
- Andrade, L.S., Nogueira, A.C.R. & Bandeira, J. 2014. Evolução de um Sistema Lacustre Árido Permiano, parte Superior da Formação Pedra de Fogo, Borda Oeste da Bacia do Parnaíba. *Geol. Usp. Série Científica*, 14 (4), 39–60.
- Araújo, R.N., Nogueira, A.C.R., Bandeira, J. & Angélica, R.S. 2016. Shallow lacustrine system of the Permian Pedra de Fogo Formation, western Gondwana, Parnaíba Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 67, 57–70.
- Bagnold, R.A. 1941. The physics of blown sand and desert dunes. London, Methuen, 265pp.
- Bishop, S. R., Momiji, H., Carretero-Gonzalez, R. & Warren, A. 2002. Modeling desert dune fields based on discrete dynamics. *Discrete Dyn. Nat. Soc.*, vol. 7, 7–17.
- Blakey, R.C. 1990. Stratigraphy and geologic history of Pennsylvanian and Permian rocks, Mogollon Rim region, central Arizona and vicinity. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 102, 1189–1217.
- Blakey, R.C., Peterson, F. & Kocurek, G. 1988. Synthesis of late Paleozoic and Mesozoic eolian deposits of the western interior of United States. *Sedimentary Geology*, v. 56, p. 3-125.

- 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.
- Brito Neves, B.B. 1983. O mapa geológico do nordeste oriental do Brasil, escala 1/1.000.000. *Universidade de São Paulo*, São Paulo.
- Brookfield, M.E. 1977. The origin of bounding surfaces in ancient aeolian sandstones. *Sedimentology*, 24, 303-332.
- Cain, S.A. & Mountney, N.P. 2009. Spatial and temporal evolution of a terminal fluvial fan system: the Permian Organ Rock Formation, South East Utah, USA. *Sedimentology*, 56, 1774–1800.
- Campos Neto, O.P.A., Lima, W.S. & Cruz, F.E.G. 2007. Bacia de Sergipe-Alagoas. *Boletim de Geociências Petrobrás*, 15, Rio de Janeiro, 405-415.
- Caputo, M.V. 1984. Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of Northern Basins of Brazil. University of California, Santa Barbara, Tese de Doutorado, 583pp.
- Caputo, M.V., Iannuzzi, R. & Fonseca, V.M.M. 2005. Bacias sedimentares brasileiras: Bacia do Parnaíba. *Phoenix*, 81, 1-6.
- 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*, vol. 28, pp. 607–617.
- Chrintz, T. & Clemmensen, L.B. 1993. Draa reconstruction, the Permian Yellow sands, northeast England. In: Pye, K. and Lancaster, N. (Eds.), *Aeolian Sediments: Ancient and Modern. Spec. Publs. Int. Ass. Sediment.*, 16, pp.151-161.
- Chumakov, N.M. & Zharkov, M.A. 2000. Climate during Permian-Triassic biosphere reorganizations, article 1: climate of the Early Permian. *Stratigraphy and Geological Correlation*, 10, No. 6, pp. 586–602.
- Cisneros, J.C., Angielczyk, K., Kammerer, C.F., Smith, R.M.H., Fröbisch, J., Marsicano, C.A. & Richter, M. 2020. Captorhinid reptiles from the lower Permian Pedra de Fogo Formation, Piauí, Brazil: the earliest herbivorous tetrapods in Gondwana. *PeerJ* 8:e8719, 21p.



- Cisneros, J.C., Marsicano, C., Angielczyk, K.D., Smith, R.M.H., Richter, M., Fröbisch, J., Kammerer, C.F. & Sadleir, R.W. 2015. New Permian fauna from tropical Gondwana. *Nature Communications* 6(1):8676 DOI 10.1038/ncomms9676.
- Clemmensen, L.B. 1989. Preservation of interdune and plinth deposits by the lateral migration of large linear dunes (Lower Permian Yellow Sands, Northeast England). *Sed. Geol.*, 65, 139–151.
- 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*, vol. 19. Blackwell, Oxford, pp. 19–29.
- Cooper, W.S. 1958. Coastal sand dunes of Oregon and Washington. *Mem. geol. Soc. Am.*, v. 72, pp. 169.
- Correa, G.A., Carrecedo, M.L. & Gutierrez, P.R. 2012. Paleambiente y paleontología de la Formación Andapaico (Paleozoico superior, Precordillera Central, Argentina). *Andean Geology*, 39, 22–52.
- 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: *The Dynamics and Environmental Context of Aeolian Sedimentary Systems* (Ed. K. Pye), *Geological Society London Special Publication*, 72, 103–126.
- Da Conceição, D.M., De Lencastre, L.S., Cisneros, J.C., Iannuzzi, R., Pereira, A.A. & Machado, F.C. 2016. New petrified forest in Maranhão, Permian (Cisuralian) of the Parnaíba Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 70, 308–323.
- Daly, M.C., Andrade, V., Barousse, C.A., Costa, R., McDowell, K., Piggott, N. & Poole, A.J. 2014. Brazilian crustal structure and the tectonic setting of the Parnaíba basin of NE Brazil: results of a deep seismic reflection profile. *Tectonics*, 33(11), 2102–2120.
- Day, M. & Kocurek, G. 2018. Pattern similarity across planetary dune fields. *Geology*, 46 (11), 999–1002.
- 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., Antonioli, L., Braz & S.M.N. 2002. Palynological data from the Trisidela member of upper Pedra de Fogo Formation ("Upper Permian") of the Parnaíba basin, northeastern Brazil. *Revista brasileira de Paleontologia*, 3, 24–35.
- Dino, R., Antonioli, L., Severiano Ribeiro, H.J.P. & Conceição, U.C.F.F.B. 2018. Palinoflora Eopermiana da Formação Santa Brígida (Membro Ingá) – Borda leste da Sub-bacia de Tucano Norte. *Anais do 49º Congresso Brasileiro de Geologia*, Rio de Janeiro, Brasil, 7529.
- Dino, R. & Uesugui, N. 1986. Determinações palinoestratigráficas em amostras de afloramentos das formações Curitiba e Santa Brígida. Rio de Janeiro, *Petrobras*, Relatório interno.
- Dubiel, R.F., Parrish, J.T., Parrish, J.M. & Good, S.C. 1991. The Pangean megamonsoon: evidence from the Upper Triassic Chinle Formation. *Palaios*, 6, 347-370.
- Eastwood, E. 2008. Pangean Paleoclimate. *Geo* 387H. 19pp.
- Eastwood, E.N., Kocurek, G., Mohrig, D. & Swanson, T. 2012. Methodology for reconstructing wind direction, wind speed and duration of wind events from aeolian cross-strata. *Journal of Geophysical Research*, 117, F03035.
- Faria Jr., L.E.C. 1979. Estudo sedimentológico da Formação Pedra de Fogo – Permiano – Bacia do Maranhão. Dissertação (Mestrado). Belém: Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológica – UFPA.
- Faria Jr., L.E.C. & Truckenbrodt, W. 1980. Estratigrafia e petrografia da Formação Pedra de Fogo - Permiano da Bacia do Maranhão. *An. do Congr. Bras. Geol.*, 31, 740-754.
- Feijó, F.J., 1994. Bacias de Sergipe e Alagoas. *Boletim de Geociências Petrobrás*, 8, Rio de Janeiro, 149-161.
- Feijó, F.L. & Vieira, R.A.B. 1990. Sequências cretáceas das Bacias de Sergipe e Alagoas. In: *Simpósio de Geologia do Cretáceo*, 1. Rio Claro, UNESP.
- Fryberger, S.G. 1984. The Permian Upper Minnelusa Formation, Wyoming; ancient example of an offshore prograding eolian sand sea with geomorphic facies, and system-boundary traps for petroleum. *Wyoming Geol. Assoc. Guidebook*, 35, 241–271.
- 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.
- Gibbs, M.T., Rees, P.M., Kutzbach, J.E., Ziegler, A.M., Behling, P.J. & Rowley, D.B. 2002. Simulations of Permian climate and comparisons with climate-sensitive sediments. *The Journal of Geology*, 110, 33–55.
- Glennie, K.W. 1970. Desert sedimentary environments. *Elsevier*, Amsterdam, 222p.
- Glennie, K.W. 1987. Desert sedimentary environments, present and past – a summary. *Sedimentary Geology*, 50, 135-165.
- Glennie, K.W. & Buller, A.T. 1983. The Permian Weissliedend of NW Europe; the partial deformation of aeolian dune sands caused by the Zechstein transgression. *Sediment. Geol.*, 35, 43-81.
- Góes, A.M. 1995. A Formação Poti (Carbonífero Superior) da Bacia do Parnaíba. Universidade de São Paulo, São Paulo. Tese de Doutorado, 171 p.
- Góes, A.M.O. & Feijó, F.J. 1994. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 8, Rio de Janeiro, 57-68.
- Góes, A.M.O. & Feijó, F.J. 1995. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 8 (1), 57-67.
- Goso, C., Piñeiro, G., DeSantaAna, H., Rojas, A., Verde & M., Alves, C. 2001. Caracterización estratigráfica de los depósitos continentales cuspidales neopérmicos (Formaciones Yaguarí y Buena Vista) em el borde oriental de la Cuenca Norte Uruguay. *Congresso Latinoamericano de Geología*, vol. 11. Montevideo, Actas (181 pp.).
- Greeley, R. & Inversen, J.D. 1985. Wind as a Geological Process, *Cambridge University Press*, Cambridge, 333pp.
- Howell, J.A. & Mountney, N.P. 1997. Climatic cyclicity and accommodation space in arid to semi-arid depositional systems: an example from the Rotliegend Group of the Southern North Sea. In: *Petroleum Geology of the Southern North Sea: Future Potential* (Eds K. Ziegler, P. Turner and S.R. Daines), *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 123, 63–86.
- Hummel, G. & Kocurek, G. 1984. Interdune areas of the back-island dune field, north Padre Island, Texas. *Sediment. Geol.*, 39, 1-26.

- Hunter, R.E. 1977. Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology*, 24, 361-387.
- Hunter, R.E., Richmond, B.M. & Alpha, T.R. 1983. Storm-controlled oblique dunes of the Oregon coast. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94, 1450–1465.
- Iannuzzi, R., Neregato, R., Cisneros, J.C., Angielczyk, K.D., Rößler, R., Rohn, R., Marsicano, C., Fröbisch, J., Fairchild, T., Smith, R.M.H., Kurzawe, F., Richter, M., Langer, M.C., Tavares, T.M.V., Kammerer, C.F., Conceição, D.M., Pardo, J.D. & Roesler, G.A. 2018. Re-evaluation of the Permian macrofossils from the Parnaíba Basin: biostratigraphic, palaeoenvironmental and palaeogeographical implications. *Geological Society, London, Special Publications*, 472(1), 223–249.
- Jones, F.H., Scherer, C.M.S. & Kuchle, J. 2016. Facies architecture and stratigraphic evolution of aeolian dune and interdune deposits, Permian Caldeirão Member (Santa Brígida Formation), Brazil. *Sedimentary Geology*, 337, 133-150.
- 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. 1999. The aeolian rock record (Yes, Virginia, it exists, but it really is rather special to create one. In: Goudie, A.; Livingstone, I (Eds.). *Aeolian Environments, Sediments and Landforms*, John Wiley & Sons, New York, pp. 239-259.
- 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. & Lancaster, N. 1999. Aeolian system sediment state: theory and Mojave Desert Kelso dune field example. *Sedimentology*, 46(3), 505-515.

- Kocurek, G. & Nielson, J. 1986. Conditions favourable for the formation of warm-climate aeolian sand sheet. *Sedimentology*, 33, 795-816.
- 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.
- Lima, E.A.M. & Leite, J.F. 1978. Projeto estudo global dos recursos Minerais da Bacia Sedimentar do Parnaíba. Integração geológico-metalogenética. *DNPM-CPRM Etapa III Recife Relatório Final*, 16, 212.
- Limarino, C.O., Césari, S.N., Spalletti, L.A., Taboada, A.C., Isbell, J.L., Geuna, S. & Gulbranson, E.L. 2014. A paleoclimatic review of Southern South America during the late Paleozoic: A record from icehouse to extreme greenhouse conditions. *Gondwana Research*, vol. 25, 1396-1421.
- Loope, D.B. 1985. Episodic deposition and preservation of aeolian sands: a late Palaeozoic example from southeastern Utah. *Geology*, 13, 73–76.
- Loope, D.B., Rowe, C.M. & Joeckel, R.M. 2001. Annual monsoon rains recorded by Jurassic dunes. *Nature*, 412, 64–66.
- Mack, G.H. & Dinterman, P.A. 2002. Depositional environments and paleogeography of the Lower Permian (Leonardian) Yeso and correlative formations in New Mexico. *Mt. Geol.*, 39, 75–88.
- Magnavita, L., Destro, N., Carvalho, M.S.S., Milhomem, P.S. & Souza-Lima, W. 2003. Bacias sedimentares brasileiras – Bacia de Tucano. *Fundação Paleontológica Phoenix*, 5 (52).
- McKee, E.D. 1979. A study of global sand seas. Geological Survey Professional Paper 1052. *US Government Printing Office*, Washington, DC, 421 p.
- Melo, J.H.G., Loboziak, S. & StreeL, M. 1998. Latest Devonian to early Late Carboniferous biostratigraphy of northern Brazil: an update. *Bull. Centres Rech. Elf Exploration Prod.*, 22, 13-33.
- Mesner, J.G. & Wooldridge, L.C. 1964. Estratigrafia das bacias paleozóicas e cretáceas do Maranhão. *Bol. Tec. Petrobras*, 7 (2), 137–164.
- 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. & Jagger, A. 2004. Stratigraphic evolution of an aeolian erg margin system: the Permian Cedar Mesa Sandstone, SE Utah, USA. *Sedimentology*, 51, 713–743.
- Mountney, N.P. & 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.
- Müller, H. 1962. Report on palinological results of samples examined from wells in Maranhão. Relatório Interno, *Petrobrás (DEPEX/SIEX 108)*, Salvador, 44p.
- Nielson, J. & Kocurek, G. 1987. Surface processes, deposits, and development of star dunes: Dumont dune field, California. *Geological Society of America Bulletin*, v. 99, p. 177-186.
- Patzkowsky, M.E., Smith, L.H., Markwick, P.J., Engberts, C.J. & Gyllenhaal, E.D. 1991. Application of the Fujita-Ziegler paleoclimate model: Early Permian and Late Cretaceous examples. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 86, 67-85.
- Price, L.I. 1948. Um anfíbio labirintodonte da Formação Pedra de Fogo, Estado do Maranhão [A labyrinth amphibian of the Pedra de Fogo Formation, State of Maranhão]. *Boletim do Departamento Nacional de Produção Mineral*, 124, 7–33.
- Rees, P.M., Ziegler, A.M., Gibbs, M.T., Kutzbach, J.E., Behling, P.J. & Rowley, D.B. 2002. Permian phytogeographic patterns and climate data/model comparisons. *The Journal of Geology*, 110, 1–31.
- Rodríguez-López, J.P., Clemmensen, L.B., Lancaster, N., Mountney, N.P. & Veiga, G.D. 2014. Archean to Recent aeolian sand systems and their sedimentary record: Current understanding and future prospects. *Sedimentology*, 61, 1487–1534.
- Roscher, M., Berner, U. & Schneider, J.W. 2008. A tool for the assessment of the paleo-distribution of source and reservoir rocks. *Oil Gas European Magazine*, 3, 131-137.
- Rubin, D.M. & Hunter, R.E. 1982. Bedform climbing in theory and nature. *Sedimentology*, 29, 121-138.
- Rubin, D.M. & Hunter, R.E. 1987. Bedform alignment in directionally varying flows. *Science*, 237, 276–278.

- Rubin, D.M. & Ikeda, H. 1990. Flume experiments on the alignment of transverse, oblique, and longitudinal dunes in directionally varying flows. *Sedimentology*, 37, 673-684.
- 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.
- Schaller, H. 1969. Revisão estratigráfica da Bacia de Sergipe/Alagoas. *Boletim Técnico da Petrobrás*, 12, Rio de Janeiro, 21-86.
- Schenk, C.J. 1990. Processes of eolian sand transport and deposition. In: Fryberger, S.G., Krystinik, L.F., Schenk, C.J. (Eds.), *Modern and Ancient Eolian Deposits: Petroleum Exploration and Production, The Rocky Mountain Section, SEPM*, Denver, Colorado, cap. 2, 1-9.
- 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 & Goldberg, K. 2007. Palaeowind patterns during the latest Jurassic–earliest Cretaceous in Gondwana: Evidence from aeolian cross-strata of the Botucatu Formation, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 250, 89–100.
- 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. 2005. Sedimentary cycles and facies architecture of aeolian–fluvial strata of the Upper Jurassic Guar´ Formation, southern Brazil. *Sedimentology*, 52, 1323–1341.
- 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*.
- Scherer, C.M.S., Lavina, E.L.C., Dias Filho, D.C., Oliveira, F.M., Bongioiolo, D.E. & Aguiar, E.S. 2007. Stratigraphy and facies architecture of the fluvial–aeolian–lacustrine Sergi Formation (Upper Jurassic), Recôncavo Basin, Brazil. *Sedimentary Geology*, 194, 169-193.
- Scotese, C.R. 2001. Atlas of Earth History. Paleogeography. PALEOMAP Project, Arlington, Texas, vol. 1, 52 pp.

Silva, A.J.P., Lopes, R.C., Vasconcelos, A.M. & Bahia, R.B.C. 2003. Bacias Sedimentares Paleozóicas e Meso-Cenozóicas Interiores. In: Bizzi, A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H. (eds.). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM, Brasília, 55-85.

Silva, D.R., Mizusaki, A.M.P., Milani, E.J. & Pimentel, M. 2012. Depositional ages of Paleozoic and Mesozoic pre-rift supersequences of the Recôncavo Basin in northeastern Brazil: A Rb-Sr radiometric study of sedimentary rocks. *Journal of South American Earth Sciences*, 37, 13-24.

Silva, R.O. 2020. O Permiano da Bacia de Sergipe-Alagoas. Unisidade Federal de Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 167p.

Silva, R.O., Souza-Lima, W. & Leite, M.G.P. 2019. Um sistema lagunar misto no Gondwana central durante o Eopermiano: Formação Aracaré, Bacia de Sergipe-Alagoas. 28º Simpósio de Geologia do Nordeste. At Aracajú, Sergipe, Brasil. Conference Paper, November 2019.

Souza-Lima, W. 2006. Litoestratigrafia e evolução tectono-sedimentar da Bacia de Sergipe-Alagoas: O Paleozóico e o domo de Igreja Nova. *Fundação Paleontológica Phoenix*, 93, 4p.

Souza-Lima, W. 2007. Litoestratigrafia e evolução tectono-sedimentar da bacia de Sergipe-Alagoas - O Paleozóico: a seqüência permiana (II). *Phoenix*, 98, 1–4.

Souza-Lima, W., Andrade, E.J., Bengtson, P. & Galm, P.C. 2002. A Bacia de Sergipe-Alagoas: evolução geológica, estratigrafia e conteúdo fóssil. *Fundação Paleontológica Phoenix*, Aracajú, 34 p. Edição especial, 1.

Spalletti, L.A., Limarino, C.O. & Colombo Piñol, F. 2010. Internal anatomy of an erg sequence from the aeolian-fluvial system of the De La Cuesta Formation (Pangazo Basin, northwestern Argentina). *Geologica Acta*, 8, 431–447.

Steele, R.P. 1981. Aeolian sands and sandstones, Two volumes. Unpublished PhD Thesis, University of Durham, Durham, UK.

Sweet, M.L. 1992. Lee-face airflow, surface processes, and stratification types: Their significance for refining the use of eolian cross-strata as paleocurrent indicators. *Geological Society of America Bulletin*, 104, 1528-1538.

Sweet, M.L. & Kocurek, G. 1990. An empirical model of aeolian dune lee-face airflow. *Sedimentology*, 37, 1023-1038.

Tabor, N.J. & Poulsen, C.J. 2008. Palaeoclimate across the Late Pennsylvanian–Early Permian tropical palaeolatitudes: A review of climate indicators, their



distribution, and relation to palaeophysiographic climate factors. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 268, 293–310.

Vaz, P.T., Rezende, N.G.A.M., Filho, J.R.W. & Travassos, W.A.S. 2007. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobras*. Rio de Janeiro, Brazil 15 (2), 253–263.

Vieira, L.V. & Scherer, C.M.S. 2017. Facies architecture and high resolution sequence stratigraphy of an aeolian, fluvial and shallow marine system in the Pennsylvanian Piauí Formation, Parnaíba Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 76, 238-256.

Werner, B.T. & Kocurek, G. 1997. Bed-form dynamics: Does the tail wag the dog? *J. Geol.*, 25, 771– 774.

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

Ziegler, A.M., Hulver, M.L. & Rowley, D.B. 1997. Permian world topography and climate. In Martini, I. P., ed. Late glacial and postglacial environmental changes: Pleistocene, Carboniferous-Permian, and Proterozoic. Oxford, *Oxford University Press*, p.111–146.

## 8. ARTIGOS

### 8.1. ARTIGO 1: AEOLIAN DUNES MORPHODYNAMICS AND WIND REGIME RECONSTRUCTION, LOWER PERMIAN ARACARÉ FORMATION, SERGIPE-ALAGOAS BASIN, BRAZIL.

27/08/2020

(157) Chasque Webmail :: Resultado da pesquisa

#### Submission to Aeolian Research - manuscript number



De [Aeolian Research](#) em 2020-08-20 02:56  
[Detalhes](#)

\*This is an automated message.\*

Manuscript Number: AEOLIA-D-20-00099  
 Aeolian dunes morphodynamics and wind regime reconstruction, Lower Permian Aracaré Formation, Sergipe-Alagoas Basin, Brazil

Dear Mr. Jones,

Your above referenced submission has been assigned a manuscript number: AEOLIA-D-20-00099.

To track the status of your manuscript, please log in as an author at <https://www.editorialmanager.com/aeolia/>, and navigate to the "Submissions Being Processed" folder.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,  
 Aeolian Research

More information and support

You will find information relevant for you as an author on Elsevier's Author Hub: <https://www.elsevier.com/authors>

FAQ: How can I reset a forgotten password?  
[https://service.elsevier.com/app/answers/detail/a\\_id/28452/supporthub/publishing/](https://service.elsevier.com/app/answers/detail/a_id/28452/supporthub/publishing/)  
 For further assistance, please visit our customer service site: <https://service.elsevier.com/app/home/supporthub/publishing/>  
 Here you can search for solutions on a range of topics, find answers to frequently asked questions, and learn more about Editorial Manager via interactive tutorials. You can also talk 24/7 to our customer support team by phone and 24/7 by live chat and email

In compliance with data protection regulations, you may request that we remove your personal registration details at any time. (Use the following URL: <https://www.editorialmanager.com/aeolia/login.asp?a=r>). Please contact the publication office if you have any questions.

[https://webmail.ufmg.br/chasque/?\\_task=mail&\\_mbox=INBOX](https://webmail.ufmg.br/chasque/?_task=mail&_mbox=INBOX)

1/1

Aeolian dunes morphodynamics and wind regime reconstruction, Lower Permian Aracaré Formation, Sergipe-Alagoas Basin, Brazil

Fábio Herbert Jones\*

Claiton Marlon dos Santos Scherer

Carrel Kifumbi

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

Permian Aracaré Formation is located in the Sergipe-Alagoas Basin, northeast region of Brazil, and exhibits sand accumulation of successive sets of aeolian cross-strata which are interpreted as dry aeolian system. Aracaré Formation is characterized by smaller cross-bedded sets of barchanoid dunes at the base that are overlaid by larger cross-bedded sets of transverse dunes. This sedimentary succession indicates migration of dunes located of central erg portion over margin erg deposits. Aeolian cross-strata show a repetitive alternation of grain-flow and wind-ripple packages, separated by reactivation surfaces indicating seasonal variations in wind direction. Cross-strata mean vectors dip consistently towards ESE. Cyclic stratification pattern suggests an alternation of westerly transverse winds responsible for slipface evolution and dune migration, followed by reverse winds that caused dune degradation and reworking and led to the formation of reactivation surfaces and the related deposition of wind-ripple. Sometimes, reverse winds are more intense (storms?), strongly eroding the lee face of the aeolian dunes, generating master reactivation surfaces. The comparison between the wind patterns of Aracaré Formation and Sakmarian climate models showed good correlation with disposition of westerlies wind regime and aridity zone to mid-latitude in Gondwana landmass. This arid environment is resulted of dry air displacement close to high-pressure zone between Ferrel and Hadley Cell in the southern hemisphere in extends landmass of Gondwana. The intercalation of aeolian and lacustrine deposits observed in the Aracaré Formation and in other Eopermian units accumulated in the midwestern Gondwana indicates that arid conditions were not permanent, alternating with relatively wetter periods.

Keywords: dune morphology; dry aeolian system; master reactivation surfaces; mid-latitude; Gondwana; westerlies.

## 1. INTRODUCTION

Many studies report on the morphodynamics of modern aeolian dunes (e.g. Bristow et al., 2000; Telfer et al. 2017; Bristow, 2019), however, few studies highlight the morphodynamic reconstruction of ancient aeolian dunes and their relationship with the regional wind regime (e.g. Scherer and Goldberg, 2010; Scotti and Veiga, 2019). Aeolian dunes succession is composed by cross-strata and truncate surfaces formed by a series of independent processes that build the sedimentary record. The cross-strata are the result of the downwind migration of the aeolian dunes, being formed by three different types of processes operating on the leeface of the aeolian dunes: grain flow and grain fall gravity-driven processes and tractional wind ripples process. Studies have analyzed the interactions of the air flow incidence angle in relation to brinkline and the type of deposits on lee face (grainflow, grainfall, wind-ripples). Thus, the analysis of relationships or dominance of the different stratification types that form the crossed strata is an important tool for reconstructing the airflow patterns in aeolian palaeodunes in the rock record (Sweet and Kocurek, 1990; Kocurek, 1991, 1996; Eastwood et al., 2012). In turn, the cross-strata can be truncate by bounding surfaces formed by events of different nature, from surfaces that represent regional interruption in aeolian accumulation (supersurfaces), through surfaces associated with migration and climbing of aeolian dunes (interdune surfaces), to surfaces that represent migration of smaller dunes on the lee face of draas (superposition surfaces), interaction between different segments of adjacent dune aeolian dunes (interaction surfaces) or changes on the lee face of the dune induced by changes in wind direction or strength (reactivation surfaces) (Kocurek, 1996, Day and Kocurek, 2018).

An integrated analysis of the geometry and orientation of the cross-strata and surface boundary, and of the lateral and vertical relationships of the types of aeolian stratifications, allows not only reconstructing the morphology, but also the morphodynamic behavior of the aeolian dunes. The reconstruction of the migratory behavior of the aeolian dunes allows the inference about the wind regime to which the dune is subjected, providing important parameters for a more complete reconstruction of the aeolian system.

The aim this paper is to reconstruct the bedforms morphology, migratory behavior and stratigraphic evolution of the ancient aeolian dunes, Aracaré Formation,

NE Brazil. From this analysis, we also intend to make inferences about climate and wind patterns in the middle latitudes of Gondwana during the Early Permian. Although many articles report aeolian dunes succession, few studies are well documented from the Permian aeolian dunes located in Gondwana. Examples of Permian palaeoerg in Gondwana are Buena Vista Formation in Uruguay (Goso et al., 2001), the Caldeirão Formation in northeast of Brazil (Jones et al., 2016) and different units that crop out in the west and northwest of the Argentina as De La Cuesta, Patquía, La Colina, Ojo de Agua, Los Reyunos and Andapaico formations (Limarino and Spalletti, 1986; Spalletti et al., 2010; Correa et al., 2012) in the Andapaico Formation. Thus, analysis of new data is of great importance for the determination of the local wind regime and the global climate understanding during the Early Permian.

## 2. GEOLOGICAL SETTING

The Sergipe-Alagoas Basin is located in the northeast region of Brazil (Fig. 1). Based on structural and stratigraphic differences, Feijó and Vieira (1990) and Feijó (1994) separated into Sergipe Basin and Alagoas Basin considering the prominent positive feature called Jaboatã-Penedo High as a limit. However, Campos Neto et al. (2007) treats it as a single sedimentary basin with the justification that the Jaboatã-Penedo High is restricted only to the emerged and shallow water portion of the basin, with no boundary geological feature occurring in deep water, and thus, not characterizing a divider of basins. Due to the variations in sedimentary filling and tectonic style in the two portions, Campos Neto et al. (2007) subdivided into Sub-basin of Sergipe and Sub-basin of Alagoas. The main fault system of the basin has an NE-SW orientation, but other diagonal systems with N-S and E-W orientations and perpendicular with NW-SE direction with define a complex structural fabric for the basin (Brito Neves, 1983).

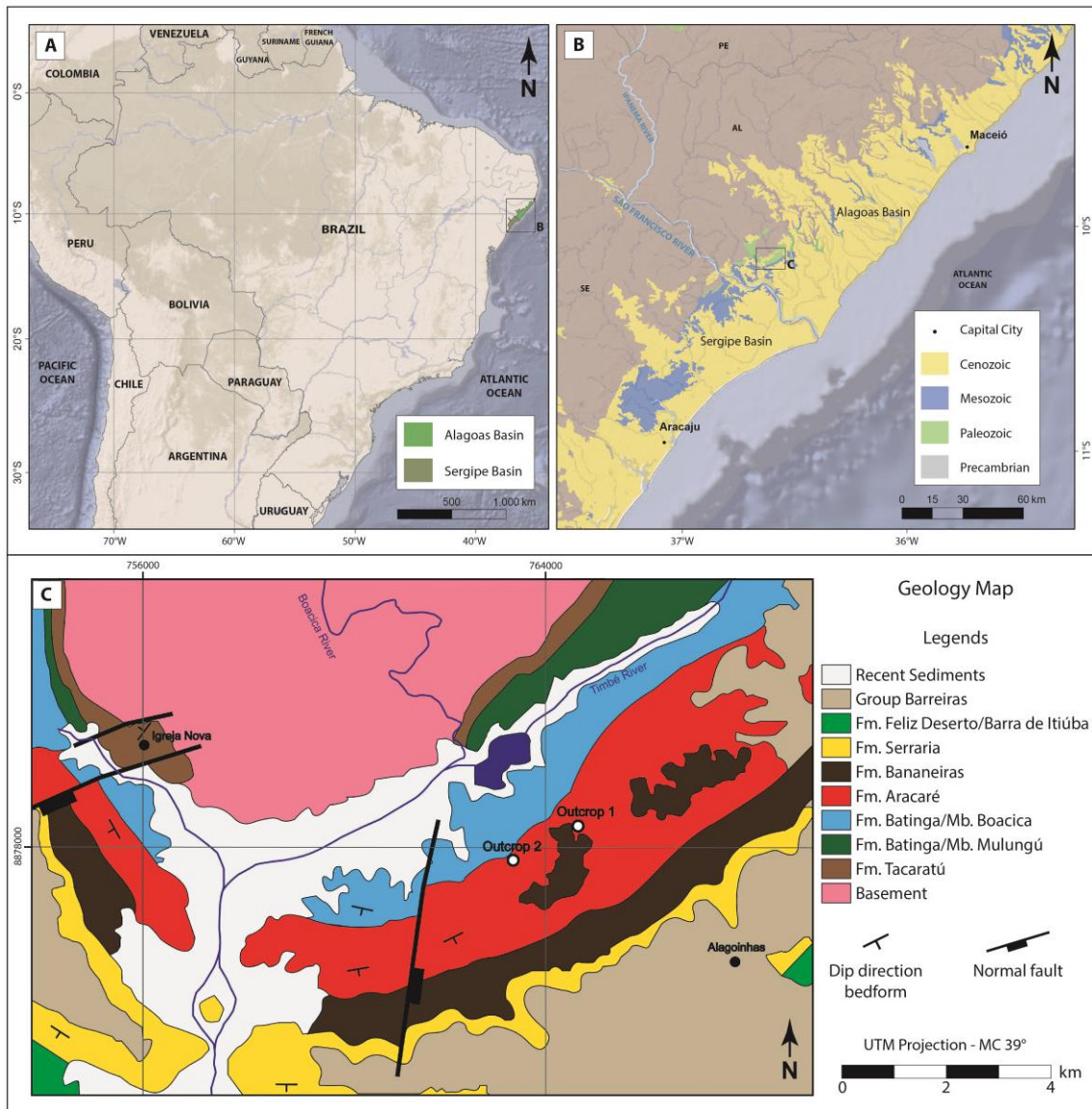


Figure 1. a) Location of the Sergipe and Alagoas Sub-basin in northeastern Brazil map; b) Detail map of the Sergipe and Alagoas Sub-basin exhibits the location of the study area in the Alagoas Sub-basin; c) Geological map of the region of Igreja Nova and Alagoinhas cities exhibits stratigraphic succession and some faults and dip directions bedforms (extracted and modified Richter and Simões, 1975; Souza-Lima, 2006), highlighting in red the Aracaré Formation and its main outcrops studied.

The Igreja Nova Group represents a Paleozoic sedimentation in Gondwana deposited in a synclisis sedimentary basin overlying the Precambrian basement (Brito Neves, 1983; Campos Neto et al., 2007). Feijó (1994) redefined the Igreja Nova Group in two formations: Batinga Formation and Aracaré Formation.

The Aracaré Formation has top and bottom discordant contacts (Brito Neves, 1983; Feijó, 1994) with an underlying boundary with the Carboniferous glacial and deltaic sediments of the Batinga Formation, and an overlying boundary with the Jurassic fluvial system of the Candeeiro Formation of the Perucaba Group. (Schaller, 1969; Feijó, 1994) (Tab. 1). The Aracaré Formation presents heterogeneous lithology, constituted of mature coarse-grained sandstones with large cross-stratification associated with oolitic-oncolitic calcarenites, algal mats and silicified stromatolites (Souza-Lima et al., 2002). Silex nodules are common (Schaller, 1969; Feijó, 1994). The deposition of the Aracaré Formation was interpreted as shallow marine to coastal aeolian deposits (Feijó, 1994; Campos Neto et al., 2007). However, Souza-Lima et al. (2002) and Silva (2020) interpret the deposits of the Aracaré Formation as lacustrine based on the lack of marine fossils and, mainly, on the presence of *Botryococcus braunii* algae which is related to fresh water. Schaller (1969) through sporomorphs of the genera *Striatites*, *Lueckisporites*, *Limitisporites*, *Vestigisporites*, *Vittattina* and *Striatosacites* found at the bottom of the unit gives these sediments an Eopermian age.

Table 1. Stratigraphic subdivision of the Carboniferous-Jurassic fills of the Sergipe-Alagoas Basin showing the lithostratigraphy, period and the depositional environment for the Aracaré Formation and bordering units. Ages from Campos Neto et al. (2007).

PERIOD	DEPOSITIONAL ENVIRONMENT	GROUP	FORMATION
JURASSIC	FLUVIAL	PERUCABA	BOIPEBA
PERMIAN	DESERTIC, AEOLIAN, COASTAL, DELTAIC	IGREJA NOVA	ARACARÉ
CARBONIFEROUS	GLACIAL/DELTAIC		BATINGA

### 3. METHODS



Two key natural outcrops in hill scarp of the Aracaré Formation were analyzed in detail in this paper (Fig. 1). The description of the outcrops includes analyses of the facies and facies associations, besides identification and interpretation of bounding surfaces. Two sedimentary logs with 7m (outcrop 1) and 12m (outcrop 2) thick were measured at a scale 1:50 in order to define the facies succession of the aeolian deposits. Architectural panels were constructed from the photomontages of the outcrops 1 (5 m width and 7 m height) and 2 (45 m width and 12 m height), in which two-dimensional (2D) geometries of the deposits, the relationships between depositional styles of the dunes strata, and bounding surface types were defined. Outcrops 1 and 2 are oriented perpendicular and parallel to the palaeowind direction, respectively. Higher resolution panels were used for further observation and detailing of the architecture of the main panels. Cross-bedded sets and bounding surfaces dip direction were measured (cross-stratified with  $n = 89$ , interdune surface with  $n = 13$ , reactivation surface with  $n = 36$ ). A composite stratigraphic log was produced and it exhibits the stratigraphic succession with a total of 20 m thick.

#### 4. FACIES ARCHITECTURAL

The aeolian cross-bedded sets of the Aracaré Formation is described and interpreted from two outcrops (outcrops 1 and 2) that represent distinct stratigraphic position. The outcrop 1 represents the base of the succession, being overlain by aeolian strata of the outcrop 2.

##### 4.1. Panel 1

###### 4.1.1. Description

The panel 1 is oriented transversal to the cross-strata dip direction (Fig. 2) and it is composed by subarkose, well-sorted, fine- to medium-grained sandstones, with

well-rounded and high sphericity grains. The sandstones exhibit trough cross-bedded sets, 0.8 to 2.8 m thick, that are bounded by erosive concave upward bounding surfaces, with dip angle variation from low ( $\sim 5^\circ$ ) in the central portions to moderate angle ( $\sim 15^\circ$ ) on the flanks, and the dip direction show a wide dispersion (Fig. 3a). The cross-strata sets are composed mainly by wind-ripple lamination ( $\sim 70\%$ ) and by grainflow strata ( $\sim 30\%$ ). The wind ripple strata has millimeter spacing and inversely graded laminae. The dip angle of wind ripple laminae ranges from  $8^\circ$  to  $25^\circ$ , with a mean value of  $18^\circ$ . The grainflow strata are massive and have thickness ranging from 0.5 to 2 cm. The grainflow strata have a high dip angle, which ranges from  $18^\circ$  to  $35^\circ$ , with a mean value of  $28^\circ$ . The cross-strata dip directions have a well-defined unidirectional pattern but with some dispersion, showing a mean foresets azimuth toward  $123^\circ$  (Fig. 3b).

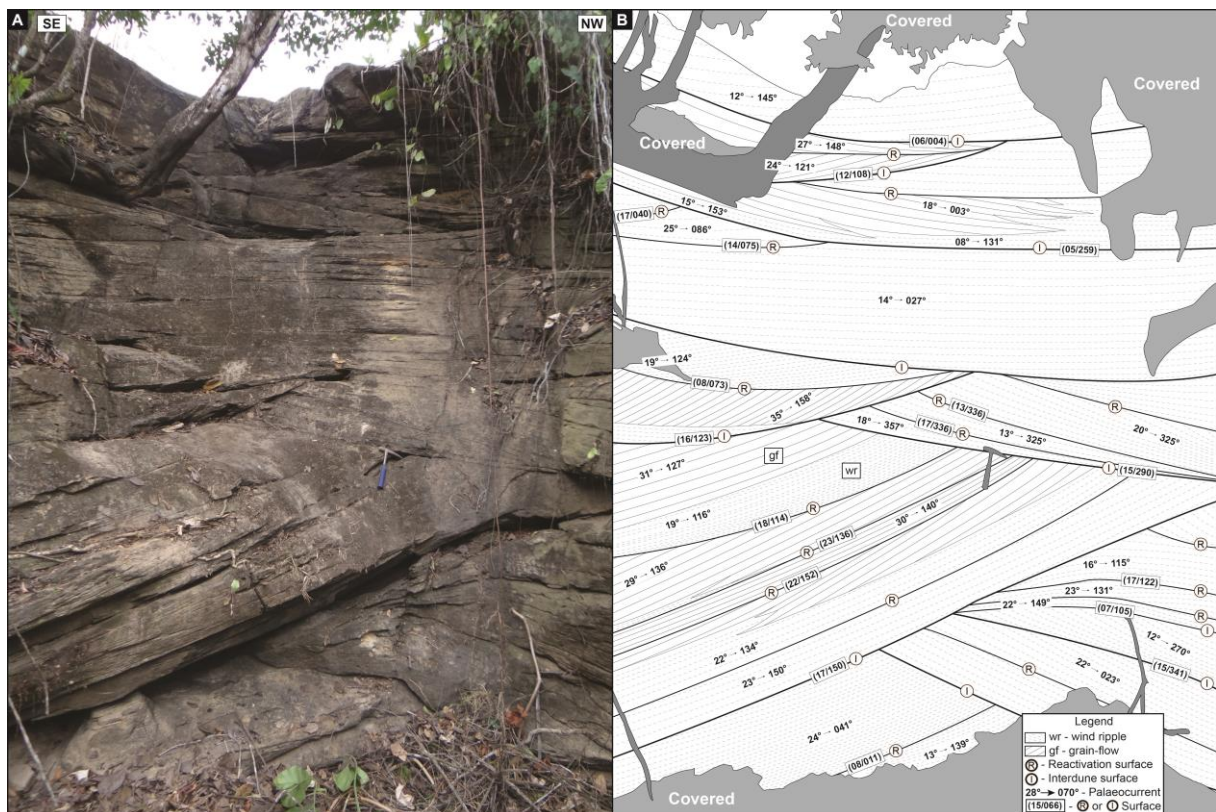


Figure 2. Photography (a) and interpreted outcrop (b) of panel 1 showing the facies architecture as well as bounding surface hierarchies in transversal view to cross-strata dip direction.

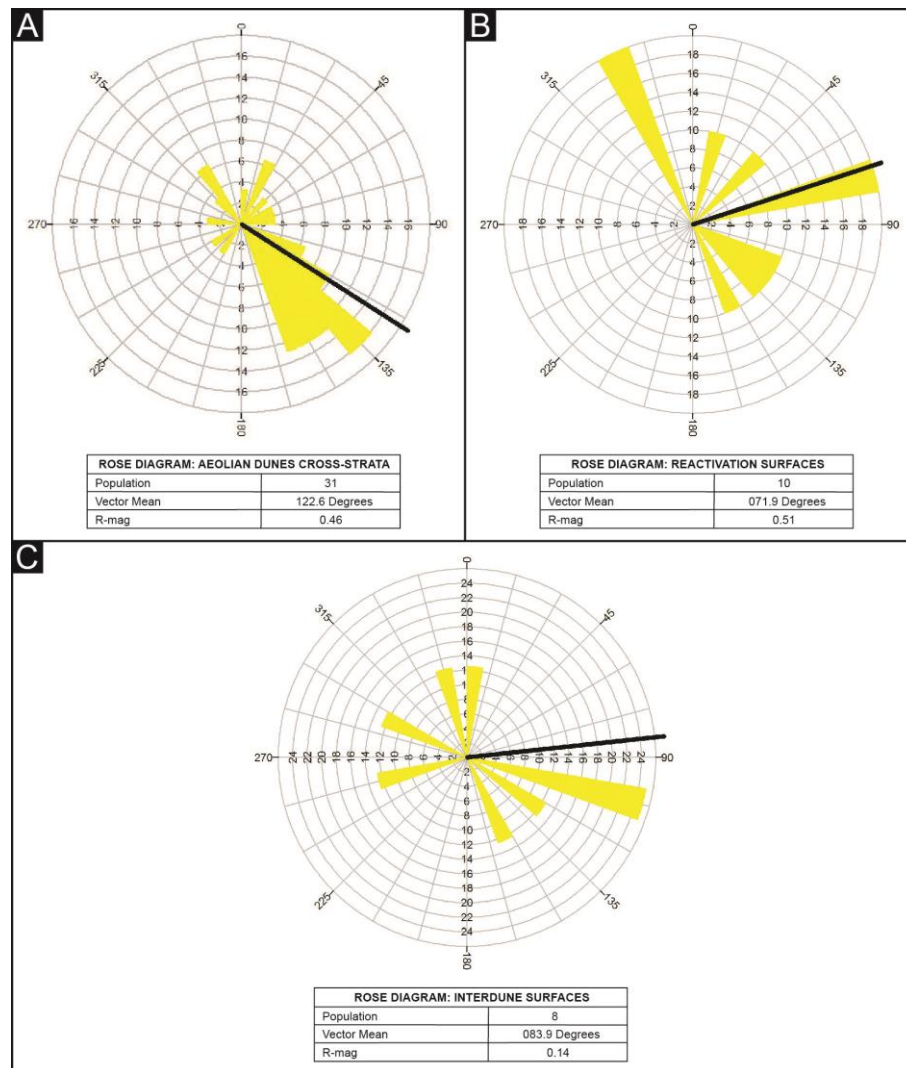


Figure 3. Rose diagrams of the outcrop 1 indicating: a) dip directions of interdune surfaces; b) the cross-bedding dip directions of aeolian dunes; c) dip directions of reactivation surfaces.

The cross-bedded sets can be subdivided in subsets, which are bounded by surfaces, regularly spaced (0.1 to 1 m) that dip with oblique angle relative to orientation of the foreset (Fig. 3c). The surfaces that divide the subsets can be, or not, accompanied by a change in the type of stratification and dip direction, although it is always marked by a change in the dip angle of the foresets. Some subsets are composed only of translantent wind ripples strata (more frequency) or grainflows strata (lower frequency), as can also exhibit an interaction between both strata marked by grainflow strata that pass donwdip to wind ripple laminae. This interaction is marked by a more regular and smooth or more incisive and irregular interdigitated relationships (Fig. 2).

#### 4.1.2. Interpretation

The occurrence of fine- to medium-grained sandstones with well-rounded and highly spherical grains, arranged in cross-strata sets that are composed of wind ripple with inversely graded laminae and grainflow strata allows to interpret these deposits as aeolian dunes (Hunter, 1977; Kocurek, 1981, 1991, 1996; Uličný, 2004; Jones et al., 2016). The erosive surface weakly to moderately curve separating sets are define as interdune surfaces, and result from migration and climbing of dunes and interdune areas (Kocurek, 1981, 1991, 1996). This trough geometry and wide dispersion in the dip direction of the interdune surfaces are the products of the cutout into the previously deposited aeolian accumulation by migrating scour pits due crestline sinuous of the crescent dunes (Kocurek, 1981; Mountney and Howell, 2000). The unimodal pattern, but with some dispersion, of the cross-strata dip directions associated with trough geometry of the cross-strata suggests crescent dunes with sinuous crestline as well as barchan dunes and barchanoid ridges (McKee, 1979; Karpeta, 1990; Mountney, 2006b). The dip direction of the cross-bedding showing a mean foresets azimuth toward 123° suggests aeolian dunes migrating mostly southeastward.

The change in stratification type in the lee face indicates changes in the wind incidence angle in relation to the brinkline segment in dunes with sinuous crestline (barchan dunes or barchanoid ridges) (Fig.4). The portions composed of grainflows suggest dune segments with brinkline transversal orientation in relation to the dominant palaeowind direction, suggesting a well-develop slipfaces. The cross-stratified subsets composed by grainflow that interfinger downdip only with wind ripple strata indicate simultaneous occurrence both strata on lee face, suggesting dune segments with brinkline oblique orientation in relation to the predominant palaeowind direction (Kocurek, 1991; Scherer and Goldberg, 2010; Eastwood et al., 2012). In turn, cross strata subsets composed exclusively by wind ripple laminae suggest dune segments with brinkline strongly oblique or longitudinal (flanks of the dune) orientation in relation to the predominant palaeowind direction (Kocurek, 1991; Scherer and Goldberg, 2010; Eastwood et al., 2012).

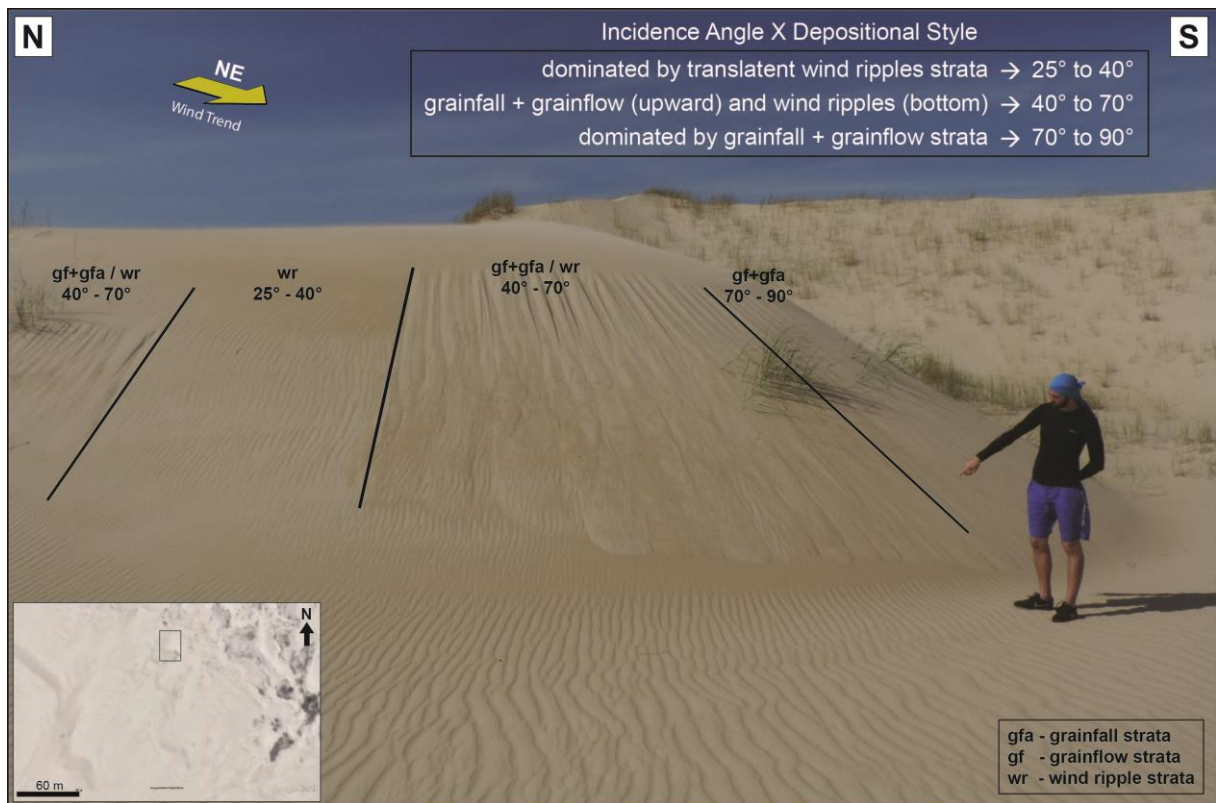


Figure 4. An example in modern coastal sand dunes, Ibituba city (Santa Catarina State, Brazil), showed the incidence angle and the common stratification configurations between grainfall, grainflow and wind ripple strata for aeolian sets (table of data take from Eastwood et al., 2012).

The erosive surfaces that delimit the regular spacing of the subsets are define as reactivation surfaces (Kocurek, 1991, 1996), and can be a consequence of changes in changes in asymmetry, local fluctuations in wind direction and/or speed wind (Hunter and Rubin, 1983; Kocurek, 1991; Mountney and Howell, 2000). The lower dip angle of the reactivation surfaces in relation to the cross-strata indicates moments when the lee face has been eroded and smoothed. The angularity in the dip direction of the reactivation surfaces in relation to the cross-strata suggests changes in the sinuosity of the crestline during the moments of erosion and smoothing of the lee face, probably related to reverse to oblique winds (Hunter and Rubin, 1983; Kocurek, 1991; Mountney and Howell, 2000). The regular presence of reactivation surfaces separating subsets indicates periodic rearrangements on the lee face of the dune. This spacing between reactivation surfaces suggests a cyclic

strata pattern conducted by seasonal changes in wind direction (Chan and Archer, 1999, 2000; Loope et al., 2001; Mountney, 2006b; Jones et al., 2016).

## 4.2. Panel 2

### 4.2.1. Description

The panel 2 is oriented parallel to the cross-strata dip direction (Figs. 5, 6, 7). It is composed of subarkose, well-sorted, fine- to medium-grained sandstones, with well-rounded and high sphericity grains, organized into tangential cross-bedded sets, 0.5 to 5.3 m thick. The cross-bedded sets are bounded by lateral extensive, planar erosive surfaces, with dip angle variation from 2° to 4° and dip direction with vector mean toward 249° (Fig. 8a). The cross-strata dips have a well-defined unidirectional pattern with low dispersion, exhibits a mean foresets azimuth toward 87° (Fig. 8b). The tangential cross-strata have predominance of grainflow (~70%) and subordinately wind ripple lamination (~30%). The grainflow strata have thickness ranging from 0.5 to 3.5 cm, comprising massive internal structure or, sometimes, showed inversely graded laminae (Fig. 9a, c). The grainflow strata have a high dip angle, which ranges from 18° to 32°, with a mean value of 24°. The wind ripple strata has millimeter spacing (3 to 8 mm thick) and inversely graded laminae (Fig. 9a, b). The dip angle of wind ripple laminae ranges from 7° to 19°, with a mean value of 14°.

The cross-bedded sets can be subdivided in subsets bounded by erosive concave upward surfaces. These surfaces range the dip angle of 8° to 21° with dip directions having mean orientation toward 083° (Fig. 8c). They are regularly spaced (1.2 to 4.7 m), marked by higher angle grainflow strata below and lower angle wind-ripple strata above the surface (Figs. 6, 7, 10). Internally the subsets are characterized by a sequence of lower angle, wind-ripple laminae in which are followed in the migration direction by steeper downlapping grainflow strata building out over the wind ripple basal package (Figs. 6, 7, 10).

