

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

**ARQUITETURA DEPOSICIONAL, CICLICIDADE SEDIMENTAR E PADRÕES DE  
VENTOS NO PROTEROZOICO, FORMAÇÃO MANGABEIRA, SUPERGRUPO  
ESPINHAÇO**

**MANOELA BETTAREL BÁLLICO**

ORIENTADOR - Prof. Dr. Claiton M. S. Scherer  
COORIENTADOR - Prof. Dr. Nigel P. Mountney

VOLUME ÚNICO

Porto Alegre - 2016



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

**ARQUITETURA DEPOSICIONAL, CICLICIDADE SEDIMENTAR E PADRÕES DE  
VENTOS NO PROTEROZOICO, FORMAÇÃO MANGABEIRA, SUPERGRUPO  
ESPINHAÇO**

**MANOELA BETTAREL BÁLLICO**

ORIENTADOR - Prof. Dr. Claiton M. S. Scherer  
COORDENADOR - Prof. Dr. Nigel P. Mountney

**BANCA EXAMINADORA**

Prof. Dr. Juliano Kuchle – Universidade Federal do Rio Grande do Sul  
Prof. Dr. Ernesto Luiz Correa Lavina – Universidade do Vale dos Sinos  
Prof. Dr. João Marcelo Ketzer – Pontifícia Universidade Católica do Rio  
Grande do Sul

Tese de Doutorado apresentada como  
requisito parcial para a obtenção do título  
de Doutora em Ciências.

Porto Alegre - 2016

# UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

**Reitor:** Carlos Alexandre Netto

**Vice-Reitor:** Rui Vicente Oppermann

## INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**Diretor:** André Sampaio Mexias

**Vice-Diretor:** Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Bállico, Manoela Bettarel

Arquitetura deposicional, ciclicidade sedimentar e padrões de ventos no Proterozoico, Formação Mangabeira, Supergrupo Espinhaço . / Manoela Bettarel Bállico. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2016.

[156 f.] il.

Tese (Doutorado).- Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2016.

Orientador(es):Claiton Marlon dos Santos Scherer  
Coorientador(es):Nigel P. Mountney

1. Proterozoico 2. Arquitetura deposicional 3. Ciclos sedimentares  
4. Padrões de ventos I. Título.

CDU 911

---

Catálogo na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Sônia Teresinha Duarte de Oliveira

CRB 10/2310



## AGRADECIMENTOS

Primeiramente eu vou agradecer ao meu professor e amigo Claiton Scherer. Muitos anos, muitos ensinamentos: de geologia e de vida. Se eu puder ser um pouco do que você é Claiton, seja na simplicidade do ensino, seja cultivando as relações da forma que o faz, eu serei muito feliz. Obrigada, você é o melhor exemplo que eu poderia ter.

Agradeço à minha mãe Rosana e meu pai Jurandir pelo amor, apoio e fé. Agradeço a minha mãedrinha, Tia Vana, por todo o suporte e incentivo. Agradeço minha vó Stella, momentos de angustia e ansiedade eram acalentados pela sua presença. Agradeço ao meu amor, Yuric, que esteve ao meu lado o tempo todo, me incentivando, me cuidando, me amando. O "nosso" doutorado esta aí.

Agradeço aos meus amigos e colegas da Estratigrafia. Ezequiel e Adriano obrigado por tudo, por todos os campos, pelas discussões e pelas lembranças: como é bom olhar para trás e ver que vocês fizeram parte disso. Carlinhos, sem palavras para dizer o quanto eu sou agradecida por você fazer parte da minha vida e jornada. Renata e Juliano obrigado pelos ensinamentos e pela amizade, eu carrego vocês no meu coração. Aos demais colegas, João Pedro, Carrel, Eduardo, obrigada pela amizade e carinho.

Agradeço as minhas amigas queridas, que há anos caminhamos juntas: Gabriele, Nathalia, Juliana, Denise, Thamy Lara, Paula, Maria Luiza, Ana Galves, Ana Santana. Amo vocês! Agradeço à Luana, Graziella, e a Alana pela amizade e pela parceria em Florianópolis. Com certeza a vida ficou bem leve com vocês por perto. Agradeço também a todos que torceram por mim, não faltou incentivo para finalizar essa tese.

Agradeço por fim, ao Programa de Pós-Graduação em Geociências por todo o suporte prestado ao longo do desenvolvimento desse trabalho.



## RESUMO

Os sistemas eólicos foram abundantes e muito comuns no início da Era Proterozoica, depois de 2.2 Ga. No entanto, a maioria das sucessões eólicas dessa idade são intensamente deformadas e fragmentadas, o que implica que até o momento, poucas tentativas foram feitas para aplicar uma abordagem de estratigrafia de sequências, para determinar os mecanismos de construção, acumulação e preservação das sequências eólicas, da mesma forma, não existem trabalhos realizados até o presente momento que utilizem os registros de acumulação eólica e reconstruções paleogeográficas para modelar a circulação atmosférica do Pré-Cambriano. A Formação Mangabeira é uma sucessão eólica de idade Mesoproterozóica bem preservada no Cráton do São Francisco, nordeste do Brasil. Duas unidades principais foram identificadas com base na arquitetura deposicional e na análise dos paleoventos. A unidade inferior da Formação Mangabeira (~ 500 m de espessura) compreende depósitos eólicos de duna, interdunas, lençóis de areia eólicos, assim como depósitos fluviais. Estes depósitos são organizados em ciclos sedimentares que se sucedem verticalmente, cada ciclo com 6 a 20 m de espessura, caracterizados por lençóis de areia eólicos e depósitos fluviais que são substituídos por dunas eólicas e depósitos interdunas indicando uma tendência de ressecamento para o topo. Os dados de paleoventos indicam um transporte atual predominantemente à norte. Estes ciclos surgem em resposta a oscilações climáticas de um clima relativamente úmido para condições climáticas áridas possivelmente relacionadas com forças orbitais. O limite entre a Unidade Inferior e a Unidade Superior sobrejacente é marcado por uma mudança na arquitetura deposicional e uma mudança brusca no padrão de paleoventos. A Unidade Superior (200 m de espessura) é caracterizada por sucessivos sets de estratos cruzados simples, cada set com ~ 3 a 10 m de espessura, que indicam a migração e acumulação de grandes dunas eólicas sem regiões de interdunas, e que se acumulou como um sistema eólico seco. Os dados de paleoventos indicam transporte atual predominantemente ao sul. Esta sucessão se acumulou durante um episódio de longa duração de hiperaridez. Localmente, a Unidade Superior inclui depósitos fluviais menores que registram um evento úmido de curta duração, ou uma inundação rara por sistemas fluviais provenientes das margens da bacia. A combinação dos dados de paleoventos com mapas paleogeográficos demonstra uma boa correlação entre a

circulação atmosférica e distribuição das massas de terras. Entre 1,6-1,54 Ga o Cráton São Francisco estava localizado entre as latitudes médias e o equador. Os registros do regime de vento a partir dos estratos cruzados da Unidade Inferior são consistentes com as posições paleogeográficas do Cráton do São Francisco entre 25° a 35° S, prevalecendo um padrão de vento zonal. Entre 1,54-1,5 Ga a grande massa de terra (cratons do São-Francisco, Congo e Sibéria) derivou mais ao norte atingindo paleolatitudes entre 30° S e 30°N. Nessa altura, o Cráton do São Francisco estava posicionado na zona equatorial. Esta paleogeografia é consistente com os paleoventos registrados na Unidade Superior, dominando um padrão de vento de monções.

**Palavras-chave:** Proterozoico; Arquitetura Depositional; Ciclos Sedimentares; Padrões de vento

## ABSTRACT

aeolian systems were abundant and widespread in the early Proterozoic Era, after 2.2 Ga. However, the majority of aeolian successions of such great age are intensely deformed and are preserved only in a fragmentary state meaning that, hitherto, few attempts have been made to apply a sequence stratigraphic approach to determine mechanisms of aeolian construction, accumulation and preservation in such systems, as the same way, no attempts to use the records of aeolian accumulation and palaeogeographic reconstructions of the land mass distribution to model Precambrian atmospheric circulation have been undertaken so far. The Mangabeira Formation is a well preserved Mesoproterozoic erg succession covering part of the São Francisco Craton, northeastern Brazil. Two main units are identified based on stratigraphic architecture and analysis of regional palaeo-sand transport directions. The lower unit of the Mangabeira Formation (~500 m thick) comprises aeolian deposits of dune, interdune, and sand-sheet origin, as well as some of water-lain origin. These deposits are organized into vertically stacked depositional cycles, each 6 to 20 m thick and characterized by aeolian sandsheet and water-lain deposits succeeded by aeolian dune and interdune deposits indicative of a drying-upward trend. Palaeocurrent data indicate aeolian sand transport dominantly to the present-day north. These cycles likely arose in response to climatic oscillations from relatively humid to arid conditions, possibly related to orbital forcing. The boundary between this lower unit and an overlying upper unit is an unconformity of regional extent marked by a change in the depositional architecture and an abrupt shift in palaeocurrent pattern. The Upper Unit (200 m thick) is characterized by stacked sets of simple cross strata, each ~3 to 10 m thick, which are indicative of the migration and accumulation of large aeolian dunes that lacked interdune flats of appreciable size, and which accumulated as a dry aeolian system. Palaeocurrent data indicates aeolian sand transport dominantly to the present-day south. This succession is interpreted to have accumulated during a long-lived episode of hyper-aridity. Locally, the upper unit includes minor fluvial deposits that may record a short-lived event of heightened humidity, or a rare flood event by fluvial systems sourced from the basin margin. The combination of the palaeowinds data with 1.6 - 1.5 Ga palaeogeographic maps demonstrate a good correlation between atmospheric circulation and land mass distribution. At 1.6 to 1.54 Ga São Francisco Craton has been located between

mid-latitudes and equatorial zone. The wind regime records from the cross-strata of the Lower Unit are consistent with the palaeogeographic positions of São Francisco between 25° to 35° S, prevail a zonal wind pattern. At 1.54 to 1.5 Ga the large land mass (São-Francisco-Congo and Siberian cratons) drifted farther north reaching palaeolatitudes between 30° S and 30°N. At that time the São Francisco Craton has been located in the equatorial zone. This palaeogeography is consistent with the northwestern palaeowinds directions recorded in the Upper Unit which dominates a monsoonal wind pattern.

**Keywords:** Proterozoic; Depositional Architecture; Sedimentary cycles; Wind-pattern

## SUMÁRIO

---

|  |            |
|--|------------|
| <b><i>SOBRE A ESTRUTURA DA TESE</i></b>  | <b>13</b>  |
| <b><i>INTRODUÇÃO AO TEMA</i></b>   | <b>15</b>  |
| <b>1. SISTEMAS EÓLICOS NO PRÉ-CAMBRIANO</b>  | <b>15</b>  |
| <b>2. PROCESSOS EÓLICOS E SEUS PRODUTOS SEDIMENTARES</b>   | <b>17</b>  |
| <b>3. ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS EM SISTEMAS EÓLICOS</b>  | <b>20</b>  |
| CONSTRUÇÃO DOS SISTEMAS EÓLICOS  | 21         |
| ACUMULAÇÃO DOS SISTEMAS EÓLICOS  | 22         |
| PRESERVAÇÃO DOS SISTEMAS EÓLICOS   | 23         |
| <b><i>PROBLEMA CIENTÍFICO</i></b>  | <b>25</b>  |
| <b>OBJETO DE PESQUISA: FORMAÇÃO MANGABEIRA</b>   | <b>26</b>  |
| <b>OBJETIVOS</b>   | <b>27</b>  |
| <b><i>ARTIGOS CIENTÍFICOS</i></b>  | <b>29</b>  |
| <b>ARTIGO 1: O uso do Radar de Penetração do Solo na definição da arquitetura deposicional e superfícies limítrofes em sistemas eólicos proterozoicos: um estudo de caso da Formação Mangabeira.</b> | <b>29</b>  |
| <b>ARTIGO 2: Drying-upward cycles in a Mesoproterozoic aeolian erg-margin succession: Mangabeira Formation, Espinhaço Supergroup, Brazil.</b>  | <b>49</b>  |
| <b>ARTIGO 3: The wind-pattern circulation as a palaeographic indicator: the case study of the 1.5-1.6 Ga Mangabeira Formation, São Francisco Craton, Northeast Brazil</b>                            | <b>97</b>  |
| <b><i>ANÁLISE INTEGRADORA</i></b>  | <b>145</b> |
| <b>ARTIGO 1</b>  | <b>145</b> |
| <b>ARTIGO 2</b>  | <b>146</b> |
| <b>ARTIGO 3</b>  | <b>147</b> |
| <b><i>CONSIDERAÇÕES FINAIS</i></b>   | <b>149</b> |
| <b><i>REFERÊNCIAS</i></b>  | <b>151</b> |





## **SOBRE A ESTRUTURA DA TESE**

---

A presente tese de doutorado intitulada de **"Arquitetura deposicional, ciclicidade sedimentar e padrões de ventos no Proterozoico, Formação Mangabeira, Supergrupo Espinhaço"** está estruturada em torno de artigos submetidos em periódicos. Conseqüentemente, sua organização compreende as seguintes partes principais:

- a) Contextualização sobre o tema, com a descrição de um breve estado da arte, e exposição do problema científico, onde estão sumarizados os principais objetivos dessa pesquisa de Doutorado;
  
- b) Artigos submetidos a revistas classificadas nos estratos Qualis da CAPES A1, *Precambrian Research*; A2, *Sedimentary Geology*; e B2, *USP Série Científica*.
  
- c) Análise integradora que discute e integram os três artigos, e os principais resultados adquiridos, bem como as considerações finais, que compõem as principais conclusões da presente tese.



### 1. SISTEMAS EÓLICOS NO PRÉ-CAMBRIANO

O Pré-Cambriano compreende 85% da história geológica da Terra, sendo que 75% das fontes minerais são oriundas desse período. Esses fatos nos mostram que, estudos sedimentares nesse intervalo geológico merecem uma atenção especial. Já se discute há algum tempo (Altermann e Corcoran, 2002; Eriksson et al., 1998, 2005; Bose et al., 2012) que um dos princípios fundamentais sobre padrões de sedimentação ao longo dos períodos geológicos é que as assembleias litológicas do Pré-Cambriano, bem como as estruturas sedimentares e a suas gêneses, em sua maioria apresentam modelos deposicionais modernos como análogos. Admite-se neste caso, que as leis físicas foram imutáveis ao longo do tempo. Ou seja, a gênese de uma estrutura sedimentar é a mesma independente do tempo geológico visto que os processos hidrodinâmicos geradores são atemporais, vinculados às mesmas leis físicas. No entanto, embora os processos e produtos sejam similares ao longo do tempo geológico, a variabilidade das taxas e a intensidade dos processos não foram os mesmos (Eriksson et al., 2005; Bose et al., 2012). Apesar da similaridade dos produtos sedimentares, existem diferenças entre o Fanerozoico e o Pré-Cambriano que necessitam ser consideradas, como, por exemplo, a ausência de vegetação e o limitado desenvolvimento de solos. Estes processos superficiais influenciam diretamente nas taxas de erosão, de transporte e de suprimento sedimentar durante o proterozoico.

Os *ergs* ou *sand seas* são amplas áreas de deserto recobertas por sedimentos arenosos. Os *ergs* no Pré-Cambriano apareceram de forma significativa depois de 2.0 Ga. O início da acumulação significativa de depósitos eólicos está vinculado com a formação de grandes massas de terra (Eriksson e Simpson, 1998). A ausência de amplos sistemas eólicos pré-2.0 Ga está relacionado com a ocorrência de pequenos continentes e amplos oceanos. Além disso, essa época foi caracterizada por intensa formação e reciclagem crustal, dominando bacias sedimentares relacionadas a prismas acrecionários e arcos de ilhas. A estabilização da crosta continental iniciou no limite do Arqueano-Proterozoico (2.5 Ga), em que essa transição (2.6 a 2.4 Ga) foi caracterizada por uma extensa consolidação dos

crátons, abrangendo massas de terra com área aproximada de  $2.6 \times 10^6 \text{ km}^2$  no início do Proterozoico (Condie, 1981). Eriksson e Simpson (1998) argumentam que a construção, acumulação e preservação dos depósitos eólicos do Paleoproterozoico está mais relacionada a períodos de agregação continental e formação de supercontinentes do que a fatores como a ausência da vegetação, a atmosfera, variações climáticas e flutuações do nível do mar. Os supercontinentes começaram a ser comuns na superfície terrestre a partir de 2.2 Ga (i.e. Supercontinente Columbia; Bose et al., 2012), coincidentemente no mesmo período que houve grande preservação dos sistemas eólicos, em que extensas massas de terra em latitudes apropriadas propiciaram a acumulação dos *ergs*. Além disso, os riftes intracratônicos associados com a fragmentação dos supercontinentes foram os ambientes favoráveis para a preservação dos depósitos eólicos. A preservação dos sistemas eólicos exige necessariamente uma subida do nível de base, compatível com as fases iniciais do rifteamento onde as altas taxas de subsidência permitem a preservação dos depósitos eólicos acumulados.

Além da cratonização dos continentes outra diferença no Pré-Cambriano que teve influência sobre os sistemas eólicos foram às variações climáticas. A partir de 1.8 Ga até 1.0 Ga as condições climáticas foram aparentemente quentes, devido a razão oceano:continente, e úmidas, devido ao efeito estufa (Ohmoto, 2004). Nos dias atuais, os processos eólicos se desenvolvem mais em regiões áridas, onde as variações climáticas controlam a disposição latitudinal da vegetação. Entretanto, nos tempos do Pré-Cambriano a vegetação não foi um fator limitante para a acumulação, sendo possível encontrar acumulações eólicas em áreas muito maiores do que as observadas hoje e nos mais variados regimes climáticos (Kocurek et al., 1992; Simpson e Eriksson, 1993; Trewin, 1993; Miall, 2006). Embora a distribuição temporal dos sistemas eólicos no Pré-Cambriano não pode ser relacionada adequadamente às condições climáticas e atmosféricas (Eriksson e Simpson, 1998), o paleoclima pode ter influenciado a distribuição espacial dos depósitos eólicos, bem como a sua preservação (Tirsgaard e Øxnevad, 1998). Muitos autores (Eriksson e Simpson, 1998; Eriksson et al, 2013) relacionam a acumulação de extensas áreas de desertos no Pré-Cambriano com paleolatitudes adequadas (cerca de  $30^\circ$ ), semelhante ao que se observa nos dias atuais e no Fanerozoico (Parrish e Peterson, 1988; Loope et al., 2001, 2004; Scherer e Goldberg, 2007, 2010). Além disso, mudanças nas condições áridas para úmidas ocasionadas devido as

oscilações climáticas podem ter aumentado a distribuição areal dos sistemas fluviais, favorecendo o retrabalhamento dos sistemas eólicos por fluxos aquosos. Trewin (1993) argumenta que a ausência de vegetação aliada a rápidas descargas favoreceu o retrabalhamento dos sistemas eólicos acumulados nas regiões de interflúvios durante períodos climáticos úmidos. Diferentes arquiteturas deposicionais dos sistemas eólicos podem ser resultados de variações climáticas ao longo tempo. Diversos trabalhos publicados no Fanerozoico relacionam ciclos de *drying-* ou *wetting-upward* como consequências de mudanças climáticas (Mountney, 2006; Scherer e Lavina, 2005). Embora poucos trabalhos abordem esse tema no Pré-Cambriano o clima deve ter atuado como um dos principais componentes acerca da acumulação e preservação desses depósitos.

## 2. PROCESSOS EÓLICOS E SEUS PRODUTOS SEDIMENTARES

Processos descritos como eólicos são aqueles que envolvem a ação do vento, em que a erosão, o transporte e a deposição ocorrem através do movimento do ar na superfície da terra. Os processos eólicos moldam a superfície da terra, sendo acumulados em algumas regiões, podendo gerar formas de leito complexas. Desta forma, o vento tem sido um importante agente de transporte e deposição de sedimentos em bacias sedimentares desde o Arqueano até os dias atuais. No Pré-Cambriano, as condições de acumulação dos sistemas eólicos não foram muito diferentes, embora se reconheça que a identificação de depósitos eólicos do Pré-Cambriano é por vezes difícil, visto que as sucessões sedimentares, em sua maioria, encontram-se deformadas e metamorfizadas apresentando muitas vezes diagênese intensa, em que essas modificações destroem as estruturas sedimentares diagnósticas dos processos eólicos.

Existem diferentes tipos de estratificações eólicas que respondem a um conjunto de processos sedimentares distintos. Quatro tipos básicos de estratificações são diagnósticos de depósitos eólicos: laminações de marcas onduladas eólicas (*wind ripples*), laminação de fluxo de grãos (*grainflow lamination*), laminação de queda livre de grãos (*grainfall lamination*) e estruturas de adesão (*adhesion strata*)., em que a estratificações eólicas em menor escala permitem o reconhecimento dos depósitos eólicos principalmente no registro estratigráfico.

Dentro de um sistema eólico existem diferentes elementos arquiteturais, sendo os mais comuns as dunas eólicas, interdunas, lençóis de areia eólicos, *playa lakes*, *sabkhas* e rios efêmeros. Diversos autores (Porter, 1986; Langford e Chan, 1993) reconheceram diferentes zonas de acúmulo de sedimentação eólica e não eólica nos ergs interiores e nos campos de dunas costeiras, em que as variações espaciais nos aspectos sedimentológicos e da morfologia das formas de leito são distintos em cada região. Isto é, o tamanho das dunas e a sua complexidade diminui/aumenta à medida que se aproxima/afasta das margens dos ergs (Fryberger et al., 1979; Lancaster, 1983). Dunas simples, parabólicas, transversas, *zibars* e lençóis de areia eólicos são comuns nas margens dos ergs, enquanto que dunas em estrela, complexos de dunas (draas com dunas transversas, lineares, crescentes) são observadas no interior dos ergs. Além dos tipos morfológicos e do tamanho das dunas, a interação com depósitos não eólicos também varia para cada região. No centro dos ergs domina sedimentação eólica prolongada e ininterrupta, sem ocorrência de depósitos fluviais, enquanto que nas margens dos ergs (*erg margin*) interações fluviais e/ou marinhas (*sabkhas*, *playas*, *wadis*) são comuns, em que esses processos geralmente erodem e retrabalham os depósitos eólicos (Langford, 1989).

O desenvolvimento de dunas eólicas ocorre em condições adequadas de suprimento sedimentar, disponibilidade de areia seca e capacidade de transporte de areia pelo vento. O tipo de duna eólica é função principalmente da aerodinâmica e do suprimento sedimentar. O reconhecimento e a reconstrução de dunas eólicas através da análise sistemática de paleocorrentes são importantes, pois podem permitir a reconstrução do padrão de ventos no Pré-Cambriano, tanto na escala regional ou em escala global. Já as interdunas são regiões planas ou em forma de calha que ocorrem entre dunas eólicas e são classificadas como interdunas secas, encharcadas e inundadas (no inglês, *dry*, *damp* and *wet* interdunes; Kocurek e Havholm, 1993). As interdunas secas ocorrem onde o lençol freático ou sua franja capilar não interceptam a superfície deposicional. As interdunas encharcadas ocorrem onde a superfície deposicional está em contato com a franja capilar do lençol freático e a sedimentação é influenciada pela umidade, enquanto que as interdunas inundadas, ou úmidas, são aquelas que são frequentemente alagadas devido à elevação do nível freático ou através de inundações fluviais relâmpagos advindas das margens dos campos de dunas. A geometria das interdunas é

determinada principalmente pelo espaçamento e pela morfologia das dunas eólicas adjacentes e varia desde calhas espacialmente isoladas circundadas por dunas eólicas a corredores alongados que se estendem por vários quilômetros circundados por dunas isoladas (Mountney e Thompson, 2002).

Os lençóis de areia eólicos são formas de leito de baixo revelo, e se acumulam em condições em que a formação das dunas não é favorável. Fatores como, nível do lençol freático alto, estabilização da superfície por cimentação, solo, baixo suprimento sedimentar, inundações periódicas irão propiciar o desenvolvimento de lençóis de areia eólicos, inibindo a formação de dunas (Kocurek e Nielson, 1986). Os sistemas fluviais efêmeros são comumente associados com sistemas eólicos (Langford, 1989). Duas maneiras de interações podem ocorrer relacionadas a esses sistemas. Interações fluviais de curta duração nas margens dos ergs onde as inundações fluviais retrabalham os depósitos eólicos marginais (Langford, 1989; Kocurek, 1996) ou, em sistemas que dominam a atividade fluvial, onde inundações efêmeras são retrabalhadas pelo vento durante períodos de baixa ou na ausência de descargas (Wilson, 1973; Langford, 1989). Nos tempos do Pré-Cambriano, muitos autores sugerem que a ausência de vegetação resultou em uma frequente inter-relação entre processos fluviais e eólicos, ocorrendo em diferentes contextos climáticos (Tirsgaard e Øxnevad, 1998). Como consequência, intercalações de depósitos eólicos e fluviais em pequena escala são esperadas ocorrer em uma ampla gama de ambientes deposicionais, sendo comum a sua preservação no registro estratigráfico.

Os lençóis de areia eólicos e as dunas eólicas irão compor os *ergs* ou *sand seas*. Wilson (1973) propôs que o termo *erg* fosse utilizado para descrever "*an area where wind-lain sand deposits cover at least 20% of the ground, and which is large enough to contain draas*". Na prática os sedimentólogos utilizam esse termo (no inglês *erg* ou *sand sea*) para caracterizar áreas arenosas com uma cobertura mínima de 125 km<sup>2</sup>, enquanto que o termo campo de dunas (no inglês *dunefields*) é utilizado para áreas menores e que não contém grandes dunas (Fryberger e Ahlbrandt, 1979; Thomas, 1989). Campos de dunas costeiras (no inglês *coastal dunefields*), outro termo comumente utilizado, da mesma forma que os ergs e os campos de dunas interiores, são compostos por diversas morfologias de dunas, em que a presença de cadeias de dunas paralelas à costa, bem como a presença de

sedimentos associados - leques de *wash-over*, sedimentos lacustrinos e praias - caracterizam esses sistemas (Rodríguez-López et al., 2014).

Estudos recentes apontam que os *ergs* atuais se desenvolvem em todos os continentes e em todas as latitudes, desde o Ártico até a Antártica. Entretanto, a maioria dos *ergs* interiores está localizada em baixas e médias latitudes próximo ao paralelo de 30°, enquanto os campos de dunas costeiras são encontrados em médias latitudes (Wilson, 1972, 1973; Miall, 1984; Rodríguez-López et al., 2014). Os *ergs* atuais são sistemas complexos, constituídos por uma variedade de sub-ambientes deposicionais. Os tipos, estruturas, tamanhos, e a distribuição das dunas e interdunas eólicas, bem como as suas relações com outros ambientes deposicionais (planícies fluviais, leques aluviais, lagos, sistemas costeiras), são produtos da interação de diferentes variáveis, tais como, clima, topografia, viabilidade e fonte de água, vegetação, entre outros fatores (Kocurek, 1981).

### **3. ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS EM SISTEMAS EÓLICOS**

A incorporação de sistemas eólicos no registro sedimentar requer um conjunto especial de circunstâncias. Uma variedade de fatores externos (alocíclicos) determina como os sistemas eólicos são construídos e posteriormente acumulados, como a acumulação eólica se interrompe e de que forma as sequências de acumulação eólica são incorporadas no registro sedimentar. Segundo Kocurek (1999) para compreender a arquitetura sedimentar preservada, bem como a evolução de sistemas eólicos antigos, é necessário entender três fases fundamentais: a construção, a acumulação e a preservação dos estratos eólicos acumulados (Fig. 13). Segundo Kocurek e Lancaster (1999), a construção dos sistemas eólicos está diretamente relacionada com o suprimento sedimentar, a disponibilidade de sedimentos e a capacidade de transporte pelo vento. A acumulação dos sedimentos é controlada pela própria dinâmica do sistema (sistema eólico seco, úmido e estabilizado), enquanto que para ocorrer à preservação dos depósitos acumulados é necessário com que os estratos eólicos sejam posicionados abaixo do nível de base regional (nível freático para *ergs* interiores), de modo que, nenhuma erosão ocorra (Kocurek e Havholm, 1993).



## CONSTRUÇÃO DOS SISTEMAS EÓLICOS

A relação temporal entre a fonte de sedimentos e a construção do campo de dunas pode ser conceituada pelo regime sedimentar (Kocurek & Lancaster 1999). Kocurek e Lancaster (1999) definiram que a construção de sistemas eólicos é uma função de três fatores independentes: suprimento sedimentar, disponibilidade de sedimentos e capacidade de transporte de sedimentos pelo vento. O suprimento sedimentar é o volume de sedimentos gerado em um tempo determinado. O suprimento sedimentar pode ser: (i) contemporâneo, como ocorre, por exemplo, no Deserto da Namíbia, em que ocorre a "alimentação" do campo de dunas pelo Rio Orange e também por processos costeiros (Lancaster e Ollier, 1983; Bluck et al., 2007); (ii) pode ser pela deflação e armazenamento de sedimentos, como ocorre no Deserto do Saara, em que os sedimentos fluviais são armazenados durante os períodos úmidos, e durante os períodos áridos subsequentes, os sedimentos previamente armazenados são retrabalhados alimentando o campo de dunas (Kocurek, 1988); ou (iii) pode ter uma natureza mista, ocorrendo uma mistura do suprimento sedimentar contemporâneo com o suprimento sedimentar armazenado. Embora alguns sedimentos possam ser derivados da deflação eólica de rochas, a quase totalidade das areias de *ergs* tem a sua origem no retrabalhamento de sistemas aluviais, costeiros ou lacustres.

A disponibilidade de sedimentos secos corresponde à suscetibilidade dos grãos superficiais de serem transportados pelo vento (Kocurek e Lancaster, 1999). Um contexto de alto suprimento sedimentar não é suficiente para a construção de *ergs*, sendo também necessária uma alta disponibilidade de areia seca. Assume-se que a disponibilidade de sedimentos diminui em condições climáticas úmidas. Da mesma maneira a subida/descida relativa do nível do mar também influencia na disponibilidade de sedimentos. Regressões marinhas expõem a plataforma continental aumentando a disponibilidade de sedimentos a serem transportados pelo vento. Outros fatores estabilizantes, como cimentos superficiais, vegetação e lags conglomeráticos também limitam a viabilidade de areia seca (Kocurek, 1999).

A capacidade de transporte de sedimentos pelo vento refere-se ao volume de sedimentos que o vento consegue transportar. A capacidade de transporte está vinculada à energia do vento, podendo ser expresso com uma taxa volumétrica. A capacidade máxima de transporte ou saturação do fluxo é alcançada em segundos,

se existir uma alta disponibilidade de areia. Em caso de um limitado suprimento sedimentar e ou baixa disponibilidade de areia, o vento se torna insaturado com relação ao seu potencial de transporte, se tornando potencialmente erosivo.

### ACUMULAÇÃO DOS SISTEMAS EÓLICOS

A existência de dunas eólicas em uma determinada área, não implica necessariamente na acumulação sedimentar. A acumulação eólica refere-se à deposição total de sedimentos através do tempo, gerando um corpo tridimensional de estratos que pode ser incorporado no registro geológico (Kocurek & Havholm, 1993). A superfície de acumulação é definida por um plano sob o qual as formas de leito migram em que os sedimentos acima dessa superfície são transportados enquanto que os sedimentos abaixo são acumulados. A maioria dos campos de dunas e ergs é caracterizada somente pela deposição, sem que ocorra acumulação (i.e. nenhuma sequência vertical é formada).

A acumulação requer um balanço sedimentar positivo, no qual a entrada de areia no sistema supera a saída de sedimentos. Em contraste, um balanço sedimentar neutro gera *bypass*, enquanto que um balanço sedimentar negativo ocasiona a erosão dos sedimentos previamente acumulados. A acumulação necessita uma desaceleração na taxa de transporte e/ou uma diminuição na concentração do fluxo ao longo do tempo (Rubin e Hunter, 1982; Kocurek e Havholm, 1993). A redução na taxa de transporte de sedimentos ocorre quando há uma desaceleração do vento, geralmente como consequência da expansão do fluxo ao adentrar em uma área deprimida ou pela redução espacial da pressão atmosférica. A diminuição na concentração do fluxo ao longo do tempo é alcançada principalmente pela redução na energia do vento (Kocurek, 1999).

O principal mecanismo reconhecido para a acumulação eólica é a migração e o cavalgamento de dunas e draas, sendo o ângulo de cavalgamento uma variável determinada pela razão entre a taxa de subida da superfície de acumulação e a taxa de migração da forma de leito. Um ângulo de cavalgamento positivo possibilita a acumulação. Entretanto, na maioria das vezes os sistemas eólicos apresentam um baixo ângulo de cavalgamento (subcrítico), preservando somente as porções basais dos estratos cruzados. As causas da acumulação, bem como do *bypass* e erosão,

dependem do tipo de sistema eólicos, que basicamente se resumem a três: sistemas secos, úmidos e estabilizados (Havholm e Kocurek, 1994; Kocurek, 1999).

Em contextos de balanço sedimentar neutro ou negativo, ocorre a formação de supersuperfícies, que correspondem a superfícies que marcam o fim da acumulação eólica. Um balanço sedimentar neutro irá gerar uma supersuperfície de *bypass* enquanto que um balanço sedimentar negativo corresponde a uma supersuperfície de deflação eólica, onde os ventos se tornam insaturados, e ocorre o início da erosão dos estratos previamente acumulados. As supersuperfícies também podem marcar a mudança no sistema deposicional de eólico para não-eólico, como por exemplo, inundações marinhas em ergs costeiros (Glennie e Buller, 1983; Chan e Kocurek, 1988). As supersuperfícies apresentam uma série de feições que auxiliam a sua identificação, tais como: gretas de ressecamento, fraturas poligonais, bioturbação e horizontes com rizolitos. Em termos de geometria, as supersuperfícies frequentemente são lateralmente extensas, e usualmente limitam sequências ou unidades genéticas eólicas distintas (Kocurek e Havholm, 1993). As supersuperfícies geralmente têm a sua gênese controlada por fatores alocíclicos, mais especificamente por alterações na disponibilidade de areia, e/ou variação no lençol freático vinculado a fatores últimos, tais como, variação do nível do mar, soerguimento tectônico e/ou mudanças climáticas.

### PRESERVAÇÃO DOS SISTEMAS EÓLICOS

A preservação dos sistemas eólicos consiste na incorporação dos depósitos eólicos acumulados no registro estratigráfico. Nos sistemas eólicos, o espaço de acomodação (acumulação) não necessariamente corresponde ao espaço de preservação (Kocurek e Havholm, 1993), em que a acumulação dos sedimentos eólicos ao longo do tempo não garante a incorporação no registro geológico. Para ocorrer a preservação dos estratos eólicos acumulados é necessário que os estratos acumulados estejam abaixo da linha de base de erosão regional. O espaço de acumulação e o espaço de preservação são diferentes para cada tipo de sistema eólico, sendo que os principais fatores que controlam a preservação são a subsidência, o nível de base e superfícies de estabilização.

A tectônica permite com que os estratos eólicos sejam acumulados devido a subsidência mecânica ou termal da sucessão sedimentar acumulada. Nos sistemas

eólicos secos a subsidência é o principal fator que permite com que ocorra a sua preservação. Nesses sistemas o espaço de acumulação e preservação não são os mesmos, onde a acumulação ocorre acima do nível do lençol freático, enquanto que a preservação ocorre somente se houver subsidência, posicionando a acumulação abaixo do nível do lençol freático. O lençol freático, no entanto, controla tanto a acumulação quanto a preservação dos sistemas eólicos úmidos, visto que os espaços de acumulação e preservação coincidem neste tipo de sistemas.

Em sistemas eólicos costeiros, as mudanças no nível do mar influenciam o nível do lençol freático, enquanto que nos ergs interiores as oscilações do nível do lençol freático são em função das mudanças climáticas. As superfícies estabilizantes, ocasionadas, por exemplo, pela cobertura vegetativa podem influenciar na preservação ao longo do tempo dos sistemas eólicos estabilizados, entretanto os fatores que permitem o crescimento da vegetação podem se modificar, e uma vez removida a vegetação os estratos acumulados podem sofrer erosão.

## PROBLEMA CIENTÍFICO

---

Um amplo número de depósitos eólicos foi documentado no Pré-Cambriano após 1,8 Ga, em que Eriksson e Simpson (1998) relacionaram a acumulação e preservação dos primeiros desertos com a formação de grandes massas de terra. O reconhecimento de depósitos eólicos no Proterozoico tem sido efetuado com bastante êxito, principalmente através da identificação de estruturas diagnósticas da ação do vento, tais como, estratificação cruzada composta por marcas onduladas transladantes (*wind ripples*), laminação do tipo *pin-stripe* (riscos de agulha), estruturas de adesão e granule *ripples* (Eriksson e Simpson, 1998). Embora os depósitos eólicos do Pré-Cambriano estejam bem documentados existem poucos estudos focando na reconstrução da arquitetura de fácies e evolução estratigráfica de sistemas eólicos proterozoicos (Ross, 1983; Jackson et al., 1990; Chakraborty, 1991; Simpson & Eriksson, 1993; Basu et al., 2014), bem como, não existem trabalhos publicados até o presente momento que abordem a reconstrução do padrão de ventos em escala global no Pré-Cambriano, relacionando a acumulação eólica com a circulação atmosférica e a distribuição dos continentes.

Como ressaltado anteriormente, a reconstrução da arquitetura de fácies e a evolução estratigráfica dos sistemas eólicos requerem três fases fundamentais: construção, acumulação e preservação dos sistemas eólicos (Kocurek, 1999; Kocurek e Lancaster, 1999). Em muitos estudos de sucessões eólicas no Fanerozoico, as acumulações eólicas preservadas são comumente divididas em sequências, em que cada sequência representa uma fase da construção e acumulação eólica. Estas sequências geralmente ocorrem verticalmente empilhadas compondo uma sucessão, de modo que cada sequência é delimitada por uma supersuperfície, lateralmente extensa que marca um hiato no processo de acumulação, e que pode ser associada à deflação eólica (ou seja, a erosão) (Loope, 1985 ; Kocurek e Hunter, 1986; Langford e Chan, 1988; Clemmensen e Hegner, 1991; Mountney et ai, 1999; Scherer e Lavina, 2005; Mountney, 2006). Dessa forma, as supersuperfícies são tipos de limites de sequência (Kocurek, 1988).

O reconhecimento das supersuperfícies constitui a base para a definição de um arcabouço da estratigrafia de sequências em sucessões eólicas. No entanto, o reconhecimento de supersuperfícies em sucessões eólicas do Pré-Cambriano, bem

como a construção de modelos relacionados com a evolução temporal e espacial das unidades eólicas, são escassos (Deynoux et al., 1989). Isso porque as sucessões eólicas dessa idade se encontram frequentemente fragmentadas e deformadas, em que a ausência de continuidade lateral de exposição para demonstrar as relações entre as sucessões eólicas e as supersuperfícies são omitidas ou fragmentadas (Eriksson e Simpson, 1998;. Bose et al, 2012).

Grandes acumulações eólicas e as fácies sedimentares relacionadas são os melhores indicadores de desertos no Pré-Cambriano em que a acumulação de extensos desertos requeriram palaeolatitudes adequadas (Eriksson et al., 2013), da mesma forma como se observa nos dias atuais, onde amplos desertos (> 12.000 km<sup>2</sup>, Pye e Tsoar, 2009) ocorrem entre as latitudes de 15° e 30°. A circulação atmosférica é dependente da distribuição latitudinal da radiação solar e da distribuição das massas de terra. Vários modelos de circulação atmosférica, com base nos registros de ventos adquiridos pelas direções de paleocorrentes em arenitos eólicos e conciliando esses dados com reconstruções paleogeográficas foram aplicados com sucesso no Fanerozoico, principalmente relacionado ao supercontinente Pangea (refs). Tal correlação é muito mais difícil nos tempos do Pré-Cambriano devido ao registro sedimentar incompleto aliado a presença de mapas paleogeográficos controversos (por exemplo, Li et al, 2008; Zhang et al, 2012; Evans, 2013;. Pisarevsky et al, 2003, 2014).

## **OBJETO DE PESQUISA: FORMAÇÃO MANGABEIRA**

A Formação Mangabeira foi formalmente definida por Schobbenhaus & Kaul (1971) e descrita por Pedreira (1994) como um pacote sedimentar com cerca de 1500 metros de espessura, interpretados como depósitos fluviais entrelaçados e depósitos eólicos (Pedreira, 1994). Recentemente, o Projeto Ibitiara-Rio de Contas do Serviço Geológico do Brasil (Guimarães et al., 2008) caracterizou a Formação Mangabeira por litofácies geradas por processos eólicos em ambiente desértico costeiro, com ocorrência de sistemas fluviais efêmeros, intercalados no topo com os depósitos marinhos da Formação Açuruá. No mesmo trabalho a estimativa de espessura máxima da Formação Mangabeira foi recalculada para aproximadamente 600 metros. Datações absolutas da Formação Mangabeira foram realizadas por Babinski et al. (1999) e Silveira et al. (2013), obtendo a idade aproximada de 1.5 Ga

em intrusões máficas toleíticas (soleiras e diques) na base da Fm. Mangabeira. Recentemente Guadagnin et al. (2015) forneceram dados de proveniência, determinando que os sedimentos da Formação Mangabeira são de origem reciclada associada com ambientes colisionais.

Nessa tese foi proposta uma nova abordagem acerca da sucessão sedimentar bem como foi estimada uma nova espessura, diferente da proposta pela literatura (Schobbenhaus e Kaul, 1971; Pedreira, 1994). A Formação Mangabeira compreende um amplo deserto com dimensões aproximadas de 50.000 km<sup>2</sup>, apresentando uma sucessão sedimentar bem preservada com ~700 m de espessura. Duas unidades eólicas foram mapeadas, baseado principalmente na arquitetura sedimentar e nos dados de paleocorrentes. A Unidade Inferior é composta por vários ciclos de *drying-upward* limitadas por supersuperfícies, em que cada sequência eólica representa episódios de acumulação e deflação eólica. Cada ciclo compreende lençóis de areia eólicos associado com depósitos fluviais que são substituídos por dunas e interdunas eólicas. As dunas eólicas dessa unidade apresentam um vetor médio para NNE. A Unidade Superior compreende dunas eólicas de grande porte sem regiões de interdunas e apresentam um vetor médio de transporte para SW.

## OBJETIVOS

Os principais objetivos dessa tese são (i) reconstruir a arquitetura de fácies de sistemas eólicos proterozoicos, bem como definir os fatores que controlaram a construção, acumulação e preservação de sucessões eólicas; e (ii) propor pela primeira vez um modelo de padrões de ventos para o Mesoproterozoico, a partir da coleta sistemática de dados de paleocorrentes eólicas, posicionadas em mapas paleogeográficos disponíveis na literatura.

Os objetivos específicos desse estudo estão listados abaixo:

- Análise das litofácies e dos elementos arquiteturais (associação de fácies) a fim de reconstruir e interpretar os vários sub-ambientes deposicionais representados pelas sequências eólicas preservadas, mapeadas em afloramentos e dados de subsuperfície (GPR);

- Propor um modelo deposicional que retrate a evolução sedimentar dos depósitos eólicos da Formação Mangabeira;
- Discutir as principais variáveis que controlaram a construção, acumulação e preservação de sucessões eólicas no Proterozoico;
- Apresentar mapas paleogeográficos de escala global, posicionando os depósitos eólicos da Formação Mangabeira;
- Discutir o regime de ventos no Proterozoico (1,6 a 1,5 Ga) e propor um modelo de padrão de circulação atmosférica;



**ARTIGO 1:** O uso do Radar de Penetração do Solo na definição da arquitetura deposicional e superfícies limítrofes em sistemas eólicos proterozoicos: um estudo de caso da Formação Mangabeira.

