



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

CARLOS HENRIQUE GOMES TABARELLI

ESTRUTURAS SEDIMENTARES GERADAS POR CROSTAS SALINAS EM SISTEMAS
EÓLICOS: IMPLICAÇÕES PALEOAMBIENTAIS E NA-HETEROGENEIDADE DE
RESERVATÓRIOS DE HIDROCARBONETOS (FORMAÇÃO GALHO DO MIGUEL,
SUPERGRUPO ESPINHAÇO, SE BRASIL)

CAMPINAS

2024

CARLOS HENRIQUE GOMES TABARELLI

ESTRUTURAS SEDIMENTARES GERADAS POR CROSTAS SALINAS EM SISTEMAS
EÓLICOS: IMPLICAÇÕES PALEOAMBIENTAIS E NA HETEROGENEIDADE DE
RESERVATÓRIOS DE HIDROCARBONETOS (FORMAÇÃO GALHO DO MIGUEL,
SUPERGRUPO ESPINHAÇO, SE BRASIL)

DISSERTAÇÃO APRESENTADA AO INSTITUTO DE
GEOCIÊNCIAS DA UNIVERSIDADE ESTADUAL DE
CAMPINAS PARA OBTENÇÃO DO TÍTULO DE MESTRE
EM GEOCIÊNCIAS NA ÁREA DE GEOLOGIA E
RECURSOS NATURAIS

ORIENTADOR: PROF. DR. GIORGIO BASILICI

COORIENTADOR: PROF. DR. ÁQUILA FERREIRA MESQUITA

ESTE EXEMPLAR CORRESPONDE À VERSÃO
FINAL DA DISSERTAÇÃO DEFENDIDA PELO ALUNO
CARLOS HENRIQUE GOMES TABARELLI E ORIENTADA
PELO PROF. DR. GIORGIO BASILICI

CAMPINAS

2024

Ficha catalográfica
Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP)
Biblioteca do Instituto de Geociências
Marta dos Santos - CRB 8/5892

T111e Tabarelli, Carlos Henrique Gomes, 1997-
Estruturas sedimentares geradas por crostas salinas em sistemas eólicos :
implicações paleoambientais e na heterogeneidade de reservatórios de
hidrocarbonetos (Formação Galho do Miguel, supergrupo Espinhaço, SE
Brasil) / Carlos Henrique Gomes Tabarelli. – Campinas, SP : [s.n.], 2024.

Orientador: Giorgio Basilici.
Coorientador: Áquila Ferreira Mesquita.
Dissertação (mestrado) – Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP),
Instituto de Geociências.

1. Geologia estratigráfica - Pré-cambriano. 2. Ambiente eólico. 3.
Evaporitos. 4. Paleoambientes. 5. Hidrocarbonetos. I. Basilici, Giorgio, 1959-
II. Mesquita, Áquila Ferreira, 1991-. III. Universidade Estadual de Campinas
(UNICAMP). Instituto de Geociências. IV. Título.

Informações Complementares

Título em outro idioma: Sedimentary structures generated by salt crust in aeolian systems
: paleoenvironmental implications and heterogeneity in hydrocarbon reservoirs (Galho do
Miguel Formation, Espinhaço Supergroup, SW Brazil)

Palavras-chave em inglês:

Stratigraphic geology - Precambrian

Aeolian environment

Evaporites

Paleoenvironments

Hydrocarbons

Área de concentração: Geologia e Recursos Naturais

Titulação: Mestre em Geociências

Banca examinadora:

Giorgio Basilici [Orientador]

Luiz Saturnino de Andrade

Fábio Símplicio

Data de defesa: 19-07-2024

Programa de Pós-Graduação: Geociências

Identificação e informações acadêmicas do(a) aluno(a)

- ORCID do autor: <https://orcid.org/0000-0002-9660-3230>

- Currículo Lattes do autor: <https://lattes.cnpq.br/7940294223512558>



UNICAMP

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

AUTOR: Carlos Henrique Gomes Tabarelli

**ESTRUTURAS SEDIMENTARES GERADAS POR CROSTAS SALINAS EM
SISTEMAS EÓLICOS: IMPLICAÇÕES PALEOAMBIENTAIS E NA
HETEROGENEIDADE DE RESERVATÓRIOS DE HIDROCARBONETOS
(FORMAÇÃO GALHO DO MIGUEL, SUPERGRUPO ESPINHAÇO, SE BRASIL)**

ORIENTADOR: Prof. Dr. Giorgio Basilici

COORIENTADOR: Dr. Áquila Ferreira Mesquita

Aprovado em: 19 / 07 / 2024

EXAMINADORES:

Prof. Dr. Giorgio Basilici - Presidente

Prof. Dr. Fábio Simplicio

Prof. Dr. Luiz Saturnino de Andrade

A Ata de Defesa assinada pelos membros da Comissão Examinadora consta no processo de vida acadêmica do aluno.

Campinas, 19 de julho de 2024.

DEDICATÓRIA

À mulher da minha vida; minha mãe, Olimpia.

*Aos meus companheiros de vida: Bartolomeu,
Benjamin e Betina, que passaram comigo todas
as madrugadas enquanto eu escrevia esse
trabalho. 🍷🍷*

AGRADECIMENTOS

A todos que contribuíram de forma direta e indireta. Não apenas durante o mestrado; não apenas durante a escrita dessa dissertação; não apenas presencialmente; não apenas nos bons momentos, sobretudo, a todos aqueles que me incentivaram e continuam a fazê-lo. De e com verdade.

Um agradecimento especial ao meu coorientador, que me acompanha desde os meus tempos de graduação e é uma pessoa fundamental para o meu enriquecimento intelectual e na minha caminhada acadêmica.

Ao meu orientador, pela oportunidade de pesquisa e por fortalecer o meu crescimento como pesquisador e cientista.

À Agência Nacional de Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis, através do Programa de Formação de Recursos Humanos em Exploração Petrolífera e Geologia de Reservatórios (PRH 19.1), o qual financiou bolsa de estudos, atividade de campo e análises laboratoriais para a realização dessa dissertação.

Obrigado!

RESUMO

Este estudo aprofunda a análise da Formação Galho do Miguel, parte do Supergrupo Espinhaço, explorando a interação complexa entre crostas salinas e ambientes eólicos, influenciada por mudanças nas taxas de sedimentação eólica e variações do lençol freático. Três associações de fácies (AFs) foram identificadas na sucessão estudada: uma associada a períodos de alta umidade (AF1) e duas referentes a períodos de menor umidade (AF2 e AF3). Essas associações de fácies interagiram ao longo do espaço e do tempo em resposta às condições ambientais vigentes. Durante os períodos de maior umidade, formaram-se as estruturas sedimentares associadas à presença de crostas salinas, atribuídas a AF1. Em contraste, os períodos de maior aridez são retratados pelas estratificações cruzadas nos depósitos eólicos da AF3. Laminações horizontais da AF2 surgem entre os períodos de maior e menor umidade, desempenhando um papel significativo como “camadas de transição”. Os resultados revelam um ambiente eólico dinâmico e responsivo às mudanças externas. A presença de estruturas sedimentares associadas à atividade microbiana no Pré-Cambriano sugere que, na ausência de agentes estabilizadores de superfície, como a vegetação, a colonização da superfície por formas de vida simples, associada a um lençol freático que frequentemente interceptava o substrato, foi crucial para o acúmulo e para a preservação dos depósitos sedimentares estudados. Adicionalmente, os estudos sedimentológicos e estratigráficos realizados demonstram que a gênese de estruturas sedimentares associadas às crostas salinas é um forte indicativo de variações sazonais de umidade e podem adicionar heterogeneidades aos depósitos e possíveis reservatórios de hidrocarbonetos. Como consequência, é observado um impacto direto nas propriedades petrofísicas destes, uma vez que zonas de alta e baixa permeabilidade são formadas, resultando em possíveis armadilhas estratigráficas para a migração de óleo. Além disso, variações nas formas, nas estruturas internas e na distribuição das três AFs podem influenciar a conectividade dos poros e a direcionalidade do fluxo de fluidos, afetando a distribuição espacial de hidrocarbonetos. Os processos observados no intervalo estratigráfico estudado podem servir como análogos a processos em outras formações produtoras de petróleo.

Palavras-chave: Pré-cambriano; ambientes eólicos; evaporitos; paleoambientes; hidrocarbonetos.

ABSTRACT

This study delves deeper into the analysis of the Galho do Miguel Formation, part of the Espinhaço Supergroup, exploring the complex interaction between salt crusts and aeolian environments, influenced by changes in aeolian sedimentation rates and fluctuations in the water table. Three facies associations (FAs) were identified in the studied succession: one associated with periods of high humidity (FA1) and two referring to periods of lower humidity (FA2 and FA3). These facies associations interacted over space and time in response to prevailing environmental conditions. During periods of higher humidity, sedimentary structures associated with the presence of salt crusts were formed, attributed to FA1. In contrast, periods of greater aridity are portrayed by the cross-stratifications in the aeolian deposits of FA3. Horizontal laminations of FA2 emerge between periods of higher and lower humidity, playing a significant role as “transition layers”. The results reveal a dynamic aeolian environment responsive to external changes. The presence of sedimentary structures associated with microbial activity in the Precambrian suggests that, in the absence of surface stabilizing agents, such as vegetation, the colonization of the surface by simple life forms, associated with a water table that frequently intercepted the substrate, was crucial for the accumulation and preservation of the studied sedimentary deposits. Additionally, the sedimentological and stratigraphic studies carried out demonstrate that the genesis of sedimentary structures associated with salt crusts is a strong indicator of seasonal humidity variations and can add heterogeneities to deposits and potential reservoirs. Therefore, a direct impact is observed on the petrophysical properties of these, as zones of high and low permeability are formed, resulting in possible stratigraphic traps for oil migration. Furthermore, variations in the shapes, internal structures, and distribution of the three FAs can influence pore connectivity and fluid flow directionality, affecting the spatial distribution of hydrocarbons. The processes observed in the studied stratigraphic interval can serve as analogues to processes in other oil-producing formations.

Keywords: Precambrian; aeolian environments; evaporites; paleoenvironments; hydrocarbons.

ÍNDICE DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1: Disposição dos subambientes sedimentares e das formas de leito eólicas em diferentes regiões de um erg. À medida que ocorre o distanciamento da região central, as formas de leito se tornam mais simples e a interação com sistemas de outras naturezas (e.g. fluvial) se torna comum. Adaptado de Cousins; Clarke e Richards (2018)..... 18
- Figura 2: Ciclo salino proposto por Lowenstein e Hardie (1991). A) durante estágios de inundação, B) evaporação e C) dessecação, deformação da superfície e eflorescência de crostas salinas. Adaptado de: Warren (2016). D) Fraturas poligonais preenchidas por uma camada de crosta salina fina e de baixo relevo. E) Fraturas poligonais preenchidas por crostas salinas espessas e de alto relevo. F) Dissolução das crostas salinas após contato com água e G) posterior preenchimento das fraturas por sedimento. Adaptado de Lowenstein e Hardie (1991).....23
- Figura 3: Os tapetes microbianos. A) Formação e aderência de biofilmes sobre a superfície do grão sedimentar. B) Tapetes epibênticos, caracterizados pela colonização microbiana sobre a superfície dos sedimentos (seta preta), promovendo a preservação parcial da superfície, criando uma “impressão” das formas de leito que podem constar no registro sedimentar. C) Tapetes endobênticos, desenvolvidos entre os grãos sedimentares (seta preta). Diferente do primeiro, este tipo de tapete biogênico promove a deformação de estruturas primárias e de formas de leito. Adaptado de Noffke (2010).....25
- Figura 4: Contexto geográfico e geológico do CSF. A) na América do Sul e B) no Brasil, evidenciando os domínios Espinhaço Setentrional, na porção central do CSF e o domínio Espinhaço Meridional, na porção sudeste. C) Distribuição dos Grupos e formações (Fms) que compõem o Supergrupo Espinhaço e seus embasamentos, no domínio meridional. Grupo Diamantina: cor laranja claro. Grupo Conselheiro Mata: cor laranja escuro. Bases de dados utilizadas: Serviço Geológico do Brasil (SGB), Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE).28
- Figura 5: Empilhamento estratigráfico das unidades que compõem o Supergrupo Espinhaço Meridional com destaque (em vermelho) para o intervalo da Formação Galho do Miguel. Adaptado de Chemale et al. (2012).30
- Figura 6: Fotomicrografias da lâmina LD1 evidenciando: A) visão geral do arcabouço com grãos inequigranulares e predomínio de textura granoblástica e B) identificação dos principais minerais: SER: sercicita; MUS: muscovita e QZ: quartzo e seus contatos predominantemente retos (setas vermelhas) e suturados (seta amarela). 35

Figura 7: Associação de fácies de arenitos compostos por lentes irregulares (fácies de lentes horizontais enrugadas). A) Lentes horizontais contínuas, indicada pela seta preta; a seta branca indica as interrupções que passam a ocorrer lateralmente nessas lentes e sua transição para lentes côncavas. B) Ondulações e adelgaçamentos em direção à extremidade das lentes horizontais.36

Figura 8: Associação de fácies de arenitos com lentes irregulares (fácies de lentes côncavas). A e B) Lentes pequenas associadas ao processo de preenchimento de depressões em crostas salinas. C e D) Lentes grandes, associadas ao processo de deformação da superfície causada pela presença de polígonos de dessecação associadas ao preenchimento de cavidades geradas por colapso de solução.....38

Figura 9: Associação de fácies de arenitos com por lentes irregulares (lentes convexas com ondulações assimétricas). A) Seta preta à direita indicando a forma das lentes convexas; a seta preta à esquerda indica a diminuição nas alturas e comprimentos de ondas das lentes convexas. B) Observar a dissolução do conjunto de lentes convexas com ondulações que tende a ficar cada vez menores e mais isoladas (para a esquerda). C) Representação gráfica do processo de deformação de ondulações (conforme Smoot e Castens-Seidell, 1994). Na superfície é possível ver as ondulações unidas e os cristais de sais (pontos cinzas) sobre e entre suas cristas e preenchendo as ondulações (em amarelo). Em subsuperfície os depósitos dessas ondulações após a deformação das ondulações.39

Figura 10: Associação de fácies de arenitos compostos por lentes irregulares (depósitos de arenitos com estruturas onduladas e fissuras lineares). A) Os trens de estruturas onduladas (seta preta) e fissuras lineares (seta branca). B) A presença de água na superfície promove o desenvolvimento de tapetes microbianos epibênticos. A contínua saturação da água em sais leva à formação de uma salmoura, a precipitação de sais intrassedimentares e a evaporação total da água. O tapete microbiano, é, então, depositado sobre as ondulações subaquáticas, protegendo-as da erosão. C) Após a completa evaporação da água, ocorre a morte do tapete microbiano e decomposição de toda a matéria orgânica. No entanto, a cristalização de sais sobre e entre o tapete que protegia as ondulações subaquáticas preserva a forma moldada no tapete, levando a formação de crostas salinas imitativas. Os sais intrassedimentares depositados inicialmente, ao expandirem e contraírem são responsáveis por diminuir a coesão entre os sedimentos e levam à formação de polígonos de dessecação. O contínuo processo de ascensão e evaporação do lençol freático preenche as fissuras dos polígonos com águas supersaturadas em sais, que cristalizam em forma de crostas salinas eflorescentes. Adaptado de Noffke (2010).41

Figura 11: Associação de fácies de arenitos com laminações horizontais (AF2). A) disposição das laminações horizontais. B) contatos e superfícies de contatos frequentes da AF2 com a AF1 e AF3 e raro contato entre as duas últimas. Os números 1 e 2 nos círculos pretos representam, respectivamente, superfícies de primeira e segunda ordem. 43

Figura 12: Associação de fácies de arenitos com estratificações cruzadas de base tangencial (AF3). A) estratos de fluxos de grãos (seta branca) e queda de grãos (seta preta) limitados no topo por superfície erosiva. O mesmo ocorre em B, no entanto, a camada da AF3 é limitado na base e no topo por superfícies erorivas (1) e internamente por superfícies de reativação (2). .45

Figura 13: Geometria e disposição geral das três associações de fácies na área de estudo. A) Foto do afloramento. B) Sketch do afloramento. A barra à esquerda indica o teor de umidade em cada uma das associações de fácies presentes na imagem. A barra à direita indica os níveis de teor de umidade, que variam de muito úmido (azul) a pouco úmido (amarelo). O número 1, dentro do círculo branco indica a presença de uma superfície de primeira ordem e o número 2, superfície de 2^a ordem. 47

Figura 14: Modelos esquemáticos ilustrando os diferentes teores de umidade, as formas de leito e a possível aparência da paleosuperfície do erg em diferentes momentos. A) Durante períodos úmidos com a formação de poças, lagos e lagoas devido ao escoamento superficial e aumento no nível do lençol freático. A formação de grandes dunas foi interrompida devido a maior coesão dos grãos e menor disponibilidade de sedimentos para transporte eólico. B) Durante períodos de menor umidade. Presença de dunas simples, evaporação total de poças, lagos e lagoas e nível do lençol freático mais baixo. Em ambos os casos há a ocorrência de crostas salinas de baixo e de alto relevo, no entanto, a presença de crostas salinas eflorescentes foi mais pronunciada durante períodos de menor umidade, visto que sua gênese está relacionada a evaporação por capilaridade do lençol freático. Fonte. Autor..... 49

Sumário

1	INTRODUÇÃO	14
1.1	OBJETIVOS	14
1.1.1	Objetivo geral	14
2	SISTEMAS EÓLICOS: PROCESSOS, PRODUTOS E INTERAÇÕES	16
2.1	Dinâmicas dos sistemas eólicos	16
2.2	Sistemas eólicos e subambientes sedimentares associados	17
2.2.1	Dunas eólicas	17
2.2.2	Interdunas eólicas.	19
2.3	Evaporitos e crostas salinas	20
2.3.1	Formação e morfologias de crostas salinas	21
2.3.1.1	Crostas salinas espessas e de alto relevo (>10 cm)	21
2.3.1.1.1	Crostas salinas poligonais e em blocos	22
2.3.1.2	Crostas salinas finas e de baixo relevo (<10 cm)	23
2.3.1.2.1	Crostas salinas imitativas	24
3	CONTEXTO GEOLÓGICO E ÁREA DE ESTUDO	26
3.1	Cráton São Francisco	26
3.2	Bacia do São Francisco	26
3.3	Supergrupo Espinhaço	27
3.3.1	Formação Galho do Miguel	29
4	MATERIAIS E MÉTODOS	31
4.1	Etapa Pré-Campo	31
4.1.1	Levantamento Bibliográfico	31
4.2	Etapa de Campo	31
4.2.1	Aquisição de Dados	31
4.3	Etapa Pós-Campo	32
4.3.1	Análise, seleção e tratamento das informações coletadas em campo	32
4.3.2	Interpretação dos dados de paleofluxos e de ondulações	32
4.3.3	Confecção e análise de lâminas delgadas	32
5	RESULTADOS	34
5.1	Associação de fácies	34
5.1.1	Associação de fácies de arenitos com lentes irregulares (AF1)	34
5.1.1.1	Lentes horizontais enrugadas	35
5.1.1.2	Lentes côncavas	36

5.1.1.3	Lentes convexas com ondulações assimétricas	38
5.1.1.4	Depósitos de arenitos com estruturas onduladas e fissuras lineares	39
5.1.2	Associação de fácies arenitos com laminações horizontais (AF2)	42
5.1.3	Associação de fácies arenitos com estratificações cruzadas de base tangencial (AF3)	43
6	DISCUSSÕES	46
6.1	Relações espaciais e temporais entre as litofácies	46
6.2	Interpretação geral dos processos e produtos associados às crostas salinas.	49
6.3	Influência das associações de fácies AF1, AF2 e AF3 em potenciais reservatórios de hidrocarbonetos.	50
7	CONCLUSÕES	52

1 INTRODUÇÃO

Rochas sedimentares resultam da gradativa acumulação, preservação e compactação de sedimentos clásticos, biológicos, bioquímicos e/ou químicos ao longo do tempo e são capazes de fornecer diversas informações paleoambientais. Durante o Pré-Cambriano, muitos dos processos que levaram à formação dessas rochas estavam em andamento, como, por exemplo, a formação de massas continentais, o desenvolvimento da atmosfera e dos oceanos, o surgimento das primeiras formas de vida unicelulares e multicelulares e intensas atividades tectônicas (De Ros, 1997; Eriksson *et al.*, 2007; Warren, 2016). No entanto, devido a escassez de registros diretos e a limitada preservação dos parâmetros ambientais originais, a reconstrução paleoambiental desses torna-se complexa. Um exemplo dessa complexidade são as crostas salinas, agentes estabilizadores de superfície encontradas em ambientes áridos e semiáridos cuja presença não deixa um registro direto nos depósitos sedimentares ao longo do tempo devido à alta solubilidade dos sais (Goodall, 1995). Contudo, é possível inferir a existência dessas crostas através de indícios indiretos, como estruturas sedimentares que sugerem sua existência pretérita. Tais estruturas são produtos diretos da interação entre os sais e os sedimentos clásticos e possibilitam compreender os processos hidráulicos envolvidos em sua formação, acumulação e preservação (Smoot e Castens-Seidell, 1994; Goodall *et al.*, 2000).