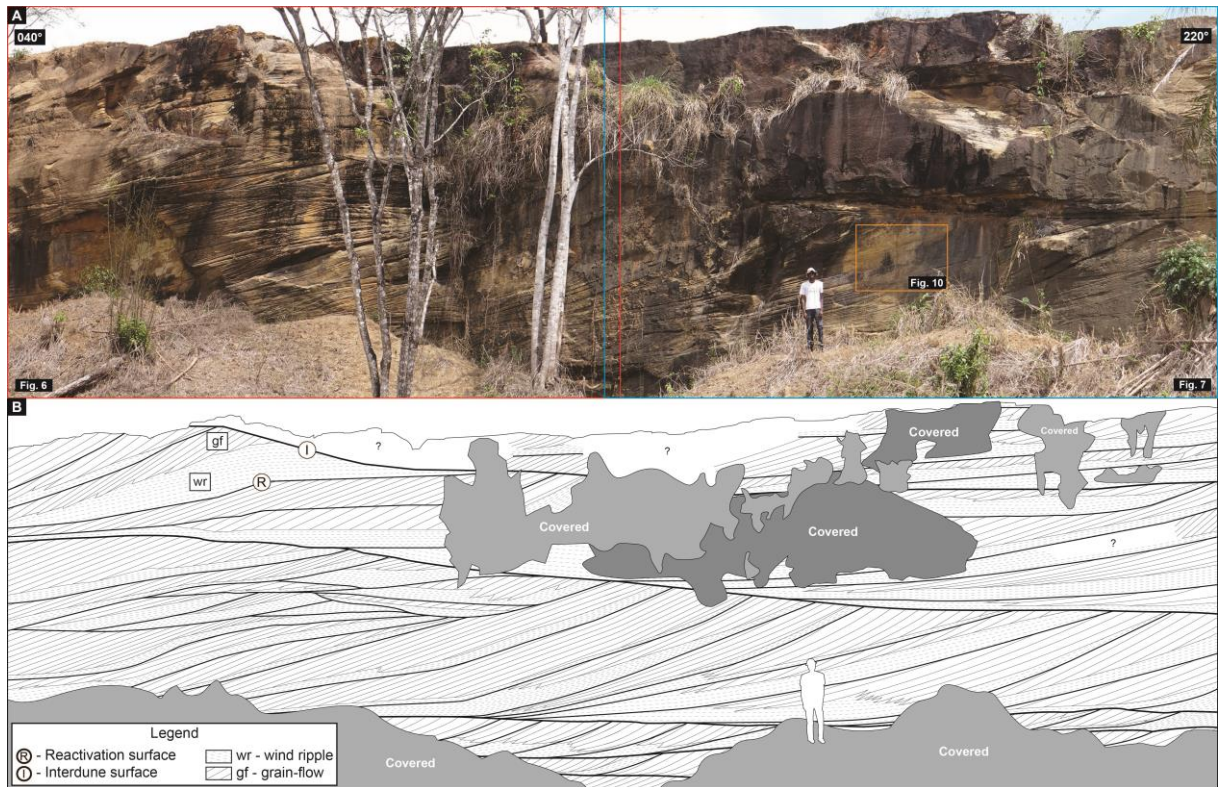


Figure 5. Photography (a) and interpreted panel (b) of the outcrop 2 showing the facies architecture as well as bounding surface hierarchies in view nearly parallel to cross-strata dip direction.

The left portion of the panel 2 exhibits three erosive surfaces that truncate subset groups (marked in figure 6 by green lines). These surfaces are irregular and have a low angle with varied dip direction, though with a general sense to ESE (Fig. 6).

#### 4.2.2. Interpretation

The presence of fine- to medium-grained sandstones, well-rounded and highly spherical grains, arranged in cross-strata sets composed by inverse-graded wind ripple laminae and grainflow strata evidence aeolian dune deposits (Hunter, 1977; Kocurek, 1981, 1991, 1996; Uličný, 2004). The subhorizontal planar erosive surfaces separating sets are defined as interdune surfaces resulting from migration and climbing of dunes and interdune areas (Kocurek, 1981, 1991, 1996). The dip directions of interdune surfaces have orientation of the vector mean to  $249^\circ$ , suggesting climbing toward ENE. The well-defined unimodal pattern with low

dispersion in the dip directions of the tangential strata suggests transverse dunes with low sinuosities of the crestline (McKee, 1979; Karpeta, 1990; Mountney, 2006b). The cross-strata dip directions with mean foresets azimuth toward 87° suggest aeolian dunes migrating toward the east.

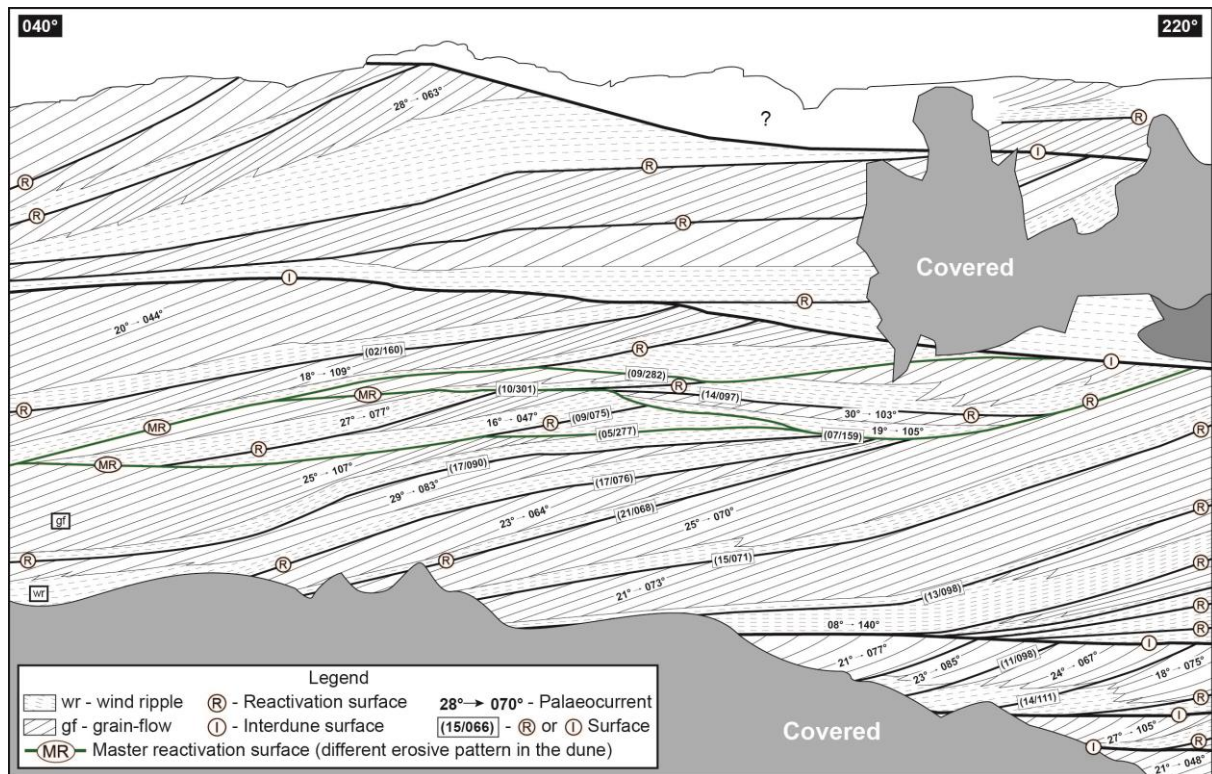


Figure 6. Left portion detail of the panel 2 showing the facies architecture as well as bounding surface hierarchies. Note the cyclical alternation between grainflow and wind ripples strata in view nearly parallel to dip of cross-strata. Also note the master erosive surfaces highlighted in green line. See Figure 5 for position of the sedimentological panel.

Truncating surfaces that subdivide subsets can be interpreted as reactivation surfaces (Kocurek, 1991, 1996), generated by cyclic partial erosion of the lee face in the aeolian transverse dunes. The cyclical and regular alternation of grainflow and wind ripple packages indicates intervals of development of avalanches in the slipface dune (grainflow deposition) by transverse winds followed by the wind ripples development intervals indicating that reverse winds not only developed reactivation surfaces, but also deposited wind ripple strata on the lee face (Kocurek et al., 1991; Chan and Archer, 2000; Loope et al., 2001; Scherer and Goldberg, 2010). The



steeper dip angle of the grainflow strata relative to the wind ripple strata that overlap reactivation surfaces, exhibits that changes in wind direction and wind blow strength not only caused an alteration in dune migration speed, but also resulted in a change in dune asymmetry (Rubin and Hunter, 1987). The development of cyclic cross-bedding separated by reactivation surfaces may be related to seasonal changes of wind direction (e.g. Hunter and Rubin, 1983; Kocurek et al., 1991; Chan and Archer, 1999, 2000; Loope et al., 2001; Scherer and Lavina, 2005; Scherer and Goldberg, 2010; Jones et al., 2016), suggesting a maximum annual migration rate of the aeolian dunes of the Aracaré Formation about 4.7 m.

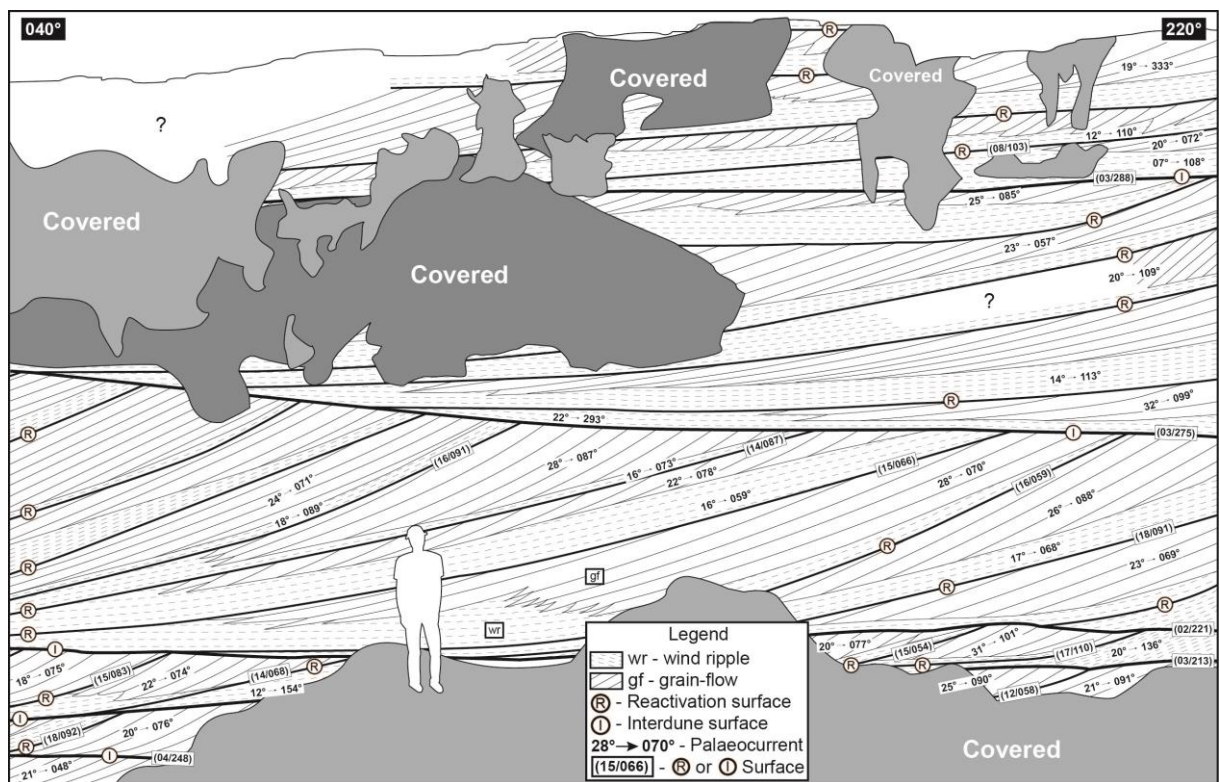


Figure 7. Right portion detail of the panel 2 showing the facies architecture as well as bounding surface hierarchies. Note the cyclical alternation between grainflow and wind ripples strata in view nearly parallel to dip of cross-strata. See Figure 7 for position of the sedimentological panel.

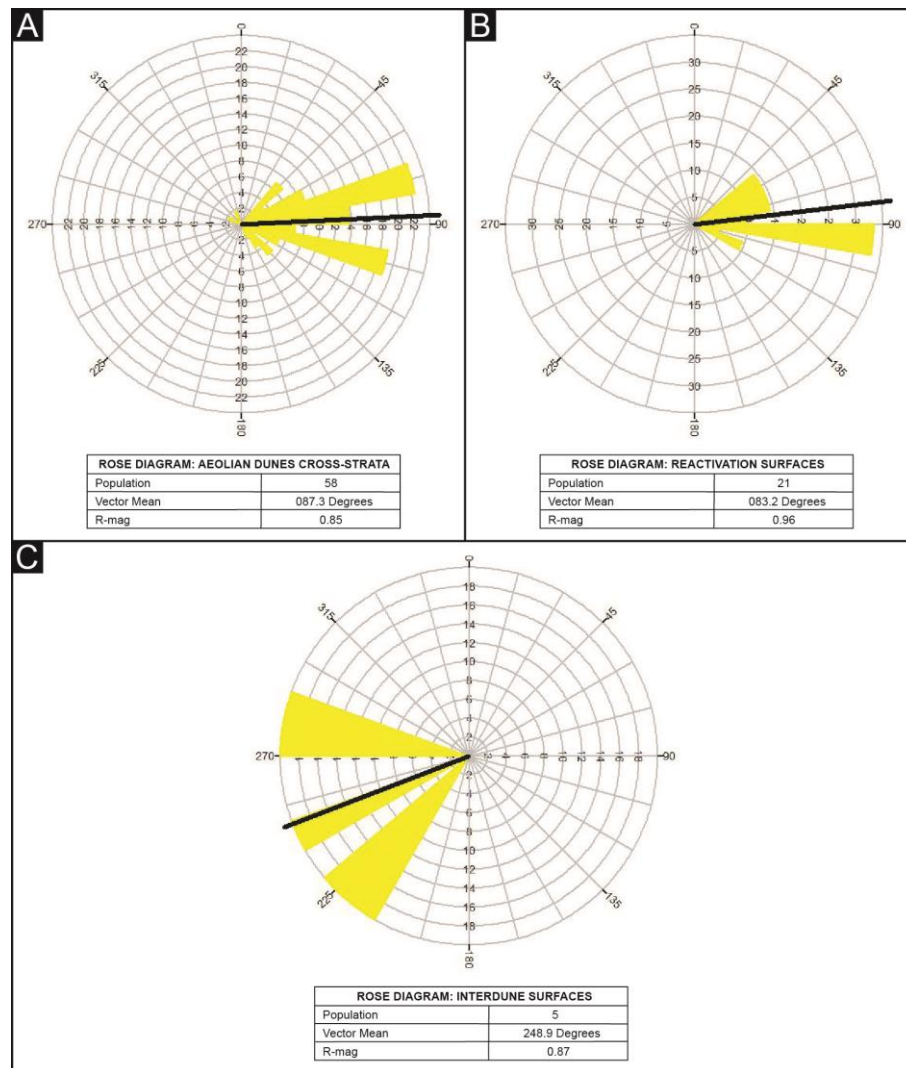


Figure 8. Rose diagrams of the outcrop 2 indicating: a) dip directions of interdune surfaces; b) the cross-bedding dip directions of aeolian dunes; c) dip directions of reactivation surfaces.

The master reactivation surfaces that truncate distinct subsets and can be observed in the left portion of the panel 2 suggest a period of erosion and more expressive smoothing of the lee face of the dune. Schenk et al. (1993) using ground-penetrating radar to determine internal structures and geometry of the cross-strata and bounding surfaces described similar features in modern aeolian dunes. The expressive erosive reactivation surfaces are related to reverse winds impacting the foresets on the dunes at an oblique angle where vortex scours into upper of the dunes generally associated to storms. Others works using ground-penetration radar (Claudino-Sales et al., 2008), and using LIDAR data (Light Detection and Ranging) (Houser et al., 2008; Yang et al., 2018), exhibit the modifications of the

relief and creation of erosive surfaces influenced by the action of typhoons for the recent times. The dune type influences the complexity of internal structure, as transverse dunes had fewer complexes than barchanoid dunes (McKee, 1966, 1979; Schenk et al., 1993), facilitating the identification of features that escape the standard behavior of erosion and deposition. Thereby, the lenses of sand limited by master reactivation erosive surfaces become evident, and exhibit greater similarity with higher intensity winds like those originated by storms. After scour by storms, the wind system resumes normal blowing conditions and the dunes start to migrate again influenced by prevailing winds.

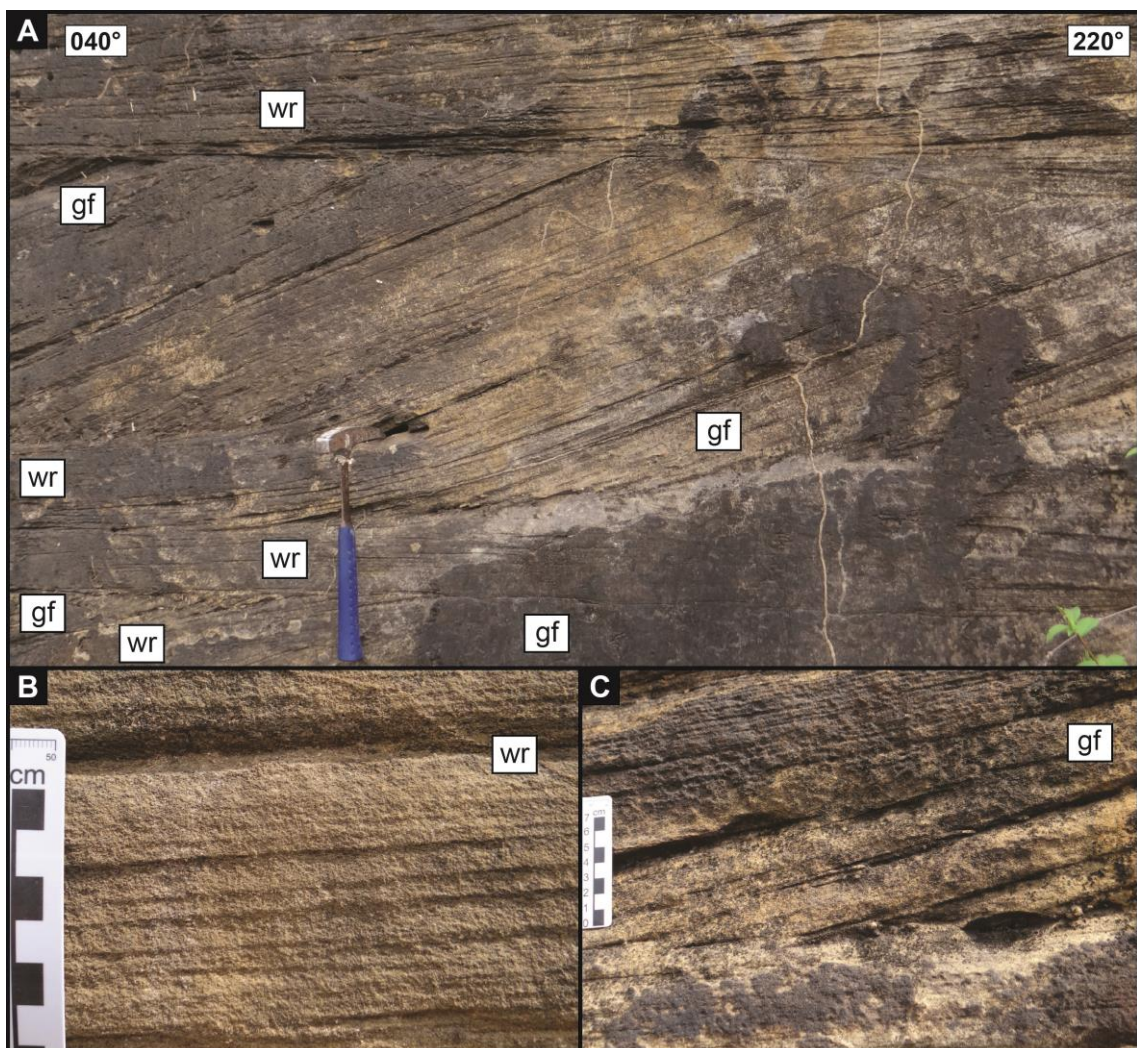


Figure 9. Photos to the panel 2 illustrating in: a) facies architecture and alternation of grainflow strata and wind ripple laminae; b) detail of wind ripple laminae; c) detail of grainflow strata.

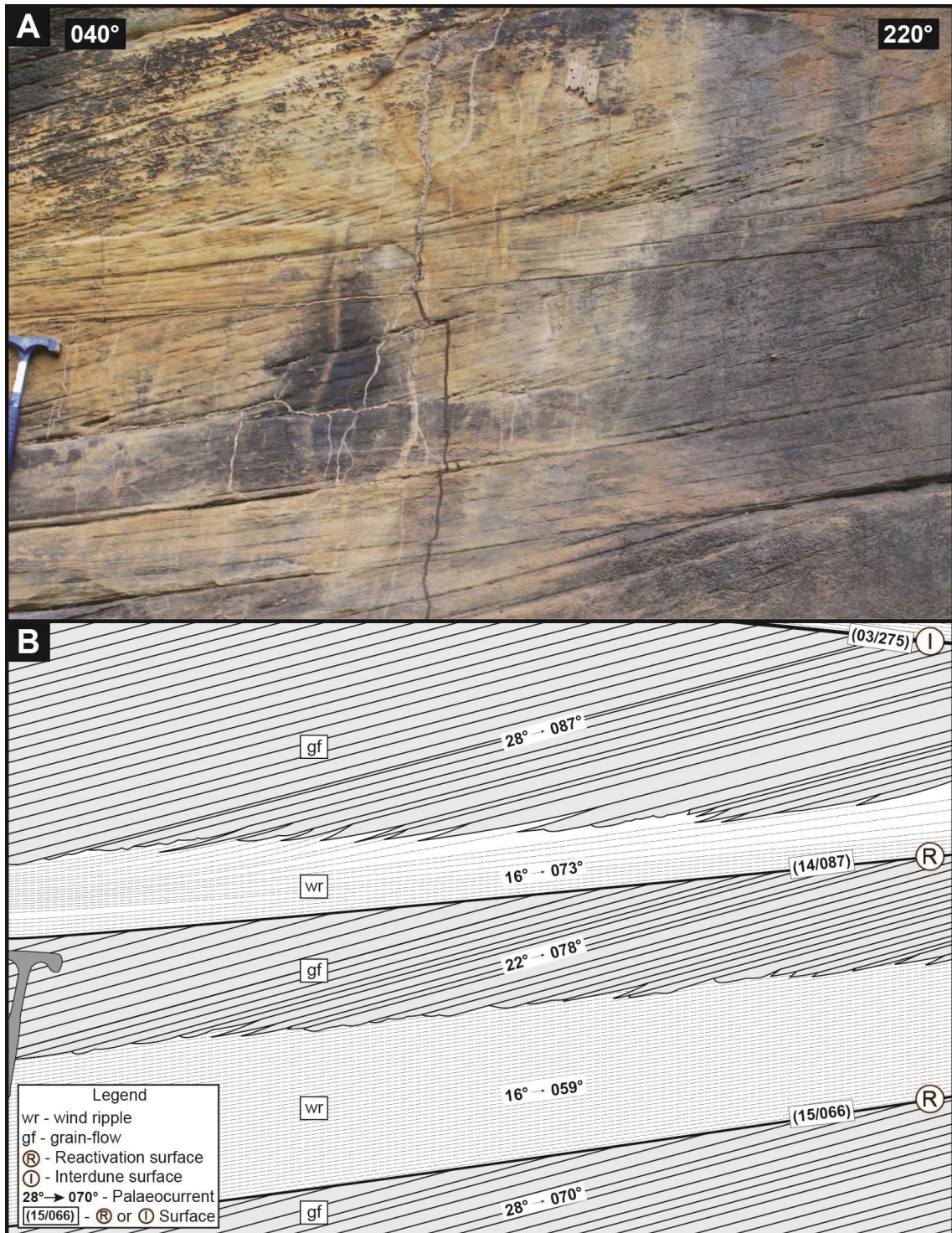


Figure 10. Photography (a) and interpreted detail panel (b) showing the facies architecture of the interaction between grainflow strata and wind ripple laminae with their differences in dip angle. See Figure 5 for position of the sedimentological panel.

## 6. DISCUSSION

### 6.1. Paleogeography and Paleoclimatic Context

The accumulation of successive sets of crescent aeolian dunes cross-strata, without interlayered interdune observed in outcrops 1 and 2 indicates that the Aracaré Formation represents a dry aeolian system. In this system, the accumulation requires a high sand availability, depositional surface with sand saturation, wind potential in sand-carrying, and water table to be below the depositional surface (Wilson, 1971; McKee, 1979; Rubin and Hunter, 1982; Kocurek et al., 1992). The development of dry aeolian systems is favored in arid climates, with actual examples of the Sahara ergs and Namibia sand sea. Dry aeolian systems typically cover extensive areas and may be associated with inland ergs (e.g. Botucatu and Twefefontein Formation - Scherer, 2000; Mounthey and Howell, 2000) or coastal aeolian systems (e.g. Page Sandstone - Havholm et al, 1993; Havholm and Kocurek, 1994). The aeolian dune strata of the Aracaré Formation are interspersed with lacustrine deposits, suggesting an inland, lacustrine coastal aeolian system (Schaller, 1969; Campos Neto et al., 2007). There are records of aeolian systems in other Eopermian sedimentary successions accumulated in different sedimentary basins in the north-central portion of Gondwana, with emphasis on the Pedra de Fogo Formation in the Parnáiba Basin (Faria Jr. and Truckenbrodt, 1980; Góes and Feijó, 1994; Santos and Carvalho, 2004; Andrade et al., 2014; Abrantes Jr. et al., 2019) and Santa Brígida Formation in the Tucano Basin (Ghignone, 1963, 1979; Costa et al., 2007; Jones et al., 2016). These different aeolian units are also interspersed with lake deposits as suggested by Andrade et al. (2014), Cisneros et al. (2015), Araujo et al. (2016), Iannuzzi et al. (2018), Abrantes Jr. et al. (2019) and Cisneros et al. (2020) indicating a continental context, refuting some paleogeographic models that infer the existence of an extensive epicontinental sea in the middle latitudes of the Gondwana during the Eopermian (Ziegler et al., 1997; Chumakov and Zharkov, 2000; Gibbs et al., 2002; Poulsen et al., 2007; Peyser and Poulsen, 2008). The intercalation between aeolian dune field and lake deposits must be related to climatic fluctuations existing during the Early Permian (Chumakov and Zharkov, 2000; Roscher and Schneider, 2006; Tabor and Poulsen, 2008). The aeolian deposits represent periods

of lower humidity associated with icehouse periods, while periods of higher humidity represent greenhouse periods (Fielding et al., 2008).

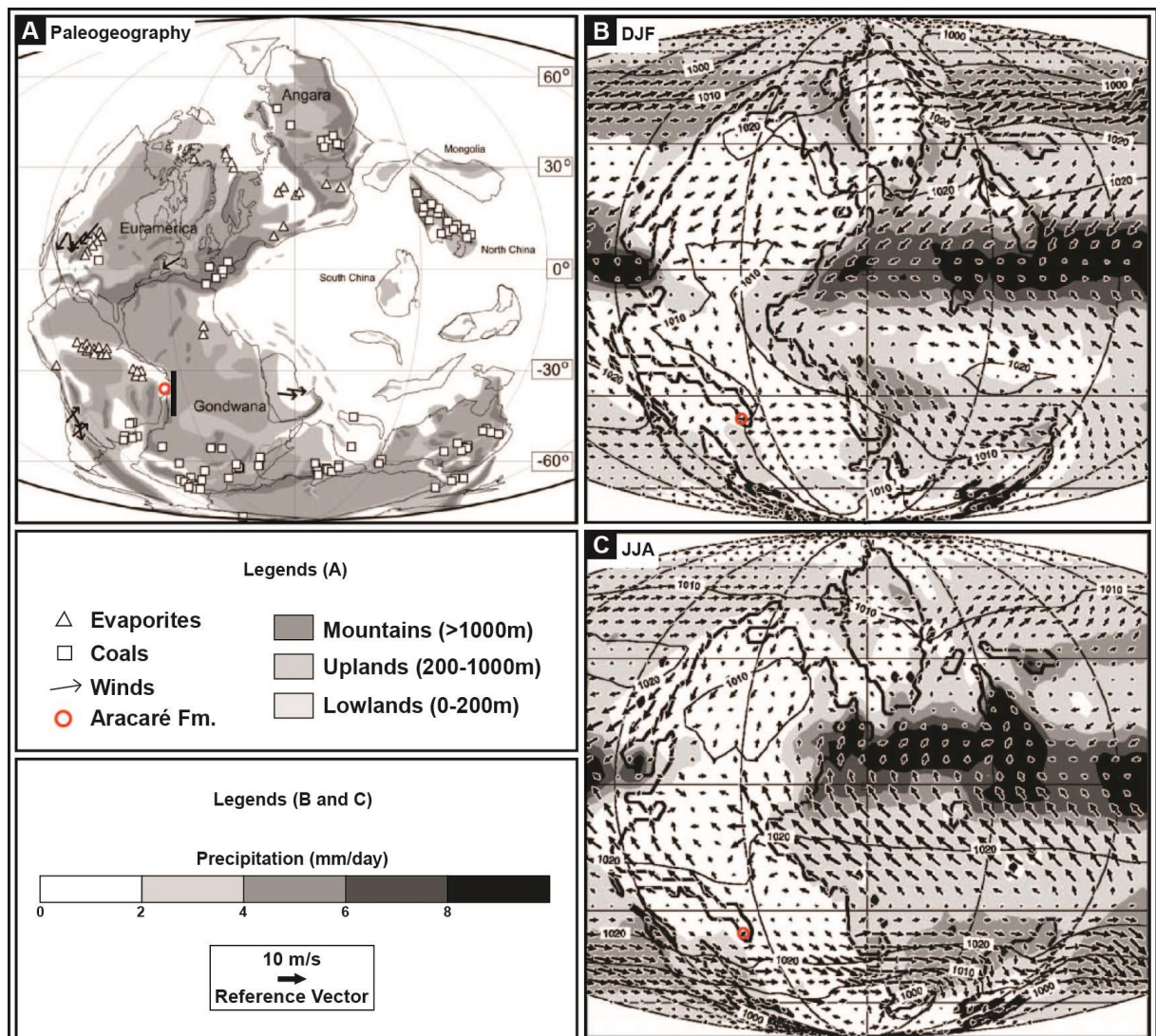


Figure 11. Permian climate model by Gibbs et al. (2002) to the Sakmarian Stage. (A) Paleogeography showed the locations of phosphorites, aeolian sands, evaporites, coals, and aeolian dunes of the Aracaré Formation (red circle). Estimates of paleowind directions are indicated where available (see table 3 by Gibbs et al., 2002). (B and C) Average seasonal (DJF and JJA) precipitation (mm/d), sea-level pressure (mb), and surface wind vectors (see reference vector) for the Sakmarian, both with 4xCO<sub>2</sub> Modified Gibbs et al. (2002).

The Aracaré aeolian dunes is located in the mid-latitudes (~36° S) of Gondwana (Fig. 11a), close to high-pressure between Ferrel and Hadley Cell in the

southern hemisphere according to the paleoclimatic model proposed by Gibbs et al. (2002) for the Sakmarian. The paleoclimatic map also exhibits low rainfall for the Aracaré Formation area (Fig. 11b and c), indicating arid conditions in the region. Most deserts on Earth are localized in these subtropical high-pressure belts (Horse latitudes) where the dry air masses come down around 30° latitude (Du Pont, 2015). Patzkowsky et al. (1991), by applying a paleoclimate model to Early Permian (Sakmarian), suggests that ever-dry areas were extensive on the western sides of Pangea due to the dominance of dry air associated with the descending in Horse latitudes. Roscher et al. (2008) through indicative deposits of climate and climate modeling classify the area as cold desert. However, the alternation of aeolian dune facies associations with lake deposits suggests that these arid conditions were not permanent, with periods where the climatic conditions were milder, increasing runoff and allowing the development of lake bodies.

## 6.2. Depositional Model and Stratigraphic Evolution

The composite columnar section (Fig. 12) exhibits two groups in the stratigraphic succession according to the thickness of cross-strata sets of the exposed outcrops of palaeodunes of the Aracaré Formation. The basal interval (panel 1) is composed by smaller cross-bedded sets, while the upper interval (panel 2) is characterized by larger cross-bedded sets. This change in the cross-strata thickness is also accompanied by a change in the morphology of the dunes, where the basal sets (panel 1) represent 3D crescent dunes (barchanoid dunes), while the thicker upper sets (panel 2) are interpreted as 2D crescent dunes (transverse dunes). This change in the morphology of the dunes and of the cross-strata thickness may be associated with a progressive increase in the sand availability and climbing angle of the aeolian dunes over time. Transverse dunes need more sand than barchan dunes for its construction (McKee, 1979; Mounney, 2006b). The development of transverse dunes is favorable with high sand availability, and its maximum height depends on the balance between the wind strength and the available sand (McKee, 1979). The stratigraphic transition of barchan dunes to transverse dunes, must represent the migration of a central erg over erg margin deposits (Fig. 13), following the classic model presented by Porter (1986), Mounney and Jagger (2004) and Mounney (2006a, 2006b). Furthermore, in dry aeolian systems, the dunes that are on the

margin erg tend to have smaller climbing angles than the aeolian dunes in the central erg, potentiating the accumulation of thicker cross-strata sets in the central erg area (Mountney and Howell, 2000; Mountney, 2006b).

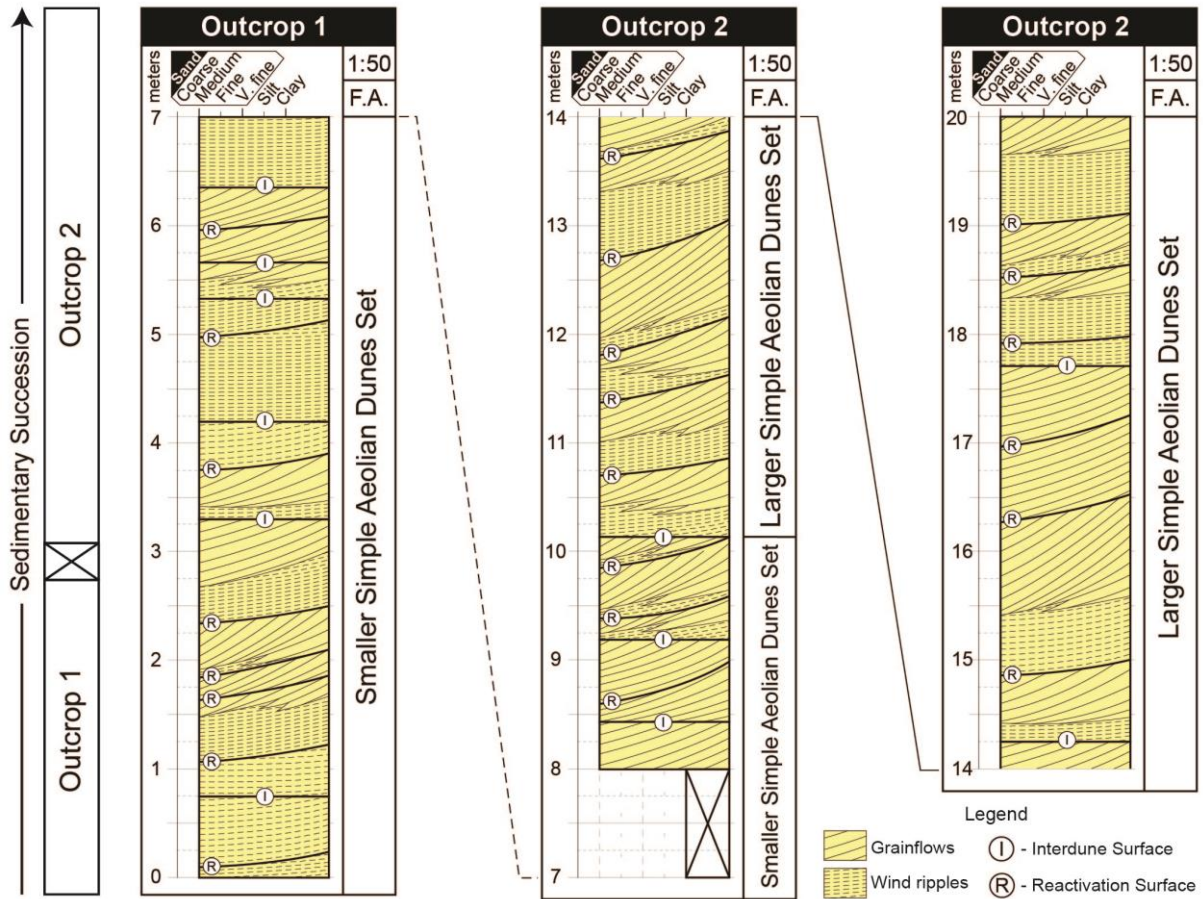


Figure 12. Composite log of outcrops correlation exhibits facies and facies association (F.A.) in the sedimentary succession of the Aracaré Formation.

### 6.3. Wind Regime

The patterns of the cross-strata dip directions between panels 1 and 2 have a difference of approximately 35°, with dip directions of the barchanoid dunes in panel 1 toward southeast and transverse dunes in panel 2 toward east. This variation in the dip direction of the foresets must be due to the different orientation of the outcrops and the different morphology of the aeolian dunes. The orientation of the outcrop 1 transversal to the palaeowind must have contributed to this difference in the dip direction, since most of the measurements of panel 1 were performed on the flanks



of the concave shapes, not corresponding to the maximum dip direction of the cross-strata. In turn, outcrop 2 is oriented parallel to the palaeowind, indicating more precisely the direction of migration of the aeolian dunes, with prevailing wind-blown toward east. The reactivation surfaces and wind ripple lamination are formed by reverse or strong oblique winds.

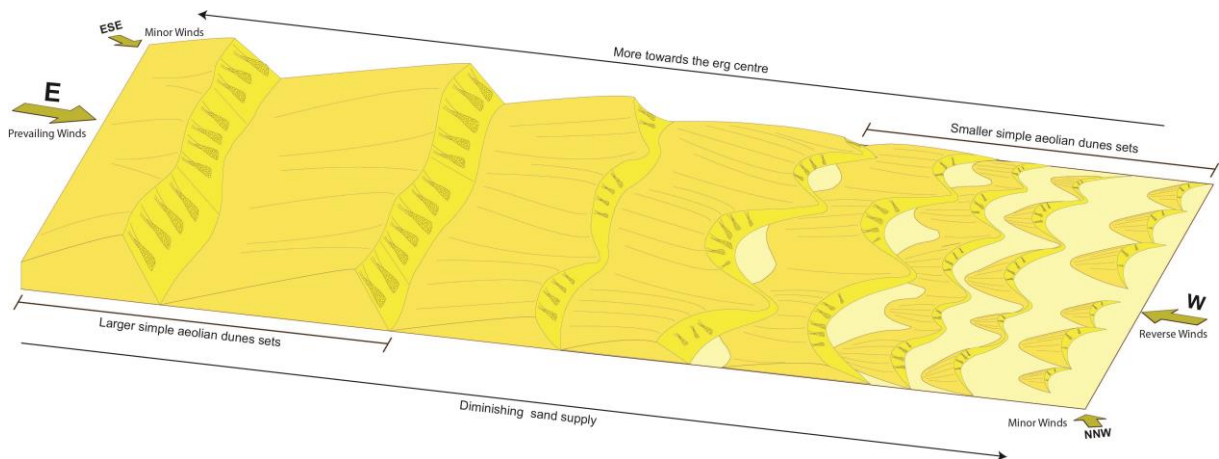


Figure 13. Sedimentary model and wind patterns to the aeolian dunes of the Aracaré Formation.

The wind regime deduced from the aeolian cross-bedding is consistent with the atmospheric circulation model proposed to Early Permian by Gibbs et al (2002). The predominance of aeolian dune paleocurrents to E-ESE is compatible with wind blowing westerlies during summertime (December, January and February) on the medium latitudes of southern hemisphere (around 35-40°S) (Fig. 11b). In the wintertime (June, July and August), the study area is located in a region where winds are deflected to the north-northwest, representing limb of the subtropical high-pressure belt existing over the Panthalassa flowing back towards the equator with less intensity than in summer (Patzkowsky et al., 1991; Gibbs et al., 2002) (Fig. 11c). This oblique to reverse winds would be responsible for the development of the reactivation surfaces and the wind ripples deposition on the lee face of the Aracaré aeolian dunes. The seasonal alternation of these seasonal winds would define the cyclical pattern of types of stratification in the lee face of aeolian dunes. The master reactivation surfaces can represent episodic contribution of winds with different direction and intensity, possibly associated with storms.

## 7. CONCLUSIONS

The Aracaré Formation is composed by successive sets aeolian dunes cross-strata without interdune deposits, indicating a dry aeolian system. The aeolian succession can be subdivided into two intervals according to their cross-bedded size and dune morphology: (1) smaller cross-bedded sets of barchanoid dunes, and (2) larger cross-bedded sets of transverse dunes. The transition of barchan dunes/barchanoid ridges overlapped by transverse dunes suggests the migration of central erg portion over erg margin deposits. The wind pattern of the Aracaré Formation is in accordance with the simulated models for the Early Permian. The prevailing winds in the mid-latitudes (~36° S) of Gondwana toward east in the summertime are compatible with paleocurrent of Aracaré Aeolian dunes. The presence of regularly spaced cycles separated by reactivation surfaces within the aeolian dunes cross-strata suggests seasonal variations in wind direction that reworked the lee face of the dunes by reverse winds.

Theoretical models are of great importance for the understanding of the Earth's paleoenvironment and paleoclimate. However, the continuous survey of facies architecture and paleocurrent data are extremely necessary for the refinement of theoretical models. This paper provided a new case study in South America allowing for a more accurate reconstruction of the near-surface wind regime in the middle latitudes of Gondwana during the Early Permian.

## ACKNOWLEDGEMENTS

The authors thank to editor and reviewers for questions, corrections and constructive comments on the manuscript. The authors would like to acknowledge Cecília B.

Soster by organized the calendar with the goals for this article, as well as to Rossano D. L. Michel for their assistance in the localization map. This research was financially supported by CNPq and the authors are acknowledging by resources used in the work field.

## REFERENCES

Abrantes Jr., F.R., Nogueira, A.C.R., Andrade, L.S., Bandeira, J., Soares, J.L., Medeiros, R.S.P., 2019. Register of increasing continentalization and palaeoenvironmental changes in the west-central pangaea during the Permian-Triassic, Parnaíba Basin, Northern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 93, 294-312.

Andrade, L.S., Nogueira, A.C.R., Bandeira, J., 2014. Evolução de um Sistema Lacustre Árido Permiano, parte Superior da Formação Pedra de Fogo, Borda Oeste da Bacia do Parnaíba. *Geol. Usp. Série Científica* 14 (4), 39–60.

Araújo, R.N., Nogueira, A.C.R., Bandeira, J., Angélica, R.S., 2016. Shallow lacustrine system of the Permian Pedra de Fogo Formation, western Gondwana, Parnaíba Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 67, 57–70.

Bristow, C.S., 2019. Bounding Surfaces in a Barchan Dune: Annual Cycles of Deposition? Seasonality or Erosion by Superimposed Bedforms? *Remote Sensing* 11 (8), 965 (17p).

Bristow, C.S., Bailey, S.D., Lancaster, N., 2000. The sedimentary structure of linear sand dunes. *Nature* 406, 56–59.

Brito Neves, B.B., 1983. O mapa geológico do nordeste oriental do Brasil, escala 1/1.000.000. Universidade de São Paulo, São Paulo.

Campos Neto, O.P.A., Lima, W.S., Cruz, F.E.G., 2007. Bacia de Sergipe-Alagoas. *Boletim de Geociências Petrobrás* 15, Rio de Janeiro, 405-415.

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 Vol. 28, pp. 607–617.

Chumakov, N.M., Zharkov, M.A., 2000. Climate during Permian-Triassic biosphere reorganizations, article 1: climate of the Early Permian. *Stratigraphy and Geological Correlation* 10, No. 6, pp. 586–602.

Cisneros, J.C., Angielczyk, K., Kammerer, C.F., Smith, R.M.H., Fröbisch, J., Marsicano, C.A., Richter, M., 2020. Captorhinid reptiles from the lower Permian Pedra de Fogo Formation, Piauí, Brazil: the earliest herbivorous tetrapods in Gondwana. *PeerJ* 8:e8719, 21p.

Cisneros, J.C., Marsicano, C., Angielczyk, K.D., Smith, R.M.H., Richter, M., Fröbisch, J., Kammerer, C.F., Sadleir, R.W., 2015. New Permian fauna from tropical Gondwana. *Nature Communications* 6(1):8676 DOI 10.1038/ncomms9676.

Claudino-Sales, V., Wang, P., Horwitz, M.H., 2008. Factors controlling the survival of coastal dunes during multiple hurricane impacts in 2004 and 2005: Santa Rosa barrier island, Florida. *Geomorphology* 95, 295-315.

Correa, G.A., Carrecedo, M.L., Gutierrez, P.R., 2012. Paleoambiente y paleontología de la Formación Andapaico (Paleozoico superior, Precordillera Central, Argentina). *Andean Geology* 39, 22–52.

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, 445–453.

Day, M., Kocurek, G., 2018. Pattern similarity across planetary dune fields. *Geology* 46 (11), 999–1002.

Du Pont, S.C., 2015. Dune morphodynamics. *Comptes Rendus Physique* 16, 118-138.

Eastwood, E.N., Kocurek, G., Mohrig, D., Swanson, T., 2012. Methodology for reconstructing wind direction, wind speed and duration of wind events from aeolian cross-strata. *Journal of Geophysical Research* 117, F03035.

Faria Júnior, L.E.C., Truckenbrodt, W., 1980. Estratigrafia e petrografia da Formação Pedra de Fogo - Permiano da Bacia do Maranhão. *An. do Congr. Bras. Geol.* 31 (1980), 740-754.

Feijó, F.J., 1994. Bacias de Sergipe e Alagoas. *Boletim de Geociências Petrobrás* 8, Rio de Janeiro, 149-161.

Feijó, F.L., Vieira, R.A.B., 1990. Sequências cretáceas das Bacias de Sergipe e Alagoas. In: *Simpósio de Geologia do Cretáceo*, 1. Rio Claro, UNESP.

Fielding, C.R., Frank, T.D., Isbell, J.L., 2008. The late Paleozoic ice age-A review of current understanding and synthesis of global climate patterns. *The Geological Society of America Special Paper* 441, 343–354.

Ghignone, J.I., 1963. Geologia do flanco oriental da Bacia de Tucano Norte (do Vaza Barris ao São Francisco). *Relatório Interno da PETROBRAS No. 108-1812*, Salvador (99 pp.).

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 Vol. 1, pp. 24–117.

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

Góes, A.M.O., Feijó, F.J., 1994. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobras* 8, Rio de Janeiro, 57-68.

Goso, C., Piñeiro, G., DeSantaAna, H., Rojas, A., Verde, M., Alves, C., 2001. Caracterización estratigráfica de los depósitos continentales cuspidales neopérmicos (Formaciones Yaguarí y Buena Vista) em el borde oriental de la Cuenca Norte Uruguaya. *Congreso Latinoamericano de Geología* Vol. 11. Montevideo, Actas (181 pp.).

Havholm, K.G. & Kocurek, G. 1994. Factors controlling aeolian sequence stratigraphy: clues from super bounding surface features in the Middle Jurassic Page Sandstone. *Sedimentology*, 41, 913-934.

Havholm, K.G.; Blakey, R.C.; Capps, M. Jones, L.S.; King, D.D.; Kocurek, G. 1993. Aeolian genetic stratigraphy: an example from the Middle Jurassic Page Sandstone, Colorado Plateau. In: Pye, K. and Lancaster, N. (Eds.), *Aeolian Sediments: Ancient and Modern*. Spec. Publs. Int. Ass. Sediment., 16, pp.87-107.

Houser, C., Hapke, C., Hamilton, S., 2008. Controls on coastal dune morphology, shoreline erosion and barrier island response to extreme storms. *Geomorphology* 100, 223-240.

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

Hunter, R.E., Rubin, D.M., 1983. Interpreting cyclic crossbedding, with an example from the Navajo Sandstone. In: Brookfield, M.E., Ahlbrandt, T.S. (Eds.). *Eolian Sediments and Processes, Developments in Sedimentology*, 38, Elsevier, Amsterdam (1983), pp. 429-454.

Iannuzzi, R., Neregato, R., Cisneros, J.C., Angielczyk, K.D., Rößler, R., Rohn, R., Marsicano, C., Fröbisch, J., Fairchild, T., Smith, R.M.H., Kurzawe, F., Richter, M., Langer, M.C., Tavares, T.M.V., Kammerer, C.F., Conceição, D.M., Pardo, J.D., Roesler, G.A., 2018. Re-evaluation of the Permian macrofossils from the Parnaíba Basin: biostratigraphic, palaeoenvironmental and palaeogeographical implications. *Geological Society, London, Special Publications* 472(1), 223–249.

Jones, F.H., Scherer, C.M.S., Kuchle, J., 2016. Facies architecture and stratigraphic evolution of aeolian dune and interdune deposits, Permian Caldeirão Member (Santa Brígida Formation), Brazil. *Sedimentary Geology* 337, 133-150.

Karpeta, W.P., 1990. The morphology of Permian palaeodunes – a reinterpretation of the Bridgnorth Sandstone around Bridgnorth, England, in the light of modern dune studies. *Sedimentary Geology* 69, 59-75.

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*. Blackwell Science, Oxford, pp. 125–153.

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 Vol. 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 of Sedimentary Petrology* 62, 622–635.

Limarino, C.O., Spalletti, L.A., 1986. Eolian Permian deposits in west and northwest Argentina. *Sedimentary Geology* 49, 109-127.

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

McKee, E.D., 1966. Structures of dunes at White Sands National Monument, New Mexico (and a comparison with structures of dune from other selected areas). *Sedimentology* 7, 3–69.

McKee, E.D., 1979. A study of global sand seas. U. S. Geological Survey Professional Paper no. 1052, U. S. Geological Survey, Reston, Virginia.

Mountney, N.P., 2006a. Eolian facies models. In: Walker, R.G., Posamentier, H.W. (Eds.), *Facies Models Revisited* SEPM Special Publication Vol. 84. Society for Sedimentary Geology, Oklahoma, 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., Howell, J., 2000. Aeolian architecture, bedform climbing and preservation space in the Cretaceous Etjo Formation, NW Namibia. *Sedimentology* 47, 825-849.

Mountney, N.P., Jagger, A., 2004. Stratigraphic evolution of an aeolian erg margin system: the Permian Cedar Mesa Sandstone, SE Utah, USA. *Sedimentology* 51, 713–743.

Patzkowsky, M.E., Smith, L.H., Markwick, P.J., Engberts, C.J., Gyllenhaal, E.D., 1991. Application of the Fujita-Ziegler paleoclimate model: Early Permian and Late Cretaceous examples. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 86, 67-85.

Pedersen, A., Kocurek, G., Mohrig, D., Smith, V., 2015. Dune deformation in a multi-directional wind regime: White Sands Dune Field, New Mexico. *Earth Surface Processes and Landforms* 40, 925-941.

Peyser, C.E., Poulsen, C.J., 2008. Controls on Permo-Carboniferous precipitation over tropical Pangea: A GCM sensitivity study. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 268, 181-192.

Porter, M.L., 1986. Sedimentary record of erg migration. *Geology* 14, 497–500.

Richter, A.J., Simões, I.A., 1975. Carta geológica da Bacia de Sergipe/Alagoas [1:50000]. Petrobrás S.A., Departamento Nacional da Produção Mineral, Rio de Janeiro, 33p.

Poulsen, C.J., Pollard, D., Montañez, I.P., Rowley, D., 2007. Late Paleozoic tropical climate response to Gondwanan deglaciation. *The Geological Society of America* 35 (9), 771–774. DOI: 10.1130/G23841A.1.

Rodríguez-López, J.P., Clemmensen, L.B., Lancaster, N., Mountney, N.P., Veiga, G.D., 2014. Archean to Recent aeolian sand systems and their sedimentary record: Current understanding and future prospects. *Sedimentology* 61, 1487–1534.

Roscher, M., Berner, U., Schneider, J.W., 2008. A tool for the assessment of the paleo-distribution of source and reservoir rocks. *Oil Gas European Magazine* 3, 131-137.



Roscher, M., Schneider, J.W., 2006. Permo-Carboniferous climate: Early Pennsylvanian to Late Permian climate development of central Europe in a regional and global context. Geological Society, London, Special Publications 265, 95–136.

Rubin, D.M., Hunter, R.E., 1982. Bedform climbing in theory and nature. *Sedimentology* 29, 121–138.

Rubin, D.M., Hunter, R.E., 1987. Bedform alignment in directionally varying flows. *Science* 237, 276–278.

Santos, M.E.C.M., Carvalho, M.S.S., 2004. Paleontologia das Bacias do Parnaíba, Grajaú e São Luís: reconstituições paleobiológicas, 2a ed. CPRM Serviços Geológicos do Brasil, Rio de Janeiro.

Schaller, H., 1969. Revisão estratigráfica da Bacia de Sergipe/Alagoas. *Boletim Técnico da Petrobrás* 12, Rio de Janeiro, 21-86.