A formatação do artigo está de acordo com a norma da revista.



Manoela Bettarel Bállico <manoela.bettarel@gmail.com>

---

### [GEOUSP] Agradecimento pela submissão

Daniel Machado <publigc@usp.br>

27 de setembro de 2016 12:05

Para: Manoela Bettarel Bállico <manoela.bettarel@gmail.com>

Manoela Bettarel Bállico,

Agradecemos a submissão do trabalho "O uso do Radar de Penetração do Solo na definição da arquitetura deposicional e superfícies limítrofes em sistemas eólicos proterozoicos: um estudo de caso da Formação Mangabeira" para a revista Geologia USP. Série Científica.

Acompanhe o progresso da sua submissão por meio da interface de administração do sistema, disponível em:

URL da submissão:

<http://www.revistas.usp.br/guspssc/author/submission/121275>

Login: mballico

Em caso de dúvidas, entre em contato via e-mail.

Agradecemos mais uma vez considerar nossa revista como meio de compartilhar seu trabalho.

Daniel Machado  
Geologia USP. Série Científica

---

Geologia USP. Série Científica  
<http://200.144.183.67/ojs/index.php/guspssc>



**O uso do Radar de Penetração do Solo na definição da arquitetura deposicional e superfícies limítrofes em sistemas eólicos proterozoicos: um estudo de caso da Formação Mangabeira**

**The use of Ground-Penetrating Radar to define the depositional architecture and boundary surfaces in Proterozoic eolian systems: a case study of the Mangabeira Formation**

**"O uso do GPR em sistemas eólicos proterozoicos"**

Bállico, M.B.<sup>1\*</sup>; Scherer, C.M.S.<sup>1</sup>; Souza, E.G.<sup>1</sup>; Reis, A.D.<sup>1</sup>; Mountney, N.P.<sup>2</sup>; Reis-Junior, J.A.<sup>3</sup>; Lima-Filho, F. P.<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Programa de Pós-graduação em Geociências, Departamento de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS, Porto Alegre (RS), Brasil.

E-mails: manoela.bettarel@gmail.com, claiton.scherer@ufrgs.br, ezequiel.zaza@gmail.com, a\_d\_reis@hotmail.com

<sup>2</sup> Fluvial & Eolian Research Group, School of Earth and Environment, University of Leeds, United Kingdom, LS2 9JT, UK

E-mail: n.p.mountney@leeds.ac.uk

<sup>3</sup> Programa de Pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte – UFRN, Natal (RN), Brasil. E-mail: junioreis03@yahoo.com.br; pinheiro@geologia.ufrn.br

\* Autor correspondente

Número de Palavras: 4873

Número de Figuras: 7

Número de tabelas: 1

## **RESUMO**

Unidades eólicas consistem em excelentes reservatórios de hidrocarbonetos, visto que a arquitetura deposicional dos sistemas eólicos geram variações significativas na heterogeneidade em diferentes escalas hierárquicas. A Formação Mangabeira de idade ~1,5 Ga depositada no Cráton do São Francisco é composta predominantemente por depósitos eólicos. Onze perfis laterais foram descritos e interpretados e 6,2 km de linhas de GPR foram adquiridos permitindo correlacionar os afloramentos com dados de subsuperfície, com o objetivo de demonstrar a arquitetura deposicional dos depósitos eólicos da Formação Mangabeira. Duas associações de fácies foram identificadas: associação de dunas e interdunas eólicas (AF1) e associação de lençóis de areia eólicos (AF2). Essas associações de fácies compõem ciclos de condições mais secas para o topo, com espessuras de 6 a 20 metros. Cada ciclo é limitado na base e no topo por superfícies planas, lateralmente extensas, interpretadas como supersuperfícies de deflação eólica. As seções de GPR obtidas permitiram caracterizar em subsuperfície a geometria dos corpos arenosos, assim como hierarquizar as suas superfícies constituintes. A geometria dos depósitos eólicos pôde ser visualizada em cortes longitudinal e transversal, em relação ao mergulho dos estratos cruzados. O uso do GPR para identificar a morfologia dos depósitos sedimentares, bem como a variação lateral e

vertical das associações de fácies e superfícies limítrofes é considerado uma excelente ferramenta para prever a continuidade dos depósitos sedimentares e as heterogeneidades de reservatórios eólicos.

**Palavras-chave:** Sistemas eólicos proterozoicos; Arquitetura deposicional; Superfícies limítrofes; Radar de Penetração do Solo

## ABSTRACT

Eolian units consist of excellent hydrocarbon reservoirs, since the depositional architecture of the eolian systems generate significant variations in heterogeneity at different hierarchical scales. The Mangabeira Formation aged ~ 1.5 Ga deposited in São Francisco Craton is composed dominantly by eolian deposits. Eleven lateral profiles were described and interpreted and 6.2 km of GPR lines were acquired, in order to display the depositional architecture of eolian systems of the the Mangabeira Formation. Two facies associations were identified: eolian dunes and interdune (AF1) and aeolian sandsheet (AF2). These facies associations comprise drying-upward cycles, 6 to 20 m thick. Each cycle is limited at the bottom and top by flat surfaces, laterally extensive, interpreted as deflations supersurface. The GPR sections obtained allowed to characterize the subsurface geometry of sand bodies, as well as the internal surfaces. The geometry of the eolian deposits could be visualized in longitudinal and transverse profiles relative to the dip direction of the cross-strata. The use of the GPR to identify the morphology of sedimentary deposits as well as the lateral and vertical variation of the facies associations and adjacent surfaces is considered a very useful tool to provide continuity of sedimentary deposits and reservoir heterogeneities.

**Keywords:** Proterozoic eolian systems; Depositional Architecture; Boundary surfaces; Ground-Penetrating Radar

## INTRODUÇÃO

A arquitetura deposicional dos sistemas eólicos, produto dos processos de construção, acumulação e preservação tem profundo impacto da análise de reservatório. Inúmeros trabalhos têm demonstrado que sucessões eólicas apresentam uma arquitetura deposicional bastante complexa, que geram variações significativas na heterogeneidade dos reservatórios em diferentes escalas hierárquicas. Unidades eólicas consistem em excelentes reservatórios de hidrocarbonetos, destacando-se inúmeros campos em diferentes bacias sedimentares no Brasil e no mundo (e.g. Fm. Sergi, Bacia do Recôncavo, Brasil; Fm. Minnelusa, Bacia de Powder River, EUA). Ao contrário do que se pressupunham em décadas passadas, os reservatórios eólicos podem ser extremamente complexos, apresentando rápidas taxas de mudanças laterais e verticais da litologia e das propriedades petrofísicas, tornando a predição geológica de heterogeneidades extremamente difícil. As sucessões eólicas são caracterizadas por diferentes hierarquias de superfícies limítrofes (Kocurek, 1988; Kocurek et al., 1991) que tendem a compartimentar o reservatório. As superfícies regionalmente extensivas (supersuperfícies) constituem-se nas principais barreiras de permeabilidade em reservatórios eólicos, sendo um dos principais controladores da heterogeneidade em uma escala gigascópica. As superfícies internas a uma sequência eólica (superfícies de 1<sup>a</sup>, 2<sup>a</sup> e 3<sup>a</sup> ordem) definem unidade de fluxo em escalas progressivamente menor, definindo as heterogeneidades megascópicas a macroscópicas do sistema.

Afloramentos rochosos, quando bem expostos, fornecem excelentes informações acerca das fácies, superfícies internas e geometria dos depósitos e podem servir como análogos na interpretação de dados em subsuperfície. Entretanto, normalmente os afloramentos apresentam extensões laterais e espessura limitadas, e muitas vezes encontram-se parcialmente encobertos pela vegetação e/ou afloram em trincheiras rasas nas estradas, o que inviabiliza uma análise da arquitetura de fácies dos depósitos sedimentares. Como os depósitos eólicos mais comuns são constituídos por areias quartzosas (resistivas) a utilização do método GPR (*Ground-Penetrating Radar*), permite o imageamento de feições em subsuperfície e tem sido aplicada com bastante êxito como uma ferramenta complementar. Especialmente em cortes de estradas onde esta ferramenta permite a correlação das informações obtidas em superfície com aquelas adquiridas logo abaixo, contíguas, muitas vezes com a identificação de geometrias, estruturas sedimentares e de superfícies cronoestratigráficas. O uso do GPR tem sido muito utilizado em sucessões eólicas do Recente (Havholm et al., 2002; Botha et al., 2003; Dam et al., 2003; Adetunji et al., 2006; Trivedi et al., 2012), entretanto existem poucos trabalhos acerca desse assunto em sucessões eólicas antigas (Silva e Scherer, 2000; Jol et al., 2003; Akinpelu, 2010), ainda mais do proterozoico, onde as sucessões sedimentares, em sua maioria, encontram-se deformadas e metamorfizadas apresentando muitas vezes diagênese intensa.

A Formação Mangabeira, de idade Mesoproterozoica acumulada no Cráton do São Francisco é composta predominantemente por depósitos eólicos. O presente estudo tem como objetivo principal demonstrar que a arquitetural deposicional dos sistemas eólicos da porção inferior da Formação Mangabeira, assim como, diferentes hierarquias de superfícies, podem ser mapeadas a partir dos dados de GPR. Como decorrência disso, é possível elaborar modelos de predição das mudanças na geometria e conectividade dos corpos arenosos, servindo como uma ferramenta essencial na análise de heterogeneidade em sistemas eólicos.

## CONTEXTO GEOLÓGICO

A Formação Mangabeira, de idade Mesoproterozoica localiza-se no Cráton do São Francisco (Fig. 1a). Essa formação em conjunto com outras unidades compõe o Supergrupo Espinhaço, no domínio da Chapada Diamantina (Fig. 1b). A Formação Mangabeira foi formalmente definida por Schobbenhaus & Kaul (1971) e descrita por (Pedreira, 1994) como dunas eólicas de grande porte associada com depósitos fluviais. Recentemente, o Projeto Ibitiara-Rio de Contas do Serviço Geológico do Brasil (Guimarães et al., 2008) caracterizou a Formação Mangabeira por litofácies geradas por processos eólicos em ambiente desértico costeiro, com ocorrência de sistemas fluviais efêmeros, intercalados no topo com os depósitos marinhos da Formação Açuruá. Datações absolutas da Formação Mangabeira foram realizadas por Babinski et al. (1999) e recentemente por Silveira et al. (2013), em que foi obtido idade de ~1,5 Ga em soleiras e diques máficos, intrudidos na base da Formação Mangabeira.

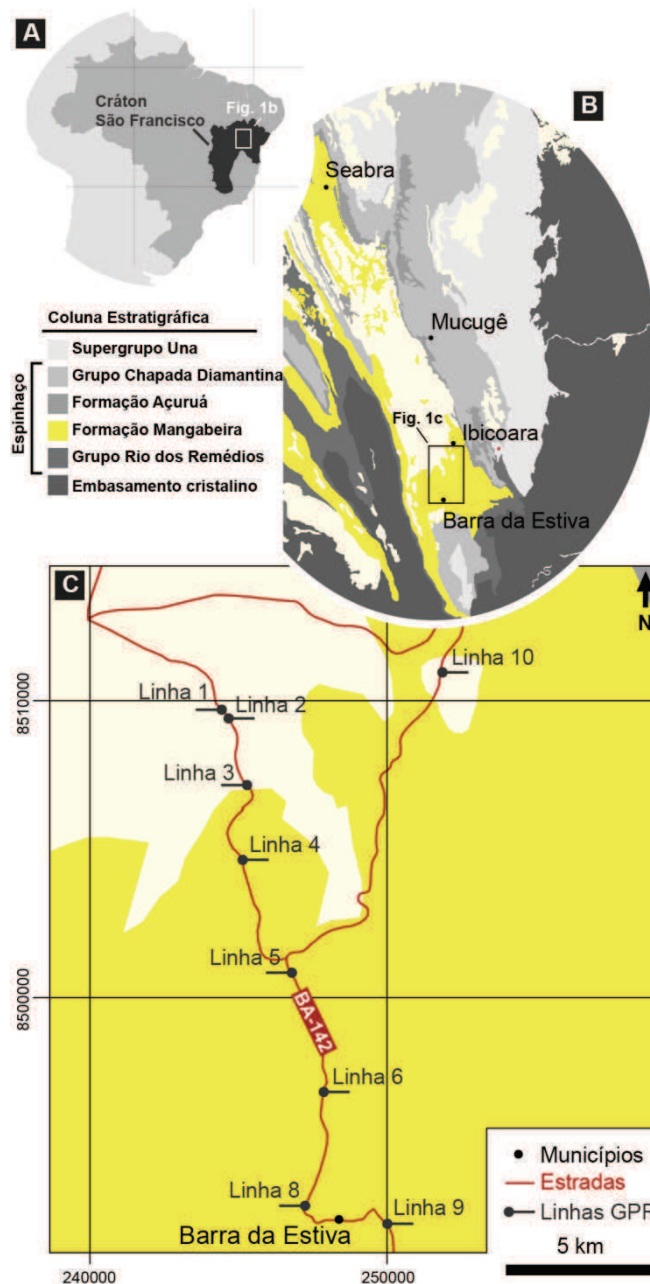


Figura 1. Mapa de localização. (A) Crátón do São Francisco; (B) Supergrupo Espinhaço no Domínio Chapada Diamantina e Formação Mangabeira (amarelo); (C) Localização das seções de GPR.

## MATERIAIS E MÉTODOS

A coleta de dados de GPR foi realizada ao longo das margens de estradas pavimentadas, principalmente ao longo da BA-142, próximo ao município de Barra da Estiva (Fig. 1c). A aquisição dos dados foi feita utilizando o sistema SIR-3000 da GSSI™ (*Geophysical Survey Systems, Inc.*) sendo empregadas as antenas de 200 MHz e 400 MHz. No total, foram cobertos 6,2 km de linhas de GPR de 200 metros com pontos de controle a cada 50 m. A Tabela 1 apresenta os parâmetros usados na aquisição. A polarização das antenas foi ortogonal à direção das linhas. A velocidade média foi calculada em uma camada de arenito que teve a espessura medida por taqueômetro

(metros) e por GPR (tempo). A velocidade e as propriedades dielétricas medidas nas amostras em laboratório confirmaram os valores usados durante a aquisição de campo. A antena de 200 MHz permitiu penetração mais profunda (profundidade de aproximadamente 20 m), enquanto a antena de 400 MHz obteve melhor resolução com 6-8 m de profundidade de penetração. As rotinas básicas de processamento foram aplicadas sobre os dados, incluindo correção topográfica, correção do *start time*, remoção de ganho, filtro passa-banda, remoção de *background*, decaimento de energia, branqueamento espectral, *diffraction stack* e migração.

A fim de calibrar as seções de GPR com os afloramentos, 11 perfis laterais foram construídos e interpretados, complementados com perfis estratigráficos levantados na escala 1:100. A interpretação dos afloramentos é baseada na identificação das associações de fácies definidas por uma série de atributos litológicos, tais como, cor, textura, composição, estruturas sedimentares e geometria. Nos perfis laterais, a distribuição detalhada das fácies e associação de fácies, bem como as superfícies limítrofes foram traçadas ao longo dos afloramentos, com o objetivo de facilitar a correlação com os dados em subsuperfície.

Tabela 1. Parâmetros de aquisição utilizados no imageamento.

| PARÂMETROS DE AQUISIÇÃO  | FREQUÊNCIA CENTRAL DA ANTENA |            |
|--|------------------------------|------------|
|  | 200 MHz                      | 400 MHz    |
| <i>T Rate</i> (Taxa de transmissão de dados da antena)                           | 100 MHz                      | 100 MHz    |
| Modo de aquisição  | Distância                    | Distância  |
| <i>Samples</i> (Amostragem do traço)   | 512                          | 512        |
| <i>Range</i> (Tempo de abertura da Janela de Amostragem)                         | 200                          | 300        |
| Velocidade média de propagação da onda (m/ns)                                    | 0,13                         | 0,13       |
| <i>Rate</i> (Número de traços que o sistema registra na memória RAM por segundo) | 100                          | 100        |
| SCN/UNIT (espaçamento entre os traços)   | 50                           | 50         |
| <i>Gain</i> (Função que compensa a atenuação do sinal em profundidade)           | Automático                   | Automático |
| Filtro Passa baixo   | 400                          | 800        |
| Filtro Passa Alto  | 50                           | 100        |
| <i>Stacking</i> (Empilhamento, elimina ruído aleatório)                          | 3                            | 3          |

## ARQUITETURA DEPOSICIONAL

Foram definidas duas associações de fácies na Formação Mangabeira: (AF1) dunas e interdunas eólicas e (AF2) lençóis de areia eólicos.

### Associação de Fácies de Dunas e Interdunas (AF1)

Essa associação de fácies é composta predominantemente por arenitos finos a médios, subarredondados a arredondados, bem selecionados arranjados em sets de estratos cruzados acanalados com espessuras que variam de 0,2 a 2 metros de espessuras. As porções mais íngremes dos *foresets* são compostas por estratos de fluxo de grãos (Fig. 2a) que se interdigitam em direção à base com laminações transladantes cavalgantes milimetricamente espaçadas (Fig. 2b). Os estratos transladantes cavalgantes



da base dos sets tangenciam de maneira assintótica e em baixo ângulo a superfície limítrofe que é lateralmente extensa e mergulha suavemente em sentido contrário ao do mergulho dos estratos cruzados. Em cortes transversais ao fluxo, os estratos cruzados e a superfície limítrofe dos sets apresentam uma geometria acanalada. Por vezes observam-se superfícies internas aos sets, que truncam os estratos cruzados abaixo, enquanto os estratos cruzados acima são concordantes com a mesma. Geralmente essas superfícies são observadas em seções paralelas ao mergulho dos estratos cruzados, e ocorrem inclinadas em um ângulo superior a 20°. O sentido do mergulho médio dos estratos cruzados é para nordeste e as paleocorrentes variam entre 335° a 045°.

Os sets de estratos cruzados podem ocorrer intercalados com arenitos muito finos, bem selecionados, com laminações subhorizontais, formadas essencialmente por estratos transladantes de marcas onduladas eólicas. É comum a presença de siltitos e arenitos muito finos apresentando laminações onduladas crenuladas e corrugadas (Fig. 2c). Ocorrem dispostos em camadas lenticulares e irregulares, com espessuras de 10 a 20 cm e extensão de 10 a 20 metros (Fig. 2).

A presença de arenitos bem selecionados estruturados em sets de estratos cruzados compostos por laminações de fluxo de grãos, queda livre de grãos e de marcas onduladas eólicas permite interpretar estes depósitos como dunas eólicas (Hunter, 1977). A geometria acanalada dos estratos cruzados em corte transversal ao fluxo aliada a alta dispersão do mergulho dos *foresets* indica dunas crescentes. A presença comum de depósitos de fluxos de grãos sugerem formas de leito com uma face de escorregamento bem desenvolvida. Os arenitos que formam pacotes delgados e descontínuos que ocorrem intercalados com estratos cruzados de dunas eólicas podem ser interpretados como depósitos de interduna. A geometria lenticular desses depósitos indica que esses depósitos formavam pequenas depressões isoladas e desconectadas. Os arenitos com estratos transladantes cavalgantes de marcas onduladas eólicas indicam interdunas secas, enquanto os siltitos e arenitos com laminações onduladas crenuladas indicam atividade microbiana, formados em condições em que a franja do lençol freático interceptava a superfície deposicional formando interdunas úmidas. As superfícies subhorizontais que limitam os estratos cruzados em seções paralelas ao fluxo e por vezes são sobrepostas por depósitos de interdunas são interpretadas como superfícies de 1ª ordem (terminologia de Brookfield, 1977), geradas a partir do sucessivo cavalgamento de dunas eólicas. As superfícies que compartimentam os sets, e mergulham no mesmo sentido dos estratos cruzados; são interpretadas como superfícies de 3ª ordem e representam, portanto, superfícies de reativação, ou seja, formadas pela reativação da face frontal por ventos secundário (Brookfield, 1977).



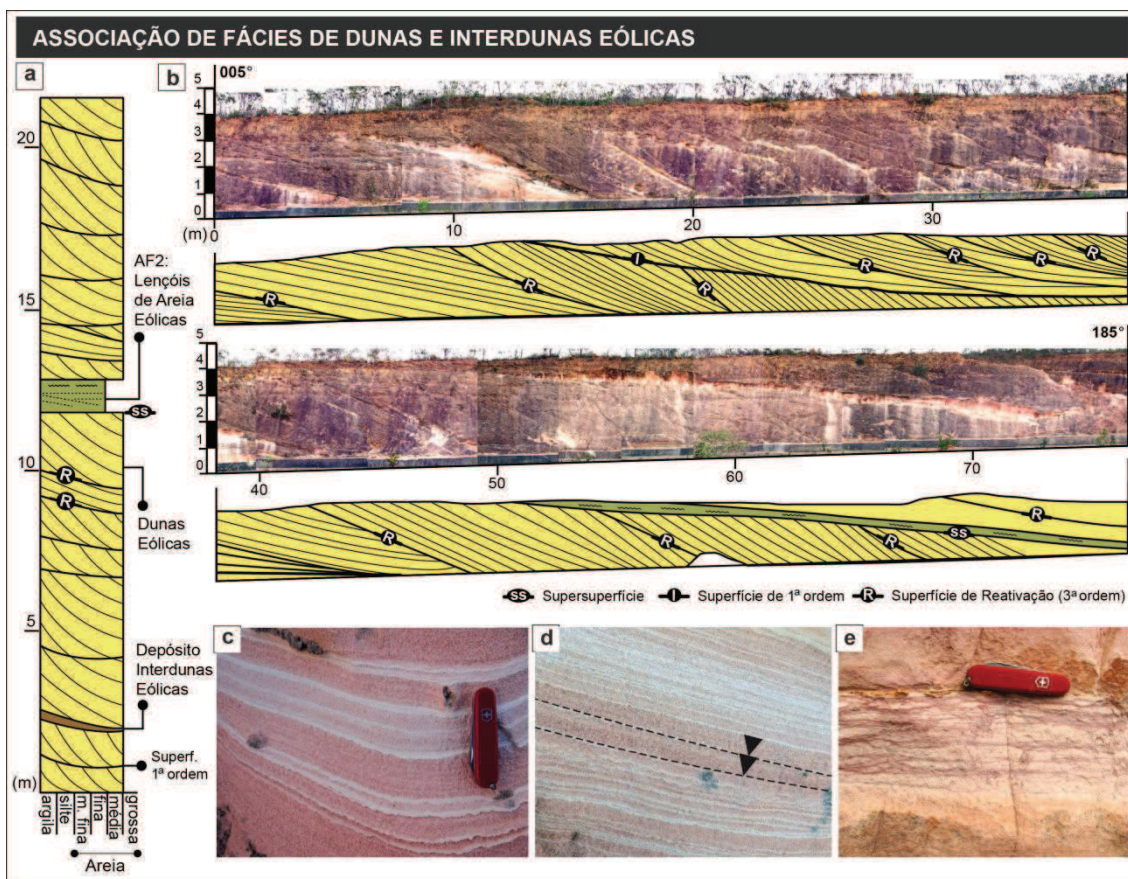


Figura 2. Associação de Fácies de Dunas e Interdunas Eólicas: (a) perfil colunar esquemático e (b) perfis laterais interpretados, ilustrando a arquitetura deposicional dos depósitos eólicos bem como as superfícies limítrofes; (c) estratos de fluxo de grãos que se interdigitam em direção à base com (d) laminações transladantes cavalgantes milimetricamente espaçadas; (e) laminações onduladas crenuladas e corrugadas nas interdunas.

### Associação de fácies de Lençóis de Areia Eólicos (AF2)

Esta associação de fácies compreende predominantemente arenitos muito finos a médios, bimodal, subarredondados a subangulosos, moderadamente selecionados, dispostos em camadas tabulares de 0,6 a 6 metros de espessura e extensão lateral de no mínimo dezenas de metros (Fig. 3). Internamente as camadas são compostas por estratos cruzados de baixo ângulo formados por laminações transladantes cavalgantes de marcas onduladas eólicas, milimétricas e inversamente gradadas (Fig. 3a) e intercalações milimétricas a centimétricas de siltitos e arenitos finos crenulados e ondulados, subhorizontais (Fig. 3b). Localmente ocorrem sets de estratos cruzados tangenciais de pequeno porte (20 cm) formados por estratos transladantes de marcas onduladas eólicas. Em algumas porções também se observam estruturas de deformação, como carga e chama. Por vezes também ocorrem intercalados com os depósitos eólicos desta associação, arenitos finos a médios apresentando laminações cruzadas de marcas onduladas, separados por finos drapes de lama (Fig. 3c). Os arenitos com estratos cruzados de baixo ângulo compostos por laminações transladantes de marcas onduladas eólicas inversamente gradadas são interpretados como depósitos de lençóis de areia eólicos (Scherer, 2002; Scherer et al., 2007). O desenvolvimento de lençóis de areia está associado a regiões com alta velocidade dos ventos e/ou a contextos de baixa

disponibilidade de areia seca (Kocurek e Nielson, 1986). A presença de estratos cruzados isolados, intercalados com as laminações horizontais ou de baixo ângulo indicam dunas eólicas famintas migrando sobre amplas áreas de lençóis de areia eólicos (Kocurek e Nielson, 1986). Laminações crenuladas e corrugadas são interpretadas como associadas a estruturas de adesão e/ou atividade microbiana (Kocurek e Fielder, 1982). Os arenitos finos a médios apresentando laminações cruzadas de marcas onduladas são interpretados como a migração de formas de leito 2D e 3D, formadas por fluxos unidirecionais em regime de fluxo inferior (Miall, 1977). A ocorrência de *drapes* de argilitos indica assentamento gravitacional de sedimentos em um ambiente de baixa energia, provavelmente relacionados aos estágios finais dos fluxos efêmeros (Miall, 2006).

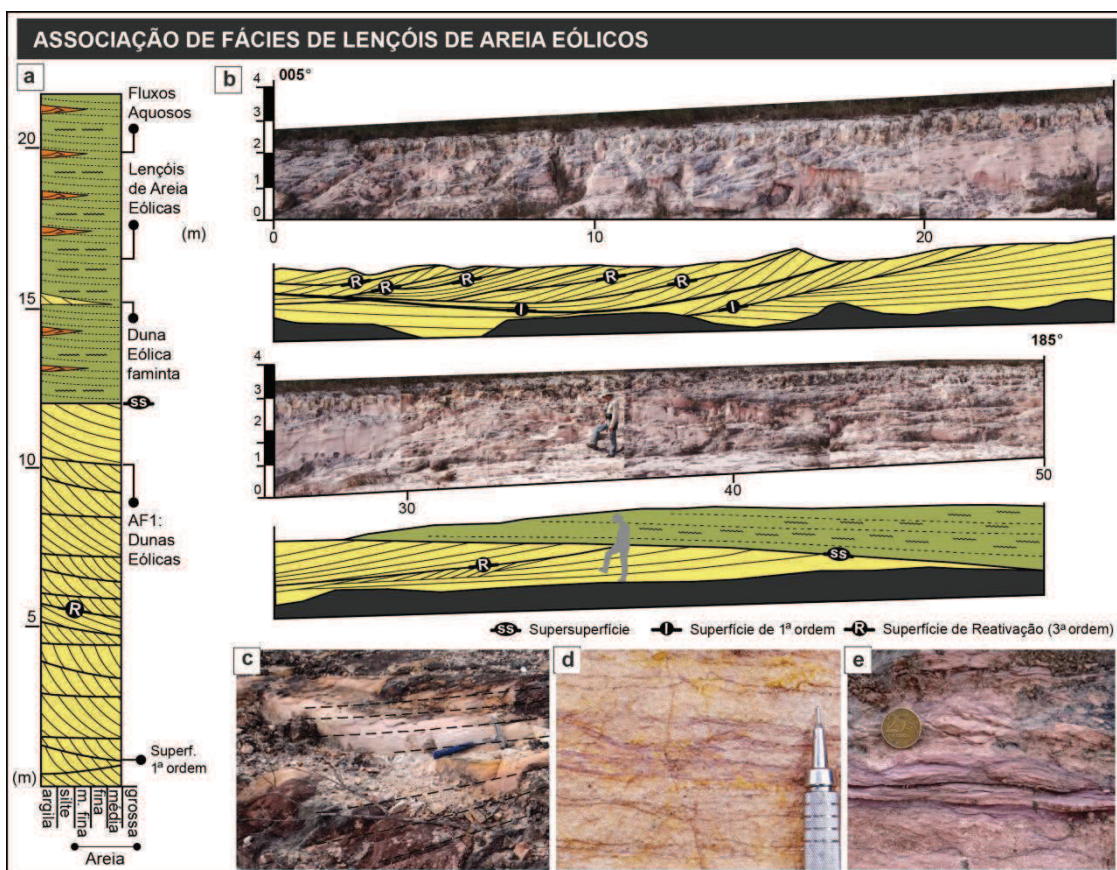


Figura 3. Associação de Fácies de Lençóis de Areia eólicos: (a) perfil colunar esquemático e (b) perfis laterais interpretados; (c) arenitos compostos por estratos cruzados de baixo ângulo formados por laminações transladantes cavalgantes de marcas onduladas eólicas; (d) siltitos e arenitos finos crenulados e ondulados, subhorizontais; (e) laminações cruzadas de marcas onduladas.

## DISCUSSÃO

### Ciclos sedimentares

A porção inferior da Formação Mangabeira é composta por ciclos sedimentares, com espessuras de 6 a 20 metros, que mostram condições deposicionais mais secas para o topo (*drying-upward cycles*; Bállico et al., *submet.*). A base dos ciclos é caracterizada por depósitos de lençóis de areia eólicos que são sucedidos por depósitos de dunas e



interdunas eólicas, sendo normalmente transicional a passagem entre estas duas associações de fácies, marcado por um progressivo aumento no tamanho os estratos cruzados de dunas eólicas. Estes ciclos de condições mais secas para o topo são limitados no topo e na base por supersuperfícies, marcadas por superfícies planas e erosivas, interpretadas como superfícies de deflação que representam paradas na acumulação eólica.

### **Calibração dos dados de GPR com os afloramentos**

As seções de GPR obtidas com as antenas de 200 MHz e 400 MHz permitiram caracterizar em subsuperfície a geometria dos corpos arenosos, assim como hierarquizar as suas superfícies constituintes. As seções foram adquiridas tanto em pontos em que foi possível calibrar com os afloramentos rochosos (Seções 1 e 2; Figs. 4 e 5), como também foi realizada a interpretação em locais em que não existia afloramentos ou a exposição era limitada (Seções 3 e 4; Figs. 6 e 7). A geometria dos depósitos eólicos pôde ser visualizada em cortes longitudinal (Seções 1 e 3; Fig. 4 e 6), oblíquo (Seção 2; Fig. 5) e transversal (Seção 4; Fig. 7), em relação ao mergulho dos estratos cruzados. Em cortes longitudinal e oblíquo (Seções 1, 2 e 3; Figs. 4 e 5) é possível individualizar as associações de fácies de dunas e interdunas eólicas e os lençóis de areia eólicos, bem como as diferentes hierarquias de superfícies. Já no corte transversal (Seção 4) foi possível individualizar a geometria das dunas eólicas e as superfícies de 1ª ordem. As camadas sedimentares apresentam-se inclinadas, com ângulo variável, entre 5° e 12°.

A associação de fácies de lençóis de areia é representada nas seções estudadas, tanto paralelas, quanto transversais ao fluxo, por uma série de refletores paralelos, contínuos, de baixa a alta amplitude. Não foi possível individualizar a grande maioria das estruturas internas eólicas que compõem esses depósitos, bem como os depósitos aquosos que ocorrem relacionados, devido à falta de contraste de propriedade elétrica (constante dielétrica) e a atenuação do sinal GPR. Algumas seções (seções 2 e 3) apresentam refletores levemente côncavos e inclinados de pequena escala, lateralmente descontínuos, que tangenciam em *downlap* os refletores contínuos, que podem ser interpretados como dunas eólicas famintas. Sotoposto e sobreposto à associação de lençóis de areia eólicos, ocorrem uma série de refletores inclinados (seção 3), com características distintas, relacionados à associação de fácies de dunas e interdunas eólicas.

A associação de fácies de dunas e interdunas eólicas apresentam diferentes geometrias dos refletores, conforme a orientação da seção em relação ao mergulho dos estratos cruzados (Figs. 4 e 5). Em cortes paralelos ao fluxo, os *foresets* das dunas eólicas são representados por refletores côncavos, inclinados e de baixa amplitude, cujo topo é truncado em alto ângulo e a base encontra-se em *downlap*, tangenciando refletores planos e contínuos de menor inclinação, interpretados como superfície de 1ª ordem. Em cortes transversais ou fortemente oblíquos ao fluxo, tanto os estratos cruzados quanto as superfícies de 1ª ordem são marcadas por refletores côncavos. Não são possíveis as superfícies de 1ª ordem que pudessem representar depósitos de interdunas. As superfícies de 3ª ordem são representadas em seções de GPR por refletores côncavos, contínuos e de alta amplitude que compartimentam internamente os sets, e mergulham no mesmo sentido dos refletores dos estratos cruzados.

Os pacotes de dunas e interdunas eólicas são separados dos depósitos de lençóis de areia eólicas por refletores descontínuos, com média a alta amplitude, paralelos ao mergulho regional das camadas que variam de 5° a 12°. É possível observar nas seções 1, 2 e 3 que (transectas paralelas e oblíquas ao fluxo), que as sucessões de estratos

cruzados de dunas eólicas bem como as superfícies limítrofes internas, são truncadas pelas supersuperfícies. Na seção 3 é possível identificar três ciclos separados por supersuperfícies, permitindo inclusive a montagem de uma seção colunar hipotética, com a distribuição das associações de fácies e das superfícies de 1 e 3ª ordem. As supersuperfícies apresentam extensão de centenas de metros (Fig. 5), marcando paradas na acumulação eólica, delimitando ciclos de condições mais secas para o topo, conforme discutido por Bállico et al. (*submet.*).

### **Implicações na definição das heterogeneidades de reservatórios**

Quanto à aplicação desse estudo em escala de reservatório, a sucessão eólica da Formação Mangabeira apresenta duas diferentes escalas de heterogeneidades, definidas como 1ª ordem e 2ª ordem. As heterogeneidades de 1ª ordem são representadas pelas sucessões sedimentares limitadas por supersuperfícies, cuja espessura varia de 5 a 20 metros. As heterogeneidades de 2ª ordem são determinadas pelas variações na geometria e nas características faciológicas existentes entre a AF1 e AF2. Algumas supersuperfícies podem ter um grande impacto na heterogeneidade dos reservatórios, visto que elas justapõem litologias com permeabilidades distintas desde uma escala local até regional, podendo influenciar fortemente no fluxo de fluido, particularmente se as fácies acima ou abaixo da superfície limítrofe tem uma permeabilidade baixa o suficiente para atuar com *baffles* ou barreiras (Chandler et al., 1989, Mountney e Thompson, 2002).

As heterogeneidades de 2ª ordem são caracterizadas por variações litológicas dentro das associações de fácies, envolvendo uma escala menor, embora ainda possa ter um efeito grande na distribuição da permeabilidade dentro das unidades de fluxo. Por exemplo, os depósitos de lençóis de areia eólicos podem apresentar variações significativas na permeabilidade vertical, visto que são compostos por estruturas de adesão e apresentam intercalações milimétricas de drapes de lama e areia. Outro exemplo são as estruturas internas que formam os estratos cruzados de dunas eólicas. Os tipos de estratificações e suas características texturais tem um forte impacto na permeabilidade. Os fluxos de grãos, em decorrência de um empacotamento mais frouxo, exibem valores de permeabilidade que são uma ordem de magnitude mais alta que as lâminas de marcas onduladas eólicas adjacentes (Chandler et al., 1989). Como as laminações de marcas onduladas eólicas se concentram na base, enquanto os estratos de fluxo de grãos dominam no topo dos estratos cruzados de dunas eólicas, ocorre uma variação vertical na permeabilidade da base para o topo dos sets, influenciando no fluxo de fluidos dentro do reservatório (Chandler et al., 1989; Mountney and Thompson, 2002). Da mesma forma que os depósitos de interdunas tendem a apresentar uma continuidade lateral menor que os depósitos dunas eólicas, representando potencialmente barreiras de fluxo ou *baffles* em escala interpoço (Shebi, 1995).

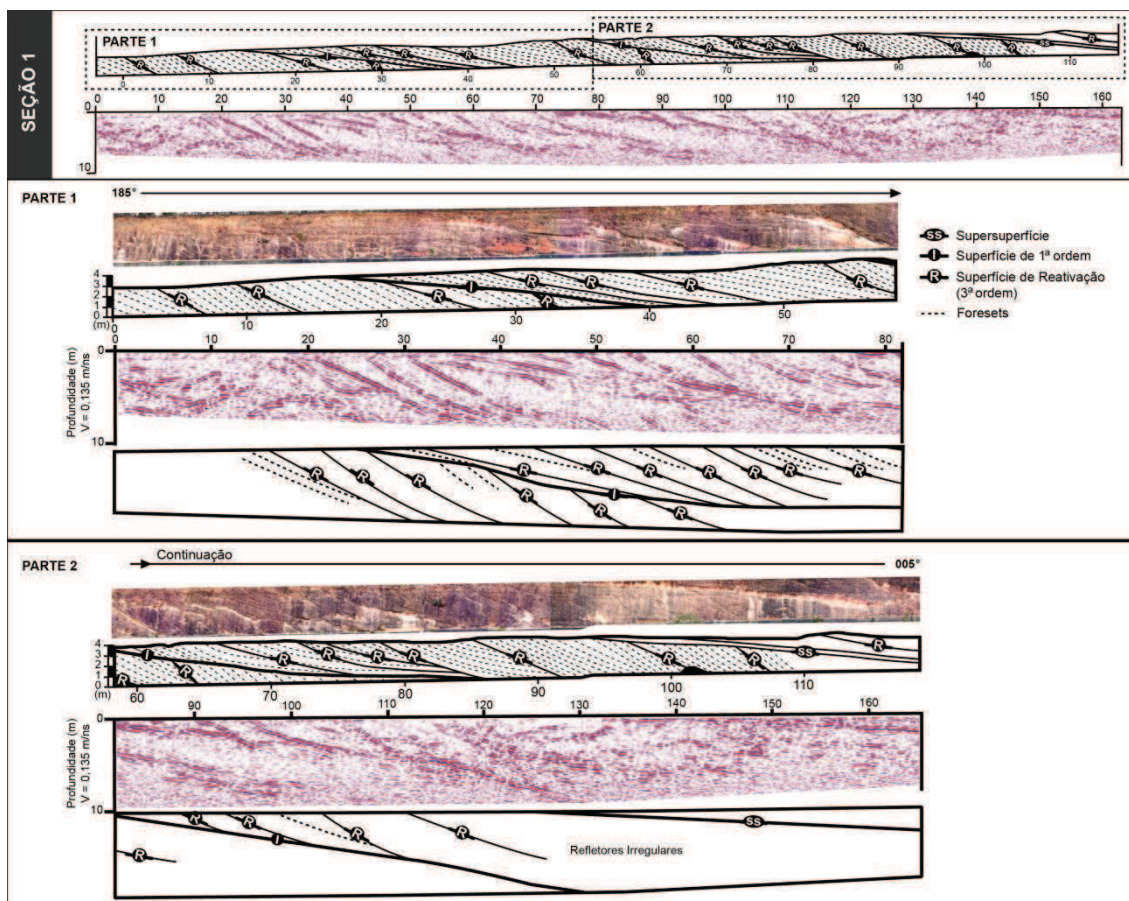


Figura 4. Linha 1: Seção 1 de GPR adquirida em corte paralelo ao fluxo. Os *foresets* das dunas eólicas e as superfícies de 3ª ordem são representados por refletores côncavos, inclinados e de baixa amplitude, cujo topo é truncado em alto ângulo e a base encontra-se em *downlap*, tangenciando refletores planos e contínuos de menor inclinação, interpretados como superfície de 1ª ordem.

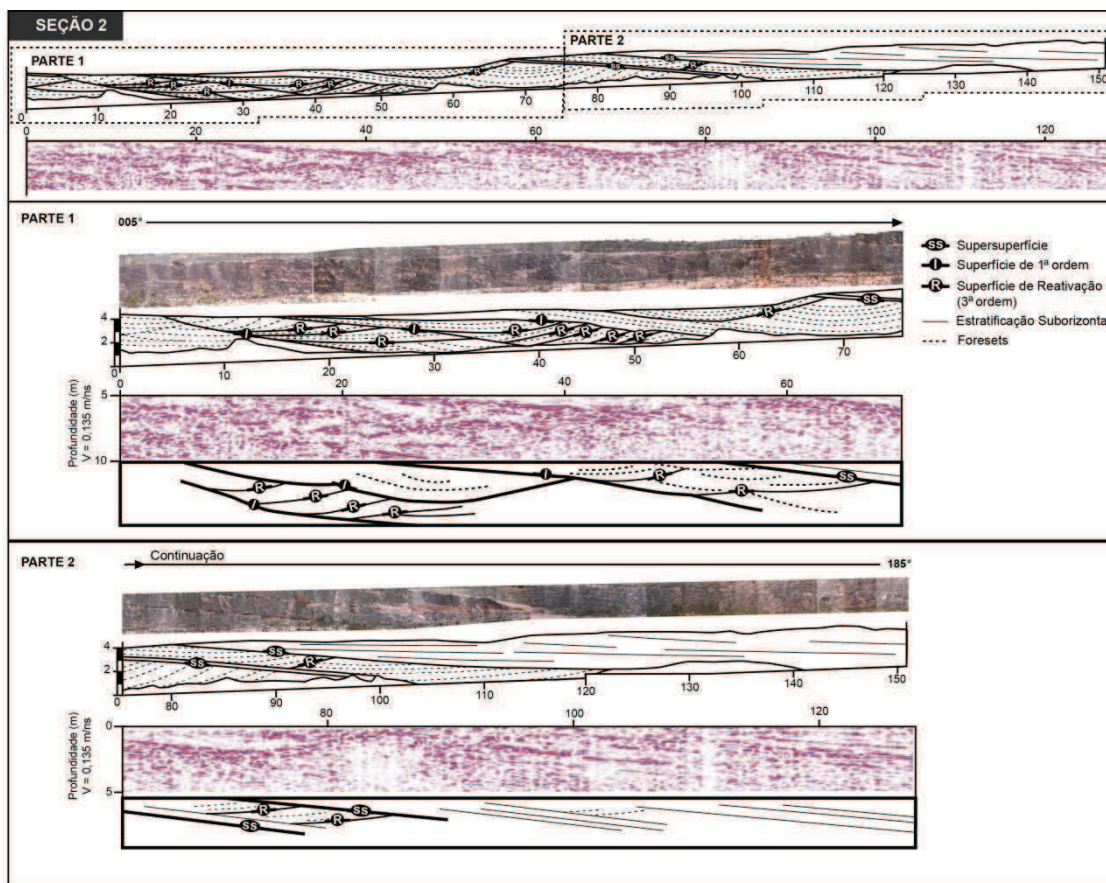


Figura 5. Linha 2: Seção 2 de GPR adquirida em corte oblíquo ao fluxo. Refletores côncavos relacionados com os depósitos de dunas e interdunas eólicas e refletores planos, paralelos as supersuperfícies representam os depósitos de lençóis de areia eólicos.