Em depósitos eólicos, tradicionalmente concebidos como homogêneos devido às suas características petrofísicas de porosidade e permeabilidade (consideradas favoráveis a acomodação e percolação de hidrocarbonetos), a presença das estruturas formadas pela interação sais-sedimentos clásticos criam heterogeneidades capazes de exercer uma influência negativa sobre a qualidade dos reservatórios (Lindquist, 1988; Chandler *et al.*, 1989). Nesse contexto, as excelentes exposições das sucessões eólicas pré-cambrianas da Formação Galho do Miguel (FGdM), na porção meridional do Supergrupo Espinhaço, permitem a análise e o estudo dessas estruturas para uma maior compreensão dos processos e produtos ao longo do espaço-tempo das interações entre os depósitos eólicos e as crostas salinas, bem como seus significados e implicações no registro geológico.

1.1 OBJETIVOS

1.1.1 Objetivo geral

Este trabalho tem como objetivo geral identificar e caracterizar as estruturas sedimentares produzidas pela ação de crostas salinas em depósitos eólicos a fim de compreender os seus

significados paleoambientais e possíveis associações à heterogeneidade de reservatórios de hidrocarbonetos. Para compreender essa relação, estudos de fácies sedimentares foram aplicados aos depósitos eólicos da FGdM.

2 SISTEMAS EÓLICOS: PROCESSOS, PRODUTOS E INTERAÇÕES

2.1 *Dinâmicas dos sistemas eólicos*

A construção de sistemas eólicos é um processo influenciado por diversos fatores, incluindo a velocidade do vento, a presença ou ausência de agentes fixadores e a disponibilidade de areia seca (Mountney, 2004). Esses elementos controlam o desenvolvimento e as dimensões das formas de leito, resultando em uma variedade de arquiteturas nas sucessões eólicas. No centro de grandes sistemas eólicos (*ergs*), a formação de sistemas de *draas* é caracterizada por formas de leito complexas, enquanto nas regiões periféricas, a complexidade das formas de leito diminui à medida que interações com sistemas não-eólicos (e.g. sistemas aluviais, fluviais e/ou marinhos) se tornam comuns (Cooke *et al.*, 1993; Lancaster, 1995) (Figura 1).

A acumulação nos sistemas eólicos ocorre quando os sedimentos são transportados pelas formas de leito para a área de acumulação, onde gradualmente as partículas se acumulam sobre a superfície. Esse processo é influenciado por diversos fatores, entre eles a dinâmica dos ventos, o teor de umidade do substrato, o espaço de acomodação, a quantidade efetiva de partículas disponíveis para transporte, a taxa de entrada e saída dessas partículas, entre outros (Kocurek *et al.*, 2001). A taxa de entrada e saída de partículas dos sistemas é definida como balanço sedimentar, o qual pode ser positivo, neutro ou negativo, dependendo do tipo de sistema eólico (Mountney, 2006). Três principais tipos de sistemas eólicos ocorrem sob diferentes condições ambientais: sistemas eólicos secos; sistemas eólicos úmidos; e sistemas eólicos estabilizados. Os sistemas eólicos secos são impulsionados principalmente pela energia do vento, enquanto os úmidos são influenciados pela proximidade do lençol freático à superfície deposicional. Já os sistemas eólicos estabilizados são caracterizados pela presença de vegetação e/ou outros agentes estabilizadores, como crostas superficiais que mantêm o balanço sedimentar positivo (Fryberger e Dean, 1979).

A preservação dos sistemas eólicos, por fim, é um processo complexo e que envolve fatores diversos, como: a posição dos estratos em relação à linha de base de erosão regional; a relação entre os espaços de acumulação e de preservação; e as influências tectônicas, climáticas e de agentes estabilizadores (Ahlbrandt e Fryberger, 1981). Além disso, os sistemas eólicos compreendem uma variedade de subambientes, entre eles dunas e interdunas eólicas, *playas*, sistemas fluviais (efêmeros ou perenes) e aluviais. Cada subambiente apresenta características e dinâmicas específicas determinadas pelos fatores supracitados (Warren, 2016). A compreensão desses subambientes é fundamental para o entendimento das dinâmicas evolutivas, das interações com os ambientes circundantes e dos processos de construção, acumulação e preservação desses sistemas (Hardie *et al.*, 1978).

2.2 *Sistemas eólicos e subambientes sedimentares associados*

Sistemas eólicos são altamente sensíveis e passam por ajustes morfológicos e sedimentares sutis, porém sistemáticos, em resposta a mudanças ambientais em seus subambientes (Hardie *et al.*, 1978; Warren, 2016). Embora geneticamente inter-relacionados, cada subambiente apresenta características e dinâmicas específicas que são determinadas tanto pelo comportamento sedimentar intrínseco (como a migração das dunas), quanto pela imposição de fatores ambientais externos de curto e longo prazo (Mountney, 2006).

2.2.1 *Dunas eólicas*

Dunas eólicas se desenvolvem ao longo do tempo como a resposta das superfícies de areia ao regime de ventos e ao fornecimento de areias, que desloca os grãos do declive de subida em direção à crista e os deposita no declive de descida e vale das dunas. Esse processo contínuo de transporte e deposição de sedimentos faz com que as dunas migrem gradualmente na direção do vento (Werner, 1995).

Os estratos que formam as dunas eólicas geralmente são compostos por areias bem selecionadas, maduras a super-maduras que geram camadas de estratos cruzados de médio a grande porte (Lancaster, 1995). Esses estratos apresentam uma inclinação característica, com *foresets* com ângulos de inclinação de até 34° representando os depósitos de declive de descida da duna, uma vez que em depósitos antigos o declive de subida raramente é preservado (Sharp, 1963). Além disso, os estratos de dunas eólicas incluem uma variedade de estruturas sedimentares diagnósticas. Três tipos básicos são reconhecidos: (i) lâminas de marcas onduladas (*wind ripples laminae*); (ii) estratos cruzados de fluxos de grãos (*grainflow cross-lamination*) e (iii) laminação de queda livre de grão (*grainfall lamination*) (Kocurek, 1991). Cada um dos diferentes tipos de estratificações corresponde a processos sedimentares distintos e promovem diferentes respostas aos parâmetros de porosidade e permeabilidade dos depósitos formados (Chandler *et al.*, 1989).

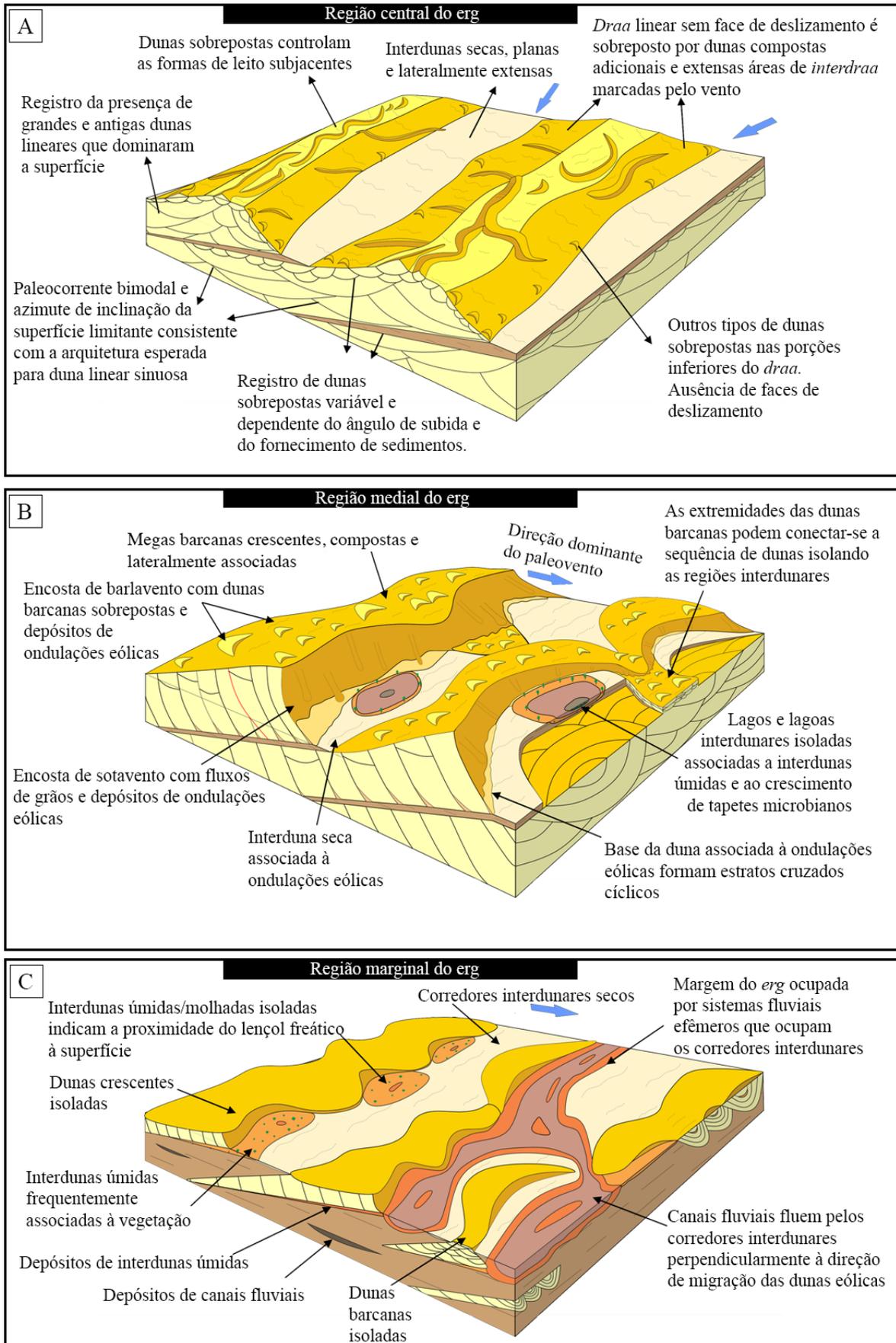


Figura 1: Disposição dos subambientes sedimentares e das formas de leito eólicas em diferentes regiões de um erg. À medida que ocorre o distanciamento da região central, as formas de leito se tornam mais simples e a interação com sistemas de outras naturezas (e.g. fluvial) se torna comum. Adaptado de Cousins; Clarke e Richards (2018).

As dunas podem se fundir para formar cadeias ou redes de dunas e são classificadas como (i) complexas, (ii) compostas ou (iii) simples, dependendo de sua estrutura e interações com outras dunas (McKee, 1979). Dunas complexas consistem em dois ou mais tipos diferentes de dunas simples que se fundiram ou estão sobrepostas (Figura 1A). Dunas compostas, por outro lado, consistem em duas ou mais dunas do mesmo tipo que se fundiram ou estão sobrepostas (Figura 1B), enquanto as dunas simples consistem em formas individuais e espacialmente separadas de outras dunas (Figura 1C). O reconhecimento e a reconstrução de dunas eólicas através da análise de estratos e *foresets* permitem inferir os padrões de ventos em diversas escalas, suas dinâmicas evolutivas, suas interações com os ambientes circundantes e suas morfologias (Kocurek, 1991).

2.2.2 Interdunas eólicas

Interdunas eólicas são definidas como áreas fechadas ou parcialmente fechadas por dunas e registram processos deflacionários ou deposicionais. São regiões caracterizadas por topografias planas ou em forma de calha (Figura 1A a C) onde se desenvolvem formas de leito de baixa amplitude, baixo comprimento de onda e sem faces deslizantes (Kocurek e Nielson, 1986).

Como todos os ambientes deposicionais, os ambientes interdunares são dinâmicos e podem refletir uma variedade de condições. Considerando a distância vertical entre a superfície deposicional e o lençol freático, Ahlbrandt e Fryberger (1981) e Kocurek (1981) classificaram esses ambientes em secos, úmidos e molhados, como ilustra a Figura 1A, B e C, respectivamente. Regiões interdunares secas são caracterizadas pela presença de sedimentos bem selecionados e maduros que formam conjuntos de arenitos com ondulações eólicas de até 1 metro de espessura (Mountney, 2006). Regiões interdunares úmidas, em contrapartida, apresentam uma superfície úmida mantida pela ascensão capilar de águas subsuperficiais capazes de promover a presença periódica de água represada, enquanto interdunas molhadas são caracterizadas pela presença de corpos aquáticos perenes (Lancaster, 1995).

Nos dois últimos ambientes é comum a formação de “*playas* interdunares”, caracterizadas por superfícies revestidas por salmouras e camadas de sais, estratificadas e geradas a partir da evaporação de águas hipersalinas (Ahlbrandt e Fryberger, 1981; Langford, 1989). A recarga hídrica, originada pelo escoamento superficial gerado por precipitação direta ou ascensão de águas subterrâneas desempenha um papel crucial na dinâmica desses ambientes (Smoot e Castens-Seidell, 1994) (Figura 2A).

Hunter (1981), McKee (1983) e Kocurek (1981) listaram estruturas sedimentares comuns a cada tipo de cenário interdunar. De modo geral, as estruturas características presentes em interdunas incluem ondulações geradas por vento e/ou água, bioturbações, estruturas de aderência, polígonos de dessecação, estruturas evaporíticas, entre outras que contrastam significativamente com àquelas geradas por dunas adjacentes. No registro geológico, os depósitos interdunares são frequentemente reconhecidos por apresentarem estratos planares ou por planos de estratificações de baixo ângulo ($<15^\circ$) que os distinguem dos conjuntos de estratos cruzados das dunas, e, quando interdigitados aos últimos, são responsáveis por adicionar anisotropias deposicionais aos depósitos formados (Hunter, 1981; Chandler *et al.*, 1989).

2.3 Heterogeneidades em sistemas eólicos

Embora os depósitos eólicos sejam excelentes reservatórios, a previsão e exploração de hidrocarbonetos nesses ambientes são desafiadoras devido às mudanças abruptas de fácies e variações nas propriedades petrofísicas que caracterizam esses sistemas (North e Prosser, 1993; Rodríguez-López e Wu, 2020). Neste cenário, os sistemas eólicos úmidos (e aqueles à porção marginal dos *ergs*) são particularmente sensíveis, pois os depósitos de interdunas apresentam uma diversidade faciológica que pode incluir cimentação associada às superfícies deposicionais, afetando diretamente o fluxo de fluidos (Porter, 1986). Além disso, a presença de um nível freático raso e os altos valores de porosidade e permeabilidade tornam esses sedimentos suscetíveis a vários processos deformacionais após a deposição, podendo levar a variações significativas na heterogeneidade lateral e vertical dos reservatórios em diferentes escalas hierárquicas (Langford e Chan, 1988; Kocurek e Havholm, 1993; Mountney e Thompason, 2002).

2.4 Evaporitos e crostas salinas

Evaporitos se formam a partir da evaporação de águas marinhas, continentais e mistas, estagnadas e supersaturadas em relação aos solutos presentes (Hunt *et al.*, 1966; Handford, 1991). Em termos de composição química, todos os evaporitos são sais iônicos contendo os principais íons Na, Ca, Mg, K, Cl, SO_4^{2-} e CO_3^{2-} , em proporções variáveis, juntamente com outros constituintes iônicos menos comuns, como B, Ba, Sr, Br, Li e Ni (Warren, 2016). Eles são os principais registradores da química das águas superficiais e subsuperficiais e podem fornecer importantes informações paleoclimáticas em diversas escalas (Hardie *et al.*, 1985). No entanto, minerais como halita (NaCl), gipsita ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), anidrita (CaSO_4), magnesita (MgCO_3) entre outros, são altamente sensíveis às condições ambientais e diagenéticas, de modo

que se tornam componentes efêmeros e raramente preservados em depósitos sedimentares antigos (Goudie e Cooke, 1984).