Schenk, C.J., Gautier, D.L., Olhoeft, G.R., Lucius, J.E., 1993. Internal structure of an aeolian dune using ground penetrating radar. In: Pye, K., Lancaster, N., eds. *Aeolian Sediments, Ancient and Modern: International Association of Sedimentologists Special Publication* 16, 61-69.

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., 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., 2005. Sedimentary cycles and facies architecture of aeolian–fluvial strata of the Upper Jurassic Guará Formation, southern Brazil. *Sedimentology* 52, 1323–1341.

Scotti, A.A., Veiga, G., 2019. Sedimentary architecture of an ancient linear megadune (Barremian, Neuquén Basin): insights into the long-term development and evolution of aeolian linear bedforms. *Sedimentology* 1–23.

Silva, R.O., 2020. O Permiano da Bacia de Sergipe-Alagoas. Unisidade Federal de Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 167p.

- Souza-Lima, W., 2006. Litoestratigrafia e evolução tectono-sedimentar da Bacia de Sergipe-Alagoas: O Paleozóico e o domo de Igreja Nova. Fundação Paleontológica Phoenix 93, 4p.
- Souza-Lima, W., Andrade, E.J., Bengtson, P., Galm, P.C., 2002. A Bacia de Sergipe-Alagoas: evolução geológica, estratigrafia e conteúdo fóssil. Fundação Paleontológica Phoenix, Aracajú, 34 p. Edição especial, 1.
- Spalletti, L.A., Limarino, C.O., Colombo Piñol, F., 2010. Internal anatomy of an erg sequence from the aeolian-fluvial system of the De La Cuesta Formation (Pangazo Basin, northwestern Argentina). *Geologica Acta* 8, 431–447.
- Sweet, M.L., 1992. Lee-face airflow, surface processes, and stratification types: Their significance for refining the use of eolian cross-strata as paleocurrent indicators. *Geological Society of America Bulletin* 104, 1528-1538.
- Sweet, M.L., Kocurek, G., 1990. An empirical model of aeolian dune lee-face airflow. *Sedimentology* 37, 1023-1038.
- Tabor, N.J., Poulsen, C.J., 2008. Palaeoclimate across the Late Pennsylvanian–Early Permian tropical palaeolatitudes: A review of climate indicators, their distribution, and relation to palaeophysiographic climate factors. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 268, 293–310.
- Telfer, M.W., Hesse, P.P., Perez-Fernandez, M., Bailey, R.M., Bajkan, S., Lancaster, N., 2017. Morphodynamics, boundary conditions and pattern evolution within a vegetated linear dunefield. *Geomorphology* 290, 85-100.
- 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. *The Geographical Journal* 137, 180–189.
- Yang, L., Dong, Y., Huang, D., 2018. Morphological response of coastal dunes to a group of three typhoons on Pingtan Island, China. *Aeolian Research* 32, 210-217.

Ziegler, A.M., Hulver, M.L., Rowley, D.B., 1997. Permian world topography and climate. In: Martini, L.P. (Ed.), Late Glacial and Post-Glacial Environmental Changes – Quaternary, Carboniferous-Permian and Proterozoic. Oxford University Press, Oxford, pp. 111-146.

## 8.2. ARTIGO 2: CYCLICITY IN LACUSTRINE SYSTEM AND INTERACTION WITH AEOLIAN DUNES IN LOWER PERMIAN GONDWANA, PEDRA DE FOGO FORMATION, PARNAÍBA BASIN, BRAZIL.

27/08/2020

(157) Chasque Webmail :: Caixa de entrada

### SEDGEO7974 - Notice of manuscript number



De [Sedimentary Geology](#) em 2020-08-24 05:32  
[Detalhes](#)

\*\*\* Automated email sent by the system \*\*\*

Dear Mr. Jones,

Your submission entitled "Cyclicality in Lacustrine System and Interaction with Aeolian Dunes in Lower Permian Gondwana, Pedra de Fogo Formation, Parnaíba Basin, Brazil" has been assigned the following manuscript number: SEDGEO7974.

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

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

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Sedimentary Geology

[https://webmail.ufrgs.br/chasque/?\\_task=mail&\\_mbox=INBOX](https://webmail.ufrgs.br/chasque/?_task=mail&_mbox=INBOX)

1/1

Cyclicality in Lacustrine System and Interaction with Aeolian Dunes in Lower Permian Gondwana, Pedra de Fogo Formation, Parnaíba Basin, Brazil

Fábio Herbert Jones\*

Claiton Marlon dos Santos Scherer

Carrel Kifumbi

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 Pedra de Fogo Formation is located in the Parnaíba Basin, northeast region of Brazil, and exhibits a sediment accumulation of: (1) playa lake; (2) lower shoreface; (3) upper shoreface; (4) aeolian sand sheet; and (5) aeolian dune and interdune. The stratigraphic succession can be separated into three stratigraphic intervals characterized by different faciological associations, named the Lower, Middle and Upper Interval. The Lower Interval is composed by playa lake facies association and lacks aeolian deposits, indicates that the water table or its capillary fringe reached the depositional surface, promoting a low availability of dry sand, preventing the development of dunes and aeolian sand sheets. The Middle Interval consists of facies associations of lower shoreface, upper shoreface, aeolian sand sheet and aeolian dunes, indicating wide lake bodies with coastal aeolian system. This interval has a general progradational trend characterized by an increase in the proportion of aeolian deposits to the top. This general progradational stacking pattern is composed of nested shallowing upward high frequency cycles, indicating that the regressive trend was not linear, being marked by numerous transgressions and regressions of the lacustrine coastline. The Upper Interval represent the return of the playa lake with tree-ferns stems and leaves at the top of the studied stratigraphic interval, suggesting ephemeral lake system. The depositional context presented indicates that the middle latitudes of Gondwana were not permanently arid or semi-arid in the Cisularian, with periods with a milder climate, allowing the development of wide and perennial lake bodies that allowed the maintenance of a rich paleofauna and paleoflora. The winds directions analysis through aeolian dune foresets dip direction show great compatibility with atmospheric circulation model proposed to Early Permian that indicates winds blowing to NW in the Parnaiba Basin.

Keywords: Pedra de Fogo Formation; Permian; lacustrine system; aeolian dune morphodynamic; shallowing upward cycles.

## 1. INTRODUCTION

Lacustrine or marine coastal aeolian dune fields occur in different climatic and tectonic contexts, in different moments of Earth history (Rodríguez-López et al., 2014). Commonly coastal aeolian systems display a complex association of different sedimentary environments commonly associated to marine or lacustrine processes reworking aeolian sediments, sometimes forming clear sedimentary cycles such as those described by Rodríguez-López et al. (2010, 2012) in mid-Cretaceous Iberian Desert System, Spain. Additionally fluvial systems can occur (Bohacs et al., 2003; Scherer et al., 2007; Wang et al., 2016), increasing stratigraphic complexity. Although there are many works detailing the regional stratigraphic architecture (e.g. Chan and Kocurek, 1988; Benan and Kocurek, 2000; Mountney and Russell, 2009; Rodríguez-López et al., 2010, 2012), there are still few studies that define a high resolution stratigraphic framework and discuss the processes that control the development, accumulation and preservation of coastal aeolian systems (Kocurek et al., 1991; Crabaugh and Kocurek, 1993; Kocurek and Havholm, 1993; Crabaugh and Kocurek, 1998; Jordan and Mountney, 2010, 2012; Vieira and Scherer, 2017). The present work aims at an integrated high resolution sedimentological and stratigraphic analysis of coastal aeolian systems, aiming at understanding the lateral and vertical relations of the aeolian stratas with the adjacent lake deposits, having as a case study the Pedra de Fogo Formation (Permian of the Parnaíba Basin).

The end of the Carboniferous period was characterized by intense tectonic movements that resulted in the formation of the supercontinent Pangea from the collision between Gondwana and Laurasia/Laurussia (Golonka and Ford, 2000). Continental collisions caused uplift and the generation of huge mountain belts in the interior and at the edges of the supercontinent. The uplift of these mountains belts caused significant changes in the wind circulation regime. The previously zonal wind pattern became monsoonal (Wills, 2002) and the regions inside Pangea were affected by strong aridity. The uplift generated by agglutination of the supercontinent Pangea has led to a global marine regression across western Gondwana and the exposure of continental platforms through the Permian. However, most of the paleoclimatic and paleogeographic reconstructions of this period are of global scale, with few detailed paleoenvironmental studies, especially with regard to the medium

and low latitudes of Gondwana. A sedimentological and stratigraphic study of the Pedra de Fogo Formation allows a detailed paleoenvironmental reconstruction, providing parameters that can be used for a more accurate paleoclimatic and paleogeographic reconstruction of the Gondwana's mid-latitudes during the Early Permian.

## 2. GEOLOGICAL SETTING

The Parnaíba Basin is a nearly 600 thousand km<sup>2</sup> area basin located in the northeastern region of Brazil (Fig. 1) mainly covering the states of Piauí, Maranhão, Tocantins, and a smaller area in the states of Pará, Bahia and Ceará (Caputo, 1984; Caputo et al., 2005). The Parnaíba Basin is an intracratonic sag basin ranging in age from Silurian to Cretaceous, developed on a continental basis during the stabilization stage of the South American Platform (Almeida and Carneiro, 2004; Vaz et al., 2007). The sedimentary record of the basin overlies a regional nonconformity over the Amazonian/Araguaia, Parnaíba and Borborema crustal blocks subsequently to the formation of a post-Brasiliano peneplain (Daly et al. 2014).

The Balsas Group (Tab. 1) was accumulated from the Neocarboniferous to the Eotriassic and is composed by four stratigraphic formations: (1) Piauí Formation; (2) Pedra de Fogo Formation, focus of this study; (3) Motuca Formation; e (4) Sambaíba Formation (Góes and Feijó, 1995). The Piauí Formation is of Pennsylvanian age and its facies associations are interpreted as fluvial, aeolian and marine accumulated in a semi-arid climate (Lima and Leite, 1978; Melo et al., 1998; Vaz et al., 2007; Vieira and Scherer, 2017). The Pedra de Fogo formation, which overlain Piauí Formation, is essentially characterized by lacustrine and aeolian deposits accumulated during Cisularian (Vaz et al., 2007). The Motuca Formation overlying to the Pedra de Fogo Formation, ranging in age from Lopingian to Eotriassic (Caputo, 1984; Dino et al., 2002), is classified as a desert system with shallow lakes and saline pan (Góes and Feijó, 1994; Abrantes Jr. and Nogueira, 2013). Overlying to the Motuca Formation, the Sambaíba Formation vary in age between Meso and Neotriassic (Lima and Leite,



1978), and its deposits are associated with a desert system composed of sand sheets and aeolian dunes with some fluvial contribution (Vaz et al., 2007; Abrantes Jr. and Nogueira, 2013).

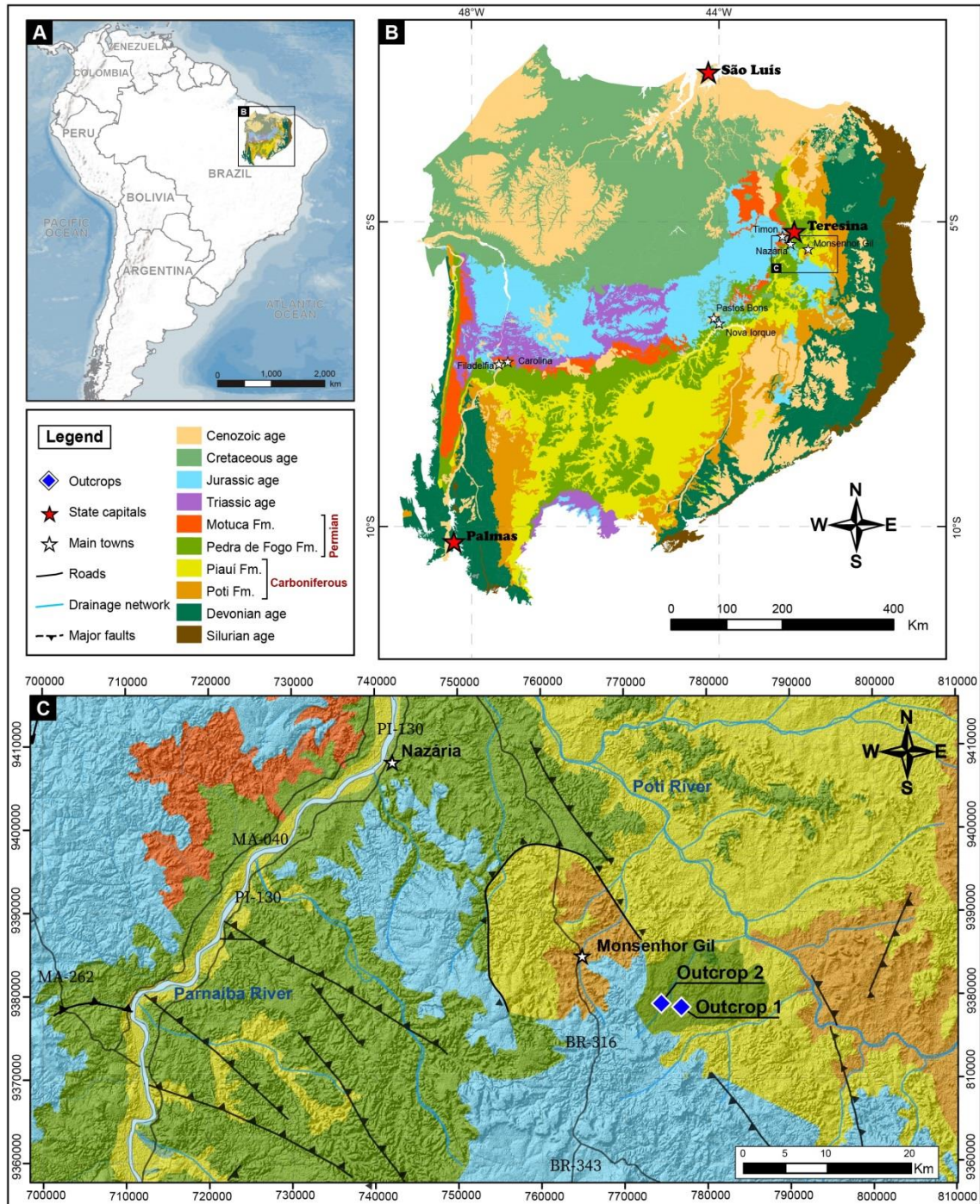


Figure 1. (A) Location of the Parnaíba Province in South America map. (B) Sediment distribution by geological age, with emphasis on the Poti Formation, Paiuí Formation, Pedra de Fogo Formation and Motuca Formation. (C) Detail of the study area and location of the main outcrops.

Table 1. Stratigraphic nomenclature table of the Permo-Triassic of Parnaíba Basin (according Vaz et al., 2007).

PERIOD	DEPOSITIONAL ENVIRONMENT	GROUP	FORMATION
TRIASSIC	DESERTIC	BALSAS	SAMBAÍBA
	DESERTIC, LACUSTRINE		MOTUCA
PERMIAN	SHALLOW MARINE, COASTAL, AEOLIAN, STORMS, SABKHA		PEDRA DE FOGO
CARBONIFEROUS	FLUVIAL, DESERTIC, COASTAL		PIAUI

The Pedra de Fogo Formation can be subdivided in three distinct members (Faria Jr., 1979): (1) Sílex Basal Member; (2) Médio Member; e (3) Trisidela Member (Faria Jr. and Truckenbrodt, 1980a). The Basal Sílex Member is composed of an intercalation of siltstones and dolomitic banks displaying abundant concretions and siliceous horizons, also showing levels of oncolytes. The Médio Member is characterized of fine-grained sandstones with large cross-stratification interlayered with siltstones, shales and carbonate banks with small siliceous concretions. The Trisidela Member is composed of the intercalation of fine-grained sandstones, siltstones, shales and carbonate banks, with fossil trunks associated with siltstones and fine-grained sandstones, as well as structures like dissection cracks, tepees, algae mats and stromatolite levels (Faria Jr. and Truckenbrodt, 1980b). The depositional context has been interpreted as a shallow to coastal marine environments influenced by storms, associated with sabkhas and the aeolian environment (Góes and Feijó, 1994; Vaz et al., 2007). Based on palynological studies and host lithologies, Dino et al. (2002) suggest the dominance of a continental environment with weak, shallow, restricted-marine environment. More recent studies focusing on facies analysis presented new interpretations about the depositional system of the Pedra de Fogo Formation such as lake with ephemeral rivers, lake influenced by storm waves, continental sabkha, central lake, wind dunes and lake / oasis with flood (Andrade et al., 2014; Araújo et al., 2016; Abrantes Jr. et al., 2019). Paleobotanical and paleovertebrate studies combined with lithostratigraphic interpretation suggest a strong terrestrial character of the Pedra de

Fogo Formation with lacustrine, floodplain and channel deposits (Cisneros et al. 2015; Da Conceição et al., 2016; Iannuzzi et al., 2018).

Furthermore, studies show that phytofossils are not limited to the strata of the Trisidela Member, with abundant records of large gymnosperm wood (some in life position) and horizontal stems of tree ferns (specimens attributable to *Psaronius* sp) in the Sílex Basal Member (Da Conceição et al., 2016; Iannuzzi et al., 2018). The age of the Pedra de Fogo Formation positioned was firstly stated as Cisularian by Price (1948) due to the presence of the labyrinthodont amphibian, this age gained support through palynological studies carried out by Müller (1962), Mesner and Woldridge (1964), and by biostratigraphic studies realized by Góes and Feijó (1994). However, some studies of sporomorphs led to ages between the Cisularian and the Guadalupian (Lima and Leite, 1978), or even the Late Permian age for the Trisidela Member (highest member) through occurrence of species as *Lueckisporites virkkiae*, *Corisaccites alutas*, *Hamiapollenites karrooensis*, *Rhizomaspota radiata*, and *Tornopollenites toreutos* (Dino et al., 2002). On the other hand, studies of terrestrial paleovertebrates reinforce the Cisuralian age through the discovery of a new continental tetrapod fauna (Cisneros et al., 2015; Cisneros et al., 2020). Dino et al. (2002) interpreted that the Pedra de Fogo Formation deposition occurred under conditions of a warm, arid or semi-arid climate based on the lithologies and the dominance of taeniate pollen grains. Sedimentological studies also point to hot and arid climatic conditions (Andrade et al., 2014; Araújo et al., 2016). However, Iannuzzi et al. (2018), analyzing fossil assemblages, infer paleoenvironmental and paleoclimatic conditions during the Early Permian as wetter than the arid conditions commonly interpreted for this area based on climatic modeling maps. These more humid conditions are reinforced by paleoflora, which contains species of ferns (Da Conceição et al., 2016) and by new Captorhinidae finds reinforcing the continental faunas within the southern tropics in western Gondwana (Cisneros et al., 2020).

### 3. METHODS

Two key natural outcrops in hill scarp of the Pedra de Fogo Formation, located in the municipality of Monsenhor Gil, Piauí state in Brazil, were analyzed in detail (Fig. 1). The description of the outcrops includes facies and facies association analyses, besides identification and interpretation of bounding surfaces. Two composite sedimentary logs with 30 and 36 m thick to outcrop 1 (Fig. 2) and outcrop 2 (Fig. 3) respectively were measured at a scale 1:50 in order to define the facies succession of the interval.

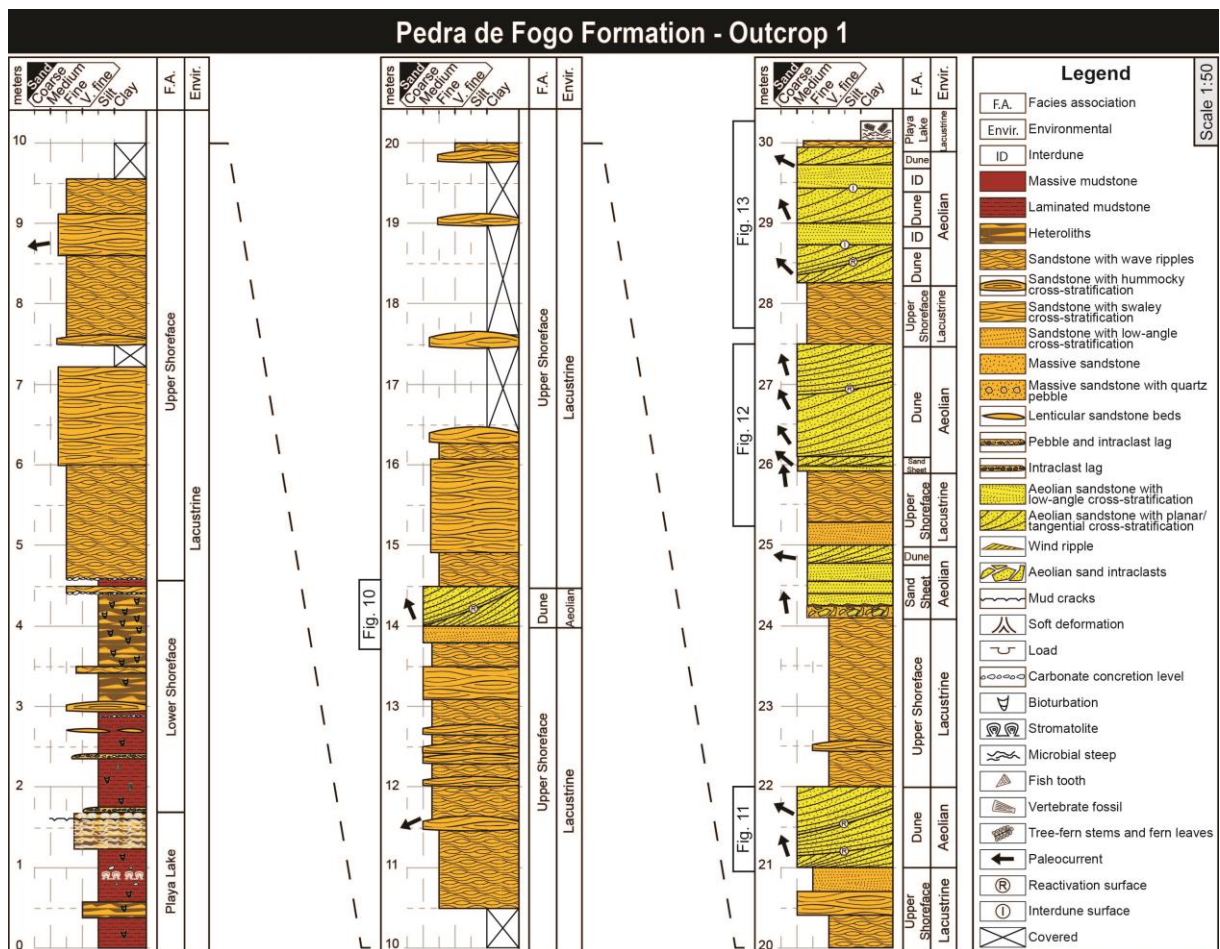


Figure 2. Composite sedimentary log measured in outcrop 1. See Fig. 1 for location.

Architectural panels were constructed from the photomontages of the outcrops 1 for four intervals of aeolian dunes named from base to top as panel 1 (4.4 m width and ~1 m height), panel 2 (8.5 m width and ~1.3 m height), panel 3 (9.6 m width and 1.3 m height), and panel 4 (7.8 m width and 1.7 m height). In these two-dimensional (2D) panels were defined geometries of the deposits, the relationships between

depositional styles of the dunes strata, and bounding surface types. The panels 1, 2 and 3 are oriented parallel to subparallel to the paleowind direction, while the panel 4 is oriented to oblique. Cross-bedded sets and bounding surfaces dip direction were measured and separated in different types for each aeolian dune panel (total measures of cross-stratified with n = 163 being 49 of wind ripples and 114 of grainflow, reactivation surface with n = 38, interdune surface with n = 3). A correlation between the two composite stratigraphic logs was produced and it exhibits the stratigraphic succession with a total of 36 m thick, as well as the lateral variation of the facies association.

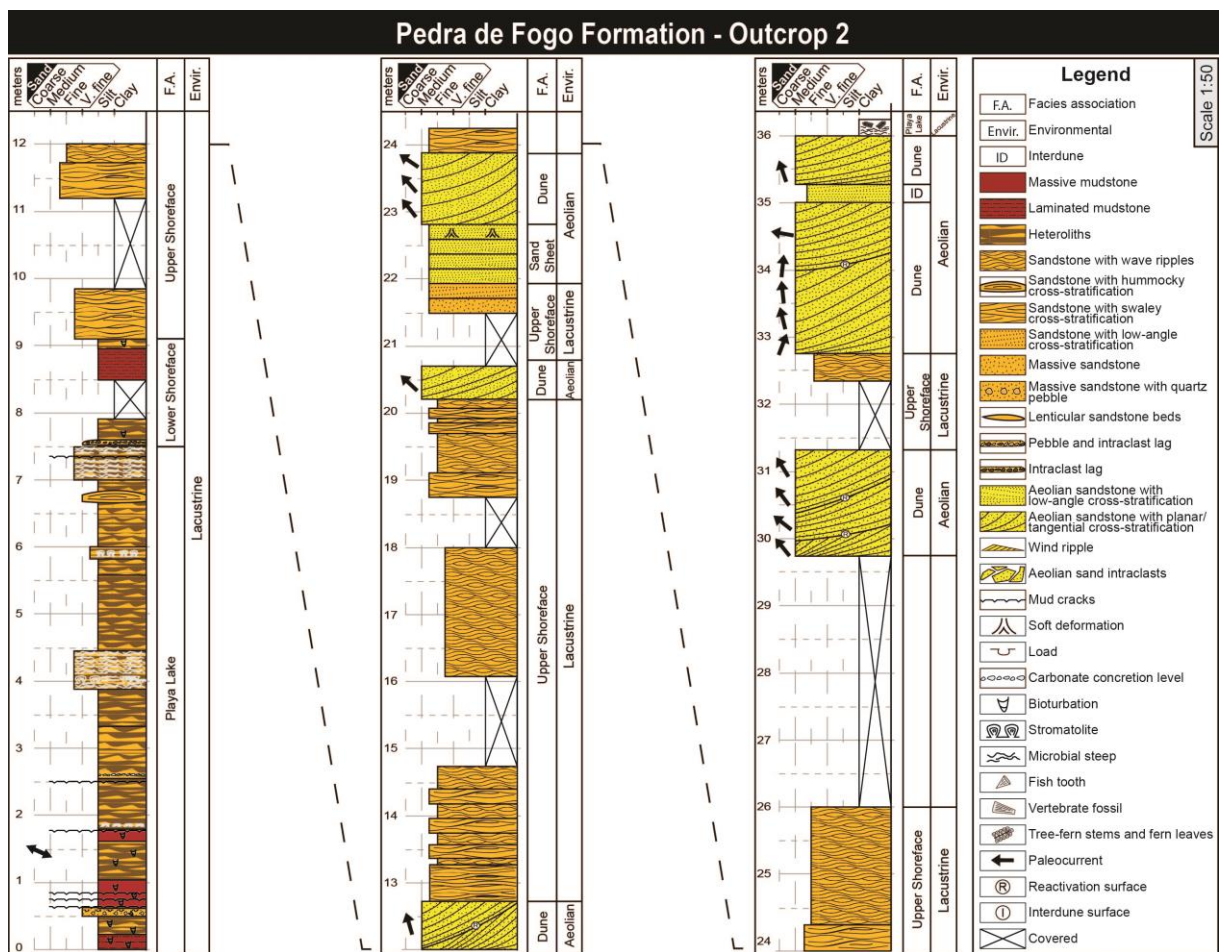


Figure 3. Composite sedimentary log measured in outcrop 2. See Fig. 1 for location.

#### 4. FACIES ASSOCIATION

The sedimentary succession of the Pedra de Fogo Formation found in the outcrops 1 (Fig. 2) and 2 (Fig. 3) of the municipality of Monsenhor Gil was subdivided into five facies associations (Fig. 4): (1) playa lake; (2) lower shoreface; (3) upper shoreface; (4) aeolian sand sheet; and (5) aeolian dune and interdune.

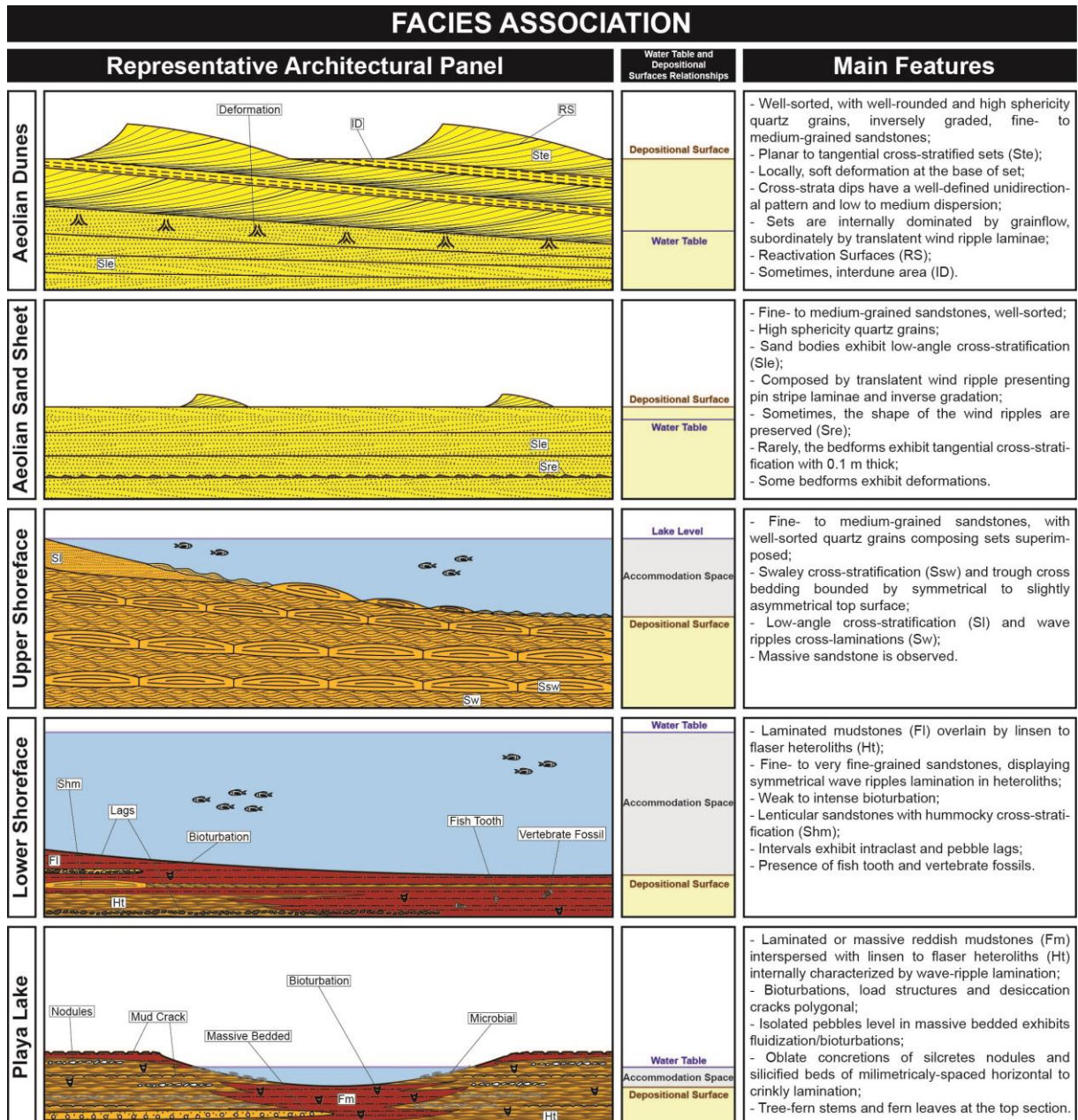


Figure 4. Main characteristic of the facies association observed in the Pedra de Fogo Formation.

## 4.1. Playa Lake

### 4.1.1. Description

Playa Lake facies association is made of tabular sedimentary bodies ranging from 1.5 to 4 m thick. These deposits are represented by intercalling laminated or massive reddish mudstones with linsen to flaser heteroliths internally characterized by wave-ripple lamination. Mudstones occur in tabular beds of tens of meters laterally while heteroliths are commonly encountered as decimeter–scale lenses sometimes extending to few meters. Both mudstones and heteroliths exhibit bioturbations (Fig. 5A), load structures and may display desiccation cracks polygonal (Fig. 5B,C) in shape filled with fine-grained sand or carbonate cement. Less commonly was found isolated pebbles level in massive sandstones that exhibit fluidization and/or bioturbations features (Fig. 5D). The most ubiquitous structures of this facies association are silcretes nodules that form oblate concretions and silicified beds of millimetrically-spaced horizontal to crinkly lamination with rounded to semi-circular silicified features in plan view (Fig. 5E,F). This facies association occurs both at the base and at the top of the stratigraphic succession. Additionally the top of section is marked by a level of high concentration of tree-fern stems (Fig. 5G) and fern leaves (Fig. 5H).

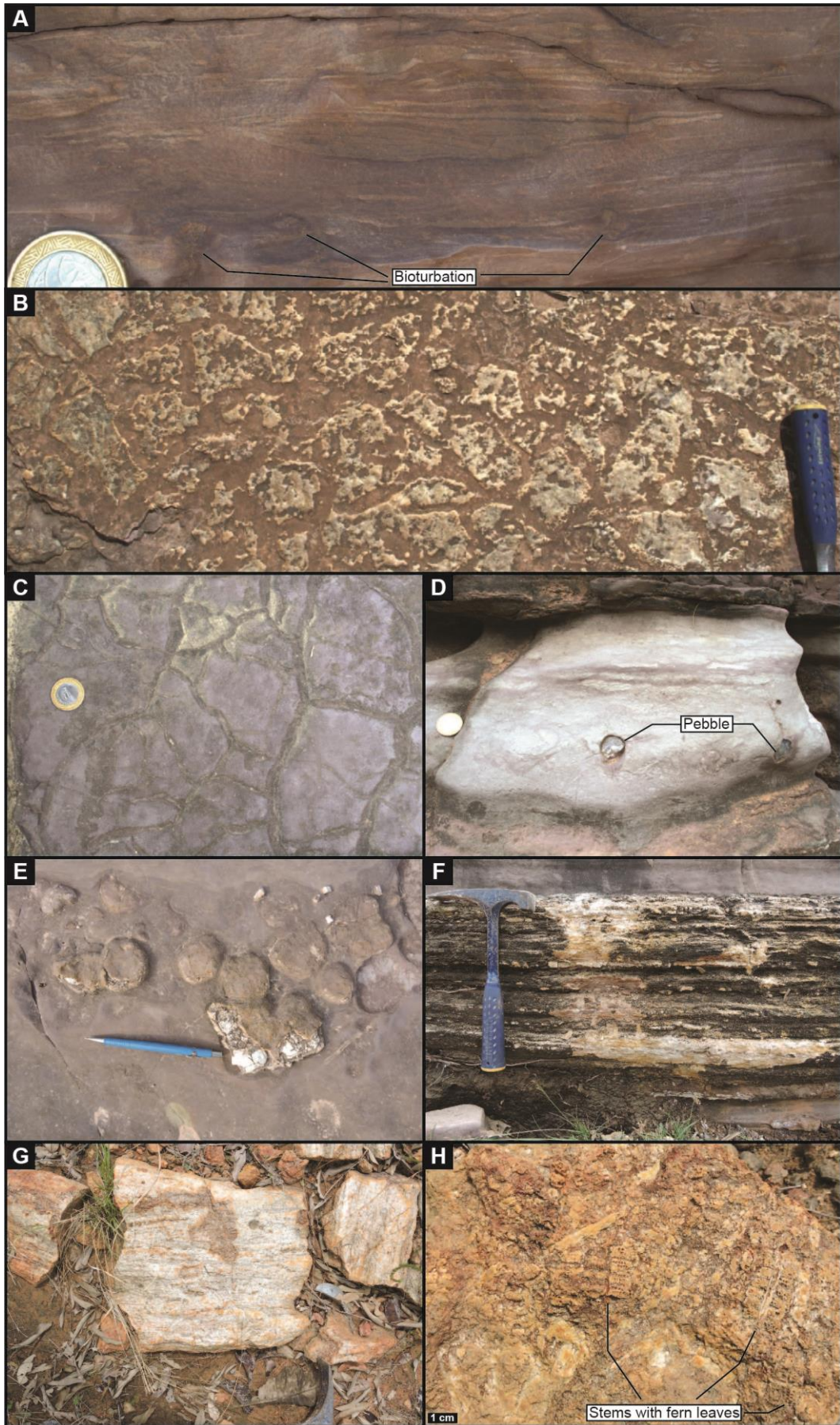




Figure 5. Playa lake facies association. (A) Bioturbated, heterolithic with linsen to wavy bedding. Note the obliteration of the original lamination due to bioturbation on black arrows. (B, C) Desiccation cracks in plan view. Note the polygonal geometry characteristic of desiccation cracks. (D) Massive sandstone with rare pebbles. (E) Silicified, small stromatolite domes in plan view. (F) Millimetrically-spaced horizontal and crinkly lamination exhibiting abundant chert nodules associated to horizontal laminated stromatolite. (G) Tree-fern stems and (H) fern leaves.

#### 4.1.2. Interpretation

The abundance of mudstones in this facies association suggests deposition in low energy environment. Heteroliths, linsen to flaser bedding with wave-ripple lamination suggest oscillatory flows alternate with suspension process. However, the occurrence of massive sandstone with isolated pebbles, suggest episodic hyperpycnal flows (Miall, 1996). Bioturbation and silcrete nodules found in limestones are generally observed in well-drained environments (Retallack, 1988, 1994; Wright, 1999). Silcrete nodules are generated by high levels of alkalinity and salinity associated with water evaporation characteristics of playa lake and sabkha environments (Amiel and Friedman, 1971; Briere, 2000). Desiccation cracks result from subaerial exposure of sediments due to evaporation lowering of the water depth (Kendall and Warren, 1987; Kendall, 1992). Millimetrically-spaced horizontal to crinkly lamination and silicified small domes in plan view are formed by microbial mats, and the absence of thick bioconstructions suggests shallow water environments (Grotzinger, 1989; Grotzinger and Knoll, 1999; Kah et al., 2006). Andrade et al., (2014) stated that the original composition of these microbialites is carbonate, subsequently replaced due to silicification. Tree-fern stem and leaves fossils have been classified as *Psaronius* (Araujo et al., 2016) and have been frequently documented in the basin (Araujo et al., 2016; Da Conceição et al., 2016; Iannuzzi et al., 2018; Abrantes Jr. et al., 2019) being interpreted as deposited in situ developed on the margin of the playa lakes.

## 4.2. Lower Shoreface

### 4.2.1. Description

This facies association range from 1.5 to 3 m thick and was formed dominantly by laminated mudstones overlain by linsen to flaser heteroliths. These heteroliths are characterized by the millimetric to centimetric (<2 cm) alternation of massive mudstones and by well sorted, fine- to very fine-grained sandstones, displaying symmetrical wave ripples lamination in sands (Fig. 6A), and weak to intense bioturbation (Fig. 6B). Intercalated with mudstones or heteroliths can also occur lenticular sandstones beds, up to 20 cm, with hummocky cross-stratification. Additionally, sometimes it can be observed intervals exhibit intraclast (Fig. 6C) and extraclast (Fig. 6D) pebble lags, as well as the presence of fish tooth (Fig. 6E) and vertebrate fossils (Fig. 6F).

### 4.2.2. Interpretation

Symmetrical wave ripples and hummocky cross laminations are generated by oscillatory flows induced by storms (De Raaf et al., 1977; Dott and Bourgeois, 1982; Dumas and Arnott, 2006). Considering the intercalation of mudstone and heteroliths and sandstone beds with wave generated structures, this facies association can be interpreted as lower shoreface deposited between the fair weather wave base and the storm wave base (Dam and Surlyk, 1993; Clifton, 2006). In this context pebble and intraclast lags represent reworking of upstream sediments by high energy currents during storms.

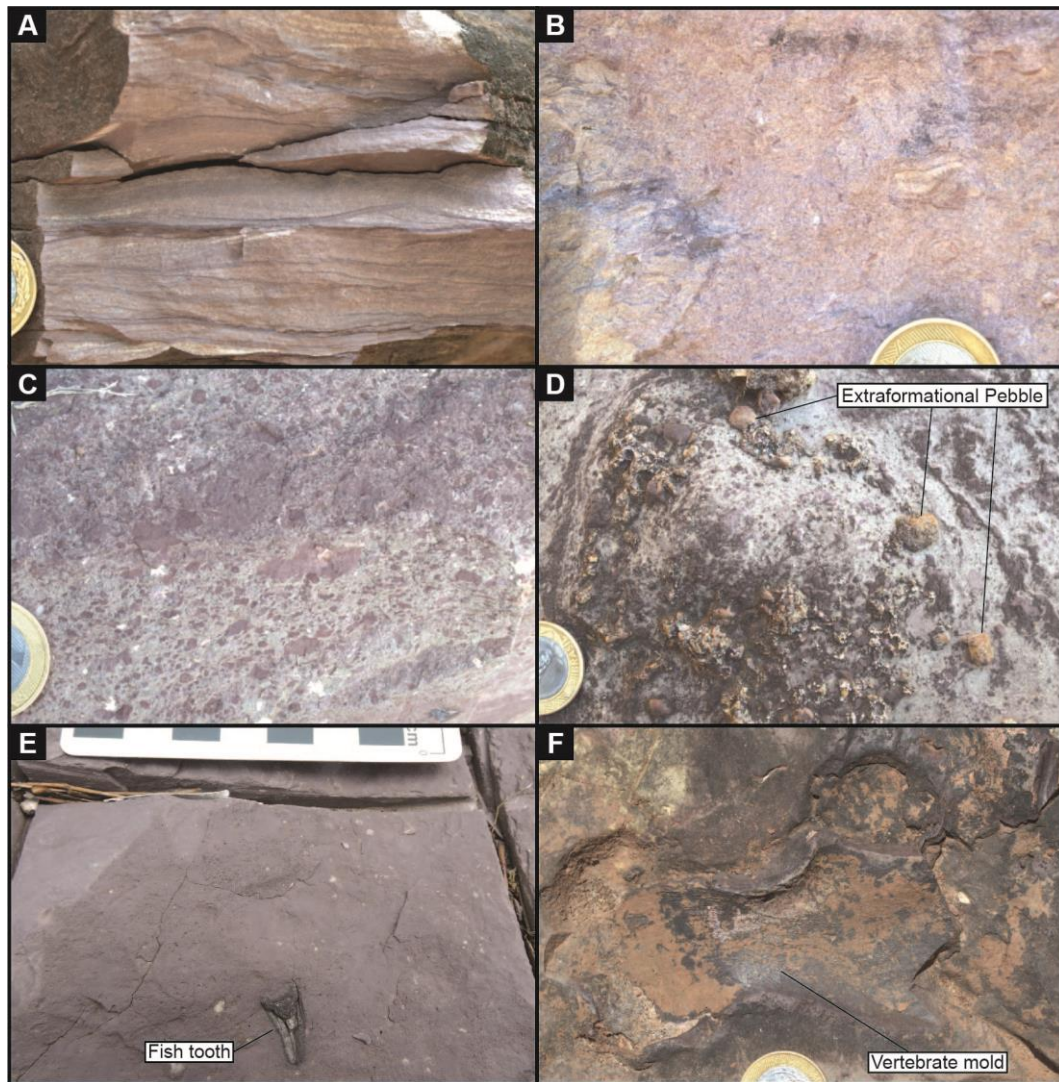


Figure 6. Lower shoreface facies association. (A) Wavy bedded heterolithic with symmetrical wave ripples. (B) Intense bioturbation in heterolithic bedding obliterating the original structure. (C) Conglomeratic lag composed of angular intraclasts. (D) Extraformational pebbles within conglomeratic lag. (E) Fish tooth found in mudstone. (F) Vertebrate fossil mold.

### 4.3. Upper Shoreface

#### 4.3.1. Description

This facies association exhibits amalgamated beds, well-sorted, fine- to medium-grained sandstones, made up tabular sand bodies, 1 to 5 m thick. The individual sandstones beds are 0.15 to 0.3 m thick, displaying swaley cross-

stratification and trough-cross-bedding, bounded by symmetrical to slightly asymmetrical top surface, with paleocurrent to NW (Fig. 7A). Low-angle cross-stratification and wave ripple cross-laminations also can occur (Fig. 7). Rarely, cross-lamination ripple can be observed (Fig. 7B). Locally, massive sandstone is observed with 0.1 m thick.

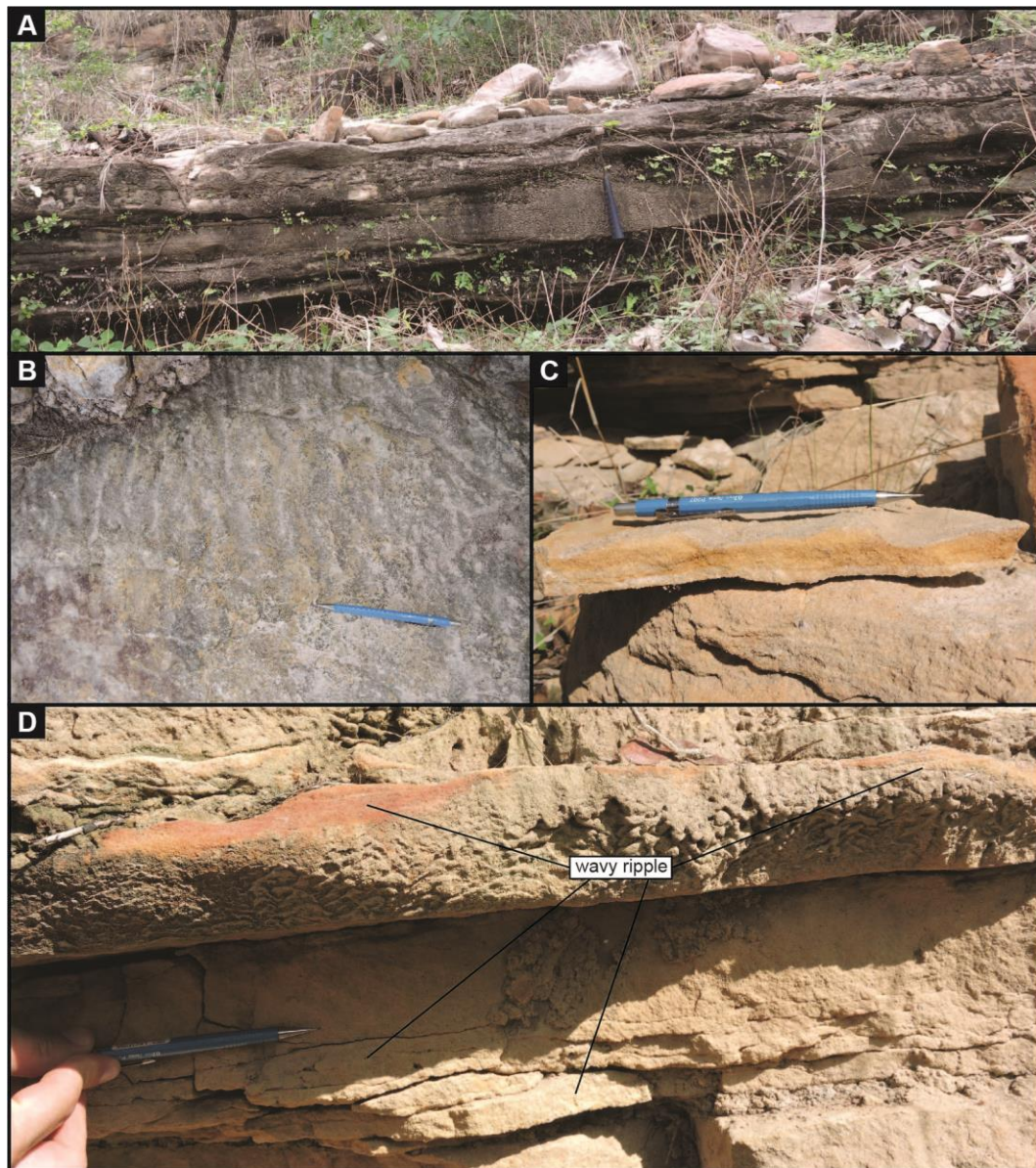


Figure 7. Upper shoreface facies association. (A) Amalgamated, fine- to medium-grained sandstones with swaley cross-stratification. (B) Symmetrical wave ripples cross-laminations in plan view. (C) Asymmetric current ripples. (D) Sandstones with symmetrical wave ripple cross-laminations in cross-section with the crestline.

### 4.3.2. Interpretation

The presence of amalgamated, fine- to medium-grained sandstones with symmetrical wave ripples and swaley cross-stratification suggested the dominance of oscillatory flows in an upper shoreface context (De Raaf et al 1977; Dumas and Arnott, 2006). The abundant occurrence of swaley cross-stratification indicates a shoreface dominated by storms (Dott and Bourgeois, 1982). Sandstones with trough cross-stratifications are generated in shallow waters where the unidirectional component of the oscillatory flow is most significant (Dumas and Arnott, 2006), representing surf zone. The local massive sandstones could have been their structure destroyed by fluidization or intense bioturbation, or deposited by hyperpycnal flow induced by storms (Orton and Reading, 1993; Zavala et al., 2012; Shanmugam, 2018).

## 4.4. Aeolian Sand Sheet

### 4.4.1. Description

This facies association comprises fine- to medium-grained sandstones, well-sorted, with well-rounded and high sphericity quartz grains. These sandstones are distributed in tabular bodies, up to 0.9 m thick, bounded by sharp upper and lower horizontal surfaces. Internally, the tabular sand bodies exhibit low-angle cross-stratification mainly composed by inverse graded, translational wind ripple lamination (Fig. 8). Sometimes, the shapes of the wind ripples are preserved exhibiting wavelengths about 5 cm and amplitudes of ~0.4 cm, with orientation of the internal foresets dip toward NW (Fig. 8A). Well-sorted, fine- to medium-grained sandstone organized into isolated lenses, 0.1 to 0.2 m thick and more than 10 m wide, with tangential cross-stratification composed by wind-ripple lamination, occur interlayered with the low-angle strata. Convolute folds can occur in low-angle cross-strata. Massive sandstones, with angular to subangular, up to 10 cm, sand intraclasts preserving the primary wind ripple lamination, can be observed interlayered with low-angle strata (Fig. 8B,C).

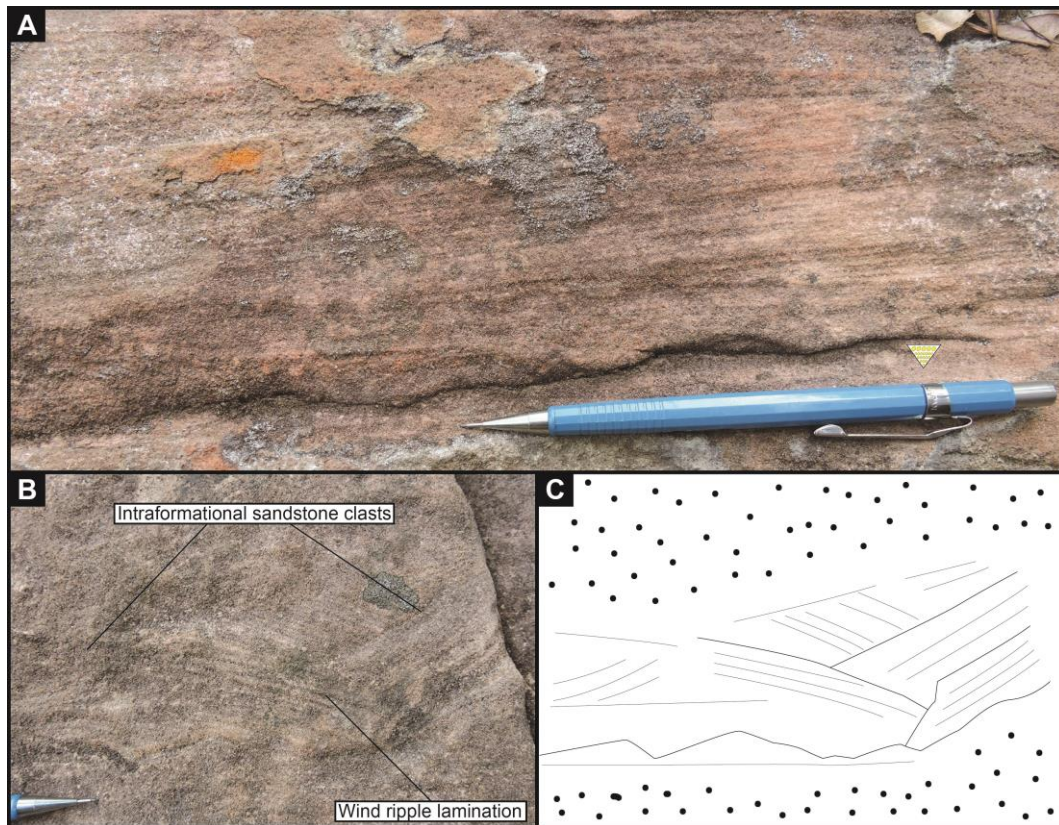


Figure 8. Aeolian sand sheets facies association (A) Pinstripe laminations characterized by millimetrically spaced laminations generated by subcritical climbing of wind ripples. (B) Massive sandstones with angular to subangular sand intraclasts preserving the primary wind ripple lamination. (C) Interpretation of figure B.