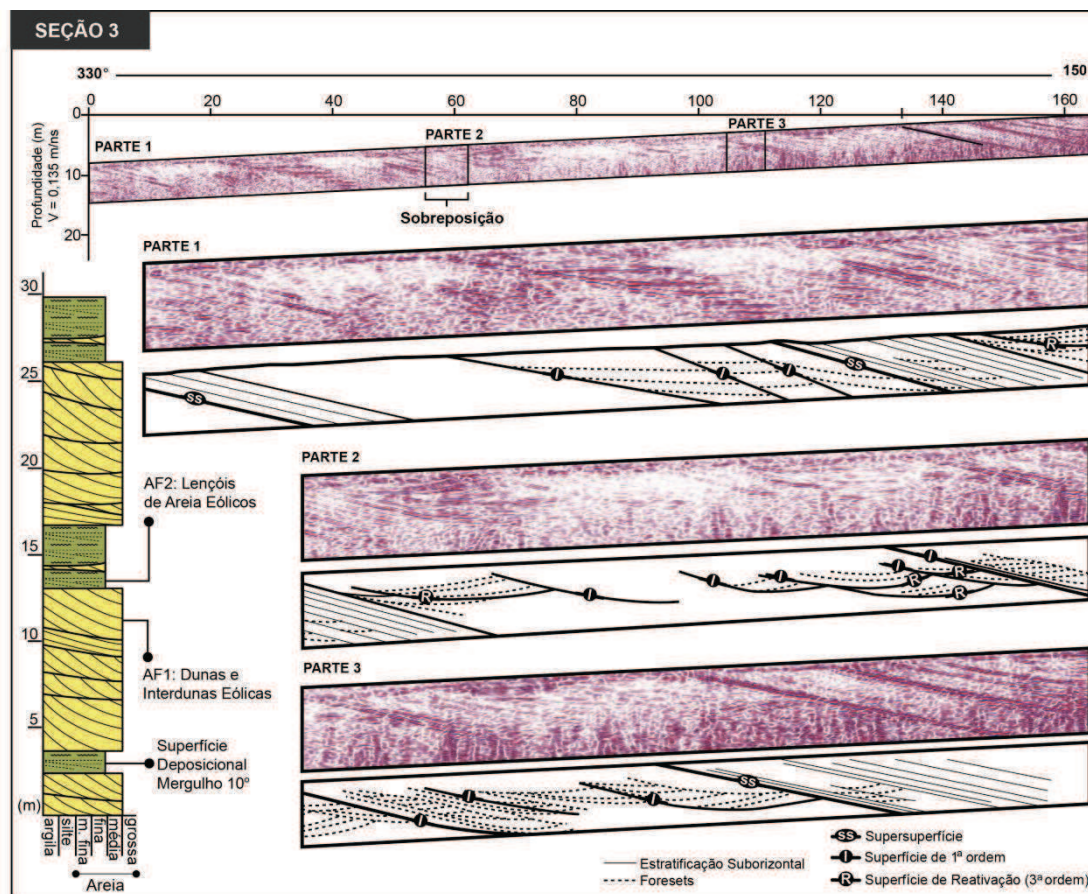
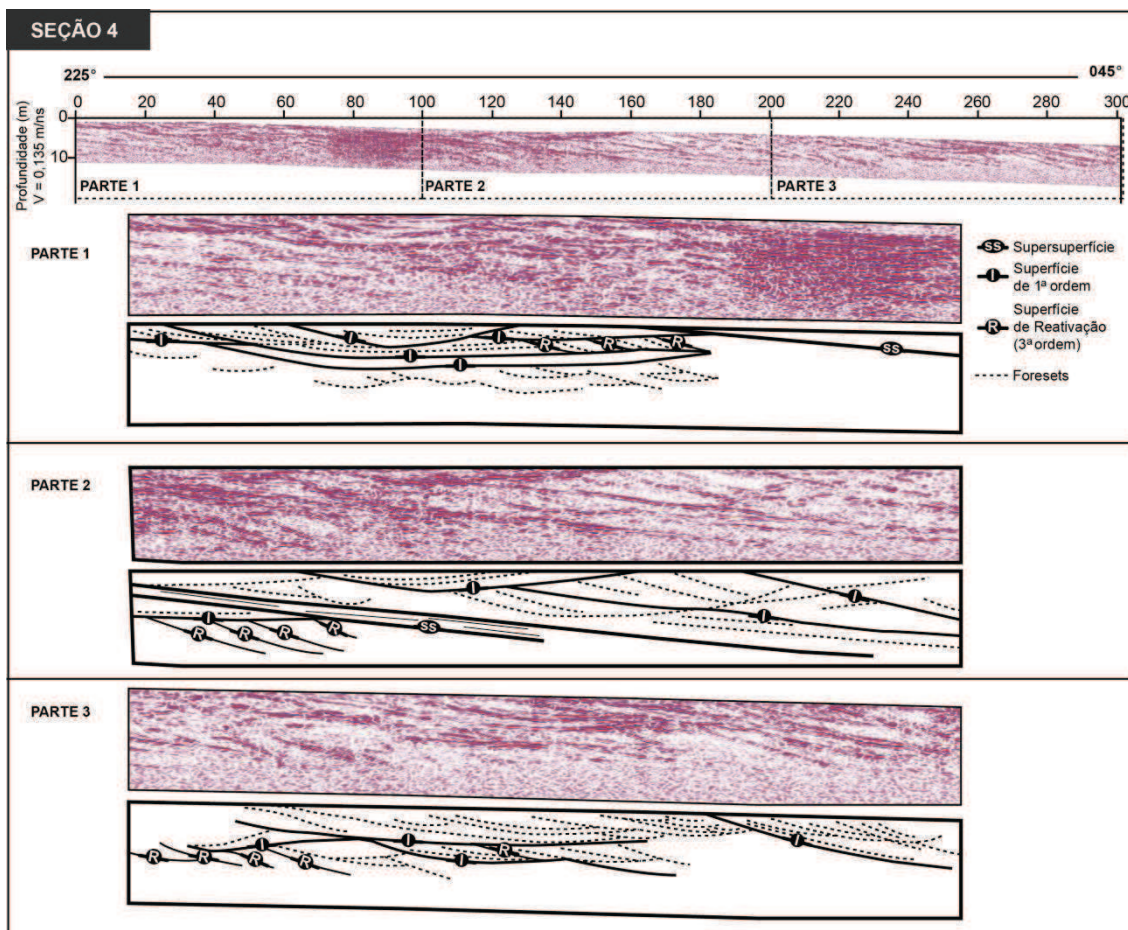


Figura 6. Linha 9: Seção 3 de GPR adquirida em corte paralelo ao fluxo, sem a calibração com afloramentos. Foram identificados três ciclos caracterizados por lençóis de areia eólicos na base que são sucedidos por sets de estratos cruzados de dunas eólicas. Refletores bem marcados são interpretados como supersuperfícies. O pacote está basculado para o sentido SE, com ângulo de mergulho de cerca de 10°.



**Figura 7.** Linha 10: Seção 4 de GPR adquirida em corte transversal ao fluxo. Dunas eólicas representadas por refletores côncavos com alta amplitude. Superfícies inclinadas e lateralmente extensas foram interpretadas como supersuperfícies.

## CONCLUSÕES

As seções de GPR adquiridas ao longo de afloramentos rochosos revelaram detalhes acerca da geometria e superfícies limítrofes dos depósitos eólicos da Formação Mangabeira. Foram identificadas duas associações de fácies, dunas e interdunas eólicas e lençóis de areia eólicos, bem como as superfícies limítrofes. Foram definidas superfícies de 1ª e 3ª ordem na sucessão de dunas e interdunas eólicas, assim como foram demarcadas supersuperfícies separando os pacotes de dunas e interdunas eólicas dos estratos de lençóis de areia eólicos subjacentes. O uso do GPR para identificar a morfologia dos depósitos sedimentares, bem como a variação lateral e vertical das associações de fácies e superfícies limítrofes é considerado uma excelente ferramenta para prever a continuidade dos depósitos sedimentares e as heterogeneidades de reservatórios. Estudos como este, que integram dados de superfície com dados de subsuperfície servem como análogos na interpretação de seções geológicas adquiridas somente em subsuperfície.



## REFERÊNCIAS

- Adetunji, A.Q., Al-Shuhail, A., Korvin, G., 2006. Near-surface history from the Jafurah sand sea of Eastern Saudi Arabia. *The Leading Edge* 27, 1446-1452.
- Akinpelu, O. C. (2010). Ground Penetrating Radar Imaging of Ancient Clastic Deposits: A Tool for Three-Dimensional Outcrop Studies. Tese (Doutorado). Canada: Geology Department, University of Toronto.
- Babinski, M., Pedreira, A. J., Brito Neves, B. B., Van Schmus, W. R. (1999). Contribuição à geocronologia da Chapada Diamantina. In: Pedreira, A. J. (Org.), VII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 118–120. Lençóis: SBG.
- Bállico, B.B., Scherer, C.M.S., Mountney, N.P., Souza, G.E., Reis, A.D.; Raja Gabaglia, G.P., Magalhães, A.J.C. (2016). Drying-upward cycles in a Mesoproterozoic aeolian erg-margin succession: Mangabeira Formation, Espinhaço Supergroup, Brazil. *Sedimentary Geology*, submetido.
- Botha, G. A., Bristow, C. S., Porat, N., Duller, G., Armitage, S. J., Roberts, H. M., Clarke, B. M., Kota, W. M., Schoeman, P. (2003). Evidence for dune reactivation from GPR profiles on the Maputaland coastal plain, South Africa. In: Bristow, C. S., Jol, H. M. (Eds.) *Ground Penetrating Radar in Sediments*. London: The Geological Society, 29–46. (Geological Society Special Publication, 211).
- Brookfield, M. E. (1977). The origin of bounding surfaces in ancient aeolian sandstones. *Sedimentology*, 24, 303–332.
- Chandler, M. A., Kocurek, G., Goggin, D. J., Lake, L. W. (1989). Effects of stratigraphic heterogeneity on permeability in eolian sandstone sequence, Page Sandstone, northern Arizona. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 73, 658-668.
- Dam, R. L. V., Nichol, S., Augustinus, P., Parnell, K., Hosking, P., McLean, R. F. (2003). GPR stratigraphy of a large active dune on Parengarenga Sandspit, New Zealand. *The Leading Edge*, 22, 865–871.
- Dino R., Antonioli L., Braz S. M. Z. (2002). Palynological data from the Trisidela Member of Upper Pedra de Fogo Formation (“Upper Permian”) of the Parnaíba Basin, Northeast Brazil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 3, 24-35.
- Guimarães, J. T., Santos, R. A., Melo, R. C. (2008). Geologia da Chapada Diamantina Ocidental (Projeto Initiara - Rio de Contas). Série Arquivos Abertos; 31. Salvador: CBPM/CPRM.
- Havholm, K.G., Bergstromi, N.D.I., Jol, H.M., Running, G.L., 2002. GPR survey of a Holocene aeolian/fluval/lacustrine succession, Lauder Sandhills, Manitoba, Canada. In: Bristow, C.S., Jol, H.M. (Eds.). *Ground Penetrating Radar in Sediments*. Geological Society, London, Special Publications, 211, 47-54.

- Hunter, R.E. (1977). Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology*, 24, 361–387.
- Jol, H., Bristow, C., Smith, D., Junck, M. M. B., Putnam, P. (2003). Stratigraphic imaging of the Navajo Sandstone using ground-penetrating radar. *The Leading Edge*, 22, 882–887.
- Kocurek, G. (1988). First-order and super bounding surfaces in eolian sequences— Bounding surfaces revisited. *Sedimentary Geology*, 56, 193–206.
- Kocurek, G., Fielder, G. (1982). Adhesion structures. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52, 1229–1241.
- Kocurek, G., Havholm, K., Deynoux, M., Blakey, R. C. (1991). Amalgamated accumulations resulting from climatic and eustatic changes , Akchar Erg , Mauritania. *Sedimentology*, 38, 751–772.
- Kocurek, G., Nielson, J. (1986). Conditions favourable for the formation of warm-climate aeolian sand sheets. *Sedimentology*, 33, 795–816.
- Miall, A. D. (1977). A review of the braided-river depositional environment. *Earth Science Review*, 13, 1–62.
- Miall, A. D. (2006). *The Geology of Fluvial Deposits*, 4th ed. Berlin: Springer-Verlag.
- 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.
- Pedreira, A. J. (1994). O supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina centro-oriental, Bahia: sedimentologia, estratigrafia e tectônica. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto Geociências, USP.
- Scherer, C.M.S. (2002). Preservation of aeolian genetic units by lava flows Basin , southern Brazil in the Lower Cretaceous of the Parana. *Sedimentary Geology*, 49, 97–116.
- 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.
- Schobbenhaus, C., Kaul, P. F. T. (1971). Contribuição da estratigrafia da Chapada Diamantina, Bahia Central. *Mineração e Metalurgia*, Rio de Janeiro, 53, 116–120.
- Shebi, M. A. (1995). The impact of reservoir heterogeneity on fluid flow in the Tensleep Sandstone of the Bighorn Basin: Resources of southwestern Wyoming. *Field conference guidebook: Wyoming Geological Association*, 343–359.

- Silva, F. G., Scherer, C. M. S. (2000). Morphological characterization of ancient dunes using the ground-penetration radar, Botucatu Formation, southern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30, 527–530.
- Silveira, E. M., Söderlund, U., Oliveira, E. P., Ernst, R. E., Leal, A. B. M. (2013). First precise U-Pb baddeleyite ages of 1500Ma mafic dykes from the São Francisco Craton, Brazil, and tectonic implications. *Lithos* 174, 144–156.
- Trivedi, D., Koravangatt, D., Buynevich, I., Srinivasan, P., Ravisankar, K., Silwal, V., Sengupta, D., Nair, R.R. (2012). Interpretation of Dune Genesis from Sedimentological Data and Ground Penetrating Radar (GPR) Signatures: A Case Study from Ashirmata Dune Field, Mandvi Beach, Gujarat, India. *International Journal of Geosciences*, 3, 772–779.



**ARTIGO 2:** Drying-upward cycles in a Mesoproterozoic aeolian erg-margin succession: Mangabeira Formation, Espinhaço Supergroup, Brazil.

A formatação do artigo está de acordo com a norma da revista.

---

29/09/2016

Gmail - Acknowledgement of receipt of your submitted article



Manoela Bettarel Bállico <manoela.bettarel@gmail.com>

---

### Acknowledgement of receipt of your submitted article

1 mensagem

---

**Sedimentary Geology** <sedgeo-ee@elsevier.com>  
Para: manoela.bettarel@gmail.com

29 de setembro de 2016 13:19

Dear Miss. Bállico,

Your submission entitled "Drying-upward cycles in a Mesoproterozoic aeolian erg-margin succession: Mangabeira Formation, Espinhaço Supergroup, Brazil" has been received by Sedimentary Geology.

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

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

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

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

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Elsevier Editorial System  
Sedimentary Geology



1 Drying-upward cycles in a Mesoproterozoic aeolian erg-margin succession:  
2 Mangabeira Formation, Espinhaço Supergroup, Brazil

3 Bállico, M.B.<sup>a\*</sup>, Scherer, C.M.S.<sup>a</sup>, Mountney, N.P.<sup>b</sup>, Souza, G.E.<sup>a</sup>, Reis, A.D.<sup>a</sup>; Raja  
4 Gabaglia, G.P.<sup>c</sup> and Magalhães, A.J.C.<sup>c</sup>

5 <sup>a</sup> Universidade Federal do Rio Grande do Sul – Instituto de Geociências, 9500 Bento  
6 Gonçalves Avenue, 91501-970, Porto Alegre, Brazil

7 <sup>b</sup> Fluvial & Eolian Research Group, School of Earth and Environment, University of  
8 Leeds, United Kingdom, LS2 9JT, UK

9 <sup>c</sup> Petróleo Brasileiro SA, PETROBRAS, Rio de Janeiro, RJ, Brazil

10 \* Corresponding author: Universidade Federal do Rio Grande do Sul – Instituto de  
11 Geociências, 9500 Bento Gonçalves Avenue, 91501-970, Porto Alegre, Brazil

12 +55 51 3308 6372 Phone

13 +55 51 3308 7047 Fax

14 manoela.bettarel@gmail.com

## 15 **Abstract**

16 Aeolian systems were abundant and widespread in the early Proterozoic Era, before  
17 2.2 Ga. However, the majority of aeolian successions of such great age are intensely  
18 deformed and are preserved only in a fragmentary state meaning that, hitherto, few  
19 attempts have been made to apply a sequence stratigraphic approach to determine  
20 mechanisms of aeolian construction, accumulation and preservation in such systems.  
21 The Mangabeira Formation is a well preserved Mesoproterozoic erg succession  
22 covering part of the São Francisco Craton, northeastern Brazil. The lower unit of the  
23 Mangabeira Formation (~500 m thick) comprises aeolian deposits of dune, interdune,  
24 and sand-sheet origin, as well as some of water-lain origin. These deposits are

25 organized into vertically stacked depositional cycles, each 6 to 20 m thick and  
26 characterized by aeolian sandsheet and water-lain deposits succeeded by aeolian  
27 dune and interdune deposits indicative of a drying-upward trend. Palaeocurrent data  
28 indicate aeolian sand transport dominantly to the present-day north. These cycles likely  
29 arose in response to climatic oscillations from relatively humid to arid conditions,  
30 possibly related to orbital forcing. The lower unit of the Mangabeira Formation  
31 comprises up to 14 erg sequences, the accumulation and preservation of each was  
32 determined by the relative rate of water-table rise and the availability of sand for  
33 aeolian transport, both of which changed repeatedly through time, resulting in the  
34 preservation of a succession of repeated drying-upward cycles.

35 Keywords: Mesoproterozoic age; aeolian succession; erg-margin; drying-upward  
36 cycles; climatic oscillations

## 37 **1. Introduction**

38

39 The recognition of aeolian deposits and the interpretation of  
40 palaeoenvironments of aeolian origin in Precambrian successions may be attempted  
41 through the implementation of techniques in facies analysis, though the deformed and  
42 fragmentary state of preservation of the great majority of outcropping successions of  
43 this age make such analysis challenging. Study techniques involve the identification of  
44 diagnostic sedimentary structures and textures indicative of aeolian processes,  
45 including the identification of various types of cross-bedded sets composed of  
46 combinations of wind-ripple, grainflow and grainfall strata, and horizontally laminated  
47 sets of sandstone strata composed of adhesion and granule-ripple strata (Kocurek,  
48 1996; Mountney, 2006). Although Precambrian aeolian successions are well  
49 documented (Eriksson and Simpson, 1998; Rodríguez-López et al., 2014), relatively  
50 few previous studies have undertaken a detailed analysis of the facies architecture of  
51 Pre-Cambrian aeolian successions with the aim of gaining an improved understanding



52 of the stratigraphic evolution and palaeoenvironment of these systems (Ross, 1983;  
53 Jackson et al., 1990; Chakraborty, 1991; Simpson and Eriksson, 1993; Basu et al.,  
54 2014; Heness et al., 2014).

55 To understand the palaeoenvironmental significance of preserved aeolian  
56 sedimentary architecture, and to attempt a detailed reconstruction, determination of  
57 three phases of aeolian system evolution is required: aeolian system construction,  
58 accumulation and preservation (Kocurek, 1999; Kocurek and Lancaster, 1999). In  
59 many studies of Phanerozoic aeolian successions, preserved aeolian accumulations  
60 are commonly divided into sequences, each of which represents a phase of aeolian  
61 construction and accumulation. These sequences commonly occur vertically stacked to  
62 form a succession, whereby each sequence is delimited by a laterally extensive  
63 supersurface that marks a hiatus in the accumulation process, and which may be  
64 associated with evidence indicative of aeolian deflation (i.e. net erosion) (Loope, 1985;  
65 Kocurek and Hunter, 1986; Langford and Chan, 1988; Clemmensen and Hegner, 1991;  
66 Mountney et al., 1999; Scherer and Lavina, 2005; Mountney, 2006). Thus,  
67 supersurfaces are types of sequence boundaries (Kocurek, 1988). The recognition of  
68 supersurfaces forms the basis for defining a sequence stratigraphic framework for  
69 aeolian successions. However, the recognition of supersurfaces in Precambrian  
70 aeolian successions, as well as the construction of models related to the spatial and  
71 temporal evolution of the aeolian units, has not been widely attempted previously (see  
72 Deynoux et al., 1989). Aeolian successions of Precambrian age are typically highly  
73 fragmentary such that they lack the lateral continuity of exposure required to  
74 demonstrate the relationships between sequences and their bounding supersurfaces.  
75 Furthermore, subtle lithofacies relationships are typically not well preserved in these  
76 ancient, and commonly deformed and metamorphosed, successions (Eriksson and  
77 Simpson, 1998; Bose et al., 2012).

78 Individual supersurfaces and the sequences that they bound commonly extend  
79 over large geographic areas, and correspond to individual and distinct aeolian ergs

80 (dune fields) that were constructed and accumulated. Individual sequences represent  
81 the preserved deposits of distinct ergs, each of which may be separated from  
82 neighbouring erg sequences in both space and time (Kocurek, 1988). The  
83 supersurfaces that bound these sequences represent hiatuses in aeolian accumulation  
84 (Loope, 1985; Clemmensen et al., 1989; Deynoux et al., 1989; Kocurek et al., 1991;  
85 Lancaster, 1992). Supersurfaces serve as the basis for the definition of the limits of  
86 aeolian genetic units. Lithofacies arrangements within these aeolian genetic units yield  
87 information about the process of sedimentation. Assemblages (associations) of  
88 lithofacies are themselves contained within elements that represent the individual  
89 components (architectural elements) of aeolian systems, such as dunes of different  
90 morphological types, interdunes and sand flats. Architectural elements provide  
91 information about the morphology of the original sedimentary sub-environments, and  
92 the main controls on their accumulation and preservation (Havholm and Kocurek, 1994;  
93 Veiga et al., 2002; Scherer and Lavina, 2005; Mountney, 2006).

94         The Mangabeira Formation is a Proterozoic erg located on the São Francisco  
95 craton of northeastern region of Brazil. The formation comprises 14 aeolian cycles,  
96 each of which represents the preserved expression of an individual aeolian sequence.  
97 The extensively exposed outcrops reveal a well-preserved succession up to ~500 m  
98 thick over an aerial extent of ~1200 km<sup>2</sup>. Detailed lithofacies analysis has enabled the  
99 identification of commonly occurring facies associations and successions such that the  
100 deposits that comprise each of the sedimentary cycles can be interpreted to provide an  
101 improved understanding of the factors that governed the construction, accumulation  
102 and preservation of this Proterozoic aeolian succession.

103         The aim of this study is to undertake a lithofacies and architectural-element  
104 analysis of aeolian and related deposits of the Mangabeira Formation to reconstruct the  
105 detailed palaeoenvironment of this ancient desert system and thereby determine the  
106 controls that gave rise to its accumulation and preservation. Specific research  
107 objectives of this study are as follows: (i) to employ lithofacies and architectural-

108 element analysis to reconstruct and interpret the various aeolian sub-environments  
109 represented by the preserved aeolian sequences; (ii) to propose a depositional model  
110 for the evolution of the Mangabeira Formation; and (iii) to discuss the main variables  
111 that controlled the construction, accumulation and preservation this Proterozoic aeolian  
112 succession.

## 113 **2. Geological Setting**

114

115 The São Francisco Craton is located in the northeast Brazil and comprises  
116 Archean/Palaeoproterozoic basement rocks composed of metamorphic and  
117 supracrustal rocks, which are overlain by a Palaeoproterozoic to Phanerozoic platform-  
118 type cover succession (e.g., Almeida, 1977; Barbosa et al., 2004; Cruz and Alkmim,  
119 2006; Alkmim and Martins-Neto, 2012). In northern part of the São Francisco craton, a  
120 thick Proterozoic succession of sedimentary rocks crops out as two distinct  
121 physiographic features: the Northern Espinhaço Range in west and the Chapada  
122 Diamantina Range in east. In the Chapada Diamantina Range, the Espinhaço  
123 Supergroup and the São Francisco Supergroup are the main sedimentary units: the  
124 former is of Palaeoproterozoic to Neoproterozoic age and principally comprises  
125 siliciclastic rocks; the latter is characterized mainly by carbonate successions of  
126 Neoproterozoic age (Fig. 1).

127 The Espinhaço Supergroup spans an age range from c. 1.75 to 0.9 Ga based  
128 on radiometric age constraints (Schobbenhaus et al., 1994; Babinski et al., 1999). This  
129 unit is composed principally of clastic sedimentary rocks of continental and coastal  
130 origin (Alkmim and Martins-Neto, 2012; Danderfer et al., 2009; Pedreira and de Waele,  
131 2008), and associated volcanic deposits (Schobbenhaus et al., 1994; Babinski et al.,  
132 1999). The Espinhaço Supergroup was deposited over the Congo-São Francisco  
133 craton as a ~2500 m-thick sedimentary succession. Multiple episodes of deposition  
134 and accumulation are recorded, each of which relates to distinct tectonic events (Fig.

135 2). The full Espinhaço succession comprises three megasequences termed the Lower,  
136 Middle and Upper sequences (Chemale et al., 2012; Santos et al., 2013; Guadagnin et  
137 al., 2015b) . These megasequences accumulated in numerous basins developed in  
138 response to at least two phases of rifting.

139 A Palaeoproterozoic extensional tectonic event initiated the tectonostratigraphic  
140 evolution represented by the Lower Espinhaço megasequence. This first rift episodes  
141 commenced in the Statherian between 1.8 and 1.68 Ga. It was heralded by alkaline,  
142 acid volcanism followed by siliciclastic deposition; these deposits formed the majority of  
143 the rift-basin fills (Guimarães et al., 2008; Alkmim and Martins-Neto, 2012). The  
144 stratigraphy of the Lower Espinhaço megasequence is represented by Rio dos  
145 Remédios Group and comprises three formations. The lowermost Novo Horizonte  
146 Formation comprises volcanic rocks. The age of this unit is well constrained: 1.75 Ga  
147 (Schobbenhaus et al., 1994; Babinski et al., 1999). These volcanic rocks are overlain  
148 by texturally and compositionally immature sediments of the Ouricuri do Ouro  
149 Formation, interpreted as alluvial-fan deposits (Souza, 2014) arranged into a  
150 retrogradational stacking pattern. The overlying and laterally adjacent Lagoa de Dentro  
151 Formation is ascribed to a predominantly fluvial origin and comprises a sheet-like  
152 architecture that is interpreted as the distal part of the alluvial-fan systems of the  
153 Ouricuri do Ouro Formation (Jardim de Sá et al., 1976; Inda and Barbosa, 1978;  
154 Jardim de Sá, 1981; Costa and Inda, 1982; Brito Neves et al., 1999; Delgado et al.,  
155 2003).

156 The overlying and stratigraphically younger Middle Espinhaço megasequence is  
157 related to a rift-sag basin that became filled with continental and coastal deposits. This  
158 thermal sag phase occurred during the Calymmian, 1.6 to 1.38 Ga (Pedreira, 1994;  
159 Guimarães et al., 2008; Pedreira and de Waele, 2008; Alkmim and Martins-Neto, 2012;  
160 Guadagnin et al., 2015a, 2015b). Two distinct depositional intervals are identified  
161 (Guadagnin et al., 2015 a and b): (i) the Mangabeira and Açuruá formations, c. 1.6 to  
162 1.5 Ga; (ii) the Tombador Formation, c. 1.45 to 1.38 Ga. The Mangabeira and Açuruá

163 formations jointly comprise the Paraguaçu Group. The two formations represent,  
164 respectively, (i) a palaeo-desert environment that was dominated by aeolian dunes and  
165 aeolian sandsheets with subordinate wadi-fluvial deposits, and (ii) a coarsening-upward  
166 clastic succession interpreted as a braided fluvial and deltaic system (Magalhães et al.,  
167 2015). The Tombador Formation is the lower unit of the Chapada Diamantina Group.  
168 This single formation represents the superposition of multiple depositional systems that  
169 accumulated in response to a new sag phase (Guimarães et al., 2008; Guadagnin et  
170 al., 2015b). Alluvial fans, fluvial, aeolian, estuarine and shallow-marine systems are all  
171 recognized palaeoenvironments represented by this unit (Pedreira, 1994; Castro, 2003;  
172 Guimarães et al., 2008; Loureiro et al., 2009; Silva Born, 2011; Bállico, 2012,  
173 Guimarães et al., 2015).

174 Deposits of the Upper Espinhaço megasequence (c.1.19-0.9 Ga, Stenian-  
175 Tonian) represent the fill of a rift-sag basin related to the fragmentation of the Rodinia  
176 Supercontinent (Guadagnin et al., 2015b). The Chapada Diamantina Group comprises  
177 this megasequence. The Caboclo Formation (c. 1.2 Ga; Babinski et al., 1993) records  
178 fluvio-estuarine and shallow-marine sedimentation, whereas the Morro do Chapéu  
179 Formation is interpreted as a fluvio-deltaic and shallow-marine succession (Souza et al,  
180 2016). Both formations record accumulation as part of a long-term regressive-  
181 transgressive system.

182 The Mangabeira Formation, which is the focus of this study, has formally been  
183 defined by Schobbenhaus and Kaul (1971) and described by Pedreira (1994). This  
184 ~1500 m-thick succession is interpreted as the preserved product of a mixed aeolian  
185 and fluvial system. Guimarães et al. (2008) interpret the Mangabeira Formation as a  
186 coastal aeolian system, with minor wadi channel deposits. These deposits occur  
187 intercalated with marine deposits of the Açuruá Formation (Guimarães et al., 2008.  
188 Provenance analysis of this unit was undertaken by Guadagnin et al. (2015a) who  
189 determined that sediments of the Mangabeira Formation were recycled from  
190 sedimentary sources associated with a collisional tectonic setting in which the zircon

191 grains were formed in the Paleoproterozoic Era, as result the palaeo-plate  
192 amalgamation. The Mangabeira Formation has a radiometric age date ca. 1.5 Ga,  
193 based on dates derived from mafic sills and dyke swarms that cut the base of the  
194 formation (Babynski, 1999; Silveira et al., 2013).

195

196 FIGURE 1

197 FIGURE 2

198

### 199 **3. Study Area and Methods**

200

201 The Lower Unit of the Mangabeira Formation crops out over ~50.000 km<sup>2</sup> along  
202 the São Francisco Craton (Fig. 1). The studied outcrops of this unit are located in the  
203 southern area (~1200 km<sup>2</sup>) of the Chapada Diamantina Domain, where outcrops of  
204 these sedimentary rocks and their subtle sedimentary structures are best preserved.  
205 Other areas of the São Francisco Craton have been subject to intensive deformation  
206 and metamorphism, rendering the succession unsuitable for sedimentary lithofacies  
207 and sequence stratigraphic analysis. The basal contact between the Lagoa de Dentro  
208 Formation and the Mangabeira Formation is not exposed in the studied area. The  
209 upper contact with the Açuruá Formation is sharp.

210 In the Mangabeira Formation, 11 detailed graphic sedimentological sections  
211 with a total combined thickness of ~500 m were measured at 1:100 scale. These logs  
212 record grain size, physical sedimentary structures and palaeocurrent data (281  
213 readings). Palaeocurrents were determined from the dip azimuths of foresets present in  
214 cross-bedded sandstone sets (Fig. 3). The azimuth and dip angle of the dune foresets  
215 were later corrected to remove the effects of structural tilt. A series of two-dimensional  
216 panels detail the sedimentary features of a 480 m-long outcrop section. Five ground-  
217 penetrating radar (GPR) survey lines, which are collectively 3.3 km long, image the

218 geometry of preserved sets. These data have assisted in the establishment of  
219 geometric relationships between facies associations. The GPR data were collected  
220 using a Subsurface Interface Radar (SIR) 3000 system developed by Geophysical  
221 Survey System, Inc. (GSSI) with antennae of 200 and 400 MHz. Position and local  
222 topography was determined using a Global Positioning System (GPS) survey; spatial  
223 resolution was 0.1 m. The processing of these data was undertaken using *Reflexw 6.1*  
224 software.

225

226

FIGURE 3

227

## 228 **4. Facies Associations**

229

230 Four distinct facies associations are identified in the deposits of the Lower Unit of the  
231 Mangabeira Formation and these are each ascribed to a particular sub-environment  
232 (Table 1): aeolian dune (A1), aeolian interdune (A2), aeolian sand sheet (A3) and  
233 fluvial (A4).

234

### 235 **4.1. Aeolian Dune Association (A1)**

236

#### 237 *4.1.1. Description*

238 This facies association comprises fine- to medium-grained sandstone  
239 composed of grains that are well-rounded to sub-rounded, well-sorted or in some cases  
240 bimodally sorted. The sandstone deposits are arranged into cross-stratified sets, each  
241 0.2 to 1.5 m thick. The majority of sets are characterized internally by foresets inclined  
242 at 20 to 25 degrees relative to the set bases. These cross-beds form wedges of sand  
243 flow (i.e. grainflow) strata, each 10 to 80 mm thick (Fig. 4a), that pinch out down-dip  
244 where they are interbedded deposits of with 5 to 10 mm-thick wind-ripple laminae (Fig.

245 4b). The sandstone bodies occur as co-sets of strata that are themselves 0.2 to 3 m  
246 thick, and which are arranged into tabular sand bodies that have lateral extents of up to  
247 40 m, and that are defined by sharp boundaries. The individual wedge-shaped sets that  
248 comprise these co-sets occur at two distinct scales: 0.2 to 0.5 m thick and up to 1.5 m  
249 thick. In orientations transverse to the dip direction of inclined foresets within sets,  
250 packages of cross-bedded strata are characterized by trough-shaped bodies, each up  
251 to 10 m wide and each delineated by a basal bounding surface. In orientations parallel  
252 to the dip direction of inclined foresets, cross-strata are tangential to planar basal  
253 bounding surfaces, which are themselves near-horizontal or are inclined downward  
254 gently ( $<5^\circ$ ) in the direction opposite to the dip of the foresets. Internally, the cross-  
255 bedded sets can be subdivided into sub-sets, which are themselves bounded by  
256 inclined surfaces that dip up to  $15^\circ$ ; these surfaces truncate the cross-strata below but  
257 overlying cross-strata above are concordant (Fig. 4c). These inclined surfaces are  
258 bounded by gentle/near horizontal, downwind dipping surfaces. Foreset dip azimuths  
259 are variable in the range to  $045^\circ$  to  $335^\circ$ . Most foresets dip  $<20^\circ$ , though inclinations  
260 vary from  $18^\circ$  to  $40^\circ$  in small number of places. The lower and upper boundary that  
261 defines larger packages of strata comprising this facies association is abrupt and  
262 planar.

263

#### 264 4.1.2. Interpretation

265 The trough cross-stratification combined with well-sorted and well-rounded  
266 texture of the sand grains, and the presence of grainflow and wind-ripple laminae  
267 indicates deposition from migrating aeolian dunes (Hunter, 1977). The common trough-  
268 tangential pattern of cross-stratification combined with high dispersion values of the  
269 foreset dip azimuths indicates deposition of 3D-crescentic bed forms. The presence of  
270 grainflow process indicated by foresets present in the upper parts of preserved sets  
271 indicates that the bed forms possessed well-developed slipfaces (Hunter, 1977). The  
272 down-dip pinch out of grainflow strata and their interfingering with wind-ripple



273 lamination in the lower parts of sets demonstrate that lee-slope grainflow avalanches  
274 reached the toesets of the bed forms. Wind ripples migrated over the dune plinths  
275 (Mountney, 2006; Scherer, 2000). The near-horizontal to low-angle-inclined surfaces  
276 observed in sections oriented parallel to paleoflow are interpreted as interdune  
277 migration surfaces (Kocurek, 1996). The trough geometry of the interdune surfaces  
278 observed in orientations transverse to palaeoflow indicates that the main bedform  
279 crestlines were high sinuous. The stacking of numerous sets bounded by trough-  
280 shaped interdune surfaces indicates the migration of successive, out-of-phase sinuous  
281 aeolian dunes (Rubin, 1987). The inclined bounding surfaces that occur internally  
282 within cross-bedded sets are most readily interpreted as reactivation surfaces  
283 (Kocurek, 1996). These surfaces indicate partial lee-side erosion during minor  
284 fluctuation changes in wind direction and/or strength (Brookfield, 1977; Rubin and  
285 Hunter, 1982; Hunter and Rubin, 1983; Scherer and Lavina, 2005; Mountney, 2006).  
286 These reactivation surfaces are themselves truncated by interdune surfaces (Kocurek,  
287 1981a, 1991).

288

## 289 FIGURE 4

290

### 291 **4.2. Aeolian Interdune Association (A2)**

292

#### 293 *4.2.1. Description*

294 This facies association comprises sandstone composed of grains that are well-  
295 sorted and well-rounded to sub-rounded. The sandstone occurs as irregular beds that  
296 are each 0.1 to 0.2 m thick and 10 to 20 m in lateral extent (Fig. 5a and Fig. 5b). Two  
297 types of structures characterize this facies association. The first is represented by very  
298 fine- to fine-grained sandstone characterized by 5 to 10 mm-thick, inversely graded,  
299 horizontal lamination that forms translent strata (*sensu* Hunter, 1977) (Fig. 5c and  
300 Fig. 5d). The second is represented by very fine- to fine-grained sandstone packages

301 that are each 0,5 to 10 cm and which alternate with 10 to 30 mm-thick irregular  
302 mudstone laminae to form wavy and crinkly lamination (Fig. 5d and 5e). At a larger  
303 scale, these deposits occur intercalated with aeolian dune cross-strata of association  
304 A1. The basal bounding surfaces that delineate accumulations of association A2 are  
305 sharp and commonly slightly erosive; the upper bounding surfaces are sharp but non-  
306 erosional (Fig. 5a).

307

#### 308 *4.2.2. Interpretation*

309 The occurrence of laterally discontinuous and irregular beds of translent  
310 strata, and wavy and crinkly lamination, and their intercalation with aeolian dune cross-  
311 strata accumulations of association A1 indicates a facies association typical of an  
312 aeolian interdune setting (Mountney, 2006). The two sedimentary structures types  
313 indicate that the interdune deposits accumulated in response to two types of substrate  
314 condition. The inversely graded, horizontal lamination (translent strata) arose in  
315 response to the subcritical climb of wind-ripple strata (Hunter, 1977), and is indicative  
316 of accumulation on a dry substrate where the water table and its capillary fringe lay  
317 beneath the accumulation surface. The wavy and crinkly lamination is most obviously  
318 interpreted as the preserved product of adhesion structures accumulated on a damp  
319 substrate, and indicates a setting where the water table was located close to the  
320 accumulation surface (Kocurek and Fielder, 1982; Mountney and Thompson, 2002;  
321 Paim and Scherer, 2007). A possible alternative interpretation for the crinkly lamination  
322 is a microbial origin. Souza (2012) described several types of wavy and wrinkle  
323 lamination features in the aeolian interdune deposits of the Mangabeira Formation and  
324 interpreted them as microbially induced sedimentary structures (MISS). Such MISS  
325 structures are syndepositional features formed by the interaction of biofilms or  
326 microbial mats with the physical sediment in aquatic environments (Noffke, 2010). The  
327 occurrence of MISS in Precambrian aeolian deposits has also been observed  
328 previously by other workers, including, for example, by Sarkar et al. (2008) in the Neo-

329 proterozoic Sonia Sandstone (India) and by Eriksson et al. (2000) in the Palaeo-  
330 proterozoic Waterberg Group (South Africa). The latter authors described muddy roll-  
331 up structures in damp interdune settings where ephemeral ponds are thought to have  
332 enabled the establishment of microbial communities. The thin interdune deposits of  
333 association A2 described here are indicative of dry and damp interdune hollows or  
334 corridors present between the aeolian dunes represented by deposits of association  
335 A1. The small preserved thickness and limited lateral extent of the interdune deposits  
336 likely indicates that they accumulated in isolated interdune hollows surrounded by  
337 dunes (cf. Mounthey and Jagger, 2004).

338

339

## FIGURE 5

340

### 341 **4.3. Aeolian Sandsheet Association (A3)**

342

#### 343 *4.3.1. Description*

344 This facies association comprises very-fine- to medium-grained sandstone,  
345 grains of which are moderately sorted. These sandstones are arranged into sets  
346 characterized by low-angle-inclined stratification ( $<5^\circ$ ). These sets are 0.6 to 6 m thick  
347 and have a tabular geometry with a lateral extent up to 50 m. Internally, these sets are  
348 characterized by several structures which occur interlayered in the studied sections as  
349 packages of strata that vary from 0.6 to 1 m thick. The main lithofacies are: (i) 5 to 10  
350 mm-thick, inverse graded, horizontally to low-angle translational lamination arranged into  
351 sets that are themselves 0.1 to 0.2 m thick (Fig. 6a); (ii) tangential cross-stratified  
352 sandstones that form lenticular and laterally discontinuous sets up to 0.2 m thick (Fig.  
353 6b), and which are formed entirely by inverse graded lamination; (iii) 5 to 20 mm-thick  
354 packages of interlayered sandstone and mudstone, with crinkly lamination, in sets that  
355 are 50 to 100 mm thick and which are laterally traceable for up to 10 m (Fig. 6c). These  
356 deposits both overlie and are themselves overlain by the aeolian dune deposits of

357 association A1; bounding surfaces are sharp and horizontal. These deposits commonly  
358 occur intercalated with water-lain deposits of association A4 (see below).

359

#### 360 *4.3.2. Interpretation*

361 The tabular sandstones with low-angle-inclined stratification are interpreted as  
362 aeolian sandsheet accumulations. The thin, horizontal to low-angle-inclined translent  
363 strata with inverse grading laminae represent ripple deposits formed by the migration  
364 and climbing of wind ripples over a dry depositional surface (Hunter, 1977). The  
365 tangential cross-beds are interpreted as small aeolian dunes; the laterally  
366 discontinuous extent of the cross-bedded sets, and their style of interlayering with the  
367 horizontal to low-angle-inclined wind-ripple strata indicates that these small bed forms  
368 migrated and accumulated episodically and fortuitously as local accommodation  
369 became available; the limited availability of sand for aeolian transport likely acted to  
370 limit dune size (Kocurek and Nielson, 1986). The deposits of interlayered sandstone  
371 and mudstone with the crinkly lamination are interpreted as adhesion ripple strata.  
372 Accumulation of sets of adhesion lamination requires a water-saturated substrate,  
373 whereby loose sand grains blown by the wind adhere to a damp or wet surface as they  
374 contact it, and progressively accumulate (Kocurek, 1981b; Kocurek and Nielson, 1986;  
375 Chakraborty and Chaudhuri, 1993; Scherer and Lavina, 2005). The common and  
376 repeated stacking of packages of adhesion strata, translent wind-ripple strata and  
377 water-lain deposits is typical of a sand sheet setting in which the local water table  
378 repeatedly fluctuated in level (possibly seasonally), and for which there were temporal  
379 changes in the availability of dry sand for aeolian transport (Chakraborty and  
380 Chaudhuri, 1993; Scherer and Lavina, 2005).

381

382

FIGURE 6

383

#### 384 **4.4. Fluvial Association (A4)**

385

386 *4.4.1. Description*

387 This facies association comprises fine- to medium-grained sandstone, grains of  
388 which are moderately sorted and characterized by ripple cross-stratification. These  
389 sandstones occur as 0.1 m-thick sets (Fig. 6d and 6e), groups of which occur  
390 collectively as stacked co-sets that are themselves 1 to 2 m thick and up to 5 m in  
391 lateral extent. Rare, small-scale (< 0.2 m thick) soft-sediment deformation structures in  
392 the form of simple load-cast structures are present on some bedding surfaces (Fig. 6f).  
393 Thin lenses and drapes of massive mudstone (up to 10 mm thick) are also rarely  
394 observed. Accumulations of this association commonly occur in close proximity to the  
395 aeolian sandsheets deposits of association A3.

396

397 *4.4.2. Interpretation*

398 The fine- to medium-grained sandstone with ripple-cross stratification is  
399 interpreted as the product of the migration and accumulation of 2D or 3D ripples of  
400 aqueous origin formed in the lower flow regime (Miall, 1977). The minor occurrence of  
401 mudstone drapes indicates settling of suspended sediments in a low-energy  
402 environment, probably in the aftermath of ephemeral floods (Miall, 2006). The simple  
403 load-cast structures were likely generated in response to fluidization in unconsolidated  
404 sediments, whereby water-saturated layers lose strength (Owen, 2003), probably as  
405 result of groundwater fluctuation.