A precipitação de sais ocorre exclusivamente onde a taxa de evaporação excede a taxa de influxo (Figura 2B), conforme observado em regiões áridas e semiáridas, como o deserto do Atacama (Ericksen, 1981), Saline Valley (Hardie, 1968) e Abu Dhabi (Goodall, 1995). Sob condições ambientais, atmosféricas e hidrológicas adequadas, minerais evaporíticos são precipitados como cristais isolados ou se acumulam para formar crostas salinas superficiais (Hsü e Siegenthaler, 1969).

2.4.1 *Formação e morfologias de crostas salinas*

A formação das crostas salinas é influenciada por dois mecanismos principais: (i) evaporação total de corpos aquáticos efêmeros e/ou perenes restritos e (ii) ascensão capilar do lençol freático (Handford, 1991; Goodall, 1995). No primeiro caso, são formadas crostas salinas precipitadas (Figura 2B); no segundo, a ascensão do lençol freático é responsável pela formação de crostas salinas eflorescentes (Lowenstein e Hardie, 1991) (Figura 2C). Em ambos os casos, as morfologias das crostas salinas são altamente variáveis devido a uma série de fatores, incluindo o tipo de sal presente, as condições climáticas e topográficas, a quantidade de água disponível para evaporação, a taxa de evaporação, a profundidade do lençol freático e bioturbações (Hunt *et al.*, 1966; Goodall *et al.*, 2000; Noffke, 2010). Como resultado, é comum que essas crostas apresentem variações morfológicas em termos de espessura, relevo, textura e composição mineral (Goodall, 1995).

2.4.1.1 *Crostas salinas espessas e de alto relevo (>10 cm)*

As crostas salinas espessas e de alto relevo (Figura 2E) são desenvolvidas predominantemente em áreas propensas a inundações esporádicas e capazes de reter uma significativa quantidade de salmoura sobre a superfície (Smoot e Castens-Seidell, 1994). Essas condições geralmente estão associadas às regiões de baixa altitude e/ou onde o nível freático se encontra próximo à superfície, como, regiões interdunares úmidas e molhadas, lagos e lagoas salinas rasas (Smoot e Lowenstein, 1991; Goodall, 1995). Crostas salinas formadas nessas regiões frequentemente exibem evidências de dissolução em suas bases causadas pelo frequente contato com a água (Smoot e Castens-Seidell, 1994). Outras características das crostas salinas espessas e de alto relevo incluem superfícies irregulares bem desenvolvidas, estrutura porosa composta por cristais de sais com diâmetros inferiores a 1 mm e cor tipicamente branca (Goodall *et al.*, 2000).

2.4.1.1.1 *Crostas salinas poligonais e em blocos*

As crostas poligonais de alto relevo (>10 cm) são intrinsecamente ligadas ao ciclo salino proposto por Lowenstein e Hardie (1991), como ilustra a Figura 2A a C. À medida que a evaporação da salmoura evolui, pequenos cristais de sais são formados na interface entre a salmoura e a atmosfera (Figura 2A, B). Neste estágio, a expansão dos sais recém cristalizados exerce uma pressão intrassedimentar que leva ao desenvolvimento de fraturas com padrões poligonais no substrato (Smoot e Lowenstein, 1991) (Figura 2C). Além do ressecamento da superfície, variações térmicas diárias estimulam a expansão e a contração dos cristais em contato com os sedimentos, contribuindo, também, para formação dos padrões poligonais (Tucker, 1981).

A ascensão capilar de águas subterrâneas saturadas em sais leva à formação de crostas eflorescentes que preenchem as margens fraturadas dos polígonos (Eugster e Hardie, 1978) (Figura 2C, D). Essas crostas podem ampliar ainda mais as fraturas criadas em suas margens, transformando-as em uma série de lentes em forma de *tepees* separadas por cristas contorcidas (Eugster e Hardie, 1978; Lowenstein e Hardie, 1991), como ilustrado na Figura 2E. No entanto, futuras inundações tendem a dissolver as crostas eflorescentes e, posteriormente, as margens fraturadas dos polígonos, antes preenchidas por sais, podem ser preenchidas por sedimentos clásticos transportados pela água e/ou pelo vento (Figura 2F, G), aumentando as chances de preservação do registro do padrão poligonal (Lowenstein e Hardie, 1991; Goodall, 1995). Em contrapartida, um longo período sem inundações pode resultar no acúmulo progressivo de crostas eflorescentes entre as fraturas dos polígonos, submetendo-os à tensões cada vez maiores até que suas bordas se curvem para cima e a estrutura se quebre (Hunt *et al.*, 1966). A persistência desses processos leva à substituição das estruturas poligonais por estruturas em blocos de alto relevo (Eugster e Hardie, 1978).

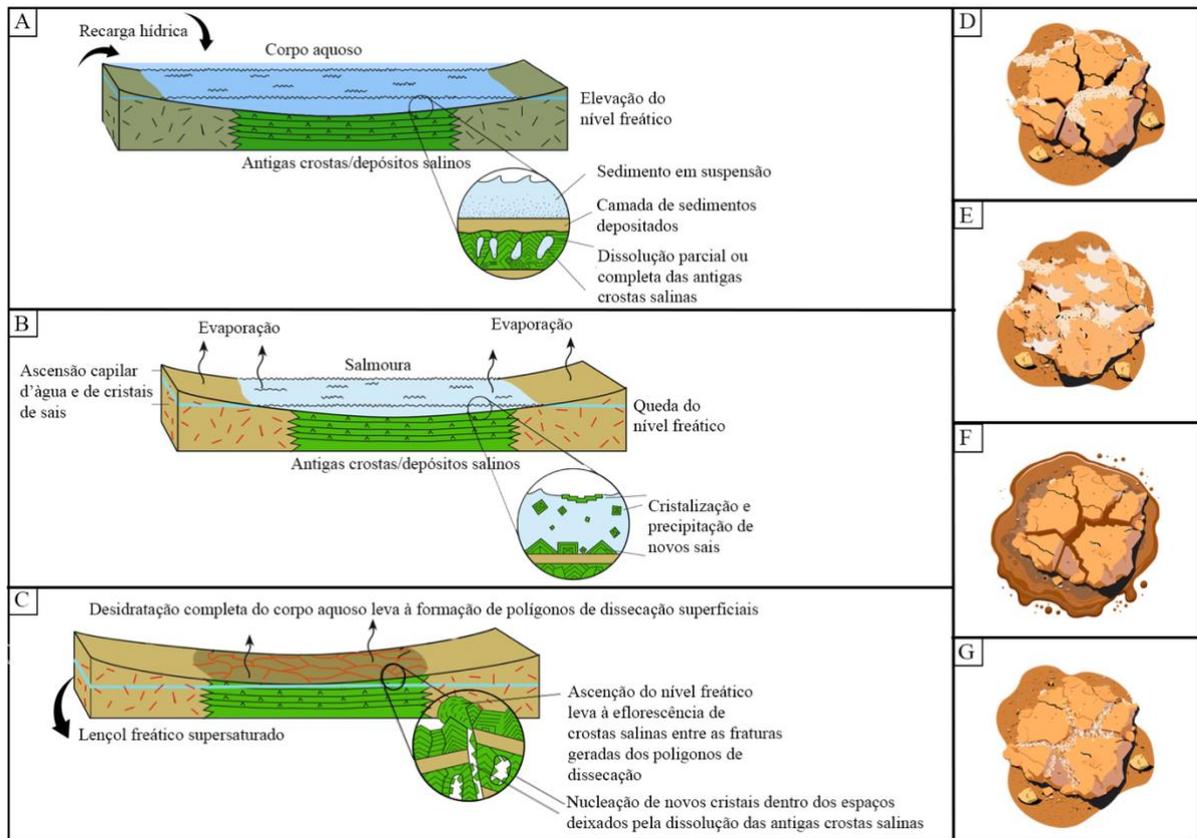


Figura 2: Ciclo salino proposto por Lowenstein e Hardie (1991). A) durante estágios de inundação, B) evaporação e C) dessecação, deformação da superfície e eflorescência de crostas salinas. Adaptado de: Warren (2016). D) Fraturas poligonais preenchidas por uma camada de crosta salina fina e de baixo relevo. E) Fraturas poligonais preenchidas por crostas salinas espessas e de alto relevo. F) Dissolução das crostas salinas após contato com água e G) posterior preenchimento das fraturas por sedimento. Adaptado de Lowenstein e Hardie (1991).

2.4.1.2 Crostas salinas finas e de baixo relevo (<10 cm)

Crostas salinas finas e de baixo relevo (Figura 2D) são originadas exclusivamente por meio da ascensão capilar do lençol freático, como ilustra a Figura 2C (Smoot e Castens-Seidell, 1994). Nessas regiões, as águas tendem a ser menos saturadas em relação aos sais e o nível freático é geralmente mais profundo (em relação às crostas de alto relevo). Essas áreas são frequentemente atribuídas a planícies salinas e interdunas eólicas predominantemente secas a úmidas, caracterizadas por suas naturezas arenosas e rapidamente recobertas por sedimentos (Goodall *et al.*, 2000).

Os tipos mais comuns de crostas salinas finas e de baixo relevo incluem aquelas com padrões poligonais e as crostas imitativas (Goodall, 1995). As primeiras (Figura 2C), são formadas similarmente às crostas salinas espessas e de alto relevo de mesmo padrão geométrico, no entanto, os padrões hidrológicos e sedimentológicos das regiões onde se formam diferenciam as suas espessuras (Goodall, 1995). As crostas salinas imitativas têm sua gênese relacionada a mecanismos distintos e por essa razão serão apresentadas no item a seguir.

2.4.1.2.1 *Crostas salinas imitativas*

Crostas salinas imitativas são comumente formadas a partir da relação entre um tapete microbiano e a superfície sedimentar. Os tapetes microbianos são as estruturas organossedimentares mais antigas conhecidas no planeta e apresentam um registro contínuo desde o Arqueano (Tice *et al.*, 2011; Noffke *et al.*, 2001). Desenvolvem-se a partir da colonização de comunidades microbianas, entre elas, cianobactérias e halobactérias, em águas rasas, como poças e lagoas efêmeras (Hardie, 1977). Neste contexto, o processo metabólico realizado pelas bactérias leva à formação de biofilmes (exopolissacarídeos) que “envolvem” as superfícies individuais das partículas sedimentares (Figura 3A). Os biofilmes, por sua vez, atuam como bioestabilizadores capazes de capturar e manter a coesão entre os grãos, possibilitando a permanência e o desenvolvimento da comunidade microbiana (Schieber, 2007). Além dos grãos, os biofilmes capturam também íons do ambiente, e, à medida que desidratam, a cristalização de sais pode levar à formação das crostas salinas imitativas (Noffke, 2010).

A formação efetiva de crostas salinas imitativas depende, contudo, do tipo de interação entre os tapetes microbianos, os sais e a superfície sedimentar. Essa interação ocorre através do desenvolvimento da comunidade microbiana sobre ou entre os sedimentos (tapetes epibênticos e endobênticos, respectivamente). Tapetes epibênticos (Figura 3B), protegem e tendem a suavizar/imitar as formas de leito presentes na superfície (*e.g.* ondulações eólicas e/ou subaquáticas); tapetes endobênticos (Figura 3C), por outro lado, comumente deformam essas formas, não preservando-as (Cuadrado, 2011; Noffke, 2010). Em ambos os casos, o potencial de preservação da maioria das características morfológicas citadas é baixo, porque todo o material orgânico dos tapetes decomposto, mineralizado é fortemente compactado durante o soterramento (Altermann e Kazmierczak, 2003). Cabe salientar que mesmo na ausência de tapetes biogênicos, a precipitação e a cristalização de sais sobre as superfícies de formas de leito podem, também, imitar a forma subjacente.

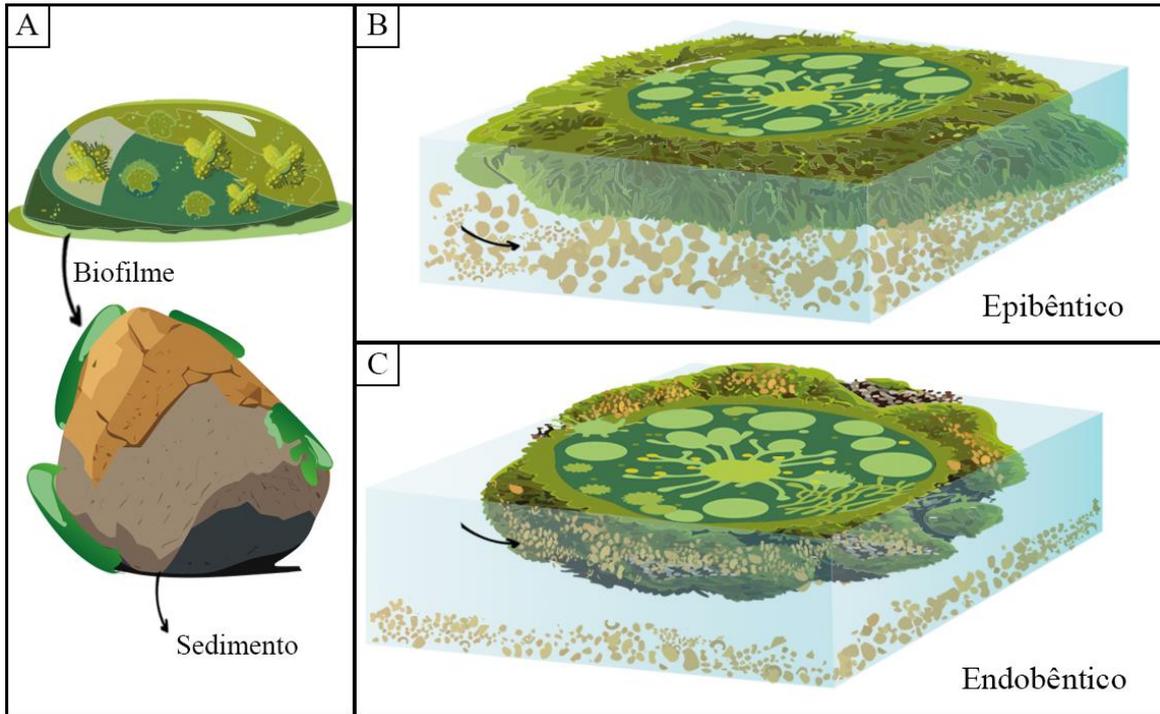


Figura 3: Os tapetes microbianos. A) Formação e aderência de biofilmes sobre a superfície do grão sedimentar. B) Tapetes epibênticos, caracterizados pela colonização microbiana sobre a superfície dos sedimentos (seta preta), promovendo a preservação parcial da superfície, criando uma “impressão” das formas de leito que podem constar no registro sedimentar. C) Tapetes endobênticos, desenvolvidos entre os grãos sedimentares (seta preta). Diferente do primeiro, este tipo de tapete biogênico promove a deformação de estruturas primárias e de formas de leito. Adaptado de Noffke (2010).

3 CONTEXTO GEOLÓGICO E ÁREA DE ESTUDO

3.1 *Cráton São Francisco*

O Cráton São Francisco (CSF), ilustrado na Figura 4A, está localizado na região leste do Brasil e é uma das unidades cratônicas que compõem a plataforma sul-americana (Almeida, 1977; Schobbenhaus e Brito Neves, 2003). Seu embasamento é composto por blocos arqueanos com idades superiores a 1,8 Ga que compreendem suítes tonalito-trondhjemitó-granodiorito (TTG) e granito-*greenstone*, juntamente com plútons paleoproterozóicos (Brito Neves, 1999). Nos extremos sul e leste, esse embasamento é exposto; no entanto, em sua maior parte, o CSF é recoberto pelas unidades morfotectônicas do Aulacógeno Paramirim, a nordeste, e da Bacia do São Francisco, na porção centro-leste (Alkmim, 2017).

O cráton e suas unidades morfotectônicas compreendem um registro geológico que se estende do paleoarqueano ao cenozoico e retratam importantes eventos de escala global (Brito Neves, 1999; Alkmim *et al.*, 2001). Entre esses, destacam-se as amalgamações diacrônicas responsáveis pela formação do paleocontinente Gondwana durante o Neoproterozóico, que resultaram na implementação dos cinturões orogênicos brasileiros, reconhecidos como faixas móveis Sergipana, Ribeira, Riacho do Pontal, Brasília e Araçuaí, as quais definem o atual contorno do CSF (Almeida, 1977; 1981; Alkmim *et al.*, 2001). A Bacia do São Francisco e a faixa móvel Araçuaí, por concentrarem a área deste estudo, serão detalhadas a seguir.

3.2 *Bacia do São Francisco*

A Bacia do São Francisco corresponde a um sistema complexo de riftes com história polideformacional, de orientação norte-sul (atualmente) que se estende por cerca de 1.100 km² e ocupa quase todo o segmento de orientação meridiana do CSF (Pflug 1968; Alkmim e Martins-Neto, 1998). Seus limites oeste, noroeste e leste coincidem com os limites do cráton, enquanto o limite sul é de natureza erosiva. Parte do limite nordeste é marcado pelo contato embasamento-cobertura e, na parte restante, a bacia se justapõe ao Aulacógeno Paramirim (Almeida, 2000).

Sobre os terrenos da Bacia do São Francisco, um pacote de aproximadamente 5.000 metros de espessura de rochas metavulcanossedimentares registra uma sequência completa de um sistema de bacia rifte-*sag* intracratônica, desenvolvida durante o paleo/mesoproterozóico, deformada e metamorfozizada no neoproterozóico em decorrência da orogenia brasileira/panafricana (Dossin *et al.*, 1990; Uhlein *et al.*, 1998; Chemale *et al.*, 2012). Essas rochas compõem as duas unidades de coberturas principais, os Supergrupos São Francisco e o Supergrupo Espinhaço (Alkmim e Martins-Neto, 2001).

3.3 *Supergrupo Espinhaço*

O Supergrupo Espinhaço, no Estado de Minas Gerais, é dividido em dois domínios geográficos e geotectônicos distintos que correspondem ao registro de pelo menos duas bacias sedimentares; (i) Domínio Espinhaço Setentrional e (ii) Domínio Espinhaço Meridional (Alkmin e Martins-Neto, 2001), ilustrados na Figura 4B. O Domínio Espinhaço Setentrional ocorre sobre a porção central do CSF e consiste em uma sequência de rochas siliciclásticas depositadas em ambientes eólicos, fluviais efêmeros e aluviais intercaladas com corpos intrusivos vulcânicos (Martins-Neto, 1998; Chemale *et al.*, 2012).