#### 4.4.2. Interpretation

The combination of well-rounded and highly spherical grains, fine- to medium-grained sandstones, thick tabular sandbodies low-angle cross-strata sets dominated by inverse-graded wind ripple laminae suggests aeolian sand sheets deposits (Fryberger et al., 1979; Kocurek and Nielson, 1986). The aeolian sand sheet package indicates restricted sand availability, preventing the construction of aeolian dunes (Kocurek and Lancaster, 1999). The wind ripples cross-lamination dip orientation indicates accumulation of dry aeolian sand sheets and that their migration is to the northwest (Fryberger and Schenk, 1981). Interlayered cross-strata are interpreted as residual deposits of small aeolian dunes. The internal architecture composed only of wind ripple lamination indicates bedforms with poorly-developed slipfaces or severely truncated (Nielson and Kocurek, 1986; Mounthey and Russell,

2004; Bristow et al., 2010; Simplicio and Basilici, 2015). The limited lateral extent of the sets suggests isolated dunes separated by extensive aeolian flats (Nielson and Kocurek, 1986; Scherer et al., 2007). The convolute folds may have been generated by the overload of the overlying strata, when the sedimentary package is placed below the water table. This overload causes water and air to escape in areas of high interstitial water pressure, thus fluidizing and deforming the packages at the beginning of the burial (McKee et al., 1971; Doe and Dott, 1980; Horowitz, 1982; Mountney and Thompson, 2002). Massive sandstones with sand intraclasts are interpreted as the product of hyperconcentrated flows during flash floods (Lawson, 1982; Lavigne and Suwa, 2004). The angularity of the sandstone clasts indicates minor transport during reworking. The presence of sand intraclasts with well-preserved wind-ripples lamination suggests the erosion of aeolian sediments previously deposited, as well as an early cementation that prevented the disintegration of blocks (Mountney and Howell, 2000; Rodríguez-López et al., 2012; Ferronato et al., 2019).

#### 4.5. Aeolian Dunes and Interdunes

##### 4.5.1. Description

This facies association consists of well-sorted, with well-rounded and high sphericity quartz grains, fine- to medium-grained sandstones (Fig. 9). The sandstones are organized into 0.2 – 2.3 m thick, planar (Figs. 10, 11, 12) or tangential cross-stratified sets (Fig. 13) that can be traced laterally for tens of meters. Locally, soft deformation can be observed with a slight disturbance at the base of set.

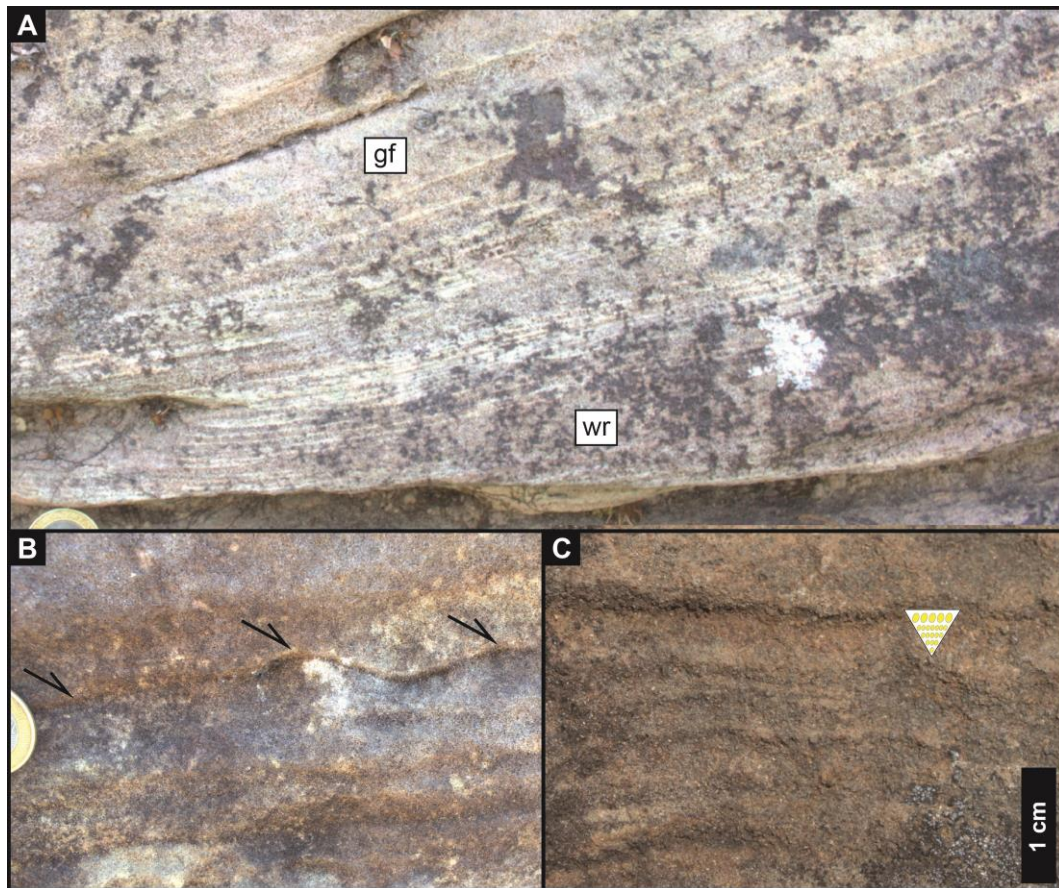


Figure 9. (A) Grain flow lenses (gf) interdigitating at the base with wind ripples (wr). (B) Note the ripple shape preserved. Black arrows point at wind ripple crestline where coarser grained are concentrated. (C) Inverse grading, wind ripple lamination.

The cross-strata dips have a well-defined unidirectional pattern and low to medium dispersion (Fig. 14), showing a mean foresets azimuth toward  $329^\circ$  (Fig. 14A). The cross-strata sets are internally dominated by grainflow (ranging from ~60 to 80%), translantent wind ripple laminae (~20 to 40%) and, subordinately, grainfall laminae (<1%). The grainflow strata comprise medium-grained sandstones with centimeter scale thickness (~0.6 to 3 cm) and wedge geometry (Fig. 9A), massive or, more rarely, inversely graded. The grainflow stratas are often amalgamated and its packages have a high dip angle, which ranges from  $15^\circ$  to  $34^\circ$  and mean value of  $26^\circ$ . The grainfall strata can rarely be found and consist of very fine- to fine-grained sandstones, organized in 1 to 2 mm thick laminae that are interbedded with grainflow strata. The wind ripple strata comprise fine-to-coarse grained sandstones arranged in millimeter-spaced laminations (pin stripe laminations), inversely graded (Fig. 9). The



wind ripple packages exhibit dip angle ranges from 6° to 26°, with a mean value of 17°.

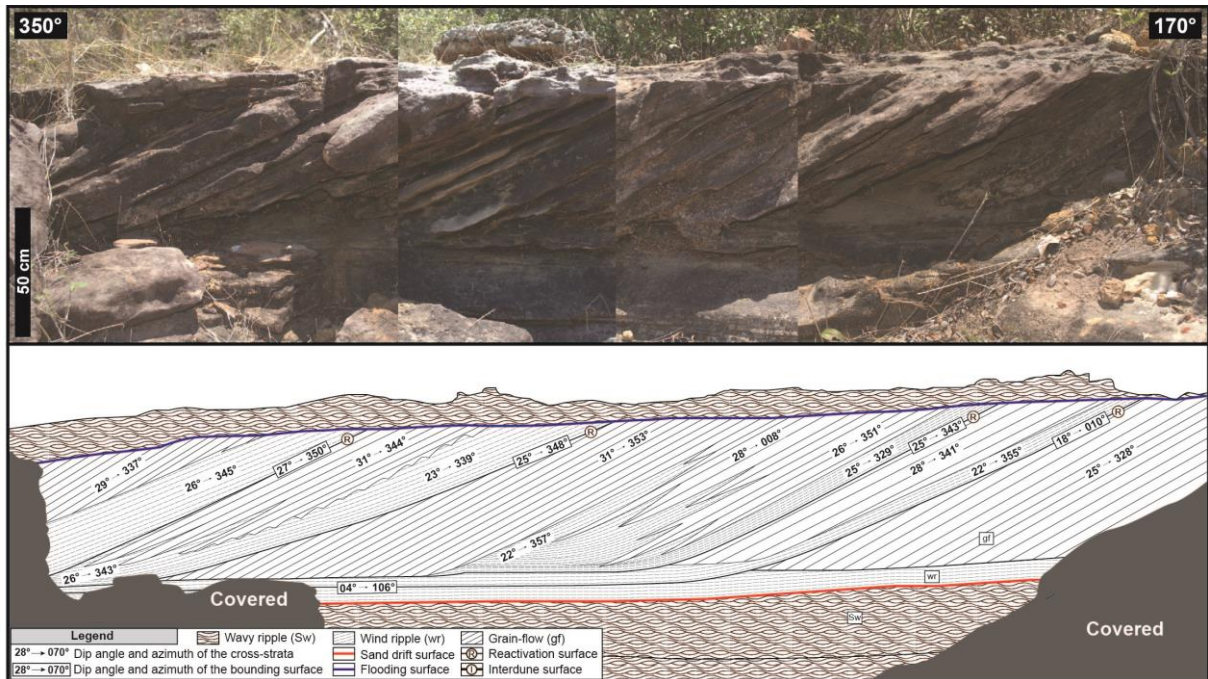


Figure 10. Photomosaic and interpreted outcrop panel showing the facies architecture and the abrupt lower and upper contact of the aeolian dunes and interdunes facies association. Note the spaced reactivation surfaces and wind ripples dominantly occurring at the toe set of dune and migrating over reactivation surfaces. See Fig. 2 for location.

The cross-bedded sets can be subdivided in subsets bounded by erosive concave upward surfaces. These surfaces range the dip angle of 9° to 27° with dip directions having mean orientation toward 339° (Fig. 14B). The subsets form a regular spacing (0.3 to 2.3 m), and are characterized by a sequence of lower angle composed by wind-ripple laminae in which are followed in the migration direction by steeper downlapping grainflow strata that interfinger with the wind ripple basal until the next erosive surface (Figs. 10, 11, 12, 13).

The cross-bedded sets are bounded by sub-horizontal surfaces. Sometimes, the cross-bedded sets are separated by sandstone exhibiting lenticular geometry, up to 0.3 m thick, with low-angle cross-stratification composed by wind ripples strata (pin stripe laminations) (Fig. 13).

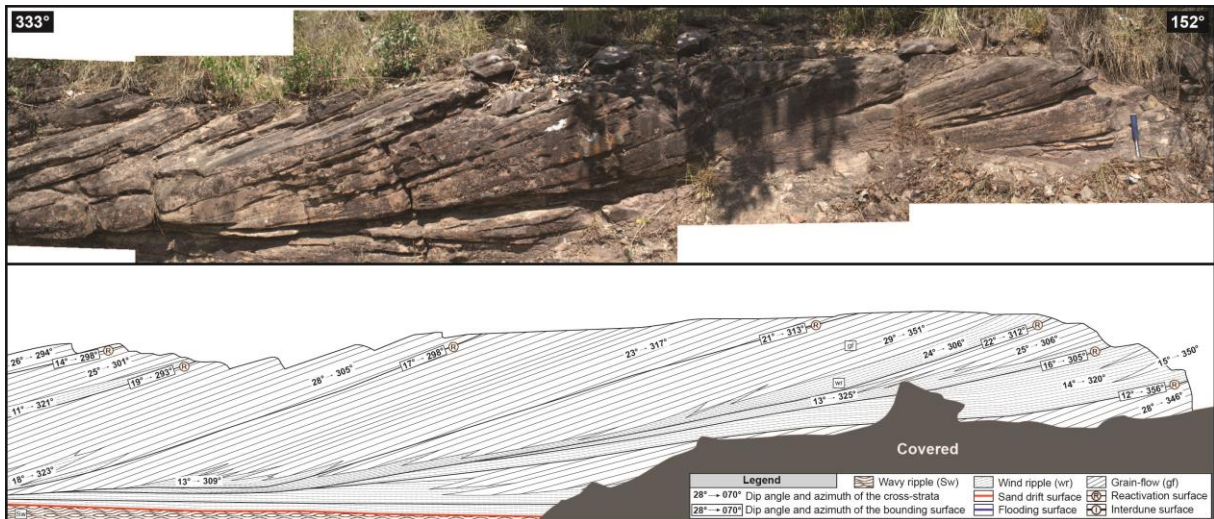


Figure 11. Photomosaic and interpreted outcrop panel showing regularly spaced reactivation surfaces. Grainflow lenses dominantly on the upper part of dune, interfingering with wind ripples at the base. See Fig. 2 for location.

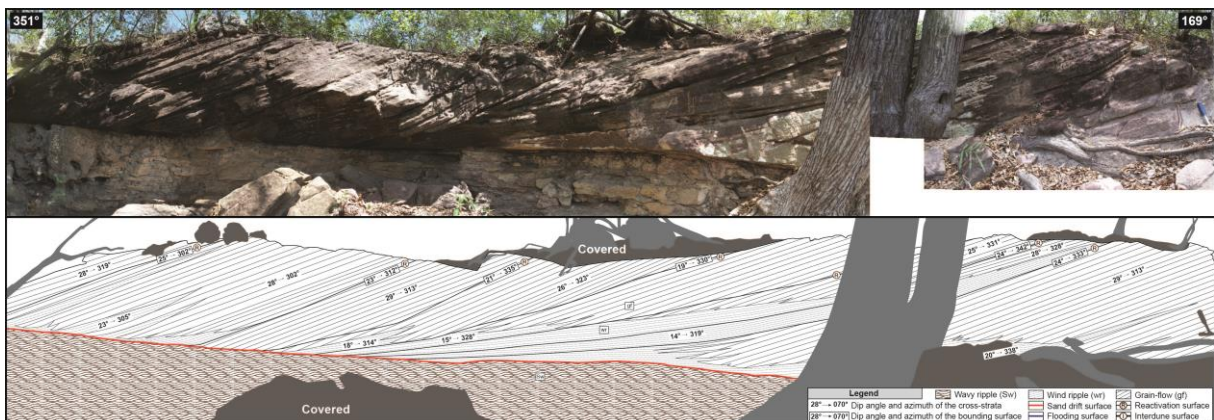


Figure 12. Photomosaic and interpreted outcrop panel showing the facies architecture and the abrupt lower contact of the aeolian dunes and interdunes facies association. Note the regularly spaced reactivation surfaces. Grainflow lenses dominantly on the upper part of dune, interfingering with wind ripples at the base. See Fig. 2 for location.

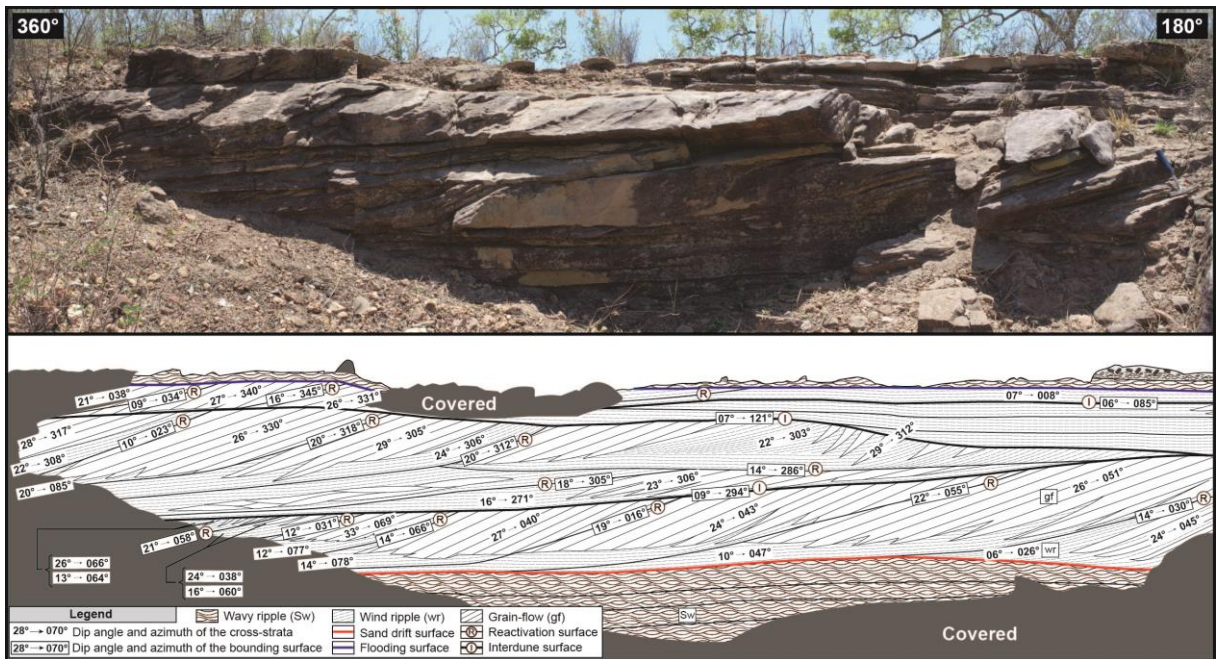


Figure 13. Photomosaic and interpreted outcrop panel showing the facies architecture and the abrupt lower and upper contact of the aeolian dunes and interdunes facies association. The aeolian interval is characterized by superimposed sets formed by climbing of crescent aeolian dunes and interdunes.

#### 4.5.2. Interpretation

The presence of well-rounded and highly spherical grains in fine- to medium-grained sandstones with cross-strata sets composed by inverse-graded wind ripple laminae, grainflow strata and grainfall lamination evidence aeolian dune deposits (Hunter, 1977; Kocurek, 1981, 1991, 1996; Uličný, 2004). The well-defined unimodal pattern with low dispersion in the dip directions of the tangential strata suggests crescent aeolian dunes with low to moderate sinuosities of the crestline (McKee, 1979; Karpeta, 1990; Mountney, 2006). The local soft deformation in the base of the cross-bedded sets can be generated by fluidization from water escape, due to rapid saturation of dry sands over water-saturated sand due to the advancing dune (McKee et al., 1971; Doe and Dott, 1980; Horowitz, 1982; Mountney and Thompson, 2002).

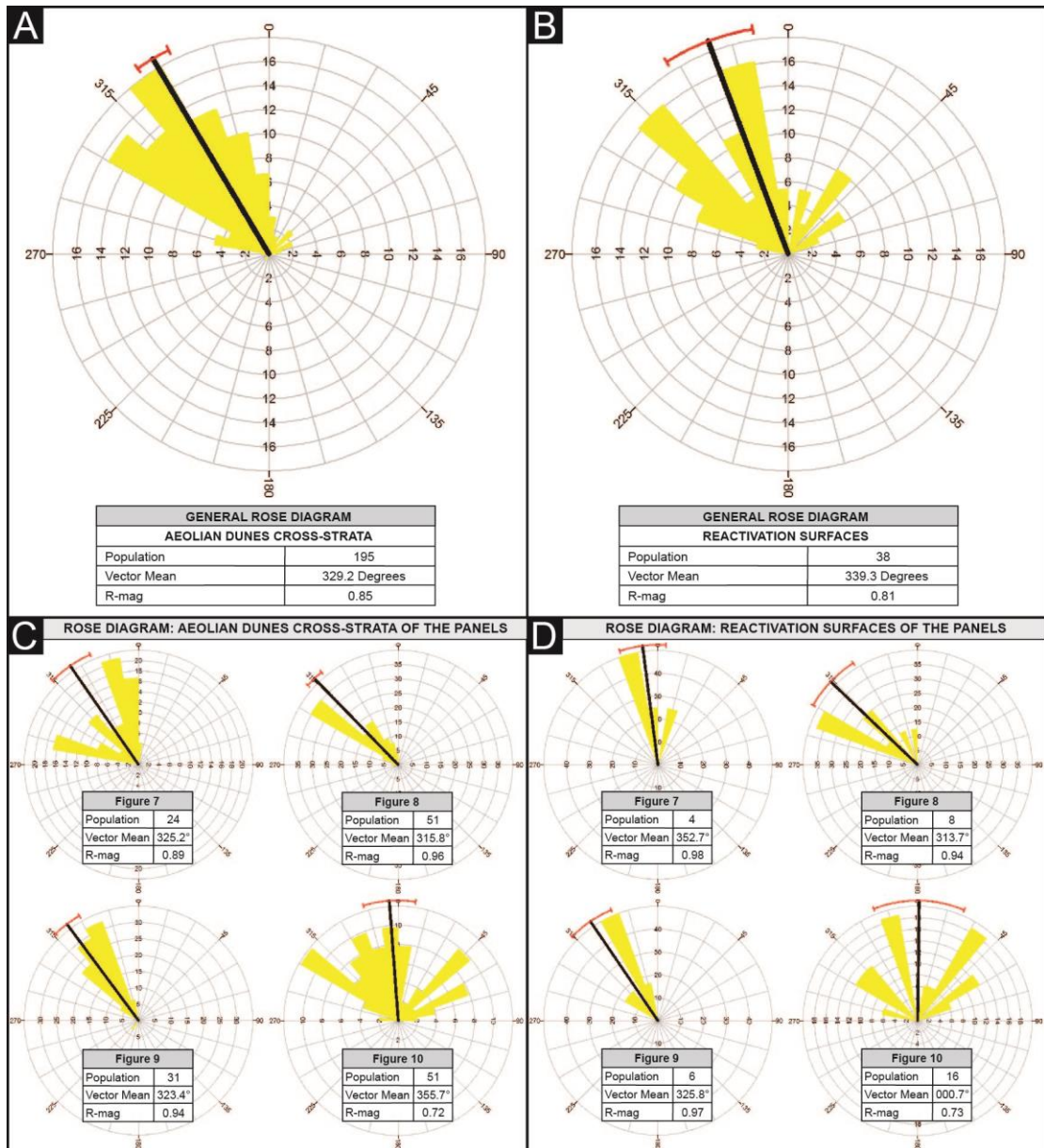


Figure 14. Paleocurrent of the aeolian dunes facies associations. (A) Rose diagrams showing general dip azimuths of the aeolian dunes cross-bedded sandstones. (B) Rose diagrams showing general dip azimuths of the reactivation surfaces. (C) Rose diagram showing general dip azimuths of the aeolian dunes cross-bedded sandstones measured for each photomosaic (Figures 10, 11, 12, 13). (D) Rose diagram showing general dip azimuths of the reactivation surface measured for each photomosaic (Figures 10, 11, 12, 13).

The cross-strata dip directions with mean foresets azimuth toward 329° suggest aeolian dunes migrating toward the northwest. The presence of cyclic cross-stratification marked by alternation of grain-flow and wind-ripple packages suggests periods where the formation of a slipface with grain-flow occurs, alternated with

periods of along slope transport on the lee face by wind ripples (Kocurek et al., 1991; Chan and Archer, 2000; Loope et al., 2001; Scherer and Goldberg, 2010). The erosive concave upward surfaces that bound the grain-flow/grain-fall and wind-ripple subsets can be interpreted as reactivation surfaces (Kocurek, 1991, 1996), indicating that changes in wind direction and/or wind blow strength caused an alteration in dune migration speed and dune asymmetry (Rubin and Hunter, 1987; Chan and Archer, 2000; Loope et al., 2001). The cyclic cross-stratification suggest seasonal changes of wind direction with a maximum annual migration rate of the aeolian dunes of the Pedra de Fogo Formation about 2.0 m (e.g. Hunter and Rubin, 1983; Kocurek et al., 1991; Chan and Archer, 1999, 2000; Loope et al., 2001; Scherer and Lavina, 2005; Scherer and Goldberg, 2010; Jones et al., 2016).

The lenticular sandstones with low-angle, wind ripples lamination, separating tangential to planar cross-bedded sets suggest dry interdune deposits (Kocurek, 1981; Mountney and Thompson, 2002; Dias and Scherer, 2008; Lancaster, 2013). The dry interdunes suggest that the capillary fringe of the water table was below the depositional surface. The low-angle surfaces bounding aeolian dune cross-bedded sets or placed to the base of the interdune deposits represent interdune surfaces formed through the migration and climbing of aeolian dunes (Kocurek, 1981, 1991, 1996).

## 5. STRATIGRAPHIC SUCCESSION

### 5.1. Description

From the analysis and correlation of the two sedimentary logs, it is possible to identify three stratigraphic intervals characterized by different faciological associations, called Lower, Middle and Upper Interval (Fig. 15).

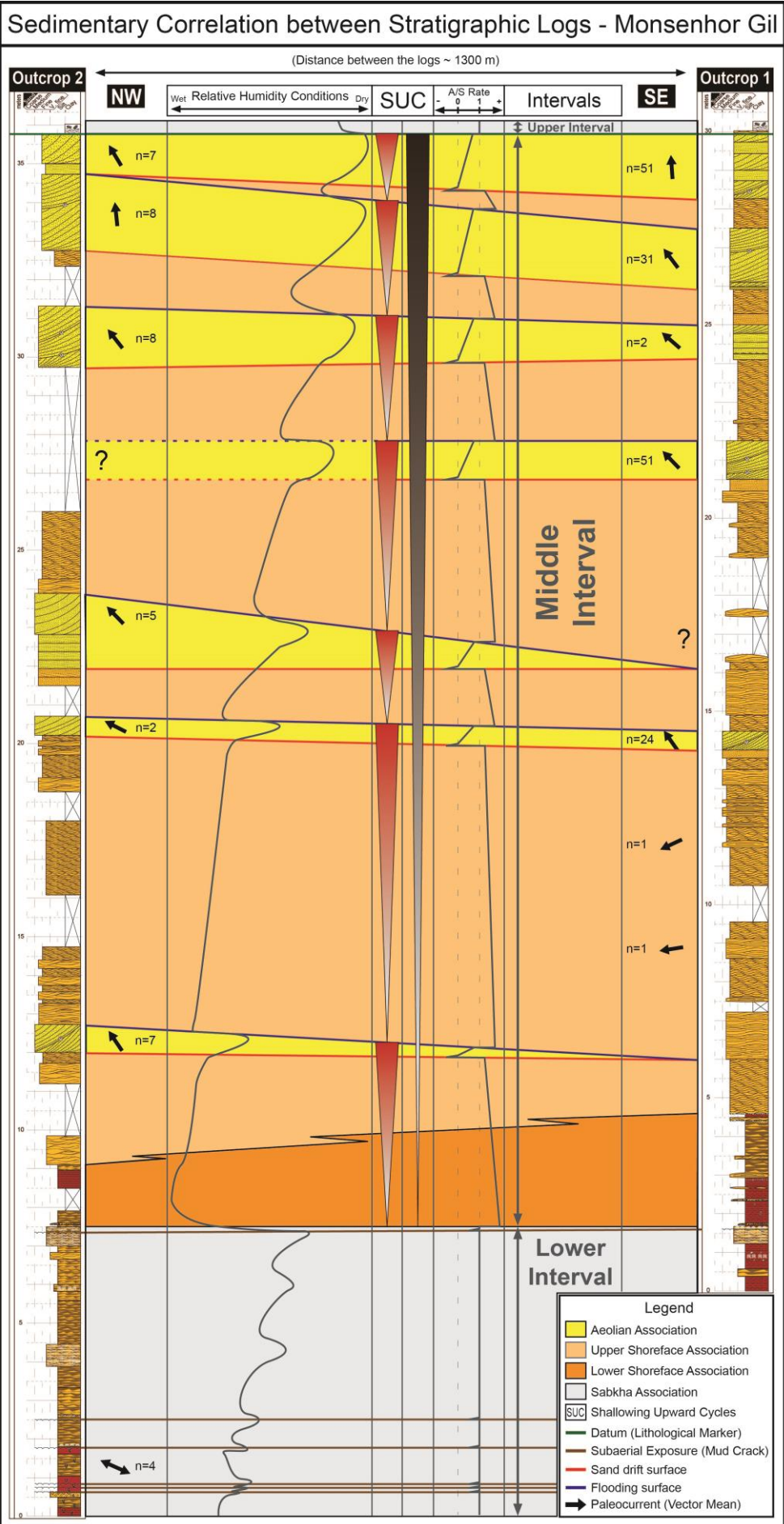


Figure 15. Correlation panel depicting facies association, sedimentary cycles and interpreted climatic and A/S ration trend (datum: playa lake deposits at the base of the Upper Interval). Several cycles can be identified through the superposition of aeolian deposits over subaqueous one. These cycles reflect drying upward trends in which sand availability increase in drier periods The overall succession of the Middle Interval, exhibit more frequent and thicker aeolian deposits to the top, suggesting an increase of dry conditions.

The Lower Interval has a minimum thickness of 7.5 meters and is characterized by the exclusive occurrence of the playa lake facies association. The Middle Interval is 28.5 meters thick, representing most of the analyzed succession. Contact with the Lower Interval is abrupt, marked by the overlapping of lower shoreface deposits over playa lake deposits. Internally, the Middle Interval is characterized by well-defined asymmetric sedimentary cycles, characterized by successions of facies that show a shallowing upward trend, with thicknesses of 1 to 8 meters, which can have two distinct anatomies: (i) lower shoreface to upper shoreface (base of the interval) and, (ii) upper shoreface to sand sheets and aeolian dunes / interdunes. In this last cycle anatomy, the aeolian deposits abruptly overlap the shoreface deposits, separated by a flat surface, with no interdigitation between them. Towards the top of the Middle Interval there is a decrease in the thickness of the cycles, as well as a progressive increase in the proportion of aeolian sediments in relation to shoreface deposits. The Upper Interval, in turn, is marked by an abrupt overlap of playa lake deposits on strata of aeolian dunes and interdune facies association.

#### 4.5.2. Interpretation

The three identified intervals represent distinct depositional scenarios that reflect different behaviors of the base level. The Lower Interval is characterized by a aggradational stacking pattern indicating a balance between the accommodation generation (A) and the sedimentary supply (S) rates, suggesting an A/S rate ratio close to 1 (Martinssen et al., 1999; Scherer et al., 2007). The abrupt overlap of the playa lake interval by lower shoreface deposits from the base of the Middle Interval indicates an increase in the base level, marking the development of a transgressive

surface, indicating a ratio  $A/S > 1$ . The progressive increase in the proportion of aeolian deposits in relation to shoreface deposits indicates a downward trend in the  $A/S$  ratio towards the top of the Middle Interval. However, the presence of high frequency shallowing upward cycles indicates that the decline in the  $A/S$  ratio was not linear, with oscillations between negative values up to values greater than 1. The rapid drowning at the base of the cycles indicates an increase in the  $A/S$  ratio to values greater than 1. The progressive shallowing upward of the cycles suggests a progressive decrease in the  $A/S$  ratio, although with values still greater than 1, up to the base of the aeolian deposits. Basal abrupt contact of the aeolian deposits with upper shoreface deposits allows to interpret a aeolian deflation (sand-drift surface sensu Clemmensen and Tisgaard, 1993) associated with a drop in the base level, indicating a  $A/S$  ratio less than 0. The accumulation of aeolian dunes/interdunes and aeolian sand sheets strata on the deflation surface indicates the return of a positive  $A/S$  ratio, with values between 0 and 1, until a new flooding (overlapping of aeolian strata by shoreface deposits), where the ratio  $A/S$  reaches values greater than 1 again. The Upper Interval represents a return of the conditions existing in the Lower Interval, with positive  $A/S$  ratio values, however close to 1.

## 6. DISCUSSION

### 6.1. Depositional Model

As highlighted in the previous item, the studied area of the Pedra de Fogo Formation presents three stratigraphic intervals that represent, what distinct continental environmental scenarios: (1) dominated by playa lakes; (2) wave-dominant platforms surrounded by aeolian dune fields; and (3) playa lakes with the presence of ferns.

The Lower Interval (Fig. 16) is composed only by playa lakes designated as ephemeral water bodies with geometry of flat-bottom depression associated to desert basins. Similar facies associations described in previous works have received different designations. Andrade et al. (2014) through facies analysis carried out on



the western edge of the Parnaíba Basin (region of the municipality of Filadélfia, Tocantins State), classify similar sediments as continental sabkha. Araújo et al. (2016) describe similar characteristics in the regions of the municipalities of Filadélfia (Tocantins State) and Nova Iorque (Maranhão State) suggests that these deposits are indicative of mud flats. More recently, again in the Filadélfia region, Abrantes Jr. et al. (2019) classified sediments represented by greenish and reddish gray laminated mudstones interbedded with chert-rich fine-grained sandstones as belonging to ephemeral lake. This nomenclatural variation is due to differences in the most appropriate designation for deposits of fines accumulated in playa, playa lake and sabkha. In the present work, the designation of playa lake was chosen following the proposition of Briere (2000). According to Briere (2000), sabkha is assigned to a shallow basin limited to marginal marine environmental and commonly associated with gypsum. This author defines playa lakes as a transition between playas and lakes (flooded playa), that playa is a discharging intracontinental basin with a negative water balance and often associated with evaporites remaining moist only for a small portion of the year. This definition of playa lakes fits with the sedimentological evidences found at the base of the outcrops that preserves fine granulometry, microbial mats, concretions and mudcracks (Fig. 2, 3, 15).

The absence of aeolian sediments in this scenario highlights the low availability of dry sand for the wind to transport. This is due to the influence of water table and its capillary fringe that trap sediments on the surface of the shallow depressions of playa lakes. The water supply comes from local rain and from poorly channeled ephemeral river driven by climatic factors. Water table variations are constantly noticed through the various surfaces containing mud cracks. Variations in the water depth are extremely common in playa lakes (Rosen, 1994; Bryant and Rainey, 2002; Castañeda et al., 2005; Scuderi et al., 2010). Studies carried out in Black Rock Playa (northwestern Nevada in North America) show that during the spring months, a rise in the water table occurs, generating a floodplain with a depth of less than 1m that extends over an area of 310 km<sup>2</sup>. In turn, in the beginning of the summer the water table drops, exposing the entire floodplain (Adams and Sada, 2014).

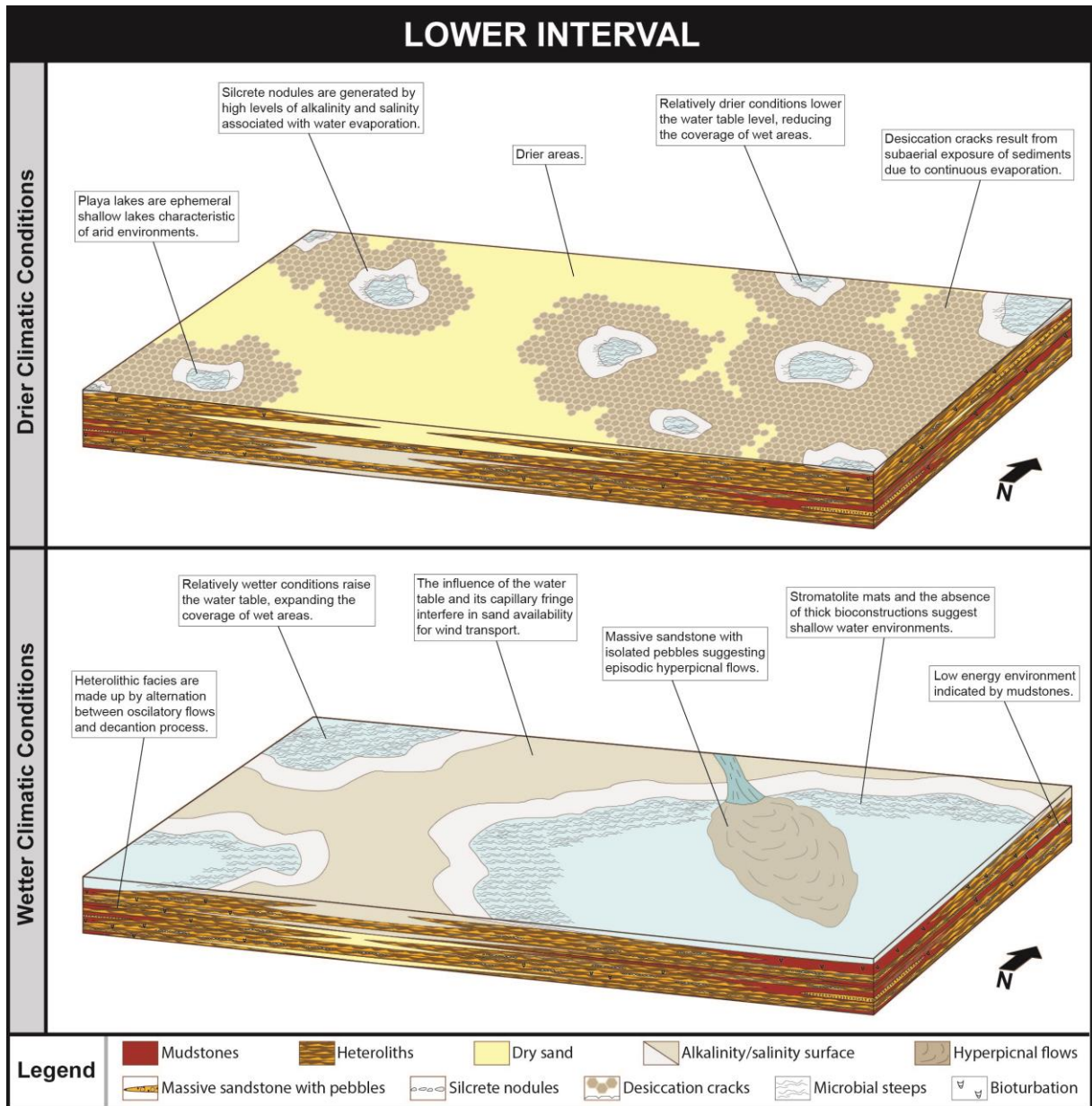


Figure 16. Depositional models and paleoenvironmental interpretation of the Lower Interval.

Medium Interval (Fig. 17) consists of facies associations of lower shoreface, upper shoreface, aeolian sand sheet and aeolian dunes, suggesting transitional depositional environment between a coastal aeolian dune field and an adjacent lacustrine or marine basin. The distinction between marine and lacustrine environments based only in sedimentological data is difficult due to the similarity of the active depositional processes, since facies generated by waves can occur in both environments (Walker and Plint, 1992; Chakraborty and Sarkar, 2005; Ilgar and Nemec, 2005; Clifton, 2006; Keighley, 2008; Althaus et al., 2020). However,

paleontological data support a lacustrine context for the Middle Interval. Vertebrate fossils remains observed in this facies association reassemble those recently discovered near to the studied area by Cisneros et al. (2015) and Cisneros et al. (2020). Based on the fauna ecosystem, these authors interpreted the depositional environment as a shallow lake, excluding the hypothesis of an epicontinental sea defended in previous works (such as those by Faria Jr. and Truckenbrodt, 1980a; Pinto and Sad, 1986; Góes and Feijó, 1994; Dino et al., 2002; Vaz et al., 2007). According to Inannuzi et al. (2018), the fossiliferous content of the Pedra de Fogo Formation is essentially continental, marked by the presence of communities of terrestrial plants and freshwater fishes and amphibians. The presence of the stromatolites (Faria Jr. and Trunckenbrodt, 1980b) and palyno-assemblage (Dino et al, 2002) were considered as indicative of the marine context is questioned because they can be found in both freshwater and marine environments (Iannuzzi et al., 2018). Evidence of cartilaginous fishes such as xenacanthid sharks can also be adapted to freshwater (Alves, 2010; Pauliv et al., 2014; Figueroa and Gallo, 2017, Iannuzzi et al., 2018).

Therefore, a wave-dominated lacustrine depositional model bordered by coastal aeolian dune fields can be proposed for the Middle Interval. The facies succession composed by lower to upper shoreface deposits is indicative of large lake bodies, which have an extensive water surface sufficient for the winds to generate waves that systematically move sediments on the bottom, generating expressive deposits of fairweather and storms (Chakraborty and Sarkar, 2005; Ilgar and Nemeč, 2005; Keighley, 2008; Althaus et al., 2020). The higher proportion of aeolian deposits in outcrop 2 in relation to outcrop 1, as well as the thicker occurrence of lower shoreface deposits in the base of outcrop 1, indicates a context more proximal to NW (outcrop 2) and more distal to SW (outcrop 1), suggesting that the depositional area of the basin extended much further east than its current erosive limits. This depositional trend is also corroborated by the transition of sand sheets from the outcrop 1 (~24 m and ~26 m) to aeolian dunes in the outcrop 2 (Fig. 15), as well as the succession of aeolian sand sheets and aeolian dunes in outcrop 2 which are correlated to upper shoreface packages in the outcrop 1 (~16 m). Another evidence is the transition from tangential cross-stratification showed greater dispersion of the foresets dip direction (Fig. 13) indicating sinuous crestline and being classified as barchan aeolian dunes (~ 29 m of the outcrop 1) to planar cross-stratification with low

dispersion of the dip direction of the foresets suggesting an almost straight crestline (outcrop 2) being classified as transversal aeolian dunes (Fig. 15) (McKee, 1979; Karpeta, 1990; Mountney, 2006).

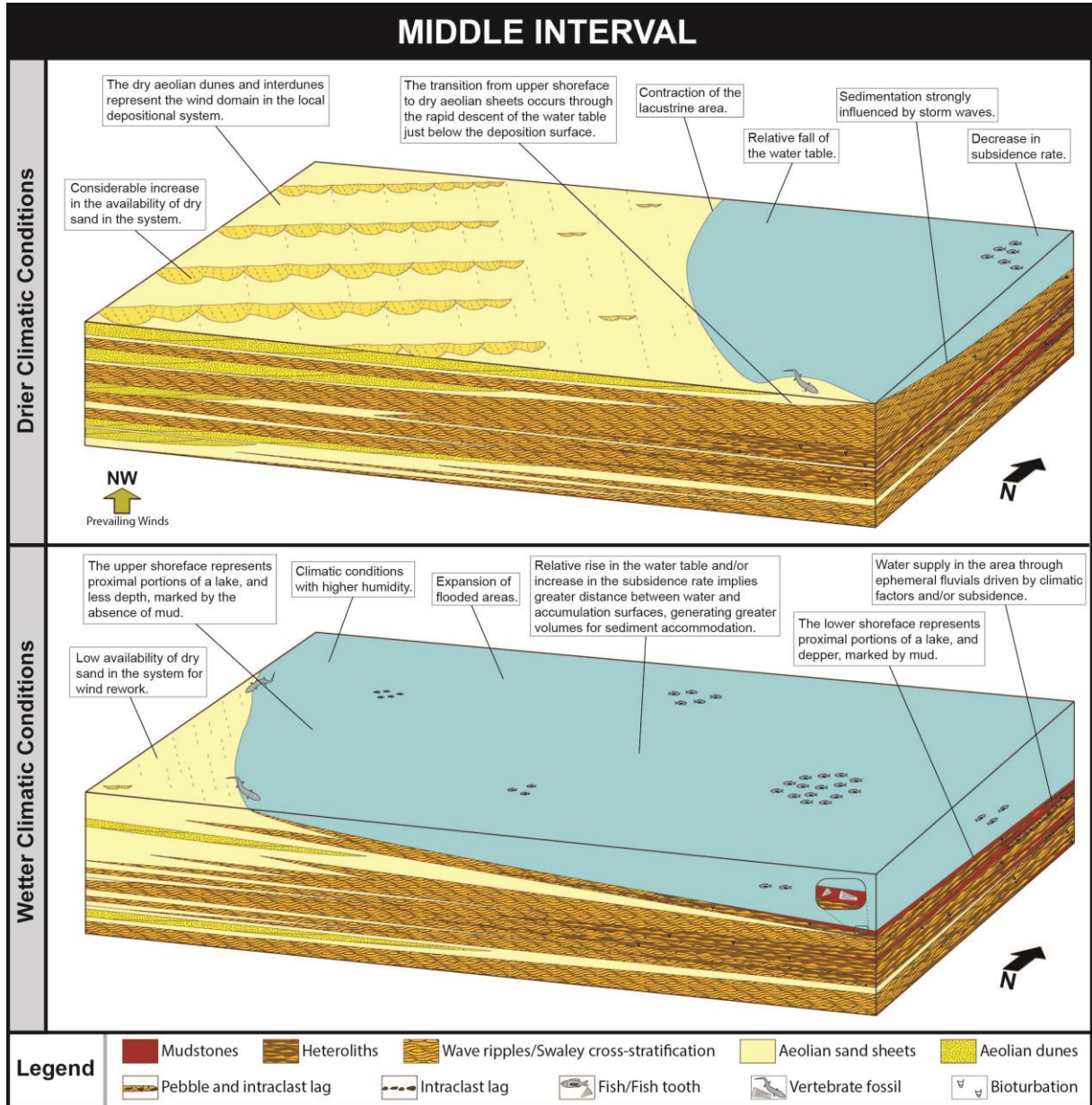


Figure 17. Depositional models and paleoenvironmental interpretation of the Middle Interval.

This morphological transition is due to barchan dune needs less sand than barchanoid ridge for its construction, followed by the decrease in size of the interdune flats (McKee, 1979, Mountney, 2006). The wide occurrence of shoreface

deposits also in the western portion of the basin (Andrade et al., 2014; Abrantes Jr., 2019) indicates a complexity of the faciological distribution, suggesting the existence of several lakes along the basin, instead of a single and continuous lake covering the entire Parnaíba Basin.

Upper Interval (Fig. 18) consists of playa lake with a large amount of fossil ferns. Andrade et al. (2014) define deposits composed of gray pelite with fragments of fossilized trunks, as being of lake/oasis origin with flood. Abrantes Jr. et al. (2019) classify similar deposits as acid saline lake. In the present study, the tree-ferns stems and leaves are found only in this scenario at the top of the section, however other works describe the presence of silicified wood composed mainly of large gymnospermic trunks and tree-ferns stems (*Psaronius* sp.) distributed by the sedimentary column (Andrade et al., 2014; Araújo et al., 2016; Da Conceição et al., 2016; Iannuzzi et al., 2018; Abrantes Jr. et al., 2019) of the Pedra de Fogo Formation.

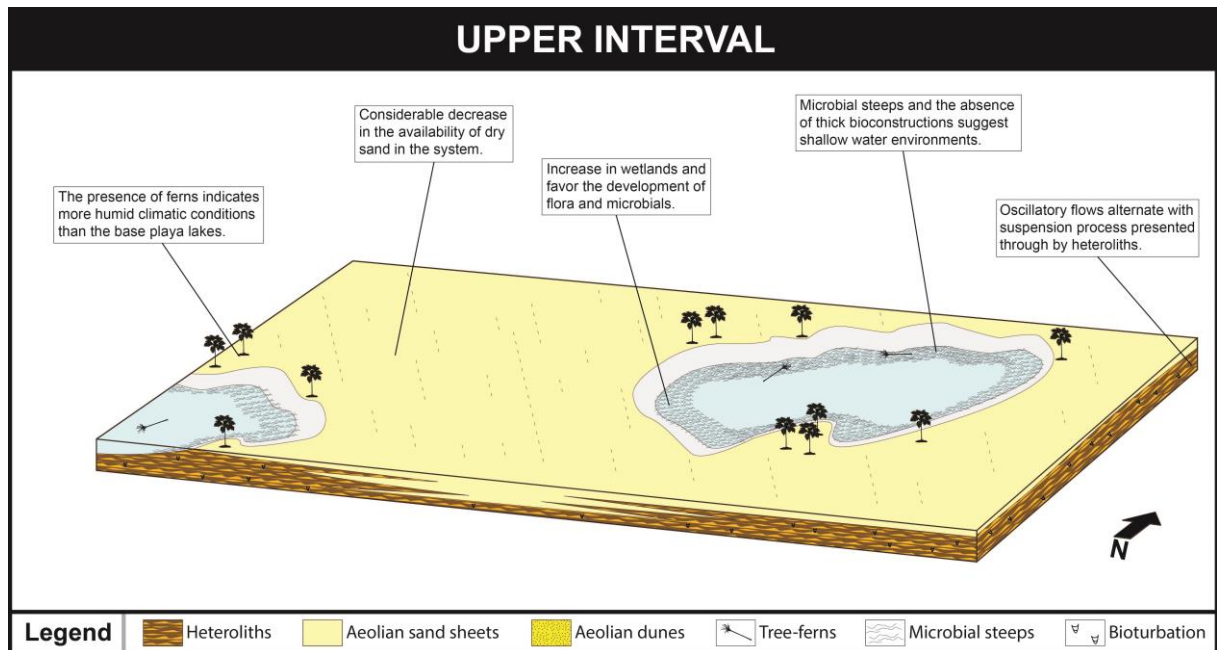


Figure 18. Depositional models and paleoenvironmental interpretation of the Upper Interval.

## 6.2. Lacustrine expansion and contraction induced by climatic oscillations

As highlighted in the previous item, the Middle Interval is characterized by expansions and contractions of the lakes expressed in shallowing upward cycles. Similar cycles have been described in other continental sedimentary basins, especially the Permian Rotliegend Group, where aeolian deposits alternate cyclically as lake deposits, defining high-frequency cycles of different hierarchical scales (George and Berry, 1993; Yang and Nio, 1993; Howell and Mountney, 1997; Sweet, 1999). The thinner cycles, with thicknesses similar to those described in the Pedra de Fogo Formation, are interpreted as having climatic origin (Howell and Mountney, 1997). Relatively wetter periods are characterized by a rise in the water table, generating an expansion of the lake, while the relatively drier periods the lake progressively evaporates and contracts, freeing up areas for drying sediments that can be carried by the winds forming aeolian sand sheets and aeolian dunes. Thus, it can be concluded that the variations of expansion and contraction of the lakes represent climatic conditions with dry and wet phases. These climatic variations between relatively wetter and more arid conditions may also be present in other portions of Pangea, in diverse depositional environments such as cyclothems of the U.S. midcontinent (West et al., 1993; Calder, 1994; Tandon and Gibling, 1994; Miller et al., 1996), Permian aeolian strata of the Pennines Basin (Clemmensen, 1991; Frederiksen et al., 1998) and Lower Permian fluvial–aeolian deposits of the Colorado Plateau (Loope, 1985; Blakey, 1990, 1996; Soreghan et al., 1997; Retallack, 2005; Mountney, 2006). Meter-scale climatic cycles of Lower Permian marine and mixed marine and terrestrial strata of Pangea have been attributed to milankovitch-type orbital variations, which periodically changed the distribution of solar radiation upon the Earth during Early Permian, affecting global surface temperatures, continental ice volume, and base level (Tabor and Poulsen, 2008).

## 6.3. Paleoclimate and Wind Regime

The low- and mid-latitudes of the Gondwana during the Cisularian are retreated as wide zone of aridity (Rees et al., 2002; Gibbs et al., 2002; Roscher et al., 2008). Arid zones favor the presence of deserts due to the dominance of dry air (Patzkowsky et al., 1991). Deserts tend to have high availability of dry sand in the

system for wind transport and the formation of aeolian dune fields (Wilson, 1971; McKee, 1979; Rubin and Hunter, 1982; Kocurek et al., 1992). The Cisularian sediments of the Pedra de Fogo outcrops presented in this study are located close to the limit between low- and mid-latitudes ( $\sim 28^\circ$  S) of Gondwana in the southern hemisphere. Therefore, paleoclimate models should be found in this region with sedimentary features suggestive of arid climate (Patzkowsky et al., 1991; Chumakov and Zharkov, 2000; Gibbs et al., 2002; Tabor and Poulsen, 2008; Rodríguez-López et al., 2014). However, sedimentological and paleontological evidence of the Pedra de Fogo Formation supports the theory of more persistent humidity moments (Cisneros et al., 2015; Iannuzzi et al., 2018; Cisneros et al., 2020). Paleontological evidence indicates that there was enough moisture to support the local flora and fauna as revealed in recent studies by Cisneros et al. (2015), Iannuzzi et al. (2018) and Cisneros et al. (2020). Iannuzzi et al. (2018) argues that in addition to arborescent pteridophytes and large gymnosperms, most fossil vertebrates would require permanent bodies of water indicating a tropical climate with very humid summers. Sedimentological data reinforce this hypothesis at least for the Middle Interval, where the implementation of large lakes occurred. But even in the intervals of playa lake (Lower and Upper Interval), the presence of subaerial exposure features is not systematic, occurring at specific levels. This indicates the existence of prolonged periods where the water table intercepted the depositional surface keeping the substrate moist. That way, even in the intervals of playa lake some ponds of water were permanent, which would provide the necessary conditions for the maintenance of flora and fauna for long periods. Rees et al. (2002) through Permian phytogeographic patterns (see Fig. 6C of these authors) suggest for the region of Parnaíba Basin a small area classified as tropical summer wet in the Sakmarian. However, this tropical summer wet area should be much larger as highlighted by Iannuzzi et al. (2018).

In this context of milder climatic conditions, the energy of the winds was high, as evidenced by the depositional model of the Middle Interval. The wide occurrence of shoreface and aeolian deposits indicates that the winds were strong enough to generate waves in the lakes, as well as transporting and depositing aeolian dunes and aeolian sand sheets in coastal regions. The presence of aeolian dune cross-bedded sets compounded predominantly by grainflows strata indicating aeolian dune crestline oriented transversally to dominant winds (Sweet and Kocurek, 1990; Sweet,

1992; Eastwood et al., 2012; Pedersen et al., 2015). Thus, transversal dunes allows linking more precisely the wind pattern, and overall configuration of the cross-strata dip directions of the aeolian dunes indicates that the prevailing wind-blown toward northwest in the region. The migration of the aeolian dunes of Pedra de Fogo Formation is compatible with the data presented by Gibbs et al. (2002). The aeolian deposits of the Pedra de Fogo Formation were positioned in a paleolatitude of 28°S during Early Permian, where the atmospheric circulation model indicates that present a wind path for NW. The reactivation surfaces and wind ripple wedges are formed by reverse or oblique winds and can be a result of seasonal variations in the winds that erode the lee face of aeolian dunes. This direction of the dominant winds to the NW, can also be identified in the deposits of playa lake in the Lower Interval. Although with a very small number ( $n = 4$ ), the wave ripple presents a NE-SW crestline orientation, compatible with winds blowing to NW.