406 **5. Stratigraphic Architecture: Drying-Upward Cycles**

407

408 The Lower Unit of the Mangabeira Formation comprises at least 14 stacked,  
409 aeolian-dominated sedimentary cycles through the ~500 m-thick succession (Fig 7).  
410 Each accumulated cycle comprises aeolian sandsheet and water-lain deposits that are  
411 replaced upward by aeolian dune and interdune deposits. Each cycle is bounded at its

412 base and top by laterally extensive, near-horizontal surfaces. The vertical arrangement  
413 of facies defines a drying-upward trend and this trend is repeated within each cycle.  
414 The drying-upward cycles recognized in outcrop and in the GPR profiles are each 6 to  
415 20 m thick (Fig. 8).

416 The near-horizontal surfaces that mark the base and top of each cycle are  
417 planar and laterally extensive; they can be traced across outcrops and are also evident  
418 in the GPR data (Fig. 8). However, in contrast to other examples of similar surfaces  
419 documented in the literature (e.g. Kocurek and Hunter, 1986; Loope, 1985; Fryberger  
420 et al., 1988; Mountney, 2006; Rodríguez-López et al., 2008), these surfaces are not  
421 associated with salt pseudomorphs or other salt-related features, nor calcrete horizons  
422 or carbonate cements.

423 The lowermost deposits of each cycle comprise aeolian sandsheet (A3) and  
424 water-lain (A4) deposits in packages of accumulated strata that are 1 to 6 m thick.  
425 Internally, the aeolian sandsheet and water-lain deposits comprise arrangements of  
426 lithofacies that are themselves arranged into small-scale cycles (Fig. 9) that comprise  
427 adhesion ripples and water-lain deposits overlain upward by wind-ripple and minor,  
428 small-scale sets of aeolian dune strata. These deposits of associations A3 and A4 are  
429 themselves overlain by aeolian dunes (A1) and interdunes (A2) in the upper part of  
430 each depositional cycle.

431 The uppermost deposits are defined by a set of small-scale sets aeolian cross-  
432 strata (5 to 10 m thick) which progressively increase in thickness up-succession to a  
433 set of medium- to large-scale sets aeolian cross-strata (5 to 8 m thick). The  
434 configuration of aeolian dune and interdune strata is distinct within each cycle  
435 (sequence). Most commonly, the succession is characterized by vertically stacked  
436 aeolian dune deposits (A1) alone. In such cases, each aeolian dune set is separated  
437 from an overlying dune set by a sharp bounding surface, with no evidence of  
438 accumulation of interdune deposits. Less commonly, and only in some aeolian  
439 sequences, sets of aeolian dunes deposits (A1) occur interbedded with dry or damp

440 interdune deposits of association A2. Such interdune deposits are typically restricted in  
441 their lateral extent (10 to 20 m wide).

442

## 443 **6. Depositional Model**

444

445         Throughout the studied ~500 m-thick vertical succession, multiple cycles have  
446 been observed, each indicative of a drying-upward climatic trend. The predictable  
447 arrangement of facies within each cycle and the repetition of this trend in each of the  
448 vertically stacked cycles demonstrate that a repeating set of external controls  
449 influenced sediment accumulation in the Lower Unit of the Mangabeira Formation. The  
450 drying-upward climatic trends indicated by the deposits of each cycle, and the capping  
451 of these cycles by laterally extensive bounding surfaces is the preserved record of  
452 distinct phases of accumulation and destruction of an aeolian dune-field (erg) system.  
453 Multiple ergs were constructed, accumulated and then partially deflated over time (Fig.  
454 7), as explained below.

455         Erg dynamics are driven by different factors: (i) the generation and storage of  
456 and supply of sediment suitable for aeolian transport; (ii) the availability of dry sand for  
457 aeolian transport; (iii) the transport capacity of the wind; and (iv) water table behaviour.  
458 The interaction of these controls determines how aeolian systems are constructed,  
459 accumulated and eventually preserved over time and space (Kocurek and Havholm,  
460 1993; Kocurek, 1999).

461         The lowermost deposits in each depositional cycle represent the development  
462 of wet aeolian systems in which aeolian sandsheets accumulated in association with  
463 water-lain deposits. The dominance of adhesion structures and their close association  
464 with wind-ripple strata indicates that a near-surface water table and its capillary fringe  
465 controlled the accumulation of these deposits but that its level fluctuated to allow drying  
466 of the accumulation surface at times (Cain and Mountney, 2011). Specifically, the

467 small-scale cycles observed within these deposits, in which adhesion-ripple strata and  
468 water-lain structures giving way upwards to wind-ripple strata and rare small-scale sets  
469 of aeolian-dune strata, indicates that the position of the water table relative to the  
470 accumulation surface changed over time (cf. Mountney and Thompson, 2002). During  
471 episodes when the water table was relatively low, the availability of dry sand above  
472 depositional surface increased, favouring the accumulation of wind-ripple strata. The  
473 water-lain deposits of association A4 are typical of accumulation in the aftermath of  
474 episodes of intense precipitation, which resulted in fluvial incursion into the erg margin,  
475 thereby driving an associated rise in the water-table level (Langford and Chan, 1989;  
476 Al-Masrahy and Mountney, 2015). As a consequence, this restricted the availability of  
477 dry sand for aeolian transport. This stacking pattern is similar to the cyclically arranged  
478 packages of aeolian sandsheet strata described by Chakraborty (1991) in the Late  
479 Proterozoic Venkatpur Sandstone, India, in which he ascribed deposits to drying-  
480 upward cycles recorded in a zone of transition between an erg-margin setting and an  
481 aeolian dune-field setting.

482         Given the Precambrian age of the Mangabeira Formation, the absence of  
483 terrestrial vegetation – which in post-vegetation desert system operates as an  
484 important runoff inhibitor and sediment-binding mechanism through the development  
485 deep root systems – would have resulted in large areas being particularly susceptible  
486 to sediment entrainment and reworking by fluvial flash-flood discharge regimes. “Dry”  
487 aeolian deposits that lay above the water table would have been particularly  
488 susceptible to fluvial reworking (cf. Cain and Mountney, 2011), and would have low  
489 preservation potential (Eriksson and Simpson, 1998; Eriksson et al., 1998).  
490 Furthermore, prolonged periods of precipitation allied with an absence of soil-forming  
491 processes and a lack of binding mineral cements would facilitate the rapid infiltration of  
492 surface water, thereby potentially contributing to a rapid rate of rise of the local water  
493 table in the aftermath of fluvial flood events (Tirsgaard and Øxnevad, 1998; Al-Masrahy  
494 and Mountney, 2015).



495           The wet aeolian systems represented by the lower deposits in each preserved  
496 depositional cycle were succeeded by a largely dry aeolian system represented by the  
497 overlying deposits. These aeolian systems developed in a context where the water  
498 table lay beneath the accumulation surface, leaving dry sediments potentially available  
499 for aeolian transport, given an appropriate aerodynamic configuration (Kocurek and  
500 Havholm, 1993). Accumulation in a dry aeolian system requires a positive net sediment  
501 budget. Conditions that favour dry aeolian system accumulation are as follows: (i) the  
502 generation of a sediment supply that is available for aeolian transport; (ii) a  
503 downstream decrease in the transport rate, and/or decrease in sediment concentration  
504 over time such that sand saturation (i.e. complete cover) of the substrate ensues  
505 whereby aeolian dunes grow to cover the entire accumulation surface at the expense  
506 of adjacent interdune flats; (iii) the onset of climbing of migrating aeolian dunes over  
507 one another at a positive angle leading to accumulation. At times when conditions  
508 become favorable for the accumulation of a dry aeolian system, aeolian construction,  
509 accumulation, bypass and deflation are controlled exclusively by aerodynamic  
510 behaviour of the flow (Kocurek and Havholm, 1993; Scherer and Lavina, 2005;  
511 Kocurek and Ewing, 2012).

512           The occurrence of depositional cycles, which internally comprise a predictable  
513 vertical order of facies and which are each are of a similar thickness and themselves  
514 stacked vertically, suggests that allogenic factors controlled the accumulation of each  
515 cycle and the repeated development of each successive cycle (Fig. 7). Within each  
516 cycle, the repeated occurrence of interdune deposits with adhesion-ripple strata and  
517 possible MISS indicates that the water table episodically intercepted the accumulation  
518 surface. Such deposits are evidence of the development of small, ephemeral ponds in  
519 the spatially confined interdune depressions between the aeolian dunes.

520           In many sections, the occurrence of small-scale sets of cross-strata is replaced  
521 upward by medium- to large-scale sets, many examples of which lack associated  
522 interdune elements. This could reflect wither a temporal increase in aeolian bed form

523 size or in angle of climb (Kocurek and Havholm, 1993; Mountney, 2006). Both of these  
524 conditions could result from an increase in the availability of sand for aeolian transport  
525 and bedform construction leading to accumulation.

526         The widespread occurrence of aeolian dune sets dominated by grainflow strata  
527 indicative of well-developed slipfaces that passed downslope into wind-ripple  
528 dominated dune plinth areas allied with the dominantly unimodal dip to the NNE of  
529 foreset azimuths is typical of simple crescentic dunes migrating under persistent  
530 unimodal winds that blew to the north-northeast. The absence of large-scale draas  
531 deposits could suggest accumulation in a setting close to the erg margin, where the  
532 sediment supply was likely insufficient to construct the very large bedforms typical of  
533 erg centre settings that themselves carried superimposed bed forms upon them.

534         Each preserved aeolian depositional cycle is bounded by a laterally extensive,  
535 continuous, non-climbing surface that truncates underlying sets of dune strata in an  
536 erosional contact. These are deflationary supersurfaces (Kocurek and Havholm, 1993;  
537 Loope, 1985) and each represents the termination of an episode of erg accumulation.  
538 Their occurrence at the top of each cycle throughout the succession demonstrates that  
539 the formation comprises at least 14 separate sequences. Each supersurface records a  
540 hiatus in accumulation (Blakey and Middleton, 1983; Loope, 1985; Talbot, 1985). The  
541 genesis of the supersurfaces requires a negative sediment budget, where an earlier  
542 accumulation is susceptible to erosion. Exhaustion of an upwind sand supply is the  
543 most likely cause of the onset of supersurface development in dry aeolian systems.  
544 The successive drying-upward cycles and the nature of the deposits indicate distinct  
545 and repeated episodes of aeolian accumulation and deflation.

## 546 **7. Discussion**

547

548         The Mangabeira Formation of the São Francisco Craton records multiple cycles  
549 of aeolian accumulation and deflation related expressed as at least 14 drying-upward

550 cycles (Fig. 7). The shift between periods of accumulation and deflation in aeolian  
551 system may occur as a result of change in eustasy, tectonic and climate cycles  
552 (Kocurek, 1998). There is no evidence for the activity of marine processes in  
553 influencing aeolian system construction, accumulation and preservation in the Lower  
554 Unit of the Mangabeira Formation. Tectonic activity determined aeolian system  
555 accumulation, via its role in driving the basin subsidence responsible for generating  
556 accommodation and by enabling preservation of the sedimentary succession via a net  
557 long-term relative rise in the water table level. Previous studies show that the  
558 Mangabeira Formation deposits were deposited in a sag basin that developed as the  
559 end-product of a phase of Palaeoproterozoic rifting. Such sag basins are characterized  
560 by thermal-flexure subsidence; local tectonic movements did not apparently influence  
561 the high-frequency oscillations of the palaeo-water table level (Blakey, 1988; Veiga et  
562 al., 2002). The main controlling factor that principally influenced episodes of aeolian  
563 system accumulation and deflation was climate change. Repeated shifts between arid  
564 and humid climatic phases changed both the aeolian sediment budget and the level of  
565 the water table in the basin (Fig. 7). These factors themselves influenced governed  
566 how the erg sequences accumulated and became preserved.

567         Onset of episodes of aeolian system accumulation occurred during a humid  
568 climate phase, as demonstrated by aeolian sandsheet deposits, adhesion strata and  
569 minor water-lain deposits all indicative of a wet aeolian system. In wet aeolian systems,  
570 a near-surface water table controls accumulation (Kocurek and Havholm, 1993). During  
571 humid episodes, the availability of sand for aeolian transport is limited since much of  
572 the surface is damp due to the relatively high, near-surface water table (Kocurek,  
573 1999). Increased precipitation also increases fluvial run off into the aeolian system,  
574 thereby driving local water-table rise, further reducing the availability of sand for aeolian  
575 transport. Such processes inhibit aeolian dune construction, instead favouring aeolian  
576 sandsheet development (Kocurek and Nielson, 1986). The intercalation of adhesion  
577 structures and the microbially induced lamination with wind-ripple lamination within an

578 aeolian sandsheet facies may indicate fluctuating ground water table in response to  
579 low-magnitude flood events (Chakraborty and Chaudhuri, 1993) or "freezing" of ripples  
580 by rising capillary moisture (Kocurek and Nielson, 1986).

581         As the climate became increasingly arid, so the aeolian system changed. Each  
582 preserved cycle became dominated by dry aeolian sandsheet deposition. These dry  
583 sandsheets were characterized by wind-ripple strata and small aeolian dunes. In this  
584 pre-vegetation system, sediment would have been more readily available for aeolian  
585 transport, even in semi-arid climates, given the absence of the substrate-binding  
586 effects of vegetation. As the relative water table fell in response to increased aridity,  
587 large volumes of stored (time-lagged) supplies of sediment would have become  
588 available for aeolian transport (Simpson and Eriksson, 1993; Trewin, 1993; Kocurek  
589 and Lancaster, 1999). With increasing aridity, the aeolian sandsheet deposits were  
590 replaced by climbing aeolian dune systems within a sand sea (erg), thereby  
591 establishing the dry aeolian system. In dry aeolian systems, the water table and its  
592 capillary fringe are far below the depositional surface. Therefore aeolian deposition,  
593 bypass and erosion are entirely controlled by aerodynamic conditions of the flow  
594 (Kocurek and Havholm, 1993). The accumulation of aeolian dunes commenced when  
595 the angle of climb became positive. The development of crescentic dunes is associated  
596 with, limited yet continuous, sand availability (Mckee, 1979). The unimodal wind regime  
597 was punctuated by annual fluctuations, as revealed by the presence of multiple  
598 reactivation surfaces identified in the aeolian dune strata. The local occurrence of  
599 lenses of damp interdune deposits between aeolian dunes indicates an oscillation in  
600 the ground-water table, with or without a variable angles of bedform climbing  
601 (Mountney and Thompson, 2002; Mountney, 2012).

602         The climax of aeolian system accumulation was signalled by a change from  
603 accumulation to deflation. The development of deflationary supersurfaces commonly  
604 results from an external change forced on the system (Havholm and Kocurek, 1994).  
605 Most aeolian systems have a finite sediment supply that is used for their construction

606 and accumulation. Much of that supply is made available during the transition from  
607 humid to arid climatic episodes when the water table is low. In response to a protracted  
608 episode of aridity, the aeolian sand supply was eventually depleted, leading to the  
609 onset of aeolian bed-form cannibalization and deflation via a change from a positive to  
610 a negative angle of bed-form climb, culminating in the generation of a deflationary  
611 supersurface (Loope, 1985; Mountney, 2006, 2012).

612

## 613 **8. Conclusions**

614

615 The Mesoproterozoic Mangabeira Formation in northeastern of Brazil is one  
616 only a small number of documented examples of a Precambrian succession that  
617 exhibits well-preserved drying-upward aeolian sequences. Multiple drying-upward  
618 cycles record distinct episodes of sediment accumulation, and establishment and  
619 accumulation of distinct dune fields. Episodes of aeolian accumulation were followed  
620 by partial deflation whereby a deflationary supersurface defines the top of each  
621 depositional cycle. Four distinct facies associations are identified in the deposits of the  
622 drying-upward cycles: aeolian sandsheet and water-lain deposits pass upward into  
623 aeolian dune and interdune deposits. The lower and upper parts of each cycle  
624 accumulated as wet and dry aeolian systems, respectively. The wet aeolian systems  
625 accumulated under the influence of a near-surface water table. The occurrence of  
626 wind-ripple strata, adhesion structures and water-lain deposits characterized these  
627 systems. Small-scale fluctuations in lithofacies arrangements within these deposits  
628 indicate repeated episodes of water-table rise and fall relative to the accumulation  
629 surface over time. The dry aeolian systems accumulated in a setting where the water  
630 table and its capillary fringe were continuously beneath the level of the accumulation  
631 surface. In such systems, dry sediments are potentially available for aeolian transport,  
632 given an appropriate aerodynamic configuration. A combination of factors controlled

633 construction and accumulation of the dry aeolian systems: a sediment supply that was  
634 available for aeolian transport; a downstream decrease in the aeolian sediment  
635 transport rate, and/or decrease in sediment concentration over time; growth of aeolian  
636 dunes to a size whereby they covered the accumulation surface at the expense of  
637 interdune flats; the onset of aeolian bed-form climbing whereby dunes climbed over  
638 one another as they migrated.

639         The nature of the genetic units and the supersurfaces that bound the cycles  
640 indicates multiple hiatuses in accumulation and repeated partial deflation of parts of the  
641 succession, likely in response to climatic changes. The depositional architecture of the  
642 preserved sequences was determined by the complex interaction of water-table  
643 fluctuations, the generation of a sediment supply, the availability of that sediment for  
644 aeolian system construction, and changes in the transport capacity of the wind.

## 645 **Acknowledgements**

646

647         This research was completed as part of the doctoral project carried out by the  
648 first author. We are grateful to the institutions Petrobras and National Council for  
649 Scientific and Technological Development (CNPq) for the direct or indirect support that  
650 they are providing us.

651

## 652 **References**

653

654 Almeida, F.F.M., 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*  
655         7, 349–364.

656 Alkmim, F.F., Martins-Neto, M.A., 2012. Proterozoic first-order sedimentary sequences  
657         of the São Francisco craton, eastern Brazil. *Marine Petroleum Geology* 33, 127–  
658         139.

659 Al-Masrahy, M. A., Mountney, N.P., 2015. A classification scheme for fluvial–aeolian  
660 system interaction in desert-margin settings. *Aeolian Research* 17, 67–88.

661 Babinski, M., Van Schmus, W.R., Chemale Jr., F., Brito Neves, B.B., Rocha, A.J.D.,  
662 1993. Idade isocrônica Pb/Pb em rochas carbonáticas da Formação Caboclo em  
663 Morro do Chapéu. In: Pedreira, A.J., Misi, A., Dominguez, J.M.L. (Eds.), II  
664 Simpósio sobre o Craton do São Francisco. Brazilian Geological Society,  
665 Salvador, pp. 160–163.

666 Babinski, M., Pedreira, A.J., Brito Neves, B.B., Van Schmus, W.R., 1999. Contribuição  
667 à geocronologia da Chapada Diamantina. In: Pedreira, A.J. (Ed.), VII Simpósio  
668 Nacional de Estudos Tectônicos. Brazilian Geological Society, pp. 118–120.

669 Bállico, M.B., 2012. Análise de facies e sequências deposicionais em sistemas  
670 continentais e estuarinos do topo da Formação Tombador, Mesoproterozoico,  
671 Chapada Diamantina, Brasil. MsC Thesis, Universidade Federal do Rio Grande  
672 do Sul, Brasil.

673 Barbosa, J., Martin, H., Peucat, J.J., 2004. Palaeoproterozoic dome-forming structures  
674 related to granulite-facies metamorphism, Jequié block, Bahia, Brazil: petrogenetic  
675 approaches. *Precambrian Research* 135, 105–131.

676 Basu, H., Sastry, R.S., Achar, K.K., Umamaheswar, K., Parihar, P.S., 2014.  
677 Palaeoproterozoic fluvio-aeolian deposits from the lower Gulcheru Formation,  
678 Cuddapah Basin, India. *Precambrian Research* 246, 321–333.

679 Blakey, R.C., 1988. Basin tectonics and erg response. *Sedimentary Geology* 56, 127–  
680 151.

681 Blakey, R.C., Middleton, L.T., 1983. Permian Shoreline Eolian Complex in Central  
682 Arizona: Dune Changes in Response to Cyclic Sealevel Changes. In: Brookfield,  
683 M.E., Ahlbrandt, T.S. (Eds.), *Eolian Sediments and Processes, Developments in  
684 Sedimentology* 38. Elsevier, New York, pp. 551–581.

685 Bose, P.K., Eriksson, P.G., Sarkar, S., Wright, D.T., Samanta, P., Mukhopadhyay, S.,  
686 Mandal, S., Banerjee, S., Altermann, W., 2012. Sedimentation patterns during the



687 Precambrian: A unique record? *Marine Petroleum Geology* 33, 34–68.

688 Brito Neves, B.B., Campos Neto, M.C., Fuck, R., 1999. From Rodinia to western  
689 Gondwana: an approach to the Brasiliano/Pan-African cycle and orogenic collage.  
690 *Episodes* 22, 155-199.

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

693 Cain, S., Mountney, N.P., 2011. Downstream changes and associated fluvial-aeolian  
694 interactions in an ancient terminal fluvial system: the Permian Organ Rock  
695 Formation, SE Utah, U.S.A. In: Davidson, S., Leleu, S., North, C. (Eds.), *From  
696 River to Rock Record*, SEPM Special Publication 97. Society for Sedimentary  
697 Geology (SEPM), pp. 167–185.

698 Castro, M.R., 2003. *Estratigrafia de Sequências na Formação Tombador, Grupo  
699 Chapada Diamantina, Bahia*. Ph.D. Thesis, Universidade de São Paulo, Brasil.

700 Chakraborty, T., 1991. Sedimentology of a Proterozoic erg: the Venkarpur Sandstone,  
701 Pranhita-Godavari Valley, south India. *Sedimentology* 38, 301–322.

702 Chakraborty, T., Chaudhuri, a. K., 1993. Fluvial-aeolian interactions in a Proterozoic  
703 alluvial plain: example from the Mancheral Quartzite, Sullavai Group, Pranhita-  
704 Godavari Valley, India. *Geological Society of London, Special Publication* 72,  
705 127–141.

706 Chemale, F., Dussin, I.A., Alkmim, F.F., Sousa, M., Queiroga, G., Armstrong, R.,  
707 Santos, M.N., 2012. Unravelling a Proterozoic basin history through detrital zircon  
708 geochronology: The case of the Espinhaço Supergroup, Minas Gerais, Brazil.  
709 *Gondwana Research* 22, 200–206.

710 Clemmensen, L.B., Hegner, J., 1991. Eolian sequence and erg dynamics: the Permian  
711 Corrie Sandstone, Scotland. *Journal of Sedimentary Petrology* 61, 768–774.

712 Clemmensen, L.B., Olsen, H., Blakey, R.C., 1989. Erg-margin deposits in the Lower  
713 Jurassic Moenave Formation and Wingate Sandstone, southern Utah. *Geological  
714 Society of America Bulletin* 101, 759–773.

- 715 Costa, L.A.M., Inda, H.A.V., 1982. O aulacogeno do Espinhaço. *Revista de Ciências*  
716 *da Terra* 1, 13-18.
- 717 Cruz, S.C.P., Alkmim, F.F., 2006. The tectonic interaction between the Paramirim  
718 Aulacogen and the Araçuaí Belt, São Francisco Craton region, Eastern Brazil.  
719 *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 78, 151–173.
- 720 Danderfer, A., De Waele, B., Pedreira, A.J., Nalini, H. a., 2009. New geochronological  
721 constraints on the geological evolution of Espinhaço basin within the São  
722 Francisco Craton-Brazil. *Precambrian Research* 170, 116–128.
- 723 Delgado, I.M., Souza, J.D., Silva, L.C., Filho, N.C.S., Santos, R.A., Pedreira, A.J.,  
724 Guimarães, J.T., Angelim, L.A.A., Vasconcelos, A.M., Gomes, I.P., Filho, J.V.L.,  
725 Valente, C.R., Perrota, M.M., Heineck, C.A., 2003. Geotectônica do Escudo  
726 Atlântico. In: Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H. (Eds.),  
727 *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: texto, mapas & SIG*. CPRM,  
728 pp. 227-334.
- 729 Deynoux, M., Kocurek, G., Proust, J.N., 1989. Late Proterozoic periglacial aeolian  
730 deposits on the West African Platform, Taoudeni Basin, western Mali.  
731 *Sedimentology* 36, 531–549.
- 732 Eriksson, K.A., Simpson, E.L., 1998. Controls on spatial and temporal distributions of  
733 Precambrian eolianites. *Sedimentary Geology* 120, 275–294.
- 734 Eriksson, P.G., Condie, K.C., Tirsgaard, H., Mueller, W.U., Altermann, W., Miall, a. D.,  
735 Aspler, L.B., Catuneanu, O., Chiarenzelli, J.R., 1998. Precambrian clastic  
736 sedimentation systems. *Sedimentary Geology* 120, 5–53.
- 737 Eriksson, P.G., Simpson, E.L., Eriksson, K.A., Bumby, A.J., Steyn, G.L., Sarkar, S.,  
738 2000. Muddy Roll-up Structures in Siliciclastic Interdune Beds of the C. 1.8 Ga  
739 Waterberg Group, South Africa. *Palaios* 15, 177–183.
- 740 Fryberger, S.G., Schenk, C.J., Krystinik, L.F., 1988. Stokes surfaces and effects of  
741 near-surface groundwater-table on aeolian deposition. *Sedimentology* 35, 21–41.
- 742 Guadagnin, F., Chemale, F., Magalhães, A.J.C., Alessandretti, L., Bállico, M.B.,

743 Jelinek, A.R., 2015a. Sedimentary petrology and detrital zircon U – Pb and Lu – Hf  
744 constraints of Mesoproterozoic intracratonic sequences in the Espinhaço  
745 Supergroup: Implications for the Archean and Proterozoic evolution of the São  
746 Francisco Craton. *Precambrian Research* 266, 227–245.

747 Guadagnin, F., Chemale, F., Magalhães, A.J.C., Santana, A., Dussin, I.A., Takehara,  
748 L., 2015b. Age constraints on crystal-tuff from the Espinhaço Supergroup - Insight  
749 into the Paleoproterozoic to Mesoproterozoic intracratonic basin cycles of the  
750 Congo-São Francisco Craton. *Gondwana Research* 27, 363–376.

751 Guimarães, J.T., Santos, R.A., Melo, R.C., 2008. *Geologia da Chapada Diamantina*  
752 *Ocidental (Projeto Ibitiara - Rio de Contas)*. Salvador, Companhia Baiana de  
753 *Pesquisa Mineral - CPRM. Série Arquivos Abertos* 31, 64p.

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

757 Heness, E.A., Simpson, E.L., Bumby, A.J., Eriksson, P.G., Eriksson, K.A., Hilbert-Wolf,  
758 H.L., Okafor, O.J., Linnevelt, S., Fitzgerald Malenda, H., Modungwa, T., 2014.  
759 Evidence for climate shifts in the ~2.0 Ga Upper Makgabeng Formation erg, South  
760 Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 409, 265–279.

761 Hunter, R.E., 1977. Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology*  
762 24, 361–387.

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

767 Inda, H.A.V., Barbosa, J.F., 1978. *Texto explicativo para o mapa geológico do Estado*  
768 *da Bahia, escala 1:1.000.000*. Salvador, SME/CPM, 137 pp.

769 Jackson, M.J., Simpson, E.L., Eriksson, K.A., 1990. Facies and sequence stratigraphic  
770 analysis in an intracratonic, thermal-relaxation basin: the Early Proterozoic, Lower

771 Quilalar Formation and Ballara Quartzite, Mount Isa Inlier, Australia.  
772 Sedimentology 37, 1053–1078.

773 Jardim de Sá, E.F., 1981. A Chapada Diamantina e Faixa Santo Onofre: Um exemplo  
774 de tectônica intra-placa no Proterozóico Médio do Cráton do São Francisco. In:  
775 Inda, H., Marinho, M.M., Duarte, F.B. (Eds.), Geologia e Recursos Minerais do  
776 Estado da Bahia: Textos Básicos. Salvador, SME/CPM, pp. 111-120.

777 Jardim de Sá, E.F., McCreath, I., Brito Neves, B.B., Bartels, R.L., 1976. Novos dados  
778 geocronológicos sobre o Cráton São Francisco no Estado da Bahia. In: Anais 29º  
779 Congresso Brasileiro de Geologia, Sociedade Brasileira de Geologia. Belo Hori-  
780 zonte, pp. 185–204.

781 Kocurek, G., 1999. The Aeolian Rock Record (Yes, Virginia, it Exists, But it Really is  
782 Rather Special to Create One). In: Goudie, A.S., Livingstone, I., Stokes, S. (Eds.),  
783 Aeolian Environments, Sediments and Landforms. John Wiley and Sons Ltd,  
784 Chichester, pp. 239–259.

785 Kocurek, G., 1996. Desert aeolian systems. In: Reading, H.G. (Ed.), Sedimentary  
786 Environments: Processes, Facies and Stratigraphy. Blackwell, Oxford, UK, pp.  
787 125–153.

788 Kocurek, G., 1991. Interpretation of ancient eolian sand dunes. Annual Reviews of  
789 Earth and Planetary Sciences 19, 43–75.

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

792 Kocurek, G., 1981a. Significance of interdune deposits and bounding surfaces in  
793 aeolian dune sands. Sedimentology 28, 753–780.

794 Kocurek, G., 1981b. ERG reconstruction: The entrada sandstone (Jurassic) of northern  
795 Utah and Colorado. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 36,  
796 125–153.

797 Kocurek, G., Ewing, R.C., 2012. Source-To-Sink: an earth/mars comparison of  
798 boundary conditions for eolian dune systems. In: Grotzinger, J.P., Milliken, R.E.

799 (Eds.), *Sedimentary Geology of Mars*, SEPM Special Publication 102, pp. 151–  
800 168.

801 Kocurek, G., Fielder, G., 1982. Adhesion structures. *Journal of Sedimentary Research*  
802 52, 1229–1241.

803 Kocurek, G., Havholm, K., Deynoux, M., Blakey, R.C., 1991. Amalgamated  
804 accumulations resulting from climatic and eustatic changes, Akchar Erg,  
805 Mauritania. *Sedimentology* 38, 751–772

806 Kocurek, G., Havholm, K.G., 1993. Eolian sequence stratigraphy - A conceptual  
807 framework. In: Weimer, P., Posamentier, H. (Eds.), *Siliclastic Sequence*  
808 *Stratigraphy*, AAPG Memoir 58, pp. 393-409.

809 Kocurek, G., Hunter, R.E., 1986. Origin of polygonal fractures in sand, uppermost  
810 Navajo and Page sandstones, Page, Arizona. *Journal of Sedimentary Research*  
811 56, 895–904.

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

814 Kocurek, G., Nielson, J., 1986. Conditions favourable for the formation of warm-climate  
815 aeolian sand sheets. *Sedimentology* 33, 795–816.

816 Lancaster, N., 1992. Relations between dune generations in the Gran Desierto of  
817 Mexico. *Sedimentology* 39, 631–644.

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

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

823 Loope, D.B., 1985. Episodic deposition and preservation of eolian sands: a late  
824 Paleozoic example from southeastern Utah ( Canyonlands National Park, USA).  
825 *Geology* 13, 73–76.

826 Loureiro, H.S.C., Bahiense, I.C., Neves, J.P., Guimarães, J.T., Teixeira, L.R., Santos,

827 R.A., Melo, R.C., 2009. Geologia e recursos minerais da parte norte do corredor  
828 de deformação do Paramirim (Projeto Barra-Oliveira dos Brejinhos). Salvador,  
829 Companhia Baiana de Pesquisa Mineral - CPRM. Série Arquivos Abertos 33,  
830 122p.

831 Magalhães, A.J.C., Scherer, C.M.S., Gabaglia, G.P.R., Catuneanu, O., 2015.  
832 Mesoproterozoic delta systems of the Açuruá Formation, Chapada Diamantina,  
833 Brazil. *Precambrian Research* 257, 1–21.

834 Mckee, E.D., 1979. A Study of Global Sand Seas. Geological Survey Professional  
835 Paper 1052, Washington.

836 Miall, A.D., 2006. *The Geology of Fluvial Deposits*, 4th ed. Springer-Verlag, Berlin.

837 Miall, A.D., 1977. A review of the braided-river depositional environment. *Earth-Science*  
838 *Reviews* 13, 1–62.

839 Mountney, N.P., 2012. A stratigraphic model to account for complexity in aeolian dune  
840 and interdune successions. *Sedimentology* 59, 964–989.

841 Mountney, N.P., 2006. Periodic accumulation and destruction of aeolian erg sequences  
842 in the Permian Cedar Mesa Sandstone, White Canyon, southern Utah, USA.  
843 *Sedimentology* 53, 789–823.

844 Mountney, N.P., Howell, J., Flint, S., Jerram, D., 1999. Climate, sediment supply and  
845 tectonics as controls on the deposition and preservation of the aeolian-fluvial Etjo  
846 Sandstone Formation, Namibia. *Journal of Geological Society of London* 156, 771–  
847 777.

848 Mountney, N.P., Jagger, A., 2004. Stratigraphic evolution of an aeolian erg margin  
849 system: The Permian Cedar Mesa Sandstone, SE Utah, USA. *Sedimentology* 51,  
850 713–743.

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

854 Noffke, N., 2010. *Geobiology: Microbial mats in sandy deposits from the archaean era to*

855 today. Springer, Heidelberg.

856 Owen, G., 2003. Load structures: gravity-driven sediment mobilization in the shallow  
857 subsurface. In: Van Rensbergen, P., Hillis, R.R., Maltman, A.J., Morley, C.K.  
858 (Eds.), *Subsurface Sediment Mobilization*. The Geological Society of London,  
859 London, pp. 21–34.

860 Paim, P.S.G., Scherer, C.M.S., 2007. High-resolution stratigraphy and depositional  
861 model of wind- and water-laid deposits in the ordovician Guaritas rift  
862 (Southernmost Brazil). *Sedimentary Geology* 202, 776–795.

863 Pedreira, a. J., de Waele, B., 2008. Contemporaneous evolution of the  
864 Palaeoproterozoic-Mesoproterozoic sedimentary basins of the São Francisco-  
865 Congo Craton. *Geological Society of London, Special Publication* 294, 33–48.

866 Pedreira, A.J., 1994. O supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina Centro -  
867 Oriental, Bahia: sedimentologia, estratigrafia e tectônica. Ph.D. Thesis,  
868 Universidade de São Paulo, Brasil.

869 Rodríguez-López, J.P., Clemmensen, L.B., Lancaster, N., Mountney, N.P., Veiga,  
870 G.D., 2014. Archean to Recent aeolian sand systems and their sedimentary  
871 record: Current understanding and future prospects. *Sedimentology* 61, 1487-  
872 1534.

873 Rodríguez-López, J.P., Meléndez, N., De Boer, P.L., Soria, A.R., 2008. Aeolian sand  
874 sea development along the mid-Cretaceous western Tethyan margin (Spain): Erg  
875 sedimentology and palaeoclimate implications. *Sedimentology* 55, 1253–1292.

876 Ross, G.M., 1983. Bigbear Erg: A Proterozoic Intermontane Eolian Sand Sea in the  
877 Hornby Bay Group, Northwest Territories, Canada. In: Brookfield, M.E., Ahlbrandt,  
878 T.S. (Eds.), *Eolian Sediments and Processes, Developments in Sedimentology*  
879 38. Elsevier, New York, pp. 483–519.

880 Rubin, D., Hunter, R., 1982. Bedform climbing in theory and nature. *Sedimentology* 29,  
881 121–138.

882 Rubin, D.M., 1987. Formation of scalloped cross-bedding without unsteady flows.



883 Journal of Sedimentary Research 57, 39–45.

884 Santos, M.N., Chemale, F., Dussin, I.A., Martins, M., Assis, T.A.R., Jelinek, A.R.,  
885 Guadagnin, F., Armstrong, R., 2013. Sedimentological and paleoenvironmental  
886 constraints of the Statherian and Stenian Espinhaç rift system, Brazil.  
887 Sedimentary Geology 290, 47–59.

888 Sarkar, S., Bose, P.K., Samanta, P., Sengupta, P., Eriksson, P.G., 2008. Microbial mat  
889 mediated structures in the Ediacaran Sonia Sandstone, Rajasthan, India, and their  
890 implications for proterozoic sedimentation. Precambrian Research 162, 248–263.

891 Scherer, C.M.S., 2000. Eolian dunes of the Botucatu Formation (Cretaceous) in  
892 southernmost Brazil: Morphology and origin. Sedimentary Geology 137, 63–84.

893 Scherer, C.M.S., Lavina, E.L.C., 2005. Sedimentary cycles and facies architecture of  
894 aeolian-fluvial strata of the Upper Jurassic Guar Formation, southern Brazil.  
895 Sedimentology 52, 1323–1341.

896 Schobbenhaus, C., Hoppe, A., Baumann, A., Lork, A., 1994. Idade U/Pb do  
897 vulcanismo Rio dos Remédios Chapada Diamantina, Bahia. In: 38 Congresso  
898 Brasileiro de Geologia, Resumos Expandidos, Sociedade Brasileira de Geologia,  
899 pp. 397–398.

900 Schobbenhaus, C., Kaul, P.F.T., 1971. Contribuio a estratigrafia da Chapada  
901 Diamantina, Bahia Central. Minerao e Metalurgia 53, pp. 116–120.

902 Silva Born, L.R., 2011. A Formao Tombador na poro nordeste da Chapada  
903 Diamantina – BA: Estratigrafia, Faciologia e Ambientes de Sedimentao. MsC  
904 Thesis, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Brasil.

905 Silveira, E.M., Soderlund, U., Oliveira, E.P., Ernst, R.E., Leal, A.B.M., 2013. First  
906 precise U-Pb baddeleyite ages of 1500Ma mafic dykes from the São Francisco  
907 Craton, Brazil, and tectonic implications. Lithos 174, 144–156.

908 Simpson, E.L., Eriksson, K.A., 1993. Thin eolianites interbedded within a fluvial and  
909 marine succession: Early Proterozoic Whitworth Formation, Mount Isa Inlier,  
910 Australia. Sedimentary Geology 87, 39–62.

- 911 Souza, E.G., 2014. Modelo e arquitetura deposicional de leques aluviais proterozoicos  
912 da Formação Ouricuri do Ouro, Chapada Diamantina-BA. MsC Thesis,  
913 Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Brazil.
- 914 Souza, E.G., 2012. Arquitetura de fácies e evolução estratigráfica dos depósitos  
915 eólicos da Formação Mangabeira, Supergrupo Espinhaço - BA. Monography  
916 Thesis, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Brasil.
- 917 Talbot, M.R., 1985. Major bounding surfaces in aeolian sandstones—a climatic model.  
918 *Sedimentology* 32, 257–265.
- 919 Tirsgaard, H., Øxnevad, I.E.I., 1998. Preservation of pre-vegetational mixed fluvio-  
920 aeolian deposits in a humid climatic setting: an example from the Middle  
921 Proterozoic Eriksfjord Formation, Southwest Greenland. *Sedimentary Geology*  
922 120, 295–317.
- 923 Trewin, N.H., 1993. Controls on fluvial deposition in mixed fluvial and aeolian facies  
924 within the Tumblagooda Sandstone (Late Silurian) of Western Australia.  
925 *Sedimentary Geology* 85, 387–400.
- 926 Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Flint, S., 2002. Aeolian / fluvial interactions and high-  
927 resolution sequence stratigraphy of a non-marine lowstand wedge: the Avilé  
928 Member of the Agrio Formation (Lower Cretaceous), central Neuquén Basin,  
929 Argentina. *Sedimentology* 49, 1001–1019.

930

## 931 **Figure Captions**

932

933 FIGURE 1: (A) Location of the São Francisco craton and the Chapada Diamantina  
934 Range. (B) Geological map of the Chapada Diamantina Range and location of the  
935 study area. Geological map based on Geological Survey of Brazil (CPRM). (C)  
936 Location of vertical profiles.

937 FIGURE 2: Schematic stratigraphic section of the Espinhaço Supergroup at the  
938 Chapada Diamantina Range (Based on Guadagnin et. al, 2015b).

939 FIGURE 3: Vertical profiles and schematic cross-section showing the regional dip-  
940 azimuth and the main facies associations and sedimentary structures.

941 FIGURA 4: Aeolian dunes facies association. (A) Intertonguing relationship between  
942 aeolian dune grain flow and wind-ripple with 1-8 cm thick. (B) wind-ripple lamination in  
943 detail. (C) Lateral panel showing the aeolian dunes architecture and the internal  
944 surfaces.

945 FIGURE 5: Aeolian Interdunes facies association. (A) Architectural geometry of  
946 interdunes deposits. (B) 10 to 20 cm thick of interdune deposits interlayered with  
947 aeolian cross-strata. (C) Millimetric, inversely graded, horizontal lamination. (D) Wind-  
948 ripple lamination and wavy-crinkled lamination. (E) Very fine- to fine-grained  
949 sandstones alternating with millimetric irregular mudstone laminae, with wavy-crinkled  
950 lamination.

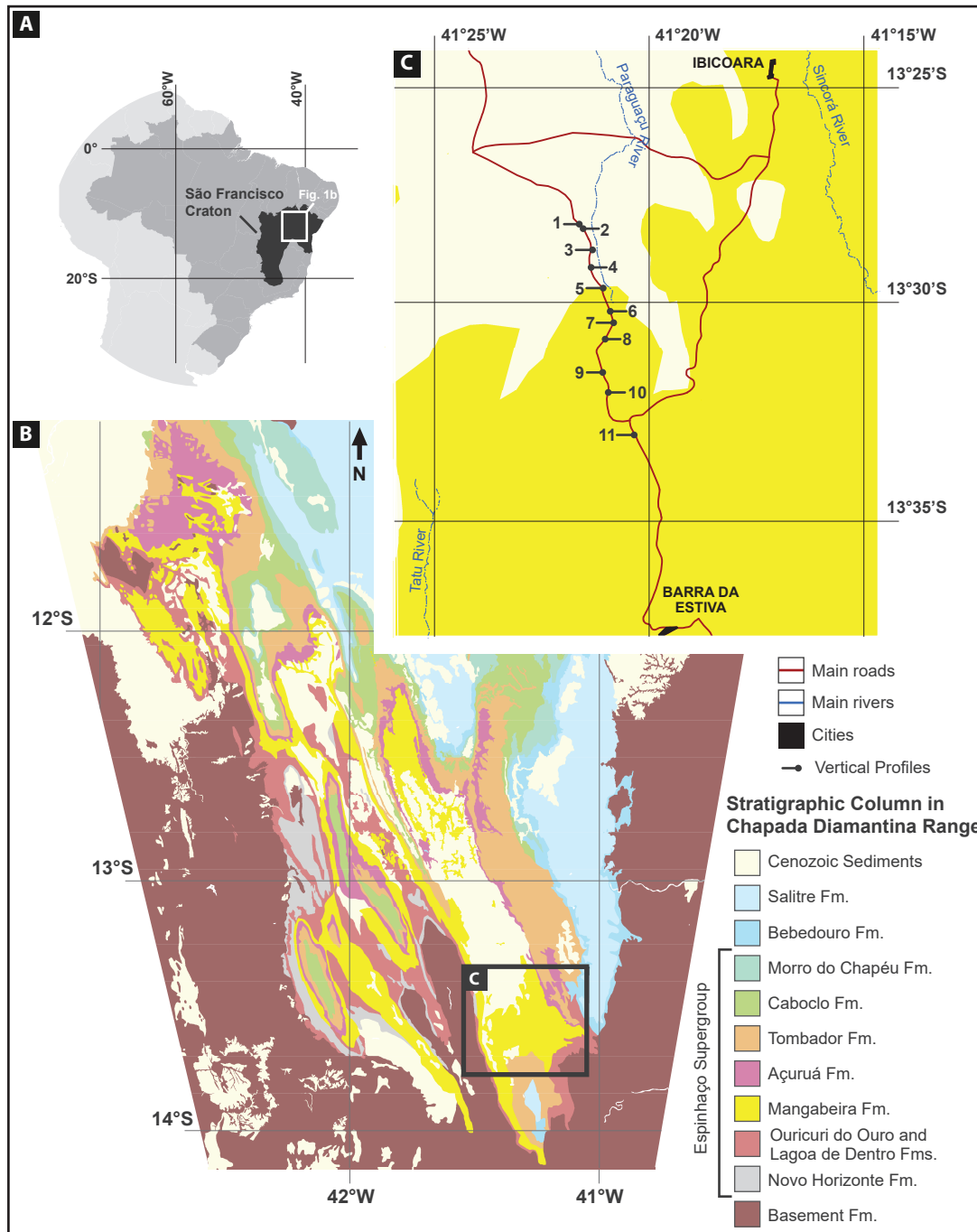
951 FIGURE 6: Aeolian sandsheets and fluvial deposits. (A) Millimetric, inverse graded,  
952 horizontally to low-angle translent lamination. (B) tangential cross-stratified  
953 sandstones interlayered with the aeolian sandsheet deposits and water-lain deposits.  
954 (C) Millimetric to centimetric interlayered sandstone and mudstone, with crinkled-  
955 lamination. (D) and (E) Ripple-cross stratification of the water-lain deposits. (F) Small-  
956 scale soft-sediment deformation structures.

957 FIGURE 7: Relationship between water-table oscillations, depositional surfaces and  
958 facies associations observed in the Lower Unit of the Mangabeira Formation. The  
959 alternation between wet and dry aeolian systems and the development of  
960 supersurfaces as interpreted as high frequency changes of the water table, sediment  
961 supply, sediment availability and wind transport capacity caused by oscillation in  
962 climate changes.

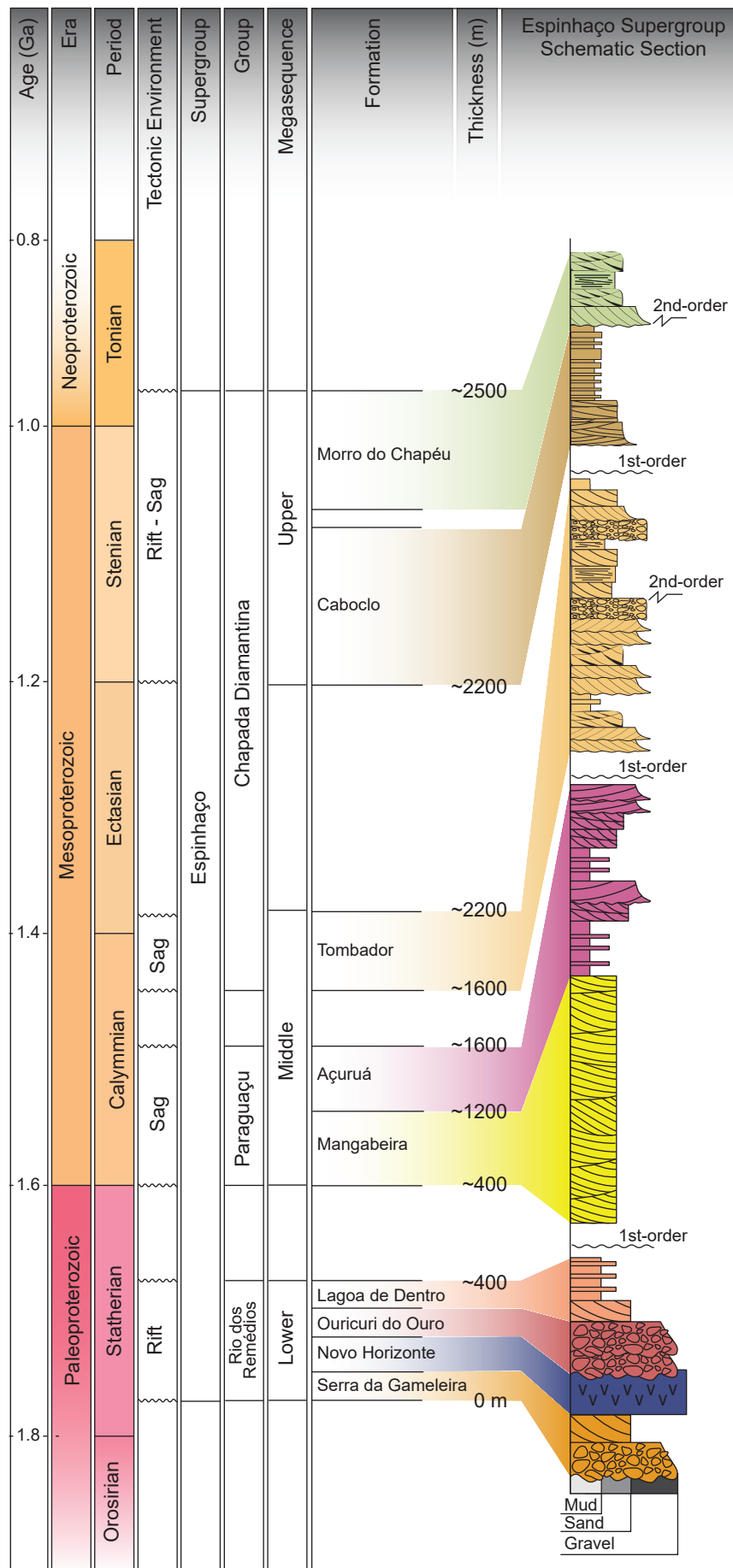
963 FIGURE 8: Interpretation of lateral panels and correlation with the GPR line showing  
964 the relationship between facies association and supersurfaces.

965 FIGURA 9: High-frequency cycles in wet aeolian system, composed by adhesion  
966 ripples and water-lain deposits that grading to wind-ripples e minor common aeolian  
967 dunes.

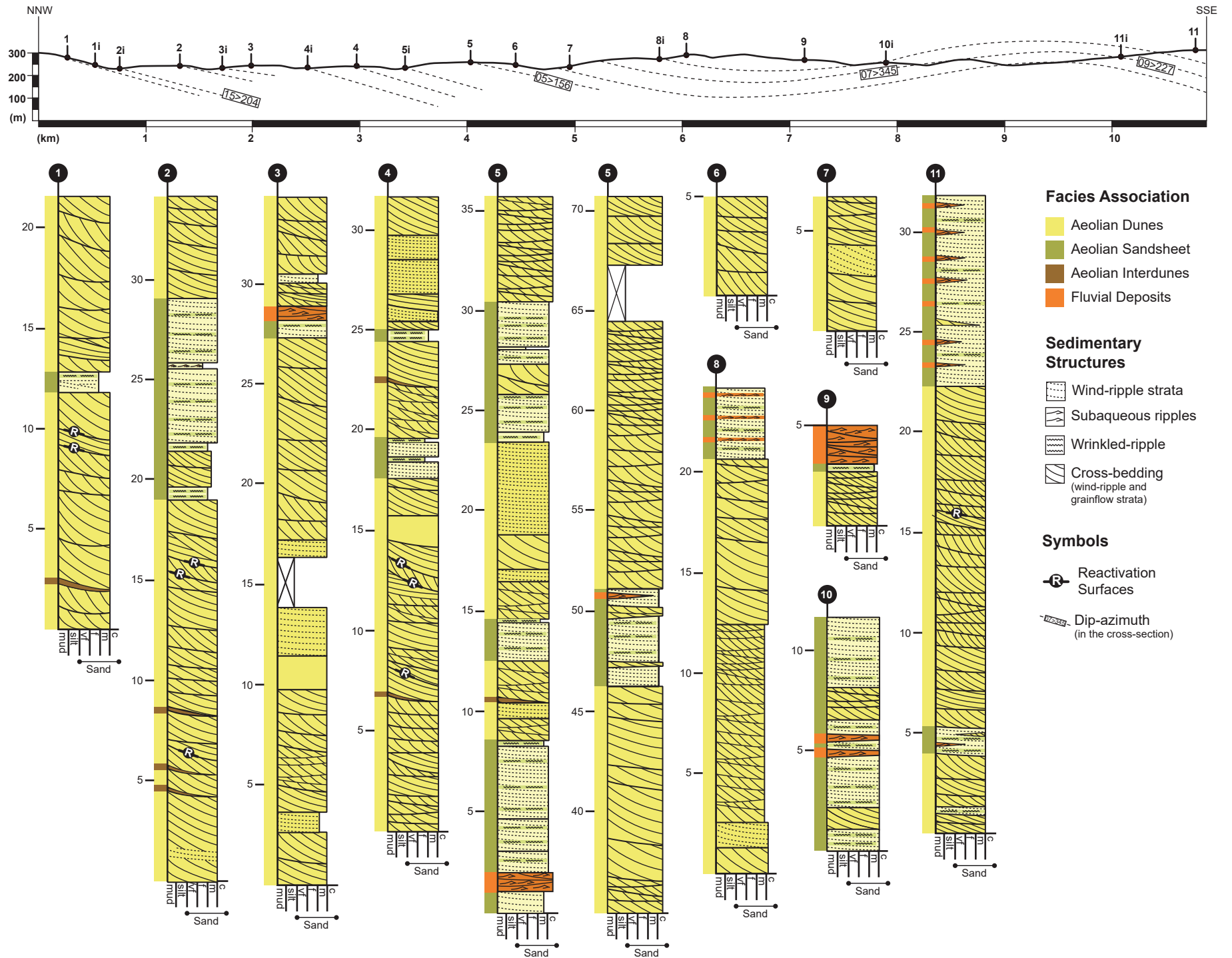
**Figure 1**  
[Click here to download high resolution image](#)



**Figure 2**  
[Click here to download high resolution image](#)

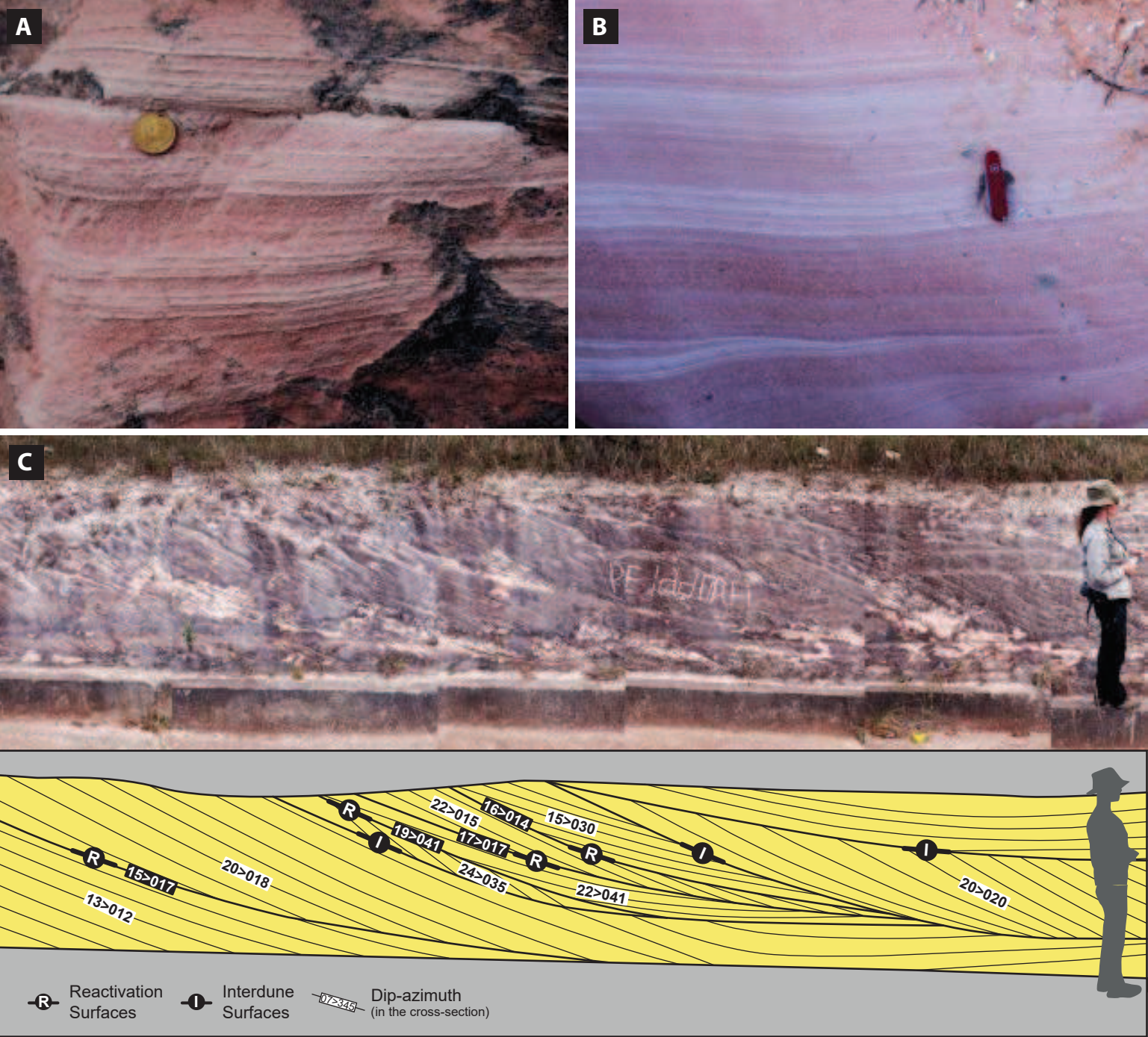


**Figure 3**  
[Click here to download high resolution image](#)



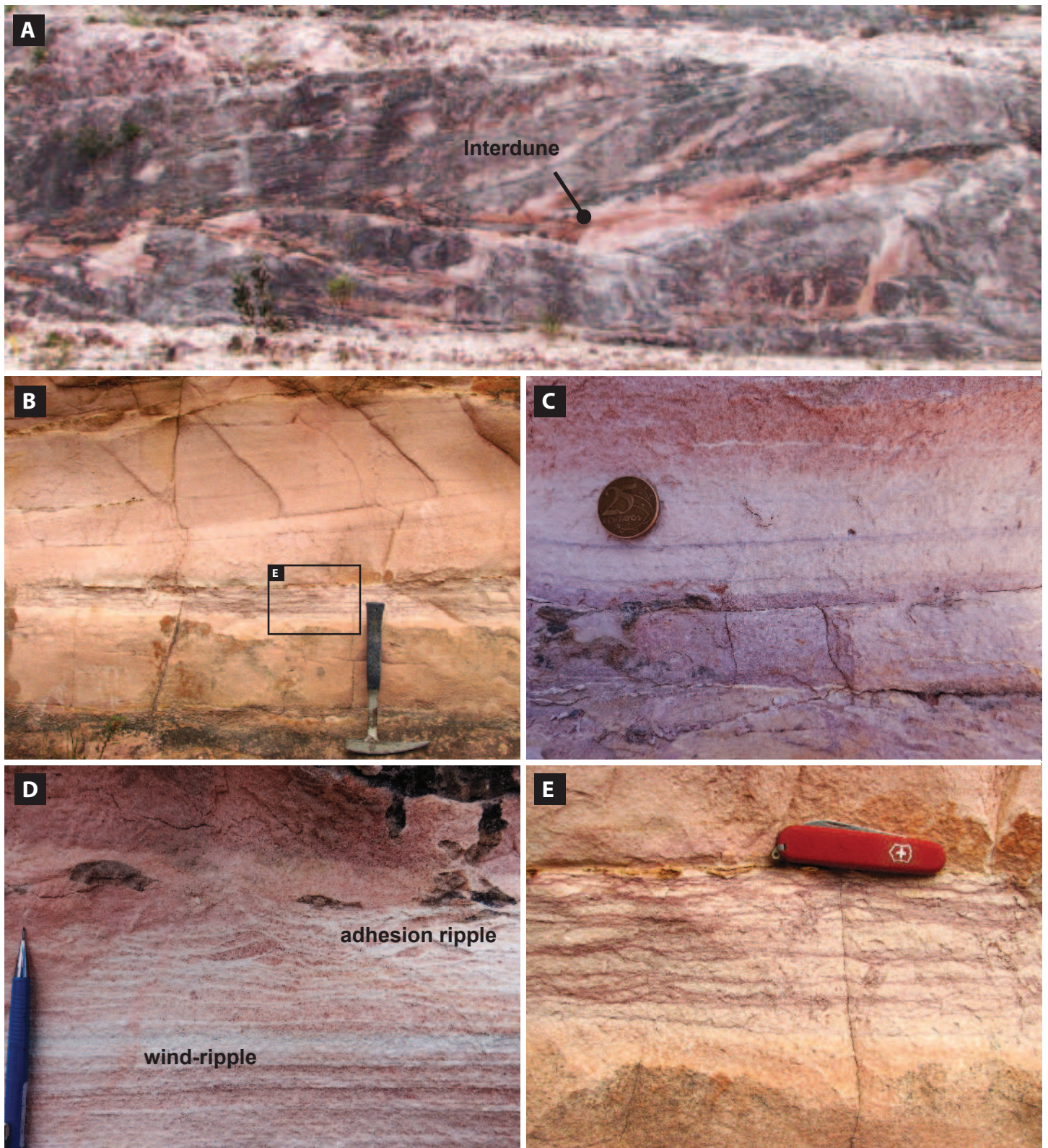


**Figure 4**  
[Click here to download high resolution image](#)



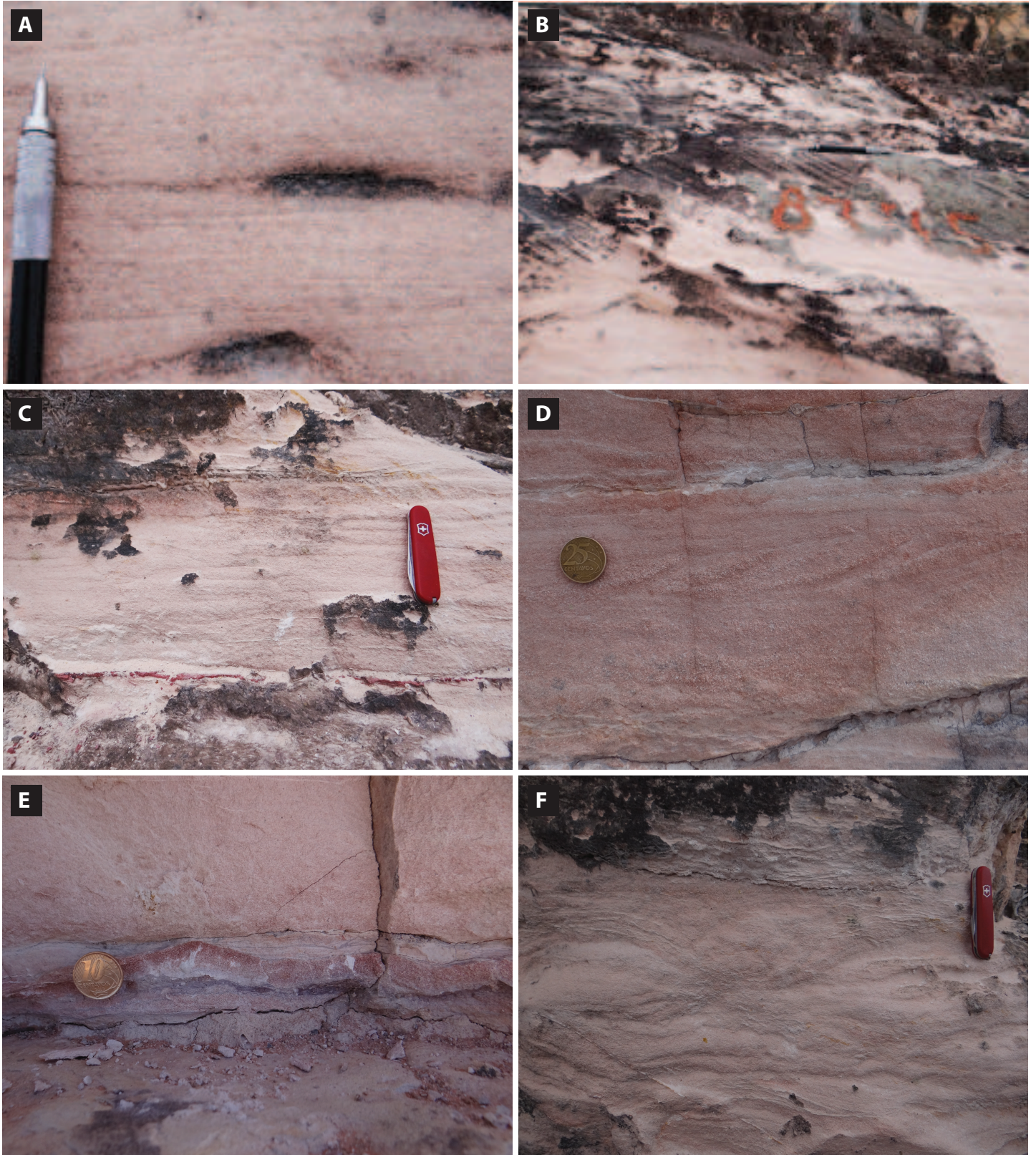


**Figure 5**  
[Click here to download high resolution image](#)



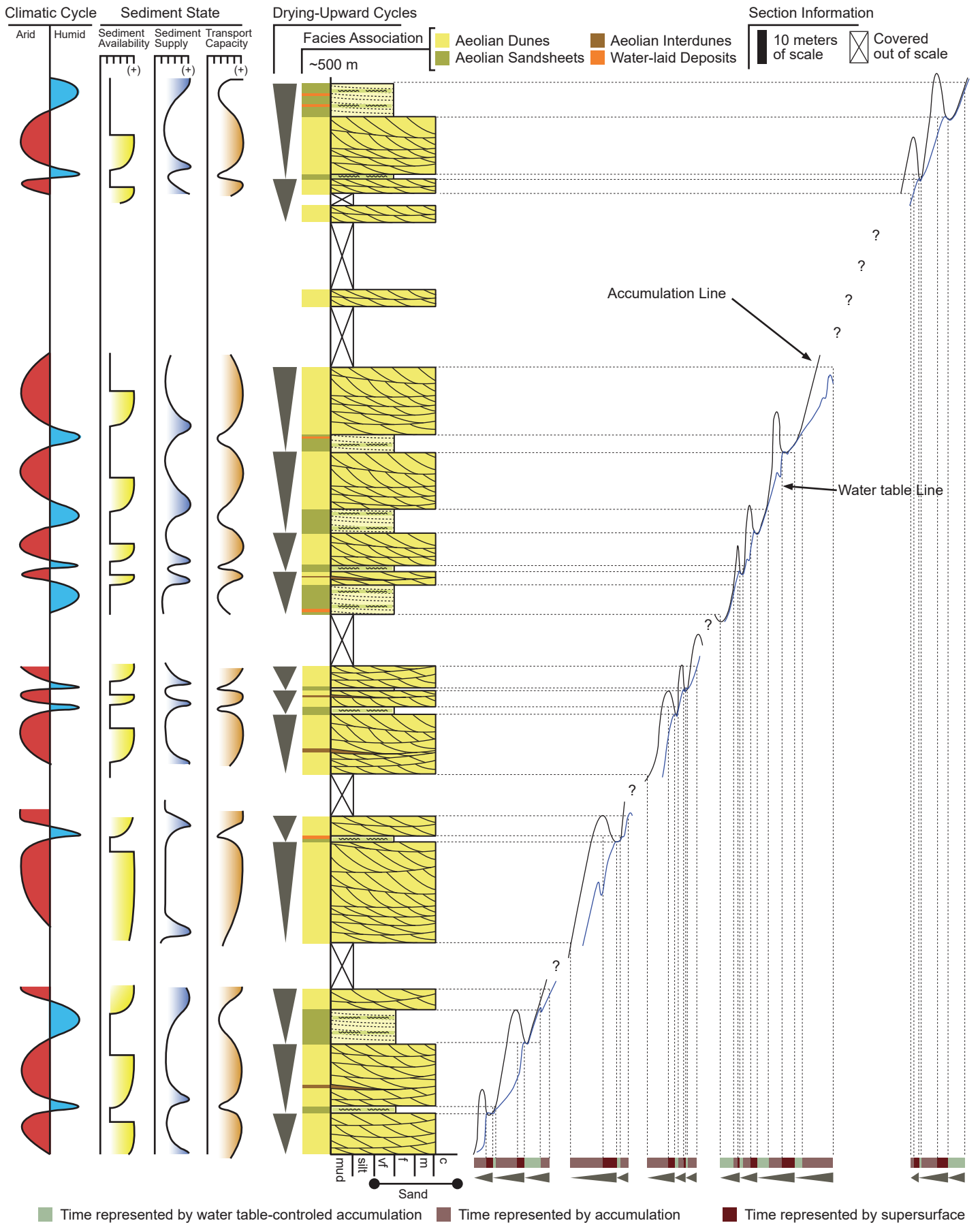


**Figure 6**  
[Click here to download high resolution image](#)

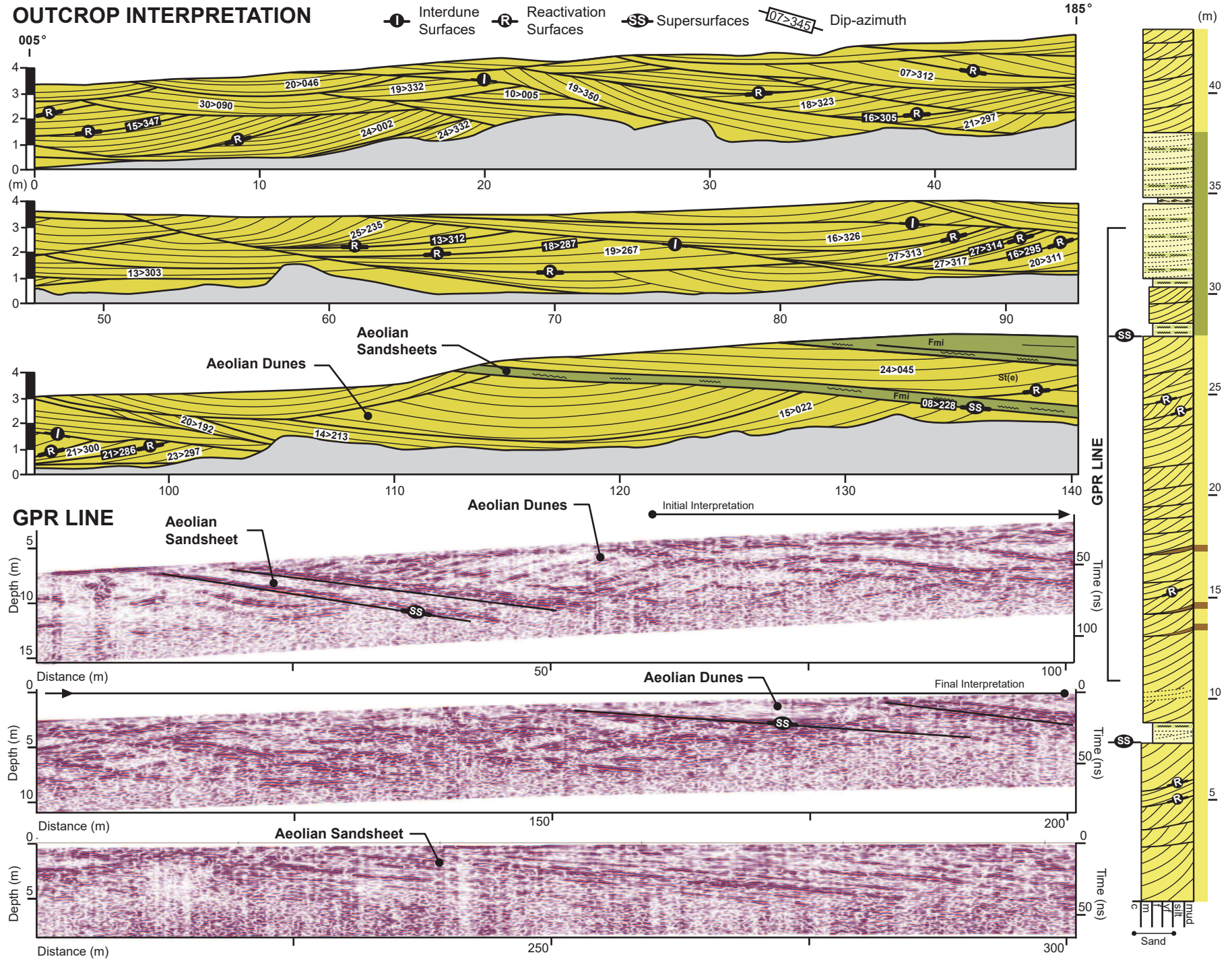




**Figure 7**  
[Click here to download high resolution image](#)

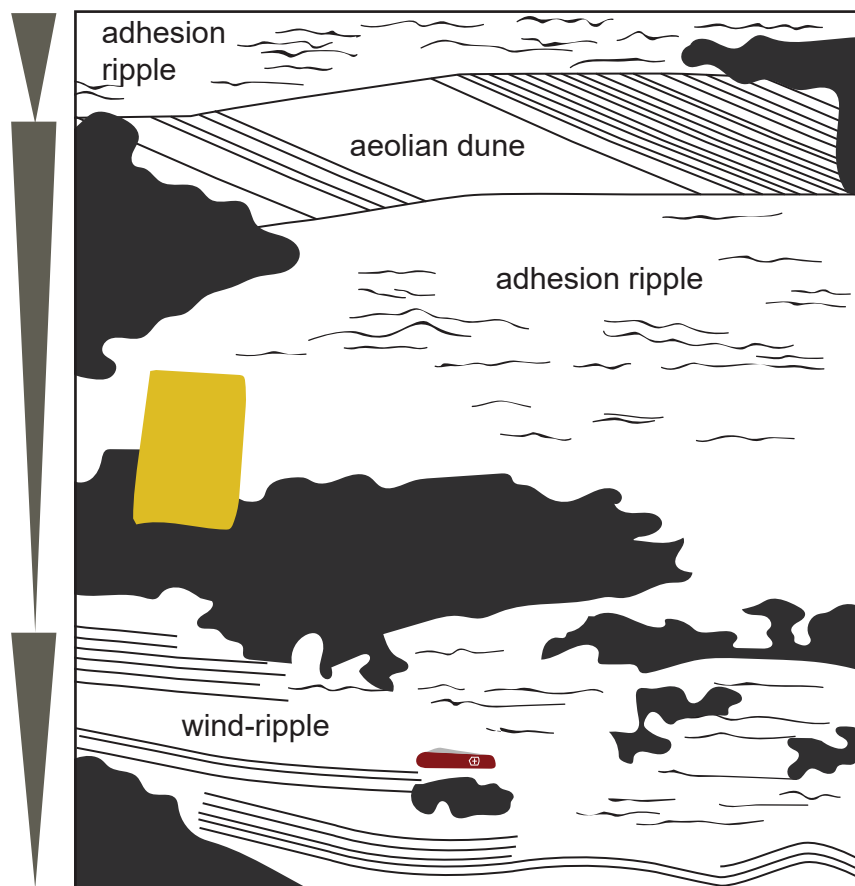


**Figure 8**  
[Click here to download high resolution image](#)





**Figure 9**  
[Click here to download high resolution image](#)







**ARTIGO 3:** The wind-pattern circulation as a palaeographic indicator: the case study of the 1.5-1.6 Ga Mangabeira Formation, São Francisco Craton, Northeast Brazil

---

02/10/2016

Gmail - Submission PRECAM\_2016\_249 received by Precambrian Research



Manoela Bettarel Bállico <manoela.bettarel@gmail.com>

---

**Submission PRECAM\_2016\_249 received by Precambrian Research**

1 mensagem

---

Precambrian Research <EvisSupport@elsevier.com>  
Responder a: precam-ee@elsevier.com  
Para: manoela.bettarel@gmail.com

1 de outubro de 2016 21:24

*This message was sent automatically. Please do not reply.*

Ref: PRECAM\_2016\_249

Title: The wind-pattern circulation as a palaeographic indicator: the case study of the 1.5-1.6 Ga Mangabeira Formation, São Francisco Craton, Northeast Brazil  
Journal: Precambrian Research

Dear Miss. Bállico,

Thank you for submitting your manuscript for consideration for publication in Precambrian Research. Your submission was received in good order.

To track the status of your manuscript, please log into EVISE® at: [http://www.evise.com/evise/faces/pages/navigation/NavController.jspx?JRNL\\_ACR=PRECAM](http://www.evise.com/evise/faces/pages/navigation/NavController.jspx?JRNL_ACR=PRECAM) and locate your submission under the header 'My Submissions with Journal' on your 'My Author Tasks' view.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Precambrian Research

**Have questions or need assistance?**

For further assistance, please visit our [Customer Support](#) site. Here you can search for solutions on a range of topics, find answers to frequently asked questions, and learn more about EVISE® via interactive tutorials. You can also talk 24/5 to our customer support team by phone and 24/7 by live chat and email.

---

Copyright © 2016 Elsevier B.V. | [Privacy Policy](#)

Elsevier B.V., Radarweg 29, 1043 NX Amsterdam, The Netherlands, Reg. No. 33156677.



1 The wind-pattern circulation as a palaeographic indicator: the case study of the 1.5-1.6  
2 Ga Mangabeira Formation, São Francisco Craton, Northeast Brazil

3 Bállico, M.B.<sup>a\*</sup>, Scherer, C.M.S.<sup>a</sup>, Mountney, N.P.<sup>b</sup>, Souza, E.G.<sup>a</sup>, Chemale, F.<sup>c</sup>  
4 Pisarevsky, S.A.<sup>d</sup>, Reis, A.D.<sup>a</sup>

5  
6 <sup>a</sup> Universidade Federal do Rio Grande do Sul – Instituto de Geociências, 9500 Bento  
7 Gonçalves Avenue, 91501-970, Porto Alegre, Brazil

8 <sup>b</sup> Fluvial & Eolian Research Group, School of Earth and Environment, University of  
9 Leeds, United Kingdom, LS2 9JT, UK

10 <sup>c</sup> Universidade do Vale dos Sinos – Programa de Pós-Graduação em Geologia, 950  
11 Unisinos Avenue, 93022-000, São Leopoldo, Brazil

12 <sup>d</sup> Earth Dynamics Research Group, ARC Centre of Excellence for Core to Crust Fluid  
13 Systems (CCFS) and The Institute for Geoscience Research (TIGeR), Department of  
14 Applied Geology, Curtin University, GPO Box U1987, WA 6845, Australia

15

16 \* Corresponding author: Bento Gonçalves Av. 9500, PO Box 15001, 91501-970, Porto  
17 Alegre, Rio Grande do Sul, Brazil

18 +55 51 3308 6372 Phone

19 +55 51 3308 7047 Fax

20 manoela.bettarel@gmail.com

## 21 **Abstract**

22 Dune-scale aeolian bedforms and their preserved deposits provide good correlation  
23 between atmospheric circulation patterns and the latitudinal position of the land mass  
24 distribution. However, no attempts to use the palaeowinds directions and  
25 palaeogeographic reconstructions of the ancient land mass distribution have been  
26 published to model Precambrian atmospheric circulation. The Mangabeira Formation is

27 a large Mesoproterozoic aeolian erg succession (1.6 to 1.5 Ga) composed of two  
28 aeolian units accumulated in the São Francisco Craton, Brazil. The Lower Unit records  
29 multiple drying-upward depositional cycles each represent an episode of erg expansion  
30 and retraction driven by climate changes. The Upper Unit is composed dominantly of  
31 stacked aeolian dune strata that lack intervening interdune deposits and which record  
32 extreme aridity. The palaeowinds recorded from cross-strata of crescentic aeolian  
33 dunes of the Lower and Upper Units record dune migration under the influence of two  
34 dominant winds that blew to the southeast and northwest. Analysis of these palaeowind  
35 data in relation to assessment of regional palaeogeographic reconstructions for the  
36 period 1.6 to 1.5 Ga reveals a correlation between atmospheric circulation and land  
37 mass distribution. At this time the São Francisco Craton was located between mid-  
38 latitudes and the equatorial zone. The wind regime determined from analysis of cross-  
39 strata dip azimuths of the Lower Unit (1.6 to 1.54 Ga) are consistent with a  
40 palaeogeographic position between 25° to 35° S. Analysis of cross-strata dip azimuths  
41 of the Upper Unit indicate northwest-directed palaeowinds and a dominant monsoonal  
42 wind pattern from 1.54 to 1.5 Ga. During this time the large land mass of the São-  
43 Francisco-Congo and Siberian cratons drifted northwards through the equatorial zone  
44 from palaeolatitude 30° S to 30°N.

45 Keywords: Mesoproterozoic erg; Mangabeira Formation; Palaeowinds;

46 Palaeogeography, Wind-pattern model

## 47 **1. Introduction**

48 Numerous post-1.8 Ga Precambrian aeolian successions have been  
49 documented (Ross, 1983; Pulvertaft, 1985; Deynoux et al., 1989; Chakraborty, 1993,  
50 1991; Simpson and Eriksson, 1993; Clemmensen, 1988; Tirsgaard and Øxnevad,  
51 1998; Bose et al., 1999; Biswas, 2005). Eriksson and Simpson (1998) proposed that  
52 the occurrence of these ancient aeolian successions was related to the assembly of  
53 large land masses, which encouraged the evolution of major aeolian erg (dune field)

54 systems. Based on the identification of diagnostic sedimentary structures, such as wind  
55 ripple strata and large scale sets of cross strata, it is clear that Precambrian aeolianites  
56 are generally associated with extensive erg environments that developed in a broad  
57 range of climatic setting (Eriksson and Simpson, 1998; Simpson et al., 2004). Although  
58 Precambrian aeolian successions are well recognised and correlated with various  
59 tectonic settings and climatic regimes (e.g. Pulvertaft, 1985; Jackson et al., 1990;  
60 Soegaard and Callahan, 1994; Tirsgaard and Øxnevad, 1998; Simpson et al., 2002),  
61 no attempts have hitherto been published to show how the record of aeolian  
62 accumulation and palaeogeographic reconstructions of the land mass distribution can  
63 be used to model Precambrian atmospheric circulation.

64 Ancient aeolian landforms (e.g. dunes, draas and sand seas) reflect the  
65 directions and intensity of palaeowinds - a major component of atmospheric circulation.  
66 In turn, the atmospheric circulation is dominated by the latitudinal distribution of solar  
67 radiation and the distribution of land masses. Several models of atmospheric  
68 circulations based on the records of palaeowinds directions in aeolian sandstones and  
69 on the palaeogeographic reconstructions of land masses in Pangaeian times have been  
70 published (Parrish and Peterson, 1988; Peterson, 1988; Loope et al., 2001, 2004;  
71 Scherer and Goldberg, 2007). Such modelling is much more difficult for Precambrian  
72 times because of an uneven sedimentary record and of more controversial  
73 palaeogeography (e.g. Li et al., 2008; Zhang et al., 2012; Evans, 2013; Pisarevsky et  
74 al., 2003, 2014).

75 Large aeolian dunes and related facies are the primary indicators of extensive  
76 Precambrian desert environments, which are argued to have only been present at mid-  
77 palaeolatitudes (30 degree; Eriksson et al., 2013). The present-day large desert  
78 systems (>12.000 km<sup>2</sup>, Pye and Tsoar, 2009) occur mostly between 15° and 30°  
79 latitude.

80 The Mangabeira Formation is a Proterozoic erg located on the São Francisco  
81 craton in north-eastern Brazil. This large Proterozoic aeolian accumulation has a

82 preserved area of ~50.000 km<sup>2</sup> and forms a well-preserved succession up to ~700 m  
83 thick. The formation comprises two units, each of which is characterized by a distinct  
84 depositional architecture and each of which provides a detailed records of palaeowind  
85 via the preservation of sets of inclined cross strata that represent aeolian dune lee  
86 slope deposits.

87 The aim of this study is to present palaeocurrent data to enable the  
88 reconstruction of the palaeowind patterns in low (equatorial) and middle (around 30°S)  
89 palaeolatitudes during Mesoproterozoic (1.6 - 1.5 Ga). This wind-pattern model is  
90 based on the analysis of aeolian cross-strata in the Mangabeira Formation and on the  
91 recent palaeogeographic reconstructions for these times (Pisarevsky et al., 2014).  
92 Specific research objectives are as follows: (i) to understand the stratigraphic evolution  
93 of the Mesoproterozoic erg of Mangabeira Formation; (ii) to present global-scale  
94 palaeogeographic maps showing the distribution of major aeolian units; (iii) to discuss  
95 the wind regime and propose a wind-pattern model for 1.6 to 1.5 Ga.

## 96 **2. Geological Setting**

97 The São Francisco Craton is located in the north-eastern Brazil and comprises  
98 Archaean/Palaeoproterozoic basement with metamorphic and supracrustal rocks that  
99 are overlain by Palaeoproterozoic to Phanerozoic platform-type cover (e.g., Almeida,  
100 1977; Barbosa et al., 2004; Cruz and Alkmim, 2006; Alkmim and Martins-Neto, 2012).  
101 Two physiographic features are observed in the northern part of the craton – the  
102 Northern Espinhaço Range and Chapada Diamantina Range – and these expose  
103 Proterozoic sedimentary successions. In the Chapada Diamantina Range, the  
104 Espinhaço Supergroup and the São Francisco Supergroup are the main sedimentary  
105 units; the former is of Palaeoproterozoic to Neoproterozoic age and is composed  
106 dominantly of siliciclastic rocks; the latter is characterized mainly by carbonate  
107 successions of Neoproterozoic age (Fig.1). The Espinhaço Supergroup spans an age  
108 range from approximately c. 1.75 to 0.9 Ga based on radiometric age constraints

109 (Schobbenhaus et al., 1994; Babinski et al., 1999). This unit is composed principally of  
110 clastic sedimentary rocks of continental and coastal origin (Pedreira and De Waele,  
111 2008; Danderfer et al., 2009; Alkmim and Martins-Neto, 2012), and associated volcanic  
112 deposits (Schobbenhaus et al., 1994; Babinski et al., 1999).

113 As proposed by Chemale et al. (2012), three megasequences termed the  
114 Lower, Middle and Upper sequences characterize the Espinhaço Supergroup, and  
115 these sequences are related to the superimposition of numerous basins (Fig. 2). The  
116 Lower Megasequence is represented by the Rio dos Remédios Group, which  
117 comprises a volcanic-sedimentary succession related an extensional tectonic event  
118 between ca. 1.80 and 1.68 Ga. The Rio dos Remédios Group includes the continental  
119 clastic sequences of the Serra da Gameleira, Lagoa de Dentro and Ouricuri do Ouro  
120 formations associated with volcanic rocks of the Novo Horizonte Formation. The Middle  
121 Espinhaço megasequence is related to a rift-sag basin filled with continental and  
122 coastal deposits. This thermal sag phase spans an age range from 1.6 to 1.38 Ga  
123 (Pedreira, 1994; Pedreira and De Waele, 2008; Guimarães et al., 2008; Alkmim and  
124 Martins-Neto, 2012; Guadagnin et al., 2015a). The Paraguaçu Group and the  
125 lowermost Tombador Formation of the Chapada Diamantina Group comprises this  
126 sequence. The Paraguaçu Group (c. 1.6 to 1.5 Ga) is represented by the Mangabeira  
127 and Açuruá formations. The ca. 1.45 - 1.38 Ga Tombador Formation represents the  
128 superposition of multiple depositional systems that accumulated in response to a basin  
129 sag phase (Magalhães et al., 2015). The ca. 1.19 - 0.9 Ga Upper Espinhaço  
130 Megasequence is the last sedimentary succession of the Espinhaço Supergroup and is  
131 related to the fill of a rift-sag basin The Caboclo and Morro do Chapéu formations, the  
132 uppermost two units of the Chapada Diamantina Group, comprise this sequence.

133 The Mangabeira Formation, which is the focus of this study, was formally  
134 defined by Schobbenhaus and Kaul (1971), and described by Pedreira (1994). This  
135 1500 m-thick sedimentary succession is interpreted a mixed aeolian and fluvial system.  
136 Recent studies indicate deposition in a coastal aeolian dune system with the minor



137 occurrence of wadi deposits intercalated with the marine deposits of the Açuruá  
138 Formation (Guimarães et al., 2008). Provenance data for this unit were presented by  
139 Guadagnin et al. (2015b) who demonstrated that sediments of the Mangabeira  
140 Formation were recycled from sedimentary sources linked to a collisional tectonic  
141 setting. Analyzed Zircon grains were formed in the Paleoproterozoic Era, as result the  
142 palaeoplate amalgamation. The radiometric dates acquired from analysis of mafic sills  
143 and dyke swarms that cut the base of the Mangabeira Formation (Babynski et al.,  
144 1999; Silveira et al., 2013) reveal an age of ca. 1.5 Ga.

145

146

FIGURE 1

147

FIGURE 2

148

## 149 **2.2. São Francisco-Congo craton and the Mesoproterozoic palaeogeography**

150 Nuna or Columbia (e.g., Hoffman, 1997; Meert, 2002; Pesonen et al., 2003;  
151 Zhao et al., 2002; Pisarevsky et al., 2014) was a Proterozoic supercontinent,  
152 components of which included the Congo-São Francisco craton and others large  
153 cratons such as Siberia, India, Baltica, Laurentia and N. China, amongst others.  
154 Stratigraphic correlation, geochronological and palaeomagnetic data suggest that the  
155 São Francisco and Congo cratons composed a single continent from ca. 2050 Ma until  
156 the ca. 130 Ma opening of the Atlantic Ocean (e.g., Trompette, 1994; D'Agrella Filho et  
157 al., 1996; Deckart et al., 1998; Feybesse et al., 1998; Correa-Gomes and Oliveira,  
158 2000; Pedrosa-Soares et al., 2001, Zhao et al., 2002; Janasi, et al., 2011).

159 One recent attempt to reconstruct Proterozoic global palaeogeography was  
160 made by Pisarevsky et al. (2014). These authors compiled the reliable palaeomagnetic  
161 and geological database using data from many continents, and reconstructed global  
162 palaeogeography from 1770 to 1270 Ma. The global-scale maps of Pisarevsky et al.  
163 (2014) show that the Congo-São Francisco craton was located in southern mid-  
164 latitudes at 1.58 Ga and in equatorial position at 1.5 Ga.

165           The palaeoposition of Congo-São Francisco at 1.5 Ga is supported by  
166 palaeomagnetic and geological data. Silveira et al. (2013) dated the dike swarm at the  
167 base of the Mangabeira Formation at  $1506.7 \pm 6.9$  Ma age (U–Pb baddeleyite). Ernst et  
168 al. (2013) noted a good match between Large Igneous Province (LIP) “barcodes” of the  
169 Congo-São Francisco and Siberia at 1500 Ma and at 1380 Ma and suggested the  
170 affinity of these cratons at 1500-1380 Ma. This fit is also supported by palaeomagnetic  
171 data (Ernst et al., 2013 and references therein). Pisarevsky et al. (2014) used this  
172 match in their 1580 -1270 Ma global reconstructions. Unfortunately there are no  
173 reliable ca. 1580 Ma palaeomagnetic poles from Siberia and Congo-São Francisco  
174 (Pisarevsky et al., 2014), which implies that the suggested palaeopositions of these  
175 cratons at that time might be reconsidered if they contradict some new geological data.

### 176 **3. Study Area and Methods**

177           The Mangabeira Formation crops out over a large area (~50.000 km<sup>2</sup>) on the  
178 São Francisco Craton. For this study, the detailed sedimentology of the Mangabeira  
179 Formation was documented along a series of roadside cuttings in the southern area of  
180 the Chapada Diamantina Range, over an area of ~1200 km<sup>2</sup>. It is in this region that the  
181 outcrops are best preserved. The main road has a north to south orientation and  
182 provides a dip-oriented section. Strata dip at 5 to 10° to the south and the sections  
183 exhibit little deformation. For this study, 18 detailed sedimentological sections of the  
184 Mangabeira Formation were measured and logged at 1:100 scale. Graphic logs record  
185 grain size, physical sedimentary structures and palaeocurrent data (328 readings)  
186 based on cross-strata dip and dip-direction. All measurements were corrected by  
187 removing structural dip to negate the influence of tectonic overprint. Resultant foreset  
188 dip azimuths were plotted on palaeogeographic maps. These maps were corrected to  
189 remove the component of rotation known to have been undertaken by São Francisco  
190 Craton through time (see Pisarevsky et al., 2014).

191

## 192 **4. The Mangabeira Formation: palaeowinds and stratigraphic architecture**

193 In the southern area of the Chapada Diamantina, the Mangabeira Formation  
194 can be subdivided into two units, each of which preserves a distinct stratigraphic  
195 architecture and which records evidence for palaeowind direction.

### 196 **4.1. Lower Unit**

#### 197 *4.1.1. Description*

198 The Lower unit is ~500 m thick and records a variety of aeolian facies types.  
199 The succession is arranged into vertically stacked depositional cycles that are each 2  
200 to 20 m thick. Each preserved cycle is characterized by a well-defined facies  
201 succession (Fig. 3). The base of each cycle is characterized by deposits of very fine- to  
202 medium-grained, moderately sorted sandstone that occurs as tabular beds that are  
203 laterally continuous for 0.6 to 6 meters (Fig. 4). The tabular bodies display horizontal to  
204 low-angle cross-stratification ( $<5^\circ$ ), composed of three types of lamination. The first  
205 lamination type comprises millimetric, inverse graded, horizontally to low-angle  
206 translational lamination, made up 0.1 to 0.2 m-thick beds (Fig. 3a). The base of laminae  
207 is formed of very fine-grained sandstone that grade upward to medium-grained  
208 sandstone, forming pin-stripe lamination (Fryberger and Schenk, 1988; Mountney and  
209 Howell, 2000). The second lamination type is formed by millimetric to centimetric  
210 interlayered sandstone and mudstone, with crinkled-lamination, 5- to 100 mm thick  
211 (Fig. 3b). The third lamination type is 2 mm-thick lenticular and laterally discontinuous  
212 compounded wind-ripple lamination that occurs within sets of tangential cross-stratified  
213 sandstone. Other lithofacies associated with the low-angle cross-stratification  
214 sandstones, comprises fine- to medium-grained sandstone, characterized by ripple  
215 cross-stratification (Fig. 3c). These sandstones occur as 0.1 m-thick sets, groups of  
216 which occur collectively as stacked co-sets that are themselves 1 to 2 m thick and up to  
217 5 m in lateral extent. Rare, small-scale ( $< 0.2$  m thick) soft-sediment deformation  
218 structures and thin lenses and drapes of massive mudstone (up to 10 mm thick) are  
219 also rarely observed. These deposits are overlain by 0.2 to 3 m thick fine- to medium-

220 grained, well-sorted sandstones, with trough/tangential cross-stratification. The foresets  
221 are formed by wedges of sand flow (i.e. grainflow) deposits, each 10- to 80 mm thick,  
222 that pinch out down-dip into millimetrical wind-ripple laminae (Fig. 3d). The cosets  
223 display two arrangements: sets with 0.2 to 0.5 m thick and sets with up 1.5 meters.  
224 Individual sets are wedge shaped. In orientations transverse to palaeoflow (as reveal  
225 by cross strata azimuths), cross bedding and their basal bounding surfaces are  
226 characterized by troughs. These troughs display a spread of foreset azimuths from  
227 005° to 050° in a single set. In orientations parallel to palaeoflow, cross-strata dip up to  
228 30° and are tangential to planar basal bounding surfaces, which are themselves sub-  
229 horizontal or inclined <5° in an upwind direction. Internally, the cross-bedded sets can  
230 be subdivided by inclined bounding surfaces that truncate the strata below, whereas  
231 the strata above are concordant with the surfaces. These bounding surfaces, which  
232 occur internally within sets, dip up to 15° (Fig. 4). Foreset dip orientations are in  
233 variable directions, with the most foreset azimuth range to 045° to 335° (Fig. 8). The  
234 main foreset dip is <20°, varying between 18° and 30°. Very fine- to fine-grained  
235 sandstones with inversely graded, horizontal lamination or wavy-crinkled lamination  
236 (Fig. 3e) and millimetric and irregular laminae of mudstone occur intercalated with  
237 inclined cross-strata in places. These beds are discontinuous and irregular;  
238 thicknesses vary from 0.1 to 0.2 m; widths vary from 10 to 20 meters (Fig. 3f).

#### 239 4.1.2. *Interpretation*

240 Each of the depositional cycles of the Mangabeira Formation records an upward  
241 change from aeolian sandsheet to aeolian dune and interdune deposits. The tabular  
242 sandstones with low-angle stratification are interpreted as aeolian sandsheets (Hunter,  
243 1977; Kocurek and Nielson, 1986). The thin, horizontally to low-angle translantent  
244 lamination with inverse grading laminae represent wind-ripples and are formed by the  
245 migration and climbing of wind ripples over a dry depositional surface (Hunter, 1977;  
246 Fryberger and Schenk, 1988). The millimetric to centimetric interlayered sandstones  
247 and mudstones with the crinkled-lamination are interpreted as adhesion ripples

248 accumulated in a damp or wet surface (Kocurek, 1981; Kocurek and Fielder, 1982;  
249 Chakraborty and Chaudhuri, 1993; Scherer and Lavina, 2005) The small-scale  
250 tangential cross-beds with wind-ripple lamination and laterally discontinuous are  
251 interpreted as residual deposits of aeolian dunes (Hunter, 1977) accumulated in limited  
252 dry sand conditions (Kocurek and Nielson, 1986). The fine- to medium-grained  
253 sandstones with ripple-cross stratification are interpreted as aqueous 2D- or 3D-ripples  
254 formed in lower flow regime (Miall, 1977). The thin massive mudstones indicate settling  
255 of suspended sediments in a low-energy aqueous environment, probably related to the  
256 final stages of ephemeral floods (Miall, 2006). The soft-sediment deformation  
257 structures as interpreted as formed by fluid escape in unconsolidated sediments,  
258 probably as result of groundwater fluctuation (Lowe, 1976). The sets and cosets of  
259 trough cross-stratification, composed of sandstone with well-sorted and well-rounded  
260 grains that are organized into grainflow and wind-ripple laminae indicate migrating  
261 aeolian dunes (Hunter, 1977). The down-dip pinch-out of packages of grainflow strata  
262 into wind-ripple lamination are interpreted as lee slope grainflow avalanches that reach  
263 the toesets, whereas wind ripples migrated over dune plinth areas (Mountney, 2006;  
264 Scherer, 2000). The subhorizontal to low-angle upwind dipping surfaces (as seen in  
265 sections parallel to paleoflow) are interpreted as interdune migration bounding surfaces  
266 (Kocurek, 1996). The trough geometry of the interdune surfaces observed in sections  
267 transverse to palaeoflow indicates that the main bedforms possessed sinuous  
268 crestlines (Rubin, 1987). The inclined downwind-dipping bounding surfaces internally  
269 within the cross-bedded sets are reactivation surfaces, generated as a result of  
270 episodic erosion of the partial lee-side of the bedforms during minor fluctuation  
271 changes in wind direction and/or strength (Brookfield, 1977; Hunter and Rubin, 1983;  
272 Mountney, 2006; Rubin and Hunter, 1982; Scherer and Lavina, 2005). The common  
273 trough-tangential cross-stratification combined with high dispersion values of the  
274 foreset dip is typical of crescentic dunes with moderate to highly sinuous crestlines.  
275 The discontinuous and irregular beds with translantent and wavy crinkled lamination that

276 occur between and intercalated with sets of aeolian dune cross-strata are interpreted  
277 as aeolian interdune deposits. The inversely graded, horizontal lamination is  
278 interpreted as subcritical climbing wind ripple strata (Hunter, 1977), indicating dry  
279 interdunes, which accumulated under conditions where the water table was below the  
280 accumulation surface. The wavy crinkled lamination is most obviously interpreted as  
281 adhesion structures accumulated on damp interdune surfaces; these structures  
282 indicate a context where the water table was located close to the accumulation surface  
283 (Mountney and Thompson, 2002; Paim and Scherer, 2007). An alternative  
284 interpretation of the crinkled lamination is a microbial origin (Noffke, 2010; Souza,  
285 2012; Bállico et al., in prep.). The thin interdunes beds, with irregular geometry indicate  
286 dry and/or damp interdune hollows or corridors, that occupied spatially isolated hollows  
287 between the dunes (Mountney and Jagger, 2004).

288

289 FIGURE 3

290 FIGURE 4

## 291 **4.2. Upper Unit**

### 292 *4.2.1. Description*

293 The Upper Unit is ~200 m thick. The basal contact with Lower Unit is covered  
294 and not exposed in the studied area. Two main facies associations characterize this  
295 unit (Fig. 5). The majority of deposits are fine- to coarse-grained sandstones that are  
296 well sorted, with subrounded to rounded grains, arranged in cross-stratified sets.  
297 Individual sets are 2 to 10 meters thick. In orientations transverse to paleoflow, simple  
298 sets of cross bedding and their basal bounding surfaces reveal trough-shaped element  
299 geometries (Fig. 6; troughs are 50 to 200 m wide). By contrast, in orientations parallel  
300 to the direction of dip of the cross-strata, inclined cross bedding is tangential to basal  
301 set bounding surface (Fig. 5a). Internally, foresets within sets have uppermost parts  
302 that are composed of massive sandstone or inversely-graded grainflow lenses that dip  
303 at ~20° (Fig. 5b). Toeset deposits are characterized by inversely graded wind-ripple

304 laminae, up to 3 mm thick (Fig. 5c). In some places, the lamination are armoured by  
305 very coarse-grained sandstone to granules, deposits of which form wedge-shaped  
306 lenses (Fig. 5d). Some sets exhibits concordant cyclic cross-bedding, composed of  
307 packages of grainflow strata that are separated by thinner packages of wind-ripple  
308 laminae. These cyclic sets of cross-bedding are regularly spaced, each package being  
309 0.2 to 0.8 m thick in orientations parallel to sand transport (Fig. 7). Internally, the cross-  
310 bedded sets can be subdivided into sub-sets bounded by surfaces that truncate the  
311 strata below, whereas the strata above are concordant with the dipping bounding  
312 surfaces. The dipping bounding surfaces are themselves inclined up to 16°. Palaeocurrent  
313 directions are variable; most of the wind currents are in the range 225°  
314 SW to 270° W based on foreset dip azimuths (Fig. 8).

315 The second facies association occurs in a specific interval of the succession  
316 and is composed by four lithofacies: (i) fine- to medium-grained sandstones with low-  
317 angle stratification; (ii) fine-grained sandstone with millimetric spaced wrinkled  
318 lamination (Fig. 5e); (iii) very fine- to fine-grained sandstone with ripple-cross  
319 stratification up to 25 mm thick; (iv) heterolithic beds of massive mudstone and fine-  
320 grained sandstone with wavy-ripple lamination up to 50 mm thick (Fig. 5f). Rare small-  
321 scale deformation structures are present in a few places. These sedimentary structures  
322 occur interlayered as composite cosets of strata which themselves form 0.7 to 2.5 m-  
323 thick and 10 m-wide tabular bodies (Fig. 5g).

#### 324 *4.2.2. Interpretation*

325 The medium- to large-scale cross-strata sandstones compounded by grain flow  
326 and wind-ripple strata are interpreted as formed by the migration of large aeolian  
327 dunes. The presence of grainflow strata indicates high-angle, well-developed slipfaces  
328 (Hunter, 1977). The unimodal trend of the cross-bed dip azimuths, and their occurrence  
329 in trough-shaped sets indicates crescentic dunes with sinuous crestlines (Rubin, 1987).  
330 The regularly spaced cyclic sets of cross-bedding with the alternation of grain-flow and  
331 wind-ripple lamination suggests periods where grain flow lamination were developed by

332 avalanche in lee-faces dunes followed by intervals of erosion and deposition of wind-  
333 ripple laminations. This most commonly occurs in response to seasonal changes in  
334 wind direction (Hunter and Rubin, 1983; Kocurek et al., 1991; Chan and Archer, 2000;  
335 Loope et al., 2001; Scherer and Lavina, 2005; Mountney, 2006; Kocurek et al., 2007;  
336 Scherer and Goldberg, 2007). Thicker packages of grainflow strata that dip to the  
337 southeast, as revealed in sections parallel to sand transport direction, were transported  
338 by the stronger winds and they dictated the dune orientation. By contrast, the wind-  
339 ripple lamination records the action of weaker oblique to reverse winds. The lamination  
340 characterized by armoured very coarse-grained sandstones to granules are granule  
341 ripple deposits; these deposits likely accumulated in response to changes in effective  
342 wind direction and strength (Fryberger et al., 1992). The concave-up surfaces that  
343 truncate the foresets are interpreted as reactivation surfaces, which reflect frequent  
344 changes flow. The association of water-laid sedimentary structures that occurs in  
345 bodies with a tabular geometry suggests unconfined, high-energy, ephemeral flash  
346 flood deposits (Miall, 1996). The sandstones with low-angle-inclined stratification are  
347 interpreted to record sediment transport in a flow that undertook a transition from lower  
348 to upper flow regime conditions (Miall, 1977, 1996). The presence of wavy-ripple  
349 sandstone indicates fair-weather waves on wide and shallow, ephemeral lakes. The  
350 very fine- to fine-grained sandstones with ripple-cross stratification are interpreted as  
351 2D- or 3D-ripples formed in lower flow regime (Miall, 1977). The wavy crinkled  
352 lamination is interpreted as adhesion structures accumulated on damp or wet surfaces  
353 by the adhering of dry sand to a wet or damp surface (Kocurek and Fielder, 1982).

354

355

FIGURE 5

356

FIGURE 6

357

## 358 **5. Discussion**

### 359 **5.1. Stratigraphic Evolution**



360 The Mangabeira Formation records aeolian accumulation in both of its units  
361 (Fig. 8). The Lower Unit is ~500 m thick and records multiple hiatuses of aeolian  
362 deposition and deflation related to drying-upward cycles (Bállico et al, in prep.). The  
363 Upper Unit is ~200 m thick and comprises the accumulated deposits of large aeolian  
364 dunes that developed in a dry aeolian system with a minor horizon of fluvial flooding.  
365 The contact between these units was not exposed in the studied area. However, based  
366 in the distinct depositional architecture and reconstructed palaeowind directions, we  
367 suggest that these units are separated by unconformity. Both units were accumulated  
368 in the São Francisco craton as part of the Supergroup Espinhaço, formations of which  
369 accumulated in an intracratonic basin (Guimarães et al., 2008; Guadagnin et al, 2015;  
370 Magalhães et al., 2015).

371 The Lower Unit records multiple drying-upward cycles that record cyclical  
372 changes in depositional conditions (Fig. 8). These cycles have been interpreted as  
373 episodes of erg expansion and retraction driven by climate changes (Bállico et al., in  
374 prep.), with each accumulated cycle characterized by aeolian sandsheet and water-lain  
375 deposits that are replaced upward by aeolian dune and interdune deposits. Each cycle  
376 is bounded at its base and top by laterally extensive supersurfaces. The aeolian  
377 sandsheets and water-laid deposits were accumulated in a relatively humid context.  
378 The presence of closely associated adhesion strata and wind-ripple strata suggest a  
379 near-surface water table (Kocurek and Havholm, 1993). Moreover the presence of the  
380 water-laid deposits interlayered with the sandsheets suggests periods of intense  
381 precipitation, which resulted in fluvial activity whereby streams entered the erg via  
382 interdune corridors. A consequence of this flood-related fluvial activity was an  
383 associated rise in water table level within the aeolian dune field (Langford and Chan,  
384 1989). During humid periods, the sand availability and the transport capacity of the  
385 wind were limited, whereas a sediment supply suitable for later aeolian reworking was  
386 generated by fluvial sediment influx (Kocurek, 1999; cf Almasrahy and Mountney,  
387 2015). As the climate shifted to more arid conditions, so the aeolian sandsheets and

388 water-laid deposits were replaced by aeolian dunes and interdunes. In contrast with the  
389 aeolian sandsheets, the aeolian dunes and interdunes developed in a condition where  
390 the water table was significantly below the accumulation surface, which implies that all  
391 sediments were potentially available for aeolian transport (Kocurek and Havholm,  
392 1993). Accumulation was associated with a positive sediment budget, controlled by  
393 aerodynamic factors. The presence of small-scale sets that grew into medium-scale  
394 sets of cross-strata can be explained by an increasing availability of dry sand for  
395 aeolian construction, and a consequent increase of the size of dunes or an increase in  
396 the angle of climb of the dunes as they accumulated (Kocurek and Havholm, 1993;  
397 Mountney, 2006). The minor occurrence of damp interdune deposits between aeolian  
398 dunes suggests an oscillation of the water table, which sometimes intercepted the  
399 accumulation surface. The simple crescentic dunes and well-developed slipfaces (with  
400 grainflow and wind-ripple strata), allied to unimodal trends of the palaeowind indicators  
401 suggests a persistent wind regime, which is associated with continuous sand  
402 availability. The unimodal wind regime behavior was punctuated by annual fluctuations,  
403 as revealed by the regularly spaced reactivation surfaces present in the aeolian dune  
404 strata. Cycles of aeolian dune and interdune strata are bounded by supersurfaces,  
405 which are interpreted as deflation surfaces (Kocurek and Havholm, 1993; Bállico et al.,  
406 in prep). The climax of each episode of aridity was likely associated with the onset of  
407 the erg deflation process. With increasing aridity, the upwind sediment supply, in the  
408 form of the dry sand, became exhausted, and the wind transport system became  
409 undersaturated with respect to its potential sand carrying capacity, thereby inducing a  
410 change to from accumulation to deflation of the erg.

411 The Upper Unit is composed mainly by aeolian dunes deposits, without  
412 intervening interdune deposits; this implies extreme aridity (Fig. 8). The absence of  
413 damp/wet interdune deposits required conditions of accumulation whereby the water  
414 table and its capillary fringe lay deeply below the accumulation surface. The Upper Unit  
415 is therefore representative of a dry aeolian system (terminology of Kocurek and

416 Havholm, 1993). In dry aeolian systems, accumulation occurs when the transport rate  
417 decreases downwind and dune bedforms grow to a size whereby they occupy the  
418 entire accumulation surface at the expense of intervening interdune flats Kocurek and  
419 Havholm, 1993). The onset of accumulation in dry aeolian systems requires a high  
420 availability of dry sand and the climbing of aeolian dunes will occur when depositional  
421 surface reach a saturated condition (i.e. interdune flats are eliminated).

422         The presence of cyclic cross-bedding pattern suggests an annually oscillation in  
423 the wind regime (Hunter and Rubin, 1983; Kocurek et al., 1991; Chan and Archer,  
424 2000; Loope et al., 2001; Scherer and Lavina, 2005; Mountney, 2006; Kocurek et al.,  
425 2007; Scherer and Goldberg, 2007). The common occurrence of these annual cycles  
426 indicates a more variable wind regime during the accumulation of the Upper Unit.  
427 Although persistent SSW winds were likely responsible for the main component of  
428 aeolian dune migration, reversing or oblique winds (NNE winds?) apparently reworked  
429 the frontal face of the aeolian dunes, forming the wind-ripple strata and the common  
430 reactivation surfaces. The presence of granule ripples (interpreted as megaripples)  
431 provides additional evidence about the wind regime. Many authors have suggested that  
432 megaripples form in response to a strong wind regime (Sakamoto-Arnold, 1981;  
433 Fryberger et al., 1992; Yizhaq, 2008; Milana, 2009), which implies that during the  
434 accumulation of the aeolian dunes of the Mangabeira Formation, the SSW winds were  
435 strong and persistent, punctuated by seasonal oscillation. A specific fluvial layer occurs  
436 in the Upper Unit. The relationship of this fluvial package to the aeolian dune strata is  
437 not clear due a paucity of data. The nature of these deposits indicates that the fluvial  
438 accumulation occurred in response to multiple, successive flooding events that  
439 frequently entered in the erg field, possibly in response to relatively humid conditions  
440 (Fig. 8). The presence of mudstones with wavy lamination suggests that these flooding  
441 events were confined to interdune depressions, forming small ponds, similar to the  
442 processes observed today in Skeleton Coast of the Namib Desert (Stanistreet and  
443 Stollhofen, 2002).

## FIGURE 8

444

445

### 446 **5.2. Reconstruction of palaeowinds and implications for 1.6 - 1.5 Ga** 447 **palaeogeographic reconstruction of SF-Congo craton and surrounding** 448 **palaeoplates**

449 In this section, we correlate and discuss the wind pattern acquired in the aeolian  
450 strata of the Mangabeira Formation with the 1.6 - 1.5 Ga regional and global  
451 palaeogeography. Our analysis focuses mainly on the following: (i) the interpreted wind  
452 regime and consequent suggestions about circulation cells and their effects on the  
453 accumulation of aeolian sand seas; and (ii) the response of aeolian sand seas on the  
454 palaeolatitudinal position of the São Francisco-Congo craton.

455 In both hemispheres, the ascending and descending branches of Hadley,  
456 Ferrell and Polar cells are driven by the distribution of solar heating and the distribution  
457 of landmasses, which controls the atmospheric circulation along the latitudes (Webster,  
458 2004). In this way, a zonal generic circulation model states that the trade winds in both  
459 hemispheres converge from subtropical, high pressure zones, to tropical, low-pressure  
460 zones, allowing a high humidity and intense precipitation at the equator, and flow away  
461 to subtropical zone, with a dry air mass, forming the great deserts along mid-latitudes  
462 (Charney, 1975; Parrish and Peterson, 1988; Parrish, 1993; Gasse and Roberts, 2004;  
463 Webster, 2004). This zonal circulation pattern dominates at present and influences the  
464 most modern desert regions around the world. Subordinate to this zonal wind  
465 circulation, there is a strongly seasonal monsoonal circulation that presently occurs in  
466 South Asia, West Africa and Australia, where the winds cross the equatorial zones due  
467 the high- and low-pressure gradient (Charney, 1975; Cook, 2003; Gasse and Roberts,  
468 2004; Park et al., 2011).

469 The Mesoproterozoic Mangabeira Formation records crescentic aeolian dunes  
470 that developed in response to two main winds directions. The southeastern and the  
471 northwestern mean directions (palaeowinds directions in the past geographic

472 coordinate system) of the lower and upper units, respectively, reflect changes in the  
473 atmospheric circulation probably caused by changes in the palaeopositions of  
474 continents. From 1.60 Ga to ~1.54 Ga the São Francisco craton occupied a mid-  
475 latitude position (Fig. 9). The wind regimes recorded by the aeolian deposits of the  
476 Lower Unit are consistent with the reconstructed palaeoposition of the craton at 25° to  
477 35° S. This position mimics that of major present-day deserts and is also shown to  
478 have operated in Phanerozoic palaeodeserts (e.g. Mountney et al., 1998; Chan and  
479 Archer, 2000; Loope et al., 2001; Mountney and Jagger, 2004; Scherer and Goldberg,  
480 2007, 2010; Pye and Tsoar, 2009). The eastern and southeastern migration of aeolian  
481 dunes is consistent with a zonal pattern of the atmospheric general circulation in the  
482 southern subtropics. The descending branch of the Hadley cell flowed towards the  
483 southeast (Charney, 1975; Webster, 2004), bringing a dry air which is favorable for a  
484 high evaporation in the oceans and an accumulation of deserts in the landmasses.  
485 Palaeopositions of other interpreted 1.6-1.5 Ga deserts (e.g., Dala Sandstone, ~1.6  
486 Ga, Fennoscandian Shield, Pulvertaft, 1985; Lundmark and Lamminen, 2016; Mukun  
487 Group, 1.58 - 1.50 Ga, Siberian craton, Petrov, 2011, 2014) also correlate with  
488 palaeoclimate conditions and reconstructed atmospheric circulation. For example, one  
489 succession that developed coeval to the Mangabeira Formation is the Mukun Group in  
490 the Siberian Craton (1.58 to 1.50 Ga, Petrov, 2011, 2014). This succession is also  
491 characterized by preserved alluvial, aeolian–fluvial, and fluvial–sabkha successions  
492 (Petrov, 2011, 2014). The palaeowind directions of the aeolian deposits of the Mukun  
493 Group exhibit a mean vector to the north (see Petrov, 2014; past coordinate system),  
494 which is consistent with the zonal pattern circulation propose for the Lower Unit of the  
495 Mangabeira Fm. The Siberian craton is the northern neighbor of the São Francisco  
496 Craton, in palaeogeographic reconstructions between 1.60 and 1.54 Ga (Fig. 9). Both  
497 land masses occurred in the south hemisphere, between subtropical and tropical  
498 zones. Between 30°S and the equator, the southeasterly trade winds blew from  
499 southeast to northwest toward the equatorial zone (Fig. 9). Petrov (2011) concludes

500 that the Mukun Group was accumulated in humid to semi-arid zones, and this  
501 interpretation is consistent with the palaeogeographic reconstruction at 1.6 to 1.54 Ga  
502 (Fig. 9) and with the atmospheric conditions. Similar cyclicity is observed in both the  
503 Lower Unit of Mangabeira Formation (São Francisco) and in the fluvial-aeolian  
504 succession of the Mukun Group (Siberia; Petrov, 2011). However, the Lower Unit in the  
505 Mangabeira Formation is formed by multiple cycles of drying-upward aeolian  
506 sandsheets and dunes, whereas the Mukun Group records multiple cycles of fluvial-  
507 aeolian deposits. We relate these cycles to allocyclic controls on sedimentation caused  
508 by the climatic oscillation. The types of the deposits in both Lower Unit of the  
509 Mangabeira Formation and the Mukun Group suggest accumulation in different  
510 environments caused by the position in a Hadley cell and by the global climate. For  
511 example, during semi-arid climate the formation of aeolian dunes was likely in  
512 subtropical zone (São Francisco), rather than in tropical (Siberian craton), where the  
513 accumulation of fluvial-aeolian deposits was dominant.

514

#### 515 FIGURE 9

516

517 Between 1.54 and 1.50 Ga, São-Francisco, Congo and Siberia drifted farther  
518 north (Fig. 10). São Francisco was located between 5° S and 5° N (Pisarevsky et al.,  
519 2014). At present, the near-equatorial area is known as the Intertropical Convergence  
520 Zone (ITCZ) – a narrow belt characterized by the meeting and moist of the trade winds  
521 characterized by intense precipitation (Charney, 1975; Loope et al., 2001; Webster,  
522 2004; Tsoar et al., 2009; McGee et al., 2014). Usually the trade winds in the ITCZ are  
523 weak and variable, due to the Coriolis Effect.

524 The Upper Unit of the Mangabeira Formation recorded pervasive northwestern  
525 palaeowinds directions, which is more consistent with the southeasterly winds that flow  
526 across the subtropical zones in a general westward equatorial direction (Webster,  
527 2004). This implies a different palaeoposition for the São Francisco craton during the

528 accumulation of the Upper Unit, consistent with the palaeoreconstruction at 1.54 - 1.50  
529 Ga (Fig. 10). However, if we assume that this palaeogeography is more appropriate  
530 with the wind pattern, recorded in the Upper Unit, how might we explain the  
531 accumulation of large sand seas in an equatorial zone without any evidence of "wet  
532 deposits", as observed in the Mukun Group?

533         The monsoonal wind pattern that prevailed at 1.54-1.50 Ga can explain this.  
534 The large land masses of São Francisco-Congo and Siberia in mid-latitudes and near  
535 the equator could have controlled the monsoonal pattern in low-latitudes. The  
536 monsoonal pattern was characterized by cross-equatorial winds, moving from a high  
537 pressure center in the winter hemisphere to a low pressure center in the summer  
538 hemisphere, similar to what happens today in southeastern Asia (Webster, 1987; Cook,  
539 2003; Gasse and Roberts, 2004; Park et al., 2011). A similar regime could have existed  
540 over the Pangaea supercontinent between Permian and Jurassic periods (Parrish and  
541 Peterson, 1988; Parrish, 1993; Loope et al., 2004, 2001; Rowe et al., 2007; Scherer  
542 and Goldberg, 2007, 2010). The monsoonal regime at that time was recorded by many  
543 aeolian deposits in both hemispheres (Navajo Sandstone, Loope et al., 2001, 2004;  
544 Sergi Formation, Scherer and Goldberg, 2010). The consistent northwestern  
545 palaeowind directions recorded in the Upper Unit of the Mangabeira Formation, and the  
546 palaeoposition of the ~50.000 km<sup>2</sup> Mangabeira erg in the central part of a large land  
547 mass (São-Francisco-Congo and Siberian cratons) forced the winds to cross the  
548 equatorial zone (~5°N), creating a strong monsoonal pattern. Even without a general  
549 circulation model for the Mesoproterozoic we can suggest that the aeolian dunes were  
550 built by strong monsoonal winds originated in high-pressure zones above the São-  
551 Francisco-Congo craton in winter and directed towards the low-pressure zone above  
552 the Siberian Craton in boreal summer (Fig. 10). We speculate that the ITCZ in boreal  
553 summer was placed above Siberia, at about 20°N. On the contrary, in the austral  
554 summer and boreal winter, the ITCZ was shifted by several degrees of latitude farther  
555 south above the São Francisco craton, at ~15°S. This explains the absence of wet



556 interdunes and other features, such as slumps in the lee face of the frontal dunes as  
557 recognized by Loope et al. (2001) in Jurassic aeolian dune deposits of the Navajo  
558 Sandstone, USA. These authors identified common slump deposits in the lee faces of  
559 the aeolian dunes. These were interpreted as deformation features developed in  
560 response to intense rainfall events that occurred as a consequence of annual monsoon  
561 rainfall beneath the northern margin of ITZC. For example, in the present-day, the  
562 Lençóis Maranhenses – a coastal sand sea of the northern Brazil – experiences a  
563 seasonal latitudinal positioning of the ITCZ, which determines the incidence of  
564 dominant winds and rainfall precipitation (Tsoar et al., 2009).

565         The cyclic cross bedding in the aeolian cross strata provides an additional  
566 evidence of the monsoonal wind regime (Hunter and Rubin, 1983; Kocurek et al., 1991;  
567 Chan and Archer, 2000; Loope et al., 2001; Scherer and Goldberg, 2010). The  
568 presence of cyclic cross-bedding in the Upper Unit of the Mangabeira Formation,  
569 marked by sets of grainflow strata alternating with sets of wind-ripple strata, suggests  
570 an alternation of northwesterly winds, followed by reversed transverse or oblique  
571 northeast winds, which caused the slipface degradation, reworking, and production of  
572 reactivation surfaces and the related formation of wind-ripple wedges. Thus, the dunes  
573 migrated under the influence of strong and dominant winds, in this case during the  
574 austral winter the southern hemisphere, when the trade winds blew from the high-  
575 pressure zone above the Congo craton and crossed the equator towards the low-  
576 pressure zones over the center of the Siberian craton. In turn, during the seasonal wind  
577 shift in the boreal winter, the northern hemisphere winds blew from the high-pressure  
578 zone over the Siberian craton towards the low-pressure zone in southern hemisphere,  
579 reworking the frontal face of the aeolian dunes.

580

581

FIGURE 10

582

583 **7. Conclusion**



584           The Mangabeira Formation of the São Francisco craton represents the  
585 accumulated deposits of an aeolian erg system represented by two distinct units. The  
586 Lower Unit records multiple depositional cycles, each of which records a drying-upward  
587 trend. Each cycle records an episode of erg expansion and retraction driven by climate  
588 changes. The aeolian sandsheet and water-laid deposits that characterize the  
589 lowermost deposits of each cycle were accumulated in relatively humid environments,  
590 whereas the aeolian dunes and interdunes that characterize the upper part of each  
591 cycle are related to arid conditions. The Upper Unit is composed mainly of aeolian  
592 dune deposits that lack associated interdune deposits. This unit records extremely arid  
593 conditions. Distinct palaeowind directions are observed: the Lower Unit shows aeolian  
594 dunes migrating towards the southeast (past coordinate system), whereas the large  
595 aeolian dunes of the Upper Unit migrated towards the northwest (past coordinate  
596 system). The geochronological data provide a maximum and minimum depositional  
597 age of the Mangabeira Formation: it was accumulated during the Calymmian period,  
598 between 1.6 and 1.5 Ga. The peculiarities of these aeolian deposits likely relate to the  
599 palaeoposition of the Mesoproterozoic continents (Pisarevsky et al., 2014). Our new  
600 1.6 - 1.54 Ga palaeogeographic maps demonstrate a good correlation with the  
601 sedimentological record in the Lower Unit. At that time, the São Francisco-Congo  
602 craton and the Siberian Craton were located between mid-latitudes and equatorial  
603 zone. The wind regime recorded from cross-strata of the Lower Unit is consistent with  
604 the palaeogeographic positions of São Francisco between 25° to 35° S. The eastern  
605 and southeastern migration of aeolian dunes is consistent with a zonal atmospheric  
606 circulation pattern. In the subtropics of the south hemisphere, the descending branch of  
607 the Hadley cell blew toward the southeast, bringing dry air favorable for the  
608 development of deserts in the landmasses. Our new reconstruction and the proposed  
609 model of atmospheric circulation also explain the record of palaeowinds in the Mukun  
610 Group of northern Siberia (Petrov, 2011, 2014). Between 1.54 to 1.50 Ga the large land  
611 mass that comprised the São-Francisco-Congo and Siberian cratons drifted farther

612 north reaching palaeolatitudes between 30° S and 30°N. At that time, the São  
613 Francisco Craton was located in the equatorial zone. This palaeogeography is  
614 consistent with the northwestern palaeowinds directions recorded in the Upper Unit.  
615 The occurrence of a large landmass in the mid-latitudes and equatorial area could  
616 explain the monsoonal pattern in low-latitudes. The presence of cyclic aeolian cross  
617 bedding in the Upper Unit of the Mangabeira Formation provides additional evidence of  
618 the proposed monsoonal wind regime. As the dunes migrated under the influence of  
619 strong and dominant winds, during the austral winter of the southern hemisphere, the  
620 southeasterly trade winds blew from the high-pressure zone above the Congo craton  
621 and crossed the equator towards the low-pressure zone over the center of the Siberian  
622 Craton. In turn, during the seasonal wind shift in the boreal winter, the winds of the  
623 northern hemisphere blew from the high-pressure zone over the Siberian Craton  
624 towards the low-pressure zone in southern hemisphere, reworking the frontal face of  
625 the aeolian dunes.

## 626 **Acknowledgements**

627 This research was completed as part of the doctoral project carried out by the  
628 first author. We are grateful to the institutions Petrobras and National Council for  
629 Scientific and Technological Development (CNPq) for their provision of direct or indirect  
630 support.

## 631 **References**

- 632 Almeida, F.F.M., 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*  
633 7, 349–364.
- 634 Alkmim, F.F., Martins-Neto, M.A., 2012. Proterozoic first-order sedimentary sequences  
635 of the São Francisco craton, eastern Brazil. *Marine Petroleum Geology* 33, 127–  
636 139.
- 637 Al-Masrahy, M. A., Mountney, N.P., 2015. A classification scheme for fluvial–aeolian  
638 system interaction in desert-margin settings. *Aeolian Research* 17, 67–88.

639 Babinski, M., Pedreira, A.J., Brito Neves, B.B., Van Schmus, W.R., 1999. Contribuição  
640 à geocronologia da Chapada Diamantina. In: Pedreira, A.J. (Ed.). VII Simpósio  
641 Nacional de Estudos Tectônicos. Brazilian Geological Society, pp. 118–120.

642 Bállico, B.B., Scherer, C.M.S., Mountney, N.P., Souza, G.E., Reis, A.D.; Raja  
643 Gabaglia, G.P., Magalhães, A.J.C. Drying-upward cycles in a Mesoproterozoic  
644 aeolian erg-margin succession: Mangabeira Formation, Espinhaço Supergroup,  
645 Brazil. *Sedimentary Geology*. *submitted*.

646 Barbosa, J., Martin, H., Peucat, J.J., 2004. Palaeoproterozoic dome-forming structures  
647 related to granulite-facies metamorphism, Jequié block, Bahia, Brazil: petrogenetic  
648 approaches. *Precambrian Research* 135, 105–131.

649 Biswas, A., 2005. Coarse aeolianites: Sand sheets and zibar-interzibar facies from the  
650 Mesoproterozoic Cuddapah Basin, India. *Sedimentary Geology* 174, 149–160.

651 Bose, P.K., Chakrabarty, S., Sarkar, S., 1999. Recognition of ancient eolian  
652 longitudinal dunes; a case study in upper Bhandar Sandstone, Son Valley, India.  
653 *Journal of Sedimentary Research* 69, 74–83.

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

656 Chakraborty, C., 1993. Morphology, internal structure and mechanics of small  
657 longitudinal (seif) dunes in an aeolian horizon of the Proterozoic Dhandraul  
658 Quartzite, India. *Sedimentology* 40, 79–85.

659 Chakraborty, T., 1991. Sedimentology of a Proterozoic erg: the Venkarpur Sandstone,  
660 Pranhita-Godavari Valley, south India. *Sedimentology* 38, 301–322.

661 Chakraborty, T., Chaudhuri, A. K., 1993. Fluvial-aeolian interactions in a Proterozoic  
662 alluvial plain: example from the Mancheral Quartzite, Sullavai Group, Pranhita-  
663 Godavari Valley, India. *Geol. Soc. London, Special Publication* 72, 127–141.

664 Chan, M.A., Archer, A.W., 2000. Cyclic eolian stratification on the Jurassic Navajo  
665 Sandstone, Zion National Park; periodicities and implications for paleoclimate. In:  
666 Sprinkel, D.A.; Chidsey Jr., T.C.; Anderson, P.B. (Eds.) *Geology of Utah's Parks*

667 and Monuments, Utah Geological Association Publication 28, 606–617.

668 Charney, J.G., 1975. Dynamics of deserts and drought in the Sahel. Quarterly Journal  
669 of the Royal Meteorological Society 101, 193–202.

670 Chemale, F., Dussin, I.A., Alkmim, F.F., Sousa, M., Queiroga, G., Armstrong, R.,  
671 Santos, M.N., 2012. Unravelling a Proterozoic basin history through detrital zircon  
672 geochronology: The case of the Espinhaço Supergroup, Minas Gerais, Brazil.  
673 Gondwana Research 22, 200–206.

674 Clemmensen, L.B., 1988. Aeolian morphology preserved by lava cover, the  
675 Precambrian Mussartût Member, Eriksford Formation, South Greenland. Bulletin  
676 of Geological Society Denmark 37, 105–116.

677 Cook, K.H., 2003. Role of Continents in Driving the Hadley Cells. J. Atmos. Sci. 60,  
678 957–976.

679 Corrêa-Gomes, L.C., Oliveira, E.P., 2000. Radiating 1.0 Ga mafic dyke swarms of  
680 eastern Brazil and western Africa: evidence of post-assembly extension in the  
681 Rodinia Supercontinent? Gondwana Research 3, 325–332.

682 Cruz, S.C.P., Alkmim, F.F., 2006. The tectonic interaction between the Paramirim  
683 Aulacogen and the Araçuaí Belt, São Francisco Craton region, Eastern Brazil.  
684 Anais da Acadêmia Brasileira de Ciências 78, 151–173.

685 D'Agrella Filho, M.S., Feybesse, J.L., Prian, J.P., Dupuis, D., N'Dong, J.E., 1996.  
686 Paleomagnetism of Precambrian rocks from Gabon, Congo craton, Africa.  
687 Journal of African Earth Sciences 22, 65–80.

688 Danderfer, A., De Waele, B., Pedreira, A.J., Nalini, H. a., 2009. New geochronological  
689 constraints on the geological evolution of Espinhaço basin within the São  
690 Francisco Craton-Brazil. Precambrian Research 170, 116–128.

691 Deckart, K., Féraud, G., Marques, L.S., Bertrand, H., 1998. New time constraints on  
692 dyke swarms related to the Paraná-Etendeka magmatic province, and subsequent  
693 South Atlantic opening, southeastern Brazil. Journal of Volcanology and  
694 Geothermal Research 80, 67–83.

695 Deynoux, M., Kocurek, G., Proust, J.N., 1989. Late Proterozoic periglacial aeolian  
696 deposits on the West African Platform, Taoudeni Basin, western Mali.  
697 *Sedimentology* 36, 531–549.

698 Eriksson, K.A., Simpson, E.L., 1998. Controls on spatial and temporal distributions of  
699 Precambrian eolianites. *Sedimentary Geology* 120, 275–294.

700 Eriksson, P.G., Banerjee, S., Catuneanu, O., Corcoran, P.L., Eriksson, K.A., Hiatt,  
701 E.E., Laflamme, M., Lenhardt, N., Long, D.G.F., Miall, A.D., Mints, M. V., Pufahl,  
702 P.K., Sarkar, S., Simpson, E.L., Williams, G.E., 2013. Secular changes in  
703 sedimentation systems and sequence stratigraphy. *Gondwana Research* 24, 468–  
704 489.

705 Ernst, R.E., Pereira, E., Hamilton, M.A., Pisarevsky, S.A., Rodrigues, J., Tassinari,  
706 C.C.G., Teixeira, W., Van-Dunem, V., 2013. Mesoproterozoic intraplate magmatic  
707 “barcode” record of the Angola portion of the Congo Craton: Newly dated  
708 magmatic events at 1505 and 1110Ma and implications for Nuna (Columbia)  
709 supercontinent reconstructions. *Precambrian Research* 230, 103–118.

710 Evans, D.A.D., 2013. Reconstructing pre-Pangean supercontinents. *Geological Society*  
711 *of America Bulletin* 125, 1735-1751.

712 Feybesse, J.L., Johan, V., Triboulet, C., Guerrot, C., Mayaga-Mikolo, F., Bouchot, V.,  
713 N'dong, J.E., 1998. The West Central African belt: a model of 2.5–2.0 Ga  
714 accretion and two-phase orogenic evolution. *Precambrian Research* 87, 161–216.

715 Fryberger, S.G., Hesp, P., Hastings, K., 1992. Aeolian granule ripple deposits,  
716 Namibia. *Sedimentology* 39, 319–331.

717 Fryberger, S.G., Schenk, C.J., 1988. Pin stripe lamination: a distinctive feature of  
718 modern and ancient eolian sediments. *Sedimentary Geology* 55, 1–15.

719 Guadagnin, F., Chemale, F., Magalhães, A.J.C., Alessandretti, L., Bállico, M.B.,  
720 Jelinek, A.R., 2015a. Sedimentary petrology and detrital zircon U – Pb and Lu – Hf  
721 constraints of Mesoproterozoic intracratonic sequences in the Espinhaço  
722 Supergroup: Implications for the Archean and Proterozoic evolution of the São

723 Francisco Craton. *Precambrian Research* 266, 227–245.

724 Guadagnin, F., Chemale, F., Magalhães, A.J.C., Santana, A., Dussin, I.A., Takehara,  
725 L., 2015b. Age constraints on crystal-tuff from the Espinhaço Supergroup - Insight  
726 into the Paleoproterozoic to Mesoproterozoic intracratonic basin cycles of the  
727 Congo-São Francisco Craton. *Gondwana Research* 27, 363–376.

728 Guimarães, J.T., Santos, R.A., Melo, R.C., 2008. *Geologia da Chapada Diamantina*  
729 *Ocidental (Projeto Ibitiara - Rio de Contas)*. Salvador, Companhia Baiana de  
730 Pesquisa Mineral - CPRM. Série Arquivos Abertos 31, 64p.

731 Hoffman, P.F., 1997. Tectonic genealogy of North America. In: Van der Pluijm, B.A.,  
732 Marshak, S. (Eds.), *Earth Structure, an Introduction to Structural Geology and*  
733 *Tectonics*. McGraw Hill, New York, pp. 459–464.

734 Hunter, R.E., 1977. Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology*  
735 24, 361–387.

736 Hunter, R.E., Rubin, D.M., 1983. Interpreting Cyclic Crossbedding, with An Example  
737 from the Navajo Sandstone.pdf, in: Brookfield, M.E., Ahlbrandt, T.S. (Eds.),  
738 *Developments in Sedimentology* 38, *Eolian Sediments and Processes*. Elsevier,  
739 New York, pp. 429–454.

740 Jackson, M.J., Simpson, E.L., Eriksson, K.A., 1990. Facies and sequence stratigraphic  
741 analysis in an intracratonic, thermal-relaxation basin: the Early Proterozoic, Lower  
742 Quilalar Formation and Ballara Quartzite, Mount Isa Inlier, Australia.  
743 *Sedimentology* 37, 1053–1078.

744 Janasi, V.A., Freitas, V.A., Heaman, L.H., 2011. The onset of flood basalt volcanism,  
745 Northern Paraná Basin, Brazil: a precise U–Pb baddeleyite/zircon age for a Chap-  
746 ecó-type dacite. *Earth and Planetary Science Letters* 302, 147–153.

747 Kocurek, G., 1981. ERG reconstruction: The entrada sandstone (Jurassic) of northern  
748 Utah and Colorado. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 36, 125–  
749 153.

750 Kocurek, G., Fielder, G., 1982. Adhesion structures. *Journal of Sedimentary Research*

751 52, 1229–1241.

752 Kocurek, G., Nielson, J., 1986. Conditions favourable for the formation of warm-climate  
753 aeolian sand sheets. *Sedimentology* 33, 795–816.

754 Kocurek, G., Havholm, K., Deynoux, M., Blakey, R.C., 1991. Amalgamated  
755 accumulations resulting from climatic and eustatic changes, Akchar Erg,  
756 Mauritania. *Sedimentology* 38, 751–772.

757 Kocurek, G., Havholm, K.G., 1993. Eolian sequence stratigraphy - A conceptual  
758 framework. In: Weimer, P., Posamentier, H. (Eds.), *Siliclastic Sequence*  
759 *Stratigraphy*, AAPG Memoir 58, pp. 393-409.

760 Kocurek, G., 1996. Desert aeolian systems. In: Reading, H.G. (Ed.), *Sedimentary*  
761 *Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Science, Oxford,  
762 pp. 125–153.

763 Kocurek, G., 1999. The Aeolian Rock Record (Yes, Virginia, it Exists, But it Really is  
764 Rather Special to Create One). In: Goudie, A.S., Livingstone, I., Stokes, S. (Eds.),  
765 *Aeolian Environments, Sediments and Landforms*. John Wiley and Sons Ltd,  
766 Chichester, pp. 239–259.

767 Kocurek, G., Carr, M., Ewing, R., Havholm, K.G., Nagar, Y.C., Singhvi, A.K., 2007.  
768 White Sands Dune Field, New Mexico: age, dune dynamics and recent  
769 accumulations. *Sedimentary Geology* 197, 313–331.

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

772 Li, Z.X., Bogdanova, S. V., Collins, A.S., Davidson, A., De Waele, B., Ernst, R.E.,  
773 Fitzsimons, I.C.W., Fuck, R.A., Gladkochub, D.P., Jacobs, J., Karlstrom, K.E., Lu,  
774 S., Natapov, L.M., Pease, V., Pisarevsky, S.A., Thrane, K., Vernikovsky, V., 2008.  
775 Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis.  
776 *Precambrian Research* 160, 179–210.

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

779 Loope, D.B., Steiner, M.B., Rowe, C.M., Lancaster, N., 2004. Tropical westerlies over  
780 Pangaeen sand seas. *Sedimentology* 51, 315–322.

781 Lowe, D., 1976. Subaqueous liquefied and fluidized sediment flows and their deposits.  
782 *Sedimentology* 23, 285–308.

783 Lundmark, A.M., Lamminen, J., 2016. The provenance and setting of the  
784 Mesoproterozoic Dala Sandstone , western Sweden , and paleogeographic  
785 implications for southwestern Fennoscandia. *Precambrian Research* 275, 197–  
786 208.

787 Magalhães, A.J.C., Raja Gabaglia, G.P., Scherer, C.M.S., Bállico, B.B., Guadagnin, F.,  
788 Bento Freire, E., Silva Born, L.R., Catuneanu, O., 2015. Sequence hierarchy in  
789 a Mesoproterozoic interior sag basin: from basin fill to reservoir scale, the  
790 Tombador Formation, Chapada Diamantina Basin, Brazil. *Basin Research* 28, 393–  
791 432.

792 McGee, D., Donohoe, A., Marshall, J., Ferreira, D., 2014. Changes in ITCZ location  
793 and cross-equatorial heat transport at the Last Glacial Maximum, Heinrich Stadial  
794 1, and the mid-Holocene. *Earth Planetary Science Letters* 390, 69–79.

795 Meert, J.G., 2002. Paleomagnetic evidence for a Paleo-Mesoproterozoic  
796 Supercontinent Columbia. *Gondwana Research* 5, 207–215.

797 Miall, A.D., 1977. A review of the braided-river depositional environment. *Earth Science*  
798 *Reviews* 13, 1–62.

799 Miall, A.D., 1996. *The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis*  
800 *and petroleum geology*. New York: Springer-Verlag. 582 pp.

801 Miall, A.D., 2006. *The Geology of Fluvial Deposits*, 4th ed. Springer-Verlag, Berlin.

802 Milana, J.P., 2009. Largest wind ripples on Earth? *Geology* 37, 343–346.

803 Mountney, N.P., Howell, J., Flint, S., Jerram, D., 1998. Aeolian and alluvial deposition  
804 within the Mesozoic Etjo Sandstone Formation, northwest Namibia. *Journal of*  
805 *African Earth Science* 27, 175–192.

806 Mountney, N., Howell, J., Flint, S., Jerram, D., 1999. Climate, sediment supply and



807 tectonics as control on the deposition and preservation of aeolian–fluvial Etjo  
808 Sandstone Formation, Namibia. *Journal of Geological Society of London* 156,  
809 771–777.

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

813 Mounthney, N.P., Jagger, A., 2004. Stratigraphic evolution of an aeolian erg margin  
814 system: The Permian Cedar Mesa Sandstone, SE Utah, USA. *Sedimentology* 51,  
815 713–743.

816 Mounthney, N.P., 2006. Periodic accumulation and destruction of aeolian erg sequences  
817 in the Permian Cedar Mesa Sandstone, White Canyon, southern Utah, USA.  
818 *Sedimentology* 53, 789–823.

819 Noffke, N., 2010. Geobiology: Microbial mats in sandy deposits from the archean era to  
820 today, *Geobiology: Microbial Mats in Sandy Deposits from the Archean Era to*  
821 *Today*.

822 Paim, P.S.G., Scherer, C.M.S., 2007. High-resolution stratigraphy and depositional  
823 model of wind- and water-laid deposits in the ordovician Guaritas rift  
824 (Southernmost Brazil). *Sedimentary Geology* 202, 776–795.

825 Park, H., Chiang, J.C.H., Bordoni, S., 2011. The Mechanical Impact of the Tibetan  
826 Plateau on the Seasonal Evolution of the South Asian Monsoon. *Journal of*  
827 *Climate* 25, 2394–2407.

828 Parrish, J.T., Peterson, F., 1988. Wind directions predicted from global circulation  
829 models and wind directions determined from aeolian sandstones of the western  
830 United States. *Sedimentary Geology* 56, 261–282.

831 Parrish, J.T., 1993. Climate of the Supercontinent Pangea. *Journal of Geology* 101,  
832 215–233.

833 Pedreira, A. J., De Waele, B., 2008. Contemporaneous evolution of the  
834 Palaeoproterozoic-Mesoproterozoic sedimentary basins of the São Francisco-

835 Congo Craton. Geological Society of London, Special Publication 294, 33–48.

836 Pedreira, A.J., 1994. O supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina Centro -  
837 Oriental, Bahia: sedimentologia, estratigrafia e tectônica. Ph.D. Thesis,  
838 Universidade de São Paulo, Brasil.

839 Peterson, F., 1988. Pennsylvanian to Jurassic eolian transportation systems in the  
840 western United States. *Sediment. Geol.* 56, 207–260.

841 Petrov, P.Y., 2011. Facies characteristics and terrigenous sedimentation features of  
842 the lower Riphean Mukun Group (Anabar Uplift, Siberia). *Lithology and Mineral  
843 Resources* 46, 165–185.

844 Petrov, P.Y., 2014. The Mukun basin: Settings, paleoenvironmental parameters, and  
845 factors controlling the early mesoproterozoic terrestrial sedimentation (Lower  
846 Riphean section of the Anabar uplift, Siberia). *Lithology and Mineral Resources*  
847 4649, 55–80.

848 Pedrosa-Soares, A.C., Noce, C.M., Wiedemann, C.M., Pinto, C.P., 2001. The Araçuaí–  
849 West-Congo Orogen in Brazil: an overview of a confined orogen formed during  
850 Gondwanaland assembly. *Precambrian Research* 110, 307–323.

851 Pesonen, L.J., Elming, S.-Å., Mertanen, S., Pisarevsky, S.A., D’Agrella-Filho, M.S.,  
852 Meert, J.G., Schmidt, P.W., Abrahamsen, N., Bylund, G., 2003. Palaeomagnetic  
853 configuration of continents during the Proterozoic. *Tectonophysics* 375, 289–324.

854 Pisarevsky, S.A., Wingate, M.T.D., Powell, C.McA., Johnson, S., Evans, D.A.D., 2003.  
855 Models of Rodinia assembly and fragmentation. In: Yoshida, M., Windley, B.,  
856 Dasgupta, S. (Eds). *Proterozoic East Gondwana: supercontinent assembly and  
857 breakup*. Geological Society of London Special Publication 206, 35-55.

858 Pisarevsky, S.A., Elming, S.-Å., Pesonen, L.J., Li, Z.X., 2014. Mesoproterozoic  
859 paleogeography: Supercontinent and beyond. *Precambrian Research* 244, 207-  
860 225.

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

863 Pye, K.; Tsoar, H. *Aeolian Sand and Sand Dunes*. London: Springer, 396 pp, 1990.

864 Ross, G.M., 1983. Proterozoic aeolian quartz arenites from the Hornby Bay Group,  
865 Northwest Territories, Canada: implications for precambrian aeolian processes.  
866 *Precambrian Research* 20, 149–160.

867 Rowe, C.M., Loope, D.B., Oglesby, R.J., Van der Voo, R., Broadwater, C.E., 2007.  
868 Inconsistencies between Pangean reconstructions and basic climate controls.  
869 *Science* 318, 1284–1286.

870 Rubin, D.M., 1987. *Cross-Bedding, Bedform and Paleocurrents*. Soc. Econ.  
871 Paleont.Mineral., Concepts Sedimentol. Paleont., Ser., vol. 1. 187 pp.

872 Rubin, D.M., Hunter, R., 1982. Bedform climbing in theory and nature. *Sedimentology*  
873 29, 121–138.

874 Sakamoto-Arnold, C.M., 1981. Eolian features produced by the December 1977 wind-  
875 storm, Southern San Joaquin Valley, California. *Journal of Geology* 89, 129–137.

876 Scherer, C.M.S., 2000. Eolian dunes of the Botucatu Formation (Cretaceous) in  
877 southernmost Brazil: Morphology and origin. *Sedimentary Geology* 137, 63–84.

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

881 Scherer, C.M.S., Goldberg, K., 2007. Palaeowind patterns during the latest Jurassic-  
882 earliest Cretaceous in Gondwana: Evidence from aeolian cross-strata of the  
883 Botucatu Formation, Brazil. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*  
884 250, 89–100.

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

888 Schobbenhaus, C., Hoppe, A., Baumann, A., Lork, A., 1994. Idade U/Pb do  
889 vulcanismo Rio dos Remédios Chapada Diamantina, Bahia. In: 38 Congresso  
890 Brasileiro de Geologia, Resumos Expandidos, Sociedade Brasileira de Geologia,

891 pp. 397–398.

892 Schobbenhaus, C., Kaul, P.F.T., 1971. Contribuição a estratigrafia da Chapada  
893 Diamantina, Bahia Central. *Mineração e Metalurgia* 53, pp. 116–120.

894 Silveira, M.E., Söderlund, U., Oliveira, P.E., Ernst, E.R., Leal, B.A., 2013. First precise  
895 U–Pb baddeleyite ages of 1500 Ma mafic dykes from the São Francisco Craton,  
896 Brazil, and tectonic implications. *Lithos* 174, 144–156.

897 Simpson, E.L., Eriksson, K.A., 1993. Thin eolianites interbedded within a fluvial and  
898 marine succession: early proterozoic whitworth formation, mount isa inlier,  
899 australia. *Sedimentary Geology* 87, 39–62.

900 Simpson, E.L., Eriksson, K.A., Eriksson, P.G., Bumby, A.J., 2002. Eolian Dune  
901 Degradation and Generation of Massive Sandstone Bodies in the  
902 Paleoproterozoic Makgabeng Formation, Waterberg Group, South Africa. *J.*  
903 *Sedimentary Research* 72, 40–45.

904 Simpson, E.L.; Bose, P.K.; Alkmin, F.F.; Rainbird, R.; Martins-Neto, M.; Bumby, A.,  
905 Eriksson, P.G.; Eriksson, K.A.; Middleton, L. Sedimentary dynamics of  
906 Precambrian aeolianites. In: Eriksson, P.G.; Altermann, W.; Nelson, D.R.; Mueller,  
907 W.U.; Catuneanu, O. (Eds.), *The Precambrian Earth: Tempos and Events.*  
908 *Developments in Precambrian Geology*, v. 12. Amsterdam: Elsevier Science, p.  
909 642–657, 2004.

910 Soegaard, K., Callahan, D.M., 1994. Late Middle Proterozoic Hazel Formation near  
911 Van Horn, Trans-Pecos Texas: Evidence for transpressive deformation in  
912 Grenvillian basement. *Geological Society of America Bulletin*. 106, 413–423.

913 Souza, E.G., 2012. Arquitetura de fácies e evolução estratigráfica dos depósitos  
914 eólicos da Formação Mangabeira, Supergrupo Espinhaço - BA. Monografia  
915 Conclusão Curso Geol. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre,  
916 Brasil.

917 Stanistreet, I.G., Stollhofen, H., 2002. Hoanib River flood deposits of Namib Desert  
918 interdunes as analogues for thin permeability barrier mudstone layers in aeolianite

919 reservoirs. *Sedimentology* 49, 719–736.

920 Tirsgaard, H., Øxnevad, I.E.I., 1998. Preservation of pre-vegetational mixed fluvio-  
921 aeolian deposits in a humid climatic setting: an example from the Middle  
922 Proterozoic Eriksfjord Formation, Southwest Greenland. *Sedimentary Geology*  
923 120, 295–317.

924 Trompette, R., 1994. *Geology of Western Gondwana (2000–500 Ma)*. A.A. Balkema,  
925 Rotterdam/Brookfield, pp. 350 p.

926 Tsoar, H., Levin, N., Porat, N., Maia, L.P., Herrmann, H.J., Tatumi, S.H., Claudino-  
927 Sales, V., 2009. The effect of climate change on the mobility and stability of  
928 coastal sand dunes in Cear?? State (NE Brazil). *Quaternary Research* 71, 217–  
929 226.

930 Webster, P.J., 2004. The Elementary Hadley Circulation, in: Diaz, H., Bradley, R.  
931 (Eds.), *The Hadley Circulation: Present, Past and Future*. Kluwer Academic  
932 Publishers, Netherlands, pp. 9–60.

933 Webster, P.J., 1987. The elementary monsoon, in Fein, J. S., and Stephens, P. L.,  
934 eds., *Monsoons*: New York, Willey, p. 3-32.

935 Yizhaq, H. (2008), Aeolian megaripples: Mathematical model and numerical  
936 simulations, *Journal of Coastal Research* 6, 1369–1378.

937 Zhang, C.L., Li, H.K., Santosh, M., Li, Z.X., Zou, H.B., Wang, H., Ye, H., 2012.  
938 Precambrian evolution and cratonization of the Tarim Block, NW China: Petrology,  
939 geochemistry, Nd-isotopes and U-Pb zircon geochronology from Archaean  
940 gabbro-TTG-potassic granite suite and Paleoproterozoic metamorphic belt.  
941 *Journal of Asian Earth Science* 47, 5-20.

942 Zhang, S., Li, Z.-X., Evans, D.A.D., Wu, H., Li, H., Dong, J., 2012. Pre-Rodinia super-  
943 continent Nuna shaping up: a global synthesis with new paleomagnetic results  
944 from North China. *Earth Planetary Science Letters* 353–354, 145–155.

945 Zhao, G.C., Cawood, P.A., Wilde, S.A., Sun, M., 2002. A review of the global 2.1–1.8  
946 Ga orogens: implications for a pre-Rodinian supercontinent. *Earth Science Review*

947 59, 125–162.

948

949 **Figure Captions**

950 FIGURE 1. (A) Location of the São Francisco craton and the Chapada Diamantina  
951 Range. (B) Geological map of the Chapada Diamantina Range and location of the  
952 study area. Geological map based on Geological Survey of Brazil (CPRM). (C)  
953 Location of vertical profiles.

954 FIGURE 2. Stratigraphic chart for the Proterozoic Espinhaço Supergroup (based of  
955 Guadagnin et al., 2015a).

956 FIGURE 3. Schematic log for the Lower Unit. The main characteristics of the Lower  
957 Unit identified: (A) Millimetric, inverse graded, horizontally to low-angle translantent  
958 lamination; (B) Millimetric to centimetric interlayered sandstone and mudstone with  
959 crinkled-lamination; (C) ripple cross-stratification; (D) Aeolian dunes formed by wedges  
960 of grainflow deposits that pinch out down-dip into millimetrical wind-ripple laminae; (E)  
961 Interdunes deposits composed by very fine- to fine-grained sandstones with wavy-  
962 crinkled lamination; (F) Relationship between aeolian dunes and interdunes.

963 FIGURE 4. Lateral panel showing the depositional architecture of the Lower Unit.  
964 Aeolian dunes and aeolian sandsheet are the main architectural elements.

965 FIGURE 5. Schematic log for the Upper Unit. The main characteristics of the Lower  
966 Unit identified: (A) Tangential cross-stratification; (B) Foresets within sets are  
967 composed of massive sandstone or inversely-graded grainflow lenses that dip at  $\sim 20^\circ$ ;  
968 (C) Inversely graded wind-ripple laminae; (D) Granule ripples; (E) Fine-grained  
969 sandstone with wrinkled lamination; (F) Heterolithic beds of massive mudstone and  
970 fine-grained sandstone with wavy-ripple lamination; (G) Fluvial deposits.

971 FIGURE 6. Lateral panel showing the depositional architecture of the Upper Unit. Large  
972 and simple aeolian dunes compose this unit.

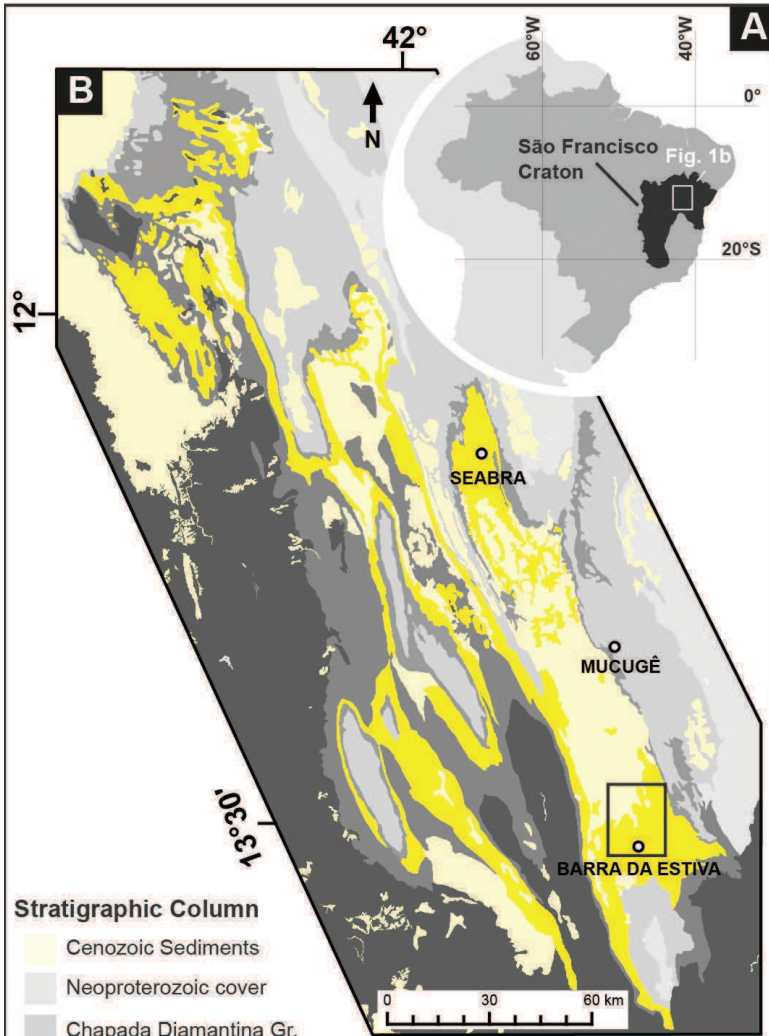
973 FIGURE 7. Cyclic sets of cross-bedding in the Upper Unit. The sets are regularly  
974 spaced each package being 0.2 to 0.8 meters, composed by alternation between  
975 grainflow and wind-ripple laminae.

976 FIGURE 8. Sedimentological log of the Mangabeira Formation. The Lower Unit (~500  
977 m) records multiple drying-upward cycles and the Upper Unit (~200 m) is composed  
978 mainly by aeolian dunes deposits, without intervening interdune deposits. Rose  
979 diagrams show the orientation of aeolian dunes in the present-day (black color) and in  
980 the past (yellow color). Number of readings: 281 for the Lower Unit and 47 for the  
981 Upper Unit.

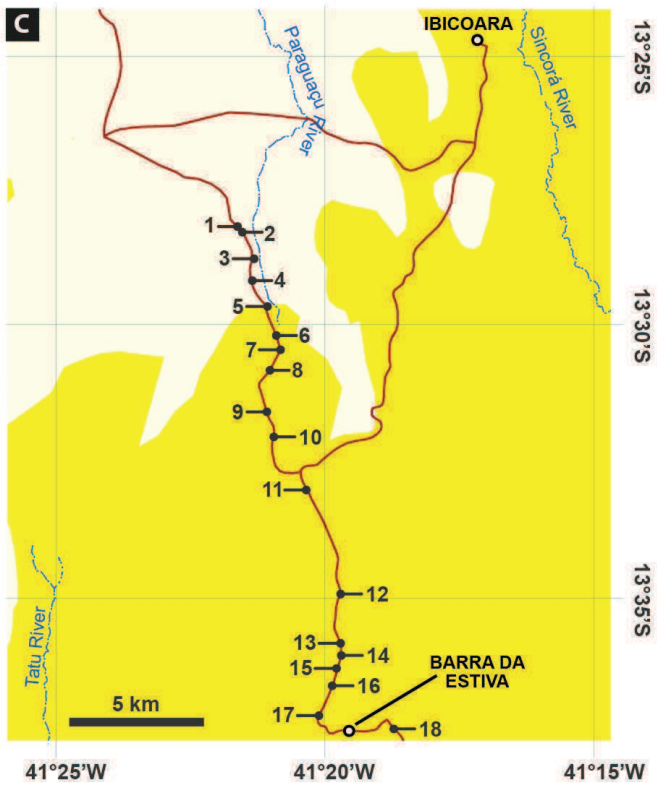
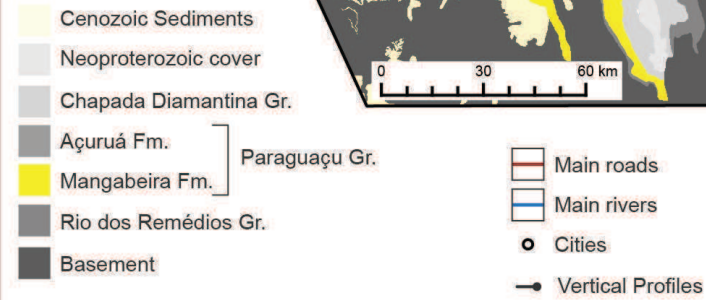
982 FIGURE 9. Palaeogeographic map between 1.6 - 1.54 Ga. At this time the São  
983 Francisco craton occupied a mid-latitude position. The eastern and southeastern  
984 migration of aeolian dunes (past coordinate system) of the Lower Unit is consistent with  
985 a zonal circulation model in the southern subtropics (see text for explanation).  
986 La=Laurentia, Ba=Baltica, In=India, NAC = North Australian craton, WAC=West  
987 Australian Craton, SAC = South Australian Craton, Sb=Siberia, SF=São Francisco, Kal  
988 = Kalahari, C =Congo, NC = North China.

989 FIGURE 10. Palaeogeographic map between 1.54 Ga - 1.5 Ga (Pisarevsky et al.,  
990 2014). At this time the São Francisco Cratons was placed at equatorial zone. This  
991 palaeogeography is consistent with the northwestern palaeowinds directions recorded  
992 in the Upper Unit. The occurrence of a large landmass in the mid-latitudes and  
993 equatorial area could explain the monsoonal pattern in low-latitudes (see text for  
994 explanation). La=Laurentia, Ba=Baltica, In=India, NAC = North Australian craton,  
995 WAC=West Australian Craton, SAC = South Australian Craton, Sb=Siberia, SF=São  
996 Francisco, Kal = Kalahari, C =Congo, NC = North China.





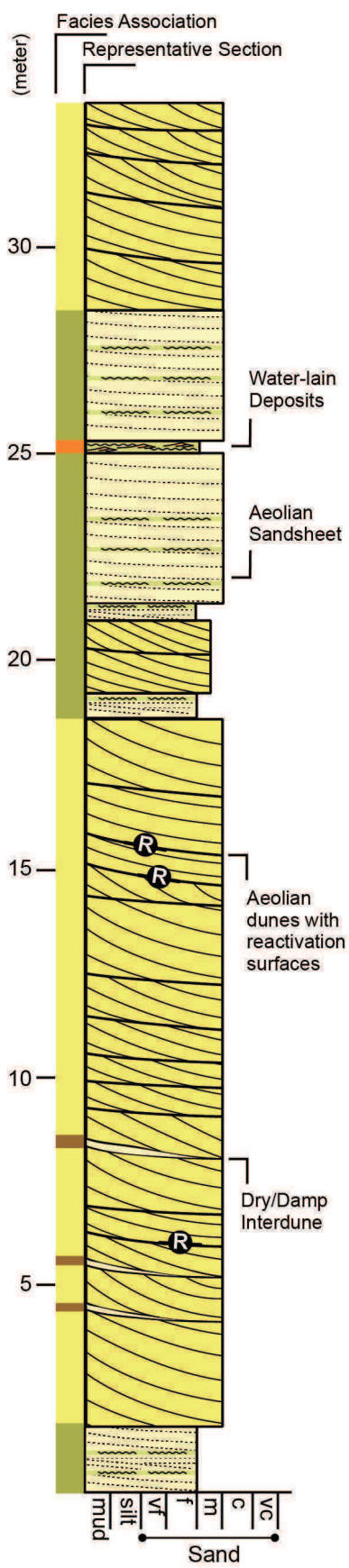
**Stratigraphic Column**



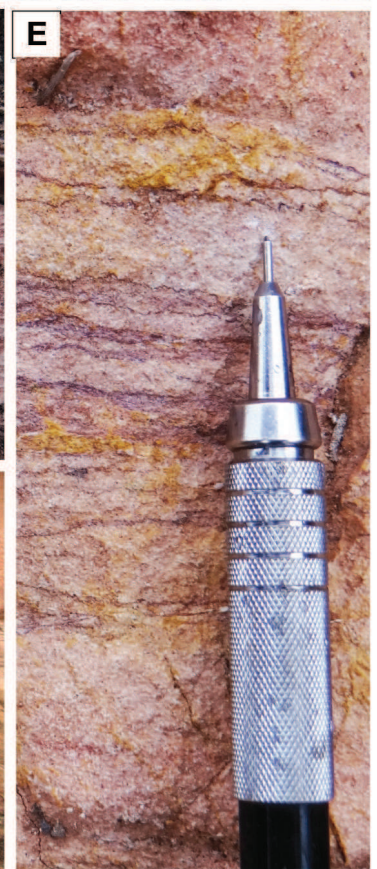
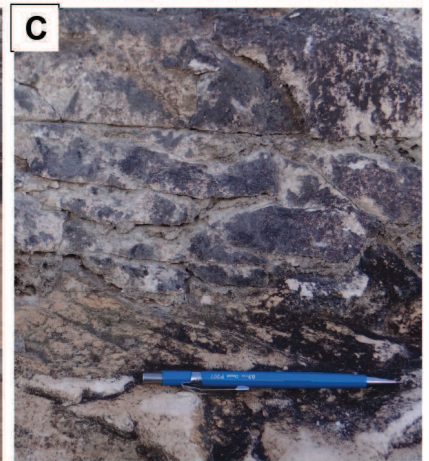
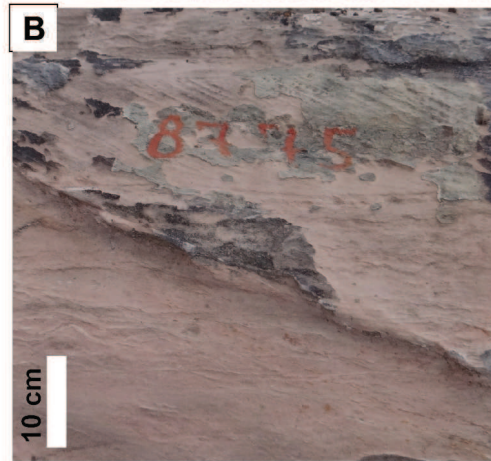
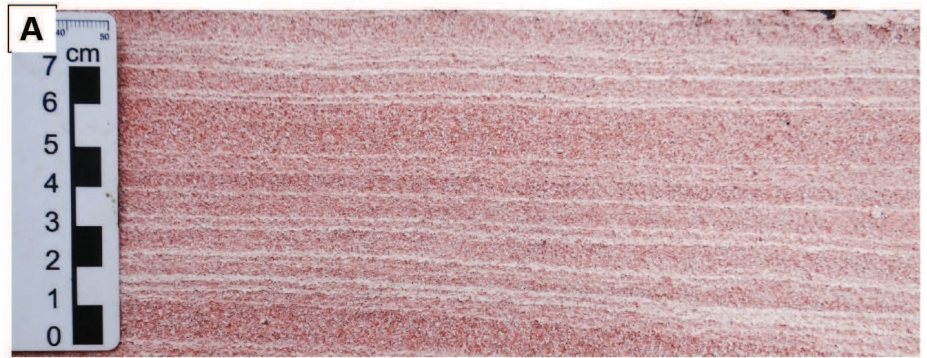
| Age (Ga) | Era               | Period     | Tectonic Environment | Megasequence | Supergroup | Group              | Formation          |
|----------|-------------------|------------|----------------------|--------------|------------|--------------------|--------------------|
| 0.85     | Neo-proterozoic   | Tonian     |                      |              |            |                    |                    |
| 1.0      |                   |            |                      |              |            |                    |                    |
| 1.2      | Mesoproterozoic   | Stenian    | Rift - Sag           | Upper        | Espinhaço  | Chapada Diamantina | Morro do Chapéu    |
| 1.4      |                   | Ectasian   |                      |              |            |                    | Caboclo            |
| 1.6      |                   | Calymnian  | Sag                  | Middle       |            |                    | Tombador           |
| 1.8      |                   | Statherian | Rift                 |              |            |                    |                    |
|          | Paleo-proterozoic |            |                      |              |            | Para-guaçu         | Açuruá             |
|          |                   |            |                      |              |            | Rio dos Remédios   | Mangabeira         |
|          |                   |            |                      |              |            |                    | Lagoa de Dentro    |
|          |                   |            |                      |              |            |                    | Ouricuri do Ouro   |
|          |                   |            |                      |              |            |                    | Novo Horizonte     |
|          |                   |            |                      |              |            |                    | Serra da Gameleira |



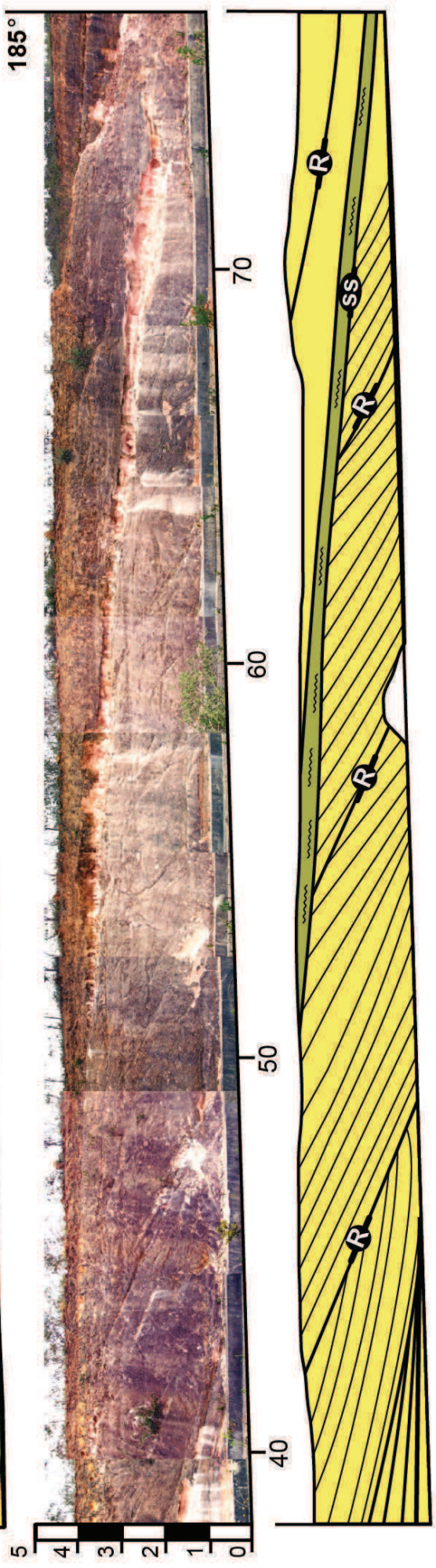
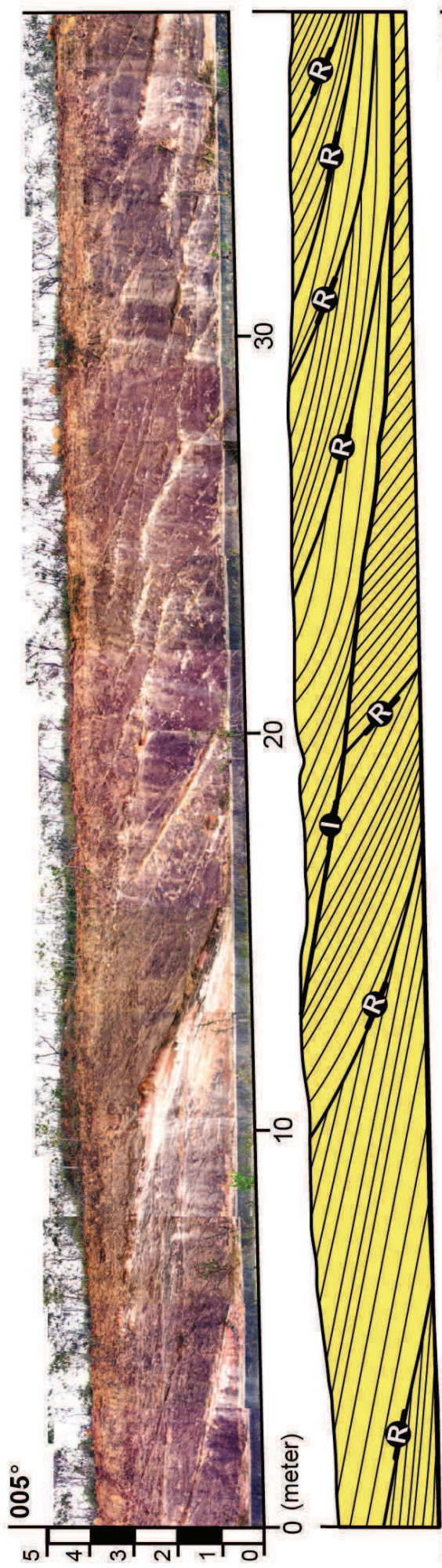
# LOWER UNIT



■ Aeolian Dunes   
 ■ Aeolian Sandsheet   
 ■ Aeolian Interdunes   
 ■ Fluvial Deposits



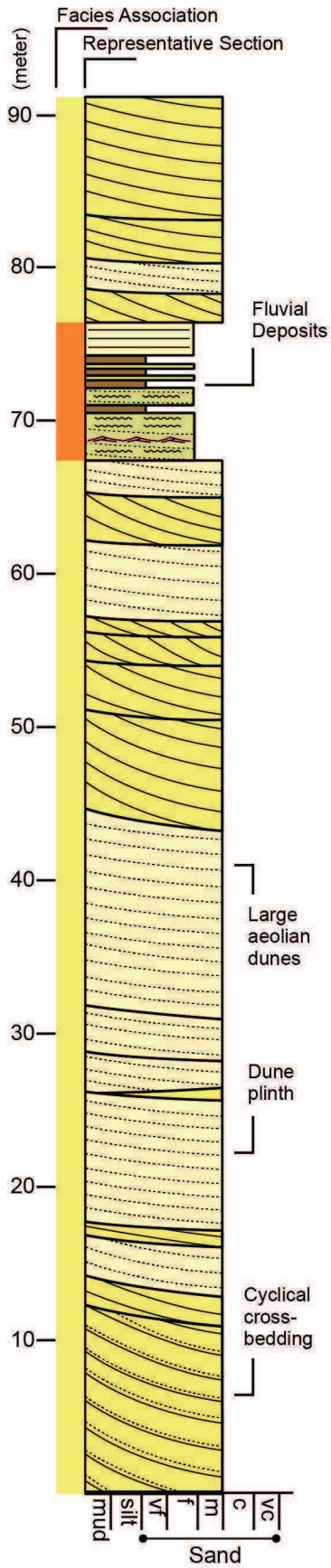




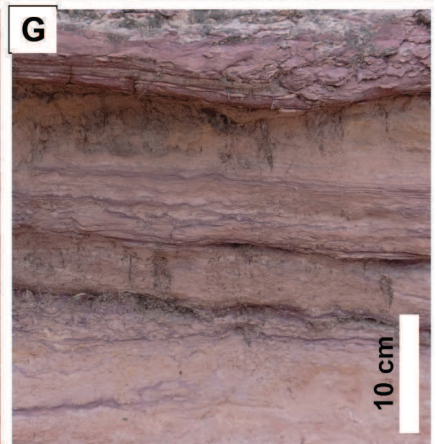
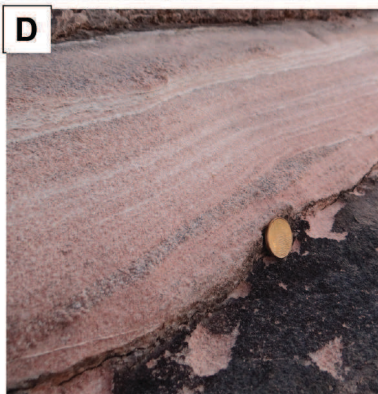
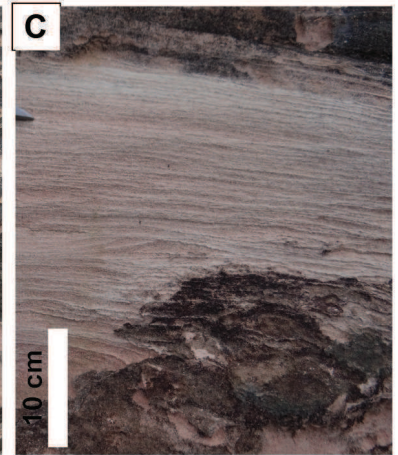
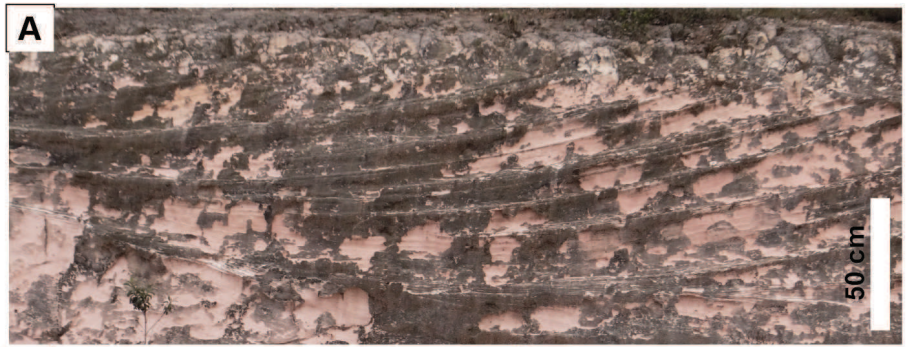
- Aeolian Dunes
- Aeolian Sandsheet
- Interdune Surfaces
- Reactivation Surfaces
- Supersurfaces



# UPPER UNIT



■ Aeolian Dunes ■ Fluvial Deposits

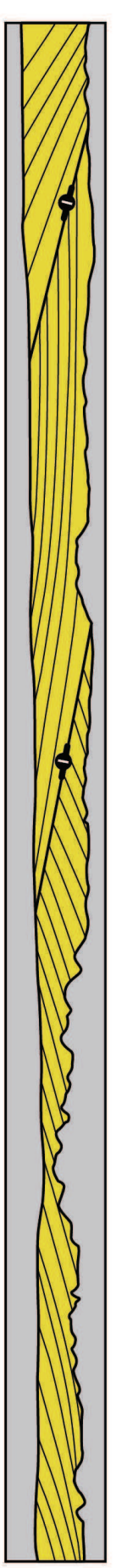
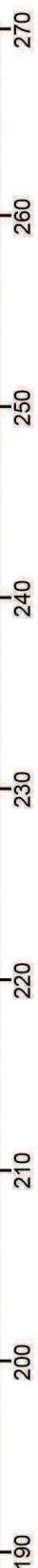
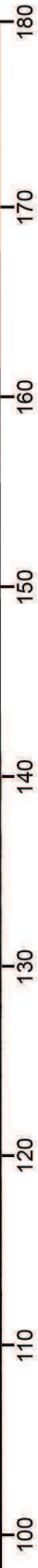
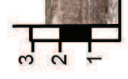
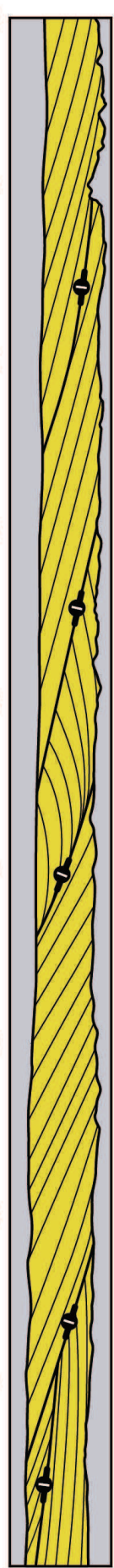
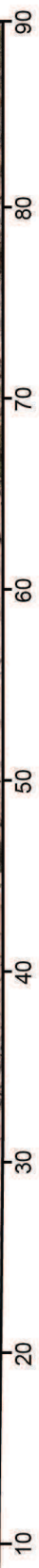




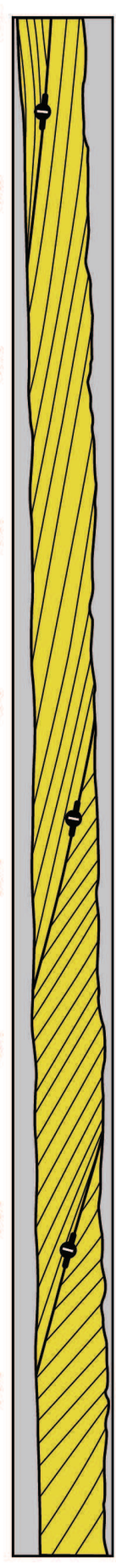
180°



(meter)



000°

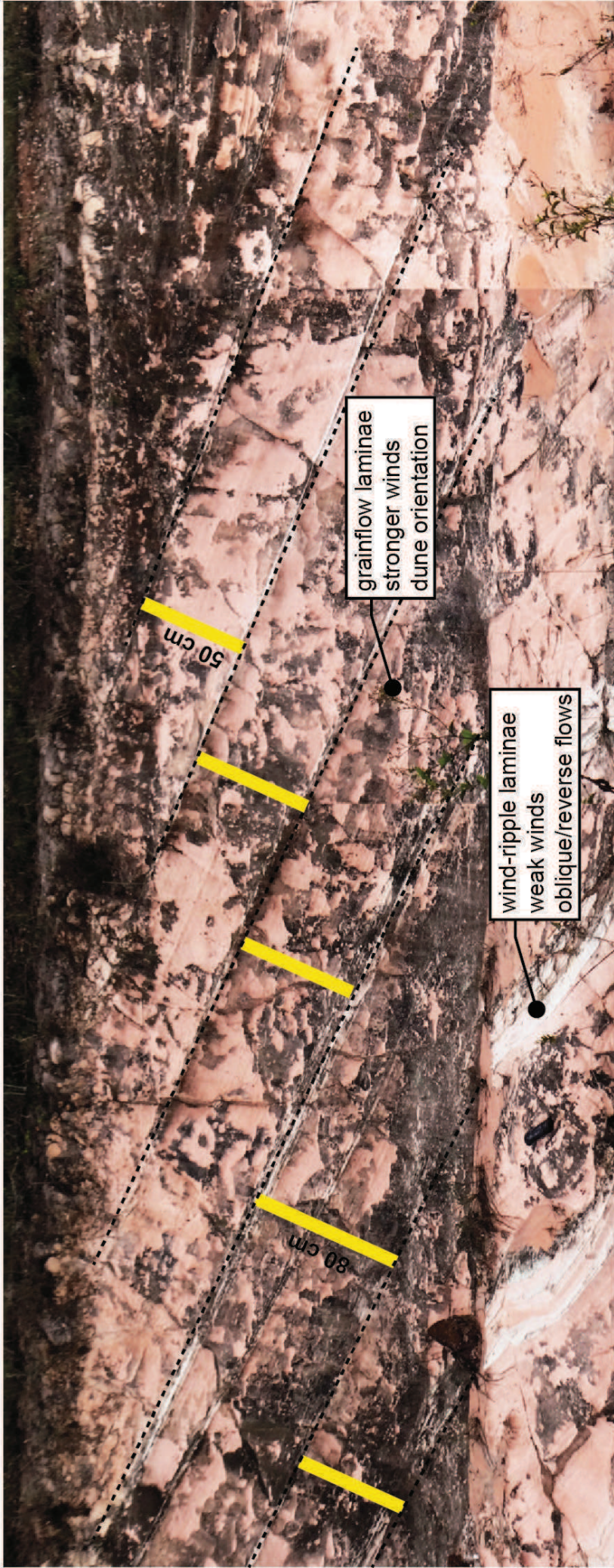


 Aeolian Sandsheet  
 Aeolian Dunes  
 Interdune Surfaces

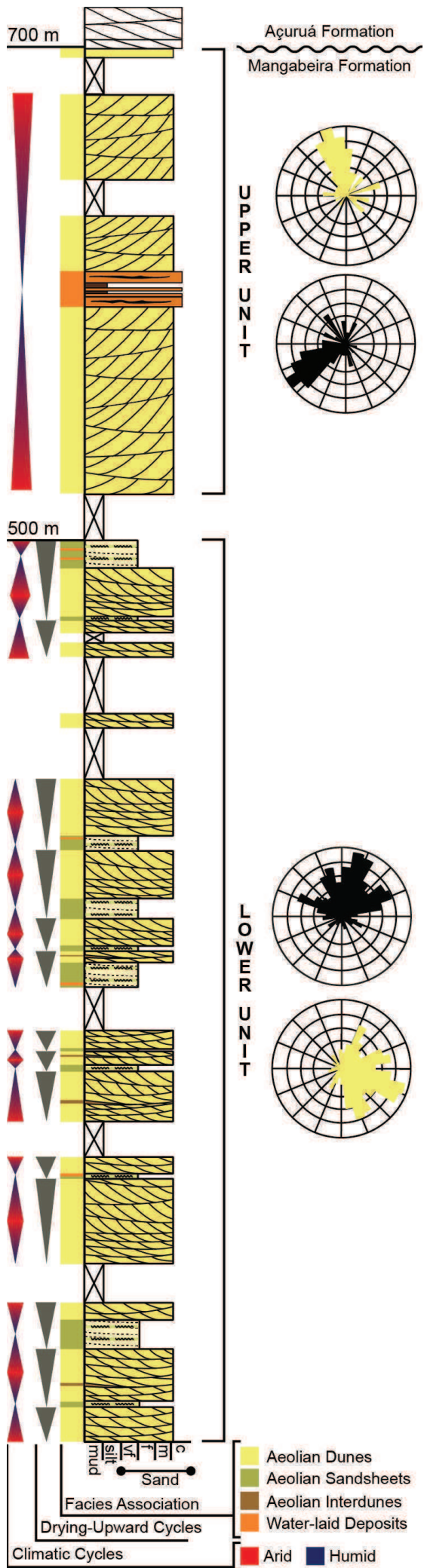


180°

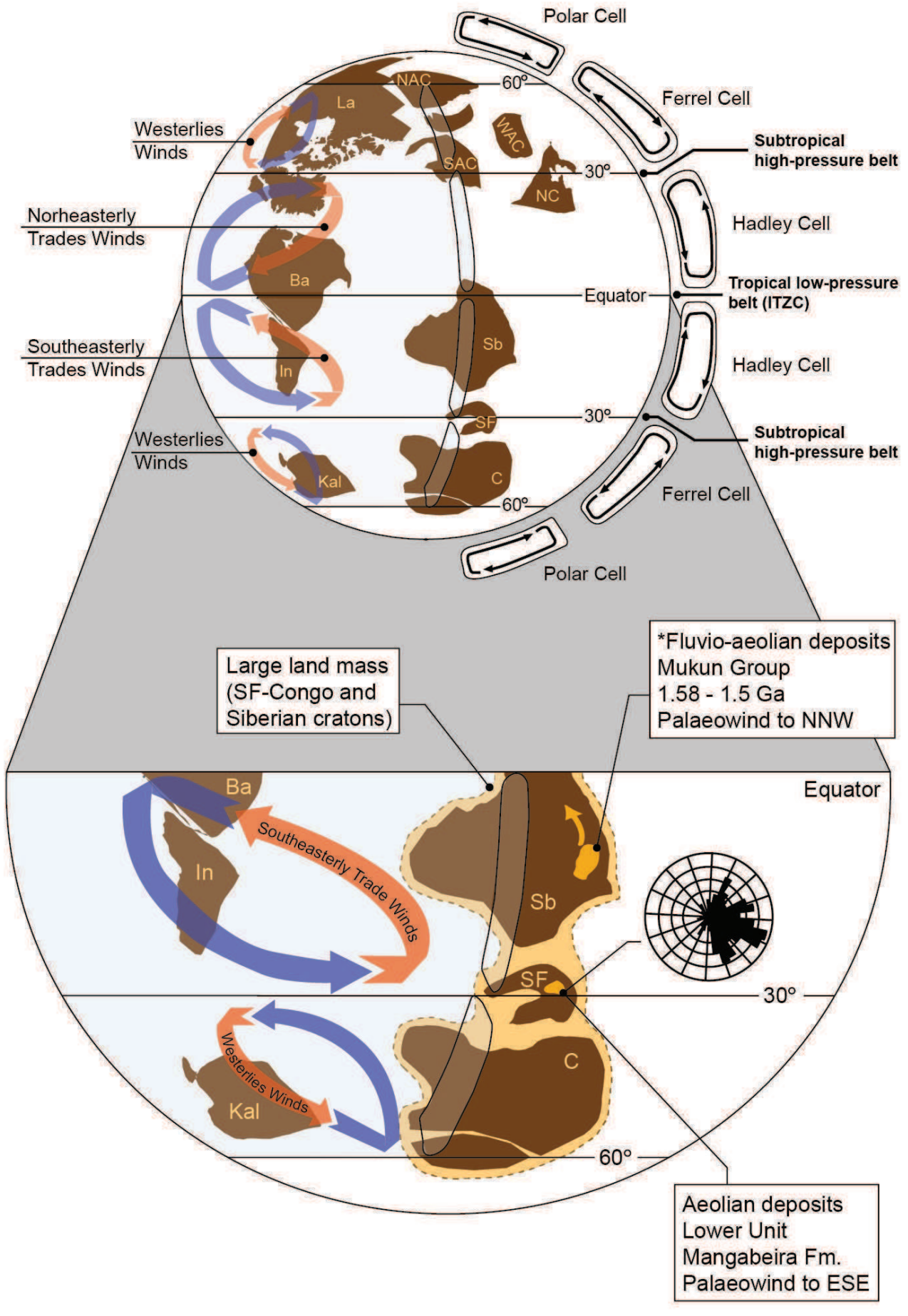
000°



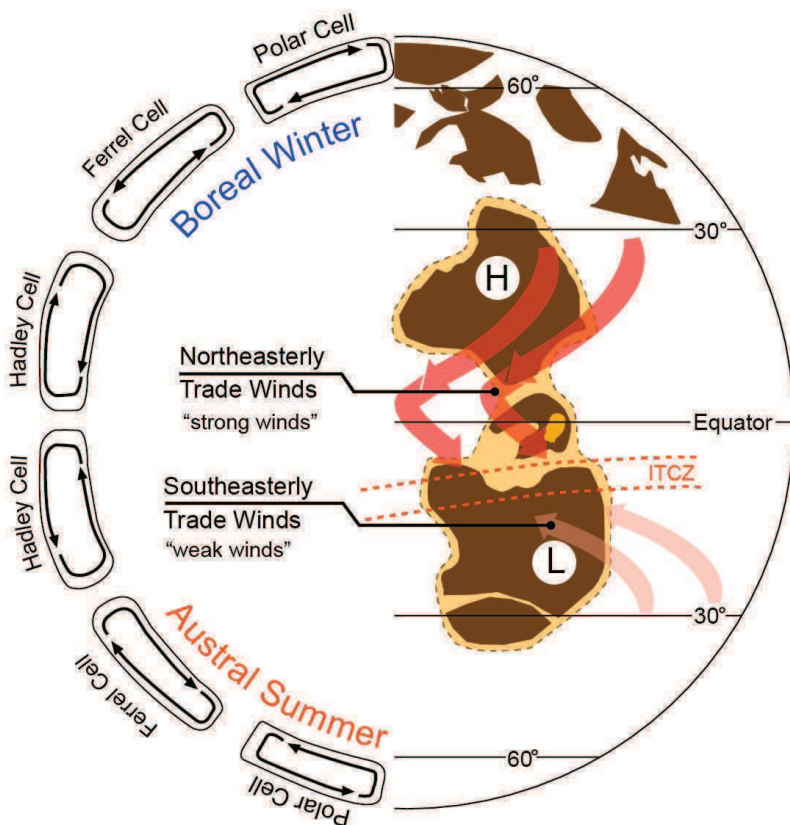
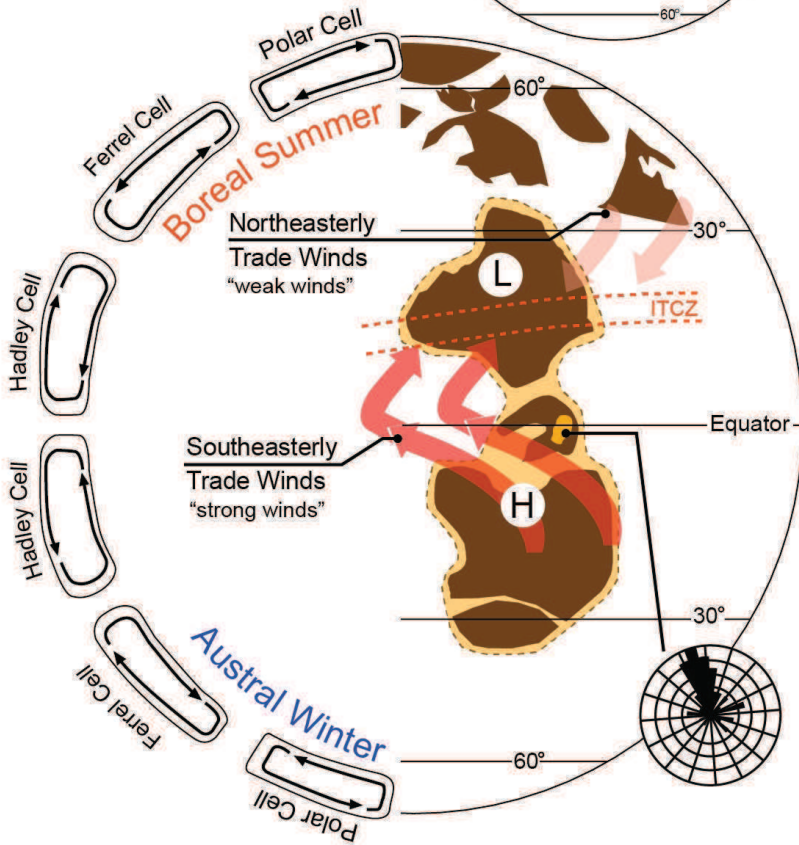
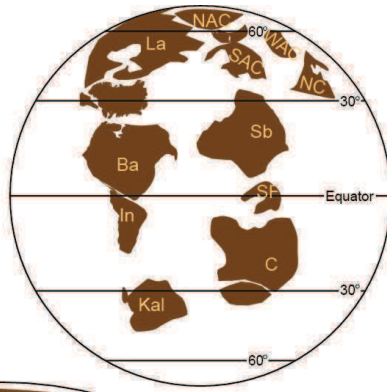




# Mesoproterozoic Palaeogeography between 1.6 - 1.54 Ga with General Circulation Model



Mesoproterozoic  
Palaeogeography  
between 1.54 - 1.5 Ga  
and a Monsoonal  
Circulation





### ARTIGO 1

*Bállico et al., submetido.* O uso do Radar de Penetração do Solo na definição da arquitetura deposicional e superfícies limítrofes em sistemas eólicos proterozoicos: um estudo de caso da Formação Mangabeira. Submetido para *Série Científica USP* em 27 de setembro de 2016.

Este artigo teve por objetivo definir a arquitetura deposicional dos sistemas eólicos da Formação Mangabeira, integrando dados de afloramentos com dados de subsuperfície. Em decorrência disso, foi possível fazer implicações na definição das heterogeneidades em sistemas eólicos em escala de reservatório. Esse trabalho contou com a parceria de pesquisadores da UFRN, relacionado principalmente com a aquisição e processamento dos dados de GPR. No total foram cobertos 6,2 km de linha de GPR, coletados ao longo das principais vias de acesso da área de estudo. As rotinas básicas de processamento dos dados foram executadas pelos pesquisadores da UFRN.

Nesse artigo, duas associações de fácies foram identificadas em afloramentos e interpretadas com base nos principais atributos faciológicos: associação de fácies de dunas e interdunas eólicas (AF1) e associação de fácies de lençóis de areia eólicos (AF2). A AF1 é composta principalmente por dunas eólicas crescentes, de crista sinuosa; e subordinadamente foram descritos depósitos de interdunas secas e umidas. A AF2 é caracterizada por lençóis de areia eólicos e minoritariamente ocorrem fluxos aquosos e dunas eólicas de pequena escala.

As duas associações de fácies interpretadas em afloramentos foram identificadas nas seções de GPR. As superfícies internas e limítrofes bem como a geometria dos depósitos eólicos foram individualizadas em cortes paralelos, oblíquos e transversais ao fluxo. Os foresets das dunas eólicas, bem como as superfícies de 1ª e 3ª ordem apresentam características bem marcantes nos dados de GPR. Estratos cruzados acanalados e tangenciais das dunas eólicas, observados respectivamente em cortes transversais e paralelos são representados por refletores côncavos, inclinados e de baixa amplitude. Refletores horizontais inclinados e

paralelos à inclinação das camadas foram interpretados como lençóis de areia eólicos.

## **ARTIGO 2**

Bállico et al., submetido. Drying-upward cycles in a Mesoproterozoic aeolian erg-margin succession: Mangabeira Formation, Espinhaço Supergroup, Brazil. Submetido para *Sedimentary Geology*, em 29 de setembro de 2016.

Este artigo teve por objetivo detalhar as fácies e associações de fácies na Unidade Inferior da Formação Mangabeira e reconstruir a arquitetura deposicional desses depósitos determinando quais os fatores controladores que possibilitaram a acumulação e preservação das sequências eólicas. Utilizando o artigo 1 como base, esse artigo fornece informações mais detalhadas a cerca da reconstrução dos depósitos eólicos e fornece informações mais robustas a cerca da evolução estratigráfica das sequências eólicas.

Dezesseis sequências eólicas foram identificadas na Unidade Inferior da Formação Mangabeira. Essas sequências eólicas se relacionam a ciclos de *drying-upward* (ciclos de ressecamento para o topo). Esses ciclos geralmente são compostos por quatro associações de fácies: (i) dunas eólicas; (ii) interdunas eólicas; (iii) lençóis de areia eólicos e (iv) depósitos fluviais. Os ciclos apresentam espessura de 6 a 20 metros sendo limitados no topo e na base por supersuperfícies. A porção inferior da cada ciclo, representada por depósitos de lençóis de areia eólicos e depósitos fluviais foram interpretadas como sistemas eólicos úmidos, acumulados em condições climáticas úmidas, onde o lençol freático influenciou a acumulação desses depósitos. Já a porção inferior de cada ciclo é representada por dunas e interdunas eólicas, interpretados como sistemas eólicos secos, acumuladas em condições climáticas áridas, em que o lençol freático estava posicionado abaixo da superfície deposicional, e as condições aerodinâmicas controlaram inteiramente a acumulação. Dessa forma, a intercalação entre sistemas eólicos secos e úmidos foram controlados pelas oscilações climáticas. A arquitetura deposicional das sequências eólicas bem como a natureza das supersuperfícies que limitam essas sequências é determinada por um conjunto de complexas interações, tais como flutuações do nível de base, geração de suprimento sedimentar, disponibilidade de areia seca e mudanças na capacidade de transporte pelo vento.

### ARTIGO 3

Bállico et al., submetido. The wind-pattern circulation as a palaeographic indicator: the case study of the 1.5-1.6 Ga Mangabeira Formation, São Francisco craton, northeast Brazil. Submetido para *Precambrian Research*, em 1º de outubro de 2016.

Este artigo teve como objetivo apresentar um padrão de circulação de ventos para o Mesoproterozoico (1.6 - 1.5 Ga), utilizando os dados de paleocorrentes adquiridos a partir dos estratos cruzados das dunas eólicas Formação Mangabeira, posicionadas em mapas paleogeográficos globais propostos pela literatura. A ideia de conciliar os dados dos paleoventos adquiridos nos estratos cruzados eólicos com mapas paleogeográficos foi bem aplicada no Fanerozoico, no entanto nenhuma proposta similar foi aplicada para o Pré-Cambriano. Os resultados apresentados aqui são inéditos e inovadores, pois mostram que mesmo em um registro altamente fragmentado, sem conteúdo fossilífero, e muitas vezes de difícil reconhecimento das estruturas sedimentares, com um bom embasamento sedimentológico e estratigráfico é possível fazer inferências paleogeográficas e de padrões de ventos

Os resultados sedimentológicos e estratigráficos dessa pesquisa foram sumarizados, visto que o detalhamento sobre fácies e elementos arquiteturais foi proposto nos artigos 1 e 2. Através da arquitetura deposicional e dos padrões de paleoventos, duas unidades foram mapeadas na Formação Mangabeira. O reconhecimento dessas unidades foi essencial para a execução desse trabalho. A Formação Mangabeira já havia sido mapeada por uma série de autores, no entanto a identificação de duas unidades nunca havia sido proposta anteriormente. A Unidade Inferior, descrita com detalhe no artigo 2, compreende sequências eólicas limitadas por supersuperfícies. Cada sequência eólica foi interpretada como um ciclo de ressecamento para o topo (*drying-upward cycles*), com depósitos de lençóis de areia eólicos e subordinadamente depósitos fluviais na base que são sucedidos por depósitos de dunas e interdunas eólicas no topo. Os estratos cruzados eólicos encontrados nessa unidade apresentam vetor médio dos paleoventos para norte (medida nos dias atuais). Já a Unidade Superior, abordada pela primeira vez nesse artigo compreende dunas eólicas de grande porte (~10 m), sem a presença de interdunas com um sentido de migração para sudoeste (medida nos dias atuais). As



acumulações eólicas dessas unidades foram controladas por oscilações climáticas, principalmente as relacionadas com a Unidade Inferior.

Conciliando os dados sedimentológicos e estratigráficos com mapas de escala global foram possíveis identificar dois padrões de ventos peculiares para cada unidade. Sabendo que a idade de deposição da Formação Mangabeira é entre 1.6 e 1.5 Ga, o mapa global apresentando nesse artigo em parceria com S. Pisarevsky mostra que a posição do Cráton do São Francisco estava localizada nas médias latitudes entre 1.6 e 1.54 Ga. Quando observamos a direção média dos paleoventos da Unidade Inferior, notamos uma boa correlação entre os dados de paleoventos com a distribuição geográfica do Craton, em que nesse período dominava o padrão de ventos zonal. Entre 1.54 e 1.5 Ga o Cráton do São Francisco migra mais ao norte, posicionando-se na região equatorial. Coincidentemente os estratos cruzados da Unidade Superior apresentam um padrão de paleoventos quase oposto à Unidade Inferior. A localização de uma grande massa de terra (cratons do São Francisco, Congo e Sibéria) entre as médias latitudes de ambos os hemisférios modificou o padrão de circulação nesse período. Foi interpretado aqui um padrão monsonal de circulação atuando no Cráton do São Francisco entre 1.54 e 1.5 Ga registrado nos estratos cruzados da Unidade Superior. O reconhecimento de estruturas sedimentares e a sua correta explicação permitiu interpretar estratos cruzados cíclicos para a unidade superior. A origem dessas estruturas está vinculada com operação de dois ventos atuantes, um vento principal responsável pela construção das dunas eólicas e um vento secundário, geralmente oposto, responsável pelo retrabalhamento da face frontal. Isso indica que durante a circulação monsonal as dunas eólicas da Unidade Superior foram construídas pelos ventos alísios no inverno do hemisfério sul advindos do Cráton do São Francisco e durante o inverno no hemisfério norte a face frontal das dunas foram retrabalhadas pelos ventos alísios advindos do Cráton da Sibéria.

## CONSIDERAÇÕES FINAIS

---

Três artigos científicos foram construídos como produtos dessa tese, em que eles contemplam os principais objetivos propostos no problema científico. Abaixo estão listadas as principais conclusões dessa pesquisa:

- A Formação Mangabeira de idade Mesoproterozoica (1,6 - 1,5 Ga) acumulada no Cráton do São Francisco compreende duas unidades com características distintas. A caracterização de duas unidades, limitadas por discordância, foi baseada principalmente na arquitetura deposicional e na análise dos paleoventos. A Unidade Inferior (~500 m) é composta por múltiplos ciclos de ressecamento para o topo (*Drying-upward cycles*), com lençóis de areia eólicos e depósitos fluviais que são substituídos por dunas e interdunas eólicas. O vetor médio dos paleoventos é para Norte (medida atual). A Unidade Superior (~200 m) é composta principalmente por dunas eólicas de grande porte sem depósitos de interdunas. O vetor médio dos paleoventos é para SW.
- O reconhecimento de fácies sedimentares e da arquitetura deposicional de sistemas eólicos permitiu aplicar os conceitos da estratigrafia de sequências em sucessões eólicas proterozoicas. A construção, acumulação e preservação das sequências eólicas da Formação Mangabeira, e as distintas arquiteturas deposicionais das sequências eólicas, observada em ambas as unidades, foi determinada por complexas interações entre flutuações do lençol freático, geração de suprimento sedimentar, disponibilidade de areia seca necessária para construção do sistema eólico e mudanças na capacidade de transporte pelo vento.
- Os estratos cruzados eólicos fornecem evidências diretas da circulação atmosférica. A circulação atmosférica por sua vez é controlada principalmente pela distribuição da incidência do sol e pela distribuição dos continentes. Conciliando os dados de paleoventos obtidos a partir das dunas eólicas da Formação Mangabeira com mapas paleogeográficos foi possível propor pela primeira vez, dois modelos de padrões de ventos para o Mesoproterozoico.

Os diferentes paleoventos encontrados nas duas unidades da Formação Mangabeira sugerem distintas posições geográficas para o Cráton do São Francisco.

- Segundo os mapas paleogeográficos propostos por Pisarevsky et al. (2014) entre 1,6 e 1,54 Ga o Cráton do São Francisco ocupava as médias latitudes. Essa posição geográfica (25° a 35° S) é consistente com os dados de paleoventos obtidos na Unidade Inferior (ESE, medida rotacionada), implicando a ocorrência de um padrão zonal de circulação atmosférica. Entre 1,54 e 1,5 Ga o Cráton do São Francisco migrou mais ao norte da sua antiga posição, localizando-se aproximadamente entre 5° S e 5° N. Essa direção de migração das dunas eólicas (NW, medida rotacionada) é consistente com a paleogeografia proposta para 1,54 e 1,5 Ga. A localização de uma grande massa de terra (cratons do São Francisco, Congo e Sibéria) entre as médias latitudes de ambos os hemisférios (30° S a 30° N) modificou o padrão de circulação nesse período. Foi interpretado aqui um padrão monsonal de circulação atuando no Cráton do São Francisco.

## REFERÊNCIAS

---

- Altermann, W., Corcoran, P.L. (2002). *Precambrian Sedimentary Environments: A Modern Approach to Ancient Depositional Systems*. 1ed. Oxford: Blackwell.
- Babinski, M., Pedreira, A.J., Brito Neves, B.B., Van Schmus, W.R. (1999). Contribuição à geocronologia da Chapada Diamantina. In: Pedreira, A.J. (Ed.), VII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos. Brazilian Geological Society, pp. 118–120.
- Basu, H., Sastry, R.S., Achar, K.K., Umamaheswar, K., Parihar, P.S. (2014). Palaeoproterozoic fluvio-aeolian deposits from the lower Gulcheru Formation, Cuddapah Basin, India. *Precambrian Research* 246, 321–333.
- Bluck, B.J., Ward, J.D., Cartwright, J., Swart, R. (2007). The Orange River, southern Africa: An extreme example of a wave-dominated sediment dispersal system in the south Atlantic Ocean. *Journal of the Geological Society* 164, 341–351.
- Bose, P.K., Eriksson, P.G., Sarkar, S., Wright, D.T., Samanta, P., Mukhopadhyay, S., Mandal, S., Banerjee, S., Altermann, W. (2012). Sedimentation patterns during the Precambrian: A unique record? *Marine Petroleum Geology* 33, 34–68.
- Chakraborty, T. (1991). Sedimentology of a Proterozoic erg: the Venkarpur Sandstone, Pranhita-Godavari Valley, South India. *Sedimentology* 38 301–322.
- Chan, M.A., Kocurek, G. (1988). Complexities in eolian and marine interactions— processes and eustatic controls on erg development. *Sedimentary Geology* 56, 283–300.
- Clemmensen, L.B., Hegner, J. (1991). Eolian sequence and erg dynamics: the Permian Corrie Sandstone, Scotland. *Journal of Sedimentary Petrology* 61, 768–774.
- Condie, K.C. (1981). *Archean Greenstone Belts*. Amsterdam: Elsevier.
- Deynoux, M., Kocurek, G., Proust, J.N. (1989). Late Proterozoic periglacial aeolian deposits on the West African Platform, Taoudeni Basin, western Mali. *Sedimentology* 36, 531–549.
- Eriksson, K.A., Simpson, E.L. (1998). Controls on spatial and temporal distributions of Precambrian eolianites. *Sedimentary Geology* 120, 275–294.
- Eriksson, P.G., Banerjee, S., Catuneanu, O., Corcoran, P.L., Eriksson, K.A., Hiatt, E.E., Laflamme, M., Lenhardt, N., Long, D.G.F., Miall, A.D., Mints, M. V., Pufahl,

- P.K., Sarkar, S., Simpson, E.L., Williams, G.E., 2013. Secular changes in sedimentation systems and sequence stratigraphy. *Gondwana Res.* 24, 468–489.
- Eriksson, P.G.; Catuneanu, O., Nelson, D.R.; Altermann, W.; Rigby, M.J. (2012). Events in the Precambrian history of the Earth: problems in the definition of globally significant events and in their identification within the rock record. *Journal of Marine and Petroleum Geology* 36, 8-25.
- Eriksson, P.G., Catuneanu, O., Sarkar, S., Tirsgaard, H. (2005). Patterns of sedimentation in the Precambrian. *Sedimentary Geology* 176, 17–42.
- Eriksson, P.G., Condie, K.C., Tirsgaard, H., Mueller, W.U., Altermann, W., Miall, a. D., Aspler, L.B., Catuneanu, O., Chiarenzelli, J.R. (1998). Precambrian clastic sedimentation systems. *Sedimentary Geology* 120, 5–53.
- Evans, D.A.D. (2013). Reconstructing pre-Pangean supercontinents. *Geological Society of America Bulletin* 125, 1735-1751.
- Fryberger, S.G.; Ahlbrandt, T. S.; Andrews, S. (1979). Origin, sedimentary features of low-angle eolian 'sand sheet' deposits, Great Sand Dunes National Monument and vicinity, Colorado. *Journal of Sedimentary Petrology* 49, 733–746.
- Glennie, K.W.; Buller, A.T. (1983). The Permian Weissliegend of NW Europe—the partial deformation of aeolian dune sands caused by the Zechstein Transgression. *Sedimentary Geology* 35, 43–81.
- Guadagnin, F., Chemale, F., Magalhães, A.J.C., Alessandretti, L., Bállico, M.B., Jelinek, A.R. (2015). Sedimentary petrology and detrital zircon U – Pb and Lu – Hf constraints of Mesoproterozoic intracratonic sequences in the Espinhaço Supergroup: Implications for the Archean and Proterozoic evolution of the São Francisco Craton. *Precambrian Research* 266, 227–245.
- Guimarães, J.T., Santos, R.A., Melo, R.C. (2008). *Geologia da Chapada Diamantina Ocidental (Projeto Ibitiara - Rio de Contas)*. Salvador, Companhia Baiana de Pesquisa Mineral - CPRM. Série Arquivos Abertos 31, 64p.
- Havholm, K., Kocurek, G. (1994). Factors controlling aeolian sequence stratigraphy: clues from super bounding surface features in the Middle Jurassic Page Sandstone. *Sedimentology* 41, 913–934.
- Jackson, M.J., Simpson, E.L., Eriksson, K.A. (1990). Facies and sequence stratigraphic analysis in an intracratonic, thermal-relaxation basin: the Early Proterozoic, Lower Quilalar Formation and Ballara Quartzite, Mount Isa Inlier,

- Australia. *Sedimentology* 37, 1053–1078.
- Kocurek, G. (1999). The Aeolian Rock Record (Yes, Virginia, it Exists, But it Really is Rather Special to Create One), In: *Aeolian Environments, Sediments and Landforms*. pp. 239–259.
- Kocurek, G., Lancaster, N. (1999). Aeolian system sediment state: Theory and Mojave Desert Kelso dune field example. *Sedimentology* 46, 505–515.
- Kocurek, G. (1996). Desert aeolian systems, in: Reading, H.G. (Ed.), *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell, Oxford, UK, pp. 125–153.
- Kocurek, G., Havholm, K.G. (1993). Eolian sequence stratigraphy - A conceptual framework. *Siliclastic Seq. Stratigr. Recent Dev. Appl.*
- 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.
- Kocurek, G. (1988). First-order and super bounding surfaces in eolian sequences-- bounding surfaces revisited. In: Kocurek, G. (Ed.), *Late Paleozoic and Mesozoic Eolian Systems of the Western Interior of the United States*. *Sedimentary Geology* 56, 193-206.
- Kocurek, G., Nielson, J. (1986). Conditions favorable for the formation of warm-climate aeolian sand sheets. *Sedimentology* 33, 795–816.
- Kocurek, G., Hunter, R.E. (1986). Origin of polygonal fractures in sand, uppermost Navajo and Page sandstones, Page, Arizona. *Journal of Sedimentary Research* 56, 895–904.
- Kocurek, G. (1981). ERG reconstruction: The Entrada Sandstone (Jurassic) of northern Utah and Colorado. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 36, 125–153.
- Lancaster, N, Ollier, C.D. (1983). Sources of sand for the Namib Sand Sea. *Zeitschrift fur Geomorphologie Supplement band* 45, 71–83.
- Langford, R.P. (1989). Fluvial-aeolian interactions: Part I, modern systems. *Sedimentology* 36, 1023–1035.
- Langford, R.P., Chan, M.A. (1993). Downwind changes within an ancient dune sea, Permian Cedar Mesa Sandstone, southeast Utah, *Aeolian Sediments: Ancient and Modern*.



- Langford, R.P., Chan, M.A. (1988). Flood surfaces and deflation surfaces within the Cutler Formation and Cedar Mesa Sandstone (Permian), Southeastern Utah. *Bulletin of Geological Society of America* 100, 1541–1549.
- Li, Z.X., Bogdanova, S. V., Collins, A.S., Davidson, A., De Waele, B., Ernst, R.E., Fitzsimons, I.C.W., Fuck, R.A., Gladkochub, D.P., Jacobs, J., Karlstrom, K.E., Lu, S., Natapov, L.M., Pease, V., Pisarevsky, S.A., Thrane, K., Vernikovsky, V. (2008). Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis. *Precambrian Res.* 160, 179–210.
- Loope, D.B., Steiner, M.B., Rowe, C.M., Lancaster, N. (2004). Tropical westerlies over Pangaeian sand seas. *Sedimentology* 51, 315–322.
- Loope, D.B., Rowe, C.M., Joeckel, R.M. (2001). Annual monsoon rains recorded by Jurassic dunes. *Nature* 412, 64–66.
- Loope, D.B. (1985). Episodic deposition and preservation of eolian sands: a late Paleozoic example from southeastern Utah (Canyonlands National Park, USA). *Geology* 13, 73–76.
- Miall, A.D. (2006). *The Geology of Fluvial Deposits*, 4ed. Springer-Verlag, Berlin.
- Miall, A.D. (1984). *Principles of Sedimentary Basin Analysis*. New York, Berlin, Heidelberg, Tokyo: Springer-Verlag, 490 pp., 1984.
- Mountney, N.P. (2006). Periodic accumulation and destruction of aeolian erg sequences in the Permian Cedar Mesa Sandstone, White Canyon, southern Utah, USA. *Sedimentology* 53, 789–823.
- 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.
- Mountney, N.P., Howell, J., Flint, S., Jerram, D. (1999). Climate, sediment supply and tectonics as controls on the deposition and preservation of the aeolian-fluvial Etjo Sandstone Formation, Namibia. *Journal of Geological Society of London* 156, 771–777.
- Ohmoto, H. (2004). The Archaean atmosphere, hydrosphere and biosphere. In: Eriksson, P.G., Altermann, W.; Nelson, D. R.; Mueller, W. U.; Catuneanu, O. (Eds.). *The Precambrian Earth: Tempos and Events*. Amsterdam: Elsevier, pp. 361-403.
- Parrish, J.T., Peterson, F. (1988). Wind directions predicted from global circulation models and wind directions determined from aeolian sandstones of the western

- United States. *Sedimentary Geology* 56, 261–282.
- Pedreira, A.J. (1994). O supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina Centro - Oriental, Bahia: sedimentologia, estratigrafia e tectônica. Ph.D. Thesis, Universidade de São Paulo, Brasil.
- Porter, M.L. (1986). Sedimentary record of erg migration. *Geology* 14, 497–500.
- Pisarevsky, S.A., Wingate, M.T.D., Powell, C.McA., Johnson, S., Evans, D.A.D. (2003). Models of Rodinia assembly and fragmentation. In: Yoshida, M., Windley, B., Dasgupta, S. (Eds). *Proterozoic East Gondwana: supercontinent assembly and breakup*. Geological Society of London Special Publication No 206, 35-55.
- Pisarevsky, S.A., Elming, S-Å., Pesonen, L.J., Li, Z.X. (2014). Mesoproterozoic paleogeography: Supercontinent and beyond. *Precambrian Research* 244, 207-225
- 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*,
- Pye, K.; Tsoar, H. (1990). *Aeolian Sand and Sand Dunes*. London: Springer, 396 pp.
- Ross, G.M. (1983). Proterozoic aeolian quartz arenites from the Hornby Bay Group, Northwest Territories, Canada: implications for Precambrian aeolian processes. *Precambrian Research* 20, 149–160.
- Rowe, C.M., Loope, D.B., Oglesby, R.J., Van der Voo, R., Broadwater, C.E. (2007). Inconsistencies between Pangean reconstructions and basic climate controls. *Science* 318, 1284–1286.
- Rubin, D., Hunter, R. (1982). Bedform climbing in theory and nature. *Sedimentology* 29, 121–138.
- 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., 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., Lavina, E.L.C. (2005). Sedimentary cycles and facies architecture of aeolian-fluvial strata of the Upper Jurassic Guar´a Formation, southern Brazil. *Sedimentology* 52, 1323–1341.

- Schobbenhaus, C., Kaul, P.F.T. (1971). Contribuição a estratigrafia da Chapada Diamantina, Bahia Central. *Mineração e Metalurgia* 53, pp. 116–120.
- Silveira, E.M., Söderlund, U., Oliveira, E.P., Ernst, R.E., Leal, A.B.M. (2013). First precise U-Pb baddeleyite ages of 1500Ma mafic dykes from the São Francisco Craton, Brazil, and tectonic implications. *Lithos* 174, 144–156.
- Simpson, E.L., Eriksson, K.A. (1993). Thin eolianites interbedded within a fluvial and marine succession: Early Proterozoic Whitworth Formation, Mount Isa Inlier, Australia. *Sedimentary Geology* 87, 39–62.
- Thomas, D. S. G. (1989). Aeolian sand deposits. In: Thomas, D.S.G. (Ed.), *Arid zone geomorphology*. London: Belhaven Press, p. 232–261.
- Tirsgaard, H., Øxnevad, I.E.I. (1998). Preservation of pre-vegetational mixed fluvio-aeolian deposits in a humid climatic setting: an example from the Middle Proterozoic Eriksfjord Formation, Southwest Greenland. *Sedimentary Geology* 120, 295–317.
- Trewin, N.H. (1993). Controls on fluvial deposition in mixed fluvial and aeolian facies within the Tumblagooda Sandstone (Late Silurian) of Western Australia. *Sedimentary Geology* 85, 387–400.
- Wilson, I.G. (1973). Ergs. *Sedimentary Geology* 10, 77–106.
- Wilson, I.G. (1972). Aeolian bedforms - their development and origins. *Sedimentology* 19, 173–210.
- Zhang, S., Li, Z.-X., Evans, D.A.D., Wu, H., Li, H., Dong, J. (2012). Pre-Rodinia super-continent Nuna shaping up: a global synthesis with new paleomagnetic results from North China. *Earth Planet. Sci. Lett.* 353–354, 145–155.