O Domínio Espinhaço Meridional margeia o limite sudeste do CSF na região centro-sul de Minas Gerais e corresponde ao segmento norte-sul do Orógeno Araçuaí (Almeida, 1977). O embasamento do orógeno é composto pelos complexos Guanhões e Gouveia, de idade arqueana, e Mantiqueira e Juiz de Fora, de idade paleoproterozoica, os quais são sobrepostos por aproximadamente 3.000 m de rochas metassedimentares siliciclásticas, metacarbonáticas e metavulcânicas do Supergrupo Espinhaço Meridional (Martins-Neto, 2000), ilustrado nas Figura 4C e Figura 5.

Duas grandes sucessões sedimentares compõem o Supergrupo Espinhaço Meridional e ambas são relacionadas a dois picos de preenchimento de bacia (Chemale *et al.*, 2012). O primeiro pico de preenchimento ocorreu no Estateriano (1,8 – 1,7 Ga) enquanto o segundo, durante o Esteniano-Toniano (1,1 – 0,9 Ga), e englobam estágios evolutivos de rifte e rifte-*sag* (Dossin *et al.*, 1990; Uhlein *et al.*, 1998; Chemale *et al.*, 2012). A sucessão Estateriana foi agrupada por Chemale *et al.* (2012) à sequência Espinhaço Inferior e seu registro estratigráfico é marcado pela deposição das formações Bandeirinha e São João da Chapada (metavulcanossedimentares), as quais, respectivamente, refletem o primeiro e segundo estágio do rifteamento intracontinental (Almeida-Abreu, 1993). O topo da Formação São João da Chapada é caracterizado por uma discordância angular atribuída a um hiato de 500 Ma (Calimiano-Ectasiano), sobre a qual se depositaram as formações Sopa-Brumadinho (vulcanossedimentares) e Galho do Miguel, pertencentes ao Grupo Diamantina (Chemale *et al.*, 2012) (Figura 5). A última, por concentrar a área de estudo (Figura 4C e D), é detalhada a seguir.

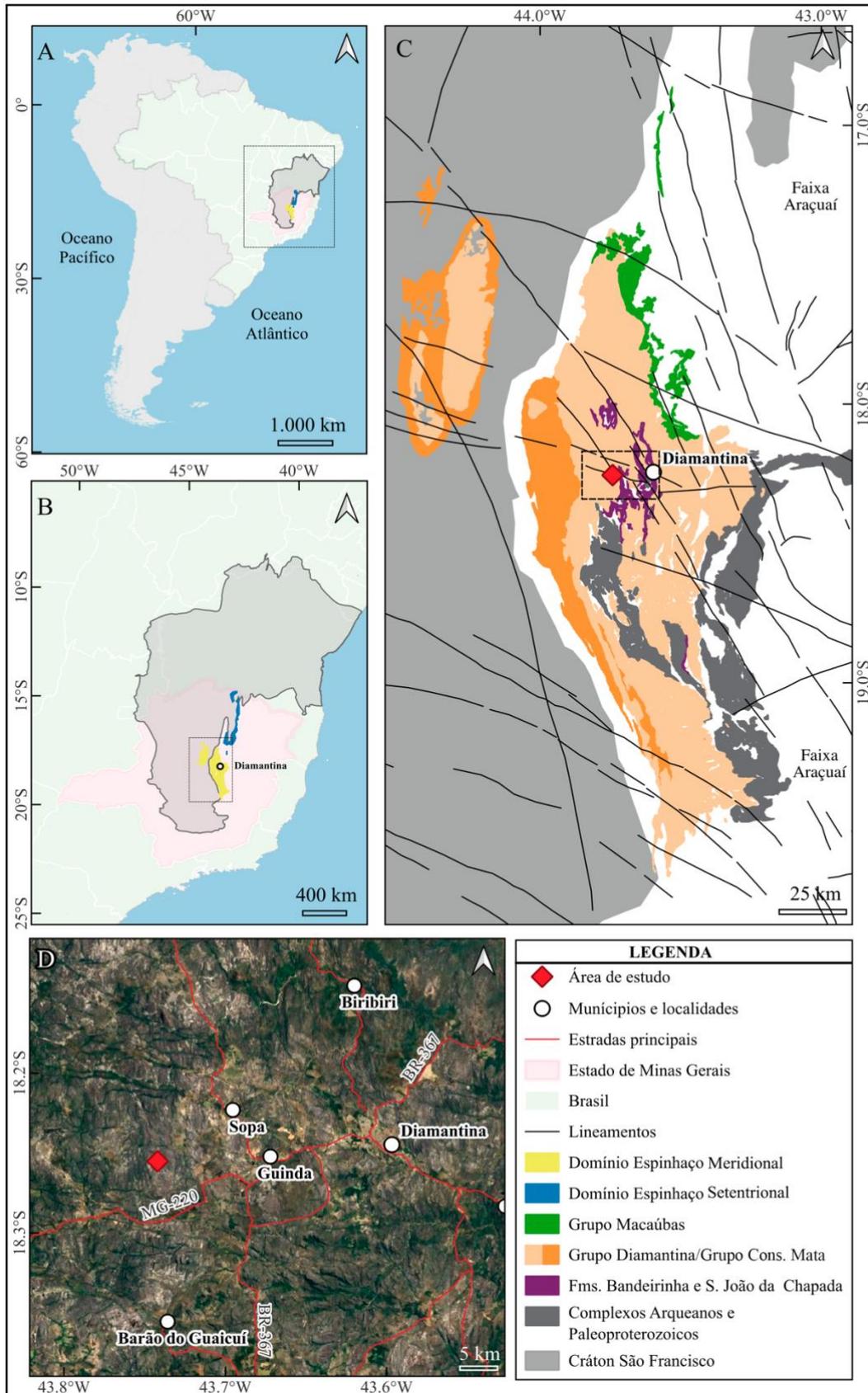


Figura 4: Contexto geográfico e geológico do CSF. A) na América do Sul e B) no Brasil, evidenciando os domínios Espinhaço Setentrional, na porção central do CSF e o domínio Espinhaço Meridional, na porção sudeste. C) Distribuição dos Grupos e formações (Fms) que compõem o Supergrupo Espinhaço e seus embasamentos, no domínio meridional. Grupo Diamantina: cor laranja claro. Grupo Conselheiro Mata: cor

laranja escuro. Bases de dados utilizadas: Serviço Geológico do Brasil (SGB), Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE).

3.3.1 Formação Galho do Miguel

A Formação Galho do Miguel (Pflug, 1968) é composta essencialmente por quartzitos muito finos a grossos organizados em estratificações cruzadas tangenciais, tabulares e tangenciais de grande porte, estratificações de baixo ângulo ($<15^\circ$), marcas onduladas e estruturas relacionadas a presença de evaporitos (Dossin *et al.*, 1990; Uhlein *et al.*, 1998; Basilici *et al.*, 2021). O registro compreende um pacote metassedimentar que ultrapassa 2.000 m de espessura, limitado à base e ao topo por superfícies associadas a transgressões marinhas (Uhlein *et al.*, 1998; Martins-Neto, 2000).

Estudos recentes realizados por Abrantes *et al.*, (2020), Basilici *et al.*, (2021) e Mesquita *et al.*, (2021) relacionam a Formação Galho do Miguel a um sistema eólico complexo, de natureza árida/semiárida e controlado por variações no nível freático, visto que, mais da metade da espessura da formação (1.000 m) corresponde a depósitos formados em condições úmidas intercalados a depósitos formados em condições predominantemente secas. Estudos geocronológicos com zircões detríticos sugerem uma idade de aproximadamente 1,2-1,0 Ga para a Formação Galho do Miguel, o que implica sua deposição durante a fase pós-rifte da Bacia do Espinhaço, na transição das fases controladas por falhas para estágios de subsidência térmica (Martins-Neto, 1998, 2000; Chemale *et al.*, 2012).

O fim do preenchimento da sucessão eólica marca também o fim da fase *rifte-sag 1*, associada a expansão da bacia do Espinhaço, e testemunha a primeira incursão transgressiva marinha (Martins-Neto, 2000). Esta, por sua vez, representa o segundo estágio de subsidência da bacia (*sag 2*) e abriga os depósitos dominantemente marinhos do Grupo Conselheiro Mata, topo da sucessão Espinhaço Superior (Chemale *et al.*, 2012), ilustrado na Figura 5.

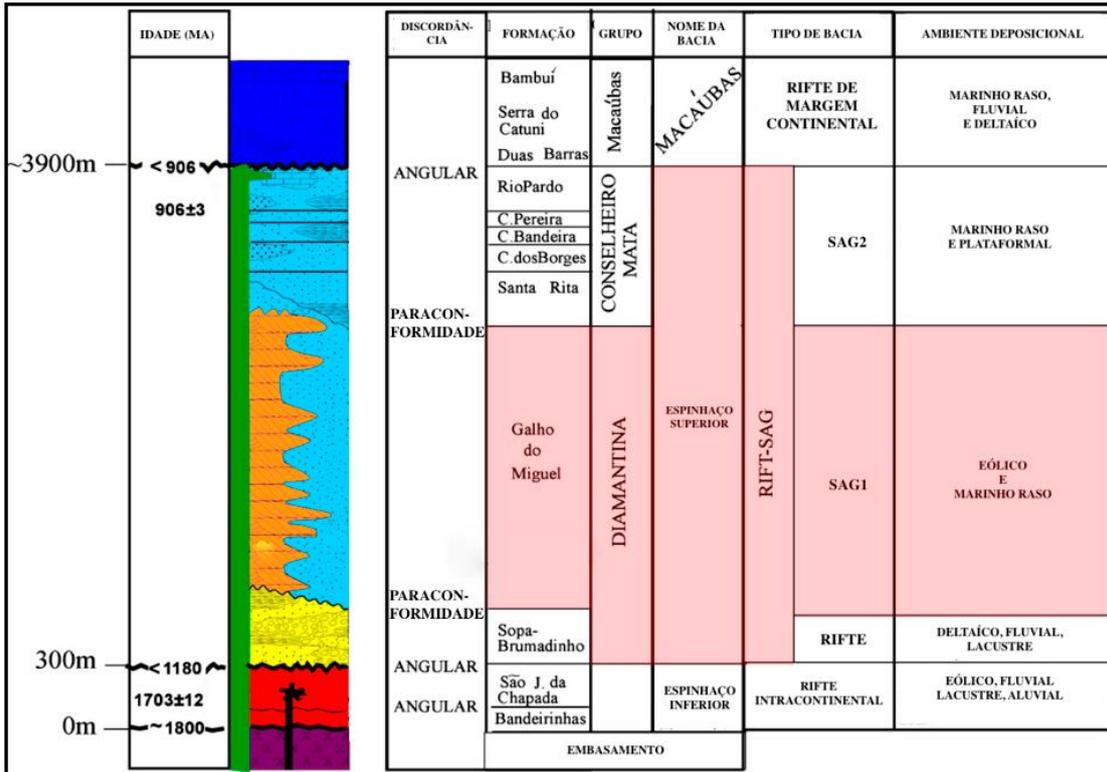


Figura 5: Empilhamento estratigráfico das unidades que compõem o Supergrupo Espinhaço Meridional com destaque (em vermelho) para o intervalo da Formação Galho do Miguel. Adaptado de Chemale et al. (2012).

4 MATERIAIS E MÉTODOS

A presente dissertação foi desenvolvida a partir de três etapas principais: (i) pré-campo, (ii) campo e (iii) pós-campo, detalhadamente descritas abaixo.

4.1 *Etapa Pré-Campo*

4.1.1 *Levantamento Bibliográfico*

Consistiu na revisão de bibliografias que abordam temas referentes aos aspectos gerais da geologia regional da área de estudo e dos sistemas eólicos, com ênfase em seus principais processos, produtos e interações. A síntese dessas bibliografias reflete a progressão contínua no entendimento desses assuntos e garantiram uma base sólida para a escrita desta dissertação.

4.2 *Etapa de Campo*

4.2.1 *Aquisição de Dados*

O objetivo primordial dessa etapa consistiu na obtenção de dados litológicos e estruturais das sucessões eólicas da Formação Galho do Miguel, em Diamantina/MG (Figura 4B e C). À época da coleta, os depósitos se encontravam distribuídos em cortes em frentes de lavras de faces polidas e em blocos cortados localizados ao longo de uma pedreira com área de aproximadamente 8.600 m². As exposições em cortes em frentes de lavras possuíam dimensões de 10 a 500 m de comprimento e 2 a 15 m de altura; os blocos cortados, por outro lado, apresentavam dimensões limitadas a 4 m³.

Nessas exposições, as fácies foram individualizadas a partir de características como geometria dos estratos, superfícies limitantes e estruturas sedimentares. A análise de litofácies foi realizada considerando critérios estruturais, geométricos, de empilhamento, relações laterais e verticais dos estratos e suas conexões com as superfícies limitantes de acordo com Kocurek (1991). Superfícies limitantes foram reconhecidas adotando o critério de hierarquia proposto por Brookfield (1977). O significado sedimentológico e paleoambiental dessas superfícies foi interpretado a partir das considerações realizadas por Kocurek (1981;1991).

Medições detalhadas atribuídas à quantificação das espessuras das estratificações cruzadas e da geometria dos estratos, bem como comprimentos de onda das estruturas onduladas e de indicadores de paleoventos tiveram como objetivo reconhecer possíveis mudanças espaciais e temporais ocorridas nos sistemas deposicionais. A obtenção de amostras representativas de rochas para estudos petrográficos deu-se a partir de blocos cortados, visto que oferecem melhores exposições e maior facilidade de aquisição.

4.3 *Etapa Pós-Campo*

4.3.1 *Análise, seleção e tratamento das informações coletadas em campo*

A etapa pós-campo teve como objetivo a análise e seleção das informações coletadas durante o trabalho de campo. Essa fase foi crucial para identificação da organização interna dos grãos e descrição de aspectos texturais não observados em escala de afloramento. O uso do *software* Adobe Photoshop 2024 permitiu a elaboração de *sketchs* bidimensionais dos afloramentos para a melhor visualização das relações entre os estratos, enquanto o *software* Adobe Illustrator 2024 permitiu a confecção de ilustrações acerca dos processos e produtos envolvidos na gênese das estruturas estudadas.

Além das fotografias, todas as anotações e esboços obtidos em campo foram revisados sistematicamente para refinar e selecionar as melhores informações, assegurando a utilização dos dados mais relevantes sobre as características sedimentológicas e petrográficas obtidas em campo.

4.3.2 *Interpretação dos dados de paleofluxos e de ondulações*

Os dados de paleocorrentes obtidos a partir da direção e mergulho das estratificações cruzadas foram tratados com o auxílio do *software* stereonet® 11.5.4 e plotados em histogramas circulares que auxiliaram na visualização e na interpretação das direções dominantes dos paleofluxos. Um indicador adimensional, o índice de ondulação (RI) definido como a razão do comprimento de ondulação (L) para a altura da ondulação (h), pode ser utilizado para distinguir entre as classes de ondulações: (i) assimétricas causadas pelo vento, (ii) assimétricas causadas por correntes aquáticas e (iii) simétricas causadas por ondas (Tanner, 1967).

Ondulações causadas pelo vento tipicamente têm $RI > 10-15$, enquanto ondulações causadas pela água apresentam $RI < 10$ (Bagnold 1941; Sharp, 1963; Tanner, 1967). Embora o índice de ondulação não seja um parâmetro decisivo, a geometria das ondulações pode ajudar a identificar paleoambientes eólicos e direções de transporte de sedimentos em depósitos sedimentares.

4.3.3 *Confecção e análise de lâminas delgadas*

A confecção de lâminas delgadas teve como objetivo examinar microtexturas e feições mineralógicas das amostras coletadas em lâminas delgadas com a finalidade de: (i) visualizar a disposição e organização dos minerais constituintes das rochas, suas geometrias e os tipos de

contatos; (ii) associar os principais constituintes minerais das amostras de rochas e sua caracterização petrofísica; para então (iii) aferir a gênese da amostra.

Quatro lâminas delgadas foram confeccionadas no Laboratório de Laminação do Instituto de Geociências da Universidade Estadual de Campinas (LdL/IG/UNICAMP) e analisadas no Laboratório de Microscopia Didático do Instituto de Geociências da Universidade Estadual de Campinas (LMD/IG/UNICAMP), utilizando um microscópio petrográfico Carl Zeiss® Axioplan com objetivas de 20x, 40x e 50x para identificar a mineralogia essencial, secundária e acessória, bem como texturas e estruturas de interesse. Durante a caracterização petrográfica foram descritas as principais características das lâminas, como (i) índice de cor, (ii) granulação, (iii) texturas, (iv) mineralogia global, (v) feições dos minerais e seus contatos e (vi) composição modal. Esse processo foi crucial para, enfim, definir o tipo e a nomenclatura das rochas estudadas de acordo com a *International Union of Geological Sciences (IUGS)*, especificamente para a classificação de rochas metamórficas da *Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks* (Schmid *et al.*, 2007). Embora seja utilizada a classificação para rochas metamórficas, cabe salientar que as rochas presentes na área de estudo apresentam suas características sedimentares bem preservadas, como, por exemplo, a geometria dos corpos e, em alguns casos, a textura primária. Dado o exposto, neste trabalho será utilizada a nomenclatura sedimentar para a descrição das rochas analisadas.

5 RESULTADOS

Três associações de fácies foram caracterizadas a partir das estruturas sedimentares observadas: Associação de fácies arenitos compostos por lentes irregulares (AF1), Associação de fácies arenitos com laminações horizontais (AF2) e Associação de fácies arenitos com estratificações cruzadas de base tangencial (AF3).

5.1 Associação de fácies

5.1.1 Fácies de arenitos com lentes irregulares (AF1)

A associação de fácies de arenitos com lentes irregulares é formada por alternâncias rítmicas de estratos tabulares de cor cinza e lentes irregulares de cor branca. Os estratos de cor cinza possuem laminações e estratificações e correspondem a aproximadamente de 85% da espessura total da AF1; são organizados em camadas com espessuras de 0,8 a 4 m, e extensão lateral superior a 100 m. Em contrapartida, as lentes brancas são maciças, polimorfas e possuem espessuras que variam entre 2 e 50 mm, extensão lateral que pode ultrapassar 30 m e estão “imersas” na matriz cinza. Ao longo de um mesmo nível estratigráfico são comuns interrupções e alterações em suas formas, o que permitiu agrupá-las em: (i) lentes horizontais enrugadas, (ii) lentes côncavas e (iii) lentes convexas e superfícies onduladas.