## 7. CONCLUSIONS

The Pedra de Fogo Formation is composed in studied area by playa lake, lower shoreface, upper shoreface, aeolian sand sheets and aeolian dunes facies association. These facies associations are grouped into three distinct intervals. The Lower Interval is made up of the playa lake facies association. The Middle Interval is characterized by lower shoreface, upper shoreface, aeolian sand sheet and aeolian dunes/interdunes facies association. Finally, the Upper Interval is composed of playa lake deposits with a large amount of fossil ferns. The stratigraphic succession indicates a variation in the characteristics of the lakes, from the context of ephemeral lakes, with a positive A/S ratio, but smaller than 1 (Lower and Upper Intervals), to broad and perennial lake bodies, with an A/S ratio greater than 1 (Middle Interval), although with frequent variations from the base level. The characterization of the Middle Interval as wide lakes, corroborates paleoenvironmental scenarios based on the fossiliferous content and the faciological characteristics proposed for the Pedra de Fogo Formation in other sectors of the basin (Andrade et al., 2014; Cisneros et al., 2015; Araújo et al., 2016; Iannuzzi et al., 2018; Abrantes Jr. et al., 2019; Cisneros



et al., 2020). The depositional context presented indicates that the medium latitudes of Gondwana were not permanently arid or semi-arid in the Cisularian. Relatively wetter periods allowed the development of wide and perennial lakes that sustained the rich paleofauna and paleoflora.

## ACKNOWLEDGEMENTS

The authors thank to editor and reviewers for questions, corrections and constructive comments on the manuscript. The authors would like to acknowledge Rossano D. L. Michel for their assistance in the localization map. The authors gratefully acknowledge Domingas M. Conceição for her field assistance and paleobotanical support, as well as to Roberto Iannuzzi and Juan C. Cisneros for the debates and conversations about Pedra de Fogo Formation. This research was financially supported by CNPq and the authors are acknowledging by resources used in the work field.

## REFERENCES

Abrantes Jr., F.R., Nogueira, A.C.R., 2013. Paleoenvironmental reconstitution of Motuca and Sambaíba formations, Permian-Triassic of the Parnaíba Basin in southwest Maranhão state, Brazil. *Geol. USP, Sér. cient.*, São Paulo, v. 13, n. 3, 6-82.

Abrantes Jr., F.R., Nogueira, A.C.R., Andrade, L.S., Bandeira, J., Soares, J.L., Medeiros, R.S.P., 2019. Register of increasing continentalization and palaeoenvironmental changes in the west-central Pangaea during the Permian-Triassic, Parnaíba Basin, Northern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 93, 294-312.

Adams, K.D., Sada, D.W., 2014. Surface water hydrology and geomorphic characterization of a playa lake system: Implications for monitoring the effects of climate change. *Journal of Hydrology* 510, 92-102.

Almeida, F.F.M., Carneiro, C.D.R., 2004. Inundações marinhas fanerozóicas no Brasil e recursos minerais associados. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito-Neves, B.B., (Org.). *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, 43-58.

Althaus, C.E., Scherer, C.M.S., Kuchle, J., Reis, A.D.D., Ferronato, J.P.F., De Ros, L.F., Bardola, T.P., 2020. Wave-dominated lacustrine margin of Aptian pre-salt: Mucuri Member, Espírito Santo Basin. *Journal of South American Earth Sciences* 99, 1-14.

Alves, Y.M., 2010. Report on the Upper Permian and Lower Cretaceous fossiliferous localities vertebrates-bearing in the central-north of Tocantins State, Brazil. *Brazilian Geographical Journal: Geosciences and Humanities research medium*, Uberlândia, v. 1, n.2, 372-386.

Amiel, A.J., Friedman, G.M., 1971. Continental sabkhas in Arava Valley between Dead sea and Red sea: significance for origin of evaporites. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 55 (4), 581-592.

Andrade, L.S., Nogueira, A.C.R., Bandeira, J., 2014. Evolução de um Sistema Lacustre Árido Permiano, parte Superior da Formação Pedra de Fogo, Borda Oeste da Bacia do Parnaíba. *Geol. Usp. Série Científica* 14 (4), 39–60.

Araújo, R.N., Nogueira, A.C.R., Bandeira, J., Angélica, R.S., 2016. Shallow lacustrine system of the Permian Pedra de Fogo Formation, western Gondwana, Parnaíba Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 67, 57–70.

Benan, C.A.A., Kocurek, G., 2000. Catastrophic flooding of an aeolian dune field: Jurassic Entrada and Todilto Formations, Ghost Ranch, New Mexico, USA. *Sedimentology* 47, 1069–1080.

Blakey, R.C., 1990. Stratigraphy and geologic history of Pennsylvanian and Permian rocks, Mogollon Rim region, central Arizona and vicinity. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 102, 1189–1217.

Blakey, R.C., 1996. Permian eolian deposits, sequences, and sequence boundaries, Colorado Plateau. In: Longman, M.W., Sonnenfeld, M.D. (Eds.), *Palaeozoic Systems of the Rocky Mountain Region: Rocky Mountain Section SEPM*, 405–426.

Bohacs, K.M., Carrol, A.R., Neal, J.E., 2003. Lessons from large lake systems – Thresholds, nonlinearity, and strange attractors. In Chan, M.A., Archer, A.W., eds. *Extreme depositional environments: Mega end members in geologic time: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 370*, 75-90.

Briere, P.R., 2000. Playa, playa lake, sabkha: Proposed definitions for old terms. *Journal of Arid Environments* 45,1-7.

Bristow, C.S., Jol, H.M., Augustinus, P., Wallis, I., 2010. Slipfaceless 'whaleback' dunes in a polar desert, Victoria Valley, Antarctica: Insights from ground penetrating radar. *Geomorphology* 114, 361-372.

Bryant, R.G., Rainey, M.P., 2002. Investigation of flood inundation on playas within the Zone of Chotts, using a time-series of AVHRR. *Remote Sensing of Environment* 82, 360-375.

Calder, J.H., 1994. The impact of climate change, tectonism and hydrology on the formation of Carboniferous tropical intermontane mires: the Springhill coal field, Cumberland Basin, Nova Scotia. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 106, 323–351.

Caputo, M.V., 1984. *Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of Northern Basins of Brazil*. University of California, Santa Barbara, Tese de Doutorado, 583pp.

Caputo, M.V., Iannuzzi, R., Fonseca, V.M.M., 2005. Bacias sedimentares brasileiras: Bacia do Parnaíba. *Phoenix* 81, 1-6.

Castañeda, C., Herrero, J., Casterad, M.A., 2005. Landsat monitoring of playa-lakes in the Spanish Monegros desert. *Journal of Arid Environments* 63, 497-516.

Chakraborty, T., Sarkar, S., 2005. Evidence of lacustrine sedimentation in the upper Permian Bijori Formation, Satpura Gondwana basin: Palaeogeographic and tectonic implications. *Journal of Earth System Science* 114, 303–323.

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 Vol. 28, pp. 607–617.

Chan, M.A., Kocurek, G., 1988. Complexities in eolian and marine interactions: processes and eustatic controls on erg development. *Sedimentary Geology* 56, 283–300.

Chumakov, N.M., Zharkov, M.A., 2000. Climate during Permian-Triassic biosphere reorganizations, article 1: climate of the Early Permian. *Stratigraphy and Geological Correlation* 10, No. 6, pp. 586–602.

Cisneros, J.C., Angielczyk, K., Kammerer, C.F., Smith, R.M.H., Fröbisch, J., Marsicano, C.A., Richter, M., 2020. Captorhinid reptiles from the lower Permian Pedra de Fogo Formation, Piauí, Brazil: the earliest herbivorous tetrapods in Gondwana. *PeerJ* 8:e8719, 21p.

Cisneros, J.C., Marsicano, C., Angielczyk, K.D., Smith, R.M.H., Richter, M., Fröbisch, J., Kammerer, C.F., Sadleir, R.W., 2015. New Permian fauna from tropical Gondwana. *Nature Communications* 6(1):8676 DOI 10.1038/ncomms9676.

Clemmensen, L.B., Tirsgaard, H., 1990. Sand-drift surfaces: a neglected type of bounding surface. *Geology* 18, 1142–1145.

Clemmensen, L.B., 1991. Eolian sequence and erg dynamics: the Permian Corre Sandstone, Scotland. *J. Sed. Pet.* 61, 768–774.

Clifton, H.E., 2006. A reexamination of facies models for clastic shorelines, in: Posamentier, H.W., Walker, R.G. (Eds.), *Facies Models Revisited*. SEPM (Society for Sedimentary Geology), 293-337.

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

Crabaugh, M., Kocurek, G., 1998. Continental sequence stratigraphy of a wet aeolian system. In: *Relative Role of Eustasy, Climate and Tectonism in Continental Rocks* (Eds K. Stanley and P. McCabe), SEPM Spec. Publ. 59, 213–228.

Da Conceição, D.M., De Lencastre, L.S., Cisneros, J.C., Iannuzzi, R., Pereira, A.A., Machado, F.C., 2016. New petrified forest in Maranhão, Permian (Cisuralian) of the Parnaíba Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 70, 308–323.

Daly, M.C., Andrade, V., Barousse, C.A., Costa, R., McDowell, K., Piggott, N., Poole, A.J., 2014. Brasiliano crustal structure and the tectonic setting of the Parnaíba basin of NE Brazil: results of a deep seismic reflection profile. *Tectonics* 33(11), 2102–2120.

Dam, G., Surlyk, E., 1993. Cyclic sedimentation in a large wave and storm-dominated anoxic lake; Kap Stewart Formation (Rhaetian-Sinemurian), Jameson Land, East Greenland. In: H.W. Posamentier, C.P. Summerhayes, B.U. Haq and G.P. Allen (Editors), *Sequence Stratigraphy and Facies Associations*. Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ. 18, 419-438.

De Raaf, J.F.M., Boersma, J.R., Van Gelder, S., 1977. Wave-generated structures and sequences from a shallow marine succession, Lower Carboniferous, County Cork, Ireland. *Sedimentology* 24(4), 451-483.

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., Antonioli, L., Braz, S.M.N., 2002. Palynological data from the Trisidela member of upper Pedra de Fogo Formation (“Upper Permian”) of the Parnaíba basin, northeastern Brazil. *Revista brasileira de Paleontologia* 3, 24–35.

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.

Dott Jr, R.H., Bourgeois, J., 1982. Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences. *Geological Society of America Bulletin* 93(8), 663-680.

- Dumas, S., Arnott, R.W.C., 2006. Origin of hummocky and swaley cross-stratification – The controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate. *Geology* 34(12), 1073-1076.
- Eastwood, E.N., Kocurek, G., Mohrig, D., Swanson, T., 2012. Methodology for reconstructing wind direction, wind speed and duration of wind events from aeolian cross-strata. *Journal of Geophysical Research* 117, F03035.
- Faria Jr., L.E.C., 1979. Estudo sedimentológico da Formação Pedra de Fogo – Permiano – Bacia do Maranhão. Dissertação (Mestrado). Belém: Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológica – UFPA.
- Faria Jr., L.E.C., Truckenbrodt, W., 1980a. Estratigrafia e petrografia da Formação Pedra de Fogo - Permiano da Bacia do Maranhão. *Anais do Congresso Brasileiro de Geologia* 31, 740-754.
- Faria Jr., L.E.C., Truckenbrodt, W., 1980b. Estromatolitos na Formação Pedra de Fogo, Permiano, Bacia do Maranhão. *Anais do Congresso Brasileiro de Geologia* 31, 3056-3067.
- Ferronato, J.P., Scherer, C.M.D.S., Souza, E.G., Domingos dos Reis, A., de Mello, R.G., 2019. Genetic units and facies architecture of a Lower Cretaceous fluvial-aeolian succession, São Sebastião Formation, Jatobá Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 89, 158-172.
- Figueroa, R.T., Gallo, V., 2017. New chondrichthyan fin spines from the Pedra de Fogo Formation, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 76, 389-396
- Frederiksen, K.S., Clemmensen, L.B., Lawaetz, H.S., 1998. Sequential architecture and cyclicity in Permian desert deposits, Brodick Beds, Aran, Scotland. *J. Geol. Soc.* 155, 677–683.
- Fryberger, S.G., Ahlbrandt, T.S., Andrews, S., 1979. Origin, sedimentary features, and significance of low-angle eolian "sand sheet" deposits, Great Sand Dunes National Monument and vicinity, Colorado. *Journal of Sedimentary Research* 49(3), 733-746.
- Fryberger, S.G., Schenk, C., 1981. Wind sedimentation tunnel experiments on the origins of aeolian strata. *Sedimentology* 28(6), 805-821.

- George, G.T., Berry, J.K., 1993. A new lithostratigraphic and depositional model for the Upper Rotliegend of the UK southern North Sea. In: North, C.P., Prosser, J.D. (Eds.), *Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs*. Geol. Soc. London, Spec. Publ.,
- Gibbs, M.T., Rees, P.M., Kutzbach, J.E., Ziegler, A.M., Behling, P.J., Rowley, D.B., 2002. Simulations of Permian climate and comparisons with climate-sensitive sediments. *The Journal of Geology* 110, 33–55.
- Góes, A.M.O., Feijó, F.J., 1994. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobras* 8, Rio de Janeiro, 57-68.
- Góes, A.M.O., Feijó, F.J., 1995. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 8 (1), 57-67.
- Golonka, J., Ford, D., 2000. Pangean (Late Carboniferous–Middle Jurassic) paleoenvironment and lithofacies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 161, 1–34.
- Grotzinger, J. P., 1989. Facies and evolution of Precambrian carbonate depositional system: emergence of the modern platform archetype. In: *Controls on Carbonate Platform and Basin Development*, SEPM Spec. Publ. 44 (Crevello, P.D., Wilson, J.L., Sarg, J.F., Read, J.F. eds.), Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, 79-106.
- Grotzinger, J. P., Knoll, A. H., 1999. Stromatolites in Precambrian carbonates: evolutionary mileposts or environmental dipsticks?. *Annual review of earth and planetary sciences* 27(1), 313-358.
- Horowitz, D.H., 1982. Geometry and origin of large-scale deformation structures in some ancient wind-blown sand deposits. *Sedimentology* 29, 155–180.
- Howell, J.A. and Mountney, N.P., 1997. Climatic cyclicity and accommodation space in arid to semi-arid depositional systems: an example from the Rotliegend Group of the Southern North Sea. In: *Petroleum Geology of the Southern North Sea: Future Potential* (Eds K. Ziegler, P. Turner and S.R. Daines), Geol. Soc. London Spec. Publ. 123, 63–86.

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

Hunter, R.E., Rubin, D.M., 1983. Interpreting cyclic crossbedding, with an example from the Navajo Sandstone. In: Brookfield, M.E., Ahlbrandt, T.S. (Eds.). *Eolian Sediments and Processes, Developments in Sedimentology*, 38, Elsevier, Amsterdam (1983), pp. 429-454.

Iannuzzi, R., Neregato, R., Cisneros, J.C., Angielczyk, K.D., Rößler, R., Rohn, R., Marsicano, C., Fröbisch, J., Fairchild, T., Smith, R.M.H., Kurzawe, F., Richter, M., Langer, M.C., Tavares, T.M.V., Kammerer, C.F., Conceição, D.M., Pardo, J.D., Roesler, G.A., 2018. Re-evaluation of the Permian macrofossils from the Parnaíba Basin: biostratigraphic, palaeoenvironmental and palaeogeographical implications. *Geological Society, London, Special Publications* 472(1), 223–249.

Ilgar, A., Nemec, W., 2005. Early miocene lacustrine deposits and sequence stratigraphy of the Ermenek basin, Central Taurides, Turkey. *Sediment. Geol.* 173, 233–275.

Jones, F.H., Scherer, C.M.S., Kuchle, J., 2016. Facies architecture and stratigraphic evolution of aeolian dune and interdune deposits, Permian Caldeirão Member (Santa Brígida Formation), Brazil. *Sedimentary Geology* 337, 133-150.

Jordan, O.D., Mountney, N.P., 2010. Styles of interaction between aeolian, fluvial and shallow marine environments in the Pennsylvanian to Permian lower Cutler beds, southeast Utah, USA. *Sedimentology* 57, 1357–1385.

Jordan, O.D., Mountney, N.P., 2012. Sequence stratigraphic evolution and cyclicity of an ancient coastal desert system: the Pennsylvanian-Permian Lower Cutler Beds, Paradox Basin, Utah, U.S.A. *J. Sed. Res.* 82, 755–780.

Kah, L.C., Bartley, J.K., Frank, T.D., Lyons, T.W., 2006. Reconstructing sea-level change from the internal architecture of stromatolite reefs: an example from the Mesoproterozoic Sulky Formation, Dismal Lakes Group, arctic Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* 43(6), 653-669.



- Karpeta, W.P., 1990. The morphology of Permian palaeodunes – a reinterpretation of the Bridgnorth Sandstone around Bridgnorth, England, in the light of modern dune studies. *Sedimentary Geology* 69, 59-75.
- Keighley, D., 2008. A lacustrine shoreface succession in the Albert Formation, Moncton. *Bull. Can. Petrol. Geol.* 56 (4), 235–258.
- Kendall, A.C., 1992. Evaporites. In: Walker, R.G., James, N.P. (Eds.), *Facies Models: Response to Sea Level Change*. Geol. Ass. Canada, 375-409.
- Kendall, C.G.S.T.C., Warren, J., 1987. A review of the origin and setting of tepees and their associated fabrics. *Sedimentology* 34(6), 1007–1027.
- 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*. Blackwell Science, Oxford, pp. 125–153.
- Kocurek, G., Havholm, K.G., 1993. Eolian sequence stratigraphy-a conceptual framework. In: *Siliciclastic Sequence Stratigraphy* (Eds P. Weimer and H. Posamentier), AAPG Mem. 58, 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 Vol. 3, pp. 25–43.
- Kocurek, G., Lancaster, N., 1999. Aeolian system sediment state: theory and Mojave Desert Kelso dune field example. *Sedimentology* 46(3), 505-515.
- Kocurek, G., Nielson, J., 1986. Conditions favourable for the formation of warm-climate aeolian sand sheets. *Sedimentology* 33(6), 795-816.

- 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 of Sedimentary Petrology* 62, 622–635.
- Lancaster, N., 2013. Sand Seas and Dune fields. In: *Treatise on Geomorphology* (Ed. J.F. Shroder), pp. 219–245. Academic Press, San Diego.
- Lavigne, F.L., Suwa, H., 2004. Contrasts between debris flows, hyperconcentrated flows and stream flows at a channel of Mount Semeru, East Java, Indonesia. *Geomorphology* 61, 41–58.
- Lawson, D.E., 1982. Mobilization, movement and deposition of active subaerial flows. *J. Geol.* 90, 279–300.
- Lima, E.A.M., Leite, J.F., 1978. Projeto estudo global dos recursos Minerais da Bacia Sedimentar do Parnaíba. Integração geológico-metalogenética. DNPM-CPRM Etapa III Recife Relatório Final 16, 212.
- Loope, D.B., 1985. Episodic deposition and preservation of eolian sands: a late Palaeozoic example from southeastern Utah. *Geology* 13, 73–76.
- Loope, D.B., Rowe, C.M., Joeckel, R.M., 2001. Annual monsoon rains recorded by Jurassic dunes. *Nature* 412, 64–66.
- Martinsen, O., Ryseth, A., Hansen, W.H., Fleshe, H., Torkildsen, G., Idil, S., 1999. Stratigraphic base level and fluvial architecture: Ercson Sandstonw (campanian), Rock Springs Uplift, SW Wyoming, USA. *Sedimentology* 46, 235-259.
- McKee, E.D., 1979. A study of global sand seas. U. S. Geological Survey Professional Paper no. 1052, U. S. Geological Survey, Reston, Virginia.
- 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.
- Melo, J.H.G., Loboziak, S., Streel, M., 1998. Latest Devonian to early Late Carboniferous biostratigraphy of northern Brazil: an update. *Bull. Centres Rech. Elf Exploration Prod.* 22, 13-33.

- Mesner, J.G., Wooldridge, L.C., 1964. Estratigrafia das bacias paleozóicas e cretáceas do Maranhão. Bol. Tec. Petrobras 7 (2), 137–164.
- Miall, A.D., 1996. The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology. New York, Springer-Verlag, 582 p.
- Miller, K.B., McCahon, T.J., West, R.R., 1996. Lower Permian (Wolfcampian) palaeosolbearing cycles of the U.S. Midcontinent: evidence of climatic cyclicity. J. Sediment. Res. 66, 71–84.
- Mountney, N.P., 2006. 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., Howell, J., 2000. Aeolian architecture, bedform climbing and preservation space in the Cretaceous Etjo Formation, NW Namibia. Sedimentology 47, 825-849.
- Mountney, N.P., Russell, A.J., 2004. Sedimentology of cold-climate aeolian sand sheet deposits in the Askja region of northeast Iceland. Sedimentary Geology 166, 223-244.
- Mountney, N.P., Russell, A.J., 2009. Aeolian dune-field development in a water-table controlled system: Skideararsándur, Southern Iceland. Sedimentology 56, 2107–2131.
- Mountney, N.P., Thompson, D.B., 2002. Stratigraphic evolution and preservation of aeolian dune and damp/wet interdune strata: an example from Triassic Helsby Sandstone Formation, Cheshire Basin, UK. Sedimentology 49, 805–834.
- Müller, H., 1962. Report on palinological results of samples examined from wells in Maranhão. Relatório Interno, Petrobrás (DEPEX/SIEX 108), Salvador, 44p.
- Nielson, J., Kocurek, G., 1986. Climbing Zibars of the Algodones. Sedimentary Geology 48, 1-15.
- Orton, G.J., H.G. Reading, 1993. Variability of deltaic process in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. Sedimentology, 475-512.

Patzkowsky, M.E., Smith, L.H., Markwick, P.J., Engberts, C.J., Gyllenhaal, E.D., 1991. Application of the Fujita-Ziegler paleoclimate model: Early Permian and Late Cretaceous examples. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 86, 67-85.

Pauliv, V.E., Dias, E.V., Sedor, F.A., Ribeiro, A.N., 2014. A new Xenacanthiformes shark (Chondrichthyes, Elasmobranchii) from the Late Paleozoic Rio do Rasto Formation (Paraná Basin), Southern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 86 (1), Rio de Janeiro, ISSN 0001-3765. <https://doi.org/10.1590/0001-37652014107612>.

Pedersen, A., Kocurek, G., Mohrig, D., Smith, V., 2015. Dune deformation in a multi-directional wind regime: White Sands Dune Field, New Mexico. *Earth Surface Processes and Landforms* 40, 925-941.

Pinto, C.P., Sad, J.H.G., 1986. Revisão da estratigrafia da Formação Pedra de Fogo, borda sudoeste da Bacia do Parnaíba. *Anais do 31º Congresso Brasileiro de Geologia*, v.1, 346-356.

Price, L.I., 1948. Um anfíbio labirintodonte da Formação Pedra de Fogo, Estado do Maranhão [A labyrinthamphibian of the Pedra de Fogo Formation, State of Maranhão]. *Boletim do Departamento Nacional de Produção Mineral* 124, 7-33.

Rees, P.M., Ziegler, A.M., Gibbs, M.T., Kutzbach, J.E., Behling, P.J., Rowley, D.B., 2002. Permian phytogeographic patterns and climate data/model comparisons. *The Journal of Geology* 110, 1-31.

Retallack, G.J., 1988. Field recognition of paleosols. *Geological Society of America Special Paper* 216, 1-20.

Retallack, G.J., 1994. The environmental factor approach to the interpretation of paleosols. *Factors of soil formation: A fiftieth anniversary retrospective* 33, 31-64.

Retallack, G.J., 2005. Permian greenhouse crises. In: Lucas, S.G., Ziegler, K.E. (Eds.), *The Nonmarine Permian*, New Mex. Mus. Nat. His. Sic. Bull. , pp. 30-256-269

Rodríguez-López, J.P., Clemmensen, L.B., Lancaster, N., Mountney, N.P., Veiga, G.D., 2014. Archean to Recent aeolian sand systems and their sedimentary record: Current understanding and future prospects. *Sedimentology* 61, 1487–1534.

Rodríguez-López, J.P., Meléndez, N., de Boer, P.L., Soria, A.R., 2010. The action of wind and water in a mid-Cretaceous subtropical erg-margin system close to the Variscan Iberian Massif, Spain. *Sedimentology* 57, 1315–1356.

Rodríguez-López, J.P., Meléndez, N., de Boer, P.L., Soria, A.R., 2012. Controls on marine-erg margin cycle variability: aeolian-marine interaction in the Mid-Cretaceous Iberian Desert System, Spain. *Sedimentology* 59, 466–501.

Roscher, M., Berner, U., Schneider, J.W., 2008. A tool for the assessment of the paleo-distribution of source and reservoir rocks. *Oil Gas European Magazine* 3, 131-137.

Rosen, M.R., 1994. The importance of groundwater in playas: a review of playa classification and the sedimentology and hydrology of playas. In: Rosen, M.R. (Ed.), *Paleoclimate and Basin Evolution of Playa Systems*. Geological Society of America Special Paper 289: Boulder, CO, 1–18.

Rubin, D.M., Hunter, R.E., 1982. Bedform climbing in theory and nature. *Sedimentology* 29, 121–138.

Rubin, D.M., Hunter, R.E., 1987. Bedform alignment in directionally varying flows. *Science* 237, 276–278.

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., 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., Lavina, E.L.C., Dias Filho, D.C., Oliveira, F.M., Bongiolo, D.E., Aguiar, E.S., 2007. Stratigraphy and facies architecture of the fluvial–aeolian–lacustrine Sergi Formation (Upper Jurassic), Recôncavo Basin, Brazil. *Sedimentary Geology* 194, 169-193.

Scuderi, L.A., Laudadio, C.K., Fawcett, P.J., 2010. Monitoring playa lake inundation in the western United States: modern analogues to late-Holocene lake level change. *Quaternary Research* 73, 48-58.

Shanmugam, G., 2018. The hyperpycnite problem. *Journal of Palaeogeography* 7, 6-42.

Simplicio, F., Basilici, G., 2015. Unusual thick eolian sand sheet sedimentary succession: Paleoproterozoic Bandeirinha Formation, Minas Gerais. *Brazilian Journal of Geology* 45 (Suppl 1), 3-1.

Soreghan, G.S., Elmore, R.D., Katz, B., Cogoini, M., Banerjee, S., 1997. Pedogenically enhanced magnetic susceptibility variations preserved in Paleozoic loessite. *Geology* 25, 1003–1006.

Sweet, M.L., 1992. Lee-face airflow, surface processes, and stratification types: Their significance for refining the use of eolian cross-strata as paleocurrent indicators. *Geological Society of America Bulletin* 104, 1528-1538.

Sweet, M.L., 1999. Interaction between aeolian, fluvial and playa environments in the Permian Upper Rotliegend Group, UK southern North Sea. *Sedimentology* 46, 171–187.

Sweet, M.L., Kocurek, G., 1990. An empirical model of aeolian dune lee-face airflow. *Sedimentology* 37, 1023-1038.

Tabor, N.J., Poulsen, C.J., 2008. Palaeoclimate across the Late Pennsylvanian–Early Permian tropical palaeolatitudes: A review of climate indicators, their distribution, and relation to palaeophysiographic climate factors. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 268, 293–310.

Tandon, S.K., Gibling, M.R., 1994. Calcrete and coal in Late Carboniferous cyclothems of Nova Scotia, Canada; climate and sea-level changes linked. *Geology* 22, 755–758.

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.

- Vaz, P.T., Rezende, N.G.A.M., Filho, J.R.W., Travassos, W.A.S., 2007. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobras*. Rio de Janeiro, Brazil 15 (2), 253–263.
- Vieira, L.V., Scherer, C.M.S., 2017. Facies architecture and high resolution sequence stratigraphy of an aeolian, fluvial and shallow marine system in the Pennsylvanian Piauí Formation, Parnaíba Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 76, 238-256.
- Walker, R.G., Plint, A.G., 1992. Wave- and storm-dominated shallow marine systems. In: Walker, R.G., James, N.P. (Eds.), *Facies Models: Response to Sea Level Change: Geological Association of Canada, GeoText*, vol. 1, 219–238.
- Wang, Z., Tianyuan, C., Liu, S., Lai, Z., 2016. Aeolian origin of interdune lakes in the Badain Jaran Desert, China. *Arabian Journal of Geosciences* 9:190, 4p.
- West, R.R., Archer, A.W., Miller, K.B., 1993. Role of climate in stratigraphic patterns exhibited by late Palaeozoic rocks exposed in Kansas. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 128, 1–16.
- Wills, S., 2002. Pangea Weather Report. *Science* 297, pp. 1095.
- Wilson, I.G., 1971. Desert sandflow basins and a model for the development of ergs. *The Geographical Journal* 137, 180–189.
- Wright, D. T., 1999. The role of sulphate-reducing bacteria and cyanobacteria in dolomite formation in distal ephemeral lakes of the Coorong region, South Australia. *Sedimentary Geology* 126(1-4), 147-157.
- Yang, C.S. and Nio, S.D. (1993) Application of high-resolution sequence stratigraphy to the Upper Rotliegend in the Netherlands offshore. In: *Siciliclastic Sequence Stratigraphy* (Eds P. Weimer and H.W. Possamentier), AAPG Mem., 58, 285–316.
- Zavala, C., Arcuri, M., Valiente, L.B., 2012. The importance of plant remains as diagnostic criteria for the recognition of ancient hyperpycnites. *Revue de Paléobiologie, Genève*, vol. spéc. 11, 457-469.

### 8.3. ARTIGO 3: DEPOSITIONAL ENVIRONMENTS AND WIND REGIME PATTERN IN MID-LATITUDES OF WESTERN GONDWANA DURING EARLY PERMIAN.

28/08/2020

(156) Chasque Webmail :: Caixa de entrada

## Confirming submission to Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology



De [Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology](#) em 2020-08-28 17:38  
[Detalhes](#)

\*This is an automated message.\*

Depositional environments and wind regime pattern in mid-latitudes of western Gondwana during Early Permian

Dear Mr. Jones,

We have received the above referenced manuscript you submitted to Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.

To track the status of your manuscript, please log in as an author at <https://www.editorialmanager.com/palaeo/>, and navigate to the "Submissions Being Processed" folder.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,  
 Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology

More information and support

You will find information relevant for you as an author on Elsevier's Author Hub: <https://www.elsevier.com/authors>

FAQ: How can I reset a forgotten password?

[https://service.elsevier.com/app/answers/detail/a\\_id/28452/supporthub/publishing/](https://service.elsevier.com/app/answers/detail/a_id/28452/supporthub/publishing/)

For further assistance, please visit our customer service

site: <https://service.elsevier.com/app/home/supporthub/publishing/>

Here you can search for solutions on a range of topics, find answers to frequently asked questions, and learn more about Editorial Manager via interactive tutorials. You can also talk 24/7 to our customer support team by phone and 24/7 by live chat and email

In compliance with data protection regulations, you may request that we remove your personal registration details at any time. (Use the following URL: <https://www.editorialmanager.com/palaeo/login.asp?a=r>). Please contact the publication office if you have any questions.



Depositional environments and wind regime pattern in mid-latitudes of western Gondwana during Early Permian

Fábio Herbert Jones\*

Claiton Marlon dos Santos Scherer

Carrel Kifumbi

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

Paleoclimatic models classify the middle latitudes of the western Gondwana as desert climate during Early Permian. However, some recent stratigraphic and paleontological studies have presented data that contradict this climatic picture indicating higher humidity conditions than expected by mathematical models. This study aims to fill the lack of correlations between Paleozoic basins during the Early Permian in central Gondwana. The sedimentary records used in this study are located in the northeastern region of Brazil, and comprise part of a series of intracratonic basins as the Pedra de Fogo Formation of Parnaíba Basin, Santa Brígida Formation of Tucano Norte Sub-basin, and Aracaré Formation of Sergipe-Alagoas Basin. The aims are to reconstruct the palaeoenvironments and discuss the wind pattern as well as the factors that influenced environmental differences between the different studied areas and wind regime to western Gondwana. Through the analysis of the balance between accommodation space and sediment supply, it was possible to notice that the availability of dry sand in the system increases towards the inside of the continent in the central band of Gondwana, decreasing the influence of water table on sedimentary accumulation. Relatively drier and wetter climatic condition in subtropical paleolatitudes close to 30°S are reflected by sedimentary cycles and can be express through expansion and contraction of lake and aeolian sediments (Pedra de Fogo Formation) or through alternating between dry and wet aeolian system (Caldeirão Member). The wind regime inferred by dip direction of the cross-strata of aeolian dunes in the different stratigraphic units studied is consistent with the atmospheric circulation model proposed to Early Permian, which indicates the predominance of westerlies winds at latitudes greater than 30°S and trade winds at latitudes less than 30°S.

Keywords: wind regime, aeolian dune system, Early Permian, paleoclimate, Gondwana.

## 1. INTRODUCTION

The positioning of extensive land masses of the supercontinent Pangea in mid-latitudes during Paleozoic and Triassic ages favored the development of extensive ergs (Parrish et al., 1986; Zharkov and Chumakov, 2001; Eastwood, 2008). Ancient aeolian systems have been reported in mid-latitudes of the Pangea during the Permian (Rodríguez-López et al., 2014). The vast majority of these studies are based on aeolian deposits of the northern hemisphere (e.g. Europe and USA), such as Yellow Sands (Clemmensen, 1989; Chrintz and Clemmensen, 1993), the Leman Sandstone Formation (Sweet, 1999), the Schnebly Sandstone Formation (Blakey and Middleton, 1983; Blakey, 1990), the Lyons Sandstone Formation (McKee, 1979), White Rim Sandstone (Chan, 1989; Tewes and Loope, 1992), the Cedar Mesa Sandstone (Langford and Chan, 1988, 1989; Mountney and Jagger, 2004; Mountney, 2006a; Langford et al., 2008). Southern hemisphere regions have few studies of aeolian systems such as Pirambóia Formation (Dias and Scherer, 2008), Buena Vista Formation (Goso et al., 2001), De la Cuesta Formation (Spalletti et al., 2010), Andapaico Formation (Correa et al., 2012) and they still lack integrative models relating climate models to the Permian.

Only few studies documented Permian aeolian ergs close to low and medium of the Gondwana (NE Brazil), like Pedra de Fogo Formation (Andrade et al., 2014; Abrantes Jr. et al., 2019), Santa Brígida Formation (Jones et al., 2016) and Aracaré Formation (Silva, 2020). The present paper aims to reconstruct palaeoenvironments and palaeowind patterns in Midwestern Gondwana during the Early Permian. The present work includes a compilation, interpretation and integration of faciological data and cross-strata dip directions measured in aeolian strata of the Pedra de Fogo, Santa Brígida and Aracaré Formations accumulated in mid-latitudes of Gondwana.

## 2. GEOLOGICAL SETTING

The Pedra de Fogo Formation of Parnaíba Basin, Santa Brígida Formation of Tucano Norte Sub-basin, and Aracaré Formation of Sergipe-Alagoas Basin are part of a series of intracratonic basins (Brito Neves, 2002; Silva et al., 2003) located in the northeastern region of Brazil (Fig. 1).

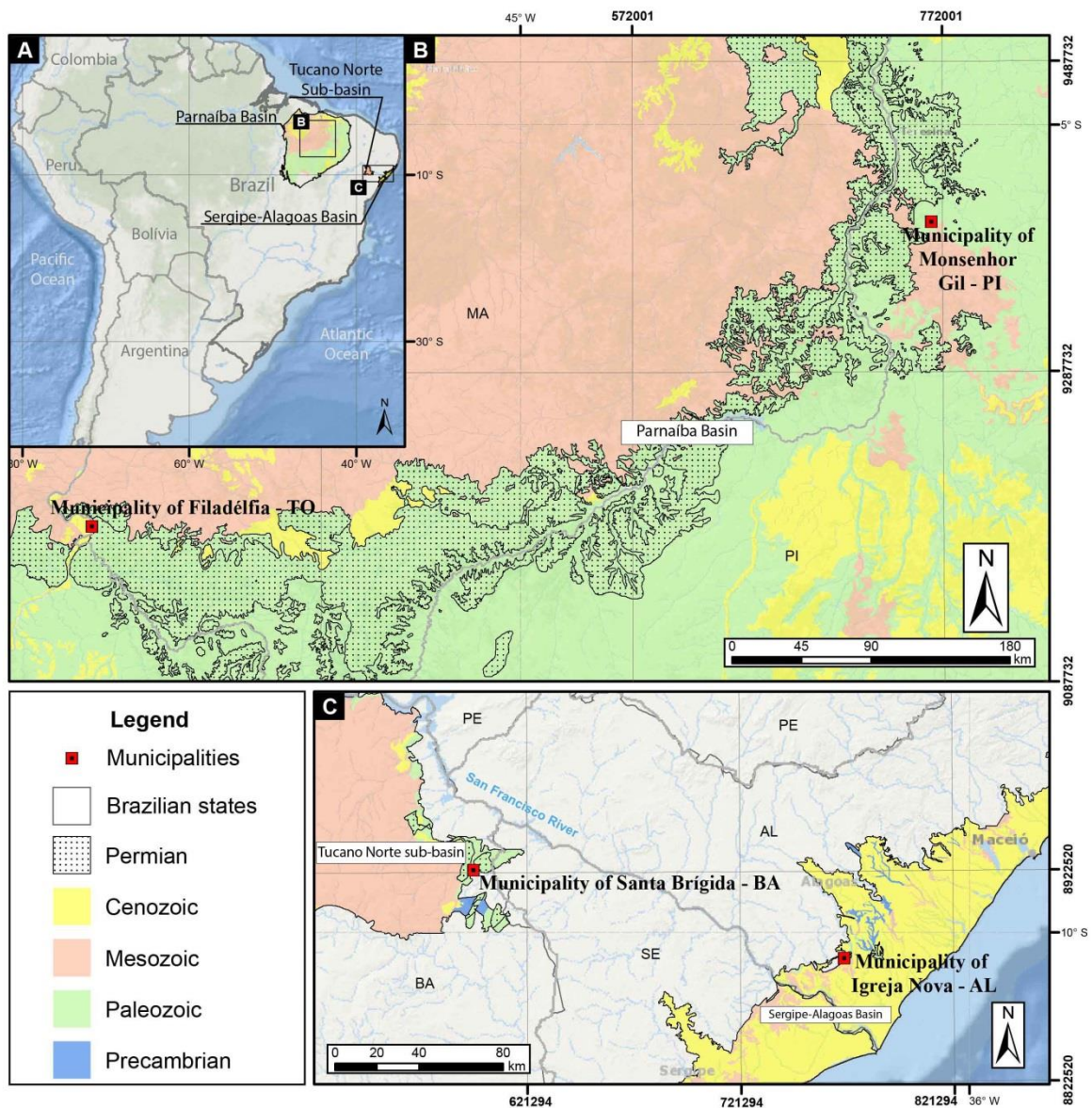


Figure 1. (A) South America map exhibits the location of the Sergipe-Alagoas Basin, Tucano Norte Sub-basin and Parnaíba Province in Northeastern of Brazil. (B) Detail of Parnaíba Basin showed the local geology and the location of the municipalities of Filadélfia in Tocantins State and Monsenhor Gil in Piauí State. (C) Detail of Sergipe-Alagoas Basin and Tucano Norte Sub-basin exhibiting the location of the municipalities of Santa Brígida in Bahia State and Igreja Nova in Alagoas State.

## 2.1. Pedra de Fogo Formation (Parnaíba Basin)

The Pedra Fogo Formation overlies the Carboniferous Piauí Formation and is overlaid by the Permian Motuca Formation (Tab.1) (Góes and Feijó, 1995). The Pedra de Fogo Formation is characterized by intercalations of carbonate, siltstones and fine-grained sandstones initially interpreted as the register of a epicontinental marine environment (Faria Jr., 1979; Faria Jr. and Truckenbrodt, 1980), and later were extended to shallow to coastal marine environments influenced by storms, laterally associated with sabkhas and the aeolian environment (Góes and Feijó, 1994; Vaz et al., 2007). However, recent studies have documented deposits indicative of shallow and large perennial to ephemeral lake dominated by waves, laterally associated with ephemeral fluvial and coastal aeolian dunes fields (Andrade et al., 2014; Cisneros et al., 2015; Araújo et al., 2016; Abrantes Jr. et al., 2019; Cisneros et al., 2020). Paleoflora and paleofauna assembly reinforce this idea, mainly because of the presence of continental tetraphods as well as tree-ferns (*Psaronius* sp) and large gymnosperm wood and absence of exclusive marine fossils (Cisneros et al. 2015; Da Conceição et al., 2016; Iannuzzi et al., 2018; Cisneros et al, 2020). Initially, the Pedra de Fogo Formation was interpreted as formed under warm, arid or semi-arid climate conditions (Dino et al., 2002; Andrade et al., 2014; Araújo et al., 2016). Nevertheless, new studies based on fossil assemblages analysis suggest the existence of relatively wetter periods (Iannuzzi et al., 2018; Cisneros et al., 2020). Pedra de Fogo Formation age is Cisularian based on the presence of labyrinthodont amphibian (Price, 1948), palynological studies (Müller, 1962; Mesner and Woldridge, 1964), and terrestrial paleovertebrates (Cisneros et al., 2015; Cisneros et al, 2020).

## 2.2. Santa Brígida Formation (Tucano Norte Sub-basin)

The Santa Brígida Formation overlies the Curituba Formation and is preceded by the Aliança Formation, and is composed by Caldeirão and Ingá members (Tab.1). The main outcrop of Caldeirão Member is located in the municipality of Santa Brígida (State of Bahia). Caldeirão Member is composed by reddish sandstones exhibit large-scale trough cross-stratified sets deposited by aeolian crescent simple dune and interdune deposits (Costa et al., 2007; Jones et al., 2016). The interdune

deposits occur interbedded with sets of aeolian dune cross-stratification, and exhibit features indicative of both dry and damp origin, as well as stream flows confined to the interdune corridors with paleocurrents perpendicular to the dune migration. Jones et al. (2016) separated the sandstones into four stratigraphic intervals that alternate between wet and dry aeolian systems due to climatic oscillations induced probably by orbital cycles, which influenced the rate of water table rise and/or dry sand availability. The Ingá Member was interpreted as an epicontinental sea arm with west-east orientation that flooded the desert system of the Caldeirão Member during marine transgression (Ghignone, 1963). However, recent studies of palinoflora based on the abundance of pollen with Taenid forms (mainly of the genera *Lueckisporites*) and the lack of evidence of marine paleomicroplankton suggests a predominantly continental environment under the influence of hot and dry climate (Dino et al., 2018). In this way it is possible to correlate the deposits of the Ingá Member with the deposits of the Pedra de Fogo Formation which suggest a shallow and large lakes environment (Andrade et al., 2014; Cisneros et al., 2015; Araujo et al., 2016; Iannuzzi et al., 2018; Abrantes Jr. et al., 2019; Cisneros et al., 2020). Sporomorphs studies of the genera *Striatites* and *Lueckisporites* and radiometric dating of the palinozone within the Ingá Member position the Santa Brígida Formation in the Early Permian (Ghignone, 1979; Dino et al., 2018).

### 2.3. Aracaré Formation

The Aracaré Formation (Igreja Nova Group) is located in the Sergipe-Alagoas Basin and overlies the Batinga Formation and is preceded by the Candeeiro Formation (Tab.1), bounded at top and bottom by unconformities (Brito Neves, 1983; Feijó, 1994). The Aracaré Formation is composed of heterogeneous lithology, such as sandstones with large cross-stratification associated with oolitic-oncolitic calcarenites, algal mats and silicified stromatolites (Souza-Lima et al., 2002), as well as black, shiny and brittle shales and silex (Schaller, 1969). Firstly, the facies of the Aracaré Formation was interpreted as continental to coastal marine environments (Schaller, 1969; Feijó, 1994; Campos Neto et al., 2007) and the sedimentary succession was classified as transgressive-regressive cycle (T-R) (Campos Neto et al., 2007). Other interpretation considered the sediments as being a beach bordered by a large lake due to the presence of *Botryococcus braunii* algae which is related to

fresh water in a hot and dry climate (Souza-Lima et al., 2002). Recently, Silva (2020) interpreted the Aracaré Formation as a coastal aeolian system that is laterally interdigitated with carbonate / siliciclastic deposits accumulated in a shallow to coastal lacustrine context similar to the environment proposed for the Pedra de Fogo Formation (Andrade et al., 2014; Cisneros et al., 2015; Araujo et al., 2016; Iannuzzi et al., 2018; Abrantes Jr. et al., 2019; Cisneros et al., 2020). The presence of ferns (*Psaronius*) in Aracaré Formation (Souza-Lima, 2007) is also another similar feature with Pedra de Fogo Formation (Da Conceição et al., 2016; Iannuzzi et al., 2018). Paleoclimatic interpretation suggests a monsoon climate, with a variation of a semi-arid/arid climate with more humid periods (Silva, 2020). Sporomorphs of the genera *Striatites*, *Lueckisporites*, *Limitisporites*, *Vestigisporites*, *Vittattina* and *Striatosacites* found at the bottom of the unit gives these sediments an Eopermian age (Schaller, 1969).

Table 1. Correlation and stratigraphic subdivision of the Carboniferous-Jurassic fills of the Parnaíba Basin, North Tucano Sub-basin and Sergipe-Alagoas Basin showing the lithostratigraphy, period and the depositional environment for, respectively, Pedra de Fogo Formation, Santa Brígida Formation and Aracaré Formation, and bordering units. Ages of the Parnaíba Basin from Vaz et al. (2007), North Tucano sub-basin from Costa et al. (2007), and Sergipe-Alagoas Basin from Campos Neto et al. (2007).

CORRELATION	PARNAÍBA BASIN			TUCANO NORTE SUB-BASIN			SERGIPE-ALAGOAS BASIN		
PERIOD	DEPOSITIONAL ENVIRONMENT	GROUP	FORMATION	DEPOSITIONAL ENVIRONMENT	FORMATION	MEMBER	DEPOSITIONAL ENVIRONMENT	GROUP	FORMATION
JURASSIC	EXTRUSIVE, INTRUSIVE	-	MOSQUITO	FLUVIAL, AEOLIAN	ALIANÇA	BOIPEBA	FLUVIAL	PERUCABA	CANDEEIRO
TRIASSIC	DESERTIC	BALSAS	SAMBAÍBA	-	-	-	-	-	-
PERMIAN	DESERTIC, LACUSTRINE		MOTUCA	RESTRICTED TO COASTAL	SANTA BRÍGIDA	INGÁ	DESERTIC, AEOLIAN, COASTAL, DELTAIC, LAKE	IGREJA NOVA	ARACARÉ
	SHALLOW LAKE, COASTAL, AEOLIAN, STORMS, SABKHA		PEDRA DE FOGO	AEOLIAN		CALDEIRÃO			
CARBONIFEROUS	FLUVIAL, DESERTIC, COASTAL		PIAUI	SHALLOW MARINE	CURITUBA	-	GLACIAL, DELTAIC		BATINGA

### 3. AEOLIAN FACIES ARCHITECTURE

The main outcrops studied in this paper are located in the municipalities of Filadélfia (Fig. 2) and Monsenhor Gil (Fig. 3) for Pedra de Fogo Formation, municipality of Santa Brígida (Fig. 4) for Caldeirão Member, and municipality of Igreja Nova (Fig. 5) for Aracaré Formation.

#### 3.1. Municipality of Filadélfia (Pedra de Fogo Formation)

The facies characterization of the Pedra de Fogo Formation in the municipality of Filadélfia was based in Andrade et al., (2014) and Abrantes Jr. et al (2019). The aeolian dunes of Pedra de Fogo in this region are composed of bimodal grains, well sorted, well-rounded with high sphericity and inverse grading, fine- to medium-grained sandstones with planar or tangential cross-stratification, 0.3–1.5 m thick (Fig. 2). The cross-strata sets are internally dominated by grainflow and grainfall laminae and aeolian dunes were classified as transverse dunes (Abrantes Jr. et al., 2019). Dip directions show a mean foresets azimuth toward E-SE suggesting that the wind blowed from the west/northwest. The presence of regularly spaced reactivation surfaces suggests seasonal changes of wind direction (Abrantes Jr. et al., 2019). Dry interdunes and channelized flows concentrating quartz pebbles and silicified trunk fragments (arborescent ferns, calamitaleans and gymnosperms) can occur interlayered with aeolian dunes cross-strata. The channelized flows have paleocurrents orthogonal to prevailing migration of aeolian dunes and suggest that they were transported within interdune corridors.



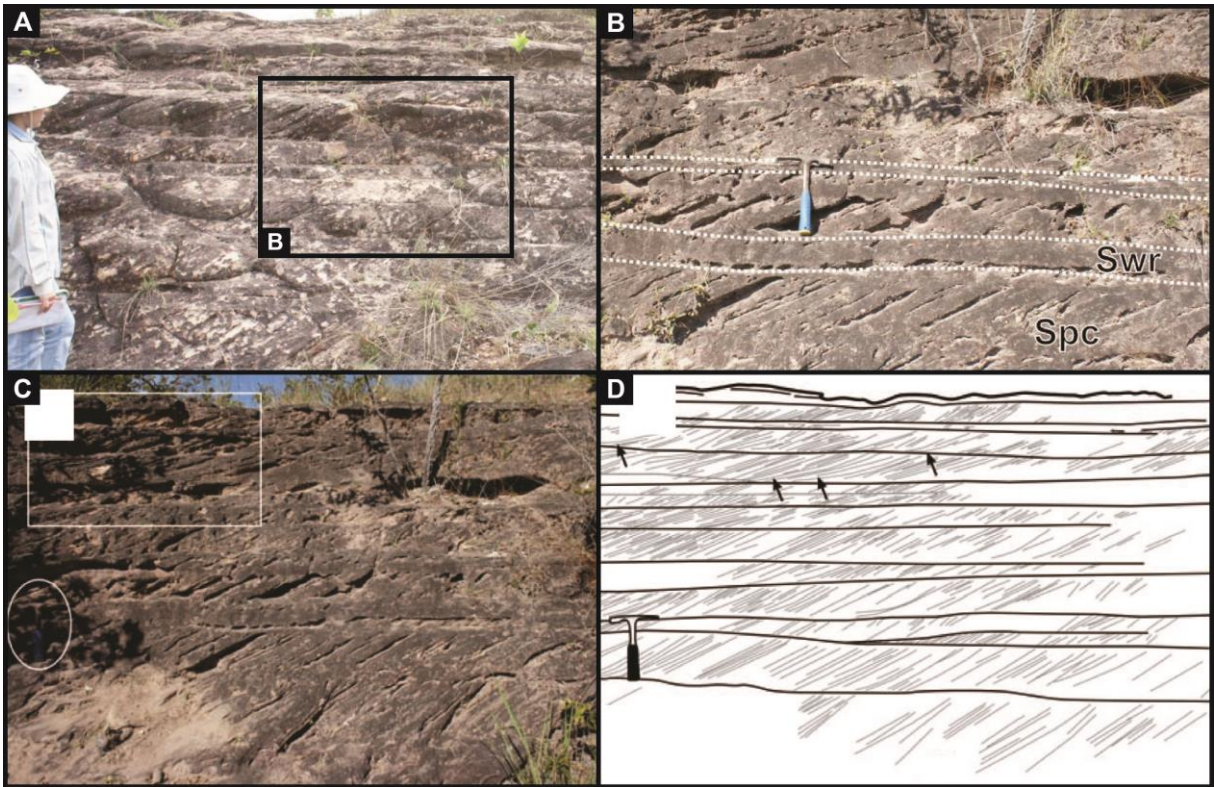


Figure 2. (A) Image showing aeolian dunes of the Pedra de Fogo Formation in the municipality of Filadélfia and (B) detail image of planar cross-bedding (Spc) and wind ripple lamination (Swr) (these images are from Abrantes Jr. et al., 2019, see page 303). Photo exhibiting sets of aeolian dunes (C) and interpreted outcrop panel (D) showing planar cross-stratification with tangential base (arrows) (these images are from Andrade et al., 2014, see page 51).

### 3.2. Municipality of Monsenhor Gil (Pedra de Fogo Formation)

The facies characterization of the Pedra de Fogo Formation in the municipality of Monsenhor Gil was based in Jones et al. (in press). The aeolian dunes of the Pedra de Fogo are fine- to medium-grained sandstones essentially composed of quartz grains, well-sorted, with well-rounded and high sphericity, organized into 0.2–2.3 m thick sets exhibiting planar to tangential cross-stratification (Fig. 3). The cross-strata sets are internally composed by grainflow and subordinately by translantent wind ripple laminae. The dip directions show a mean azimuth toward 329° suggesting aeolian dunes migrating toward northwest. The aeolian dunes have been classified as barchan and transversal dunes. The presence of reactivation surfaces regularly spaced suggest seasonal changes of wind direction with a maximum annual

migration rate of the aeolian dunes about 2.3 m (Jones et al., in press). Sometimes, the sandstones exhibit low-angle cross-stratification mainly composed by inverse grading and pin stripe laminae of translatent wind ripple, suggesting aeolian sand sheets deposits. The aeolian sand sheets are positioned in transition between lake sediments and aeolian dunes.

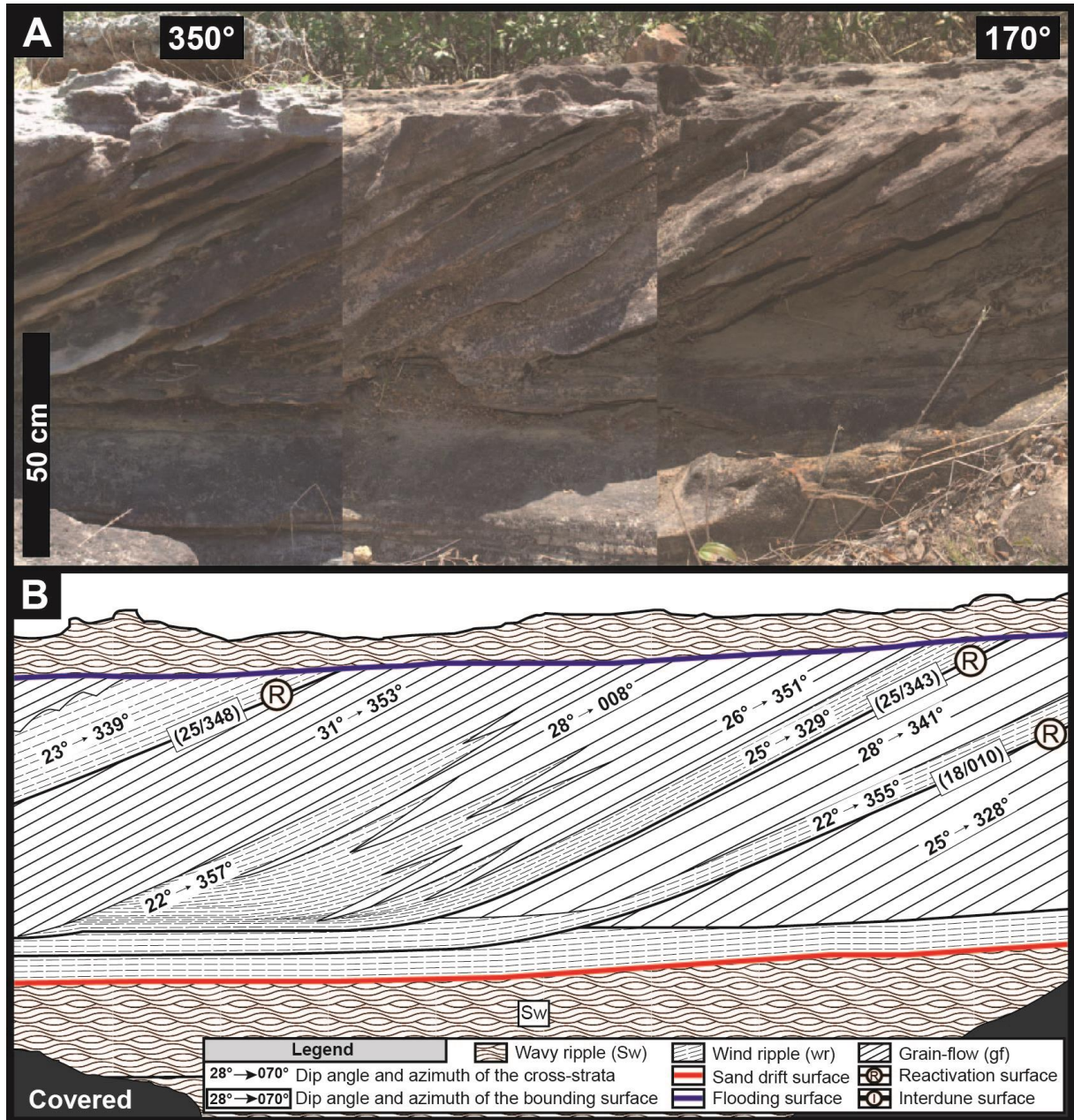


Figure 3. Photomosaic exhibiting aeolian dunes and wavy ripples of lake deposits of the Pedra de Fogo Formation in the municipality of the Monsenhor Gil/PI (A) and interpreted outcrop panel (B) showing regularly spaced reactivation surfaces. Grainflow lenses dominantly on the upper part of dune, interfingering with wind ripples at the base.

### 3.3. Municipality of Santa Brígida (Caldeirão Member)

The facies characterization of the Caldeirão Member in the municipality of Santa Brígida was based in Jones et al (2016). The aeolian dunes of Caldeirão Member comprise subarkose, well-sorted, fine- to coarse-grained sandstones, with well-rounded and high sphericity grains. The sandstones exhibit trough-tangential cross-stratification, composed by grainflow and wind ripples organized into 1–3.5 m thick sets, interpreted as crescent aeolian dune deposits (Fig. 4). Dip directions show a mean foresets azimuth toward ENE. Sometimes, dry, damp and wet interdune deposits are interlayered with dune cross-beds suggesting spatial and/or temporal variations in the moisture of the substrate. Streams flows confined in interdunes are oriented perpendicular to aeolian dune migration direction, toward NNW. The stratigraphic succession of the Caldeirão Member is characterized by alternation between dry aeolian systems and wet aeolian systems. These temporal alternations in aeolian systems reflect changes in the availability of dry sand and/or the rate in the water table rise, possibly controlled by orbitally-driven climatic fluctuations.

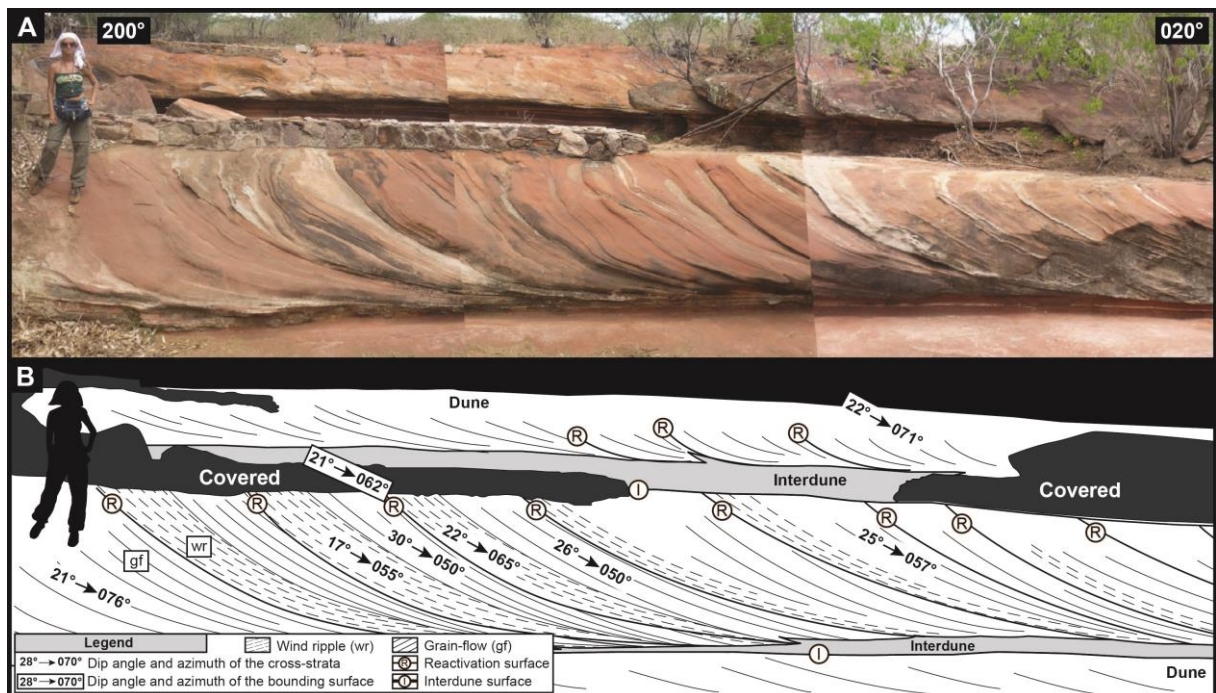


Figure 4. Photomosaic exhibiting aeolian dunes and interdunes of the Santa Brígida Formation (Caldeirão Member) in the municipality of Santa Brígida/BA (see page 138 in Jones et al., 2016) (A) and interpreted outcrop panel (B) showing regularly spaced reactivation surfaces.

3.4. Municipality of Igreja Nova (Aracaré Formation)

The facies characterization of the Aracaré Formation in the municipality of Igreja Nova was based in Jones et al (in press). The aeolian dunes of Aracaré Formation are composed of subarkose, well-sorted, fine- to medium-grained sandstones, with well-rounded and high sphericity grains, organized into tangential cross-bedded sets composed by inversely-graded wind ripple laminae and grainflow strata, 0.5 to 5.3 m thick (Fig. 5).

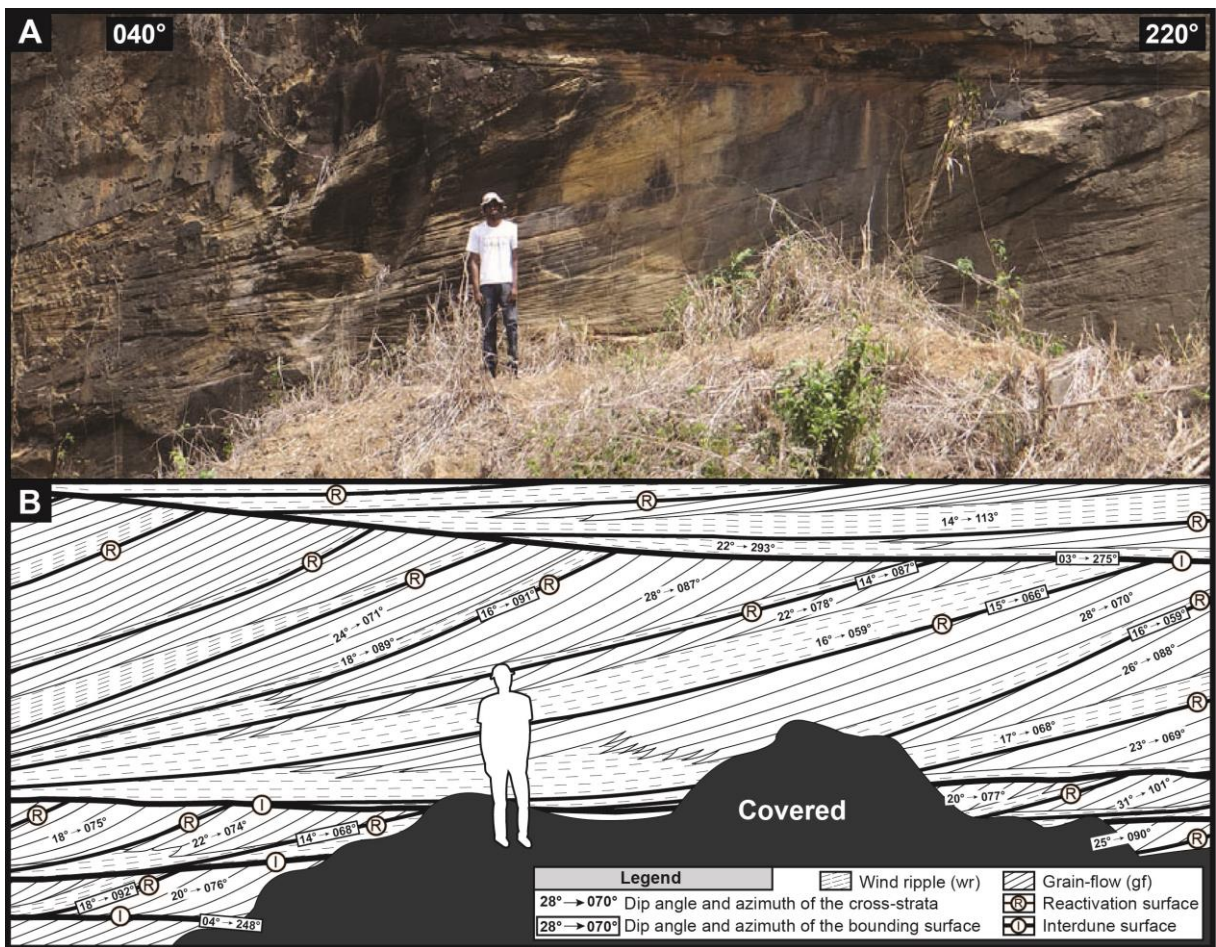


Figure 5. Photomosaic exhibiting aeolian dunes of the Aracaré Formation in the municipality of Igreja Nova/AL (A) and interpreted outcrop panel (B) showing regularly spaced reactivation surfaces. Grainflow lenses dominantly on the upper part of dune, interfingering with wind ripples at the base.

This aeolian succession was distinguished in two groups according to their size and morphology: (1) smaller cross-bedded sets of barchanoid dunes (basal), and (2) larger cross-bedded sets of transverse dunes. This sedimentary succession indicates a migration of aeolian dunes located of central erg portion over margin erg deposits and showed an overall configuration of the prevailing wind-blown toward east (Mean dip directions of the foresets azimuth toward 087°). The reactivation surfaces are associated winds blowing toward west and represented reverse winds and may be related to seasonal changes of wind direction. The aeolian dunes field was classified as dry aeolian system.

## 4. DISCUSSION

### 4.1. Depositional Models and Paleogeography

In the municipality of Filadélfia, the depositional model to interdune and aeolian dunes of the Pedra de Fogo Formation (Fig. 6, brown circle) suggest the marginal portion of the ephemeral lake system represented by sand flats, associated with ephemeral stream contributions in metasaturated zone (Abrantes Jr. et al., 2019). Metasaturated zones show influence of the water table on the depositional surface and are characterized by incomplete sand cover, decreased availability of dry sand and great spacing of aeolian dunes separated by large interdune areas (Wilson, 1971; Mountney, 2006a; Mountney, 2012; Rodríguez-López et al., 2014). Small sets of aeolian dunes with planar to tangential cross-stratification (Andrade et al., 2014; Abrantes Jr. et al., 2019) suggests transverse bedforms (McKee, 1979; Karpeta, 1990; Mountney, 2006b) and the sand supply was probably limited, considering the smaller size of the cross sets (Brookfield, 1977; Kocurek e Havholm, 1993; Andrade et al., 2014). High energy fluvial channels eroded the substrate, concentrating quartz pebbles and silicified trunk fragments. The fluvial flows exhibit an orthogonal paleocurrents in relation with the migration of aeolian dunes suggesting that they were confined to the interdune regions (Abrantes Jr. et al., 2019). The increase in aeolian dune areas are related to drier periods that caused a lowering of the water

table followed by an increase in dry sand availability. On the other hand, the increase in the lake area is suggestive of relatively wetter periods that contributed to an increase in rainfall and runoff, raising the water table and limiting the dry sand availability in the system. These alternations are controlled by climatic fluctuations indicating seasonality or variations in the subsidence rate (Andrade et al., 2014).

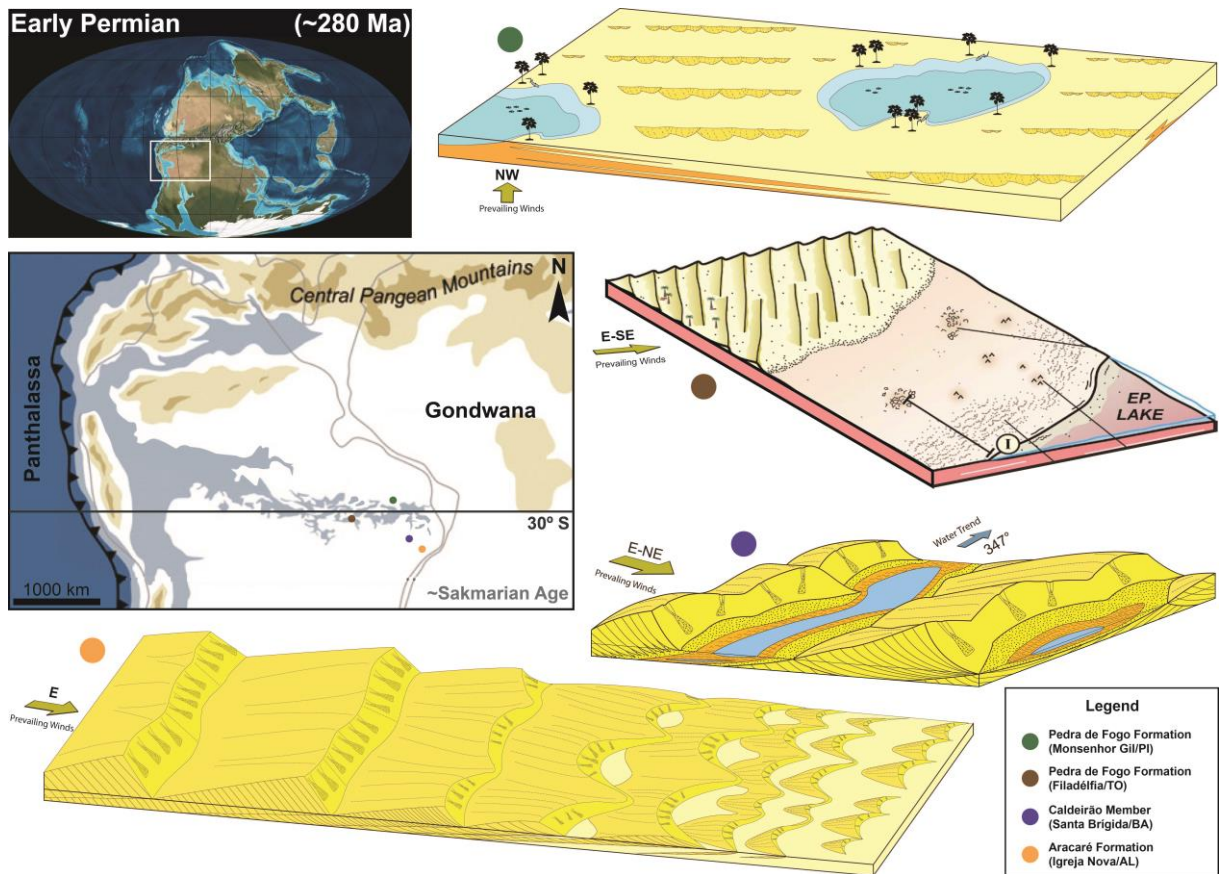


Figure 6. Depositional models of each studied location positioned on the paleogeographic map during the Early Permian. Paleogeographic global map of Pangea by Ron Blakey (<http://jan.ucc.nau.edu/~rcb7/>). Detail of west Gondwana map modified from Abrantes Jr. et al. (2019). Depositional model of Caldeirão Member modified from Jones et al. (2016). Depositional model of the Pedra de Fogo Formation in municipality of Filadélfia modified from Abrantes Jr. et al. (2019), and paleolatitude positioning to Sakmarian by Gibbs et al. (2002).

In Monsenhor Gil municipality, the depositional model for Pedra de Fogo Formation aeolian dunes (Fig. 6, green circle) exhibits interactions with lake systems

dominated by storm waves (mainly upper shoreface) or playa lakes, thus suggesting variations in the depositional surface between subsaturated and saturated sand zones (Wilson, 1971; Mountney and Thompson, 2002; Mountney, 2006a). The transition from lake to aeolian is marked by a deflation surface, while the transition from aeolian to lake is marked by a flooding surface. Subsaturated zones are marked by a rise of water table and domain of lake systems with larger wet areas, and thus reflecting low availability of dry sand in the system for aeolian rework. Saturated zones suffered less interference from the water table compared to subsaturated zones, making some areas of dry sand available for wind loading and the subsequent formation of deflation surfaces, aeolian sand sheets and aeolian dunes. The aeolian sand sheets can be related to the erg margin, while the aeolian dunes are more likely to represent the central erg (Porter, 1986; Mountney and Jagger, 2004; Mountney, 2006a, 2006b). Two morphological types of crescent aeolian dunes are described by Jones et al (in press): one predominant, with an almost straight crestline being classified as transversal aeolian dunes and other indicating sinuous crestline being classified as barchan aeolian dunes. Laterally, barchan dunes exhibit a downwind transition to transverse dunes. The repeated transition between lake and aeolian environments suggest groundwater fluctuations controlled by climatic variations with dry and wet phases that control expansion and contraction of the lakes and dunes field area.

The depositional model to aeolian dunes of Caldeirão Member (Fig. 6, blue circle) exhibits intervals in which the presence or absence of damp/wet interdune deposits (Jones et al., 2016) represent metasaturated and saturated zones respectively (Wilson, 1971; Mountney, 2006a). The saturated zones are characterized by successive climbing of aeolian dunes accompanied by small areas of dry interdunes without interference from the water table in the sedimentation indicate dry aeolian systems. The metasaturated zones are composed by wet interdunes deposits separating aeolian dunes cross-strata indicate that the water table or its capillary fringe intercepts the interdune surface controlling aeolian accumulation and forming wet aeolian systems. In intervals of wet aeolian systems, the interdune flats form corridors oriented parallel to the direction of the dune crests, and allow the passage of ephemeral fluvial currents with direction perpendicular to the direction of migration of the dunes (Jones et al., 2016). Dry aeolian systems are likely to relatively drier periods that influence in fall of the water table followed by an

increase in the availability of dry sand in interdune. Wet aeolian systems are influenced by relatively wetter periods that contribute with an increase in rainfall and runoff, generating a rise in the water table that interferes in the accumulation surface (Jones et al., 2016). The overlies of sediments from the Ingá Formation represents a new rise in the water table marked by a flooding surface above the aeolian deposits in a predominantly continental environment. The higher humidity in the region influenced the dry sand availability in the system, preventing the aeolian mobilization of sediments.

The depositional model to aeolian dunes Aracaré Formation (Fig. 6, orange circle) exhibits the successive climbing of aeolian dunes without the accumulation of interdunes representing saturated zones (Wilson, 1971; Mountney, 2006a). Saturated zones have no interference from the water table in the sedimentation, having total sand coverage with areas of dry interdunes restricted laterally, indicating dry aeolian system. The Aracaré is composed of two types of aeolian dunes in which the thickness of the sets and the morphology differ between them. The first type of dunes (more basal) has relatively smaller set sizes and represents 3D crescent dunes classified as barchanoid dunes. The second type (overlapping) has thicker sets and represents 2D crescent dunes classified as transverse dunes (McKee, 1979; Karpeta, 1990; Mountney, 2006b). This difference in dune types suggests a progressive increase in the sand availability and climbing angle of the aeolian dunes over time (Mountney, 2006b). Transverse dunes needs more sand availability that barchanoid ridge for its construction (McKee, 1979, Mountney, 2006b) and suggest the migration of the aeolian dunes of a central erg over erg margin deposits (Porter, 1986; Mountney and Jagger, 2004; Mountney, 2006a, 2006b). The aeolian dunes are overlapped by sediments of aqueous origin marked by a flooding surface similar to what occurs with the Santa Brígida Formation. The increase in the water table level implies a decrease in the dry sand available for wind loading, and thus, not favoring the accumulation and construction of aeolian dunes.

The depositional models of Pedra de Fogo Formation, Aracaré Formation and Santa Brígida Formation are composed by different facies associations and represents distinct depositional episodes in different areas of western Pangea. The distribution in Gondwana of the locations of the Permian depositional models in this study are concentrated close to paleolatitude of 30°S during the Cisuralian (Fig. 6)



and are arranged in the following order, from west to east, Pedra de Fogo Formation in the municipality of Filadélfia (~31°S) and municipality of Monsenhor Gil (~28°S), Caldeirão Member (~35°S) and Aracaré Formation (~36°S). Analyzing the intervals with the presence of aeolian packages in the different Permian basins reported in this study, the differences in the proportion of dry and wet sediments are visible. The proportion of aeolian dunes cross-strata in relation to interdunes and sand sheets deposits increases towards the east. The Pedra de Fogo Formation has a smaller proportion of aeolian dune deposits in relation to interdunes and / or aeolian sand deposits sheets when compared to the Santa Brígida Formation. As well as the Santa Brígida Formation (Caldeirão Member) has a smaller proportion of dry sediments in relation to the Aracaré Formation (composed of aeolian dunes with dry interdunes). In this way, it can be deduced that dry aeolian systems start to dominate towards the east. It is well known that the availability of dry sand in the system increases towards the interior of the continent, having less influence of water table on the sedimentary surface (Kocurek et al., 2001). The balance between accommodation and sediment supply increases westward among the models cited here and are strongly characterized by lacustrine flooding of the Pedra de Fogo Formation, where the sediment supply is not sufficient to entirely fill the available accommodation space in the system. Analyzing the portion of the sedimentary record above the ranges composed of aeolian deposits in the Aracaré Formation exhibiting fines sediments that correspond to large water basins as big lakes (Silva et al., 2019), can be correlated with the upper portions of the Santa Brígida Formation (Ingá Member) and the Motuca Formation (overlies the Pedra de Fogo Formation) that reflect lacustrine environments (Abrantes Jr. and Nogueira, 2013; Dino et al., 2018; Iannuzzi et al., 2018). This flooding is due to a rapid rise in the water table, bringing moisture into the interior of Gondwana and establishing support for the development of flora and fauna.

#### 4.2. Wind Regime and Paleoclimate

The continentally due larger landmass aggregation of Pangea and its constant migration to the north during the Permian, allied with the regression of epicontinental seas, orographic barriers and the position close to latitude 30°S, fits into a global model composed by red beds and evaporite deposits in numerous Earth locations

(Glennie, 1987; Dubiel et al., 1991; Eastwood, 2008) supporting the growing aridity and establish the ideal conditions for deserts development (Patzkowsky et al., 1991; Chumakov and Zharkov, 2000; Rees et al., 2002; Gibbs et al., 2002; Roscher et al., 2008; Tabor and Poulsen, 2008; Rodríguez-López et al., 2014; Abrantes Jr. et al., 2016). Nevertheless, recent studies of paleoflora and paleofauna suggest permanent lakes (Cisneros et al., 2015; Da Conceição et al., 2016; Iannuzzi et al., 2018; Cisneros et al., 2020) refuting an environment governed by fully arid climatic conditions and indicating a more tropical climate with very humid summers in the Pedra de Fogo Formation (Rees et al., 2002; Iannuzzi et al., 2018). Even in the intervals with drier climatic conditions represented by the playa lakes association, some ponds should be permanent and thus allow the maintenance of the local ecosystem (Iannuzzi et al., 2018). The contrast of aeolian and lacustrine sediments is most evident towards the west border of Parnaíba Basin (closest to the Panthalassa ocean) where sedimentological sensitivity of the Pedra de Fogo Sandstone and its high frequency variations produce the lake expansion and contraction that reflect the climatic variations between drier and wetter periods in subtropical paleolatitudes close to 30°S in the western part of Pangea (Abrantes Jr. et al., 2019). These high frequency oscillations can be induced by climate and/or relative tectonical variations (Howell and Mountney, 1997; Scherer et al., 2007). These fluctuations may have been induced by seasonality or orbitally-induced climate changes (Clemmensen et al., 1994; Jones et al., 2016). These variations can also be observed in the Santa Brígida Formation (Caldeirão Member) due to the alternation found between dry and wet aeolian systems (Jones et al., 2016).

The main outcrops of this study are located in a zone that close to the limit between low- and mid-latitudes (~28° to ~36°) of Gondwana in the southern hemisphere during the Early Permian. The wind regime is well recorded through the dip directions pattern of the cross-strata indicates that the prevailing wind-blown toward northwest in Monsenhor Gil, east-southeast in Filadélfia (Andrade et al., 2014; Abrantes Jr. et al., 2019), east-northeast in Santa Brígida (Jones et al., 2016), and east in Igreja Nova (Jones et al., in press) (Fig. 7). The wind patterns deduced from the aeolian cross-bedding to the Pedra de Fogo Formation, Caldeirão Member and Aracaré Formation are consistent with the atmospheric circulation model proposed to Early Permian by Gibbs et al. (2002) (Fig. 7).

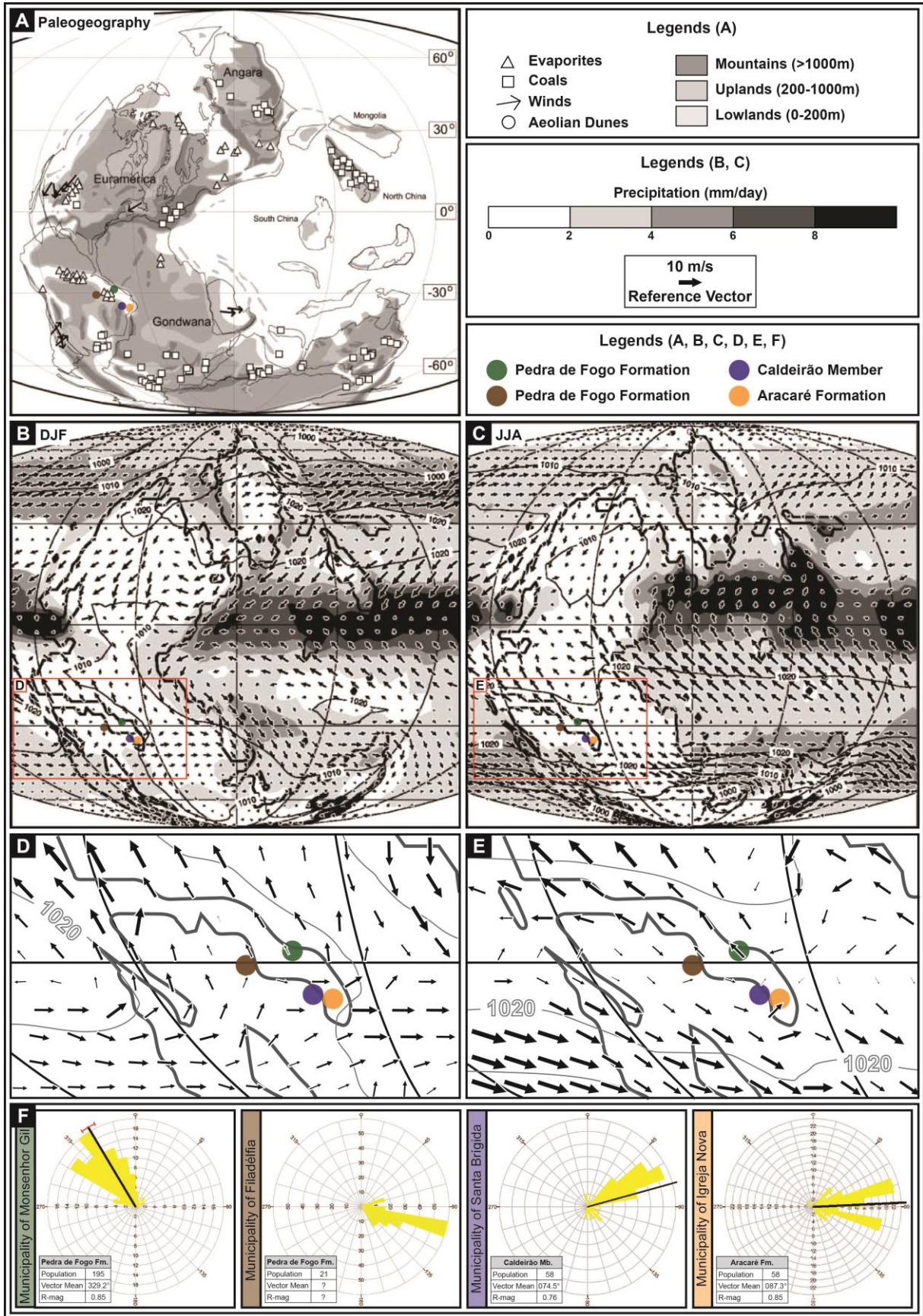


Figure 7. (A) Permian paleogeography model by Gibbs et al. (2002) to the Sakmarian Stage showed the locations of phosphorites, evaporites, coals, and aeolian dunes of the Aracaré Formation, Caldeirão Member and Pedra de Fogo Formation (circles). Estimates of paleowind directions are indicated where available (see table 3 by Gibbs et al., 2002). Average seasonal for summer (B) and winter (C) in the southern hemisphere exhibiting data like precipitation (mm/d), sea-level pressure (mb), and surface wind vectors (see reference vector) for the Sakmarian, both with 4xCO<sub>2</sub>, modified Gibbs et al. (2002). Detail images of surface wind vectors for summer (D) and winter (E) in the southern hemisphere presenting the regions where are located the main outcrops this paper. Rose diagrams from the measurements of the dip direction of the aeolian dunes cross-strata each locality studied (F). The rose diagram to Monsenhor Gil is from Jones et al. (in press) Filadélfia is from Andrade et al. (2014), to Santa Brígida is from Jones et al. (2016) and to Aracaré in from Jones et al. (in press).

Pedra de Fogo Formation exhibits the predominance of aeolian dune field to driest periods during wintertime (June, July and August) on the medium latitudes of southern hemisphere. The paleocurrent of the aeolian dunes indicates variations in the direction of migration of the aeolian dunes in the Pedra de Fogo Formation. This difference in the wind pattern in the Pedra de Fogo Formation is due to the aeolian dune fields in Monsenhor Gil being positioned further north, in paleolatitude of about 28°, already under the influence of trade winds, while the aeolian dune fields in Filadélfia are at paleolatitudes of about 31°, already under the influence of the westerlies (Figs. 6 and 7). Caldeirão Member it is positioned further away from the lake zones and the fluctuation between wet and dry aeolian systems is driven by orbital cycles that control the rise and fall of the water table (Jones et al., 2016). The cross-strata of the Caldeirão Member are compatible with westerly winds on the medium latitudes of southern hemisphere (~35°). Aracaré Formation has sedimentary accumulation closer to the center of Gondwana and with lesser influence of the water table in its deposition, characterized by the accumulation of a thick package of dry aeolian system. The direction of migration of the aeolian dunes of the Aracaré Formation to the east is compatible with westerlies winds zone predicted to occur in the paleolatitudes of around 36°. The reactivation surfaces and wind ripple wedges are found in the aeolian dunes of Pedra de Fogo, Santa Brígida and Aracaré formations, have their origin from reverse or oblique winds and can be a

result of seasonal variations in the winds that erode the lee face of aeolian dunes (Kocurek, 1991, 1996; Chan and Archer, 1999, 2000; Loope et al., 2001; Mountney, 2006b; Scherer and Goldberg, 2010).

## 5. CONCLUSIONS

The geographical distribution of depositional model in western Pangea exhibits, from west to east, Pedra de Fogo Formation (Parnaíba Basin), Santa Brígida Formation (Tucano Norte Sub-basin) and Aracaré Formation (Sergipe-Alagoas Basin). The sediment supply and accommodation ratio, and the availability of dry sand in the system increases towards the interior of the continent to medium paleolatitude in Gondwana, indicating a decrease in the influence of water table on sedimentary accumulation. Sedimentary cycles reflecting relatively drier and wetter climatic condition in subtropical paleolatitudes close to 30°S can be expressed through expansion and contraction of lake and aeolian sediments (Pedra de Fogo Formation) or through alternating between dry and wet aeolian system (Caldeirão Member). The identification of this cyclicity is difficult towards the center of the continent followed by the dominance of dry aeolian systems (Aracaré Formation). The wind regime inferred by dip direction of the cross-strata of aeolian dunes in the different stratigraphic units studied is consistent with the atmospheric circulation model proposed to Sakmarian by Gibbs et al. (2002). This consistency in the correlation between mathematical models and paleocurrents certifies and improves paleoclimatic models.

## ACKNOWLEDGEMENTS

The authors thank to editor and reviewers for questions, corrections and constructive comments on the manuscript. The authors would like to acknowledge Rossano D. L. Michel for their assistance in the localization map. This research was

financially supported by CNPq and the authors acknowledge by resources used in the work field.

## REFERENCES

Abrantes Jr., F.R., Nogueira, A.C.R., 2013. Paleoenvironmental reconstitution of Motuca and Sambaíba formations, Permian-Triassic of the Parnaíba Basin in southwest Maranhão state, Brazil. *Geol. USP, Sér. cient.*, São Paulo, v. 13, n. 3, 6-82.

Abrantes Jr., F.R., Nogueira, A.C.R., Andrade, L.S., Bandeira, J., Soares, J.L., Medeiros, R.S.P., 2019. Register of increasing continentalization and palaeoenvironmental changes in the west-central pangaea during the Permian-Triassic, Parnaíba Basin, Northern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 93, 294-312.

Abrantes Jr., F.R., Nogueira, A.C.R., Soares, J.L., 2016. Permian paleogeography of west-central Pangea: Reconstruction using sabkha-type gypsum-bearing deposits of Parnaíba Basin, Northern Brazil. *Sedimentary Geology* 341, 175–188.

Andrade, L.S., Nogueira, A.C.R., Bandeira, J., 2014. Evolução de um Sistema Lacustre Árido Permiano, parte Superior da Formação Pedra de Fogo, Borda Oeste da Bacia do Parnaíba. *Geol. Usp. Série Científica* 14 (4), 39–60.

Araújo, R.N., Nogueira, A.C.R., Bandeira, J., Angélica, R.S., 2016. Shallow lacustrine system of the Permian Pedra de Fogo Formation, western Gondwana, Parnaíba Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 67, 57–70.

Blakey, R.C., 1990. Stratigraphy and geologic history of Pennsylvanian and Permian rocks, Mogollon Rim region, central Arizona and vicinity. *Geol. Soc. Am. Bull.* 102, 1189–1217.

Blakey, R.C., Middleton, L.T., 1983. Permian shoreline eolian complex in central Arizona: dune changes in response to cyclic sea-level changes. In: *Eolian Sediments*

and Processes (Eds M.E. Brookfield and T.S. Ahlbrandt), *Dev. Sedimentol.* 38, 551–581.

Brito Neves, B.B., 1983. O mapa geológico do nordeste oriental do Brasil, escala 1/1.000.000. Universidade de São Paulo, São Paulo.

Brito Neves, B.B., 2002. Main Stages of the Development of the Sedimentary Basins of South America and their Relationship with the Tectonics of Supercontinents. *Gondwana Research* 5, 175-196.

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

Campos Neto, O.P.A., Lima, W.S., Cruz, F.E.G., 2007. Bacia de Sergipe-Alagoas. *Boletim de Geociências Petrobrás* 15, Rio de Janeiro, 405-415.

Chan, M.A., 1989. Erg margin of the Permian White Rim Sandstone, SE Utah. *Sedimentology* 36, 235–251.

Chan, M.A., 1989. Erg margin of the Permian White Rim Sandstone, SE Utah. *Sedimentology* 36, 235–251.

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 Vol. 28, pp. 607–617.

Chrintz, T., Clemmensen, L.B., 1993. Draa reconstruction, the Permian Yellow Sands, northeast England. In: *Aeolian Sediments: Ancient and Modern* (Eds K. Pye and N. Lancaster), *Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.* 16, 151–161.

Chumakov, N.M., Zharkov, M.A., 2000. Climate during Permian-Triassic biosphere reorganizations, article 1: climate of the Early Permian. *Stratigraphy and Geological Correlation* 10, No. 6, pp. 586–602.

Cisneros, J.C., Angielczyk, K., Kammerer, C.F., Smith, R.M.H., Fröbisch, J., Marsicano, C.A., Richter, M., 2020. Captorhinid reptiles from the lower Permian Pedra de Fogo Formation, Piauí, Brazil: the earliest herbivorous tetrapods in Gondwana. *Peerj* 8:e8719, 21p.

Cisneros, J.C., Marsicano, C., Angielczyk, K.D., Smith, R.M.H., Richter, M., Fröbisch, J., Kammerer, C.F., Sadleir, R.W., 2015. New Permian fauna from tropical Gondwana. *Nature Communications* 6(1):8676 DOI 10.1038/ncomms9676.

Clemmensen, L.B., 1989. Preservation of interdune and plinth deposits by the lateral migration of large linear dunes (Lower Permian Yellow Sands, Northeast England). *Sed. Geol.* 65, 139–151.

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 Vol. 19. Blackwell, Oxford, pp. 19–29.

Correa, G.A., Carrecedo, M.L., Gutierrez, P.R., 2012. Paleambiente y paleontología de la Formación Andapaico (Paleozoico superior, Precordillera Central, Argentina). *Andean Geology* 39, 22–52.

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, 445–453.

Da Conceição, D.M., De Lencastre, L.S., Cisneros, J.C., Iannuzzi, R., Pereira, A.A., Machado, F.C., 2016. New petrified forest in Maranhão, Permian (Cisuralian) of the Parnaíba Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 70, 308–323.

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., Antonioli, L., Braz, S.M.N., 2002. Palynological data from the Trisidela member of upper Pedra de Fogo Formation (“Upper Permian”) of the Parnaíba basin, northeastern Brazil. *Revista brasileira de Paleontologia* 3, 24–35.



Dino, R., Antonioli, L., Severiano Ribeiro, H.J.P., Conceição, U.C.F.F.B., 2018. Palinoflora Eopermiana da Formação Santa Brígida (Membro Ingá) – Borda leste da Sub-bacia de Tucano Norte. Anais do 49º Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro, Brasil, 7529.

Dubiel, R.F., Parrish, J.T., Parrish, J.M., Good, S.C., 1991. The Pangean megamonsoon: evidence from the Upper Triassic Chinle Formation. *Palaios* 6, 347-370.

Eastwood, E. 2008. Pangean Paleoclimate. *Geo* 387H. 19pp.

Faria Jr., L.E.C., 1979. Estudo sedimentológico da Formação Pedra de Fogo – Permiano – Bacia do Maranhão. Dissertação (Mestrado). Belém: Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológica – UFPA.

Faria Jr., L.E.C., Truckenbrodt, W., 1980. Estratigrafia e petrografia da Formação Pedra de Fogo - Permiano da Bacia do Maranhão. *An. do Congr. Bras. Geol.* 31 (1980), 740-754.

Feijó, F.J., 1994. Bacias de Sergipe e Alagoas. *Boletim de Geociências Petrobrás* 8, Rio de Janeiro, 149-161.

Ghignone, J.I., 1963. Geologia do Flanco Oriental da Bacia de Tucano Norte (do Vaza Barris ao São Francisco). Relatório Interno da PETROBRAS No. 108-1812, Salvador (99 pp.).

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 Vol. 1, pp. 24–117.

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

Glennie, K.W., 1987. Desert sedimentary environments, present and past – a summary. *Sedimentary Geology* 50, 135-165.

Góes, A.M.O., Feijó, F.J., 1994. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobras* 8, Rio de Janeiro, 57-68.

Góes, A.M.O., Feijó, F.J., 1995. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 8 (1), 57-67.

Goso, C., Piñeiro, G., DeSantaAna, H., Rojas, A., Verde, M., Alves, C., 2001. Caracterización estratigráfica de los depósitos continentales cuspidales neopérmicos (Formaciones Yaguarí y Buena Vista) em el borde oriental de la Cuenca Norte Uruguaya. *Congresso Latinoameriacano de Geología Vol. 11*. Montevideo, Actas (181 pp.).

Howell, J.A., Mountney, N.P., 1997. Climatic cyclicity and accommodation space in arid and semi-arid depositional systems: an example from the Rotliegende Group of the southern North Sea. In: *Petroleum Geology of the Southern North Sea: Future Potential* (Eds C.P. North and J.D. Prosser), *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 123, 199–218.

Iannuzzi, R., Neregato, R., Cisneros, J.C., Angielczyk, K.D., Rößler, R., Rohn, R., Marsicano, C., Fröbisch, J., Fairchild, T., Smith, R.M.H., Kurzawe, F., Richter, M., Langer, M.C., Tavares, T.M.V., Kammerer, C.F., Conceição, D.M., Pardo, J.D., Roesler, G.A., 2018. Re-evaluation of the Permian macrofossils from the Parnaíba Basin: biostratigraphic, palaeoenvironmental and palaeogeographical implications. *Geological Society, London, Special Publications* 472(1), 223–249.

Jones, F.H., Scherer, C.M.S., Kuchle, J., 2016. Facies architecture and stratigraphic evolution of aeolian dune and interdune deposits, Permian Caldeirão Member (Santa Brígida Formation), Brazil. *Sedimentary Geology* 337, 133-150.

Karpeta, W.P., 1990. The morphology of Permian palaeodunes – a reinterpretation of the Bridgnorth Sandstone around Bridgnorth, England, in the light of modern dune studies. *Sedimentary Geology* 69, 59-75.

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*. Blackwell Science, Oxford, 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 Vol. 52, pp. 393–409.

Kocurek, G., Robinson, N.I., Sharp Jr., J.M., 2001. The response of the water table in coastal aeolian systems to changes in sea level. *Sedimentary Geology* 139, 1–13.

Langford, R.P., Chan, M.A., 1988. Flood surfaces and deflation surfaces within the Cutler Formation and Cedar Mesa Sandstone (Permian), southeastern Utah. *Geol. Soc. Am. Bull.* 100, 1541–1549.

Langford, R.P., Chan, M.A., 1989. Fluvial–aeolian interactions: part II, ancient systems. *Sedimentology* 36, 1037–1051.

Langford, R.P., Pearson, K.M., Duncan, K.A., Tatum, D.M., Adams, L., Depret, P.A., 2008. Eolian topography as a control on deposition incorporating lessons from modern dune seas: Permian Cedar Mesa Sandstone, SE Utah, U.S.A. *J. Sed. Res.* 78, 410–422.

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

McKee, E.D., 1979. A study of global sand seas. U. S. Geological Survey Professional Paper no. 1052, U. S. Geological Survey, Reston, Virginia.

Mesner, J.G., Wooldridge, L.C., 1964. Estratigrafia das bacias paleozóicas e cretáceas do Maranhão. *Bol. Tec. Petrobras* 7 (2), 137–164.

Mountney, N.P., 2006a. Eolian facies models. In: Walker, R.G., Posamentier, H.W. (Eds.), *Facies Models Revisited* SEPMSpecial Publication Vol. 84. Society for Sedimentary Geology, Oklahoma, 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.P., Jagger, A., 2004. Stratigraphic evolution of an aeolian erg margin system: the Permian Cedar Mesa Sandstone, SE Utah, USA. *Sedimentology* 51, 713–743.

Mountney, N.P., Thompson, D.B., 2002. Stratigraphic evolution and preservation of aeolian dune and damp/wet interdune strata: an example from the Triassic Helsby Sandstone Formation, Cheshire Basin, UK. *Sedimentology* 49, 805–833.

Müller, H., 1962. Report on palinological results of samples examined from wells in Maranhão. Relatório Interno, Petrobrás (DEPEX/SIEX 108), Salvador, 44p.

Parrish, J.M., Parrish, J.T., Ziegler, A.M., 1986. Permian–Triassic paleogeography and paleoclimatology and implications for the rapid distributions. In: Hotton, N.H., McLean, P.D., Roth, J.J., Roth, E.C. (Eds.), *The Ecology and Biology of Mammal-like Reptiles*. Smithsonian Press, Washington, 109–132.

Patzkowsky, M.E., Smith, L.H., Markwick, P.J., Engberts, C.J., Gyllenhaal, E.D., 1991. Application of the Fujita-Ziegler paleoclimate model: Early Permian and Late Cretaceous examples. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 86, 67–85.

Porter, M.L., 1986. Sedimentary record of erg migration. *Geology* 14, 497–500.

Price, L.I., 1948. Um anfíbio labirintodonte da Formação Pedra de Fogo, Estado do Maranhão [A labyrinthamphibian of the Pedra de Fogo Formation, State of Maranhão]. *Boletim do Departamento Nacional de Produção Mineral* 124, 7–33.

Rees, P.M., Ziegler, A.M., Gibbs, M.T., Kutzbach, J.E., Behling, P.J., Rowley, D.B., 2002. Permian phytogeographic patterns and climate data/model comparisons. *The Journal of Geology* 110, 1–31.

Rodríguez-López, J.P., Clemmensen, L.B., Lancaster, N., Mountney, N.P., Veiga, G.D., 2014. Archean to Recent aeolian sand systems and their sedimentary record: Current understanding and future prospects. *Sedimentology* 61, 1487–1534.

Roscher, M., Berner, U., Schneider, J.W., 2008. A tool for the assessment of the paleo-distribution of source and reservoir rocks. *Oil Gas European Magazine* 3, 131–137.

Schaller, H., 1969. Revisão estratigráfica da Bacia de Sergipe/Alagoas. Boletim Técnico da Petrobrás 12, Rio de Janeiro, 21-86.

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, L.E.C., Dias Filho, D.C., Oliveira, F.M., Bongioiolo, D.E., Silva, E., 2007. Stratigraphy and facies architecture of the fluvial–aeolian–lacustrine Sergi Formation (Upper Jurassic), Recôncavo Basin, Brazil. *Sedimentary Geology* 194, 169–193.

Silva, A.J.P., Lopes, R.C., Vasconcelos, A.M., Bahia, R.B.C., 2003. Bacias Sedimentares Paleozóicas e Meso-Cenozóicas Interiores. In: Bizzi, A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H. (eds.). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM, Brasília, 55-85.

Silva, R.O., 2020. O Permiano da Bacia de Sergipe-Alagoas. Unisidade Federal de Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 167p.

Silva, R.O., Souza-Lima, W., Leite, M.G.P., 2019. Um sistema lagunar misto no Gondwana central durante o Eopermiano: Formação Aracaré, Bacia de Sergipe-Alagoas. 28º Simpósio de Geologia do Nordeste. At Aracajú, Sergipe, Brasil. Conference Paper, November 2019.

Souza-Lima, W., 2007. Litoestratigrafia e evolução tectono-sedimentar da bacia de Sergipe-Alagoas - O Paleozóico: a seqüência permiana (II). *Phoenix* 98, 1–4.

Souza-Lima, W., Andrade, E.J., Bengtson, P., Galm, P.C., 2002. A Bacia de Sergipe-Alagoas: evolução geológica, estratigrafia e conteúdo fóssil. *Fundação Paleontológica Phoenix*, Aracajú, 34 p. Edição especial, 1.

Spalletti, L.A., Limarino, C.O., Colombo Piñol, F., 2010. Internal anatomy of an erg sequence from the aeolian–fluvial system of the De La Cuesta Formation (Pangazo Basin, northwestern Argentina). *Geologica Acta* 8, 431–447.

Sweet, M.L., 1999. Interaction between aeolian, fluvial and playa environments in the Permian Upper Rotliegend Group, UK southern North Sea. *Sedimentology* 46, 171–187.

Tabor, N.J., Poulsen, C.J., 2008. Palaeoclimate across the Late Pennsylvanian–Early Permian tropical palaeolatitudes: A review of climate indicators, their distribution, and relation to palaeophysiographic climate factors. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 268, 293–310.

Tewes, D.W., Loope, D.B., 1992. Palaeo-yardangs: windscored desert landforms at the Permo-Triassic unconformity. *Sedimentology* 39, 251–261.

Vaz, P.T., Rezende, N.G.A.M., Filho, J.R.W., Travassos, W.A.S., 2007. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobras. Rio de Janeiro, Brazil* 15 (2), 253–263.

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

Zharkov, M.A., Chumakov, N.M., 2001. Paleogeography and sedimentation settings during Permian–Triassic reorganizations in biosphere. *Stratigraphy and Geological Correlation* 9 (4), 340–363.

## 9. ANEXOS

### 9.1. ANEXO A

Publicação de artigo, como primeiro autor, na revista *Sedimentary Geology* em 2016.

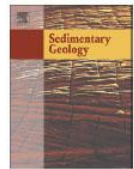
Sedimentary Geology 337 (2016) 133–150



Contents lists available at ScienceDirect

Sedimentary Geology

journal homepage: [www.elsevier.com/locate/sedgeo](http://www.elsevier.com/locate/sedgeo)



## Facies architecture and stratigraphic evolution of aeolian dune and interdune deposits, Permian Caldeirão Member (Santa Brígida Formation), Brazil



Fábio Herbert Jones \*, Claiton Marlon dos Santos Scherer, Juliano Kuchle

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

### ARTICLE INFO

#### Article history:

Received 17 December 2015

Received in revised form 16 March 2016

Accepted 17 March 2016

Available online 29 March 2016

Editor: J. Knight

#### Keywords:

Caldeirão Member

Dune systems

Water table

Sedimentary cycles

Permian

### ABSTRACT

The Permian Caldeirão Member (Santa Brígida Formation), located in the Tucano Central Basin, northeast region of Brazil, is characterized by a sandstone succession of aeolian origin that comprises the preserved deposits of dunes and interdunes. Grainflow and translantent wind-ripple strata, and frequent presence of reactivation surface, compose the cross-bedding of crescent aeolian dune deposits. The aeolian cross-strata show a mean dip toward the ENE. In places, interlayered with dune cross-beds, occur interdune units composed of facies indicative of dry, damp and wet condition of the substrate, suggesting spatial and/or temporal variations in the moisture content of the interdune accumulation surface. The presence of NNW current ripple cross-lamination in wet interdune areas indicates streamflows confined to interdune corridors and oriented perpendicular to aeolian transport direction. Lenses of damp and wet interdune strata exhibit mainly interdigitated and transitional relationships with the toe-sets of overlying aeolian dune units in sections parallel to aeolian transport, indicating that dune migration was contemporaneous with accumulation in adjacent interdunes. Lateral variations in the preserved thickness of the interdune units and the associated rare occurrence of abrupt and erosive contacts between interdune and overlying dune sets, suggest temporal variations in the angle of dune and interdune climb that may be related to high-frequency changes in water table position. Four stratigraphic intervals in the Caldeirão Member can be identified, two intervals showing cross-bedding of aeolian dunes without wet interdune areas and two intervals exhibiting aeolian dunes separated by wet interdune areas, marking the transition between dry aeolian systems (Intervals I and III) and wet aeolian systems (Intervals II and IV). The temporal alternations between dry and wet aeolian systems reflect changes in the availability of dry sand and/or the rate in the water table rise, possibly controlled by orbitally-driven climatic fluctuations.