Mineralogicamente, a AF1 é composta essencialmente por quartzo (95%) na fração muito finos a médios ($< 60 \mu\text{m}$ a $250 \mu\text{m}$), inequigranulares, moderadamente selecionados, com textura granoblástica e contatos que variam de retos a suturados, como mostra a Figura 6A. Adicionalmente os minerais sericita (4%) com grãos finos ($60 \mu\text{m}$ a $200 \mu\text{m}$), orientação preferencial e textura lepidoblástica e; muscovita (1%) com grãos muito finos ($< 60 \mu\text{m}$) textura granoblástica e contatos suturados em relação ao quartzo também se fazem presentes, como mostra a Figura 6B.

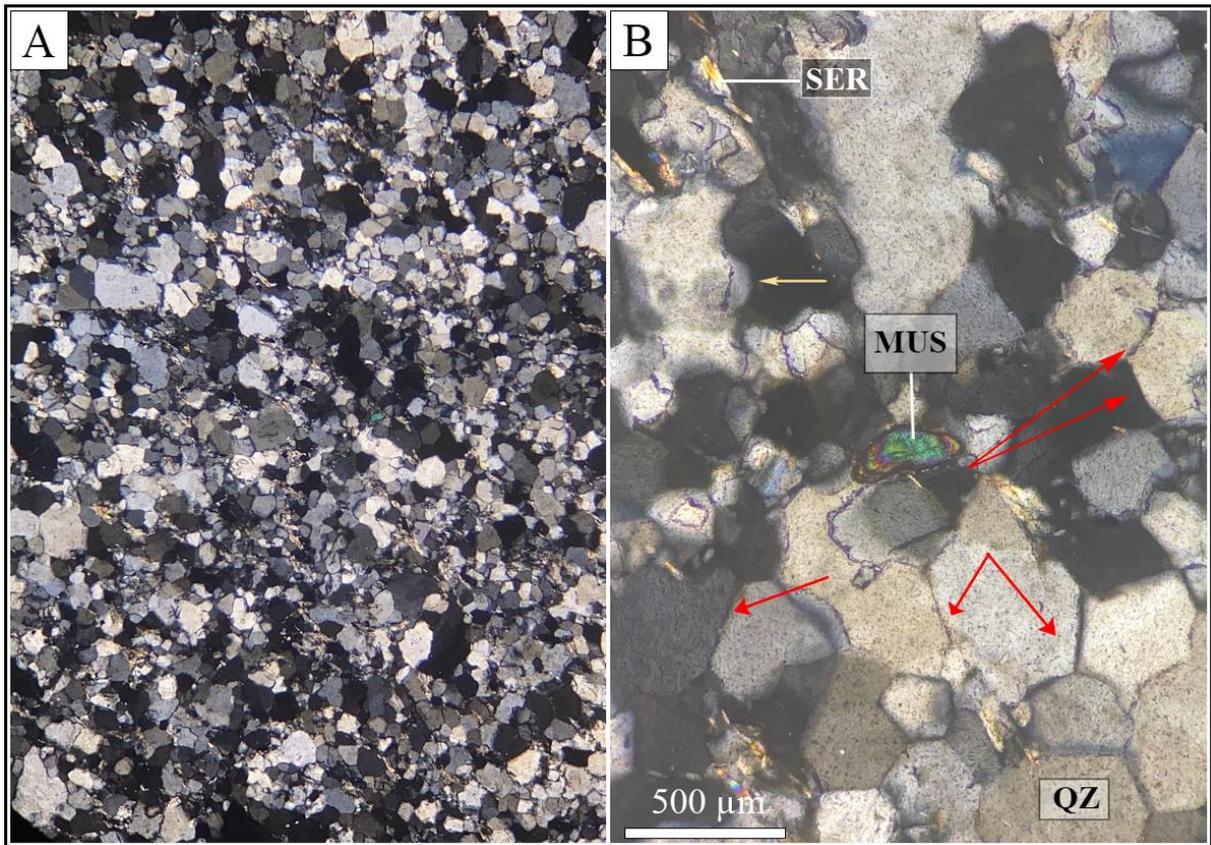


Figura 6: Fotomicrografias da lâmina LD1 evidenciando: A) visão geral do arcabouço com grãos inequigranulares e predomínio de textura granoblástica e B) identificação dos principais minerais: SER: sericita; MUS: muscovita e QZ: quartzo e seus contatos predominantemente retos (setas vermelhas) e suturados (seta amarela).

5.1.1.1 Fácies de lentes horizontais enrugadas

Descrição: as lentes horizontais enrugadas comportam arenitos muito finos a finos, moderadamente selecionados e maciços; suas espessuras variam entre 2 e 50 mm e as extensões laterais podem exceder os 30 m. Tanto as bases quanto os topos dessas lentes são levemente ondulados (Figura 7A). As ondulações comumente tornam-se mais acentuadas em direção às extremidades das lentes e podem apresentar comprimentos de ondas de até 10 cm; no mesmo sentido, é comum o adelgaçamento das formas, como mostra a Figura 7B. Ao longo de um mesmo nível estratigráfico, é comum a presença de diversas interrupções na continuidade lateral das lentes horizontais enrugadas, ao passo que gradualmente são substituídas por pequenas lentes côncavas (Figura 7A).

Interpretação: Lentes horizontais enrugadas podem ser interpretadas como estruturas de adesão ou estruturas associadas a crostas salinas em sistemas relativamente úmidos devido a ascensão do nível do lençol freático (Smoot e Castens-Seidell, 1994; Goodall, 1995). Todavia, o aspecto estreito, longo e com poucos centímetros de altura, por vezes descontínuo, com adelgaçamentos e relacionado à lentes côncavas sugerem que a formação das lentes horizontais

enrugadas provavelmente esteve associada ao preenchimento sedimentar de depressões planas e contínuas em crostas salinas finas e de baixo relevo (Goodall *et al.*, 2000).

As suaves ondulações nas bases e topos dessas estruturas podem ser interpretadas como respostas à ação de ondas em uma lâmina d'água rasa e efêmera que cobria a paleosuperfície durante períodos de maior umidade (Abrantes *et al.*, 2020; Basilici *et al.*, 2021). A gradual transição lateral das lentes horizontais para lentes côncavas pode indicar que a paleosuperfície relativamente plana, se tornava progressivamente mais acidentada devido à ação de perturbações superficiais causadas nas crostas salinas eflorescentes (Smoot e Castens-Seidell, 1994).

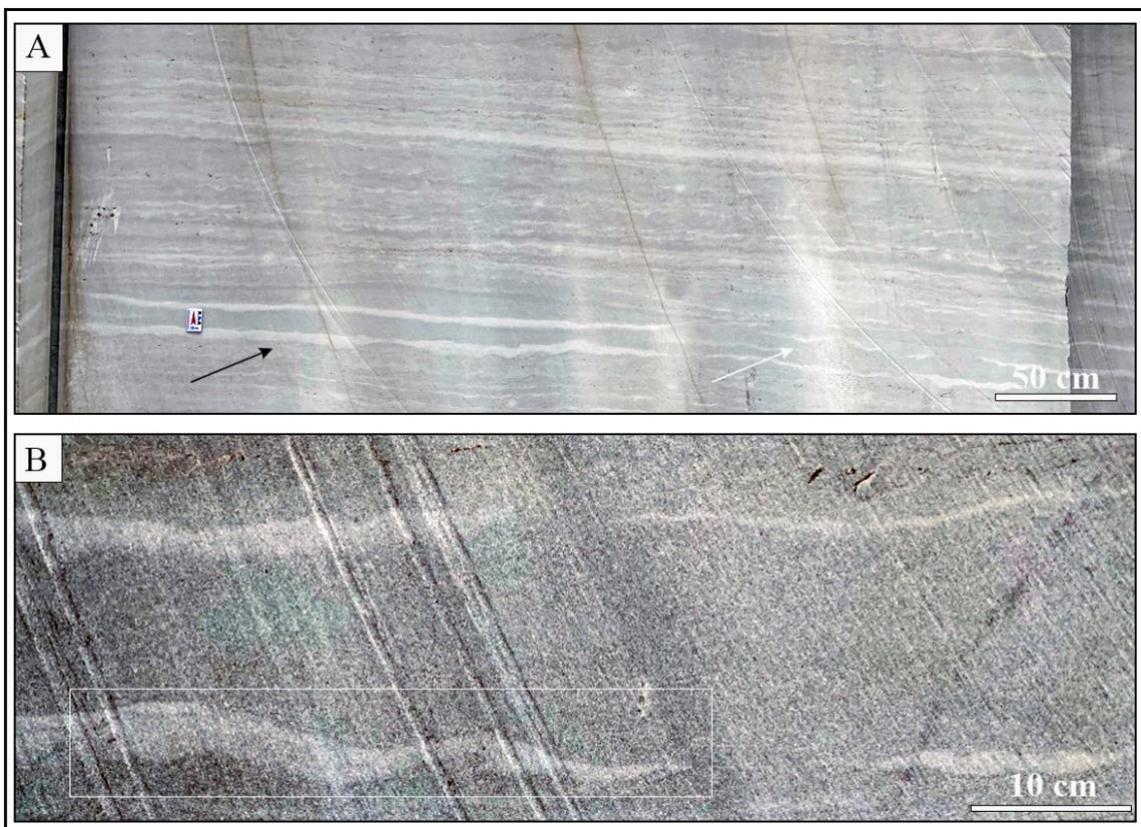


Figura 7: Associação de fácies de arenitos compostos por lentes irregulares (fácies de lentes horizontais enrugadas). A) Lentes horizontais contínuas, indicada pela seta preta; a seta branca indica as interrupções que passam a ocorrer lateralmente nessas lentes e sua transição para lentes côncavas. B) Ondulações e adelgaçamentos em direção à extremidade das lentes horizontais.

5.1.1.2 Fácies de lentes côncavas

Descrição: as lentes côncavas são compostas por arenitos finos a médios, moderadamente selecionados e possuem formas semelhantes a um *bowl*. Elas podem ser encontradas isoladas ou em pequenos aglomerados e exibem espessuras entre 5 e 40 mm e comprimentos entre 10 e 300 mm. Adelgaçamentos são comuns ao longo de um mesmo nível estratigráfico.

Dois grupos de lentes côncavas são diferenciados em função das suas dimensões: (i) lentes pequenas — com espessuras inferiores a 20 mm e comprimentos de até 50 mm — geralmente ocorrem agrupadas e são lateralmente espaçadas entre si por distâncias de 2 a 80 mm (Figura 8A, B); e (ii) lentes grandes — com espessuras superiores a 20 mm e comprimentos superiores a 50 mm — frequentemente ocorrem isoladas (Figura 8C e D). Em ambos os casos, as superfícies superiores das lentes côncavas apresentam ondulações suaves e bases predominantemente erosivas.

Interpretação: as lentes pequenas (Figura 8A e B) podem ser associadas ao processo de preenchimento de depressões geradas em crostas salinas. Este processo ocorre devido as características morfológicas das crostas salinas finas e de baixo relevo, que tem suas superfícies caracterizadas por irregularidades, principalmente pequenas e rasas depressões espaçadas que podem ser completamente preenchidas por sedimentos (Smoot e Castens-Seidell, 1994).

As lentes grandes (Figura 8C e D) indicam o desenvolvimento de polígonos de dessecação sobre a superfície deposicional e são limitados em suas extremidades laterais por crostas salinas (Goodall, 1995). As bordas elevadas dessas lentes sugerem que a depressão continuara a se expandir enquanto era simultaneamente preenchida por grãos de areia (Goodall *et al.*, 2000).

De acordo com Goodall (1995), a espessura da lente formada é proporcional a espessura da crosta salina. Deste modo, é possível que as lentes pequenas observadas tenham se formado a partir do preenchimento de cavidades desenvolvidas sobre crostas salinas finas e de baixo relevo. As lentes grandes, por outro lado, provavelmente estiveram associadas às crostas salinas espessas e de alto relevo, onde cavidades mais profundas podem se formar.

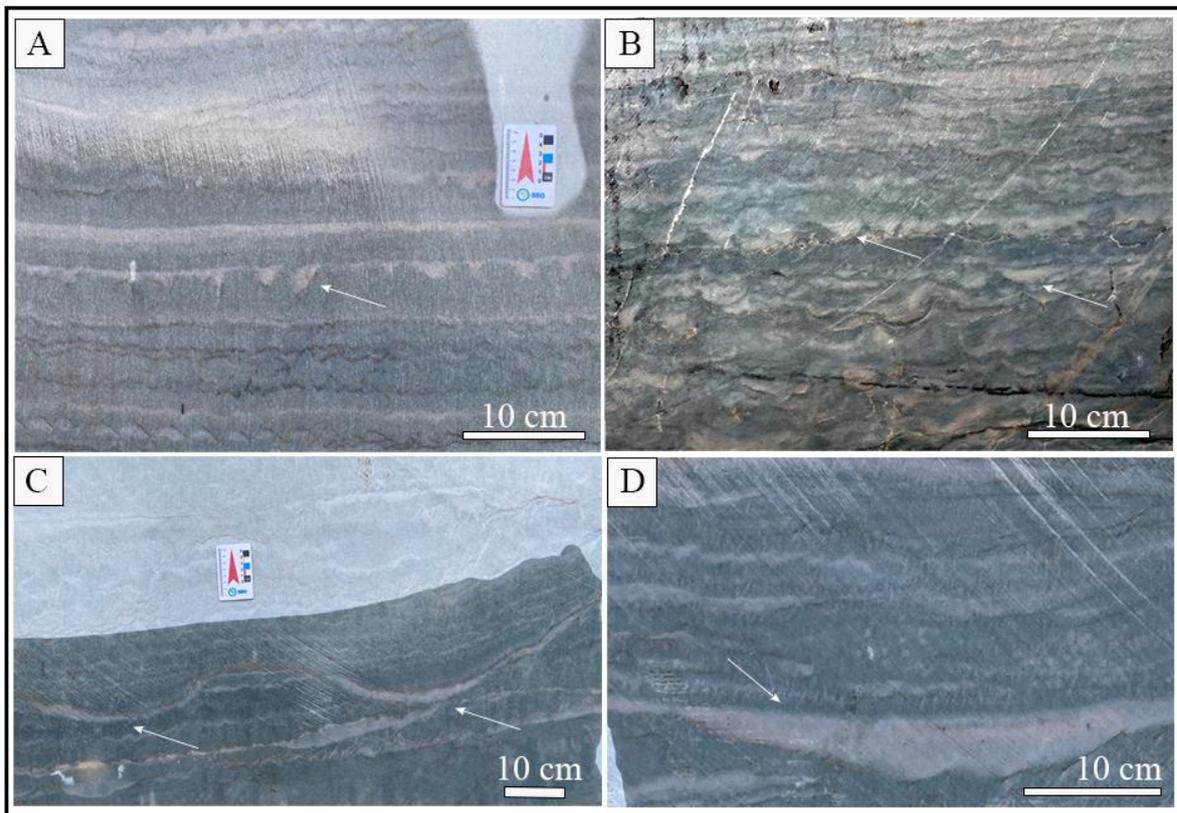


Figura 8: Associação de fácies de arenitos com lentes irregulares (fácies de lentes côncavas). A e B) Lentes pequenas associadas ao processo de preenchimento de depressões em crostas salinas. C e D) Lentes grandes, associadas ao processo de deformação da superfície causada pela presença de polígonos de dessecação associadas ao preenchimento de cavidades geradas por colapso de solução.

5.1.1.3 Fácies de lentes convexas com ondulações assimétricas

Descrição: as lentes convexas com ondulações assimétricas são formadas por arenitos muito finos, apresentam espessuras entre 5 e 15 mm e comprimentos de onda de 10 a 80 mm (Figura 9A). Suas cristas assimétricas são moderadamente sinuosas e suas bases são levemente onduladas, irregulares e interligadas por lâminas de 2 a 4 mm de espessura compostas pelo mesmo material das lentes. Lateralmente, é perceptível uma gradual transição em seus comprimentos de ondas, que diminuem ao passo que as espessuras das lentes se tornam mais finas e achatadas (Figura 9A e B, respectivamente).

Interpretação: o índice de ondulação (RI) obtido a partir da análise das medidas das lentes convexas com ondulações assimétricas apresentou um valor médio de 0,2, compatível com os valores esperados para ondulações subaquáticas (Bagnold 1941; Sharp, 1963; Tanner, 1967). A preservação e sutil deformação das lentes convexas com ondulações assimétricas pode estar relacionada à presença de crostas salinas imitativas. Essa relação é atribuída a precipitação e ao crescimento de sais intrasedimentares e sobre as ondulações, que causam suaves

deformações às morfologias, fornecendo o aspecto assimétrico observado (Goodall *et al.*, 2000), como ilustrado na Figura 9C.

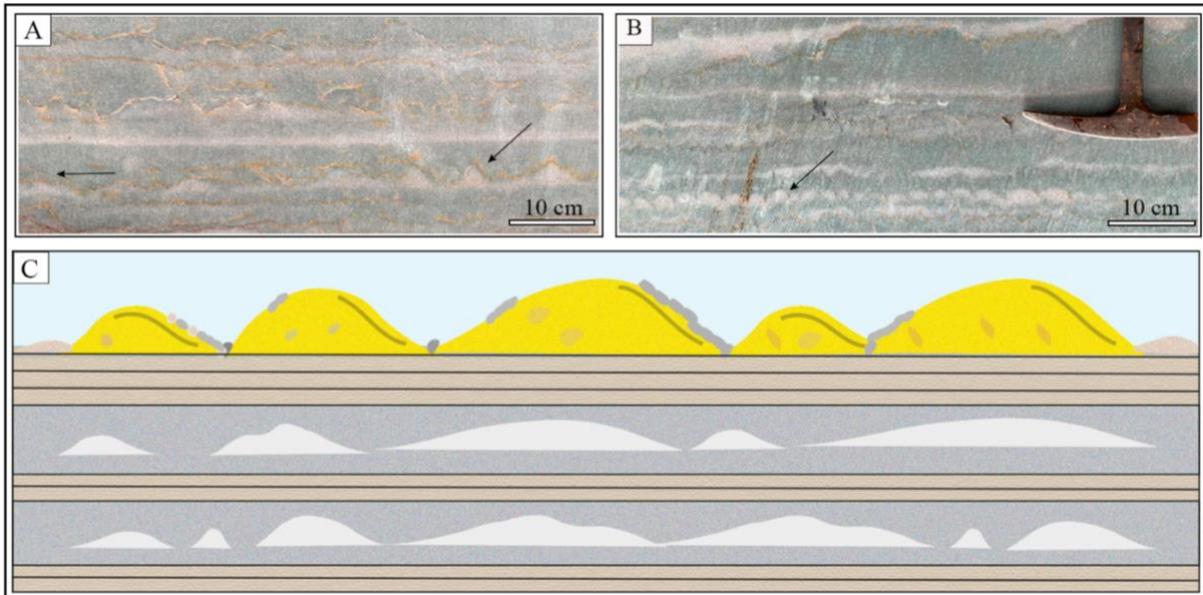


Figura 9: Associação de fácies de arenitos com por lentes irregulares (lentes convexas com ondulações assimétricas). A) Seta preta à direita indicando a forma das lentes convexas; a seta preta à esquerda indica a diminuição nas alturas e comprimentos de ondas das lentes convexas. B) Observar a dissolução do conjunto de lentes convexas com ondulações que tende a ficar cada vez menores e mais isoladas (para a esquerda). C) Representação gráfica do processo de deformação de ondulações (conforme Smoot e Castens-Seidell, 1994). Na superfície é possível ver as ondulações unidas e os cristais de sais (pontos cinzas) sobre e entre suas cristas e preenchendo as ondulações (em amarelo). Em subsuperfície os depósitos dessas ondulações após a deformação das ondulações.