© 2016 Elsevier B.V. All rights reserved.

\* Corresponding author.

*E-mail address:* [fabio.jones@ufrgs.br](mailto:fabio.jones@ufrgs.br) (F.H. Jones).

<http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.03.018>

0037-0738/© 2016 Elsevier B.V. All rights reserved.

## 1. Introduction

Many recent studies have focused on the reconstruction and interpretation 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; Mounthey, 2006a). Kocurek and Havholm (1993) identified a third type of aeolian system denominated a stabilizing system. However, this type of system, though common in the Quaternary, is rare in the older geological record. Dry aeolian systems are those in which the water table or its capillary fringe lies below the accumulation surface. This results in an abundance of dry sand, which encourages aeolian bed forms to grow to a size that covers the entire saturated substrate zone (Wilson, 1971, 1973). Bedform growth occurs at the expense of interdune flat areas which tend to become reduced to isolated interdune depressions between adjacent aeolian dunes. In dry aeolian systems, dunes tend to commence climbing (i.e., accumulating) only once the interdune flats have been infilled. 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 overlain by thin, dry interdune deposits (Lancaster and Teller, 1988; Kocurek et al., 1991; Mounthey and Howell, 2000; Scherer, 2000, 2002). In contrast, wet aeolian systems are those in which the water table or its capillary fringe is placed in contact with the accumulation surface, allowing the deposition and accumulation of wet and damp interdunes (Crabough and Kocurek, 1993; Mounthey and Thompson, 2002; Dias and Scherer, 2008). In the majority of wet aeolian system, the aeolian accumulation occurs by means of a progressive rise in the relative water table that occurs penecontemporaneously with migration of aeolian dunes and interdunes. In contexts where the sedimentary balance is positive and constant and the rate of relative water table rise remains uniform over time, the accumulating bodies of interdune strata tend to exhibit a regular thickness over large areas. Conversely, if sand availability or the rate of water table rise varies over time, variations in the variations (e.g., Mounthey and Thompson, 2002; Mounthey and Jagger, 2004; Uličný, 2004).



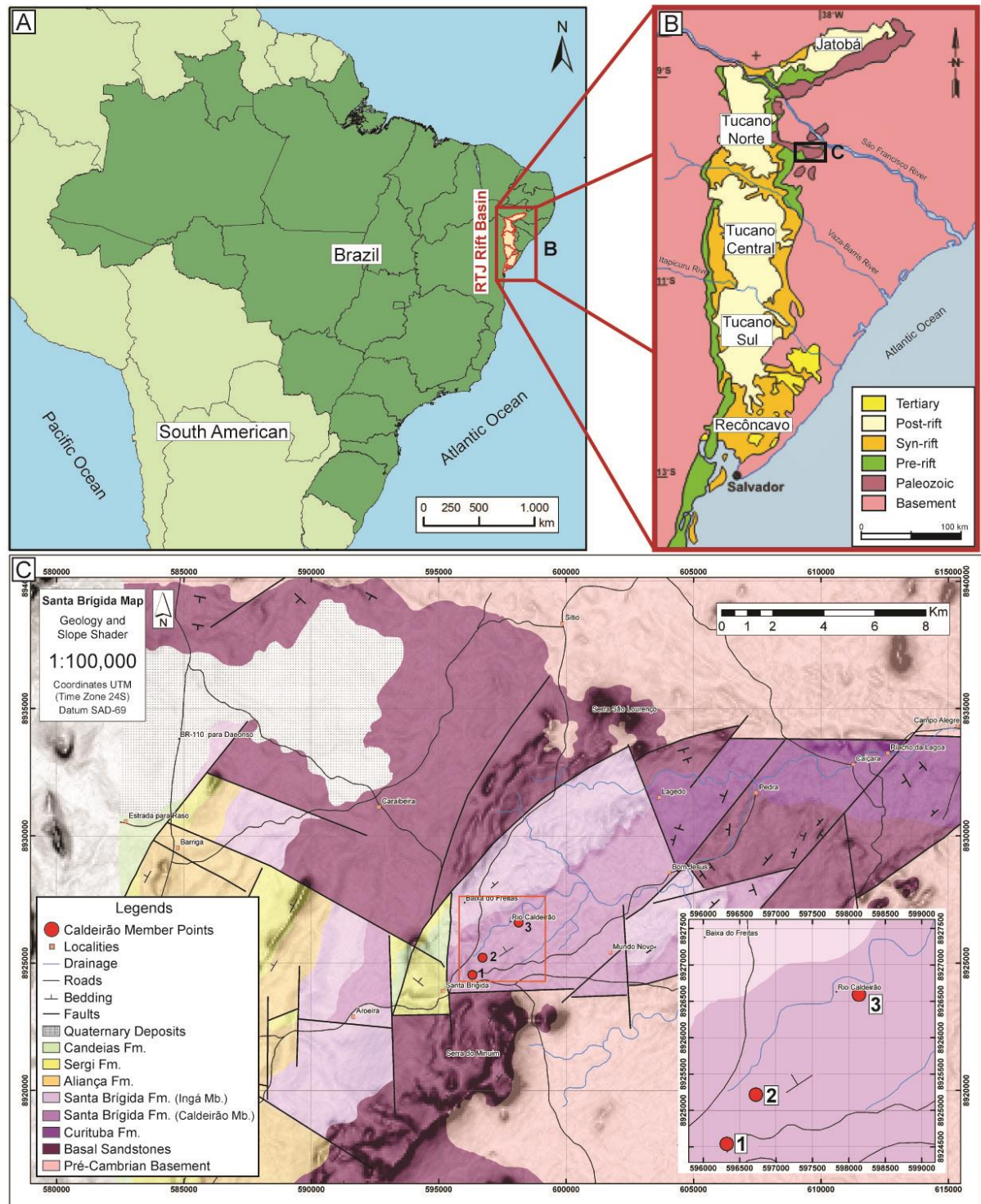


Fig. 1. (A) Location of the Recôncavo–Tucano–Jatobá (RTJ) Rift Basin in northeastern Brazil map; (B) geological map of the RTJ Basin and its subdivisions showed location of the study area in eastern edge of the North Tucano sub-basin (extracted and modified Magnavita et al., 2003). (C) Geological maps of the Santa Brígida Formation and main outcrops studied of the Caldeirão Member.

This study focuses on the reconstruction of facies architecture and the stratigraphic evolution of a preserved aeolian dune and interdune successions of the Permian Santa Brígida Formation (Caldeirão Member), North Tucano Basin, NE Brazil (Fig. 1). The specific objectives are to (1) provide depositional models of the studied dunefield systems, (2) define the mechanisms that promote an alternate development of dry and wet aeolian systems, and (3) provide a Gondwanan example of an aeolian succession that accumulated in a Permian intracratonic basin. Extensive erg systems across large parts of Pangea were constructed in response to the location of landmasses in subtropical desert latitudes (Rodríguez-López et al., 2014). Although several Permian aeolian successions of the Southern Hemisphere of Pangea are documented in the review by Rodríguez-López et al. (2014), several other aeolian successions are also known, such as the Pirambóia Formation in Brazil (Dias and Scherer, 2008), the Buena Vista Formation in Uruguay (Goso et al., 2001), and Permian aeolian systems of Argentina from the retroarc Paganzo Basin (Spalletti et al., 2010; Correa et al., 2012), as well as aeolian cross-bedding of the Caldeirão Member, which provides a valuable new case study.

## 2. Geological setting

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

According to Costa et al. (2007), the North Tucano sub-basin has typical half-graben geometry which has a fault border to the west. These authors also report that normal faults guide bed dip toward the depocenters from the flexural margins. This sub-basin has considerable structural complexity, as demonstrated 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 a series of Paleozoic (pre-rift) sedimentary basins that were first described by Brazil (1947). The Santa Brígida Formation is

found in the northern rift system outcropping in the North Tucano sub-basin, and there are no records of these deposits in Recôncavo Basin and the South and Central Tucano sub-basin. 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, C). The Santa Brígida Formation (Table 1) 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 representing the preserved accumulation of a shallowmarine environment, and deposited during the 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., 2007) and accumulated in an early rift phase (Kuchle et al., 2011).

Table 1. Stratigraphic subdivision of the Carboniferous–Jurassic fill of the North Tucano sub-basin showing the period and the depositional environment for the formation Santa Brígida Formation and its subdivisionsmembers, beside formation boundaries in vertical succession. Ages from Costa et al. (2007).

Period	Depositional environmental	Formation	Member
Jurassic	Fluvial-Aeolian	Aliança	Boipeba
Permian	Restricted to coastal	Santa Brígida	Ingá
	Aeolian		Caldeirão
Carboniferous	Shallow marine	Curitiba	

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 reddish aeolianites that are characterized by large-scale trough cross-stratified sets associated with a desert system. Ghignone (1979) proposed that the Santa Brígida Formation was of Permian age based on the identification of

sporomorphs of the genera *Striatites* and *Lueckisporites* that are found within the Ingá Member.

### 3. Methods

In this paper, data acquisitions of the Caldeirão Member were made from three main natural outcrops located in intermittent river channel and adjacent reliefs which were analyzed in detail (Fig. 1). The description of the outcrops includes analyses of the facies and facies associations and identification and interpretation of surfaces. Four sedimentary logs (8, 10.5, 10.5 and 6 m thick) were measured at a 1:50 scale (interdune observations were made at a scale of 1:2.5) in order to define the vertical succession of the facies and facies associations. In addition, architectural panels from two photomosaics – one with the view plane subparallel to the paleowind showed the bottom outcrop 2 (15 m width and 3 m height), the other with the view plane perpendicular to paleowind presenting the outcrop 3 (18 m width and 6 m height) – were used to define the two-dimensional (2D) geometries of the deposits and the relationships between dune and interdune strata. Paleocurrent orientations were measured from cross-stratified sets of the different lithofacies (cross-bedding with  $n=58$ , current ripple cross-laminated with  $n=4$ , and adhesion ripple strata with  $n=2$ ). The individual logs were arranged in a composite stratigraphic log that exhibits the stratigraphic succession totaling 62m thick (with covered areas), 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.

### 4. Facies associations

The Caldeirão Member of the Santa Brígida Formation comprises two facies associations: aeolian dune and interdune.

#### 4.1. Aeolian dune facies association

#### 4.1.1. Description

This facies association consists of subarkose, well-sorted, fine- to coarse-grained sandstones, with well-rounded and high sphericity grains. The sandstones exhibit trough-tangential cross-stratification, organized into 1–3.5 m thick sets. Foresets are moderately curved in horizontal section (concave downpaleowind), displaying a dip directional spread ranging from 050° to 100° in a single set. The cross-strata dips have a unidirectional pattern, showing a mean foresets azimuth toward 075° (Fig. 2). The cross-strata sets are internally dominated by grainflow (60%), translent wind ripple laminae (~39%) and, very rarely, by grainfall laminae (b1%). The cross-bedded sets present a vertical trend, from low angle, wind ripple strata at the base to foresets that interfinger with grainflow and grainfall strata up-dip.

The wind ripple strata appear as fine-to-coarse grained sandstones arranged in 3 to 9 mm thick, inversely graded laminae (Fig. 3). Individual stratum can be traced laterally up to 2 m. The dip angle of these laminae ranges from 5° to 20°, with a mean value of 14°. The grainflow strata are 0.4 to 5.0 cm thick, comprising massive or inversely graded (Fig. 4A, B), medium-to-coarse grained sandstones. In sections parallel to paleotransport, grainflowstrata exhibitwedge geometry (Fig. 4A) and they can be traced up the foreset slope for 3–6 m.

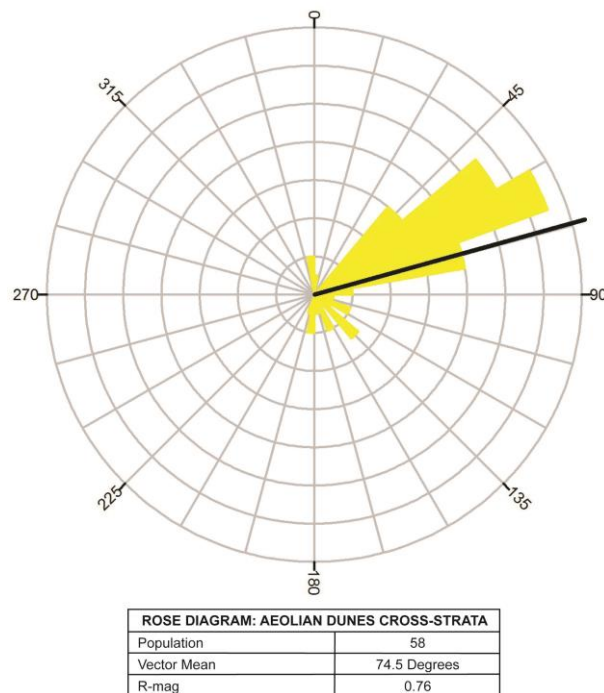


Fig. 2. Rose diagram indicating the cross-bedding dip directions of aeolian dunes.

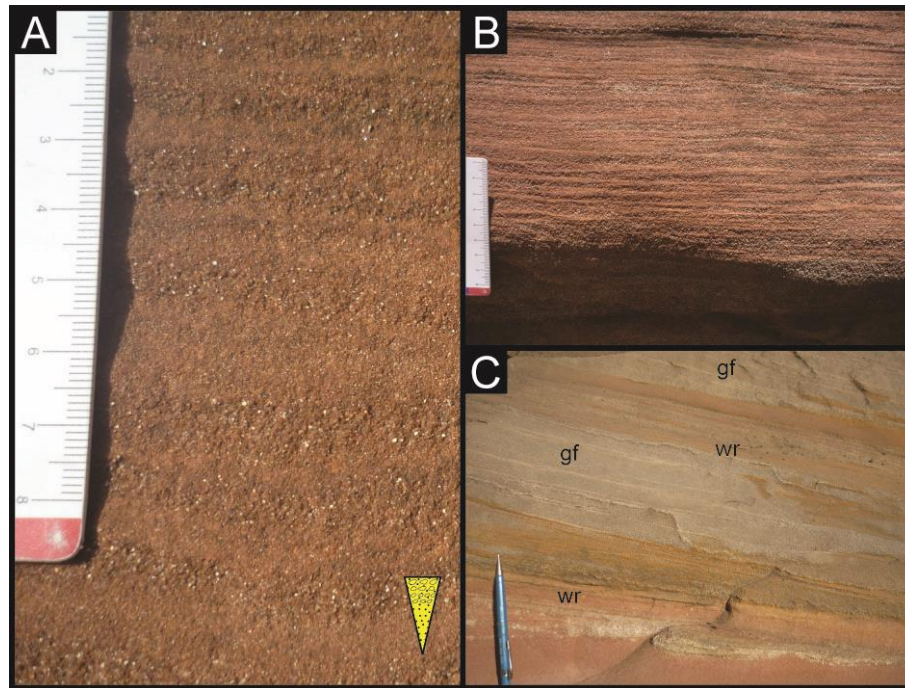


Fig. 3. (A) Subcritical climbing translantent strata with inverse grading (represented by inverse triangle). (B) Subcritical climbing translantent strata millimeter-spaced. (C) Wind ripple laminae (wr) interlayer with packages of grainflows strata (gf).

Along strike, the laminae form lens-shaped bodies, typically up to 2 m in length (Fig. 4C, D). The grainflow strata have a high dip angle, which ranges from  $18^\circ$  to  $30^\circ$ .

The grainfall strata are rare and consist of very fine- to fine-grained sandstones, organized in 1 to 5 mm thick laminae that interlayer with grainflow strata (Fig. 4C, D).

Sometimes, 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 perpendicular to the dip of the foresets (Figs. 5, 6). The cycles exhibit internal variations in the dip angle of the foresets in some outcrops (Fig. 6). In particular, sequences of ripple laminae that have lower dip angles are followed, in the direction of migration, by grainflow and grainfall strata that have higher dip angles and downlap wind ripple strata.

Soft deformation structures can be observed in aeolian sets (Fig. 7) extending from bottom to top of the layer. The thickness of the deformed sets is up to 1 m and the width of the deformation reaches is greater than 30 m. The cross-strata are intensely folded (convolute folds), but still have evidence of internal laminations corresponding to translantent wind ripple and grainflow (Fig. 7C). The cross-beds in the top section exhibit large-scale flame structures that reach up to 1 m in height (Fig. 7). The internal lamination of cross-strata that underlie deformation sets is not clear, thus it is not possible to differentiate grainflows and translantent wind ripples.

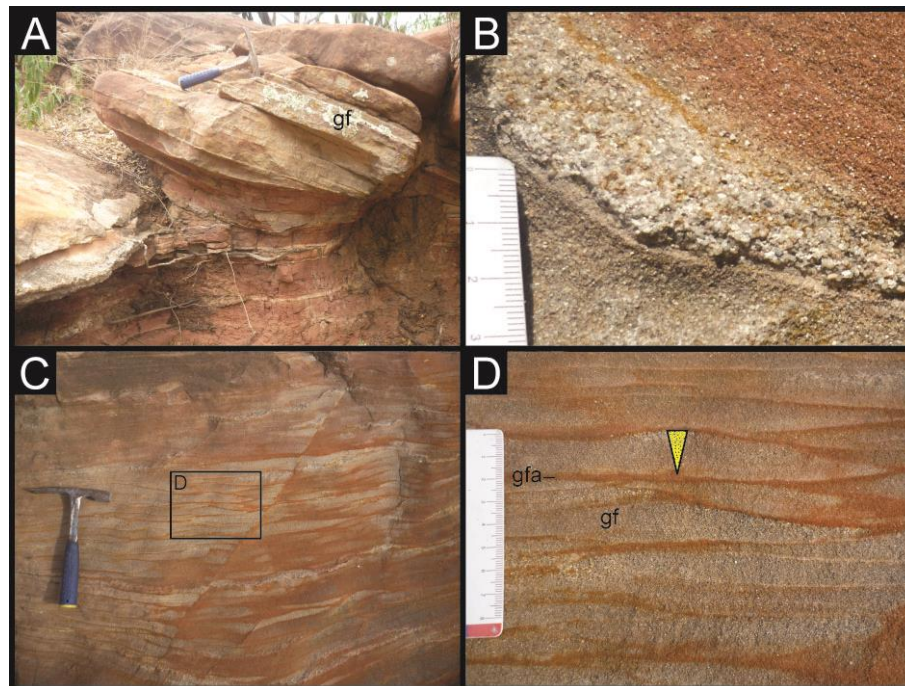


Fig. 4. (A) Aeolian dune cross-strata showing grainflowwedges (gf). (B) Detail of the grainflowwedge geometry. (C) Strike section of the grainflows alternating with grainfall. (D) Detail of Figure A shows lenticular grainflow (gf) interlayer with grainfall (gfa). Inverse triangle showing inverse grading in grainflow strata.

#### 4.1.2. Interpretation

The presence of fine- to coarse-grained sandstones with wellrounded and highly spherical grains, arranged in cross-strata sets that are composed of wind ripple, grainflow and grainfall strata suggests aeolian dune deposits (Hunter, 1977; Kocurek, 1981, 1991, 1996; Uličný, 2004). The unimodal direction of the

paleocurrents and the trough geometry of the cross-strata combined with high dispersion (around  $100^\circ$ ) in the direction of the foresets indicate crescent dunes with a sinuous crestline. A dominant presence of the grainflow deposits indicates aeolian dunes with well-developed slipfaces, suggesting dunes with crestline oriented transverse to prevailing paleowind (Kocurek, 1991).

The height of the aeolian dunes can be inferred from the proportional relationship between the thickness of grainflows and the height of the slipface of aeolian dunes (Kocurek and Dott, 1981; Romain and Mounney, 2014). The maximum thickness of grainflow strata is 5 cm, which, when compared to empirical data that plots grainflow thickness against reconstructed dune height (Kocurek and Dott, 1981; Romain and Mounney, 2014), implies that 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 Mounney (2014) considered grainflow strata up to a maximum thickness of 4 cm.

The presence of cycles formed by alternating packages of grainflow/grainfall strata and ripple laminae (Figs. 5, 6) indicates the occurrence of intervals during which the dunes had well-developed slipfaces that alternated with periods during which much of the lee face was covered by wind ripples (Kocurek, 1991). Kocurek (1996) classifies the erosive bounding surfaces between grainflows and wind ripples as reactivation surfaces, discussed later. This cyclic strata pattern suggests seasonal changes in wind direction (Loope et al., 2001; Scherer and Goldberg, 2010). Transverse, prevailing southwesterly winds were responsible for the grainflow strata packages, while secondary oblique to reverse winds covered the lee face with wind ripples. The maximum thickness of the cycle (1.5 m) potentially indicates the annual dune advance rate of the Caldeirão Member dunes. Similar annual migration rates have been identified in modern and ancient dunes (e.g., Kocurek et al., 1991; Loope et al., 2001; Scherer and Lavina, 2005; Scherer and Goldberg, 2010). The sets that feature sandstones that have convoluted folds and flame structures may have been generated by fluidization from water escape, due to rapid saturation of dry sands. Based on similar observations from another aeolian succession, Mounney and Thompson (2002) concluded that flame structures indicate the escape of water and air in areas of high interstitial water pressure. The deformation and its occurrence from basal to upper portions of sets indicate disturbance that resulted



from liquefaction below the water level (McKee et al., 1971; Mounney and Thompson, 2002), which may be explained by loading of water-saturated sand due to the advancing dune (Doe and Dott, 1980; Horowitz, 1982; Mounney and Thompson, 2002). Thus, 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.

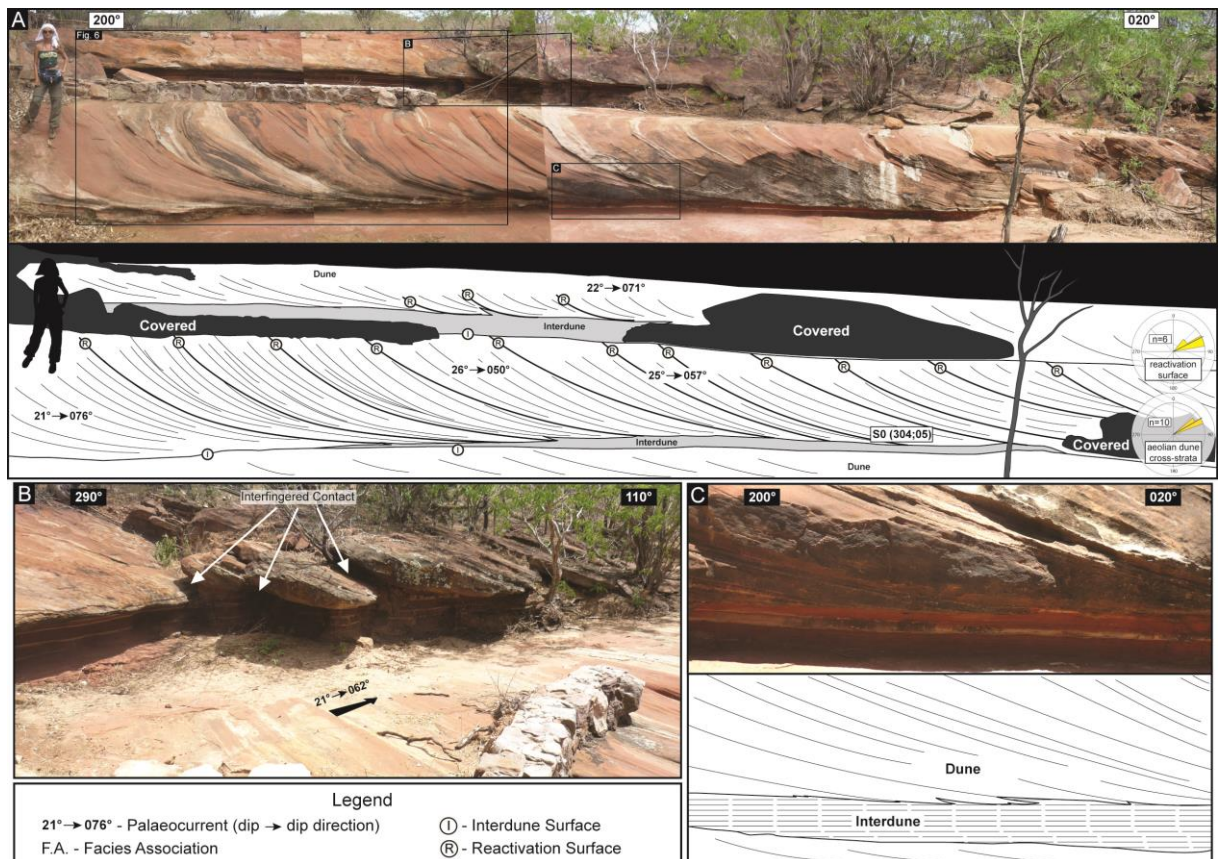


Fig. 5. Photomosaic and images located in stratigraphic log within interval II in Fig. 15. (A) Photomosaic and interpretative outcrop panel showing the geometry and relationships between dune and interdune sandstones. (B) Close up of (A) showing the interdigitated relationships between dune and interdune in decimeter scale.

## 4.2. Interdune facies association

### 4.2.1. Description

This facies association consists of subarkose, reddish, moderately to well sorted, very fine to very coarse-grained sandstones. Architectural elements that comprise this facies association are 0.2 to 3 m thick extending more than 20 m laterally (the maximum outcrop extent) and occur interbedded with sets of cross-stratified aeolian dunes, and possess lenticular geometry (Fig. 5). These sandstones units can be differentiated by an assemblage of sedimentary structures that includes horizontal wind ripple lamination, adhesion structures, current ripple cross-lamination and planar lamination.

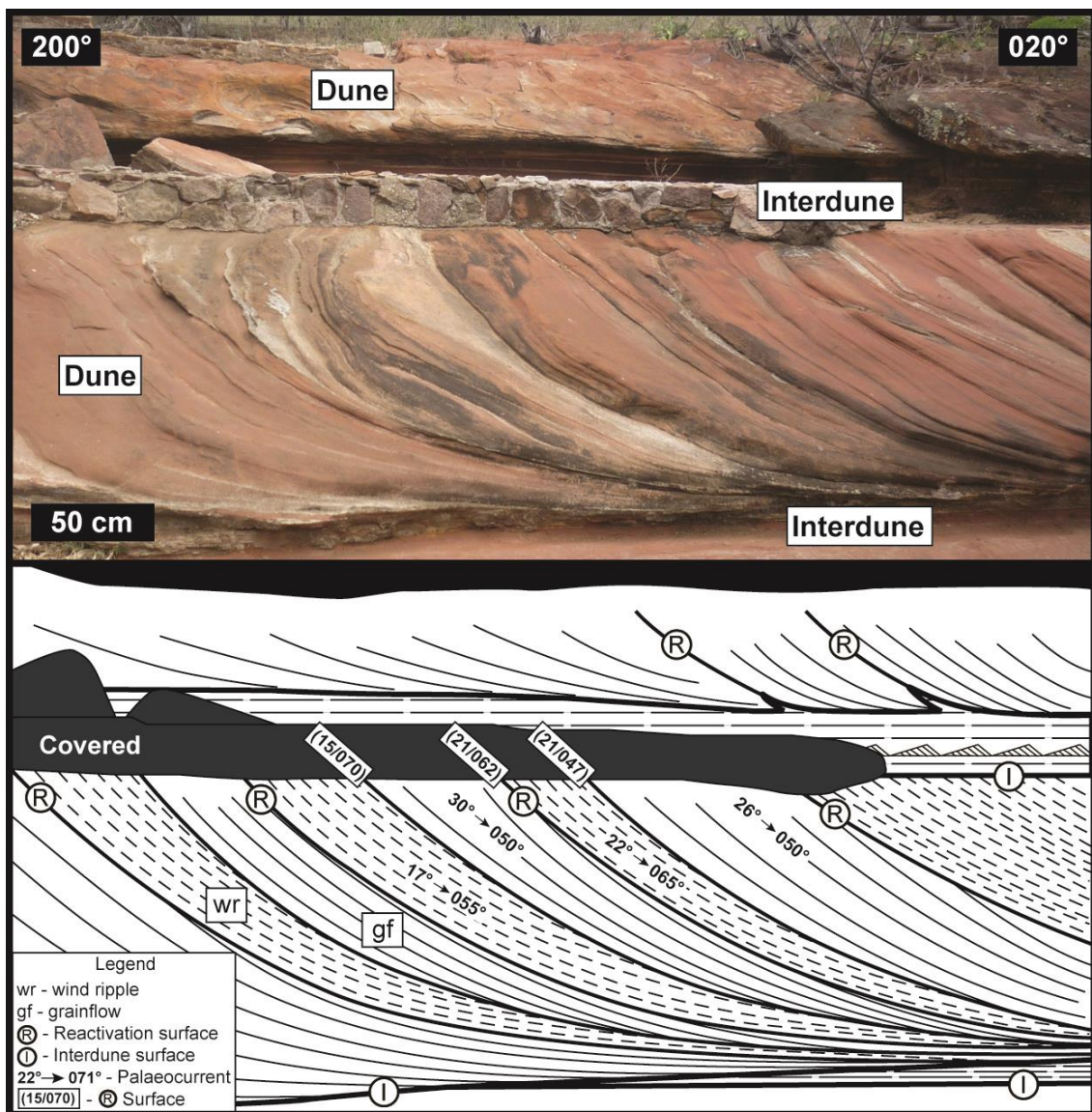


Fig. 6. Photography and interpreted outcrop panel showing the cyclical alternation between grainflow (gf) and wind ripples strata (wr) in view nearly parallel to dip of cross-strata. Note that sequences of lower angle, wr laminae are followed in the migration direction by steeper grainflow strata building out over the ripple wedges. Reactivation surfaces truncate crossstrata, bounding between grainflow strata (below) and wind-ripple strata.

Packages of wind-ripple laminated strata are characterized by horizontal laminae 3 to 5 mm thick (Fig. 8). Internally, the laminae exhibit inverse grading, characterized by fine-grained sandstones at the base that grade into coarse-grained sandstones at the top. Lags of granules and very coarse sand, b0.5 cm, can sometimes be observed interlayered with horizontal wind-ripple deposits. The horizontal wind ripple lamination usually shows an interfingering or transitional relationship with the toesets of overlying aeolian dune units (Fig. 5).

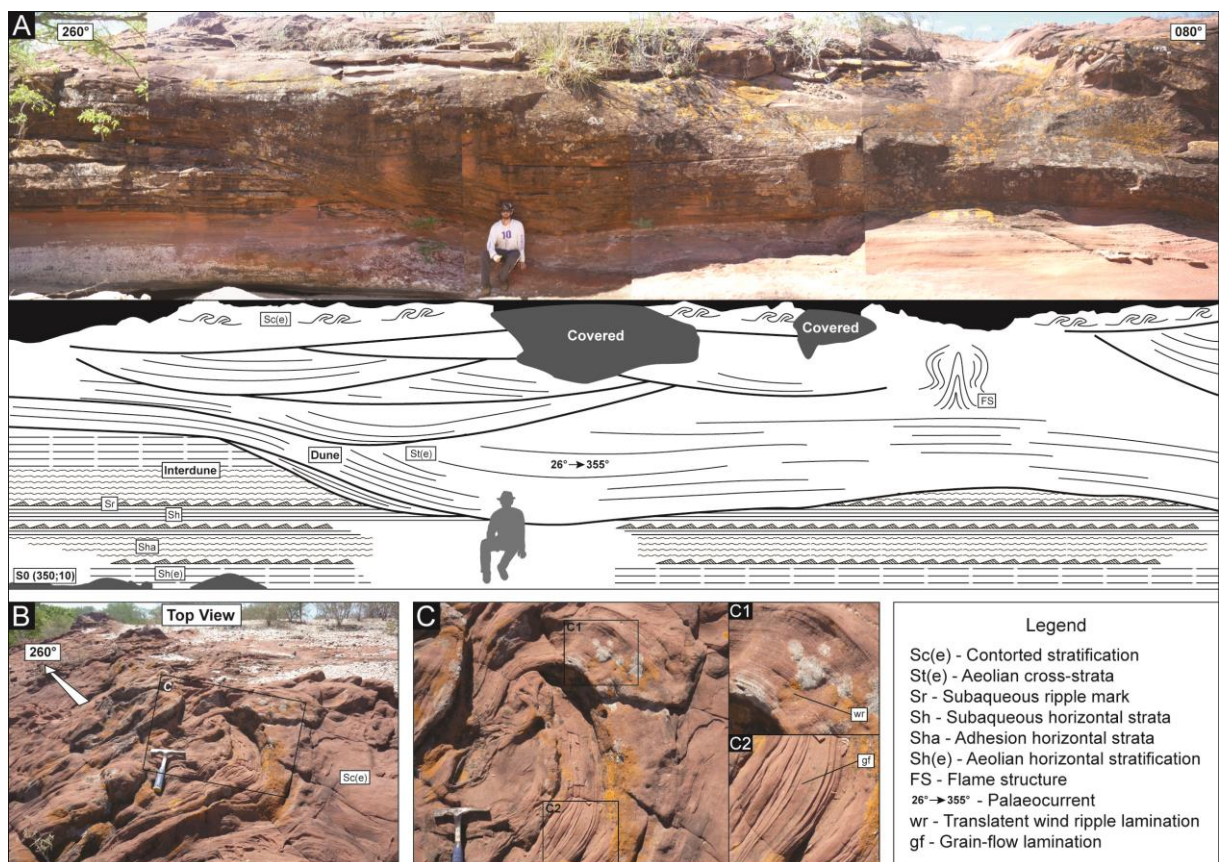


Fig. 7. (A) Photomosaic and outcrop panel showing aeolian dune cutting damp/wet interdune. Note flame structure in aeolian dune cross-strata and sandstones with deformed tangential cross-bedding in top of the section. (B) Top view image exhibiting convoluted stratification. (C) Detail of folded aeolian dune sandstones showing wind ripple strata (C1) and grainflow strata (C2).

The current ripple cross-laminated sandstones form isolated sets or cosets that have thicknesses that range from 3 to 8 cm and are sometimes covered with mud drapes (b1 cm) (Fig. 8). In plan view, the current ripples are slightly asymmetric and exhibit straight and bisected crestlines. The current ripples have amplitudes of 0.4 to 1.0 cm and wavelengths that range from 2.5 to 5 cm (Fig. 9). Although few direct measurements could be recorded, this lithofacies has a mean paleocurrent orientation toward 347° (Fig. 10). The current ripple laminations are locally interlayered with horizontal stratified sandstones that are up to 15 cm thick.

The adhesion structures (adhesion ripple strata and adhesion plane-parallel strata) are arranged in 20 cm thick beds. The adhesion ripple strata (Fig. 11A, B) are less than 1 cm in height and have wavelengths that range from 2 to 3.5 cm. In plan view, the adhesion ripple strata have sinuous and asymmetric crests. The plane-parallel adhesion strata (Figs. 8, 11C) are more common than the adhesion ripple strata and form millimeter-scale, crenulated and thinly spaced horizontal laminae.

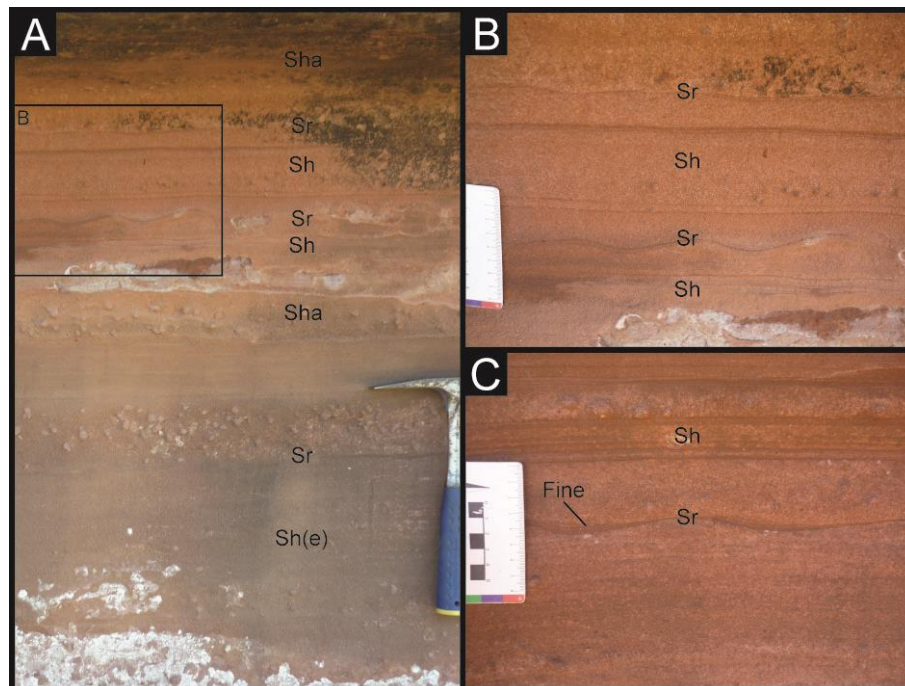


Fig. 8. (A) Sandstones package of interdune region showing the interlayer of translent wind ripples strata (Sh(e)), adhesion horizontal strata (Sha), ripple cross-lamination (Sr) and horizontal lamination (Sh). (B) Close up of (A) showing alternation of horizontal stratification and ripple cross-lamination. (C) Detail silt drapes covering supercritical subaqueous ripple marks.

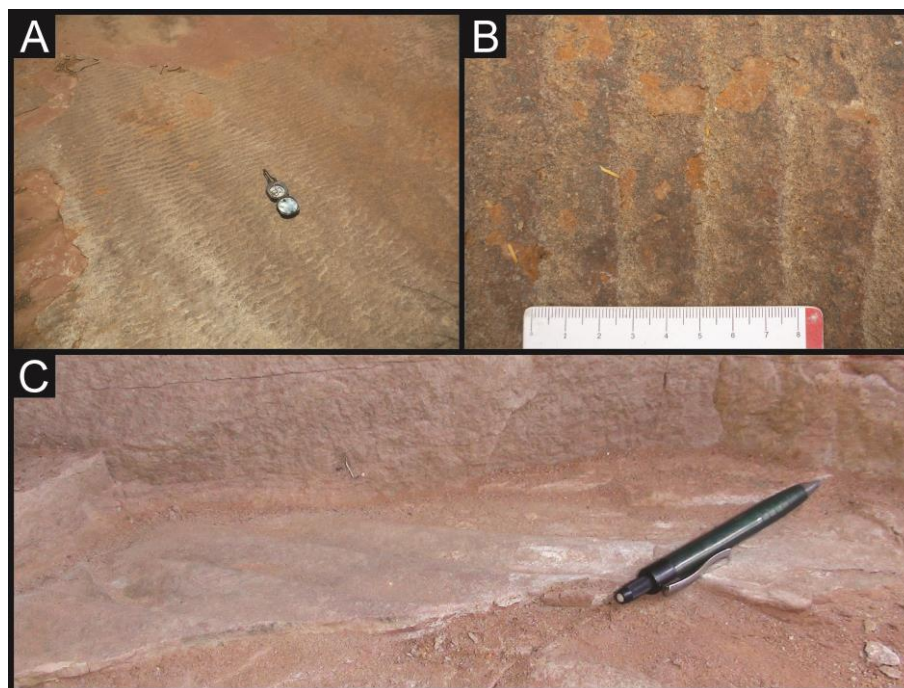


Fig. 9. (A–C) Subaqueous ripple marks showing straight crestlines.

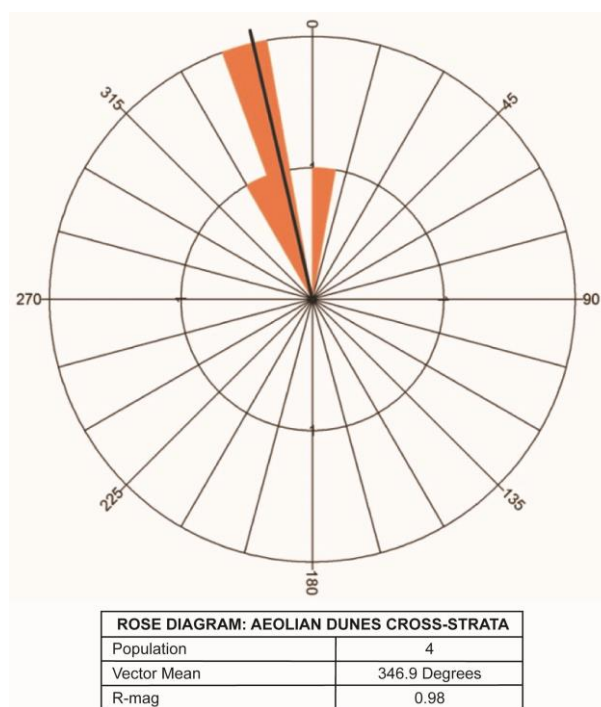


Fig. 10. Rose diagram showing the paleocurrent directions of the subaqueous ripples marks to NNW.

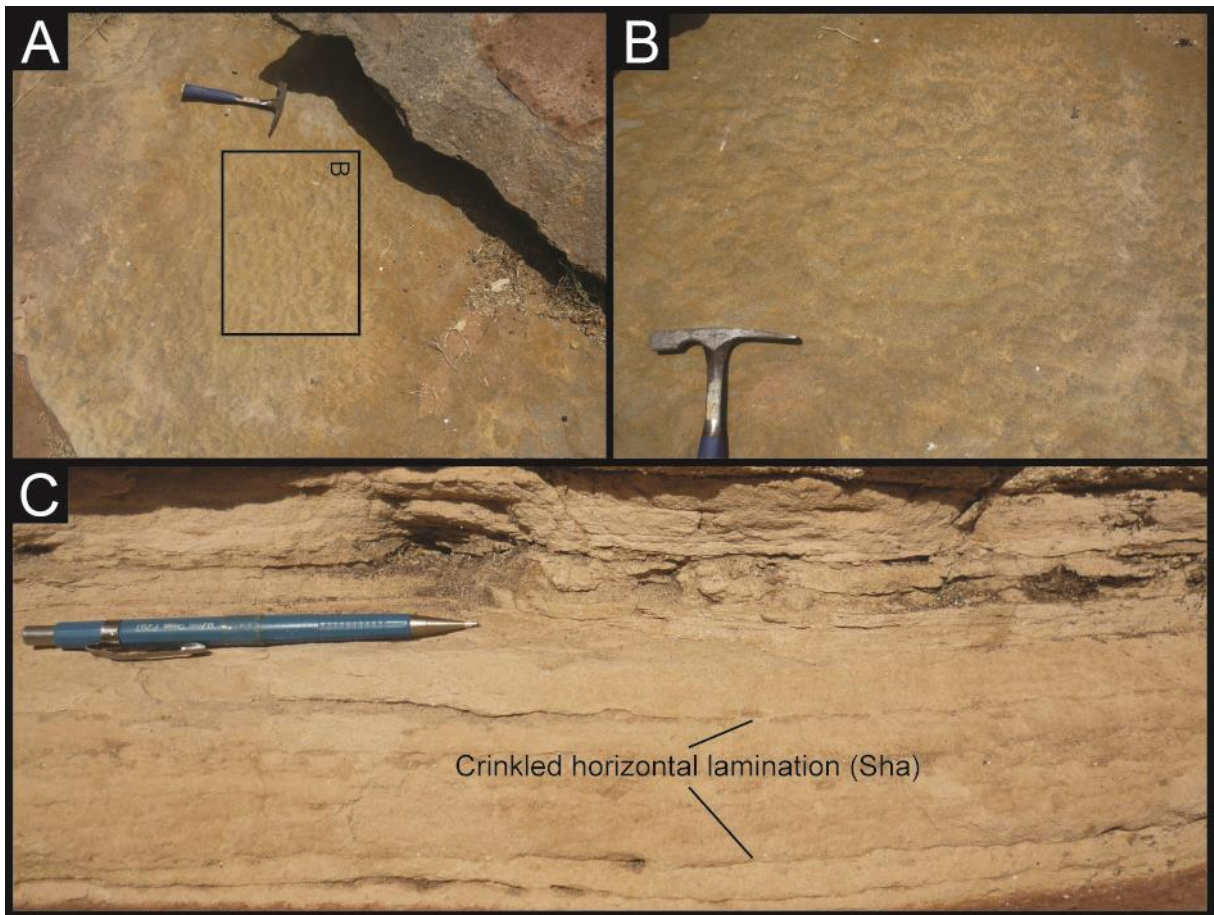


Fig. 11. (A) Plan view of adherence ripple marks. (B) Detail of Figure A. (C) Adhesion plane-parallel strata showing crinkled lamination (Sha).

#### 4.2.2. Interpretation

The presences of lenticular sandstones bodies composed by translantent wind ripple strata, adhesion strata and current ripple strata that interlayer with dunes cross-strata suggest that this facies association represents interdune deposits (Kocurek, 1981; Mountney and Thompson, 2002; Dias and Scherer, 2008). The wide variations in the sedimentary structures that comprise this facies association indicate a different sedimentary process operating in the interdune regions, defining dry, damp and wet interdune deposits (Kocurek, 1981). The dry interdunes are characterized by deposits of horizontal wind ripples and climbing translantent strata and suggest that the capillary fringe of the water table was below the depositional surface. 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 where the capillary fringe of the water table intercepted the interdune region, or where the interdune area became wet as a consequence of fluvial inundation. The vertical transition between wind ripple strata and adhesion strata reflects changes in the substrate wetness associated with either modifications of the rate of water table fluctuation or dry sand availability (Chakraborty and Chaudhuri, 1993; Scherer and Lavina, 2005).

The wet interdunes contain sandstones with horizontal lamination and, more frequently, current ripple 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, suggests that the fluvial flood events were episodic and of short duration (Fig. 8). The measured paleocurrents show 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).

### *4.3. Bounding surface hierarchies*

#### *4.3.1. Description*

Two hierarchies of bounding surfaces (Figs. 5, 6, 12) were identified in the Caldeirão Member aeolian deposits; they can be classified as interdune migration surfaces and reactivation surfaces based on the terminology of Kocurek (1991, 1996), which correspond to first-order and third-order bounding surfaces of Brookfield (1977).

The interdune surfaces are planar, subhorizontal and have considerable lateral continuity in sections parallel to the dip of the cross-strata, exhibiting minimum relief (Figs. 5, 12). These surfaces truncate underlying cross-sets of the dune facies and can be overlain by horizontally stratified interdune facies or directly by other sets of dune cross-strata (Figs. 5, 6, 12).

The reactivation surfaces are marked by a change in the angle cross-strata which is also accompanied by changes in stratification type (Figs. 5, 6, 12),

sometimes showing a regular spacing. These surfaces dip in the same direction as the cross-strata and document a cyclic evolution of cross-sets from high angle, grainflow cross-strata below the surface, to lower-angle inclined, wind-ripple strata above the surface (Figs. 5, 6).

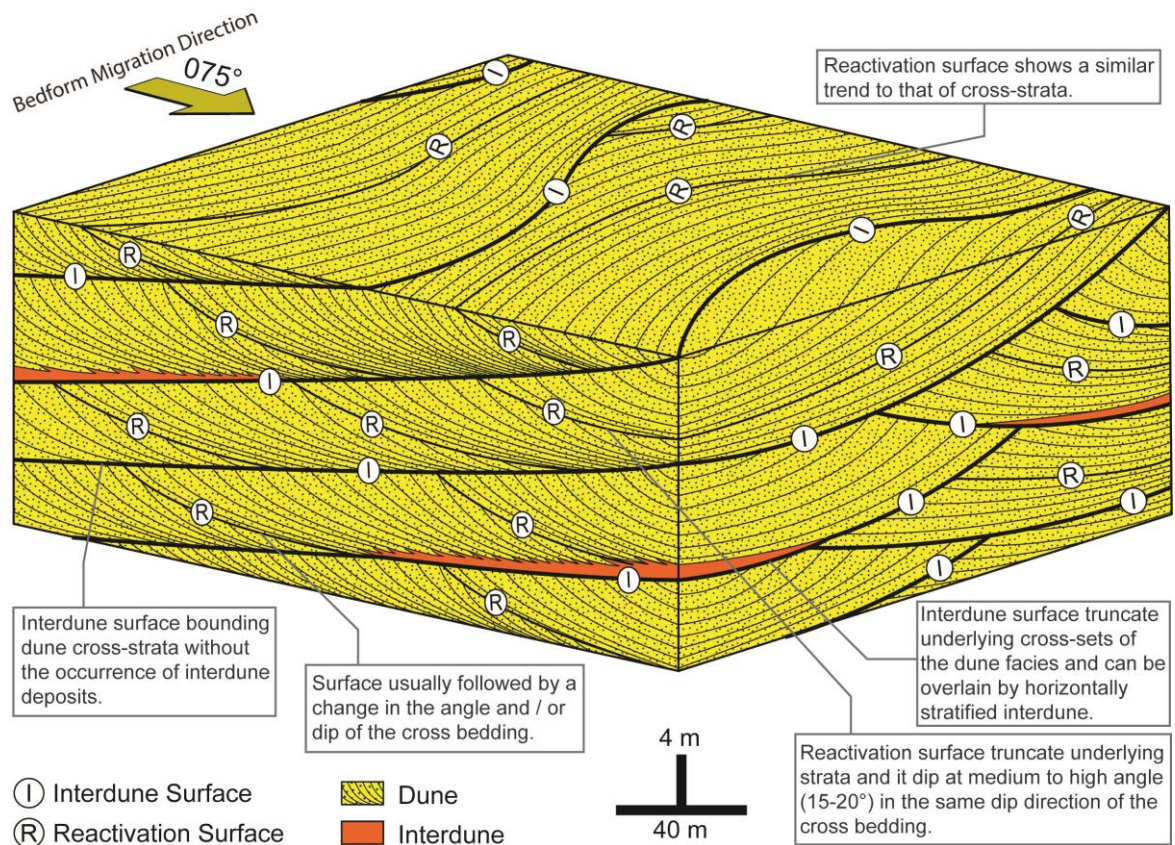


Fig. 12. Diagram block showing the bounding surface hierarchy to the aeolian dunes of the Caldeirão Member.

#### 4.3.2. Interpretation

The interdune and reactivation surfaces have different origins. The interdune surfaces result from migration and climbing of dunes and interdune areas (Kocurek, 1981, 1991, 1996). Accumulations of successive sets of cross-strata between the interdune surfaces represent remnant deposits that were left by the migration of aeolian dunes (Kocurek, 1981, 1991). As highlighted by Kocurek and Havholm (1993), sometimes it is difficult to discriminate autogenic interdune migration surface



of the supersediment, generated by an autogenetic process, that represents regional-scale surfaces that mark the interruption of the aeolian accumulation. However the absence of the deflation lag, polygonal fractures, local relief, paleosols, bioturbation and eodiagenetic evaporitic cementation allow these surfaces to be interpreted this surface as autogenic interdune migration bounding surfaces (Kocurek, 1988; Mountney, 2006a, 2006b).

The origin of reactivation surfaces is attributed to the effect of erosion of the lee face of the dunes, a consequence of changes in dune height, changes in dune asymmetry and/or local fluctuations in wind direction and/or speed (Rubin and Hunter, 1983; Kocurek, 1991). Mountney (2006b) argues that wind fluctuations 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 reactivation surfaces, such as when reverse or oblique winds erode the surface of the lee face of dune and therefore decrease its slope angle (Kocurek, 1991; Chan and Archer, 1999, 2000; Scherer and Goldberg, 2010). Besides eroding the lee face, these reverse or oblique winds often deposit wind ripple cross-strata that have a lower dip than underlying grainflow crossstrata (Rubin and Hunter, 1983) (Fig. 6). The return of dominant winds that are transverse to the crestline causes resumption of the deposition of grainflow strata that covers the wedges of translational strata at a higher angle (Kocurek, 1991; Scherer and Lavina, 2005; Mountney, 2006b). The spacing between reactivations is sometimes regular, indicating seasonal erosion and reworking in lee face, suggesting seasonal changes in wind direction and/or strength (Chan and Archer, 1999, 2000; Loope et al., 2001; Mountney, 2006b) (Fig. 6).

## **5. Aeolian dune and interdune relationships**

### *5.1. Description*

Caldeirão Member sandstones exhibit different types of interaction between dunes and underlying interdunes (Fig. 13). These contact relationships can be described as abrupt, interdigitated or gradational. Abrupt contact is when the aeolian

dune cross-strata erode damp and wet interdunes (Fig. 7). The erosion surface is concave, and its incision into the interdunes reaches 1.4m in depth (Figs. 7, 13A, 14A). Interdigitated contacts (Figs. 5, 13B, 14B) show encroaching between dune toeset and interdune units perpendicular to the dip of the foresets on a centimeter scale (5–40 cm), where wind-ripple strata up dune lee slope above reactivation surfaces. Gradational contacts (Figs. 13C, 14C) show a progressive upward transition from horizontal, dry interdune deposits to low-angle, dune toe-set strata.