5.1.1.4 Depósitos de arenitos com trens de marcas onduladas e fissuras lineares

Descrição: Os depósitos de arenitos com trem de marcas onduladas e fissuras lineares são compostos por arenitos finos e bem selecionados. Os trens de marcas onduladas possuem comprimentos de ondas que variam de 9 a 16 mm, alturas de até 10 mm e cristas retilíneas regularmente espaçadas a distâncias de até 2 cm. As fissuras lineares, por sua vez, apresentam larguras entre 5 e 10 mm, profundidades que alcançam 4 mm e comprimento de até 150 mm (Figura 10A).

Interpretação: os trens de marcas onduladas apresentam um índice de ondulação (RI) de 2,5, demonstrando que sua gênese esteve associada a ondulações subaquáticas (Bagnold, 1949; Allen, 1982). Os valores de altura, profundidade e comprimento das fissuras observadas são consistentes com aqueles descritos por Goodall (1995) para crostas salinas poligonais de baixo relevo. No entanto, essas estruturas são mais comuns em depósitos formados por sedimentação fina e coesa, como siltes e argilas, não em areias (Schieber, 1998). Neste sentido, a presença de biofilmes presentes em tapetes microbianos pode ser o

fator responsável por fornecer coesão aos grãos de areia (Noffke, 2010), como ilustrado na Figura 3.

A contínua exposição subárea e desidratação desses tapetes, e, conseqüentemente dos biofilmes que os compõem, leva à morte do tapete que protege e sobrepõe as formas de leito. Além disso, a continuação do processo de evaporação do substrato desencadeia a formação de dessecação que podem ter suas fissuras preenchidas por crostas salinas eflorescentes e sedimentos clásticos (Goodall, 1995). Esse processo é ilustrado abaixo, na Figura 10 B e C.

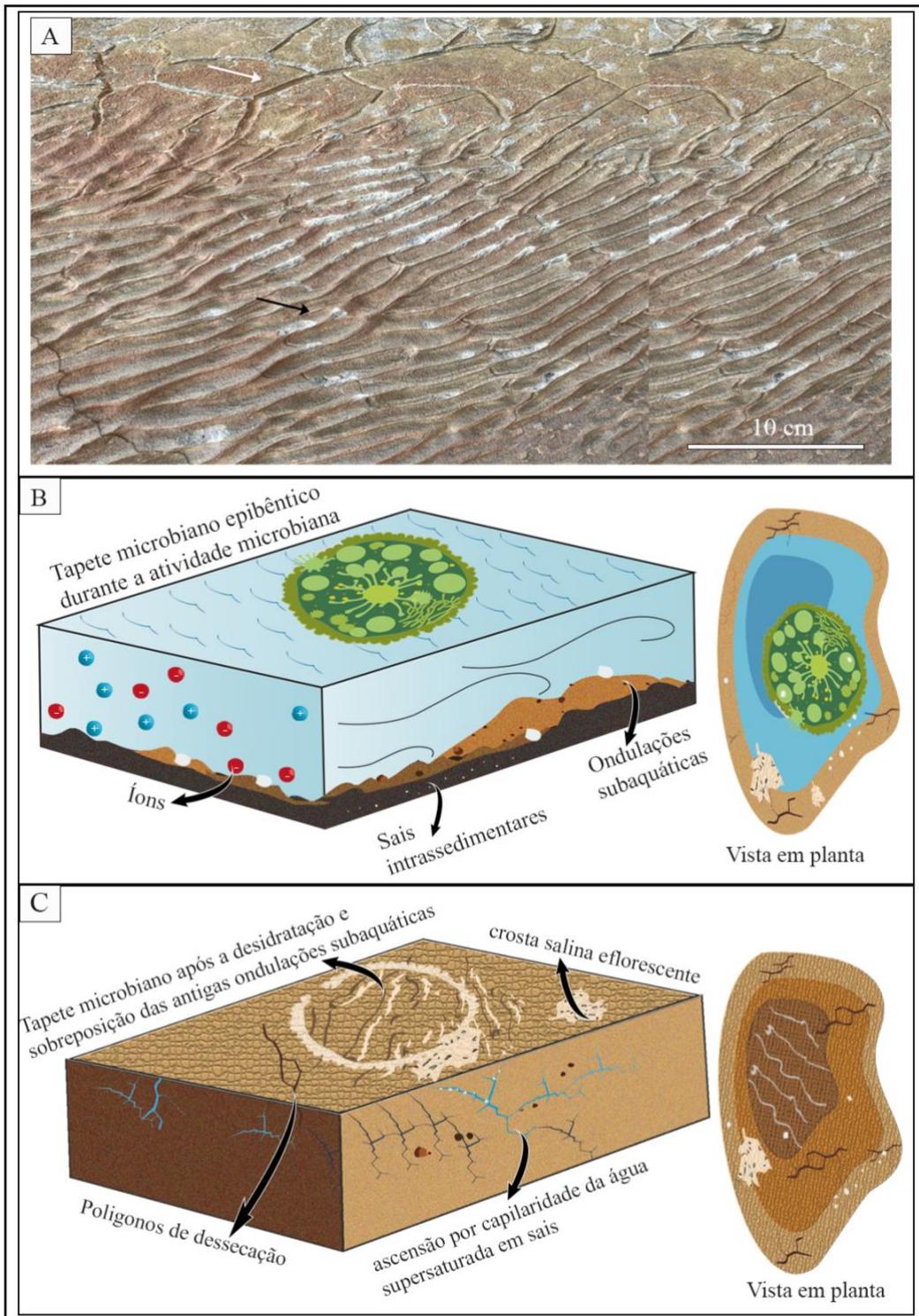


Figura 10: Associação de fácies de arenitos compostos por lentes irregulares (depósitos de arenitos com estruturas onduladas e fissuras lineares). A) Os trens de estruturas onduladas (seta preta) e fissuras lineares (seta branca). B) A presença de água na superfície promove o desenvolvimento de tapetes microbianos epibênticos. A contínua saturação da água em sais leva à formação de uma salmoura, a precipitação de sais intrassedimentares e a evaporação total da água. O tapete microbiano, é, então, depositado sobre as ondulações subaquáticas, protegendo-as da erosão. C) Após a completa evaporação da água, ocorre a morte do tapete microbiano e decomposição de toda a matéria orgânica. No entanto, a cristalização de sais sobre e entre o tapete que protegia as ondulações subaquáticas preserva a forma moldada no tapete, levando a formação de crostas salinas imitativas. Os sais intrassedimentares depositados inicialmente, ao expandirem e contraírem são responsáveis por diminuir a coesão entre os sedimentos e levam à formação de polígonos de dessecação. O contínuo processo de ascensão e evaporação do lençol freático preenche as fissuras dos polígonos com águas supersaturadas em sais, que cristalizam em forma de crostas salinas eflorescentes. Adaptado de Noffke (2010).

5.1.2 Fácies arenitos com laminações horizontais (AF2)

Descrição: a associação de fácies de arenitos com laminações horizontais consiste em estratos de arenitos de grãos finos a médios, moderadamente selecionados e compostos por mais de 95% de quartzo. Os estratos são organizados em conjuntos tabulares de 0,5 a 1,5 m de espessura, estendendo-se lateralmente por mais de 20 m. Esses estratos são formados por laminações horizontais paralelas ou de baixo ângulo ($<15^\circ$) com espessuras de 1 a 10 mm (Figura 11A). É comum a ocorrência da AF2 entre os depósitos da associação de fácies de arenitos compostos por lentes irregulares (AF1) e das associações de fácies de estratificações cruzadas de base tangencial (AF3), separando-os por superfícies irregulares (Figura 11B).

Interpretação: a distribuição bimodal do tamanho de grão, a seleção e a organização das laminações horizontais paralelas e/ou de baixo ângulo ($<15^\circ$), a espessura das camadas, a geometria dos estratos observadas na AF2 correspondem as observações de Hunter (1977) e Hunter *et al.* (1981) acerca dos depósitos de estratos de migração e cavalgamento de ondulações produzidas pelo vento (*wind ripples*). Essas ondulações correspondem a formas de leito comuns em ambientes deposicionais eólicos, e são comumente formadas na porção inferior à jusante de dunas e em regiões relativamente planas, como interdunas e lençóis de areia, e representam formas de leito sem faces deslizantes desenvolvidas sob condições predominantemente secas (Hunter, 1977; Pye, 2009).

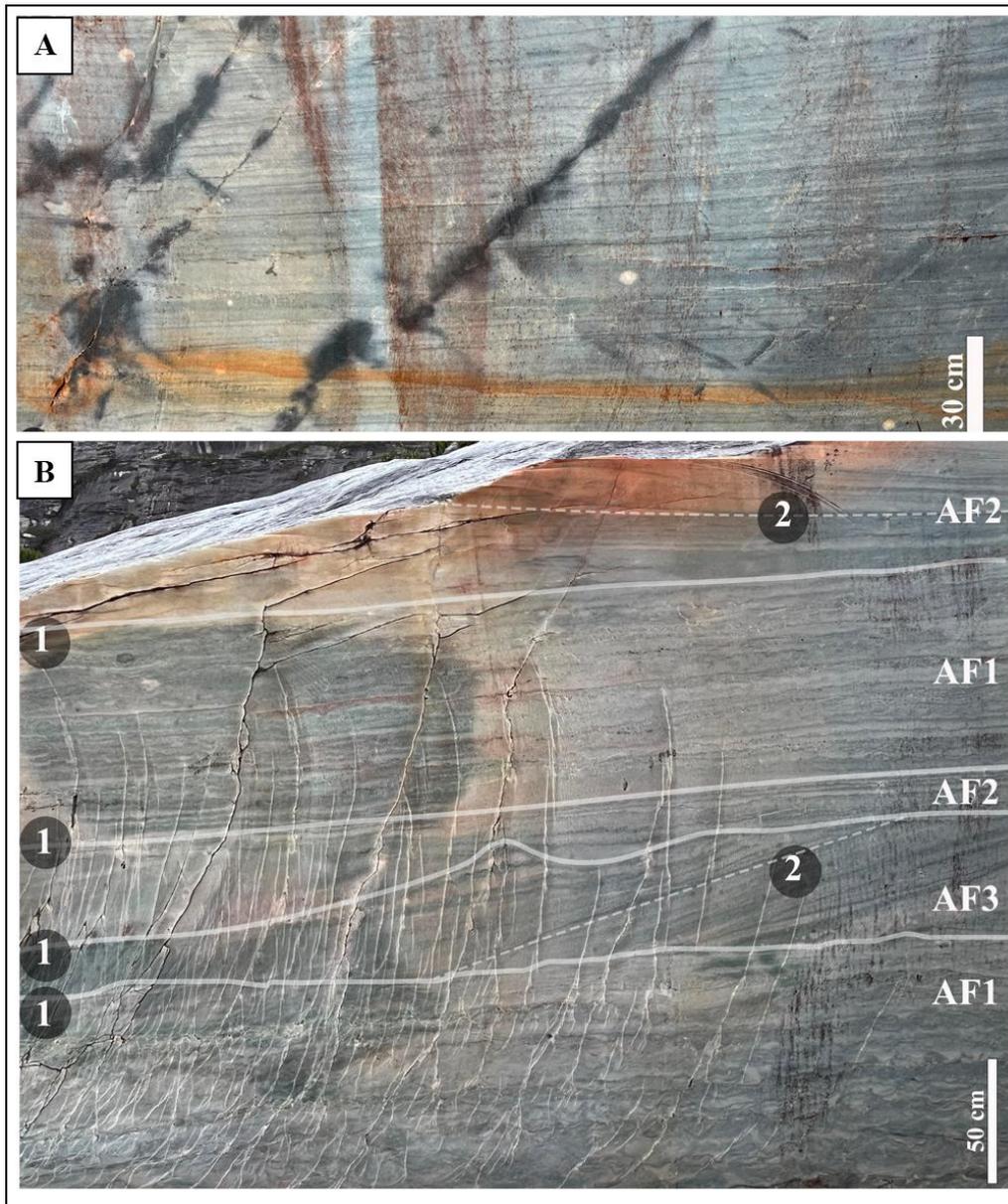


Figura 11: Associação de fácies de arenitos com laminações horizontais (AF2). A) disposição das laminações horizontais. B) contatos e superfícies de contatos frequentes da AF2 com a AF1 e AF3 e raro contato entre as duas últimas. Os números 1 e 2 nos círculos pretos representam, respectivamente, superfícies de primeira e segunda ordem.

5.1.3 Fácies de arenitos com estratificações cruzadas de base tangencial (AF3)

Descrição: a associação de fácies de arenitos com estratificações cruzadas de base tangencial é formada essencialmente por arenitos muito finos a finos, bem selecionados e compostos por mais de 95% de quartzo. Os estratos são organizados em conjuntos tabulares e lenticulares e comportam *sets* com espessuras que variam de 0,5 a 1,5 m, podendo alcançar até 20 m de continuidade lateral.

Os *foresets* dos arenitos da AF3 exibem uma porção inferior (*toeset*) que grada lateralmente para estratos com laminações horizontais e de baixo ângulo, onde são comuns

ocorrências de superfícies de reativação (Figura 12B), revelando, geralmente, uma configuração côncava para cima. O ângulo médio de inclinação dos *foresets* é de 23°, enquanto os azimutes de inclinação são predominantemente unimodais com direção SSW (193,8° - Figura 12A).

Internamente, os conjuntos são dominados por lâminas fluxo e queda livre de grãos com espessuras que variam de 3 a 35 mm (Figura 12A). Os contatos da AF3 ocorrem preferencialmente com a AF2 e raramente com a AF1. Em ambos os casos, os contatos superiores e inferiores da AF3 são marcados por superfícies notavelmente erosivas (Figura 12A e B).

Interpretação: a análise da associação de fácies de arenitos com estratificações cruzadas de base tangencial (AF3) sugere fortemente a presença de depósitos de dunas transversais migratórias, conforme destacado por estudos anteriores. Segundo Hunter (1977), a presença de arenitos finos a muito finos, predominantemente compostos por quartzo e bem selecionados, é uma característica típica desses tipos de dunas, indicando um ambiente de deposição eólica.

A orientação dos azimutes de inclinação dos *foresets*, principalmente na direção SSW (193,8°), é congruente com os ventos predominantes na área de deposição, como discutido por Smith et al. (2005). Essa coerência direcional fortalece a hipótese de que os depósitos são resultado da migração de dunas sob a influência dos ventos.

Além disso, a configuração côncava para cima dos *foresets* e a presença de superfícies de reativação nos estratos são características comuns das dunas transversais migratórias, conforme observado por Allen (1992). Tais características refletem os processos de redistribuição e reorganização dos sedimentos devido à ação do vento.

A identificação de depósitos de fluxos de grãos também corrobora a interpretação proposta. Kocurek (1991) e Rubin et al. (2003) observaram que esses depósitos são frequentemente associados a dunas transversais migratórias, onde a carga de areia é transportada pela superfície da duna, resultando em características específicas de deposição, como formas de leito com face de escorregamento bem desenvolvida.

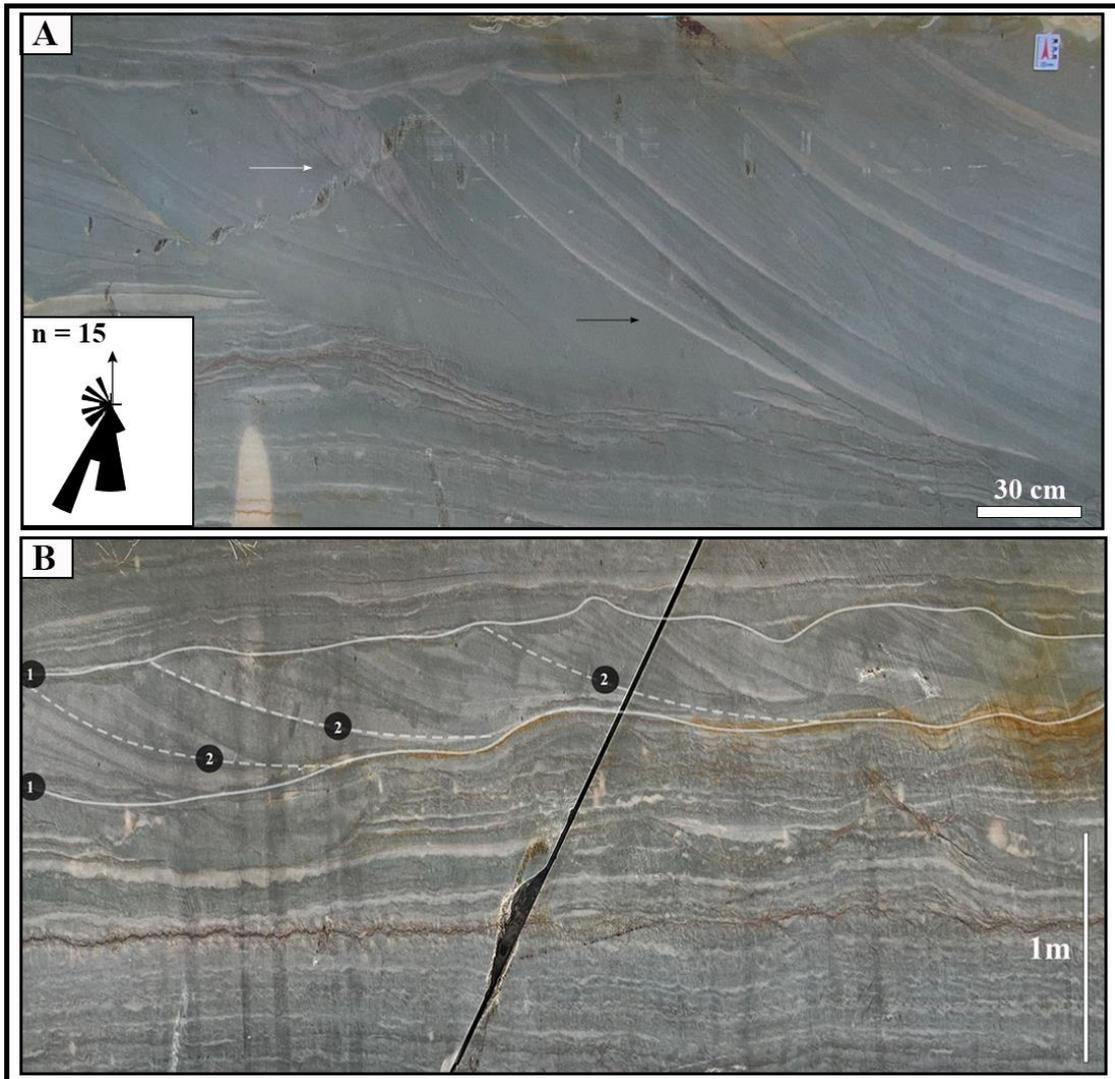


Figura 12: Associação de fácies de arenitos com estratificações cruzadas de base tangencial (AF3). A) estratos de fluxos de grãos (seta branca) e queda de grãos (seta preta) limitados no topo por superfície erosiva. O mesmo ocorre em B, no entanto, a camada da AF3 é limitada na base e no topo por superfícies erosivas (1) e internamente por superfícies de reativação (2).

6 DISCUSSÕES

6.1 *Relações espaciais e temporais entre as litofácies*

O intervalo estudado da Formação Galho do Miguel documenta múltiplos episódios de alternâncias nas condições de umidade de um sistema eólico. Ao longo do tempo, tais alternâncias são capazes de promover episódios cíclicos de contração e expansão dos subsistemas de um *erg*, resultando em interdigitações e intercalações entre eles. A ciclicidade da sucessão é demonstrada pela presença de estruturas sedimentares desenvolvidas essencialmente sob condições de umidade mais altas, como aquelas associadas a AF1, e teores de umidades mais baixos, como aquelas das AF2 e AF3 (Figura 13A e B).

A AF1 foi desenvolvida sob condições predominantemente úmidas e suas características são típicas de depósitos localizados e episódicos. Isso é evidenciado pelos registros de crostas salinas associadas as superfícies enrugadas (Figura 7), estruturas de colapso e de deformação (Figura 8) e superfícies com fissuras e estruturas onduladas (Figura 10), relacionadas a processos químicos, físicos e biológicos (Kocurek, 1981; Smoot e Castens-Seidell, 1995; Goodall, 1995; Eriksson *et al.*, 2000; Basilici *et al.*, 2021). Neste contexto, a presença de estruturas associadas à atividade biológica, por exemplo, é um indicativo não apenas de umidade, mas também de períodos em que a água superficial permaneceu, por algum tempo, estagnada sobre a superfície, uma vez que as bactérias levam tempo (dias, semanas) para colonizar o substrato e realizar os processos metabólicos essenciais para a formação dos biofilmes e tapetes microbianos (Gerdes *et al.*, 1991). Adicionalmente, tapetes microbianos raramente se desenvolvem sob condições de balanço sedimentar positivo, visto que a contínua deposição de sedimentos em corpos aquáticos prejudica a absorção de luz pelas bactérias, afetando os processos fotossintetizantes (Noffke, 2010). A hipótese de uma paleosuperfície úmida é reforçada pela existência de polígonos de dessecação (Figura 8C e D; Figura 10A) e de ondulações subaquáticas (Figura 9A e B; Figura 10A) associados à existência de crostas salinas eflorescentes e/ou precipitadas, considerando que a presença de água é essencial para a formação dessas feições (Smoot e Castens-Seidell, 1994).

A ausência de evidências de processos fluviais e/ou marinhos no intervalo estudado indica que a umidade presente na paleosuperfície advinha, possivelmente, do escoamento superficial e/ou recarga e ascensão capilar do lençol freático (Figura 14A). Neste contexto, acredita-se que a formação da AF1 se deu sobre uma paleosuperfície levemente acidentada (dada a existência de depósitos de colapso e de deformação) interceptada e submersa por uma lâmina d'água, como observado em regiões de interdunas úmidas e encharcadas (Figura 1B e

C). Esse processo era, provavelmente, cíclico e frequente, dada a distribuição vertical e as espessuras dos estratos estudados na AF1 (Figura 13A e B).

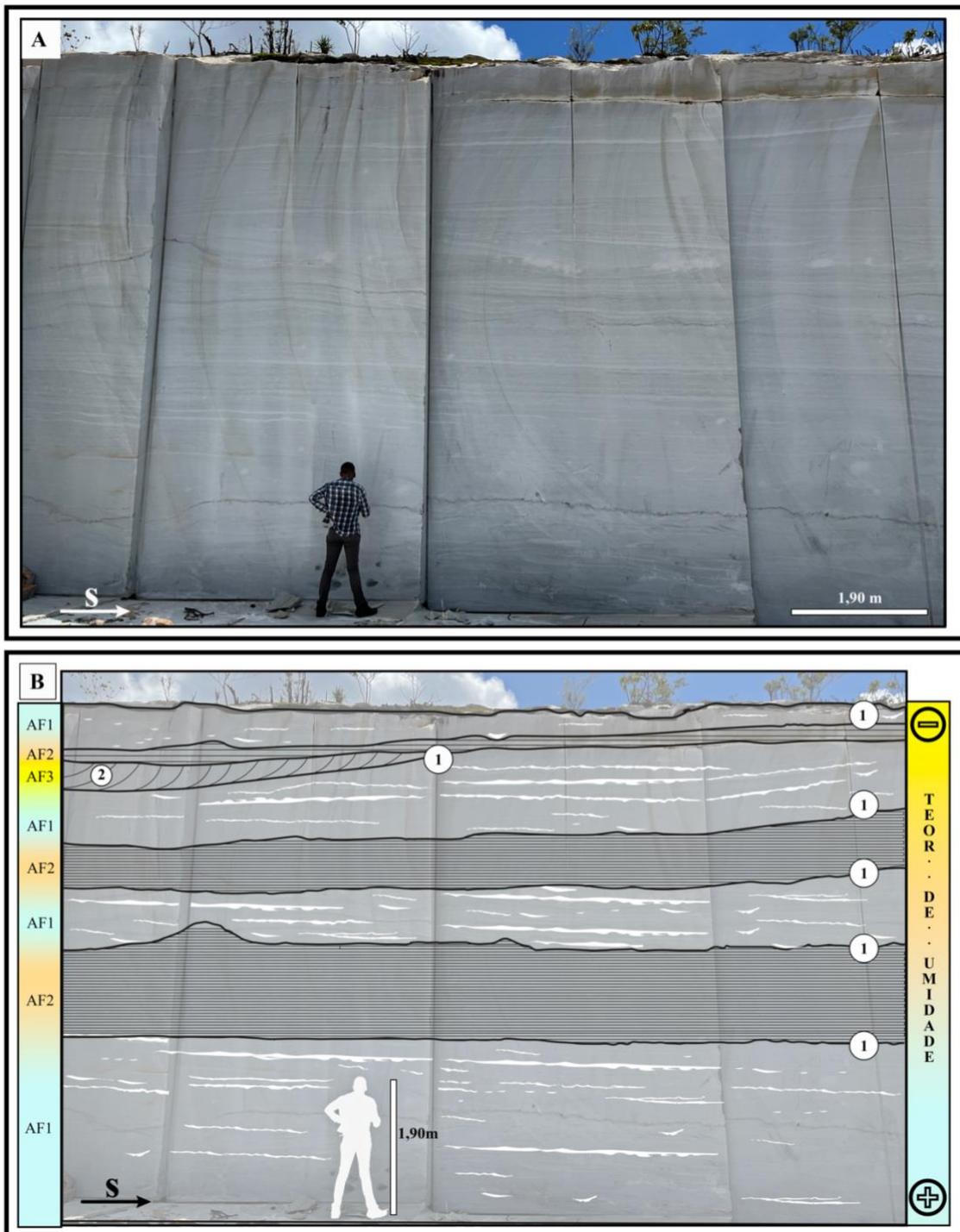


Figura 13: Geometria e disposição geral das três associações de fácies na área de estudo. A) Foto do afloramento. B) Sketch do afloramento. A barra à esquerda indica o teor de umidade em cada uma das associações de fácies presentes na imagem. A barra à direita indica os níveis de teor de umidade, que variam de muito úmido (azul) a pouco úmido (amarelo). O número 1, dentro do círculo branco indica a presença de uma superfície de primeira ordem e o número 2, superfície de 2ª ordem.

Na área de estudo, os principais contatos da AF1 ocorrem frequentemente com a AF2 e raramente com a AF3 (Figura 11B; Figura 13A e B). Em ambos os casos, esses contatos são

marcados por superfícies pronunciadamente erosivas, definidas como de 1ª ordem, visto que limitam estratos depositados sob condições ambientais distintas e sugerem mudanças no padrão de sedimentação e flutuações nas condições deposicionais ao longo do tempo. Essas flutuações possivelmente refletem mudanças na disponibilidade de areia e/ou na intensidade dos ventos (Brookfield, 1977; Hunter, 1977; Kocurek e Nielson, 1986).

A AF2, de maneira oposta a AF1, possivelmente teve sua gênese associada a um substrato com menor teor de umidade, o que favoreceu a formação e a migração de protodunas, atestado pela presença de laminações horizontais e de baixo ângulo (Figura 11A). Essas formas de leito são frequentemente encontradas em regiões de interdunas secas e em lençóis de areia sob condições em que a sedimentação não é significativamente controlada pelos efeitos da umidade (Ahlbrandt e Fryberger, 1981). No entanto, embora a AF2 marque o início do processo de queda do nível do lençol freático, evidenciado pela transição de uma paleosuperfície úmida para uma paleosuperfície mais seca (Figura 14B), o suprimento sedimentar ainda era limitado, visto que protodunas correspondem a formas de leito com faces de escorregamento pouco desenvolvidas (Pye, 2009). Nesse contexto, a AF2 aparece frequentemente como uma “camada de transição” entre os extremos teores máximos e mínimos de umidade da AF1 e da AF3, respectivamente (Figura 11; Figura 13A e B). A ocorrência da AF2 entre a AF1 e a AF3 indica uma distribuição espacial típica de ambientes eólicos. Nesses ambientes, é comum observar uma variação lateral nas fácies devido as frequentes variações da direção e velocidade dos ventos (Lancaster, 1994). A escassez de correlação direta entre as AF1 e AF3 (Figura 13A e B) pode ser relacionada às dinâmicas ambientais, visto que a presença de superfícies úmidas e/ou encharcadas inibe a disponibilidade de sedimentos para o transporte eólico, aumentando a coesão entre os grãos e interrompendo a construção das dunas eólicas (Nickling e Gillies, 1989).

As superfícies que limitam os *foresets* da AF3 são interpretadas como superfícies de 2ª ordem (Figura 13 B) e correspondem a superfícies de reativação, formadas pela reativação da face frontal da duna por ventos secundários (Brookfield, 1977). A ocorrência comum de superfícies de reativação, com uma configuração geralmente côncava, pode ser associada a um ambiente influenciado por um lençol freático próximo à paleosuperfície deposicional durante a migração e deposição de dunas eólicas. Os estratos de fluxo de grãos, queda de grãos e as estratificações cruzadas tangenciais reforçam a interpretação de: (i) estratos formados pela migração de formas de leito com faces de escorregamento bem desenvolvidas; (ii) condições ambientes associadas a disponibilidade de sedimentos para transporte eólico; e (iii) constatam o baixo teor de umidade que afetava a paleosuperfície durante o desenvolvimento da AF3. Esses fatores, quando correlacionados às tendências unimodais dos indicadores de paleoventos

(Figura 12A), sugerem um regime de vento persistente para SSW associado à migração de dunas eólicas simples, migratórias e possivelmente transversais (Hunter, 1977; Lancaster, 1994).

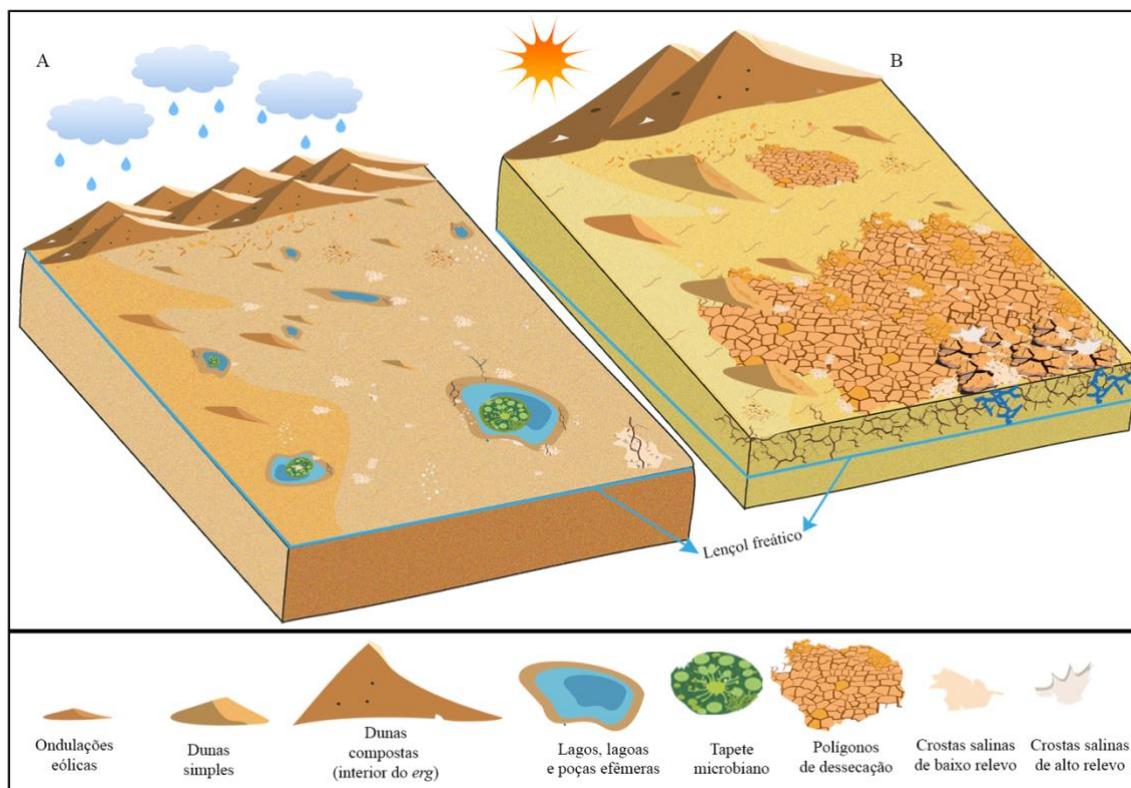


Figura 14: Modelos esquemáticos ilustrando os diferentes teores de umidade, as formas de leito e a possível aparência da paleosuperfície do erg em diferentes momentos. A) Durante períodos úmidos com a formação de poças, lagos e lagoas devido ao escoamento superficial e aumento no nível do lençol freático. A formação de grandes dunas foi interrompida devido a maior coesão dos grãos e menor disponibilidade de sedimentos para transporte eólico. B) Durante períodos de menor umidade. Presença de dunas simples, evaporação total de poças, lagos e lagoas e nível do lençol freático mais baixo. Em ambos os casos há a ocorrência de crostas salinas de baixo e de alto relevo, no entanto, a presença de crostas salinas eflorescentes foi mais pronunciada durante períodos de menor umidade, visto que sua gênese está relacionada a evaporação por capilaridade do lençol freático. Fonte. Autor.

6.2 Interpretação geral dos processos e produtos associados às crostas salinas.

A textura friável e facilmente solúvel das crostas salinas as torna propensas à erosão e à deformação, criando espaços de acomodação onde são depositados sedimentos clásticos transportados por água, vento e/ou gravidade (Goodall *et al.*, 2000). Os sedimentos que ocupam esses espaços formam as lentes maciças e polimorfas apresentadas na AF1. A configuração e composição dessas lentes seguem um padrão determinado pela localização de sua formação. Lentes mais espessas, com superfícies erosivas bem pronunciadas e com maior quantidade de areias são associadas às regiões topograficamente acidentadas e onde o lençol freático ocasionalmente intercepta a superfície; em contraste, lentes mais finas, horizontais e com maior quantidade de silte são atribuídas às superfícies topograficamente menos acidentadas e com um

nível de menor teor de umidade (Goodall, 1995). No entanto, episódios de inundações e flutuações no nível do lençol freático podem alterar as configurações espaciais dos ambientes e, conseqüentemente, das lentes e estruturas sedimentares (Smoot e Castens-Seidell, 1994).

A expressiva continuidade lateral dos estratos e as interdigitações entre os tipos de lentes evidenciam a dinâmica ativa do paleoambiente, onde, certamente, episódios de expansão e contração dos subambientes eram comuns. É possível observar que as lentes presentes AF1 colocam em contato partículas de diferentes granulometrias e depósitos maciços (camadas brancas) e com laminações horizontais e estratificações cruzadas (camadas cinzas), resultando em uma série de heterogeneidades deposicionais ao longo do intervalo estudado.

6.3 *Influência das associações de fácies AF1, AF2 e AF3 em potenciais reservatórios de hidrocarbonetos.*

Além das implicações paleoambientais e deposicionais das associações de fácies identificadas, é fundamental considerar seu potencial impacto na geologia do petróleo, especialmente em relação à migração e armazenamento de hidrocarbonetos. Nas unidades de arenitos com lentes irregulares (AF1), por exemplo, a presença de lentes brancas intercaladas em uma matriz de arenito cinza pode criar zonas de alta e baixa permeabilidade devido a estrutura maciça das primeiras em relação às laminações e estratificações da segunda, resultando em possíveis armadilhas estratigráficas para a migração de óleo (Goggin *et al.*, 1988; Chandler *et al.*, 1989). As variações na forma e distribuição das lentes horizontais enrugadas e côncavas também podem influenciar a conectividade dos poros e a direcionalidade do fluxo de fluidos, afetando a distribuição espacial dos hidrocarbonetos (Ahlbrandt e Fryberger, 1982).

Na associação de fácies de arenitos com laminações horizontais (AF2), as características dos estratos tabulares e das laminações horizontais podem influenciar a capacidade de armazenamento e a permeabilidade dos reservatórios (Kocurek, 1981; Koltermann e Gorelick, 1996). A geometria dos estratos tabulares pode criar zonas de fluxo preferencial para a migração de óleo, enquanto as laminações horizontais podem atuar como barreiras ou facilitadores para o fluxo de fluidos, dependendo da orientação e conectividade dos poros (Goggin *et al.*, 1988; Lindquist, 1988).

Já na associação de fácies de arenitos com estratificações cruzadas de base tangencial (AF3), os depósitos resultantes da migração de dunas eólicas podem apresentar potencial como reservatórios de hidrocarbonetos (Fryberger *et al.*, 1979). A presença de estratificações cruzadas tangenciais e lâminas de fluxo de grãos indica processos de deposição sedimentar

dinâmicos, que podem resultar em alta permeabilidade e boa conectividade entre os poros, favorecendo a migração e acumulação de óleo (Ahlbrandt e Fryberger, 1982).

7 CONCLUSÕES

- i. O intervalo de estudo da Formação Galho do Miguel apresenta características típicas de desenvolvimento em um ambiente eólico condicionado e controlado pelo teor de umidade superficial. As três associações de fácies identificadas na sucessão — AF1, AF2 e AF3 — coexistiram e representam, respectivamente, respostas às condições ambientais que variavam de úmidas a secas na região intermediária de um *erg*. A localização do paleoambiente é sustentada pela ausência de depósitos de dunas eólicas compostas, comuns no centro de *ergs*, e a ausência de depósitos fluviais e aluviais, frequentemente interdigitados nas regiões distais de *ergs*.
- ii. A existência de estruturas relacionadas à presença de crostas salinas, de estruturas sedimentares induzidas por microrganismos (MISS) e de ondulações subaquáticas é um dos principais indicadores de uma paleosuperfície úmida, uma vez que essas não se desenvolvem sobre substratos totalmente desidratados. Em paralelo a isso, a presença de estruturas sedimentares associadas à atividade microbiana no Pré-Cambriano sugere que na ausência de agentes estabilizadores (*e.g.* cobertura vegetal), a colonização da superfície por formas de vida simples associadas a um lençol freático que frequentemente interceptava o substrato favoreceu o acúmulo e a preservação do intervalo estudado.
- iii. Alguns trabalhos associam a formação das crostas salinas à erosão, transporte e deposição de minerais de evaporitos pelo vento. No entanto, esse processo parece não ter sido o principal formador das crostas salinas que revestiram a paleosuperfície estudada. Isso ocorre porque a quantidade de estruturas, suas diferentes formas, dimensões e distribuições laterais e verticais nos afloramentos da área de estudo indicam que a formação das crostas salinas era um processo frequente e contemporâneo à sedimentação clástica. Essa hipótese é sustentada principalmente pela presença de estruturas associadas ao preenchimento de depressões em crostas salinas. A contemporaneidade entre esses processos gera depósitos com diferentes composições, texturas e estruturas internas, os quais podem apresentar diferentes respostas aos parâmetros petrofísicos de porosidade e permeabilidade, atuando como um tipo de anisotropia nos depósitos.

- iv. Os depósitos clásticos estudados na Formação Galho do Miguel têm implicações significativas para a geologia do petróleo. As variações nas condições ambientais, de úmidas a secas, e a subsequente deposição de diferentes fácies resultam em uma complexa arquitetura de reservatório. Os depósitos maciços associados à presença de crostas salinas, em particular, podem atuar como barreiras à permeabilidade, criando compartimentos dentro do reservatório e afetando o fluxo de fluidos.

- v. A presença de depósitos gerados sob condições secas é atestada pelas AF2 e AF3, interpretadas, respectivamente, como produto da migração de protodunas em corredores interdunares secos e/ou lençóis de areia e dunas transversais migratórias. As migrações das protodunas foram as responsáveis pela formação das laminações horizontais, visto que, em sistemas eólicos, é comum que essas estruturas tenham a sua gênese atribuída a formas de leito com faces deslizantes pouco desenvolvidas. A presença desse tipo de forma de leito evidencia que o nível do lençol freático estava mais baixo que quando comparado à deposição da AF1; no entanto, a disponibilidade de sedimento ainda não era alta o suficiente para que dunas com faces de deslizamento bem desenvolvidas se formassem. Isso só foi possível quando o substrato estava ainda mais seco e a disponibilidade de areia era suficiente para que as dunas transversais migratórias se formassem e deixassem o seu registro na AF3 em forma de estratificações cruzadas tangenciais e depósitos de fluxos de grãos. Diferente das fácies da AF1 e da AF2, a presença de estruturas sedimentares associadas a crostas salinas é quase nula nos depósitos de estratificações cruzadas, indicando que o ambiente se encontrava em um período bem mais seco do que aquele que favoreceu a formação das crostas.

- vi. A compreensão dos processos sedimentares e das condições ambientais durante o Pré-Cambriano fornecem *insights* sobre a evolução geológica da Terra e ajudam a informar os modelos de bacia usados na exploração de petróleo. Mesmo que a Formação Galho do Miguel em si não seja uma fonte de petróleo, os processos observados podem ser análogos a processos em outras formações que são produtoras de óleo.

REFERÊNCIAS

- ABRANTES JR, Francisco R.; BASILICI, Giorgio; SOARES, Marcus Vinícius Theodoro. Mesoproterozoic erg and sandsheet system: Architecture and controlling factors (Galho do Miguel Formation, SE Brazil). *Precambrian Research*, v. 338, p. 105592, 2020.
- AHLBRANDT, Thomas S.; FRYBERGER, Steven G. Sedimentary features and significance of interdune deposits. 1981.
- ALKMIM, FF de. O que faz de um cráton um cráton? O Cráton do São Francisco e as revelações almeidianas ao delimitá-lo. *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, p. 17-34, 2004.
- ALKMIM, Fernando F. *et al.* The Araçuaí Belt. São Francisco craton, eastern Brazil: Tectonic genealogy of a miniature continent, p. 255-276, 2017.
- Wladyslaw; KAZMIERCZAK, Józef. Archean microfossils: a reappraisal of early life on Earth. *Research in Microbiology*, v. 154, n. 9, p. 611-617, 2003.
- ALKMIM, Fernando Flecha; MARTINS-NETO, Marcelo A. A bacia intracratônica do São Francisco: arcabouço estrutural e cenários evolutivos. *A Bacia do São Francisco geologia e recursos naturais*. SBG, Belo Horizonte, p. 9-30, 2001.
- ALLEN, John. *Sedimentary structures, their character and physical basis* Volume 1. Elsevier, 1982.
- ALMEIDA, F. F. M. O Cráton do São Francisco. *Boletim IG-USP, Série Científica*, 8, 31-41, 1977.
- ALMEIDA, F.F.M. O Cráton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. *Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais*, v. 1, n. 1981, p. 1-10, 1981.
- ALMEIDA, F. F. M., *et al.* South American platform. *The Geology of South America*, 1, 311-317, 2000.
- ALMEIDA-ABREU, P. A. A evolução geodinâmica da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais. Brasil. Diss. Doutorado. Univ. Freiburg, Alemanha, 1993.
- BAGNOLD R.A. *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes*. London: Chapman and Hall (1941).
- BASILICI, Giorgio *et al.* A Mesoproterozoic hybrid dry-wet aeolian system: Galho do Miguel Formation, SE Brazil. *Precambrian Research*, v. 359, p. 106216, 2021.
- BRITO NEVES, Benjamim Bley de. América do Sul: quatro fusões, quatro fissões e o processo acrescionário andino. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 29, n. 3, p. 379-392, 1999.
- BROOKFIELD, M. E. The origin of bounding surfaces in ancient aeolian sandstones. *Sedimentology*, v. 24, n. 3, p. 303-332, 1977.
- CHANDLER, Mark A. *et al.* Effects of stratigraphic heterogeneity on permeability in eolian sandstone sequence, Page Sandstone, northern Arizona. *AAPG bulletin*, v. 73, n. 5, p. 658-668, 1989.
- CHEMALE JR, Farid *et al.*, Unravelling a Proterozoic basin history through detrital zircon geochronology: the case of the Espinhaço Supergroup, Minas Gerais, Brazil. *Gondwana Research*, v. 22, n. 1, p. 200-206, 2012.
- COOKE, Ronald U.; WARREN, Andrew; GOUDIE, Andrew S. *Desert geomorphology*. CRC Press, 1993.
- COUSINS, David; CLARKE, Stuart; RICHARDS, Phillip. PS Quantitative Spatial Variability of Dune and Interdune Facies in the Aeolian Navajo Sandstone, USA: Implications for Reservoir Characterisation.
- CUADRADO, Diana G.; CARMONA, Noelia B.; BOURNOD, Constanza. Biostabilization of sediments by microbial mats in a temperate siliciclastic tidal flat, Bahia Blanca estuary (Argentina). *Sedimentary Geology*, v. 237, n. 1-2, p. 95-101, 2011.

- DE ROS, Luiz Fernando. Compositional controls in sandstone diagenesis. 1997.
- DOSSIN, T. M., *et al.* Deposição e diagênese da Formação Irati (Permiano da Bacia do Paraná) no Estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, 20 (4), 355-364, 1990.
- ERICKSEN, George Edward. Geology and origin of the Chilean nitrate deposits. USGPO: for sale by the Supt. of Docs., GPO, 1981.
- ERIKSSON, Patrick G. *et al.* Muddy roll-up structures in siliciclastic interdune beds of the c. 1.8 Ga Waterberg Group, South Africa. *Palaios*, v. 15, n. 3, p. 177-183, 2000.
- ERIKSSON, P. G., *et al.* The Palaeoproterozoic Hartley Formation, South Africa: a unique record of the Kaigas glaciation? *Precambrian Research*, 158(3-4), 122-149, 2007.
- EUGSTER, Hans P.; HARDIE, Lawrence A. Saline lakes. In: *Lakes: chemistry, geology, physics*. New York, NY: Springer New York, 1978. p. 237-293, 1978.
- FRYBERGER, Steven G.; DEAN, G.; MCKEE, E. D. Dune forms and wind regime. A study of global sand seas, v. 1052, p. 137-170, 1979.
- GERDES, Gisela; KRUMBEIN, W. E.; REINECK, H. E. Biolaminations—Ecological versus depositional dynamics. *Cycles and events in stratigraphy*, p. 592-607, 1991.
- GOODALL, Timothy Martin. The geology and geomorphology of the Sabkhat Matti region (United Arab Emirates): a modern analogue for ancient desert sediments from north-west Europe. University of Aberdeen (United Kingdom), 1995.
- GOODALL, Timothy M.; NORTH, Colin P.; GLENNIE, Kenneth W. Surface and subsurface sedimentary structures produced by salt crusts. *Sedimentology*, v. 47, n. 1, p. 99-118, 2000.
- GOUDIE, A. S.; COOKE, R. U. Salt efflorescences and saline lakes; a distributional analysis. *Geoforum*, v. 15, n. 4, p. 563-582, 1984.
- HANDFORD, C. R. Marginal marine halite: sabkhas and salinas. *Evaporites, petroleum and mineral resources*, p. 1-66, 1991.
- HARDIE, Lawrence A. The origin of the recent non-marine evaporite deposit of Saline Valley, Inyo County, California. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 32, n. 12, p. 1279-1301, 1968.
- HARDIE, Lawrence A. Sedimentation on the modern carbonate tidal flats of northwest Andros Island, Bahamas. (No Title), 1977.
- HSÜ, K. JINGHWA; SIEGENTHALER, Christoph. Preliminary experiments on hydrodynamic movement induced by evaporation and their bearing on the dolomite problem. *Sedimentology*, v. 12, n. 1-2, p. 11-25, 1969.
- HUNT, C. B.; MABEY, D. R. Stratigraphy and structure, Death Valley, California. US Geological Survey Professional Paper 494-A. 1966.
- HUNTER, R. E. Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology*, 24(3), 361-387, 1977.
- HUNTER, R. E. Sedimentology of the basal Coconino Sandstone (Permian) in eastern Grand Canyon, Arizona. *Journal of Sedimentary Research*, 51(4), 987-1003, 1981.
- KENDALL, C. G. The origin and development of subaqueous clinofolds. *Journal of Sedimentary Petrology*, 58(5), 634-653, 1988.
- KOCUREK, G. Eolian dunes: A study of height, length, spacing, and lee-face angle as a function of wind velocity. *Earth Surface Processes and Landforms*, 6(6), 569-581, 1981.

- KOCUREK, G. Precambrian and recent aeolian processes: examples from the rock record, modern environments, and numerical modeling. *Sedimentology*, 38(4), 725-744, 1991.
- KOCUREK, G., *et al.* Depositional elements associated with eolian dune–interdune complexes of the Jurassic Page Sandstone, Northern Arizona, USA. *Journal of Sedimentary Research*, 71(1), 48-62, 2001.
- KOCUREK, G.; NIELSON, J. E. The late Cenozoic eolian depositional system of the Algodonesdunefield, southeastern California. *Sedimentology*, 33(5), 715-734, 1986.
- LANCASTER, N. Controls on the formation and movement of dunes on Mars. *Nature*, 371(6492), 60-62, 1994.
- LANCASTER, N. *Geomorphology of desert dunes*. Routledge, 1995.
- LANGFORD, R. P. An example of mid-tertiary eolian sedimentation from the Ogallala Group, southwestern Kansas, USA. *Sedimentary Geology*, 63(3-4), 179-194, 1989.
- LINDQUIST, Sandra J. Practical characterization of eolian reservoirs for development: Nugget Sandstone, Utah—Wyoming thrust belt. *Sedimentary Geology*, v. 56, n. 1-4, p. 315-339, 1988.
- LOWENSTEIN, T. K.; HARDIE, L. A. Criteria for the recognition of salt-pan evaporites. *Sedimentology*, 38(4), 787-815, 1991.
- MARTINS-NETO, Marcelo A. O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: registro de uma bacia rifte-sag do Paleo/Mesoproterozóico. *Brazilian Journal of Geology*, v. 28, n. 2, p. 151-168, 1998.
- MARTINS-NETO, Marcelo A. Tectonics and sedimentation in a paleo/Mesoproterozoic rift-sag basin (Espinhaço basin, southeastern Brazil). *Precambrian Research*, v. 103, n. 3-4, p. 147-173, 2000.
- MCKEE, Edwin Dinwiddie. *A study of global sand seas*. US Government Printing Office, 1979.
- MCKEE, E. D. *A study of global sand seas*. *Journal of Arid Environments*, 6(3), 189-207, 1983.
- MESQUITA, Áquila Ferreira *et al.*, Morphology, accumulation and preservation of draa systems in a Precambrian erg (Galho do Miguel Formation, SE Brazil). *Sedimentary Geology*, v. 412, p. 105807, 2021.
- MOUNTNEY, N. P. *Eolian facies models*. 2006.
- NICKLING, W. G.; GILLIES, J. A. Emission of fine-grained particulates from desert soils. In: *Paleoclimatology and Paleometeorology: modern and past patterns of global atmospheric transport*. Dordrecht: Springer Netherlands, p. 133-165, 1989.
- NIELSON, Jamie; KOCUREK, Gary. Climbing zibars of the Algodones. *Sedimentary Geology*, v. 48, n. 1-2, p. 1-15, 1986.
- NOFFKE, Nora *et al.* Microbially induced sedimentary structures: a new category within the classification of primary sedimentary structures. *Journal of Sedimentary Research*, v. 71, n. 5, p. 649-656, 2001.
- NOFFKE, Nora. Microbially induced sedimentary structures as a biosignature on Mars. *Astrobiology*, 10(6), 577-588, 2010.
- PFLUG, Reinhard. Observações sobre a estratigrafia da Série Minas na região de Diamantina, Minas Gerais. *DNPM/DGM, Not. Prel. Est.*, v. 142, p. 1-20, 1968.
- PYE, Kenneth *et al.* *Aeolian bed forms*. *Aeolian sand and sand dunes*, p. 175-253, 2009.
- SCHIEBER, Jürgen. Possible indicators of microbial mat deposits in shales and sandstones: examples from the Mid-Proterozoic Belt Supergroup, Montana, USA. *Sedimentary Geology*, v. 120, n. 1-4, p. 105-124, 1998.

SCHIEBER, Juergen. Microbial mats on muddy substrates: examples of possible sedimentary features and underlying processes. In: Atlas of microbial mat features preserved within the siliciclastic rock record. p. 117. 2007.

SCHMID, Rolf *et al.* How to name a metamorphic rock. Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks. Cambridge University Press, Cambridge, p. 3-15, 2007.

SCHOBENHAUS, Carlos; BRITO NEVES, Benjamim Bley de. A geologia do Brasil no contexto da Plataforma Sul-Americana. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. Brasília, CPRM, p. 5-25, 2003.

SHARP, Robert P. Wind ripples. The Journal of Geology, v. 71, n. 5, p. 617-636, 1963.

SMOOT, Joseph P.; LOWENSTEIN, Tim K. Depositional environments of non-marine evaporites. In: Developments in sedimentology. Elsevier, 1991, p. 189-347, 1991.

SMOOT, Joseph P.; CASTENS-SEIDELL, Barbara. Sedimentary features produced by efflorescent salt crusts, Saline Valley and Death Valley, California. Sedimentology, v. 47, n. 1, p. 99-118, 1994.

TANNER, William F. Ripple mark indices and their uses. Sedimentology, v. 9, n. 2, p. 89-104, 1967.

TICE, Michael M. *et al.* Archean microbial mat communities. Annual review of earth and planetary sciences, v. 39, p. 297-319, 2011.

TUCKER, Roger M. Giant polygons in the Triassic salt of Cheshire, England; a thermal contraction model for their origin. Journal of Sedimentary Research, v. 51, n. 3, p. 779-786, 1981.

UHLEIN, Alexander; TROMPETTE, R. R.; EGYDIO-SILVA, Marcos. Proterozoic rifting and closure, SE border of the São Francisco Craton, Brazil. Journal of South American Earth Sciences, v. 11, n. 2, p. 191-203, 1998.

WARREN, J. K. Evaporites through time: Tectonic, climatic and eustatic controls in marine and nonmarine deposits. Earth-Science Reviews, 156, 15-78, 2016.