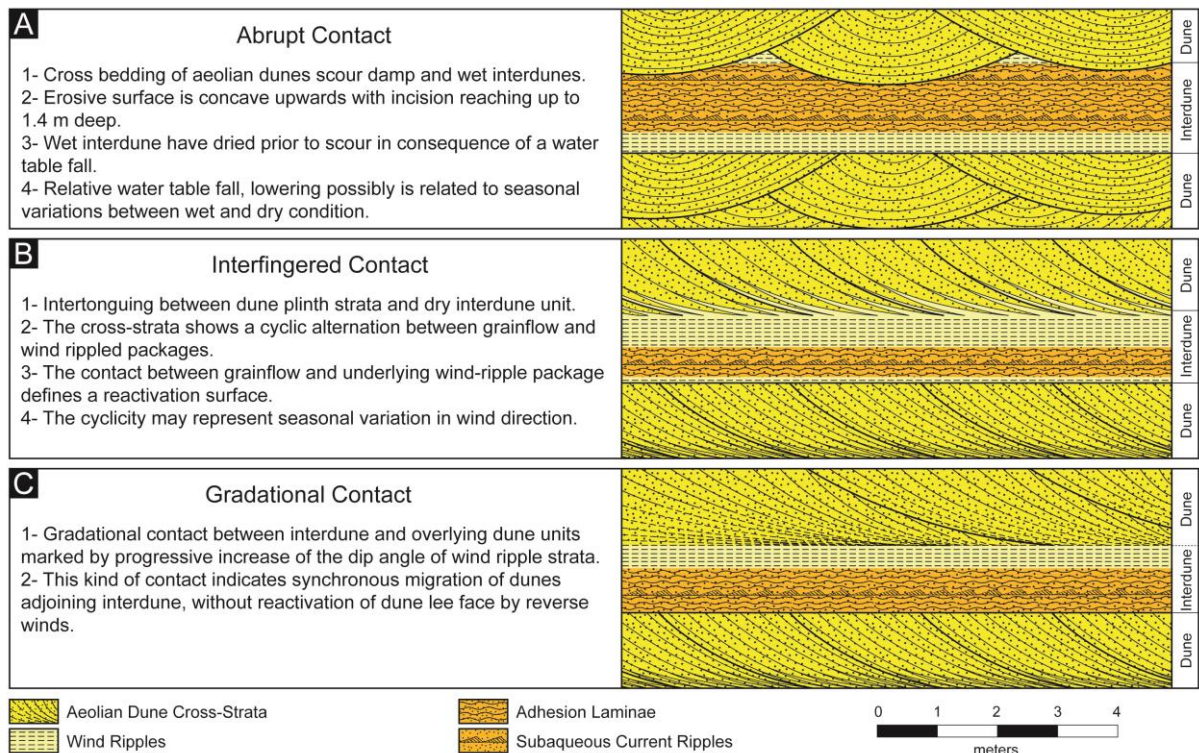


Fig. 13. Summary and schematic model of the types of contact relationships between aeolian dunes and interdune found for the Caldeirão Member.

## 5.2. Interpretation

The process by which the dune base cuts underlying wet and damp interdune strata in abrupt contacts (Figs. 7, 14A) requires a water table fall to allow the damp or wet depositional substrate to dry out and liberate sediment for aeolian reworking (Kocurek and Havholm, 1993; Mountney and Thompson, 2002). The gradational and encroached contact between dune cross-strata and underlying dry interdune units

denotes that dune advance was coexistent with vertical accumulation of the interdune deposits (Pulvertaft, 1985; Mountney and Thompson, 2002; Mountney, 2006b). However, the encroachment of wind-ripple strata up dune lee slopes above reactivation surfaces implies an episodic reduction of dune lee slope angle and the construction of low angle dune plinths. In turn, the gradational contact between dunes and interdunes (Fig. 14C) suggests a continuous and regular climbing of dunes and interdunes and indicates invariability through time of the bedform shape and behavior (Rubin and Carter, 2006).

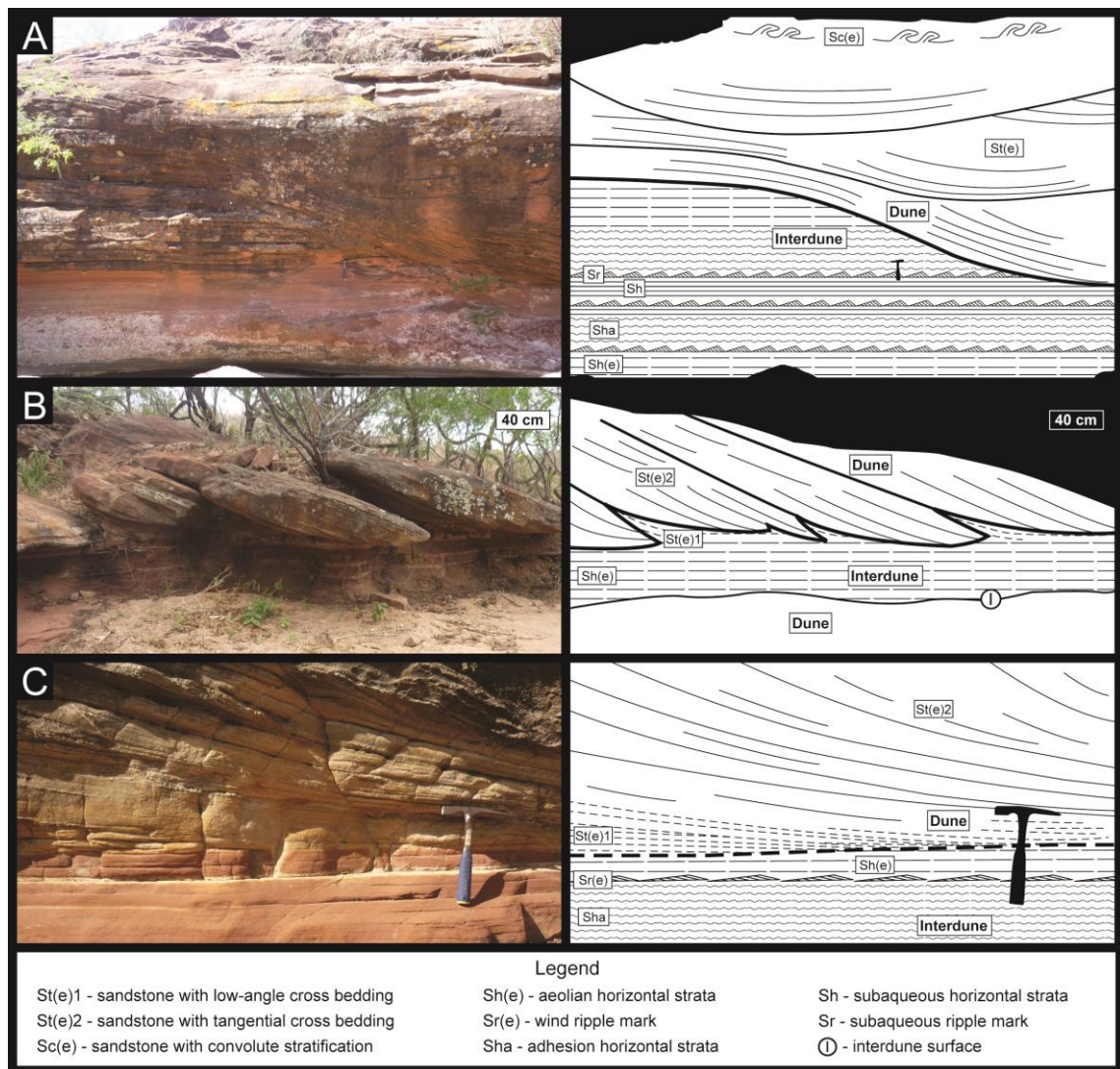


Fig. 14. Contact relationships between aeolian dunes and interdunes to the Caldeirão Member. Photography and interpreted outcrop panels of (A) aeolian dune scour dry and wet interdunes, (B) intertongue between aeolian dune and interdune, and (C) gradual vertical migration of dry interdune to aeolian dune.

## 6. Stratigraphic architecture

### 6.1. Description

The facies succession (Fig. 15) of the study area allowed identification of changes in the depositional architecture of the aeolian system over time, resulting in four different stratigraphic intervals (Figs. 15, 16). The intervals were defined based on the presence or absence of interdune deposits covering the interdune surfaces. All of the intervals are characterized by simple, crescent aeolian dunes with sinuous crests and the paleomigration direction of the aeolian dunes to the northeast.

The depositional Intervals I and III have a thickness of 8 m (minimum) and 11 m, respectively, and are characterized by overlying sets of cross-strata that were generated by the migration and climbing of crescent aeolian dunes. These sets of cross-strata have thicknesses of 2 to 3 m to Interval I and 2 to 5 m to Interval II and are separated by first-order surfaces that do not have associated interdune deposits (Fig. 16).

The depositional Intervals II and IV are characterized by sets of aeolian dune cross-strata that are interlayered with dry, damp and wet aeolian interdune deposits (Fig. 16), which show variations in the thickness section parallel to transport (Fig. 5). Depositional Interval II has a thickness of approximately 11 m and is composed of aeolian dunes cross-strata sets ranges from 1 to 3.5 m interlayered with interdune deposits ranging from 25 to 70 cm in thickness. The contact between the aeolian dune cross-strata and underlying interdune deposits is of the interdigitated or gradational type (Fig. 14). In turn, 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 3 m thick interdune deposits on which sets of aeolian dune cross-strata are superimposed on abrupt and erosive contact (Fig. 16). 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 (Figs. 7, 16).

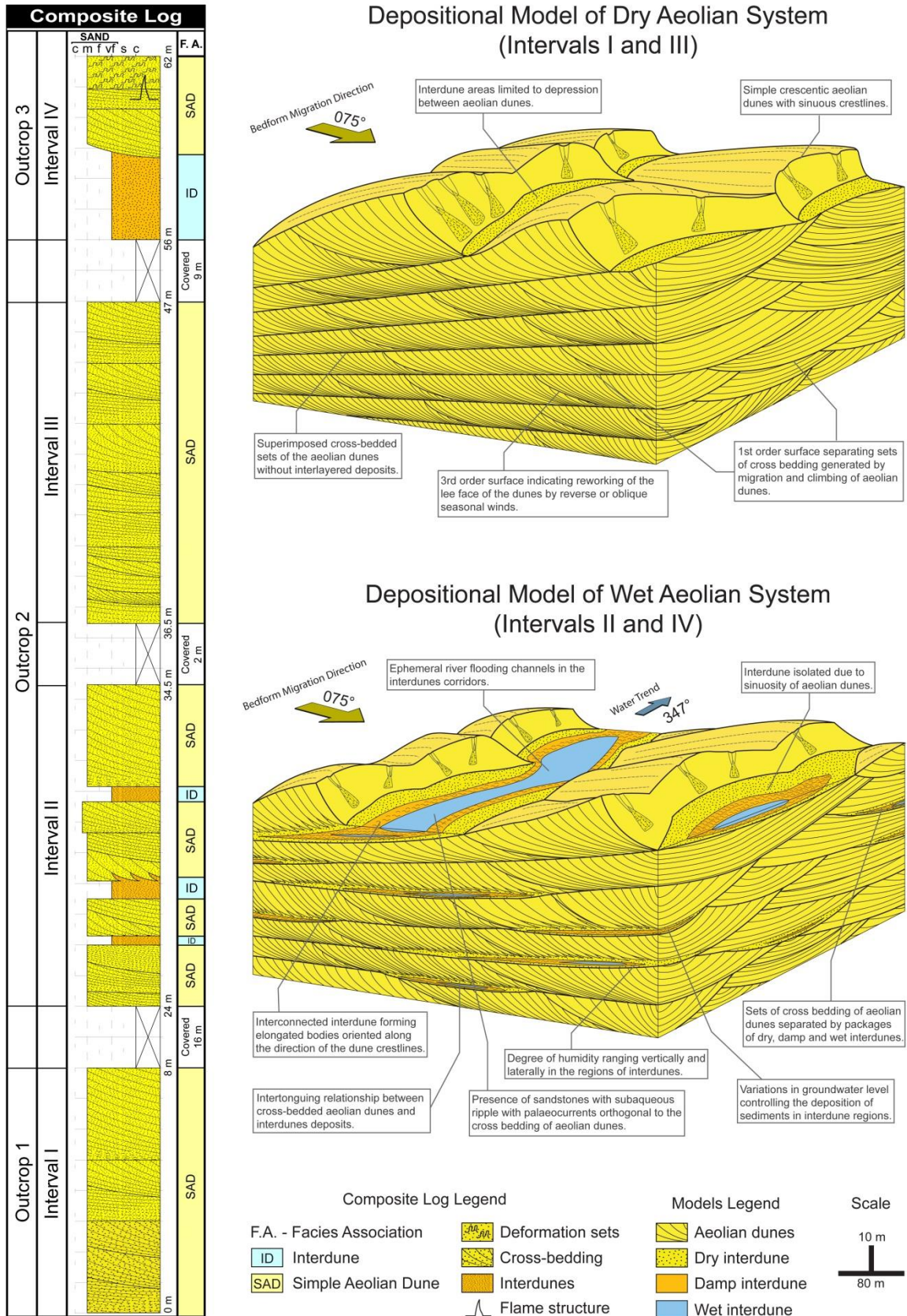


Fig. 15. Composite log and summary three-dimensional architectural models for dry aeolian system (Intervals I and III) and the wet aeolian system (Intervals II and IV) of studied outcrop section of the Caldeirão Member.

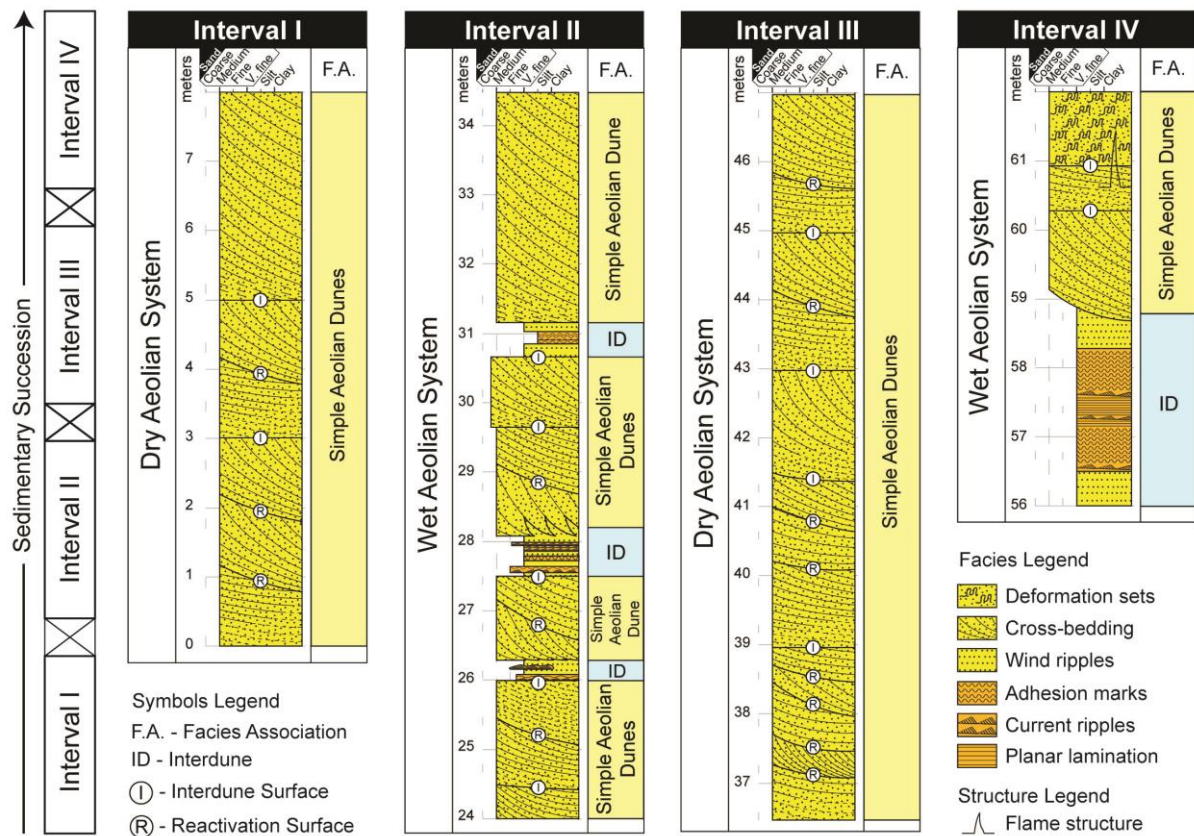


Fig. 16. Stratigraphic logs for the four intervals of the Caldeirão Member. Intervals I and III showing facies association of dry aeolian system, and Intervals II and IV showing facies association of wet aeolian system. Location of the outcrops in Fig. 1.

## 6.2. Interpretation

The facies architecture characterized by successive sets of crescent aeolian dune cross-strata, without interlayered interdune deposits, allows interpretation of the Intervals I and III as dry aeolian systems. In this system, the water table 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 sand saturation. This condition is marked by the aeolian dunes climbing without the development of laterally extensive adjoining interdune flat areas (Wilson, 1971; Rubin and Hunter, 1982; Kocurek et al., 1992). Rather, the interdunes took the form of small depressions between adjacent aeolian

dunes. The presence of sinuous crestlines suggests that interdunes were laterally discontinuous in the Intervals I and III (Fig. 15).

In turn, the Intervals II and IV are characterized by sets of crescent aeolian dune cross-strata interlayered with dry, damp and wet interdune deposits, indicating wet aeolian systems. The significant sinuosity of the aeolian dunes can imply isolation of the interdune areas, although in metasaturated systems the interdune flats can be wide (Wilson, 1971, 1973), forming extensive corridors that follow the direction of the dune crests (Fig. 16). In the present case, the presence of sandstones with subaqueous ripples (wet interdune) with paleocurrents that are perpendicular to the aeolian dune cross-strata indicates that ephemeral rivers were channeled in the aeolian interdune regions, suggesting laterally connected and open interdune corridors.

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 requires a progressive rise in the water table, in which the climb angle is controlled by the rates of both water-table rise and downwind migration of the bedforms (Kocurek and Havholm, 1993; Mountney and Thompson, 2002; Mountney, 2006b). The geometry and facies characteristics of the interdune deposits are marked by the occurrence of abrupt, interdigitated and gradational contact between dune and interdune strata, together with variations in thickness of interdune deposits in sections parallel to flow, indicate that the wet aeolian systems of the Caldeirão Member (Intervals II and IV) represent dynamic models of aeolian accumulation (Mountney, 2012). The distinctive geometries of interaction between the dune and interdune architectural elements can be generated by two processes (Mountney and Thompson, 2002; Mountney, 2012): (1) Climbing of aeolian dunes and interdunes occurs under conditions of variation in the climbing angle over time, which can be caused by high-frequency (annual or decadal) oscillations of the water table, or (2) dunes and the adjoining interdunes expanded and contracted over time but accumulated in response to an angle of climb that remained essentially constant.

The frequent interlayering between dry, damp and wet interdune deposits in wet aeolian systems of Intervals II and IV may 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. This is similar to the accumulation model that was proposed by Mounthey 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 is probably 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; Mounthey, 2006a, 2012). The climb angle also tends to decrease because small aeolian dunes migrate faster than large aeolian bedforms (Mounthey, 2012). A relatively low climb angle combined with small dune size causes the sets of cross-strata to be thinner. In contrast, increased dune size and 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 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. This, combined with an increase in the availability of dry sand in the system from the areas of interdune or external areas outside the dune field, favored the development of dry aeolian systems. In contrast, relatively wetter periods are characterized by an increase in rainfall and runoff, which generate a rise in the water table that may intercept the accumulation surface. This results in the development of wet aeolian systems. Stratigraphic cycles on a decameter-scale have been identified in aeolian successions of different ages. These are attributed mainly to climate changes that are induced by orbital cycles (Loope, 1985; Clemmensen et al., 1994; Scherer and Lavina, 2005; Mounthey, 2006b).



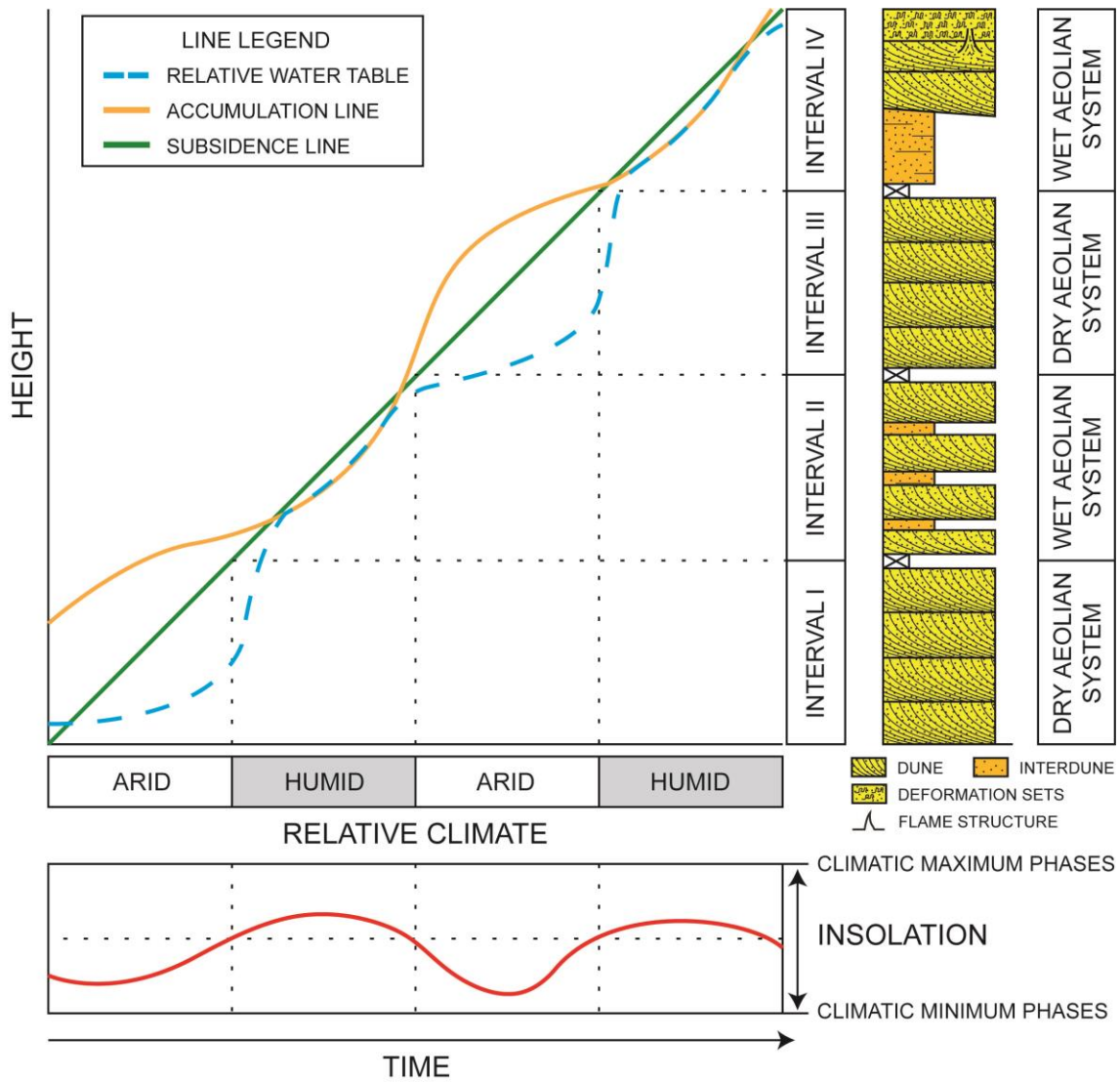


Fig. 17. Relationship between water table oscillation, sand accumulation and basin subsidence in the aeolian succession of the Caldeirão Member. The alternation between wet and dry systems can be interpreted as a consequence of climatic changes.

Permian–Carboniferous aeolian successions in different basins (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 (Clemmensen et al., 1994). These climate cycles cause changes in the eustatic level of the oceans, which directly influenced rainfall rates in the medium and low latitudes of the Pangea supercontinent (Clemmensen et al., 1994). 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 (De Boer and Smith, 1994). Because the Caldeirão Member was

positioned at a paleolatitude of approximately 30°S, it can be inferred that the temporal variations between wet and dry aeolian systems may have been driven 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).

## 7. Conclusions

The aeolian succession of the Caldeirão Member can be subdivided in two different facies associations: aeolian dune and interdune. The interdune deposits occur interbedded with sets of aeolian dune crossstratification. The presence of dry interdune deposits interlayered with centimeter-scale layers of damp interdune deposits suggests high frequency fluctuations of the water table (monthly, years?). 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 positions 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 interdune deposits interlayered with aeolian dune cross-strata suggest wet aeolian systems, whereas 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 developed in a basin that occupied the limits of middle latitudes in Gondwana, and it can be inferred that the temporal alternation of wet and dry aeolian systems was most likely due to climatic oscillations, probably induced by orbital cycles, that influenced the rate of water table rise and/or dry sand availability. The presence of cycles regularly spaced within the aeolian dunes cross-strata, marked by alternating grainflow and wind ripple strata separated by reactivation surfaces, suggests possible seasonal variations in wind direction, with strong reverse or oblique winds that reworked the lee face of the dunes.

## Acknowledgments

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, Cooperation Agreement 006/2008-UFPE (Process 23076.000912 /2008-69), coordinate by D.Sc. Adriano Viana). The authors thank Jasper Knight, Nigel Mountney and an anonymous reviewer for questions, corrections and constructive comments on the manuscript.

## References

- Brazil, J.J., 1947. Resumé of geologic reconnaissance of the half of the Bahia sedimentary embayment Northeast Bahia and West edge of Sergipe. 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 Mancheral 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 Vol. 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 Vol. 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 Vol. 19. Blackwell, Oxford, pp. 19–29.

Correa, G.A., Carrecedo, M.L., Gutierrez, P.R., 2012. Paleambiente y paleontología de la Formación Andapaico (Paleozoico superior, Precordillera Central, Argentina). *Andean Geology* 39, 22–52.

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, 445–453.

Crabaugh, M., Kocurek, G., 1993. Entrada Sandstone: an example of a wet aeolian system. In: Pye, K. (Ed.), *The Dynamics and Environmental Context of Aeolian Sedimentary Systems*. Geological Society London Special Publication Vol. 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* IAS Special Publication Vol. 19. Blackwell, Oxford, 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 No. 108-1812, Salvador (99 pp.).

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 Vol. 1, pp. 24–117.

Goso, C., Piñeiro, G., DeSantaAna, H., Rojas, A., Verde, M., Alves, C., 2001. Caracterización estratigráfica de los depósitos continentales cuspidales neopérmicos (Formaciones Yaguarí y Buena Vista) em el borde oriental de la Cuenca Norte Uruguaya. Congreso Latinoamericano de Geología Vol. 11. Montevideo, Actas (181 pp.).

Havholm, K.G., Kocurek, G., 1991. Controls on Eolian Facies Architecture, Middle Jurassic Page Sandstone, Colorado Plateau. American Association of Petroleum Geologists Bulletin Annual Convention Vol. 75 p. 591 (<http://www.searchanddiscovery.com/abstracts/html/1991/annual/abstracts/0591a.htm>: Dallas, Texas).

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 of London, Special Publication Vol. 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., 1988. First-order and super bounding surfaces in eolian sequences – bounding surfaces reviseted. *Sedimentary Geology* 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*. Blackwell Science, Oxford, pp. 125–153.

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

Kocurek, G., Fielder, G., 1982. Adhesion structures. *Journal of 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 Vol. 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 Vol. 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 of 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., 1985. Episodic deposition and preservation of aeolian sands — a Late Paleozoic example from southeastern Utah. *Geology* 13, 73–76.

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

Magnavita, L., Destro, N., Carvalho, M.S.S., Milhomem, P.S., Souza-Lima, W., 2003. Bacias sedimentares brasileiras – Bacia de Tucano. *Fundação Paleontológica Phoenix* 5 (52).

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* SEPMSpecial Publication Vol. 84. Society for Sedimentary Geology, Oklahoma, 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., Jagger, A., 2004. Stratigraphic evolution of an aeolian erg margin system: the Permian Cedar Mesa Sandstone, SE Utah, USA. *Sedimentology* 51, 1–31.

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.

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

Rodríguez-López, J.P., Clemmensen, L.B., Lancaster, N., Mountney, N.P., Veiga, G.D., 2014. Archean to recent aeolian sand system and their sedimentary record: current understanding and future prospects. *Sedimentology* 61, 1487–1534.

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

Rubin, D.M., Carter, C.L., 2006. Bedforms and Cross-bedding in Animation. *SEPM Atlas Serie N0 2*.

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 Vol. 38*. Elsevier, Amsterdam, 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*. Petrobras, Rio de Janeiro, 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., 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., 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., Lavina, L.E.C., Dias Filho, D.C., Oliveira, F.M., Bongiolo, D.E., Silva, E., 2007. Stratigraphy and facies architecture of the fluvial–aeolian–lacustrine Sergi Formation (Upper Jurassic), Recôncavo Basin, Brazil. *Sedimentary Geology* 194, 169–193.

Spalletti, L.A., Limarino, C.O., Colombo Piñol, F., 2010. Internal anatomy of an erg sequence from the aeolian–fluvial system of the De La Cuesta Formation (Pangazo Basin, northwestern Argentina). *Geologica Acta* 8, 431–447.

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



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

Wilson, I.G., 1973. Ergs. *Sedimentary Geology* 10, 77–106.

## 9.2. ANEXO B

Co-autor do artigo “High resolution stratigraphy of initial stages of rifting, Sergipe-Alagoas Basin, Brazil” publicado na revista *Brazilian Journal of Geology*, 47(4): 657-671, December 2017. DOI: 10.1590/2317-4889201720170003.

DOI: 10.1590/2317-4889201720170003

## ARTICLE

## High resolution stratigraphy of initial stages of rifting, Sergipe-Alagoas Basin, Brazil

*Estratigrafia de alta resolução dos estágios iniciais de rifteamento, Bacia de Sergipe-Alagoas, Brasil*

Carrel Kifumbi<sup>1\*</sup>, Claiton Marlon dos Santos Scherer<sup>1</sup>, Fábio Herbert Jones<sup>1</sup>, Juliano Kuchle<sup>1</sup>

**ABSTRACT:** The present work aims to characterize the Neojurassic to Neocomian succession of the Sergipe-Alagoas Basin, located in northeast region of Brazil, in order to discover the influence of tectonics on sedimentation in detailed scale and thus separating this sedimentary succession in tectono-stratigraphic units. Fieldwork observations and stratigraphic sections analysis allowed subdividing this rift succession into three depositional units that indicate different paleogeographic contexts. Unit I, equivalent to the top of Serraria Formation, is characterized by braided fluvial channel deposits, with paleocurrent direction to SE; unit II, corresponding to the base of Feliz Deserto Formation, is composed of anastomosed fluvial channel and floodplain facies associations; and unit III, equivalent to the major part of Feliz Deserto Formation, is characterized by delta deposits with polymodal paleocurrent pattern. The changes of depositional system, as well as paleocurrent direction, suggest that the previously described units were deposited in different evolutionary stages of rifting. Units I and II represent the record of a wide and shallow basin associated with the first stage of rifting. Unit I is characterized by incipient extensional stress generating a wide syndinal depression, associated to the low rate of accommodation and low tectonic activity. These two parameters progressively increase in unit II. The paleocurrent direction of unit I indicates that the depocenter of this wide basin was located at SE of the studied area. No conclusion could be done on paleocurrent from unit II because of the low amount of measurements. Unit III suggests a second stage marked by a deeper basin context, with a high rate of accommodation space associated with the lateral connection of faults and individualization of the half-graben. The scattering in the paleocurrent direction in this unit indicates sedimentary influx coming from several sectors of the half-graben. The boundary between these two stages is marked by a flooding surface that indicates an extremely fast transition and suggests a radical change in geometric characteristics of the basin due to the increase of tectonic activity.

**KEYWORDS:** Rift; Sergipe-Alagoas Basin; Serraria Formations; Feliz Deserto Formation; Sequence stratigraphy.

**RESUMO:** O presente trabalho tem como objetivo caracterizar a sucessão Neo-jurássica a Neocomiana da Bacia de Sergipe-Alagoas, localizada na região nordeste do Brasil, visando descobrir em escala de detalhes a influência da tectônica na sedimentação e separar essa sucessão sedimentar em unidades tectono-estratigráficas. As observações de campo e a análise de perfis estratigráficos permitiram subdividir essa sucessão de rifte em três unidades, que indicam diferentes contextos paleogeográficos. A unidade I, equivalente ao topo da Formação de Serraria, é caracterizada por depósitos de canais fluviais entrelaçados, com direção de paleocorrente para SE; a unidade II, correspondente à base da Formação Feliz Deserto, é composta das associações de fácies de canais fluviais anastomosados e planície de inundação; e a unidade III, equivalente à maior parte da Formação Feliz Deserto, é caracterizada por depósitos deltaicos com padrão de paleocorrente polimodal. As mudanças de sistema deposicional, bem como na direção de paleocorrente, sugerem que as unidades descritas anteriormente foram depositadas em diferentes estágios evolutivos de rifte. As unidades I e II representam o registro de uma bacia ampla e rasa associada ao primeiro estágio do rifte. A unidade I é caracterizada por tensão extensional incipiente resultando em uma ampla depressão sindinal, associada a baixas taxas de acomodação e baixa atividade tectônica. Pode-se inferir que esses parâmetros aumentam levemente na unidade II pela preservação de sedimentos finos externos ao canal. A direção de paleocorrente da unidade I indica que o depocentro dessa ampla bacia estava localizado no SE da área estudada. Nenhuma conclusão pode ser feita com base nas paleocorrentes da unidade II por causa da baixa quantidade de medidas. A unidade III sugere um segundo estágio marcado por um contexto de bacia mais profunda, com alta taxa de espaço de acomodação associada à conexão lateral de falhas e individualização dos meio-grabens. A dispersão na direção de paleocorrente nessa unidade aponta influxo sedimentar proveniente de vários setores do meio-graben. O limite entre os dois estágios é marcado por uma superfície de inundação caracterizada por sedimentos de prodelta sobre os de canais fluviais anastomosados. Esse contato abrupto indica uma transição extremamente rápida e sugere uma mudança radical nas características geométricas da bacia por causa do aumento da atividade tectônica.

**PALAVRAS-CHAVE:** Rifte; Bacia de Sergipe-Alagoas; Formação Serraria; Formação Feliz Deserto; Estratigrafia de seqüências.

<sup>1</sup>Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS, Porto Alegre (RS), Brazil. E-mail: carrelkj@yahoofr, claiton.scherer@ufrgs.br, fabio\_mca@yahoo.com.br, julianokuchle@ufrgs.br

\*Corresponding author

Manuscript ID: 20170003. Received on: 01/10/2017. Approved on: 08/21/2017.

### 9.3. ANEXO C

Participação e apresentação oral no 48º Congresso Brasileiro de Geologia, outubro de 2016, Porto Alegre/RS, Brasil (ISBN: 978-85-99198-13-1).

#### **EVOLUÇÃO ESTRATIGRÁFICA DE DUNAS E INTERDUNAS EÓLICAS EM RESPOSTA A VARIAÇÕES CLIMÁTICAS, MEMBRO CALDEIRÃO, PERMIANO, BRASIL**

*Jones, F.H.<sup>1</sup>; Scherer, C.M.S.<sup>1</sup>; Kuchle, J.<sup>1</sup>*

<sup>1</sup>Universidade Federal do Rio Grande do Sul

**RESUMO:** Muitos estudos recentes têm focado na reconstrução e interpretação de sistemas deposicionais eólicos antigos e modernos, e dois tipos principais foram identificados: sistemas eólicos secos e úmidos. Além desses, um terceiro tipo de sistema eólico foi identificado e denominado como sistema de estabilização. No entanto, este tipo de sistema, embora comum no Quaternário, é raro nos registros geológicos mais antigos. O Membro Caldeirão (Santa Brígida Formação) está inserido temporalmente no Permiano e seus melhores afloramentos estão localizados na Bacia de Tucano Central, região nordeste do Brasil. O Membro Caldeirão é caracterizado por uma sucessão de arenitos de origem eólica que compreende os depósitos preservados de dunas e interdunas. Estratos de fluxos de grãos e estratos transladantes de marcas onduladas, e a frequente presença de superfícies reativação, compõem a estratificação cruzada de depósitos de dunas eólicas crescentes. Os estratos cruzados eólicos apresentam um mergulho médio para a ENE. Em alguns locais, intercalados com estratos cruzados de dunas eólicas, ocorrem unidades de interdunas compostas por fácies indicativas de condições seca, úmida e encharcada do substrato, sugerindo variações espaciais e/ou temporais no teor de umidade da superfície de acumulação de interdunas. A presença de marcas onduladas subaquosas com migração para NNW em áreas de interdunas encharcadas indica que o fluxo fluvial estava confinado nos corredores de interdunas e orientado perpendicularmente à direção de transporte eólico. Lentes de estratos de interdunas úmidas e encharcadas exibem, principalmente, relações de contato interdigitado e transicional com o pé das dunas sobrepostas em seções paralelas ao transporte eólico, indicando que a migração das dunas foi contemporânea com acumulação de sedimentos em interdunas adjacentes. Variações laterais na espessura preservada das unidades de interdunas associada às raras ocorrências de relações de contato abruptas e erosivas entre a área de interdunas e os sets de dunas sobrepostos, sugerem variações temporais no ângulo de cavalgamento de dunas e interdunas os quais podem estar relacionados a mudanças de alta frequência na posição do nível de água subterrânea. Quatro intervalos estratigráficos no Caldeirão Membro podem ser identificados, dois intervalos exibindo estratificação cruzada de dunas eólicas sem áreas interdunas úmidas, e dois intervalos apresentando dunas eólicas separadas por áreas interdunas úmidas, marcando a transição entre os sistemas eólicos secos (intervalos I e III) e sistemas eólicos úmidos (Intervalos II e IV). As alternâncias temporais entre sistemas eólicos secos e úmidos refletem mudanças na disponibilidade de areia seca e/ou na taxa de subida do lençol freático, possivelmente controlado por flutuações climáticas influenciadas por ciclos orbitais.

**PALAVRAS-CHAVE:** MEMBRO CALDEIRÃO, SISTEMAS EÓLICOS, CICLOS SEDIMENTARES.

<b>ANEXO I</b>
Título da Dissertação/Tese:
<b>“ESTRATIGRAFIA, PALEOCLIMATOLOGIA, PALEOGEOGRAFIA E MORFODINÂMICA DOS SISTEMAS EÓLICOS EOPERMIANOS DA PORÇÃO CENTRO-NORTEDO GONDWANA, BRASIL”</b>
Área de Concentração: Estratigrafia
Autor: <b>Fábio Herbert Jones</b>
Orientador: <b>Prof. Dr. Claiton Marlon Dos Santos Scherer</b>
Examinador: <b>Prof. Dr. Ezequiel Galvão de Souza</b>
Data: 25/09/2020
Conceito: A
<b>PARECER:</b>
<p>O aluno está apto a receber o título de Doutor em geociências tendo em vista a tese entregue e estando de acordo com os critérios estabelecidos pelo PPGGEO/UFRGS. O trabalho está bem apresentado, organizado e possui um tema muito relevante na área científica para qual o aluno cursou o doutoramento. A tese é fácil de ler e compreender, facilitando a discussão dos dados. A apresentação foi clara e dentro do tempo estimado. As figuras estão claras e com boa resolução e citadas corretamente no texto. Entretanto há algumas figuras como a 17 que estão com tamanho e resolução inadequados, dificultando a visualização. Além disso falta o “modificado de” em algumas legendas e necessita-se de uma padronização nas legendas, pois ora tem a fonte da foto, ora não. Há alguns poucos problemas de pontuação e acentuação, bem como de concordância verbal e nominal. Sugiro reescrever algumas frases que estão com 6 ou 7 linhas que dificultam a leitura e compreensão. Abaixo seguem alguns apontamentos em relação à dissertação e ao artigo apresentados. Além disso, o arquivo em *pdf traz as principais correções a serem feitas visando o aceite dos manuscritos e a aprovação do aluno.</p> <p>RESUMO: Está bem escrito, com poucas frases confusas e salienta os resultados obtidos. Entretanto, faltou dar ênfase à importância do trabalho o problema que foi solucionado, destacando os resultados obtidos acarretaram de importante para os estudos de sistemas eólicos do Permiano. As mesmas alterações devem ser feitas no ABSTRACT.</p>

**INTRODUÇÃO:** Confusa, algumas frases extensas e outras repetidas, com diferentes tempos verbais na mesma sentença. Não há uma apresentação clara do que será visto neste trabalho, de qual problema ele irá solucionar e como irá solucionar. Um parágrafo falando de carência de estudos com uma frase dizendo que teu estudo vai contribuir com “novos e valiosos casos” não é suficiente. Não parece uma introdução de tese de doutorado e sim um apanhado sobre sistemas eólicos.

**OBJETIVOS:** Pelo título da tua tese o objetivo específico 1 deveria ser o objetivo geral. Note que até aqui o leitor ainda não tomou conhecimento claro do problema, metodologia e importância da tese, ficando deslumbrado com o título.

**ESTADO DA ARTE:** Primeira parte confusa e descontínua (reconhecimento, processo, reservatório, volta para características de reconhecimento), nesse aspecto menos é mais, seja objetivo e organizado: características e processos sedimentares, formas de leito, subambientes, superfícies, fatores controladores, reconstrução de eventos e condições durante o Permiano.

O item 2.3 está confuso tornando a leitura difícil, creio que o resumir a partir da página 38 seja mais esclarecedor. Creio que o título do item está inadequado, pois não aborda a reconstrução de ventos e sim como variam as formas de leito conforme a incidência dos mesmos.

O item 2.4 está bem escrito e traz informações relevantes para o desenvolvimento da tese. Entretanto, creio que há poucas citações (somente 6) para um tema tão abrangente e importante para a tese (Fluteau et al., 2000; Kessler, 2001; Boucot et al. 2013; Benison et al., 1999, Sheldon, 2005; Mei & Henderson, 2001; Zambito & Benison, 2013; Helvig, 1972), sendo que nos resultados é falado em regressão de mares epicontinentais, barreiras orográficas e posição paleocontinental, inclusive citando autores que não aparecem nesta revisão.

**METODOLGIA:** Sucinta, os métodos não são explicados e somente citados. Como é feita uma análise faciológica? Quais aspectos utilizados para isso? Como se faz o levantamento de um perfil colunar e a aquisição de um fotomosaico? Que material se usa para isso? Como confeccionar os diagramas e analisar as paleocorrentes?

Como integrar estes dados para uma análise do todo? Foram corrigidas as paleocorrentes para remover a componente de rotação continental? Se sim, quais parâmetros usados para isso (Euler rotation - Pisarevsky et al. 2014)? As correções das paleocorrentes devem ser feitas e os dados reavaliados.

**CONTEXTO GEOLÓGICO:** Em dez páginas não é dado um contexto e sim a geologia geral dos locais de estudo. Entendo que sejam Formações e bacias distintas, mas este item que deveria ser resumido e não a metodologia. Foi feita uma boa revisão inclusive sobre paleontologia, mas faltou uma síntese abordando as três formações e colocando o teu ponto de vista. Não foram citadas as bases geológicas utilizadas nos mapas.

**RESUMO DOS RESULTADOS:** Interessante este item para melhor entendimento da tese. A razão entre o espaço de acomodação/suprimento sedimentar ou suprimento sedimentar/espço de acomodação.

**ARTIGO 1:** Muito bem escrito, transparência dos dados obtidos e clareza nos resultados, sendo estes bem argumentados. Há algumas sugestões em relação as figuras, mas a leitura flui, é de fácil compreensão e o tema é pertinente à tese.

Na figura 1, não precisa um Brasil tão grande enquanto a identificação dos afloramentos é pequena, talvez seja interessante uma redistribuição dos quadros.

Na figura 2 sugiro aumentar a legenda e os valores nos desenhos, bem como melhorar a escala (o martelo está pequeno e não é dito o tamanho dele na legenda). Vejo que há algumas medidas com menos de 15° de mergulho, sugiro popular isto com mais medidas.

Na figura 4, a localização do campo de dunas é difícil compreender, sabendo da divulgação internacional do artigo, será melhor fazer mais um quadro pequeno ao lado esquerdo mostrando o local no Brasil e SC.

Na figura 6 e 7 não tem escala e nem o tamanho da pessoa na legenda.

Na figura 11, os círculos vermelhos indicando a localização acabam obstruindo a visão das setas, não consigo ver para onde está apontando, mesmo que tenham outras ao lado, sugiro aumentar o círculo, permitindo uma melhor visualização das setas.

ARTIGO 2: A última frase do abstract está deslocada, sugiro realocar ela. “There are few studies” na introdução é uma das frases que tem mais citações na tese. A introdução está confusa e ao finalizá-la não sabemos do que trata o trabalho e muito menos sua relevância, sugiro que seja reescrito focando na ciclicidade deposicional. Excelente descrição e interpretação das fácies e associações de fácies. A qualidade do dado adquirido é bem ilustrada, percebe-se o refinamento pelos perfis colunares, painéis fotográficos interpretados e os diagramas de rosetas.

Figura 5, 6, 7, 8, 9, 11, 12, 13 problemas com a escala, pois aparece metade (moedas e martelo) e não há descrição do tamanho na legenda, sugiro retirar da foto e pôr uma barra preto e branco.

Na figura 9 falta um título na legenda (Associação de fácies de dunas eólicas).

As figuras 10, 11, 12 e 13, podem ser unidas em uma ou duas figuras só, facilita a visualização e valoriza o dado. As medidas estão em letra muito pequena.

Na figura 14, letra C e D arrumar o nome dos diagramas pois está 7,8,9 e 10, enquanto na legenda está 10,11,12 e 13.

Figura 16, 17 e 18 não têm escala definida, tanto que os peixes e árvores ficam com o mesmo tamanho. Os depósitos hiperpiquinais da figura 16 seriam desse tamanho quando comparados com as camadas maciças interpretadas? Não se identifica facilmente estes depósitos maciços nas figuras dos perfis colunares (2 e 3). Estes depósitos maciços são interpretados como hiperpiquinais com fluidização e bioturbação nos depósitos de playa lake, e como inundações durante tempestades nos depósitos de shoreface. Sugiro correlacionar a interpretação dos playa lakes com a do lower shoreface. Além disso, não há uma referência sobre estas inundações na discussão do modelo deposicional do intervalo inferior. Creio que seria importante destacar estas camadas maciças, correlacionar entre os afloramentos se possível e atrelar a variação climática abordada.

Por fim, é abordado a expansão e contração lacustre e o regime de ventos, ambos relacionados a oscilações climáticas. A discussão sugere que teriam períodos úmidos e áridos, mas que mesmo nos momentos áridos teriam corpos d'água para

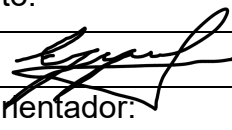
sustentar os fósseis encontrados e que a energia dos ventos seria alta para gerar ondas e transportar dunas e lençóis de areia na região costeira. Estes ventos encaixam-se no padrão de ventos para os 28° de paleolatidade. Está muito bem escrito, mas é relevante correlacionar estas discussões na conclusão, pois ficou um apanhado de ideias soltas que não se conversam. Sugiro também que, caso não seja aceito o manuscrito, submeter para a revista PPP.

ARTIGO 3: Na figura 6, colocar cada figura em um quadro e nomeá-las de A – F, o que indicam as cores no mapa 2? Novamente não tem uma escala comum para os blocodiagramas, parece uma colcha de retalho. Sugiro a retirada dos círculos como legenda, inserindo o nome de cada Formação acima dos blocos.

Na página 187 afirma que a Fm. Pedra do fogo tem o predomínio dos ventos secos do inverno, mas isso seria só para porção de Filadélfia, pois para Monsenhor Gil não tem diferença entre inverno e verão na figura 7.

O artigo é um apanhado geral dos outros dois, com inserção de dados do Abrantes e Andrade, como também da dissertação do aluno. Sugiro que caso não seja aceito o manuscrito, os dados sejam processados e formatados em tabela e que sejam fornecidos estes dados como dados suplementares, dando sustentabilidade para as conclusões atingidas. Por fim, os artigos se complementam e a inserção dos dados de mestrado mostra a trajetória bem objetiva do aluno ao cursar a pós-graduação. Além disso estão todos de acordo com o tema central da tese e da área de doutoramento.

Assinatura:




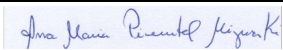
Data: 25/09/2020

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:



<b>ANEXO I</b>	
Título da Dissertação/Tese:	
<b><i>“ESTRATIGRAFIA, PALEOCLIMATOLOGIA, PALEOGEOGRAFIA E MORFODINÂMICA DOS SISTEMAS EÓLICOS EOPERMIANOS DA PORÇÃO CENTRO-NORTE DO GONDWANA, BRASIL”</i></b>	
Área de Concentração: Estratigrafia	
Autor: <b>Fábio Herbert Jones</b>	
Orientador: <b>Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer</b>	
Examinadora: <b>Profa. Dra. Karin Goldberg</b>	
Data: 25/9/2020	
Conceito: A	
<b>PARECER:</b>	
<p>O trabalho apresentado pelo aluno foi excelente, com texto bem organizado e claramente escrito, ótimo estado da arte (tanto sobre sistemas eólicos como unidades estudadas), coleta sistemática de dados e aplicação apropriada da metodologia (análise faciológica, medidas de paleocorrentes com validade estatística, fotomosaicos), e interpretações condizentes com os dados. O objetivo geral de reconstruir os paleoventos no Paleozóico do Gondwana foi alcançado, bem como a maioria dos objetivos específicos (estabelecimento de modelo deposicional, reconstrução paleogeográfica, identificação de ciclicidade, e entendimento da evolução estratigráfica). Entretanto, a discussão sobre os mecanismos controladores da ciclicidade e paleoclima foi um tanto superficial, e as causas dos períodos úmidos e secos identificados poderiam ter sido melhor exploradas. Especificamente, seria importante desenvolver a discussão acerca dos mecanismos controladores da evolução estratigráfica e ciclicidade em diferentes escalas (superposição de ciclos sazonais? orbitais? glacio-eustáticos? tectônicos?), talvez comparando com os ciclotemas no Pensilvaniano dos Estados Unidos e/ou contração e expansão das zonas de baixas latitudes durante períodos glaciais e interglaciais. Outra questão importante é a correção das medidas de paleocorrentes para a posição paleogeográfica no Eopermiano. Não existe nenhuma informação sobre se isto foi feito (nem no resumo da tese nem nos artigos), e essas medidas deveriam ser corrigidas porque a América do Sul no Eopermiano se encontrava rotada em sentido horário, o que impacta diretamente as direções de paleoventos usadas nas interpretações (especialmente se os paleoventos coincidem ou não com os padrões globais). De qualquer forma, a tese apresentada é de ótima qualidade e contribui substancialmente para a compreensão do paleoclima e padrões de circulação atmosférica no Gondwana durante o Permiano. Parabênizo o aluno e seu orientador pelo excelente trabalho!</p>	
Assinatura: 	Data: 25/9/2020
Ciente do Orientador:	
Ciente do Aluno:	

<b>ANEXO I</b>	
Título da Dissertação/Tese:	
<b><i>“ESTRATIGRAFIA, PALEOCLIMATOLOGIA, PALEOGEOGRAFIA E MORFODINÂMICA DOS SISTEMAS EÓLICOS EOPERMIANOS DA PORÇÃO CENTRO-NORTE DO GONDWANA, BRASIL”</i></b>	
Área de Concentração: Estratigrafia	
Autor: <b>Fábio Herbert Jones</b>	
Orientador: <b>Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer</b>	
Examinadora: <b>Profa. Dra. Ana Maria Pimentel Mizusaki</b>	
Data: 25/09/2020	
Conceito: A (excelente)	
<b>PARECER:</b>	
<p>A tese apresentada cumpre os requisitos exigidos e apresenta um capítulo introdutório, os três manuscritos submetidos a periódicos com qualis Capes e também as respectivas mensagens de aceite por parte dos editores. Os objetivos propostos foram alcançados com a tese apresentada. O título comenta sobre o "EoPermiano" porém ao longo do texto e nos manuscritos utiliza-se Permiano Inferior. Acho que há necessidade de uniformizar ou comentar sobre a utilização dos termos desta forma. Em relação ao capítulo "Estado da arte", que considero fundamental para o entendimento da pesquisa realizada, verifica-se a necessidade de algumas correções ortográficas. O texto, de uma forma geral, é de difícil entendimento. As frases são muito extensas e confusas, acredito que por problemas de tradução (um dos exemplos é o último parágrafo da página 18 que continua na página 19). As figuras são de boa qualidade mas algumas legendas precisam ser aprimoradas e corrigidas. Na figura 1, comenta-se sobre uma micrografia de lâmina petrográfica porém não há detalhes referentes ao aumento e outros pontos que obrigatoriamente devem ser citados num registro deste tipo. Também fica-se em dúvida pois no item da Metodologia, não é citada a confecção de lâminas petrográficas e a sua descrição.</p> <p>Outra uniformização necessária refere-se a localização de inúmeras fotografias de ambientes recentes utilizados e de grande importância no contexto da tese. Os manuscritos estão muito bem apresentados e redigidos e deverão ser melhor avaliados pelos revisores das revistas onde foram submetidos. No entanto, uma dúvida que fica registrada é, se o autor, fez algum tipo de correção nos valores medidos das paleocorrentes. O autor não comenta se isto foi realizado e, se não foi, qual seria o motivo. Outro ponto que pode ser aprimorado refere-se aos conceitos referentes às bacias sedimentares brasileiras. Sugere -se que sejam utilizadas referências bibliográficas mais atualizadas e uniformes.</p> <p>Estas sugestões foram feitas no sentido de aprimorar o excelente trabalho apresentado. Agradeço e parabeno o autor e orientador pelo resultado apresentado.</p>	
Assinatura:	Data: 25/09/2020
	

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno: