

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

**CARACTERIZAÇÃO DAS ESTRUTURAS DE DEFORMAÇÃO
EM SEDIMENTOS INCONSOLIDADOS EM SISTEMAS
EÓLICOS ÚMIDOS, FORMAÇÃO BUENA VISTA, PERMIANO
SUPERIOR DA BACIA DO PARANÁ**

GABRIEL SCHAFFER SIPP

ORIENTADOR – Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer

Porto Alegre, 2024

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

**CARACTERIZAÇÃO DAS ESTRUTURAS DE DEFORMAÇÃO
EM SEDIMENTOS INCONSOLIDADOS EM SISTEMAS
EÓLICOS ÚMIDOS, FORMAÇÃO BUENA VISTA, PERMIANO
SUPERIOR DA BACIA DO PARANÁ**

GABRIEL SCHAFFER SIPP

ORIENTADOR – Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Luciano Alessandretti – Instituto de Geografia, Universidade Federal de Uberlândia (UFU);

Prof. Dr. Filipe Giovanini Varejão – Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP);

Prof. Dr. Juliano Kuchle – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS);

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

Porto Alegre, 2024

CIP - Catalogação na Publicação

Sipp, Gabriel Schäffer

CARACTERIZAÇÃO DAS ESTRUTURAS DE DEFORMAÇÃO EM
SEDIMENTOS INCONSOLIDADOS EM SISTEMAS EÓLICOS ÚMIDOS,
FORMAÇÃO BUENA VISTA, PERMIANO SUPERIOR DA BACIA DO
PARANÁ / Gabriel Schäffer Sipp. -- 2024.

161 f.

Orientador: Claiton Marlon dos Santos Scherer.

Dissertação (Mestrado) -- Universidade Federal do
Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa
de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, BR-RS,
2024.

1. Estruturas de deformação em sedimentos
inconsolidados. 2. Ambientes eólicos úmidos. 3.
Terremotos. 4. Liquefação. 5. Fluidização. I. Scherer,
Claiton Marlon dos Santos, orient. II. Título.

AGRADECIMENTOS

O presente trabalho foi realizado com apoio financeiro do Programa de Recursos Humanos da Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis – PRH-ANP, suportado com recursos provenientes do investimento de empresas petrolíferas qualificadas na Cláusula de P, D&I da Resolução ANP nº 50/2015. Agradeço também a Renata dos Santos Alvarenga Kuchle por todo o suporte e auxílio em relação as demandas do PRH e dos trabalhos de campo geradas por esta pesquisa.

Agradeço imensamente ao meu orientador, Claiton Marlon dos Santos Scherer, pelo auxílio na elaboração deste trabalho, pelas palavras de incentivo e pela paciência nas infindáveis discussões ocorridas durante a redação. Da mesma forma, agradeço aos coautores por todo o suporte e auxílio durante o levantamento e interpretação dos dados, bem como na escrita e submissão do artigo científico.

Agradeço também aos colegas Bruno, Gabriela, Jean, Júlia, Ronaldo e Paula pelas discussões sérias e conversas agradáveis durante a realização deste trabalho. Da mesma forma, agradeço ao Carlos e ao Rodrigo, do prédio da Estratigrafia, por todo o suporte oferecido durante a execução deste trabalho.

Por fim, mas não menos importante, agradeço à minha família e aos amigos. A família não é apenas aquela construída por laços de sangue, mas também é aquela que construímos ao longo do caminho. Em especial, agradeço à minha companheira, Tainara Caroline de Aguiar Medeiros, por todo o afeto e suporte durante a elaboração deste trabalho e pela paciência em me ouvir falar durante horas sobre um monte de pedras. Agradeço também à minha mãe, sogra, cunhada e concunhada. E também aos meus amigos que, desde os monitores até os tabuleiros, foram essenciais para a manutenção da minha sanidade.

RESUMO

Estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados são feições comumente observadas no registro sedimentar, que apresentam grande valor paleogeográfico e paleotectônico. Além disso, essas feições são de extremo interesse para a indústria petrolífera, visto que sua presença pode levar ao aumento ou à diminuição da qualidade de um reservatório. Em ambientes eólicos, a ocorrência de estruturas é comum; no entanto, a maioria dos exemplos documentados está confinada a áreas específicas do globo. Isso faz com que a interpretação da origem dessas estruturas também dependa de condições tectono-sedimentares específicas. A Formação Buena Vista, do Permiano Superior da Bacia do Paraná, é composta por depósitos flúvio-eólicos que foram acumulados em um contexto de deserto úmido. Amplos horizontes deformados foram desenvolvidos nesses estratos eólicos, onde as relações de corte permitiram a reconstrução geométrica das estruturas e o estabelecimento da sucessão de eventos que levaram à deformação desses níveis. Essas características únicas dentro desta formação fazem dela um caso exemplar para entender a origem dessas estruturas e para a avaliação dos papéis desempenhados pelas forças dirigentes nesses sistemas. As estruturas de deformação descritas incluem condutos arenosos, estruturas de injeção irregulares, camadas maciças, dobras reclinadas simples e complexas, dobras convolutas, deslizamentos e falhas sin-sedimentares. Essas estruturas afetam os estratos eólicos em macro e meso-escala, destruindo a laminação original e afetando suas condições permo-porosas. Na Formação Buena Vista, a formação dessas estruturas ocorreu pelo aumento de pressão de fluido durante terremotos, em condições em que o nível freático estava alto e a saturação superficial era frequente. A incidência de abalos sísmicos é inferida por meio de critérios como dimensões, recorrência vertical e morfologia similar a estruturas atuais formadas por sismos. Esta interpretação é apoiada pelo contexto geotectônico durante a deposição da Formação Buena Vista, coincidindo com a acreção do Terreno da Patagônia ao sudoeste de Gondwana.

Palavras-chave: Injetito arenoso, Liquefação, Fluidização, Gondwana, Paleosismologia

ABSTRACT

Soft sediment deformation structures are common features in the sedimentary record, which hold great paleogeographic and paleotectonic value. Additionally, these features are of extreme interest to the petroleum industry, as their presence can lead to either an increase or a decrease in reservoir quality. In aeolian environments, the occurrence of such structures is common; however, most documented examples are confined to specific areas of the globe. This makes the interpretation of the origin of these structures also dependent on specific tectono-sedimentary conditions. The Buena Vista Formation, from the Upper Permian of the Paraná Basin, is composed of fluvio-aeolian deposits that were formed in a wet desert context. Extensive deformed horizons have been characterized in these aeolian strata, where cross-cutting relationships allowed the geometric reconstruction of the structures and the establishment of the succession of events that led to the deformation of these levels. These unique characteristics within this formation make it an exemplary case for understanding the origin of these structures and for evaluating the roles played by the driving forces in these systems. The described deformation structures include sand blows, irregular injection structures, massive beds, simple and complex recumbent folds, convolute folds, slumps, and syn-sedimentary faults. These structures affect the aeolian strata at macro and meso-scales, destroying the original lamination and affecting their perm-porous conditions. In the Buena Vista Formation, the formation of these structures occurred due to fluid pressure build-up during earthquakes, in conditions where the phreatic level was high and surface saturation was frequent. The incidence of seismic shocks is inferred through criteria such as dimensions, vertical recurrence, and morphology similar to current structures formed by earthquakes. This interpretation is supported by the geotectonic context during the deposition of the Buena Vista Formation, coinciding with the accretion of the Patagonia Terrane to southwest Gondwana.

Keywords: Sand-Injectites, Liquefaction, Fluidization, Gondwana, Paleoseismology

LISTA DE FIGURAS

Fig. 1 Principais processos de deformação em sedimentos inconsolidados e suas características. Modificado de: Lowe (1975) e Owen (1987).	17
Fig. 2 Seção de corte ilustrando a morfologia e terminologia das marcas onduladas eólicas, onde o tipo A são as ripples com dois pontos de inflexão e as ripples do tipo B são ripples com um brink point e uma face de escorregamento desenvolvida. Modificado de: Fryberger & Schenk (1981).	25
Fig. 3 Distribuição dos estratos básicos formadores de dunas eólicas (superior) e sketch de um sistema de barreira e defletores de fluxo gerados pela presença de estratos de mais baixa permeabilidade (marcas onduladas eólicas - brancos) e de mais alta permeabilidade (fluxos de grãos – amarelos). Modificado de: Hunter (1977) e Fischer <i>et al.</i> (2007).	27
Fig. 4 Diferentes morfologias de interduna geradas pelas mudanças do lençol freático. Modificado de: Mountney & Thompson, 2002	32
Fig. 5: Sketch sintético dos modelos de nível freático no Arenito Navajo. Linha pontilhada - modelo estático de Horowitz (1982); Linha cheia - Modelo de contorno por Bryant <i>et al.</i> (2016). Modificado de: Bryant <i>et al.</i> (2016).	33
Fig. 6 Mapa de localização da área estudada, com os principais afloramentos selecionados. Modificado de: Porta <i>et al.</i> (1985); Horn <i>et al.</i> (2022); Scherer <i>et al.</i> (2023).	38
Fig. 7 Etapas de processamento para a geração de ortomosaicos e seus subprodutos.	40
Fig. 8 Estratigrafia e tectônica da Bacia do Paraná, entre o final do Paleozóico e Mesozóico. Modificado de: Scherer <i>et al.</i> (2023).	43
Fig. 9: Estruturas da Formação Buena Vista. A - Interdigitação entre marcas onduladas eólicas e fluxo de grãos na base do estrato cruzado. B- Intercalação entre estratos de fluxo de grãos e marcas onduladas eólicas. C - Superfície de primeira ordem com microtopografia (Stokes).	49
Fig. 10: Interpretação da porção Noroeste da localidade 1. A - Ortomosaico; B- Condutos; C- Conduto em detalhe; D- Cúspides no nível de estratos convolutos; E - Slump e estruturas associadas.	52
Fig. 11 Interpretação da porção central do afloramento. A - Ortomosaico. B - Estratos maciços gradando lateralmente para estratos bandados. C - Falhas sin-sedimentares nas camadas de topo.	56

- Fig. 12 Interpretação da porção sudeste da localidade 1. A – Ortomosaico. B- Dobra reclinada. C – Bloco elutriado em detralhe. D – Falhas Sin-sedimentares próximo a linha de charneira da dobra. 57
- Fig. 13 Porção noroeste da localidade 2 interpretada. A - Ortomosaico. B - Estratos maciços/reliquiaries. C - Estratos recumbentes. 60
- Fig. 14 Porção sudeste da localidade 2 interpretada. A - Ortomosaico. B - Cúspide Noroeste. C - Cúspide Sudeste.....62
- Fig. 15 Localidade 3 interpretada. A – Ortomosaico da porção Noroeste. B - Ortomosaico da porção Central. C Preenchimento interno da estrutura. D- Laminações de fluxo da borda externa superior. E- Laminações de fluxo da borda externa inferior. F – Fragmento elutriado. 64
- Fig. 16 Localidade 4 interpretada. A - Ortomosaico. B - Dobra recumbente de base. C- Estratos reliquaries e maciços. C - Estratos verticalizados. 66
- Fig. 17 Estratigrafia de Eventos da Localidade 1. Onde a ordem dos eventos é: (t1) Acúmulo de dunas eólicas e formação dos condutos de areia. (t2) Colapso da face de deslizamento formando o depósito de escorregamento. (t3) Liquefação das camadas subjacentes. Superfície vermelha para referência (Stokes). (t4) Injeção forçada de sedimento sobre as camadas superpostas. (t5) Deformação plástica e frágil das camadas adjacentes durante a injeção. 74
- Fig. 18 Estratigrafia de Eventos da Localidade 2. Onde a ordem dos eventos é: (t0) Acúmulo de dunas eólicas através de cavalgamento. (t1) Liquefação das camadas subjacentes. (t2) Injeção forçada de sedimento sobre as camadas superpostas. (t3) Liquefação estática das camadas adjacentes a intrusão. 75
- Fig. 19 Estratigrafia de Eventos da Localidade 3. A ordem dos eventos interpretados é: (t0) Acúmulo de dunas eólicas via cavalgamento. (t1) Liquefação das camadas subjacentes. (t2) Injeção forçada de sedimento deformado através das camadas superpostas. (t3) Colapso das camadas superpostas até o cessamento da intrusão. 76
- Fig. 20 Estratigrafia de Eventos da Localidade 4. A ordem dos eventos interpretados é: (t0) Acúmulo de dunas eólicas via cavalgamento. (t1) Deformação hidroplástica formando bolsões de liquefação e formando dobras intercaladas. 77
- Fig. 21 Exemplo de conectividade em reservatórios deformados de macroescala. As estruturas que fazem parte da injeção promovem o aumento da permeabilidade vertical, enquanto as dobras associadas tendem a diminuir a permeabilidade horizontal.....82

Fig. 22 Exemplo de conectividade em reservatórios deformados de mesoescala. Os condutos tendem a aumentar a permeabilidade vertical, pois conectam os estratos com maior porosidade e permeabilidade. Enquanto os estratos de marcas onduladas eólicas e as dobras aumentam a tortuosidade do reservatório. 83

LISTA DE QUADROS

Quadro 1 Condições ótimas para deformação em sedimentos inconsolidados (Modificado de: Owen & Moretti, 2011).	14
Quadro 2 Classificação das estruturas deformativas ativas.	69
Quadro 3 Classificação de estruturas deformativas passivas.	70
Quadro 4 Estruturas classificadas quanto a heterogeneidade de reservatórios.	81

SUMÁRIO

RESUMO.....	1
ABSTRACT	2
LISTA DE FIGURAS	3
LISTA DE QUADROS	6
ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO:.....	9
1. INTRODUÇÃO.....	10
2. OBJETIVOS DA PESQUISA	12
3. ESTADO DA ARTE.....	13
3.1 Estruturas de deformação em sedimentos em sedimentos granulares inconsolidados	13
3.1.1 Condições ótimas do sedimento necessárias para a deformação	14
3.1.2 Forças dirigentes:	15
3.1.3 Mecanismos de deformação	16
3.1.4 Agente desencadeador:.....	21
3.2 Sedimentologia de sistemas eólicos	23
3.2.1 Transporte	24
3.2.2 Construção e Formas de leito	24
3.3.3 Superfícies limítrofes	29
3.3.4 Acumulação no sistema eólico úmido.....	30
3.3.5 Dinâmica do lençol freático no condicionamento de estruturas de deformação em sucessões eólicas	31
3.3.6 Heterogeneidades nos estratos eólicos	34
4. MATERIAIS E MÉTODOS	37
4.1 Mapeamento de afloramentos deformados.....	37
4.2 Levantamento de dados de campo	39
4.3 Elaboração de ortomosaicos	39
4.4 Petrografia.....	41
4.5 Revisão bibliográfica	41
5 CONTEXTO GEOLÓGICO	42
5.1 O final do Permiano nas Bacias Paraná e Norte	44
5.2 Formação Buena Vista: Problemática e Formação	45
6 RESULTADOS	47

6.1 Sistema Eólico Buena Vista	47
6.2 Estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados	50
Localidade 1:	51
Localidade 2:	59
Localidade 3:	63
Localidade 4:	65
7 DISCUSSÃO	68
7.1 Classificação das estruturas deformativas	68
7.2 Forças dirigentes	70
7.3 Estratigrafia de eventos	72
7.4 Mecanismos desencadeadores	77
7.5 Heterogeneidades de reservatório	81
8 CONSIDERAÇÕES FINAIS	84
REFERÊNCIAS	85
COMPROVANTE DE SUBMISSÃO DO ARTIGO CIENTÍFICO	99
ARTIGO CIENTÍFICO	100
ANEXO – RESUMO EXPANDIDO 11° PDPETRO	151

ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO:

Esta dissertação de mestrado está estruturada em um artigo científico de nome “**Soft sediment deformation structures in a wet aeolian system: a case study of the Late Permian, Buena Vista Formation, Paraná-Norte Basin**” submetido a revista *Sedimentology*, classificada no estrato A1 (Qualis-Capes) em junho de 2024.

A estrutura da referida dissertação compreende as seguintes partes:

1. Texto integrador: Composto pelos capítulos de introdução, objetivos da pesquisa, estado da arte, materiais e métodos, contexto geológico, resumo dos principais resultados obtidos, discussão, conclusão e referências bibliográficas.
2. Artigo: Constitui do comprovante de submissão do artigo científico e o seu conteúdo integral.
3. Anexo: Constitui de um resumo expandido publicado no evento 11º PDPETRO, durante a realização do mestrado e que faz parte dessa dissertação.

1. INTRODUÇÃO

Estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados são amplamente reconhecidas ao longo do registro sedimentar mundial, sendo comuns em unidades de todas as idades e sistemas deposicionais (Shanmugan, 2017). Nas últimas duas décadas o estudo desse tópico em sistemas eólicos cresceu consideravelmente, cobrindo unidades de diferentes partes do globo, que estão implantadas em bacias com diferentes situações tectônicas e paleogeográficas. Algumas das principais exemplos de sistemas eólicos portadores dessas estruturas, são os arenitos Navajo e Entrada nos Estados Unidos (Chan *et al.*, 2007; Loope *et al.*, 2013; Ross *et al.*, 2014; Chan & Bruhn, 2014; Bryant *et al.*, 2016; Wheatley *et al.*, 2016; Chan *et al.*, 2020), Formações Matoushan e Tangbian na China (Rodríguez-López & Wu, 2020) e Formação Posse no Brasil (Alessandretti *et al.*, 2023). Esse aumento no estudo dessas estruturas se deu em parte porque os sistemas eólicos constituem excelentes reservatórios de hidrocarbonetos (North & Prosser, 1993; Rodríguez-López & Wu, 2020). Nesse contexto, as estruturas deformativas constituem heterogeneidades em escala subsísmica que influenciam diretamente a geometria interna dos reservatórios sedimentares (Glennie & Hurst, 2007). Essas heterogeneidades podem representar intervalos de deflexão de fluxo (Rodríguez -López & Wu, 2020) ou em zonas preferenciais de migração do fluxo de fluídos (Wheatley *et al.*, 2018; Glennie & Hurst, 2007).

A deformação em sedimentos inconsolidados nos sistemas eólicos é condicionada por diversas forças dirigentes capazes de reduzir a resistência ao cisalhamento dos sedimentos, como instabilidades gravitacionais relacionadas a face de escorregamento (Loope *et al.*, 1999; Loope *et al.*, 2001; Glennie & Hurst, 2007; Chan *et al.*, 2020; Rodríguez-López & Wu, 2020), presença de um gradiente reverso de densidade entre as fácies de duna e interduna (Liesa *et al.*, 2016), carga desigual sobre a interface água-sedimento dentro da duna (Bryant *et al.*, 2016), cisalhamento causado por correntes superficiais (Allen & Banks, 1972) e pelo efeito de processos químicos e biológicos (Christofolletti *et al.*, 2021; Rodríguez-López & Wu, 2020). No entanto, essas condicionantes sozinhas não são capazes de iniciar o processo de deformação, pois para que a deformação ocorra é necessário existir um mecanismo desencadeador capaz de gerar o aumento de pressão de fluído na interface dos poros.

Esses mecanismos desencadeadores comumente são, a ação de ondas de maré e ondas de tempo bom em sistemas eólicos costeiros (Cojan & Thiry, 1992; Strömbäck *et al.*, 2005), extravasamento de sistemas lacustres sobre campos de dunas (Glennie & Hurst, 2007), impacto de bólidos, terremotos (Wheatley *et al.*, 2016; Rodríguez-López & Wu, 2020) e magmatismo (Alessandretti *et al.*, 2023).

No Brasil as estruturas de sedimentação em sedimentos inconsolidados são comuns dentro das unidades eólicas da Bacia do Paraná, ocorrendo comumente como pegadas de vertebrados (*e.g.*, Scherer & Lavina, 2005; Francischini *et al.*, 2018; Christofoletti *et al.*, 2021; Carvalho & Leonardi, 2021), escorregamentos (Scherer & Lavina, 2005), fontes quentes e estruturas hidrotermais (Hartmann *et al.*, 2022) e estruturas formadas pela interação sedimento-lava (Petry *et al.*, 2007). Estes exemplos ocorrem dentro das Formações Pirambóia, Guará e Botucatu. No entanto, além dessas formações supracitadas, ainda existe a Formação Buena Vista que apresenta um registro abundante de estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados (Faccini, 1989). Essa Formação é constituída por um sistema eólico úmido que foi depositado durante o final do Permiano na porção interior do Gondwana sob um regime climático monsonal (Rodrigues, 2014; Scherer *et al.*, 2023). Em relação a ocorrência dessas estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados, dada a grande variedade morfológica e complexidade das ocorrências, a Formação Buena Vista constitui um exemplo único no registro capaz de preencher uma lacuna do conhecimento sobre a ocorrência dessas estruturas em sistemas eólicos úmidos.

Com base nisso, formulou-se o seguinte problema de investigação: “Qual é a origem dessas estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados?”. A partir deste questionamento, a presente dissertação busca caracterizar as ocorrências de estruturas de deformação e seus mecanismos desencadeadores, bem como entender as forças dirigentes atuantes nos sistemas eólicos úmidos e o impacto dessas estruturas dentro das heterogeneidades dos reservatórios eólicos. Para tal, quatro localidades foram detalhadas dentro da Formação Buena Vista, através do levantamento de seções estratigráficas e descrições geométricas de ortomosaicos. Três dessas ocorrências estão localizadas dentro do estado do Rio Grande do Sul e uma delas dentro do departamento de Cerro Largo no Uruguai.

2. OBJETIVOS DA PESQUISA

O objetivo da presente dissertação é de caracterizar as estruturas de deformação em sedimento inconsolidados da Formação Buena Vista em relação a sua morfologia, principais mecanismos geradores e eventos desencadeadores de deformação que ocorreram durante o Permiano Superior. Para tal, foram estabelecidos os seguintes objetivos específicos:

- a. Caracterizar a morfologia das estruturas de deformação.
- b. Determinar os mecanismos de deformação responsáveis pela formação destas estruturas deformativas.
- c. Determinar as condições ambientais e forças motrizes inerentes ao sistema deposicional que impactaram na morfologia das estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados.
- d. Determinar o agente desencadeador da deformação nos depósitos eólicos úmidos.
- e. Determinar a sucessão de eventos.
- f. Categorizar as estruturas de deformação quanto a aspectos ligados a heterogeneidade dentro dos sistemas eólicos.

3. ESTADO DA ARTE

O estado da arte da presente dissertação será dividido em dois tópicos intitulados: Estruturas de deformação em sedimentos granulares inconsolidados e Sedimentologia dos sistemas eólicos. O primeiro tópico é focado na ocorrência das estruturas de deformação e sua interpretação independente do sistema deposicional, enquanto o segundo tópico aborda o sistema eólico, suas heterogeneidades e a formação de estruturas de deformação.

3.1 Estruturas de deformação em sedimentos em sedimentos granulares inconsolidados

Estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados são feições recorrentes no registro sedimentar, sendo registradas em unidades de diferentes idades e diferentes sistemas deposicionais (*cf.* Shanmugan, 2017). A ocorrência destas estruturas não é restrita a condições paleotectônicas específicas podendo ter a sua geração atrelada exclusivamente a dinâmica do sistema deposicional (Waldron & Gagnon, 2011; Owen & Moretti 2011; Owen *et al.*, 2011).

O estudo de estruturas deformativas em sedimentos inconsolidados é alvo de discussão a pelo menos 150 anos. Por meio de trabalhos pioneiros como o de Logan (1863), que identificou a presença de deformações nos calcários devonianos (Península de Gaspé, Quebec, Canadá). A partir desses estudos pioneiros, o estudo de estruturas deformativas passou por uma revolução após a cunhagem do termo “sismo” por Seilacher (1969). Após este trabalho, as deformações passaram a ser classificadas de maneira genérica sob essa alcunha. No entanto, esse termo apresenta diversos problemas visto que ele não caracteriza os processos formadores e fomenta equívocos. O uso desse termo foi recentemente desaconselhado e classificado como obsoleto (*cf.* Shanmugan, 2016).

Desde a definição do termo “sismo”, a ciência por trás da interpretação da gênese dessas estruturas deformacionais passou por grandes saltos. Por exemplo, o início dos estudos experimentais que fazem o uso de *shaking tables* para a reconstrução de estruturas e o estabelecimento de critérios (e.g., Nichols *et al.*, 1994; Owen, 1995; Ross *et al.*, 2011). Atualmente, se reconhece que as estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados dependem de pelo três condições que

devem ser atendidas mutuamente para que a deformação seja iniciada (Owen & Moretti, 2011). Estas condições do sedimento são as forças dirigentes (*driving forces*), os mecanismos de deformação e os agentes desencadeadores. Segundo Owen *et al.* (2011) os mecanismos dependem das propriedades do sedimento a ser deformado, todavia esses mecanismos não apresentam uma relação direta quanto a morfologia da deformação resultante. A morfologia da deformação depende exclusivamente dos agentes desencadeadores e das condições de sedimentação inicial. O *trigger* (agente desencadeador), por sua vez, é o elemento inicial que inicia a deformação.

Estes elementos serão discutidos em detalhe nos tópicos a seguir. No entanto, para tal é necessário compreender quais são as condições ótimas que governam a susceptibilidade a deformação.

3.1.1 Condições ótimas do sedimento necessárias para a deformação

Segundo Owen & Moretti (2011) para que o depósito esteja facilmente propenso a deformação, o material sedimentar deve apresentar as seguintes características. Os grãos devem apresentar tamanho correspondente a fração fina a média, o empacotamento deve ser frouxo e os sedimentos devem estar em condições superficiais (sem muito soterramento). Além disso, barreiras de permeabilidade favorecem a ocorrência dos processos de liquefação e fluidização.

Fator	Características
Tamanho de grão	Fino a médio
Empacotamento	Frouxo
Saturação	Saturado
Barreiras de permeabilidade	Existentes
Pressão de soterramento	Baixo
História do sedimento	Não deformado previamente

Quadro 1 Condições ótimas para deformação em sedimentos inconsolidados (Modificado de: Owen & Moretti, 2011).

No entanto, o aspecto mais importante em relação a formação de estruturas deformacionais em sedimentos inconsolidados é o grau de saturação dos sedimentos.

Diferentes graus de saturação resultam em diferentes efeitos no sedimento inconsolidado. Por exemplo, sedimentos secos apresentam um grau de coesão que impede que eles se deformem de maneira dúctil (McKEE *et al.*, 1971). Quando aplicada alguma tensão nestes sedimentos, ela será transferida para os contatos intergranulares, o que por sua vez favorece a formação de estruturas rúpteis por meio do cisalhamento intergranular.

Segundo McKEE *et al.* (1971) sedimentos úmidos (não saturados) apresentam o máximo de coesão, possibilitando que as areias adquiram o ângulo de repouso máximo. Nessas condições a água atua como um anti-lubrificante, fazendo com que as partículas apresentem um alto coeficiente de fricção e por este motivo se comportem como uma massa coesa (Terzaghi, 1925).

Por outro lado, em sedimentos saturados o acréscimo no volume da água é responsável por diminuir a competência mecânica dos sedimentos, fazendo que este comece a deformar sob tensão compressional (Rettger, 1935). Conforme ocorre o aumento da pressão sobre o sedimento, a tensão é transferida para o fluído que ocupa o espaço intergranular fazendo com que o peso dos grãos seja suportado por este fluído. Esse fenômeno da origem aos mecanismos de liquefação e fluidização que serão abordados no tópico a seguir.

3.1.2 Forças dirigentes:

Em condições normais no ambiente de sedimentação, os sedimentos inconsolidados estão sujeitos as forças dirigentes presentes na dinâmica do sistema deposicional. Estas forças refletem a instabilidades inerentes ao sistema que sozinhas não são capazes de iniciar prontamente os mecanismos de deformação (Owen *et al.*, 2011). Alguns exemplos de forças dirigentes elencados por Owen *et al.* (2011) são: (1) gravidade atuando nos declives; (2) carga desigual causada por irregularidades topográficas na interface sedimento-água (incluindo topografia das formas de leito); (3) instabilidades gravitacionais devido a um gradiente de densidade reverso; (4) cisalhamento por correntes aquosas ou outras correntes; e (5) agentes químicos e biológicos.

Destas forças supracitadas, no ambiente eólico podemos elencar a importância da gravidade atuando nos declives e da carga desigual causada por irregularidades topográficas na interface sedimento-água. Neste ambiente, o nível

freático estabelece um importante papel no condicionamento das zonas de deformação e sua morfologia (*cf.* Chan & Bruhm, 2014; Bryant *et al.*, 2016). Pelo fato de as forças dirigentes serem relacionadas ao ambiente deposicional elas serão discutidas com maior profundidade no tópico 1.2.

3.1.3 Mecanismos de deformação

Diferentes mecanismos são responsáveis pela formação de estruturas de deformação em sedimentos granulares inconsolidados, os mais importantes incluem infiltração, liquefação e fluidização. Além destes, o cisalhamento intergranular é um importante mecanismo que ocorre em sedimentos secos.

Infiltração (Hydroplastic Deformation): A infiltração (*seepage*) refere-se à percolação lenta de fluídos por meio dos espaços intergranulares. Neste mecanismo, o arrasto de partículas promovido é negligível e as velocidades de fluxo são incapazes de produzir estruturas deformacionais (Lowe, 1975). No entanto, em condições onde a infiltração atinge taxas de fluxo próximas ao limite da liquefação, o sedimento começa a deformar de forma lenta e coesa, produzindo estruturas de deformação hidroplástica.

Nessas condições, a mistura de água e sedimentos apresenta alta resistência friccional e alta viscosidade. Sendo assim, a deformação é caracterizada por um fluxo laminar capaz de movimentar as partículas, mas não de elutriar. As estruturas deformacionais resultantes preservam a laminação original é preservada, porém essa laminação encontra-se fortemente deformada (Lowe, 1975). Exemplos de estruturas que são formadas por esse mecanismo são dobras convolutas que estão lateralmente associadas a sedimentos indeformados.

TIPO DE DEFORMAÇÃO	HIDROPLÁSTICA	LIQUEFEITA	FLUIDIZADA
1. DEFINIÇÕES FÍSICAS			
TENSÃO DE ESCOAMENTO	significante	negligível	
VELOCIDADE DO FLUÍDO DO PORO (RELATIVA)	$< U_0$		$> U_0$
2. CARACTERÍSTICAS			
ESTRUTURA DO FLUXO % H ₂ O	laminar		turbulento
VISCOSIDADE			
DISCARGA DE H ₂ O			
3. ESTRUTURAS			
ESTRUTURAS PRIMÁRIAS	preservado deformado		não preservado
ELUTRIAÇÃO DE PARTÍCULAS	negligível	pequena	significante
INTRUSÕES	concordante		discordante
	$U < U_{mf}$	$U > U_{mf}$	$U > W$
	Grãos suportados pelos contatos granulares Peso das partículas reduzido pelo arraste do fluido	Grãos suportados pelo fluido. Expansão da camada	Grãos transportados com o fluido (elutriação)

Fig. 1 Principais processos de deformação em sedimentos inconsolidados e suas características. Modificado de: Lowe (1975) e Owen (1987).

Liquefação (*Liquefied Deformation*): A liquefação ocorre quando as taxas de fluxo superam os valores limites da infiltração, em condições onde as frações mais finas do sedimento chegam valores próximos ao início da fluidização (Lowe, 1975). Neste mecanismo, a tensão deformacional sobre as partículas é transferida para o

fluido que ocupa o espaço intergranular (Owen, 1987; Nichols *et al.* 1995; Owen *et al.*, 2011). Este fluido passa a suportar o arcabouço sedimentar, fazendo com que os contatos intergranulares entre as partículas sejam momentaneamente perdidos e o peso das partículas seja transferido para o fluido no poro, resultando na perda da resistência ao cisalhamento (Allen, 1982).

Segundo Allen (1982), três tipos de liquefação são reconhecidos: (1) liquefação estática; (2) liquefação dinâmica; (3) liquefação cíclica. A liquefação estática ocorre em um corpo sedimentar estacionário, quando este for submetido a um súbito impulso ou carga. Essa aplicação de tensão produzirá o aumento da pressão no fluido do poro responsável pela liquefação.

A liquefação dinâmica depende de eventos de caráter local, geralmente estando associadas a eventos de curta duração. Como por exemplo tsunamis, deslizamentos ou enxurradas. A principal diferença entre a liquefação dinâmica e cíclica está relacionada ao tipo de tensão aplicado, que no caso da liquefação dinâmica é a compressional. Por fim, a liquefação cíclica está relacionada ao aumento na pressão do fluido do poro por meio da ação repetida de inversão carga, seja por meio da passagem de um trem de ondas ou por meio do movimento do solo durante a passagem de um trem de ondas sísmico. A tensão aplicada pelas ondas é a tensão cisalhante.

Assim que ocorre a liquefação, o corpo sedimentar passa a apresentar baixa resistência coesiva e friccional (Lowe, 1975). O que faz com que os depósitos liquefeitos tenham a sua viscosidade reduzida tornando-os mais propensos a gerar estruturas dúcteis. Segundo Owen & Moretti (2011), estruturas formadas por este mecanismo comumente apresentam as seguintes características: (1) deformação dúctil pervasiva no sedimento; (2) Aumento vertical no grau de deformação; (3) Preservação parcial da estratificação original; (4) Associação com estruturas de escape de fluidos; (5) Morfologia tabular da camada.

Entretanto, essas características não são exclusivas de sedimentos liquefeitos, podendo ser comumente aplicadas para estruturas formadas por meio da fluidização. Alguns aspectos que diferem as estruturas formadas pela liquefação, é que estas são formadas em um sistema fechado. Dessa forma, a elutriação de partículas é limitada e a quantidade de escape de fluido é limitado (Lowe, 1975). Isso

faz com que as camadas liquefeitas apresentem um maior grau de preservação das estruturas primárias. Ao fim da liquefação, as partículas irão se assentar em um arcabouço mais fechado, onde os grãos oblatos frequentemente apresentarão o eixo mais longo horizontalizado (Owen & Moretti, 2011).

As principais estruturas derivadas desse mecanismo são as camadas liquefeitas ou bolsões liquefeitos, que consistem em níveis caracterizados pela ocorrência de dobras cujos planos axiais estão orientados randomicamente. Além de dobras, podem ocorrer sedimentos maciços (onde a laminação ou estratificação original foi totalmente obliterada).

Fluidização (*Fluidized Deformation*): O mecanismo de fluidização também ocorre em condições onde o peso das partículas é transferido para o fluido que ocupa o espaço intergranular. No entanto, neste mecanismo o fluido que ocupa o espaço intergranular passa a ser um agente ativo ao invés de passivo no desenvolvimento da deformação (Allen, 1982). Pois, o fluido passa a suportar aos grãos e produzir um arrasto vertical de partículas (Lowe, 1975). A fluidização frequentemente ocorre como processo subsequente a liquefação, quando as partículas começam a ressedimentar e o fluido ascende de forma turbulenta cortando as camadas subjacentes de menor permeabilidade (cf. Owen, 1987).

Segundo Allen (1982), os seguintes tipos de fluidização são reconhecidos: (a) fluidização estacionária (*stationary fluidization*) e (b) fluidização translacional (*translational fluidization*). Na fluidização estacionária o fluido é forçado de forma ascendente através de uma massa de sedimentos superposta. Nesse caso, o centro de gravidade da massa de sedimentos fluidizado é estacionária, isto é não há movimento horizontal ou vertical significativo do centro de gravidade da estrutura. No entanto, isso não impede que haja elutriação e transporte de partículas verticalmente e horizontalmente. A fluidização translacional, por outro lado, descreve o movimento horizontal da massa fluidizada.

A massa de sedimento fluidizado apresenta viscosidade menor que a liquefeita, além de uma resistência a deformação negligível (Lowe, 1975). Dada a existência de um gradiente vertical de ascensão de fluidos, essas características favorecem a formação de estruturas discordantes que cruzam os estratos indeformados.

Em relação a morfologia, essas estruturas constituem em injeções podem apresentar margens regulares ou irregulares, no entanto isso depende do estado de consolidação da rocha hospedeira (Ross *et al.*, 2011). Em meios permo-porosos, as injeções tendem a produzir um halo de deformação, favorecendo a formação de estruturas com margens irregulares (*intruding slurry* no termo de Baer, 1991). Em sedimentos coesos e pouco permeáveis, as injeções tendem a ser colunas com margens regulares e bem definidas (e.g., Wheatley *et al.*, 2016).

Internamente, as estruturas de escape de fluídos apresentarão mineralogia e tamanho de partícula semelhante a rocha parental (camada liquefeita). À medida que esse sedimento ascende em um fluxo turbulento ele pode incorporar fragmentos da rocha encaixante (hospedeira). Assim que a fluidização se encerra, o estado fluidizado “congela”, logo estruturas como laminação de fluxo podem ser encontradas. Essa laminação é subproduto do fluxo laminar, que ocorre devido a desaceleração de partículas na região de margem da intrusão (Hurst *et al.*, 2011; Ross *et al.*, 2011).

Além das estruturas de injeção, é comum a ocorrência de extruditos, que são comumente representados pela ocorrência de vulcões de areia ou condutos arenosos (em inglês essas estruturas são chamadas de *sand boils*, *sand blows* e *sand volcanoes*). Os extruditos ocorrem em condições onde a fluidização atinge a paleosuperfície produzindo uma extrusão de sedimentos (e.g., Obermeier, 2009; Loope *et al.*, 2013; Rodríguez-Pascua *et al.*, 2015).

Segundo Hurst & Cartwright (2007), essas estruturas podem vir a formar complexos de fluidização. A organização destes complexos é constituída em três partes essenciais. A primeira parte é caracterizada pela rocha parental, que corresponde ao sedimento liquefeito que alimenta as estruturas de escape de fluido. A segunda parte seriam os “intruditos”, que são os diques e soleiras geradas quando a pressão de fluido é grande o bastante para fraturar as camadas selantes. E por fim, os “extruditos” que são as estruturas geradas quando o sedimento alcança a superfície.

Cisalhamento Intergranular (*Brittle Deformation*): O cisalhamento intergranular é o mecanismo gerado em sedimentos secos, quando a magnitude das tensões excede a resistência normal do sedimento (Owen *et al.*, 2011). Esse aumento de tensão faz com que os grãos sejam forçados um contra os outros, produzindo

fraturas de pequena escala (Owen, 1987). Em rochas consolidadas ou argilosas, esse processo é acompanhado pela formação de pequenas zonas de cisalhamento onde o movimento é feito por blocos ao invés de cisalhamento de grãos individuais (Maltman, 1987).

3.1.4 Agente desencadeador:

Como mencionado anteriormente, para que a deformação ocorra é necessário que exista um agente desencadeador (ou gatilho) que inicie o processo de deformação (Owen *et al.*, 2011). Este agente pode estar atrelado a pequenas mudanças na dinâmica sedimentar devido a processos naturais inerente ao sistema deposicional (agentes endogênicos) ou a um evento catastrófico externo (agentes exogênicos).

Como exemplo de agentes endogênicos temos o degelo no *permafrost*, sobrecarga sedimentar, cisalhamento de maré, flutuações do nível freático, ação das ondas em zonas costeiras e rápido fluxo de águas superficiais (Owen & Moretti, 2011). Agentes desencadeadores endogênicos são extremamente dependentes de um contexto específico e por vezes sua definição segue uma abordagem holística em relação as condições deposicionais (Owen *et al.*, 2011).

Em relação aos agentes exogênicos podemos listar os terremotos, impacto de bólidos e eventos magmáticos. No entanto, a discriminação do agente exogênico não é simples, pois há poucas evidências que oferecem critérios sólidos para a sua determinação (*cf.*, Shanmugan 2016; Shanmugan, 2017). Isso decorre do fato de: (1) a morfologia destas estruturas não depende diretamente do agente desencadeador (Owen *et al.*, 2011); (2) diferentes agentes desencadeadores produzem os mesmos mecanismos de deformação (Shanmugan, 2016); (3) mais de um agente desencadeador pode ser responsável pela formação de uma estrutura de deformação em sedimentos inconsolidados específica (Van Loon, 2009). Por causa disso, alguns pontos devem ser levantados em consideração sobre cada agente desencadeador exogênico:

Impacto de bólidos: O registro do impacto de bólidos é similar ao registro relacionado a sismos, no que tange a formação de extensos horizontes deformados que apresentam uma distribuição radial em torno de um ponto (Simms, 2003). No entanto, a energia instantânea lançada por um impacto de bólido pode exceder a energia do maior terremoto (Nuttli, 1983). Dessa forma, a energia disponibilizada é

aplicada como tensão compressional nas camadas a serem deformadas. Portanto, os depósitos apresentarão características relacionadas a liquefação dinâmica.

Essa grande liberação de energia instantânea é capaz de promover deformação em grande escala, atingindo valores superiores a 250.000 km² (Simms, 2003). No entanto, o critério mais confiável para a determinação deste agente desencadeador está relacionado a presença de depósitos contendo materiais ejetados que podem ser correlacionados com as estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados (e.g, Norris *et al.*, 2000; Terry *et al.*, 2001; Walkden *et al.*, 2002). Na ausência desses depósitos, é difícil estabelecer a contemporaneidade entre o impacto de bólido e a formação das estruturas de deformativas caso não haja um controle geocronológico acurado sobre o impacto.

No Brasil especificamente, Tohver *et al.* (2018) sugerem que o astroblema de Araguainha é responsável pela formação de diversas estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados em unidades diferentes da Bacia do Paraná. No entanto, com o aumento da distância da cratera de impacto também há o desaparecimento da camada de detritos, o que acaba por diminuir a confiabilidade da correlação na região de ocorrência da área de estudo.

Magmatismo: O magmatismo é um agente desencadeador extremamente relevante, cujos exemplos são escassos na literatura. Além do peso das lavas sobre o sedimento inconsolidado, o magmatismo pode produzir deformações por meio de fluxos hidrotermais.

Em relação as estruturas formadas por interação entre a lava e o sedimento, o peso da lava pode ser responsável por formar estruturas como pequenos diápiros arenosos, diques arenosos ou estruturas em brecha. Nesses casos específicos, o ar ou a água presente no espaço intergranular atuar como fluído favorecendo a formação de estruturas pelo mecanismo de fluidização (cf. Jerran & Stollholfen, 2002; Petry *et al.* 2007; Waichel *et al.*, 2008). Segundo Waichel *et al.*, (2008) o calor produzido pelas lavas pode agir como um facilitador do processo.

Além do contato direto com as lavas, a presença de fluídos quentes relacionados com corpos ígneos pode resultar em estruturas relacionadas a fluidização (Alessandreti *et al.*, 2023). No trabalho de Baer (1991), foi sugerido que durante a intrusão de corpos ígneos o *emplacement* é precedido por uma frente de

flúidos quentes que são capazes de fluidizar a rocha hospedeira. Esses flúidos quentes podem vir a alcançar a superfície formando também sand boils (e.g., Hartmann *et al.*, 2021).

Em termos de assinatura, estes depósitos apresentarão algumas feições que indicam contemporaneidade entre a atividade magmática, como por exemplo microfeições de assimilação de clastos vulcânicos e presença de zonas silicificadas associadas as estruturas deformacionais (*cf.*, Petry *et al.* 2007; Alessandreti *et al.* 2023; Hartmann *et al.*, 2021).

Paleosismos: Dentre os agentes desencadeadores anteriormente citados, os paleosismos constituem o causador mais frequentemente evocado para justificar a origem de estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados (Shanmugan, 2016). Isso se deve ao fato de que entre os agentes exogênicos os sismos são os mais recorrentes. No entanto, paleosismos são difíceis de delimitar e faltam critérios sólidos que possam justificar a sua ocorrência. Dentre os critérios mais comumente utilizados destacam-se: (1) Continuidade lateral dos horizontes deformados; (2) Estruturas deformativas são comparáveis com estruturas atuais induzidas por atividade sísmica. (3) Bacia sedimentar estabelecida em um contexto tectônico ativo; (4) Intensidade, complexidade ou abundância de estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados zonadas, ou seja, mais significativa próximo de falhas.

Todavia, esses critérios não são exclusivos dos sismos, sendo compartilhados por quase todos os triggers anteriormente vistos (Owen & Moretti, 2011). Dessa forma os trabalhos de Owen *et al.* (2011) e Owen & Moretti (2011) recomendam que a avaliação agente desencadeadora seja feita a partir da determinação da influência das fáceis, influência dos triggers (colocando a prova todos os triggers exogênicos e endogênicos) e pôr fim a validação dos critérios.

3.2 Sedimentologia de sistemas eólicos

Nos sistemas eólicos modernos a sedimentação ocorre em zonas áridas ou hiper-áridas sob influência dos centros de alta pressão, sendo comuns principalmente em regiões localizadas nos paralelos 30° (Brookfield & Silvestro, 2010). Essas zonas consistem em grandes desertos, onde o vento consiste no principal agente de

transporte. As principais características desse sistema serão abordadas no subtópicos a seguir.

3.2.1 Transporte

No sistema eólico a competência efetiva do vento promove seletividade de partículas, onde as partículas de tamanho areia e silte são transportadas, enquanto as partículas de maior calibre são deixadas para trás formando carpetes deflacionários. O vento transporta de partículas através por três processos: rastejamento, saltação e suspensão (Bagnold, 1941). Nestes processos o calibre das partículas e a velocidade do vento são as variáveis determinantes. O processo de rastejamento geralmente ocorre nas partículas de maior calibre, onde o transporte passa a ocorrer como resultado do impacto de grãos de menor calibre sobre esta fração mais grossa (Brookfield & Silvestro, 2010).

Na saltação as partículas entram em suspensão por um breve período de tempo, e são impulsionadas para frente se chocando no solo com outras partículas, ampliando o processo de saltação. Nesse processo, o impacto da queda de partículas pode disseminar o processo de saltação e conseqüentemente fazer com que as partículas de calibre maior se movimentem por rastejamento (Hunter, 1977). Por fim, a suspensão ocorre essencialmente nas partículas de menor calibre (silte), onde elas são removidas da superfície deposicional e carregadas por grandes distâncias até que o vento perca a competência de transporte.

. 3.2.2 Construção e Formas de leito

A partir do transporte e deposição são reconhecidos três grupos de formas de leito construídas pelo ar: a marca ondulada eólica, a duna e o draa. Essas formas de leito formam grupos descontínuos, onde a distinção é dada principalmente pelo comprimento de onda aproximado (cf. Wilson, 1972). A construção dessas formas de leito ocorre através da nucleação sobre um corpo estranho (um seixo ou concha) em uma superfície plana, rugosidades no substrato ou por fim na forma de leito previamente depositada (Wilson, 1972).

3.2.2.1 Marcas onduladas eólicas (ou *ripples*)

As marcas onduladas apresentam comprimento de onda de 0.5 a 2 cm. Segundo Fryberger & Schenk (1981) a construção das marcas onduladas eólicas se dá durante uma única rajada de vento (onde um foreset individual é depositado) ou pela migração de uma marca ondulada eólica sobre depósitos de marcas onduladas eólicas pré-existent. Em relação a origem do comprimento de onda das marcas onduladas transversas, acredita-se que seja fruto do espaçamento regular produzido pelo impacto de grãos (Bagnold, 1941; Wilson, 1972).

Quanto a morfologia, as marcas onduladas eólicas não apresentam ângulo na face de sotavento que permita avalanches periódicas (Fryberger & Schenk, 1981). Dessa forma, a deposição na face de sotavento ocorre porque ela representa um *locus* protegido em relação a erosão causada pelo vento na face de barlavento.

Em termos de tipologia, dois tipos são reconhecidos, as marcas onduladas achatadas e as que apresentam o ponto terminal ou *brink point* (Fig. 2). Segundo Sharp (1963) essa variação morfológica pode ser fruto de diversos fatores como ângulo de saltação dos grãos, tamanho dos grãos, velocidade do vento e variações na direção do vento.

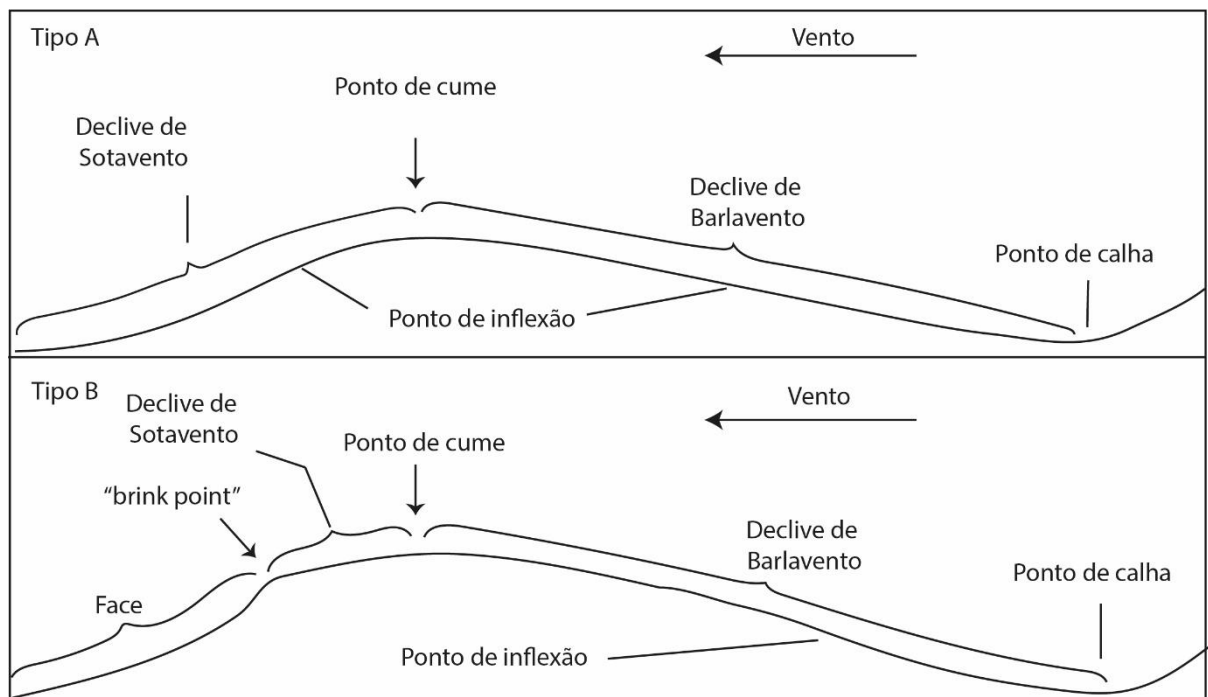


Fig. 2 Seção de corte ilustrando a morfologia e terminologia das marcas onduladas eólicas, onde o tipo A são as ripples com dois pontos de inflexão e as ripples do tipo B são ripples com um brink point e uma face de escorregamento desenvolvida. Modificado de: Fryberger & Schenk (1981).

Em relação ao ângulo de cavalgamento, três tipos principais são reconhecidos na literatura: subcrítico, crítico e supercrítico (Hunter, 1977). Onde o ângulo é controlado pela taxa de deposição, taxa de migração das marcas onduladas eólicas e sua morfologia. No trabalho experimental de Fryberger & Schenk (1981), a maioria das marcas onduladas eólicas reproduzidas apresentavam cavalgamento subcrítico (ângulos $<10^\circ$).

3.2.2.2 Duna:

A duna constitui uma forma de leito de maior escala, atingindo comprimentos de onda de 3 a 600 m. Como as formas de leito eólicas constituem grupos descontínuos, não existe evolução de uma marca ondulada eólica para uma duna e conseqüentemente, nem de uma duna para um draa (Wilson, 1972).

Como resultado do crescimento da forma de leito o ângulo entre a face de barlavento e sotavento tende a aumentar. O que produz o fenômeno de separação de fluxo próximo a zona de crista da duna. Esse processo ocasiona a diminuição do momento das partículas em saltação fazendo que estas sejam capturadas. A captura dessas partículas resulta no crescimento da face sotavento, tornando-a íngreme. A migração da duna ao longo do tempo gera os estratos cruzados, que são constituídos por três tipos de depósitos que refletem a processos distintos durante a deposição das dunas, sendo esses: (a) estratos transladantes cavalgantes; (b) queda livre de grãos e, (c) fluxos de grão (Fig. 3).

Estratos transladantes cavalgantes: As marcas onduladas eólicas constituem as formas de leito trativas de menor escala geradas no ambiente eólico, apresentando ângulos de crista menores do que o necessário para produzir fluxo de grãos (Fryberger & Schenk, 1981). Quando estes estratos migram a favor do vento, eles cavalgam um sobre os outros produzindo depósitos chamados de estratos transladantes cavalgantes, que se formam no dorso de dunas eólicas e no pé da face frontal de dunas eólicas (Hunter, 1977).

Em relação a textura esses estratos ocorrem como lâminas contínuas de estratos inversamente gradados. A gradação inversa é fruto da segregação de grãos dentro das marcas onduladas eólicas, onde os grãos mais grossos ocupam a porção da crista (Kocurek, 1991).

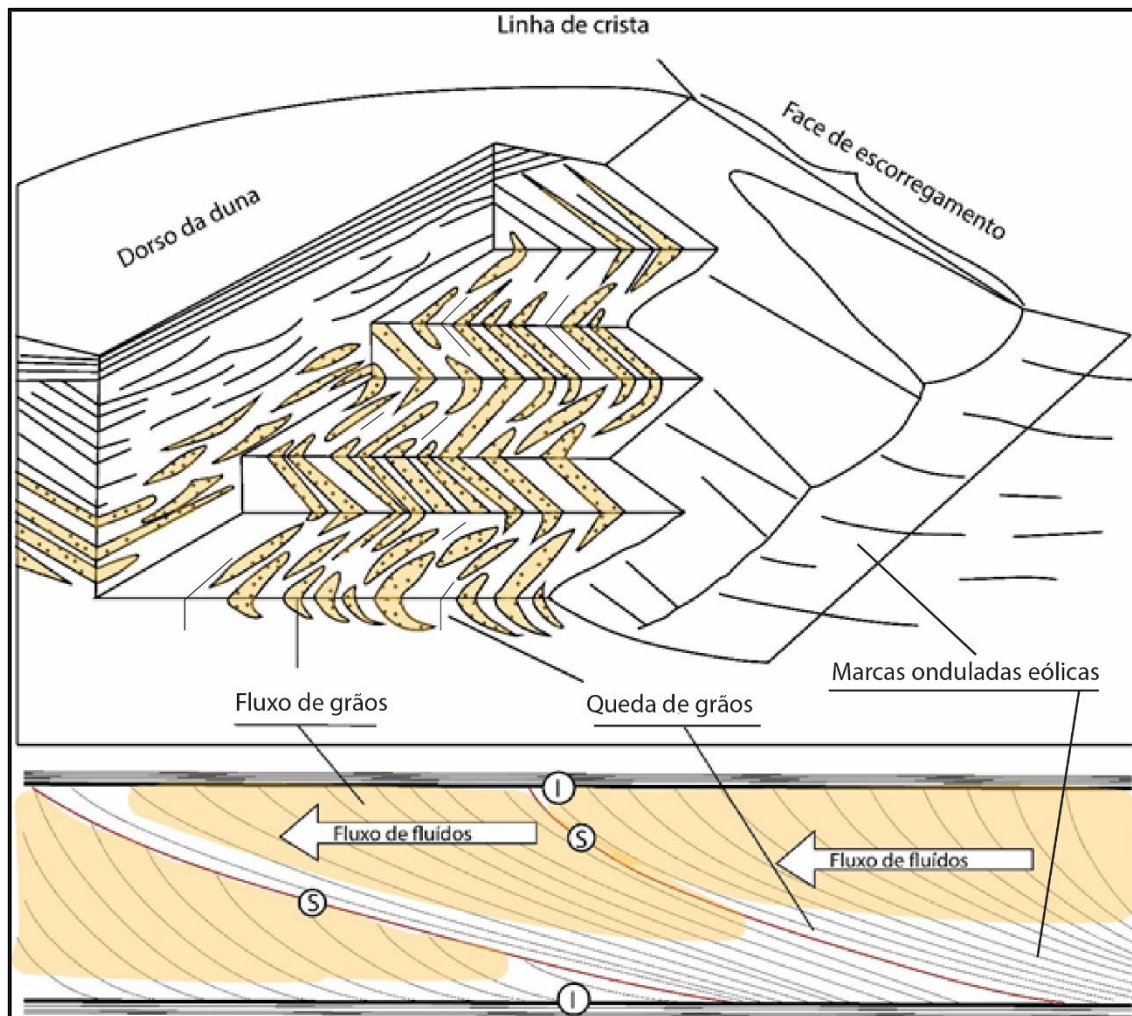


Fig. 3 Distribuição dos estratos básicos formadores de dunas eólicas (superior) e sketch de um sistema de barreira e defletores de fluxo gerados pela presença de estratos de mais baixa permeabilidade (marcas onduladas eólicas - brancos) e de mais alta permeabilidade (fluxos de grãos – amarelos). Modificado de: Hunter (1977) e Fischer *et al.* (2007).

Estratos de Queda de Grãos: A deposição dos estratos de queda de grãos ocorre principalmente na zona de separação e fluxo das dunas eólicas, onde o momento dos grãos em saltação atinge zero e eles entram em queda livre até alcançar a superfície de deposição (Hunter, 1977; Fryberger & Schenk, 1981; Kocurek, 1991). De forma subordinada, pode ocorrer a deposição de grãos movidos por rastejamento. Onde as partículas de maior calibre, quando impulsionadas pelo bombardeamento ocasionado pela saltação, rolam ou são impulsionadas até a zona de separação de fluxo e conseqüentemente são depositadas (Bagnold, 1941). Em relação a textura esses estratos ocorrem como lâminas de grãos bem selecionados com espessuras milimétricas. Essa cunha apresenta espessuras maiores próximo a *blinkline* diminuindo declive abaixo no sentido de migração do vento (Kocurek, 1991).

Fluxo de grãos: O fluxo de grãos é um tipo de depósito derivado do processo de escorregamento ou recessão da escarpa na face frontal das dunas eólicas (Hunter, 1977). Durante o escorregamento, o movimento começa como um *sheet slump* que gradualmente se quebra e evolui para um fluxo de grãos (Fryberger & Schenk, 1981). Esse processo é comumente iniciado quando o ângulo crítico de repouso da areia seca, que corresponde a 34° , é superado (Kocurek, 1991).

Sob presença de umidade esse o valor do ângulo crítico entre as partículas aumenta. Isso ocorre, pois as tensões capilares presentes nos filmes de água sobre as partículas atuam como um fluido anti-lubrificante, aumentando a resistência das partículas ao cisalhamento (McKEE *et al.*, 1971). Vale salientar, que isso só é válido em condições onde o sedimento se encontra úmido e não saturado.

Os estratos de fluxo de grãos em corte ortogonal ao sentido de mergulho apresentam geometria lenticular. Enquanto em corte paralelo, estes estratos formam cunhas. É normal que os estratos de fluxo de grãos aparentem ser maciços ou apresentem estruturas compressivas relacionadas ao processo de movimento de avalanche (Fryberger & Schenk, 1981). Apesar dessa aparência, os estratos de fluxo de grãos comumente são inversamente gradados, onde a segregação de partículas é fruto da pressão dispersiva gerada pelo choque entre os grãos durante o escorregamento (Fryberger & Schenk, 1981).

3.2.2.3 Draa:

O draa constitui uma forma de leito cujo o comprimento de onda vai de 300 a 5500 metros. Essa macroforma não ocorre em todos os campos de duna, ela depende da espessura da cobertura de areia para criação de seu núcleo e do tempo para que esse núcleo adquira um tamanho adequado (Wilson, 1972).

Como não há transição entre as formas de leito, para que um draa ocorra é necessário que seu núcleo seja maior do que dunas totalmente desenvolvidos. Dessa forma a justaposição de duas grandes dunas pode servir de núcleo para um draa possibilitando o espalhamento desse padrão por um campo inteiro de dunas (Wilson, 1972). Normalmente os draas apresentam dunas eólicas superpostas no seu dorso e face frontal.

3.3.3 Superfícies limítrofes

Três hierarquias distintas de superfícies limítrofes foram identificadas por Brookfield (1977) e demonstram a dinâmica de migração e calvagem das formas de leito eólica. Dentre essas superfícies, a superfície de primeira ordem constitui a maior hierarquia. Isto é, ela ocorrerá cortando as superfícies de menor hierarquia e assim subsequentemente. Essas superfícies foram revistas por Kocurek (1981) e receberam uma nomenclatura alternativa, que será indicada entre parênteses. Essas superfícies serão detalhadas a seguir:

Superfície de 1ª ordem (Superfícies de Interduna): Essas superfícies são geradas pelo processo de migração e cavalgamento das dunas/draas e interdunas/interdraas sobre os estratos previamente depositados. A superfície resultante é geralmente uma superfície plana, sub-horizontal cuja inclinação é geralmente contrária a migração das formas de leito.

No entanto, essas superfícies de primeira ordem podem ocorrer como superfícies irregulares, apresentando projeções microtopográficas que atingem de alguns centímetros até metros. Essas projeções são atribuídas a deflação do vento sobre uma superfície coesa, onde a coesão é fornecida pela água do lençol freático ou pela tensão da franja capilar associada (Carter, 1978; Kocurek, 1981).

Superfície de 2ª ordem (Superfície de Superimposição): Essas superfícies ocorrem dividindo sets individuais de estratos cruzados, o que junto com sua relação de corte evidenciam uma hierarquia menor do que a superfícies de primeira ordem. Segundo Brookfield (1977), essas superfícies são geradas pela migração de dunas sobre a face frontal de um *draa*. Em termos geométricos essas superfícies mergulham paralelamente ou obliquamente ao sentido geral de migração do *draa* (Kocurek, 1981).

Superfície de 3ª ordem (Superfície de Reativação): Essas superfícies são geradas por flutuações sazonais na velocidade ou direção dos ventos, gerando a erosão da face de sotavento com posterior retomada na deposição (Brookfield, 1977). Os estratos superimpostos a essa superfície são geralmente concordantes a nova face de sotavento e apresentam um sentido de migração equivalente as novas configurações estáveis.

Posteriormente, Kocurek (1988) definiu um quarto tipo de superfície, denominado de supersuperfície. De forma breve, supersuperfícies são geradas

quando há a interrupção ou parada na sedimentação do ambiente eólico, dessa forma elas representam o limite superior da acumulação. Em relação a sua origem, essas superfícies são classificadas em superfícies de deflação, inundação e de estabilização (Kocurek & Havholm, 1993). Geralmente essas superfícies são acompanhadas pela superposição de outro sistema deposicional, cujos estratos apresentem mais baixa permeabilidade (e.g., sistemas lacustres ou marinhos).

3.3.4 Acumulação no sistema eólico úmido

Por acumulação, entende-se a formação de um corpo tridimensional de estratos resultante do cavalgamento sucessivo das formas de leito gerado pelo transporte de partículas pelo vento (Kocurek & Havholm, 1993). Na escala do sistema eólico, para que ocorra a sua acumulação é necessário que haja balanço entre a entrada e saída de sedimentos. A entrada de sedimentos é função da disponibilidade de vento e do suprimento sedimentar externo, enquanto a saída estaria atrelada a mudanças nas condições temporais e espaciais do sistema (Kocurek & Havholm, 1993). No sistema eólico úmido a acumulação ocorre em condições onde o nível freático ou a sua franja capilar interceptam ou se aproximam da superfície de acumulação (Kocurek & Havholm, 1993).

O aumento do nível freático promove mudanças no ângulo de cavalgamento das formas de leito eólica e das planícies de interduna associadas (Mountney & Thompson, 2002). O ângulo relativo de cavalgamento corresponde a relação entre a taxa de migração das formas de leito a favor do vento, a taxa de subida do nível freático e o suprimento sedimentar que controla o tamanho das dunas (Kocurek & Havholm, 1993; Mountney & Thompson, 2002). A subida do nível freático promove a redução na quantidade de areia seca disponibilizada, fazendo com que a principal fonte de areia seca sejam os depósitos previamente depositados, o que faz com que o vento fique subsaturado em areia seca, passando a retrabalhar os depósitos eólicos, reduzindo assim o tamanho das formas de leito e consequentemente aumentando a taxa de migração. Quanto maior a taxa de migração das formas de leito menor será o ângulo de cavalgamento. Em condições onde ocorre a subida do nível freático e ele se mantém alto e estático, os depósitos restantes serão deflacionados até que a única forma de leito sejam os lençóis arenosos (Mountney & Thompson, 2002).

O nível freático também atua como o limite superior do espaço de acomodação (Kocurek & Havholm, 1993). Nessas condições, o espaço de acomodação final é uma soma entre a taxa de subida do nível freático e a taxa de subsidência. A subida do nível freático, em variações de longa-duração, resulta de mudanças climáticas ou de condições onde há subsidência da coluna sedimentar em condições de estabilidade do freático (Kocurek & Havholm, 1993; Mountney & Thompson, 2002). Mudanças temporalmente curtas são influenciadas por chuva ou eventos de inundação cuja escala corresponde a semanas ou variações sazonais (Mountney & Thompson, 2002). A escala de interação entre as mudanças temporalmente longas e temporalmente curtas geram tipos diferentes de assinaturas, refletindo na expansão e contração das interdunas resultantes das variações sazonais dentro do sistema (Fig. 4).

3.3.5 Dinâmica do lençol freático no condicionamento de estruturas de deformação em sucessões eólicas

Em escala de forma de leito, o nível freático apresenta um papel importante no condicionamento das deformações rasas nos ambientes eólicos úmidos, onde a água controla a reologia dos depósitos (já tratado no capítulo 1.1.1) e a concentração das tensões dentro da macroforma. As estruturas de deformação geradas no contexto eólico apresentam uma variedade de estilos deformativos, que representam diferentes respostas dinâmicas da deformação da areia relacionadas as variações locais das propriedades petrofísicas (Bryant *et al.*, 2016). Essa variedade morfológica reflete a heterogeneidade na distribuição das fácies eólicas dentro dos ergs úmidos (Mountney, 2012; Ross *et al.*, 2014).

Em relação as tensões, até o momento dois modelos sobre o comportamento do lençol freático em dunas eólicas foram postulados (Fig. 5), que serão detalhados em sequência.

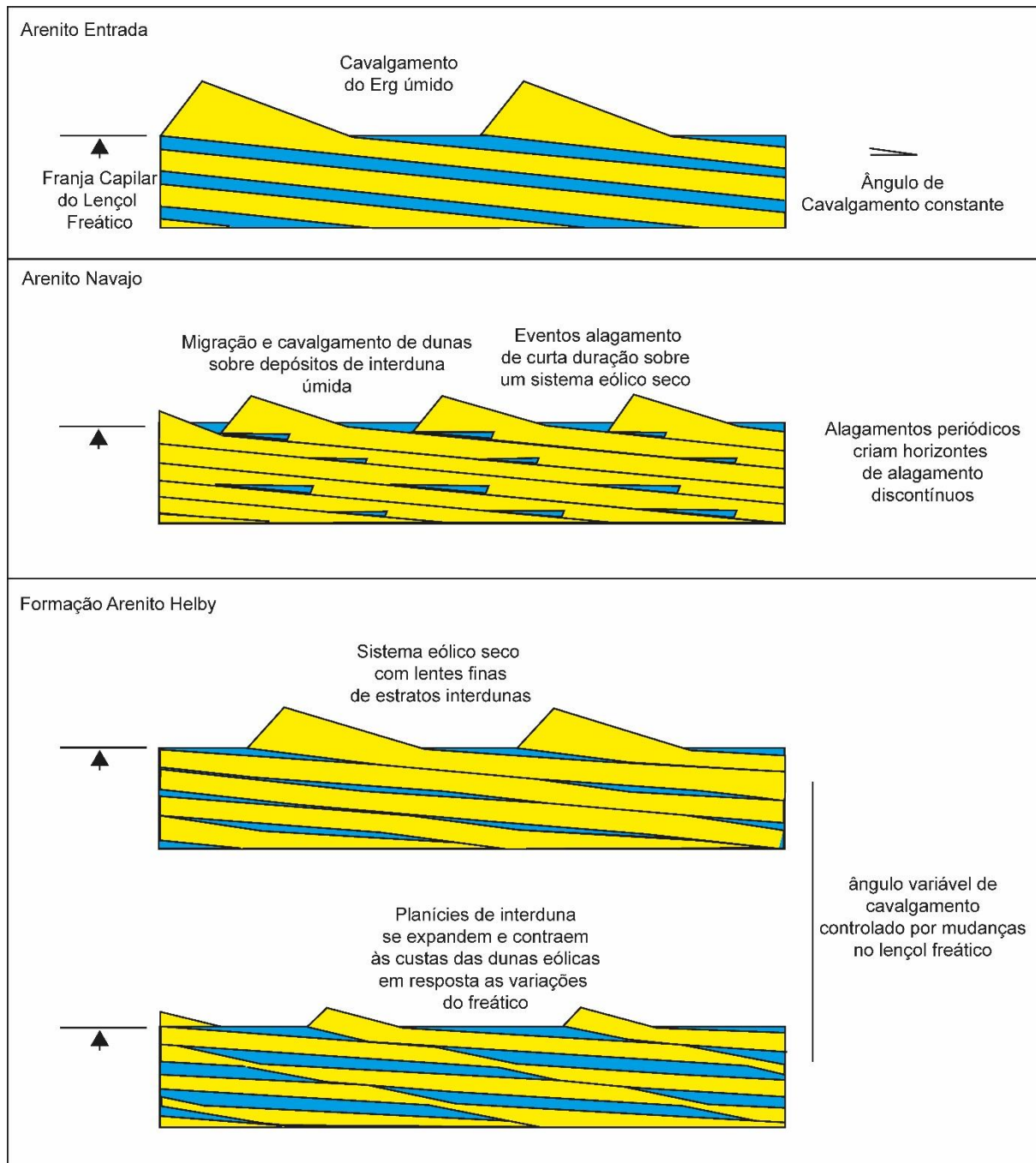


Fig. 4 Diferentes morfologias de interduna geradas pelas mudanças do lençol freático. Modificado de: Mountney & Thompson, 2002

O modelo de Horowitz (1982) sugere um nível freático estático onde a deformação ocorre dentro da zona de interduna. Neste modelo, as zonas de interduna constituem os locais mais propícios para a formação de estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados, isso se deve a existência de heterogeneidades na distribuição espacial da sobrecarga e das tensões de cisalhamento horizontal (Chan & Bruhn, 2014). As zonas abaixo da interduna são as zonas com menor tensão de sobrecarga, o que favorece a liquefação de sedimentos inconsolidados localizados

alguns metros abaixo do nível freático e da acumulação eólica mais recente (Horowitz, 1982). A existência desses gradientes faz com que a areia liquefeita e o fluido sejam espremidos na zona de interduna em sentido ao gradiente de baixa pressão de fluido, gerando cisalhamento na região do pé da duna e eventual colapso da face de avalanche (Horowitz, 1982). Logo, é reconhecida que a zona de interduna constitua um local propenso a liquefação (Fig. 4) devido a combinação dos dois fatores anteriormente apresentados: (1) combinação de tensões causadas pelo gradiente topográfico assimétrico das dunas; (2) uma condição de nível freático raso proporcionada pelas condições climáticas e modificada pela própria topografia das dunas. Logo, as deformações postuladas por este modelo ocorrem na zona próximo a superfície em condições de nível freático raso.

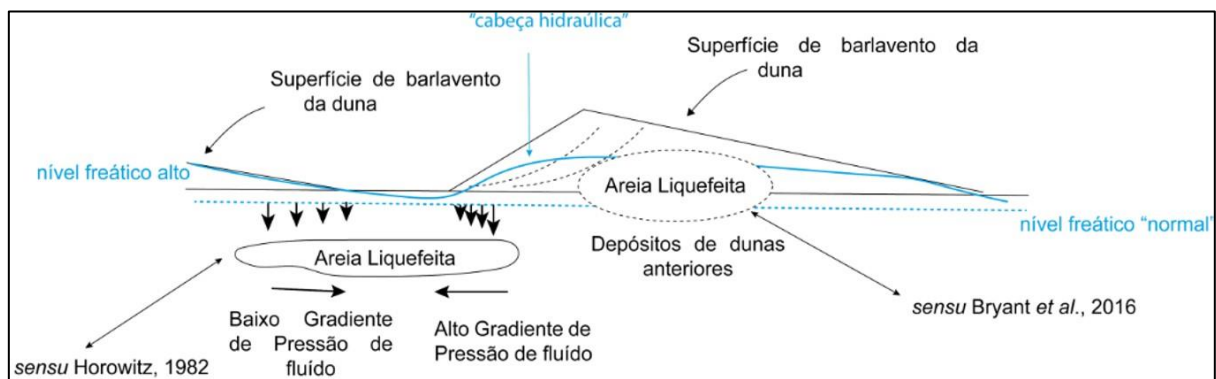


Fig. 5: Sketch sintético dos modelos de nível freático no Arenito Navajo. Linha pontilhada - modelo estático de Horowitz (1982); Linha cheia - Modelo de contorno por Bryant *et al.* (2016). Modificado de: Bryant *et al.* (2016).

No modelo de Bryant *et al.* (2016) o nível freático é ondulado, apresentando uma superfície potenciométrica abaixo da crista da duna. O nível de saturação vai variar conforme o contorno do lençol freático acompanha as formas de leito, o que não elimina a necessidade de condições climáticas estáticas. Neste modelo a deformação ocorre acima do nível de interduna, na porção interna das dunas eólicas (Fig. 5). Como a deformação é gerada diretamente sobre a forma de leito, não há transmissão das forças direcionais sobre a acumulação. As estruturas de deformação serão geradas dentro da duna na porção próxima a face de sotavento e ao longo das descontinuidades internas. Conforme a deformação começa ela tende a migrar na mesma direção de migração da forma de leito que há contém.

3.3.6 Heterogeneidades nos estratos eólicos

Sistemas eólicos constituem importantes reservatórios de óleo e gás no mundo, onde os principais exemplos são: Formação Juruá, Brasil (Elias *et al.*, 2004); Formação Unayzah, Arábia Saudita (Melvin & Heine, 2004); Arenito Rotliegend, Sul da Inglaterra e Mar do Norte Central (Heward *et al.*, 2003). A importância desses reservatórios se deve principalmente aos altos valores de porosidade e permeabilidade, que estão ligados principalmente a seleção e segregação granulométrica causada pelo vento (Slatt, 2013; Rodríguez-López & Wu, 2020).

No entanto, os sistemas eólicos são complexos em relação a predição de fácies, propriedades petrofísicas e heterogeneidades que afetam o fluxo de fluídos (Rodríguez-López & Wu, 2020). Dependendo do balanço entre os controles halogênicos e autogênicos, diferentes fácies e arranjos podem ser gerados (Mountney, 2006; Yan *et al.*, 2024), o que torna os sistemas eólicos muito variáveis no espaço e no tempo.

Em relação as propriedades de permeabilidade e porosidade, que são importantes para a definição de um corpo reservatório, o sistema eólico apresenta grande anisotropia (North & Prosser, 1993). Essa anisotropia ocorre em várias escalas, e em uma tentativa de classifica-las optou-se por usar o sistema de escalas proposto por Galoway & Hobday (1996) e adaptado por Bongiollo & Scherer (2010) para sistemas flúvio-eólicos.

Heterogeneidades Megascópicas: Constituem heterogeneidades geradas pela relação entre unidades permeáveis com unidades impermeáveis, onde a presença de uma unidade impermeável pode provocar a compartimentalização de um sistema reservatório (Bongiollo & Scherer, 2010). Essas heterogeneidades geralmente estão relacionadas as superfícies da estratigrafia de sequências ou as supersuperfícies do sistema eólico.

Heterogeneidades Macroscópicas: Heterogeneidades macroscópicas são geradas pelas relações, verticais e horizontais, entre as associações de fácies dentro do reservatório (Bongiollo & Scherer, 2010). Essas relações podem ser dadas pelas diferenças de porosidade entre as diferentes associações de fácies que compõem o sistema (e.g., interduna, duna, lençol arenoso, sabhka e canais fluviais associados).

Em sistemas eólicos úmidos esse tipo de heterogeneidade é comum, o que se deve ao fenômeno de expansão das zonas de interduna que tem como principal causa a subida do nível freático (Mountney & Thompson, 2002). Dessa forma, modelos de reservatórios eólicos, como o da Formação Helsby (Yan *et al.*, 2024), apresentam alta variabilidade nos valores de porosidade e permeabilidade e aumento na complexidade da distribuição espacial de domínios com propriedades petrofísicas contrastantes. Segundo Yan *et al.* (2024), esta última característica reflete no aumento da tortuosidade dos reservatórios de melhor qualidade (estratos cruzados de topo) causado pela presença das zonas de interduna úmida.

Além disso, a dinâmica entre as formas de leito e o nível freático no ambiente eólico úmido favorecem a deformação. Logo, é comum a ocorrência de injeções arenosas cruzando verticalmente estratos impermeáveis nessas condições (*cf.* Chan & Bruhm, 2014; Wheatley *et al.*, 2016; Chan *et al.*, 2020). Dessa forma, ocorrência dessas estruturas promove um aumento da conectividade entre corpos reservatórios, bem como complexidade na sua previsão e modelagem.

Heterogeneidades Mesoscópicas: A heterogeneidade em escala mesoscópica reflete as diferenças petrofísicas em escala de fácies. Como visto anteriormente, os estratos cruzados eólicos são constituídos por depósitos de fluxo de grãos, queda de grãos e marcas onduladas eólicas. No entanto, esses diferentes modos de deposição de estratos geram estratificações eólicas com valores de permeabilidade distintos ao longo de um mesmo *foreset* (Howell & Mountney, 2001; Bongiollo & Scherer, 2010).

Os fluxos de grão, que ocupam a porção apical de um *foreset* de estrato cruzado eólico, apresentam valores de permeabilidade e porosidade mais altos do que os estratos de marcas onduladas eólicas e queda de grãos. Os valores de permeabilidade e porosidade dos fluxos de grãos são, em média, uma ou mais ordens de grandeza superiores a suas contrapartes (North & Prosser, 1993). Isso se deve, ao empacotamento mais frouxo dos estratos de fluxo de grãos, resultante da deposição em avalanche (Howell & Mountney, 2001; Bongiollo & Scherer, 2010).

Segundo Howell & Mountney (2001) essa distribuição exerce duas escalas de controle de heterogeneidade, onde dentro de um reservatório eólico a proporção e dimensões dos fluxos de grãos individuais irão controlar a permeabilidade do

reservatório em escala centimétrica a métrica. Enquanto, a distribuição de estratos de marcas onduladas eólicas na base dos sets, irá ocasionar a diminuição da permeabilidade vertical e favorecer o estabelecimento de um fluxo lateral de fluídos. Portanto, regendo a permeabilidade do reservatório em escala métrica.

Por fim, a presença de deformações também pode levar a modificação da segregação original das laminações eólicas, através da elutriação dos grãos e segregação dos grãos na vertical ou da obliteração da laminação primária. Em última instancia, essas modificações podem atuar na formação de barreiras ou defletores de fluxo dentro do estrato eólico original (*cf.* Rodriguez-López & Wu, 2020).

4. MATERIAIS E MÉTODOS

Com o objetivo de caracterizar as estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados da Formação Buena Vista, optou-se por seguir as metodologias propostas por Owen *et al.*, (2011) e Owen & Moretti (2011). Essa metodologia baseia-se na identificação das fácies, análise destas fácies e de forma separada a análise dos intervalos deformados. A partir disso, devem ser estabelecidos critérios dentro destas análises para a determinação dos eventos desencadeadores. Por fim, estes critérios devem ser validados por meio da revisão bibliográfica.

Desta forma, o presente trabalho foi composto do mapeamento de intervalos deformados, levantamento destes intervalos, elaboração de ortofotomosaicos para definição da geometria das deformações, petrografia e revisão bibliográfica. Estes tópicos serão detalhados a seguir.

4.1 Mapeamento de afloramentos deformados

Os afloramentos da Formação Buena Vista no estado do Rio Grande do Sul ocorrem ao longo de uma faixa bordejando o escudo sul rio grandense, sendo cortada por diversas falhas de direção NW-SE e NE-SW, o que dificulta o estabelecimento de um Datum e a localização de um horizonte rico em estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados. Além disso, o caráter friável destes arenitos dificulta a preservação de afloramentos em condições que possibilitam o reconhecimento de estruturas primárias.

Com base nisso, a primeira etapa do trabalho foi constituída pelo mapeamento dos principais afloramentos existentes, tanto no Rio Grande do Sul (Brasil) quanto no Departamento de Cerro Largo (Uruguai). Para tal, foram usados os *shapefiles* disponibilizados pelos serviços geológicos uruguaio (Porta *et al.*, 1985) e brasileiro (Horn *et al.*, 2022). A área estudada constituiu-se no limite dos *shapefiles* mais um buffer de 20 km, onde foi feita a varredura dos principais afloramentos utilizando a ferramenta Google Earth. Além dos pontos obtidos através de imagens de satélite foram adicionados pontos oriundos de outros trabalhos realizados na região aflorante (e.g., Faccini, 1989; Rodrigues, 2014).

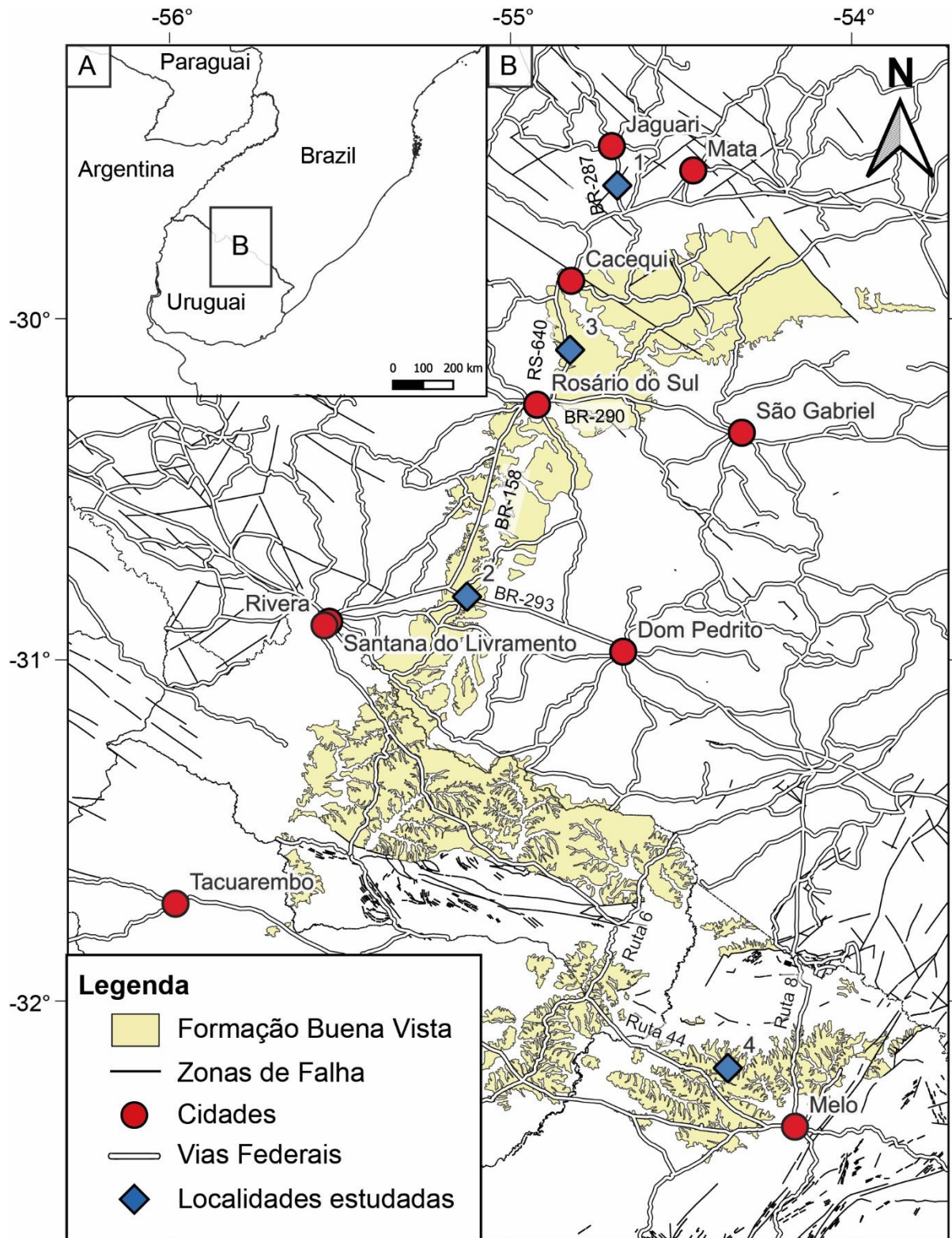


Fig. 6 Mapa de localização da área estudada, com os principais afloramentos selecionados. Modificado de: Porta *et al.* (1985); Horn *et al.* (2022); Scherer *et al.* (2023).

4.2 Levantamento de dados de campo

A partir dos dados resultantes da etapa de mapeamento dos intervalos deformados, os principais prospectos foram visitados para a averiguação da presença de estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados. Dentre os afloramentos visitados, foram selecionados 04 afloramentos onde foram encontradas estruturas deformacionais em sedimentos inconsolidados (Fig. 6).

A maior parte dos intervalos deformados descritos excede 10 metros de extensão, dessa forma optou-se por trabalhar com o imageamento de afloramentos utilizando um veículo aéreo não tripulado (VANT). O VANT utilizado no trabalho foi um *DJI Mavic 2 Pro* equipado com uma câmera *Hasselblad L1D-20c* (abertura focal de 10.26 mm; 20 MP). Os levantamentos fotogramétricos foram executados com o eixo óptico do VANT orientado perpendicularmente a superfície do afloramento e com uma sobreposição vertical e horizontal de no mínimo 60% entre as imagens (*cf.*, James & Robson, 2012).

Nos intervalos menos deformados ou indeformados, foram construídas seções colunares utilizando a metodologia de Walker (1992) e o código de fácies adaptado de Miall (1999). As seções colunares elaboradas apresentam escala 1:50 e compreendem dados de fácies, superfícies, paleocorrentes e espessura das camadas. Em afloramentos perturbados, buscou-se identificar a relação entre as fácies eólicas e os intervalos deformados, a fim de se reconstruir a geometria pré-deformação e estabelecer a evolução temporal entre as diferentes estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados.

4.3 Elaboração de ortomosaicos

Para elaboração dos ortomosaicos foi utilizada de um algoritmo *Structure from motion – Multi Stereo view (Sfm-Mvs)* integrado no software *Agisoft Metashape*®, o qual foi utilizado para a elaboração dos modelos tridimensionais que fazem parte dos painéis (Fig. 7). A partir das fotografias o software aplica o algoritmo *Sfm* para identificar os pontos chave e fazer o alinhamento das imagens, resultando em uma nuvem de pontos.

Nessa nuvem então é empregado o algoritmo *Mvs* com o intuito de promover a magnificação da resolução do modelo de pontos, que resulta em uma nuvem densa de pontos (Hayes *et al.*, 2017). Essa nuvem densa, é então empregada na elaboração

da malha triangulada, que assim que texturizada constitui o modelo tridimensional do afloramento.

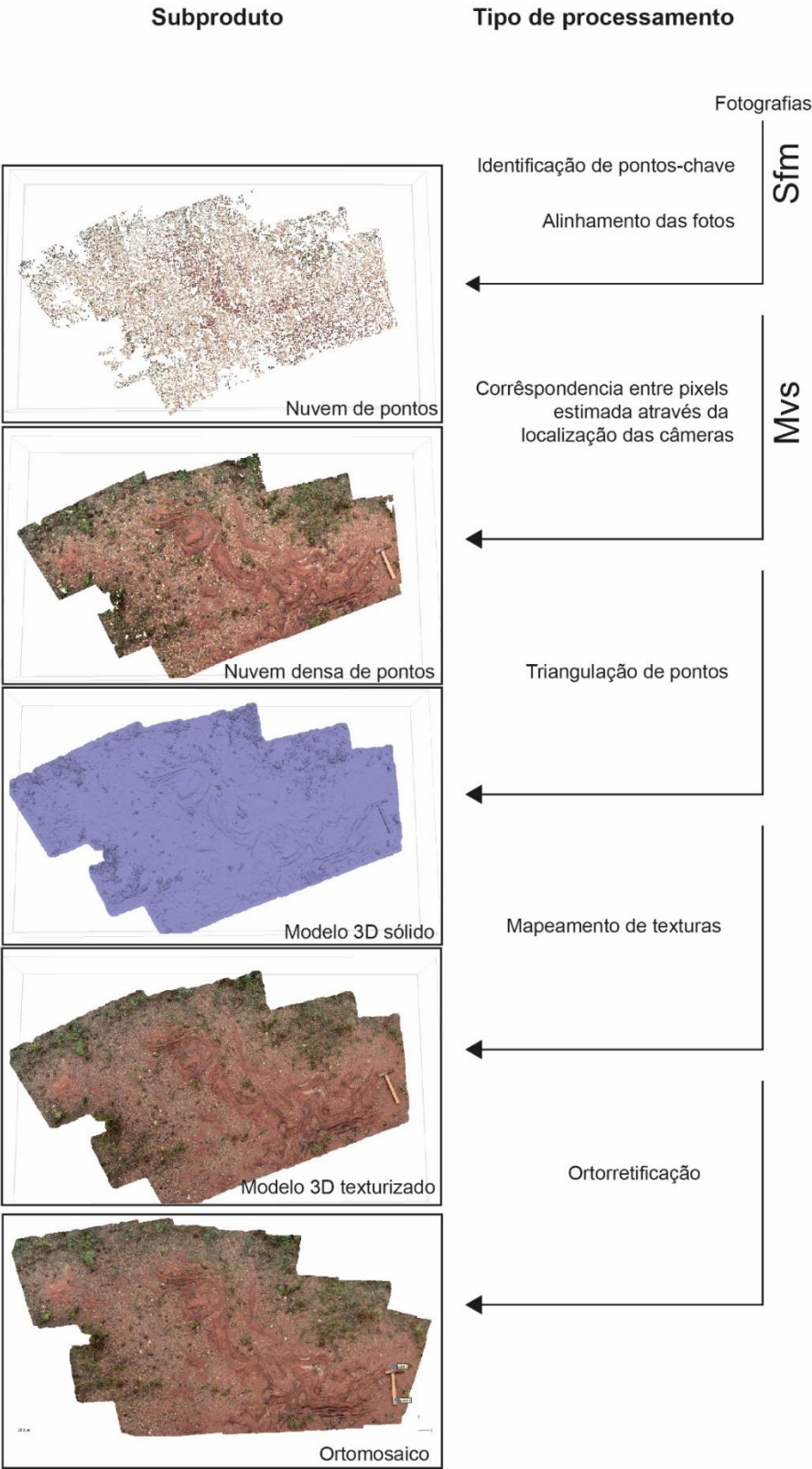


Fig. 7 Etapas de processamento para a geração de ortomosaicos e seus subprodutos.

Para a elaboração dos ortomosaicos o modelo tridimensional é então ortorretificado, onde o modelo tridimensional é planificado. O mosaico resultante é então exportado em formato *tiff* e carregado no *Adobe Illustrator*®, com o objetivo de produzir os painéis interpretativos que fazem parte dessa dissertação e do artigo submetido. A partir da interpretação destes painéis foi possível estabelecer as relações geométricas entre as estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados e a rocha hospedeira.

4.4 Petrografia

No afloramento que apresenta a maior diversidade de estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados foram amostrados diferentes intervalos com o objetivo de confeccionar lâminas petrográficas. Essas lâminas foram utilizadas de maneira pontual para complementar as descrições sedimentológicas e analisar o impacto da deformação no arcabouço sedimentar original. As texturas geradas foram importantes para a delimitação do mecanismo de deformação responsável pela geração das estruturas.

4.5 Revisão bibliográfica

Por fim, a revisão bibliográfica ocorreu de forma contínua durante todo o desenvolvimento do trabalho. Através dessa etapa foi possível localizar possíveis afloramentos com horizontes deformados, bem como embasar a escrita desse volume. Além disso, a revisão bibliográfica foi essencial para o estabelecimento de critérios e sua validação durante a discussão do evento desencadeador da deformação na área de estudo.

5 CONTEXTO GEOLÓGICO

A área de estudo está localizada dentro da Bacia do Paraná em estratos da Formação Buena Vista que apresentam idade Lopingiana e afloram na porção sudoeste do estado do Rio Grande do Sul (Brasil) e ao norte do departamento de Cerro Largo (Uruguai). Esses estratos fazem parte do registro paleozóico da Bacia do Paraná, tendo sido recentemente designados no estado do Rio Grande do Sul (*cf. Scherer et al.*, 2023).

A Bacia do Paraná por muito tempo foi considerada como uma grande bacia intracratônica, no entanto recentemente ela passou a ser reconhecida como uma bacia sucessória devido aos seus vários depocentros ao longo do tempo (*Scherer et al.*, 2023; Fig. 8). Essa bacia apresenta proporções continentais cobrindo uma área de aproximadamente 1.400.000 km², estendendo-se sobre os territórios de 4 países: Argentina, Brasil, Uruguai e Paraguai (*Scherer et al.*, 2023). Nestes outros países, a Bacia do Paraná recebe diferentes alcunhas, sendo reconhecida como Bacia do Chaco na Argentina e Norte no Uruguai.

O embasamento da Bacia do Paraná é constituído por terrenos arqueanos e paleoproterozóicos, assim como faixas móveis neoproterozóicas (*Zalan et al.*, 1990; *Holz et al.*, 2006; *Scherer et al.*, 2023). A acresção dessas faixas móveis está ligada aos ciclos orogênicos Pan-Africano e Brasileiro. As descontinuidades estruturais resultantes influenciaram na deposição dos sedimentos durante o Fanerozóico, pois foram reativadas inúmeras vezes durante a história da bacia (*cf. Holz et al.*, 2006; *Scherer et al.*, 2023).

O seu registro sedimentar estende-se do Ordoviciano até o Cretáceo, compondo seis supersequências, segundo Milani (1997): Rio Ivaí (Ordoviciano-Siluriano), Paraná (Devoniano), Gondwana I (Carbonífero-Eotriássico), Gondwana II (Meso-Neotriássico), Gondwana III (Neojurássico-Eocretáceo) e Bauru (Neocretáceo). Essas supersequências representam períodos de acumulação interrompido por ciclos de erosão em grande escala, onde a deposição de cada unidade é condicionada por contextos tectônicos particulares (Milani & Ramos, 1998).

A Formação Buena Vista faz parte da supersequência Gondwana I, que segundo Milani (1997), representa um ciclo de transgressão-regressão completo. A

Formação Buena Vista faz parte da fase de regressão, sendo originada pelo recuo do oceano Pantalassa sobre as porções interiores desse supercontinente.

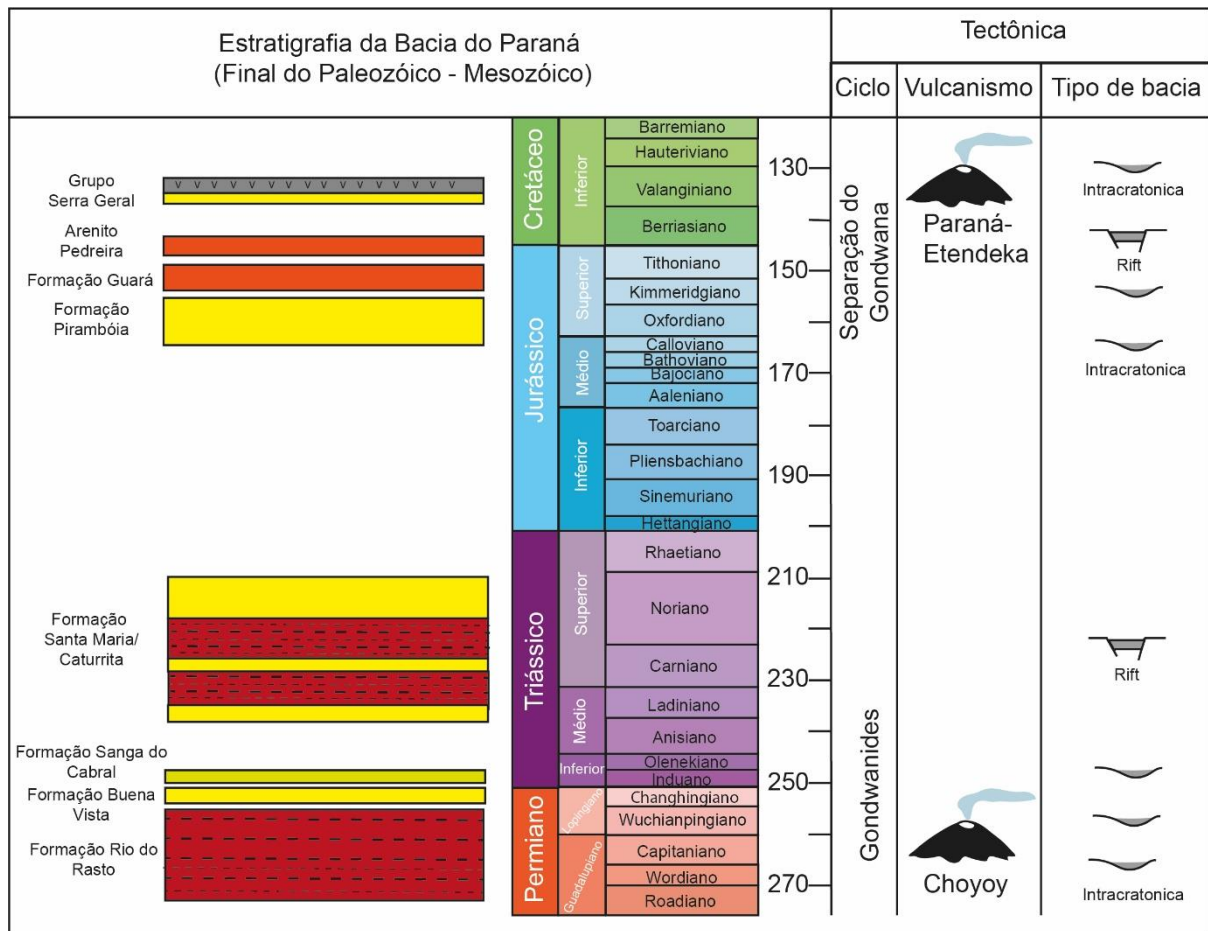


Fig. 8 Estratigrafia e tectônica da Bacia do Paraná, entre o final do Paleozóico e Mesozóico. Modificado de: Scherer *et al.* (2023).

Em relação a prospecção de óleo e gás no sul da bacia, a bacia apresenta duas rochas geradoras principais, a Formação Ponta Grossa (Devoniano) e Irati (Permiano Inferior). Onde, a maturação se deu de forma atípica pela influência termal de soleiras relacionados ao vulcanismo Serra Geral (Martins *et al.*, 2020; Martins *et al.*, 2022). No entanto, em relação as ocorrências comerciais identificam-se apenas as ocorrências de Barra Bonita no Grupo Itararé (Campos *et al.*, 1998), ocorrência de *oil-shales* nas Formações Irati e Palermo (Ramos *et al.*, 2015; Cerri *et al.*, 2020) e de *tar sands* na Formação Pirambóia (Araújo *et al.*, 2005).

Na porção Uruguaia não são reportadas ocorrências comerciais de óleo e gás. Mas segundo a ANCAP (2021), os seguintes plays especulativos são reconhecidos: Cordóbes – Cerrezuelo/Tres Islas e Mangrullo – Yaguari/Buena Vista. Onde, as rochas reservatórias inferidas são formações equivalentes as Formações

Tres Islas e Yaguarí correspondem as Formações Rio Bonito e Rio do Rasto, respectivamente.

5.1 O final do Permiano nas Bacias Paraná e Norte

Dentro do contexto previamente explanado, a Formação Buena Vista faz parte da fase final de acumulação de uma grande bacia intracratônica desenvolvida na porção centro-oeste do Gondwana. Essa fase é marcada por um extenso processo de continentalização, originado pela presença de sistemas orogênicos colisionais na borda da placa, como o orógeno São Rafael (Milani & de Wit, 2008; Scherer *et al.*, 2023). A implantação desse sistema orogênico coincide com o aumento da taxa de subsidência da bacia durante a deposição das formações Rio do Rasto e Buena Vista. Segundo Scherer *et al.* (2023), isso sugere uma relação de causa e efeito entre a implantação do orógeno e o aumento de subsidência, onde o aumento das taxas de subsidência estaria associado à propagação da calha flexural do orógeno para o interior do Gondwana durante o Permiano tardio. Além disso, De Santana *et al.* (2006 b) sugere que as tensões compressionais resultantes da colisão, tenham sido propagadas para a região intraplaca resultando na reativação dos lineamentos do embasamento. A reativação dessas grandes estruturas levou a geração de grandes antiformes alongadas na direção NW-SE, entre o Permiano e o Triássico tardio, sobre os depósitos das formações Buena Vista e Rio do Rasto (De Santa Ana *et al.*, 2006b).

Em relação as condições climáticas, durante o processo de continentalização do Gondwana e formação do Pangea, houve a implantação de um padrão climático monsonal em resposta a grande extensão longitudinal do continente (Parrish *et al.*, 1982; Rodrigues, 2014). Inicialmente, esse padrão de circulação manteve grandes lagos na porção central do Gondwana e no sul da África (Yemane, 1993). Entretanto, dada a grande extensão entre a porção central do Gondwana e os oceanos, o desenvolvimento de áreas desérticas foi favorecido em detrimento aos grandes lagos (Gibbs *et al.*, 2002; Rodrigues, 2014). Além disso, o final do permiano foi um palco da maior crise climática do planeta, onde as temperaturas alcançaram os 33° graus médios perto do limite Permo-Triássico (Scotese *et al.*, 2021). Essas mudanças no ambiente impactaram profundamente a biota, com extinção de cerca de 96% da vida marinha, além dos impactos profundos na vida terrestre (Prothero, 2013).

5.2 Formação Buena Vista: Problemática e Formação

Foi recentemente que os depósitos flúvio-eólicos do Permiano Superior na Bacia do Paraná na porção do Rio Grande do Sul receberam a designação de Formação Buena Vista. Essa designação veio depois dos trabalhos de Scherer *et al.* (2021), Horn *et al.* (2022) e por fim Scherer *et al.* (2023). No passado, esses depósitos já fizeram parte da Formação Sanga do Cabral (Faccini, 1989) e da Formação Pirambóia (Lavina *et al.*, 1993). No entanto, como apontado por Scherer *et al.* (2023) essas proposições apresentavam diversos problemas, onde: Em sua seção tipo, a Formação Sanga do Cabral corresponde a depósitos fluviais superpostos de forma discordante sobre depósitos flúvio-eólicos. Ou seja, há um hiato temporal entre os pacotes fluviais da Formação Sanga do Cabral e os pacotes flúvio-eólicos sotopostos.

Em relação a alcunha de Formação Pirambóia, apesar das similaridades faciológicas e do posicionamento estratigráfico parecido entre os pacotes flúvio-eólicos sotopostos a Formação Sanga do Cabral e os pacotes eólicos da Formação Pirambóia, ambos apresentam conteúdo fossilífero e icnológico distinto. Portanto, essas unidades são distintas em relação ao tempo de deposição. Por fim, existe uma continuidade física entre a Formação Buena Vista (*sensu* De Santa Ana *et al.*, 2006a) e os pacotes flúvio-eólicos aflorantes na porção sudoeste do Rio Grande do Sul, o que demonstra e justifica a sua equivalência estratigráfica.

A Formação Buena Vista é constituída por um deserto úmido, cuja deposição ocorreu em condições de movimentos tectônicos intraplaca (de Santa Ana, 2006b) e alto aporte de umidade causada pelo regime climático monsonal durante o fim do Permiano (Rodrigues *et al.*, 2014; Scherer *et al.*, 2023). Essa unidade é composta por dois membros distintos (de Santa Ana, 2006a). O Membro Colonia Orozco constitui a base da formação, sendo restrito ao Uruguai. Em relação aos depósitos ele é composto por arenitos fluviais supercríticos, caracterizados pela ocorrência de conglomerados fossilíferos, onde os constituintes são sinápsidos (Piñero, 2003), diápsidos (Piñero *et al.*, 2004), temnospondilos (Piñero *et al.*, 2007) e procolofonóides (Piñero *et al.*, 2004). Dados paleomagnéticos sugerem idade Lopingiana (Ernesto *et al.*, 2020).

O Membro Cerro Conventos, constitui o restante da unidade. Ele é composto por depósitos eólicos intercalados com canais fluviais, marcados por um trend de diminuição de frequência das unidades fluviais e aumento da espessura das formas de leito eólicas (Rodrigues, 2014). Esses arenitos são caracterizados pela ocorrência

de tocas e trilhas de vertebrados, que foram atribuídas a sinápsidos basais (Francischini *et al.*, 2018; Francischini *et al.*, 2023). As exposições eólicas frequentemente apresentam estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados (Scherer *et al.*, 2023), onde trabalhos anteriores, apontam que sua gênese estaria atrelada a ocorrência de paleosismos (Faccini, 1989) ou colapso gravitacional das dunas (Rodrigues, 2014).

6 RESULTADOS

Seguindo a estrutura do trabalho apresentada previamente, os resultados serão apresentados de forma resumida. Descrições completas das localidades descritas estão incorporadas no artigo científico submetido (em anexo).

6.1 Sistema Eólico Buena Vista

Em relação a arquitetura dos depósitos eólicos indeformados no nível estratigráfico das deformações, apenas duas localidades apresentaram exposições com uma baixa incidência de estruturas deformacionais onde foi possível analisar a arquitetura original. Dessa forma, a descrição a seguir é baseada nestas ocorrências.

Descrição: As estruturas de deformação da Formação Buena Vista, analisadas por este trabalho, ocorrem exclusivamente na associação de fácies de dunas eólicas. Essa associação é composta por arenitos avermelhados, que apresentam grãos bem selecionados e arredondados de tamanho fino a médio. Esses arenitos são friáveis e de acordo com o conteúdo mineralógico podem ser classificados como litarenito a sublitarenito (*sensu* Pettijohn *et al.*, 1972).

Essa associação é constituída pela repetição de apenas uma fácies, sendo marcada pela recorrência de sets de estratos cruzados tangenciais com espessura de 1 a 2 metros. O ângulo de mergulho dos estratos cruzados tende a variar, apresentando valores quase horizontais na base do set e de até 30° próximo a porção de topo do set. Estes estratos cruzados são essencialmente compostos por laminações de marcas onduladas eólicas, estratos de fluxo e de queda de grãos.

As laminações de marcas onduladas eólicas (*wind ripples*) são inversamente gradadas, apresentando espessuras de 3-4 mm, sendo compostas por areia fina a média. Em alguns sets a crista dessas marcas onduladas pode ser discernida. As amplitudes de *ripple* são baixas com valores inferiores a 4 mm, enquanto o índice de *ripple* é alto, variando entre 10-35.

Os estratos de fluxo de grãos apresentam 1 a 3 cm de espessura e comumente apresentam gradação inversa, embora a seleção granulométrica possa por vezes inibir o desenvolvimento desta gradação. Fluxos de grãos individuais apresentem forma de cunha e tendem a afinar em direção ao topo da sucessão.

A estratificação cruzada tangencial resultante apresenta um *trend* vertical marcado pelo aumento do grau de mergulho dos estratos. Neste *trend*, a base é

composta por laminações de marcas onduladas eólicas de baixo ângulo que se interdigitam com estratos de fluxo de grãos que apresentam um ângulo de mergulho maior (Fig. 9A). A porção intermediária dos sets é caracterizada por uma alternância concordante entre pacotes compostos por estratos de fluxo e queda de grãos (6-10 cm) e pacotes mais finos compostos de marcas onduladas eólicas (< 2 cm de espessura) (Fig. 9B). Essa alternância caracteriza repetições que variam de 8-12 cm de espessura.

Por vezes, pode-se observar uma superfície de truncamento separando os pacotes com tipos distintos de estratificações. Essa superfície superpõe estratos de fluxo de grãos e é sotoposta por estratos de marcas onduladas eólicas, o sentido de mergulho tende a ser concordante com os estratos localizados acima da superfície.

Os sets de estratos cruzados, por outro lado, são limitados por uma superfície sub-horizontal a baixo ângulo, que mergulha gentilmente em sentido contrário ao sentido de mergulho dos estratos cruzados. Essa superfície comumente apresenta uma microtopografia irregular (Fig. 9C), composta por cúspides com altura de 2 a 10 cm e espaçamento de 20 a 40 cm.

Interpretação: Arenitos bem selecionados e arredondados com estratificação cruzada de grande porte, composta por estratos de fluxo de grãos e laminação de marcas onduladas eólicas, têm sido interpretados como depósitos residuais das dunas eólicas (e.g., De Santa Ana *et al.*, 2006a; Rodrigues, 2014; Scherer *et al.*, 2023). A tendência unimodal da estratificação cruzada sugere dunas crescentes, enquanto a variação nos processos deposicionais na face sotavento da duna indicam que as dunas passaram por mudanças morfodinâmicas (Loope *et al.*, 2001; Ulicny, 2004; Scherer & Goldberg, 2010).

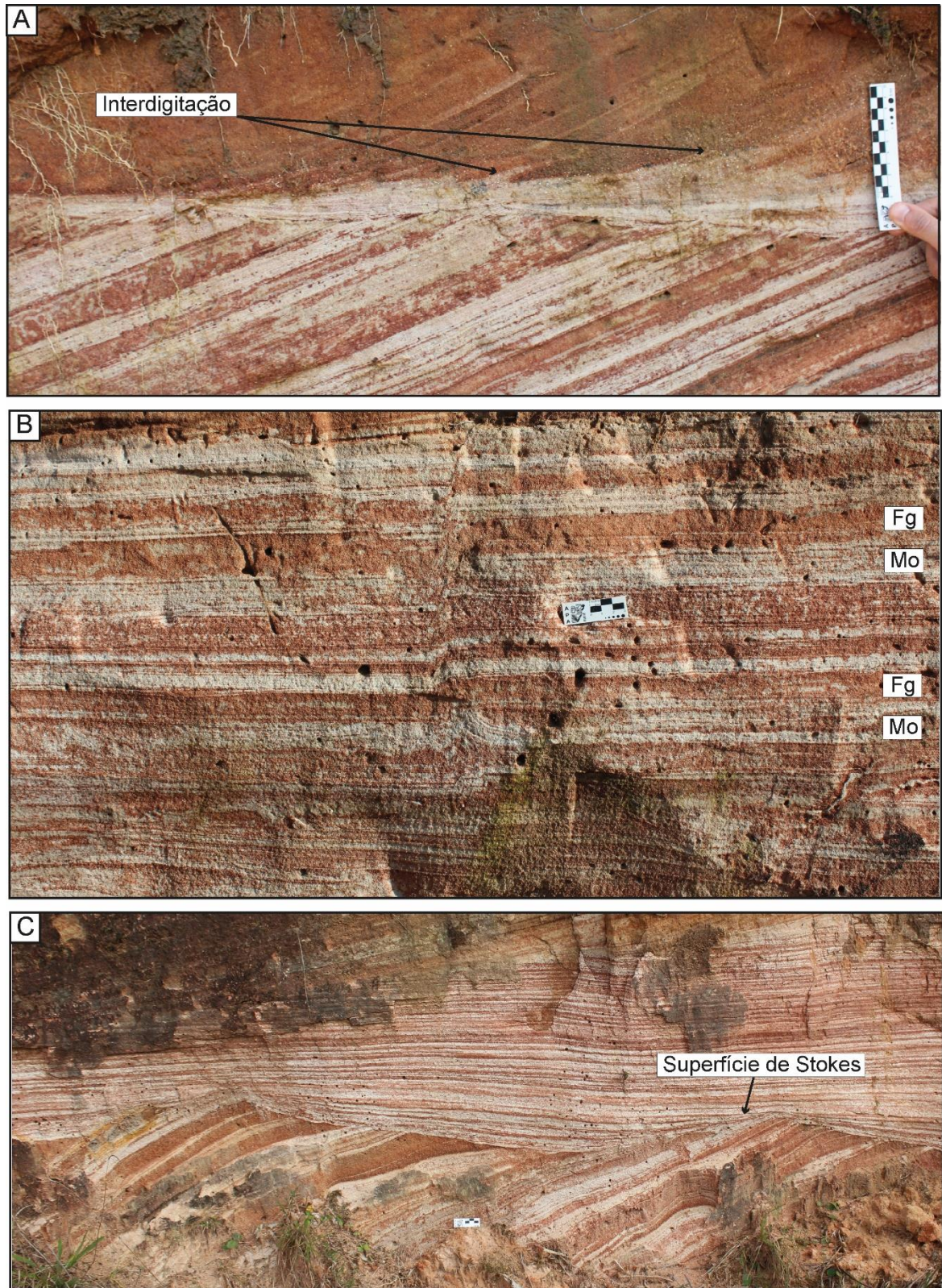


Fig. 9: Estruturas da Formação Buena Vista. A - Interdigitação entre marcas onduladas eólicas e fluxo de grãos na base do estrato cruzado. B- Intercalação entre estratos de fluxo de grãos e marcas onduladas eólicas. C - Superfície de primeira ordem com microtopografia (Stokes).

A alternância cíclica e concordante de pacotes de fluxo de grãos e das marcas onduladas eólicas indica intervalos de desenvolvimento da face de deslizamento

seguidos por intervalos de transporte ao longo da face sotavento. Essa ciclicidade pode estar relacionada a mudanças sazonais na direção do vento, onde os pacotes de fluxo de grãos foram formados por ventos transversais provenientes de Noroeste e as marcas onduladas eólicas foram produzidas por ventos que reorientaram a crista da duna e moveram a areia obliquamente em sentido Sudeste. Ciclos de escala semelhantes foram interpretados como de duração anual (Hunter & Rubin, 1983; Kocurek *et al.*, 1991; Chan *et al.*, 2000; Loope *et al.*, 2001; Scherer & Lavina, 2005; Kocurek *et al.*, 2007; Scherer & Goldberg, 2010), o que atribui uma taxa de migração anual das dunas estudadas de até 15 cm. As superfícies de truncamento internas aos sets foram interpretadas como superfícies de reativação, indicando que algumas mudanças na direção do vento não apenas causaram uma alteração na velocidade de migração da duna, mas também resultaram na mudança da simetria dessas formas de leito (Kocurek, 1991). As superfícies limítrofes de baixo ângulo que separam os sets de estratos cruzados foram interpretadas como superfícies interduna geradas pela migração e cavalgamento de dunas eólicas (Kocurek, 1996). A topografia irregular e ondulada destas superfícies indica que a franja capilar do lençol freático coincidia com a superfície deposicional, provocando uma cimentação precoce e subsequente deflação eólica (Kocurek & Havholm, 1993; Paim & Scherer, 2007).

6.2 Estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados

A textura original dos arenitos da Formação Buena Vista apresenta condições ideais para a deformação (*sensu* Obermeier, 2009; Owen & Moretti, 2011), onde esses sedimentos apresentam uma granulometria fina a média, uma boa segregação, alta porosidade, baixo grau de cimentação e foram depositados sob condições de saturação de fluido no sistema. Como resultado dessas condições, diversas morfologias de estruturas deformacionais ocorrem em afloramentos dessa formação.

A primeira localidade a ser apresentada constitui o registro mais completo de estruturas de deformação dentro dessa unidade, enquanto os outros afloramentos apresentam segmentos deformados menores. Dessa forma, as estruturas de deformação dentro de cada localidade serão abordadas a seguir focando em seus aspectos morfológicos e geométricos:

Localidade 1:

A localidade 1 constitui uma ravina orientada SE-NW, localizada lateralmente a BR-287 próximo ao município de Jaguari. Ele apresenta 14.5 metros de altura e apresenta uma continuidade lateral superior a 350 metros, onde cerca de 100 metros contém estruturas de deformação de forma contínua. Dentro desse intervalo deformado, encontram-se as seguintes estruturas: (i) condutos arenosos (*sand blows*); (ii) dobras associadas a slumps; (iii) dobras convolutas intra-set; (iv) falhas sin-sedimentares intra-set; e (v) montes arenosos (*sand mounds*).

CONDUTOS ARENOSOS:

Descrição: Os condutos arenosos ocorrem no set basal cortando alguns dos pacotes caracterizados pela alternância cíclica entre estratos de fluxo e queda de grãos e estratos de marcas onduladas eólicas (Fig. 10A). Na porção apical dessas estruturas, os condutos se expandem formando pequenas bacias (Fig. 10B).

Os condutos individuais apresentam largura de 8,5 a 15,5 cm. O preenchimento interno é maciço, no entanto, nas bordas externas da estrutura há uma franja composta por grãos oblatos alinhados verticalmente (espessura de 3-5 mm; Fig. 10C). A bacia, que constitui a porção apical da estrutura, apresenta largura entre 42 e 55 cm. Seu preenchimento interno é composto majoritariamente por sedimentos maciços, onde é comum a deposição de lâminas eólicas em *downlap* sobre o preenchimento maciço, marcando o fim da estrutura.

Interpretação: Condutos verticais que se expandem em sentido ao topo formando bacias são estruturas comumente descritas como *sand blows* na literatura (e.g., Wesnousky and Leffler, 1992; Li *et al.*, 1996; Castilla & Audemard, 2007; Obermaier, 2009). Essas estruturas são formadas pela erupção da mistura água-sedimento em uma paleosuperfície.

O processo de formação dessas estruturas ocorre pelo aumento súbito da pressão da água nos poros, até o ponto que mistura de água-sedimento irrompe através de uma fratura gerada durante o processo de liquefação inicial (Obermaier, 2009). O aumento da pressão é comumente alcançado pela presença de uma camada impermeável composta de argilas ou formada pela infiltração de grãos. O segundo meio de formação parece ser o caso para esses condutos, visto que a infiltração de grãos foi observada nos estratos indeformados imediatamente vizinhos.

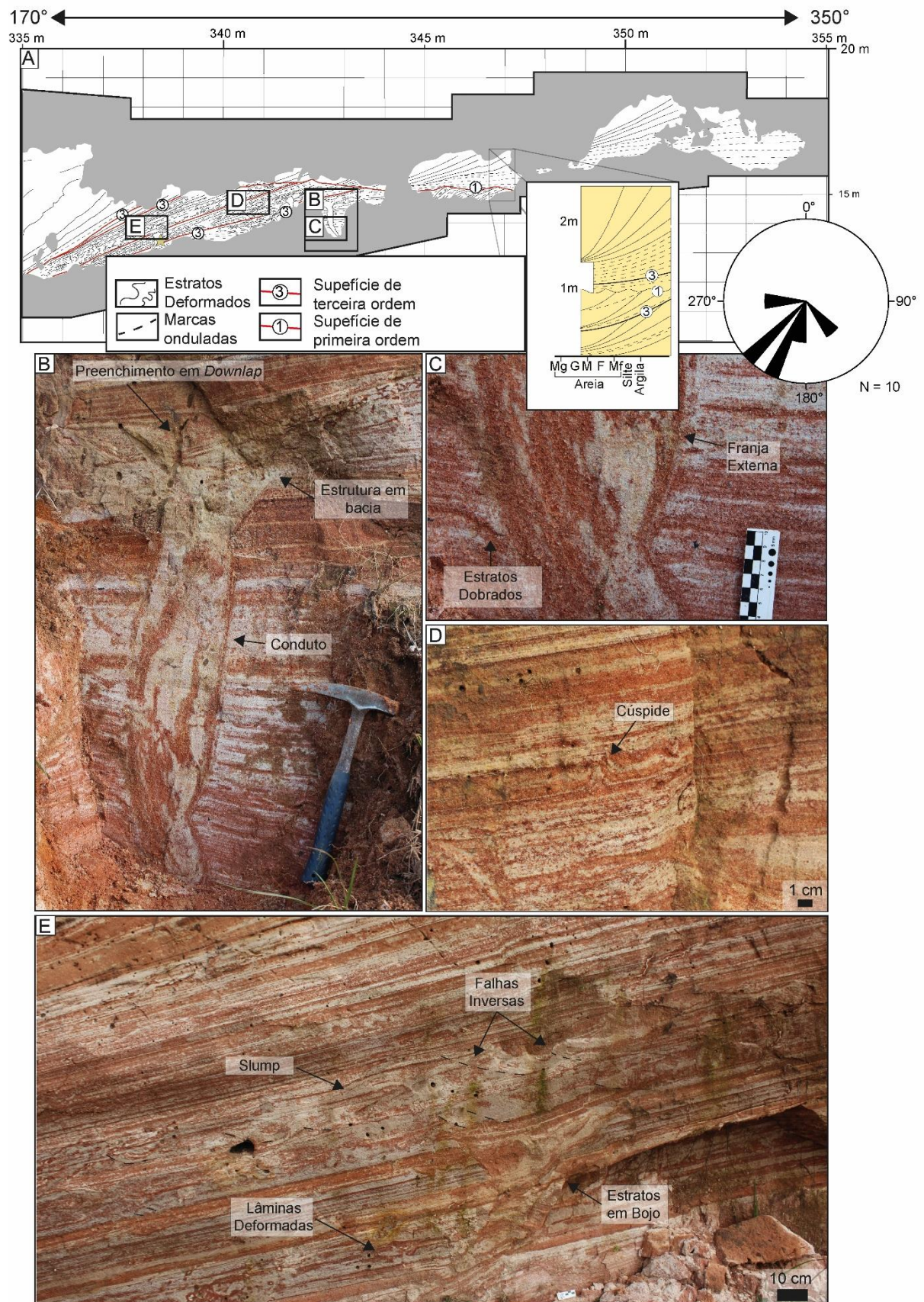


Fig. 10: Interpretação da porção Noroeste da localidade 1. A - Ortomosaico; B- Condutos; C- Conduto em detalhe; D- Cúspides no nível de estratos convolutos; E - *Slump* e estruturas associadas.

Em relação ao processo infiltração, o aumento da pressão da água nos poros pode ser alcançado através da formação de pequenos vazios na interface onde estratos de granulação mais fina encontram-se sobrepostos por uma camada de granulação mais grossa (Nichols *et al.*, 1994; Ross *et al.*, 2011). Esse processo é passível de ocorrer em estratos eólicos devido à natureza gradada dos depósitos.

A morfologia de bacia presente na parte apical da estrutura, resulta do afundamento da camada hospedeira. Essa deformação descendente ocorre como uma resposta ao peso do sedimento ejetado sobre uma superfície de baixa coesão (Nichols *et al.*, 1994). Esse afundamento pode se formar em condições onde a rocha hospedeira ainda não recuperou sua resistência total ou a camada sotoposta encontra-se liquefeita (Owen, 1996).

Em relação a morfologia dos condutos, estes apresentam bordas de grãos finos marcadas pelo alinhamento de grãos. Essas franjas são geradas durante o processo de extrusão pelo fluxo radial de água e sedimentos. Esse fluxo é responsável pela acreção de sedimentos nas margens dos condutos, promovendo a estabilidade da estrutura e prevenindo sua migração lateral (Ross *et al.*, 2011).

A ocorrência dessas estruturas intercepta vários ciclos dentro dos estratos cruzados previamente descritos, onde um ciclo completo apresenta duração anual (Hunter e Rubin, 1983; Chan *et al.* 2000; Loope *et al.*, 2001; Scherer & Lavina, 2005; Kocurek *et al.*, 2007; Scherer & Goldberg, 2010). Logo, essa relação estratigráfica sugere que a implantação dessas estruturas tem uma frequência de recorrência anual ou quase anual, o que é semelhante à relação estratigráfica dessas estruturas descrita por Loope *et al.* (2013) no Arenito Navajo.

DOBRAS CONVOLUTAS INTRA-SET

Descrição: Nos estratos imediatamente laterais aos condutos, os estratos de marcas onduladas eólicas encontram-se muito dobrados. As linhas de charneira das dobras individuais não apresentam uma orientação preferencial, ocorrendo frequentemente em associação a estruturas em forma de cúspide (Fig. 10D).

Interpretação: Dobras convolutas são comumente formadas pelo processo de liquefação ou deformação hidroplástica. A falta de orientação preferencial dos planos axiais e linhas de charneira sugere que a deformação ocorreu ou por arraste de fluido ou por influência do peso do sedimento em uma superfície inclinada (Allen, 1982). A influência do arraste gerado pelo escape de fluídos é corroborada pela presença de

pequenas estruturas com forma de cúspide. Que, segundo Owen (1995), constitui uma clássica feição relacionada ao escape vertical de fluídos. No caso da gênese dessas estruturas, esse fenômeno parece estar relacionado a rápidas subidas e decidas do nível freático, onde o fluxo hidroplástico apresenta velocidades capazes de mover discretamente o sedimento. Por sua vez, a liquefação ocorre preferencialmente na base das dunas eólicas proporcionando a formação de discretas estruturas de escape de fluído.

DOBRAS RELACIONADAS A SLUMPS

Descrição: No topo do set basal, mas ainda dentro da alternância cíclica de estratos, as laminações eólicas tornam-se progressivamente deformados acima de uma superfície de reativação. Nessa zona deformada, a laminação original torna-se quebrada e dobrada formando dobras convolutas (Fig. 10E). Entre a laminação deformada, ocorrem pequenas falhas de cavalgamento internas, que partem essencialmente de uma superfície de reativação. A laminação dobrada é desarmônica e apresenta baixa consistência entre as linhas de charneira e planos axiais. Os planos axiais são inclinados em alto ângulo e por vezes horizontais. Algumas dessas dobras envolvem mais de uma lâmina de estratos cruzados.

Interpretação: Embora as dobras desarmônicas ocorram tanto em escorregamentos quanto em dobras convolutas, a estrutura encontrada acima da seção dos condutos apresenta uma superfície de descolamento, falhas de cavalgamento e uma geometria tabular. Essas características permitem classificar a camada como um *slump* de face frontal.

Slumps tabulares são compostas por estratos dobrados, que variam de desarmônicos a isolados, de dobras de ângulo alto a horizontais (Allen, 1982). Os flancos dessas dobras são frequentemente assimétricos, como esperado em sedimentos saturados de água, onde o aumento da pressão durante o colapso da camada promove a liquefação local dos estratos (Helwig, 1970). Essas estruturas são comumente formadas pelo colapso da face de deslizamento sob condições de alta umidade. Essas condições podem ser atingidas durante períodos de fortes chuvas, onde uma lâmina saturada qualquer pode atuar como uma superfície de descolamento local (Loope *et al.*, 1999).

INJEÇÕES IRREGULARES – TIPO MONTE (MOUNDS)

Descrição: Essa estrutura ocorre na porção central do afloramento, afetando também as camadas da porção SE (Fig. 11A). O segmento central é composto por estratos bandados verticalmente e estratos maciços. O bandamento vertical é marcado pelo alinhamento de grãos oblatos, apresentando uma redução progressiva no ângulo de mergulho em sentido NW. Onde estes estratos se paralelizam com os estratos indeformados (Fig. 11B).

Em sentido SE, os planos de bandamento se tornam mais afastados e gradam lateralmente para estratos maciços, que estão lateralmente associados a dobras reclinadas. Essa zona dobrada é representada por duas dobras principais, que são populados por uma série de dobras parasitas. Os planos axiais principais apresentam inclinações entre 69° e 85° orientados na direção E-SE.

Localizado lateralmente a esta seção dobrada, há dois conjuntos de estratos com estratificação cruzada divididos por uma superfície corrugada de 1ª ordem. Este intervalo foi progressivamente dobrado na direção ascendente dos estratos cruzados, formando uma grande dobra recumbente. O plano axial é quase horizontal (<5°) e os estratos mostram uma mudança progressiva no estilo de deformação, representada pela evolução do comportamento dúctil para frágil em direção à linha de charneira. Essa transição é marcada pelo aparecimento de falhas sin-sedimentares de pequena escala com deslocamentos de menos de 5 cm, cujos planos apresentam mergulhos com ângulos variando entre 40° e 65° em sentido NW.

Interpretação: A presença de estratos maciços em estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados tem sua origem atrelada a eventos de liquefação ou fluidização, onde os contatos grão-a-grão são momentaneamente perdidos. No entanto, na liquefação apenas pequenos deslocamentos dentro dos grãos costumam a ocorrer, o que resulta na preservação de parte dos estratos originais (Doe & Dott, 1980; Owen, 1987; Owen & Moretti, 2011). Por outro lado, em estruturas induzidas por fluidização este deslocamento é facilmente aumentado, porque o estado de deformação pode persistir enquanto existirem fluidos ascendentes. Este processo tende a promover a total destruição da estratificação primária na rota dos fluídos ascendentes (Owen & Moretti, 2011).

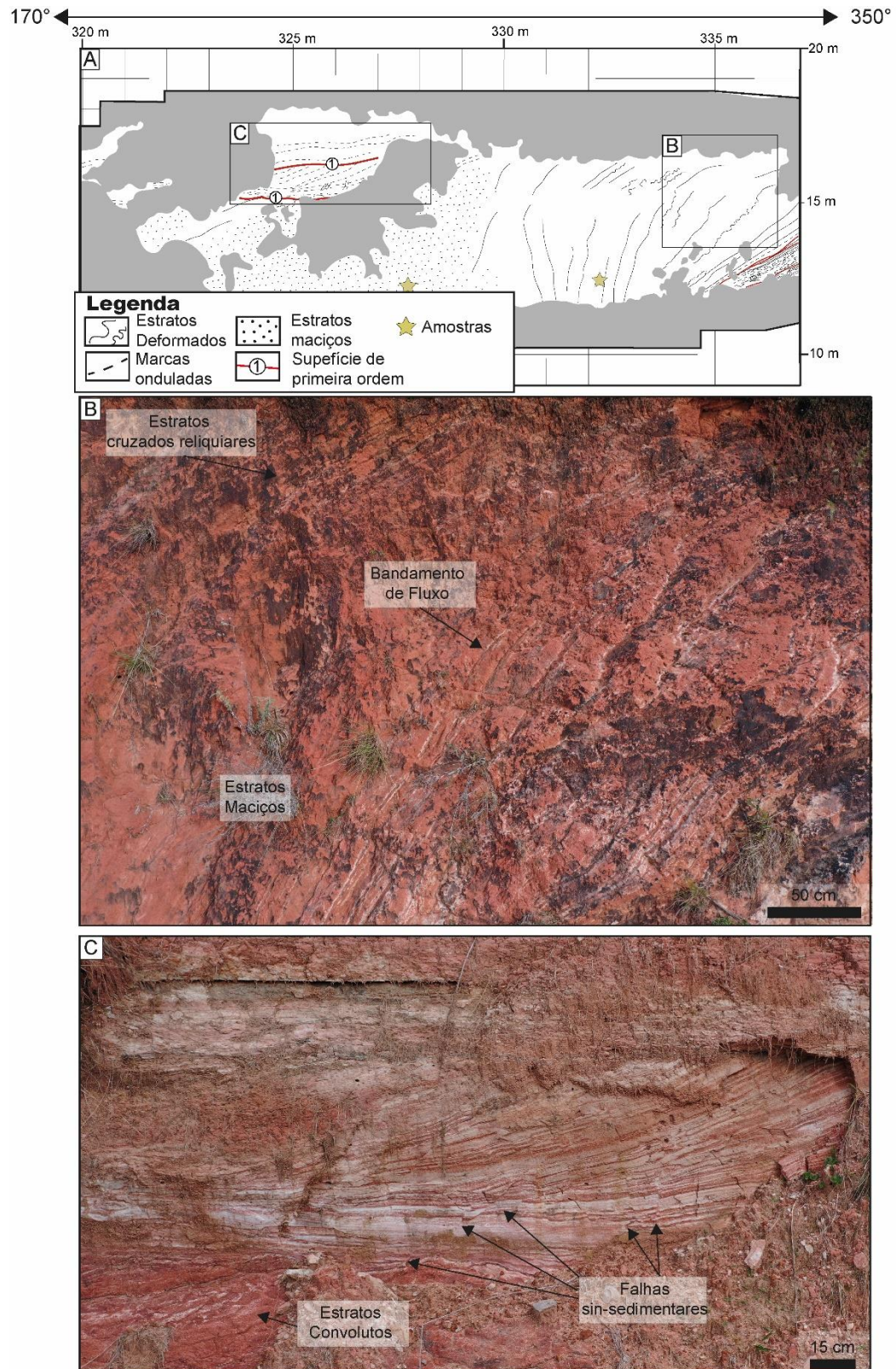


Fig. 11 Interpretação da porção central do afloramento. A - Ortomosaico. B - Estratos maciços gradando lateralmente para estratos bandados. C - Falhas sin-sedimentares nas camadas de topo.

A atuação do mecanismo de fluidização é corroborada pela presença de bandamentos de fluxo verticalmente orientados. Estas evidências sugerem que a fluidização é o principal mecanismo por trás da formação desta estrutura. As relações

de corte, sugerem que o *emplacement* desse horizonte deformado ocorreu após a formação das estruturas descritas anteriormente.

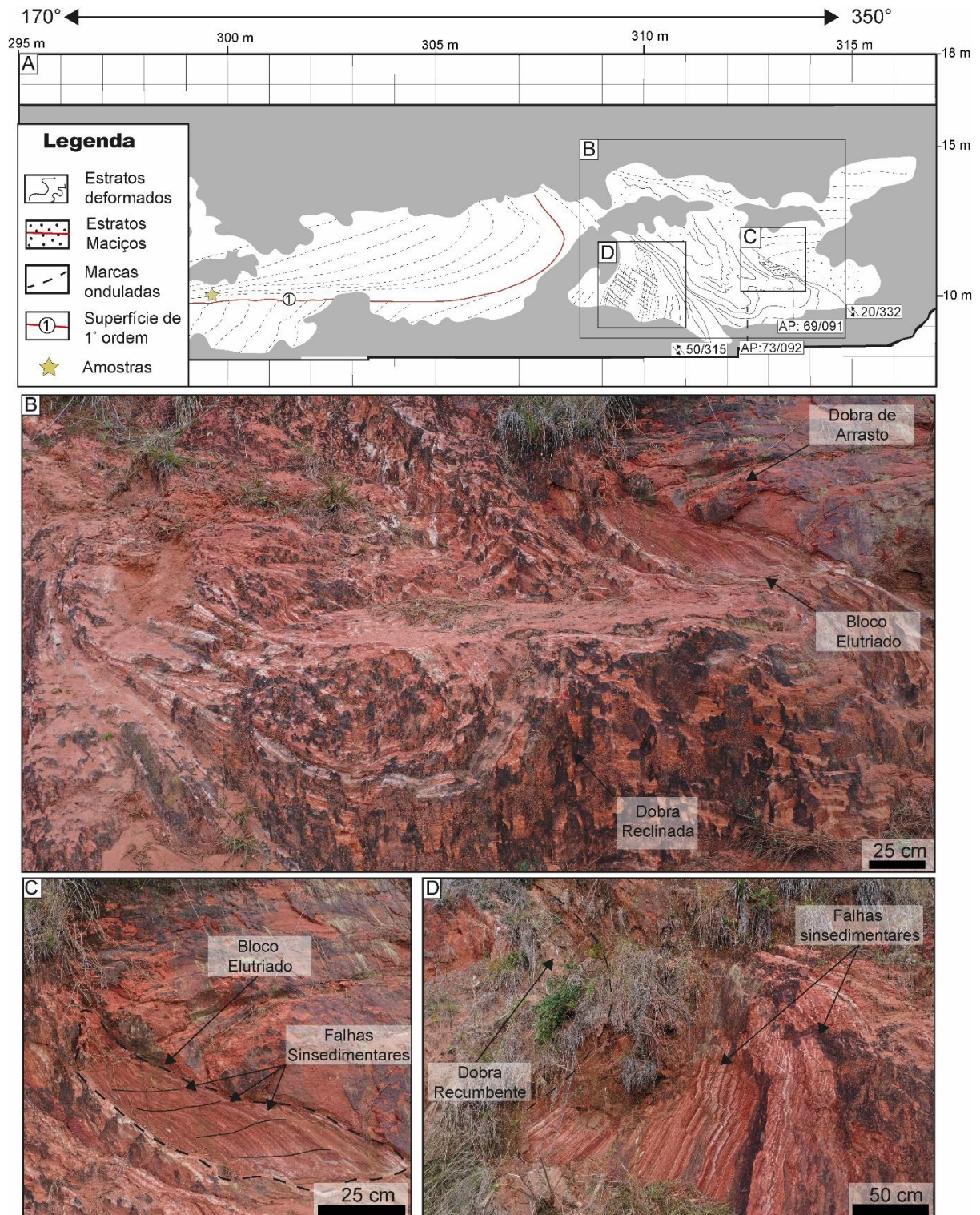


Fig. 12 Interpretação da porção sudeste da localidade 1. A – Ortomosaico. B – Dobra reclinada. C – Bloco elutriado em detalhe. D – Falhas Sin-sedimentares próximo a linha de charneira da dobra.

Estruturas de injeção similares a esta, foram descritas classificadas no passado como diápiros arenosos (Chan *et al.*, 2020). Apesar da estrutura apresentar

algumas das características diagnósticas, a exposição não apresenta contatos bem definidos e nem a forma de “cogumelo” resultante das instabilidades de Rayleigh-Taylor.

A morfologia dessa estrutura lembra estruturas em monte, como aquelas descritas por Chan & Bruhn (2014), apresentando geometria escalonada e sem conexões visíveis com diques alimentadores. Os limites gradacionais dessa estrutura devem-se a natureza permeável dos sedimentos que constituem a rocha hospedeira. Altos valores de permeabilidade permitem a penetração do fluido que antecede a intrusão, que devido as altas taxas de fluxo é capaz de promover a fluidização da rocha encaixante durante um evento de intrusão (Baer, 1991; Ross *et al.*, 2014).

A respeito dos dobramentos lateralmente associados, estes foram interpretados como a resposta da rocha encaixante ao processo de intrusão. Enquanto a variação do comportamento dúctil pra rúptil, deve-se a variação no conteúdo de água dentro do poro ou a presença de alguma cimentação precoce que atua diretamente no comportamento reológico da rocha. Essas variações laterais no grau de saturação permitem que o sedimento se deforme de forma rúptil através do cisalhamento intergranular e dúctil através da deformação hidroplástica dentro de um mesmo horizonte (Bryant & Miall, 2010).

FALHAS SIN-SEDIMENTARES INTRA-SET

Descrição: No topo da sucessão eólica desta localidade, há dois sets composto por estratos de marcas onduladas eólicas separados por uma superfície de primeira ordem. O set inferior encontra-se em contato direto com uma estrutura de injeção irregular do tipo monte (*mound*). Internamente esse set apresenta falhas sin-sedimentares internas, tanto normais quanto reversas. Essas falhas apresentam planos retos ou curvados com mergulhos entre 40° a 80°, por vezes ocorrendo como pares conjugados (Fig. 11C). O rejeito dessas falhas é centimétrico. Em alguns casos essas falhas normais são regularmente espaçadas (<5 cm) exibindo uma geometria escalonada.

Interpretação: A presença de falhas sin-sedimentares de pequena escala intra-set, que não se propagam para mais de um set, sugerem que a deformação rúptil ocorreu durante a formação de estruturas de sedimento inconsolidado. Provavelmente essas falhas foram formadas quando o sedimento estava ainda inconsolidado ou parcialmente consolidado (Rossetti & Góes, 2000). Em condições de baixa

consolidação, o cisalhamento intergranular é o mecanismo preferencial para a deformação. Em outras condições, deformação rúptil ocorre quando há um grande aumento na pressão de fluido dentro do poro, no entanto essa pressão deve ser menor do que o necessário para liquefazer os sedimentos (Owen, 1987; Loope *et al.*, 2013).

Localidade 2:

O segundo afloramento está localizado na BR-293, km 299. Entre os municípios de Santa do Livramento e Dom Pedrito. Esse afloramento é um corte de estrada orientado E-W com uma espessura de 6.5 metros estendendo-se por 140 metros. Em relação as estruturas foram descritas: (i) camadas liquefeitas, (ii) estratos cruzados recumbentes complexos, (iii) complexos intrusivos multi-camadas.

CAMADAS LIQUEFEITAS:

Descrição: A camada liquefeita está localizada no set basal no segmento noroeste do afloramento (Fig. 13A). Essa estrutura de deformação é composta por uma camada tabular limitada por uma superfície irregular (Fig. 13B), onde o preenchimento interno é composto por estratos cruzados relíquias que gradam lateralmente e em sentido ao topo para estratos maciços.

Interpretação: Camadas que apresentam um aumento no grau de deformação em direção ao topo podem estar associadas tanto com os mecanismos de fluidização quanto liquefação (Owen & Moretti, 2011). No entanto, ambos os mecanismos apresentam graus diferentes de separação entre os grãos. Nesse afloramento, a presença d estratificação reliquiar demonstra que os mecanismos de deformação não foram capazes de segregar os estratos originais. A laminação relíquiar dificilmente ocorre em estruturas relacionadas a fluidização, pois este mecanismo é capaz de segregar os sedimentos por tamanho de grão (Owen & Moretti, 2011). Dessa forma, pelas características apresentadas, a liquefação é provavelmente o principal mecanismo deformação. Pois, neste mecanismo os a segregação original tende a ser menos afetada, com um progressivo aumento na destruição dos estratos em sentido ao topo da sucessão (Owen & Moretti, 2011).

ESTRATOS CRUZADOS RECUMBENTES COMPLEXAS

Descrição: Os sets localizados no topo da sucessão apresentam estratos cruzados recumbentes (Fig. 13C). Os flancos dos estratos recumbentes apresentam

dobras parasitas com vergência em sentido a linha de charneira da dobra maior. Esses estratos cruzados recumbentes são inteiramente compostos por fluxos de grãos, enquanto as laminações de marcas onduladas eólicas na base do set não apresentam deformação.

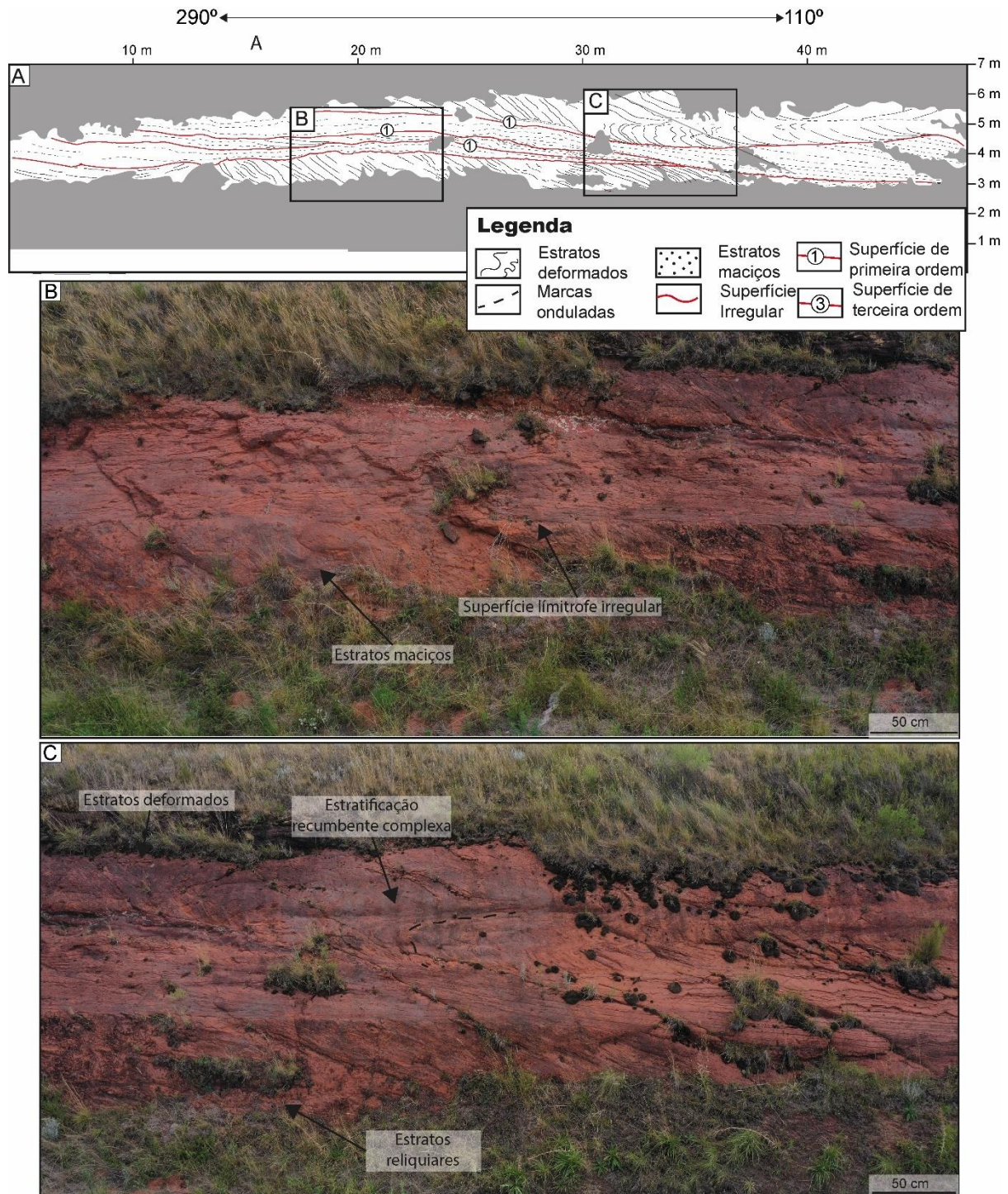


Fig. 13 Porção noroeste da localidade 2 interpretada. A - Ortomosaico. B - Estratos maciços/reliquias. C - Estratos recumbentes.

Interpretação: Dobras recumbentes em estratos inconsolidados são frequentemente atribuídos a fluxos unidirecionais superficiais sobre uma camada em

estado liquefeito (Allen & Banks, 1972). No entanto, a ausência de depósitos fluviais sobre esses estratos recumbentes faz essa interpretação ser controversa.

A classificação desses estratos como dobras recumbentes complexas, deve-se a presença de dobras parasitas nos flancos das dobras. A origem das dobras recumbentes complexas está atrelada a superimposição de um padrão convectivo sobre um fluxo unidirecional (Owen, 1995). No caso específico das dobras descritas, essa superimposição está ocorrendo sobre um fluxo ascendente de fluídos. Esse fluxo é evidenciado pela presença de estratos maciços, que como visto anteriormente são comumente formados em resposta aos mecanismos de liquefação ou fluidização.

COMPLEXOS MULTICAMADA

Descrição: Essas estruturas ocorrem na porção sudoeste do afloramento, que apresenta três sets de estratos cruzados limitados por duas superfícies onduladas de primeira ordem (Fig. 14A). Essas superfícies encontram-se deformadas ou rompidas ao longo do afloramento. As estruturas deformativas principais ocorrem em dois pontos lateralmente vizinhos no afloramento (Fig. 14B). Elas constituem em amplas zonas de estratos verticalmente bandados que cortam toda ou quase toda a sucessão eólica. Internamente, essas estruturas apresentam um núcleo maciço com pequenos blocos de estratos laminados na porção interna (Fig. 14C). No topo essas estruturas truncam as superfícies de primeira ordem, promovendo um abaulamento ou seu rompimento. Os estratos cruzados localizados na vizinhança dessas estruturas principais encontram-se fluidizados em sentido *updip*, convergindo com a estrutura principal (Fig. 14D).

Interpretação: As estruturas observadas na porção sudoeste deste afloramento são caracterizadas essencialmente por cúspides interpenetrativas, que formadas pelo mecanismo de escape de fluidos em condições pós-deposicionais (*cf.* Owen, 1995), e estratos deformados lateralmente adjacentes. Este conjunto de características permite associar o conjunto de deformações como um complexo multicamada do tipo II (*sensu* Owen, 1995).

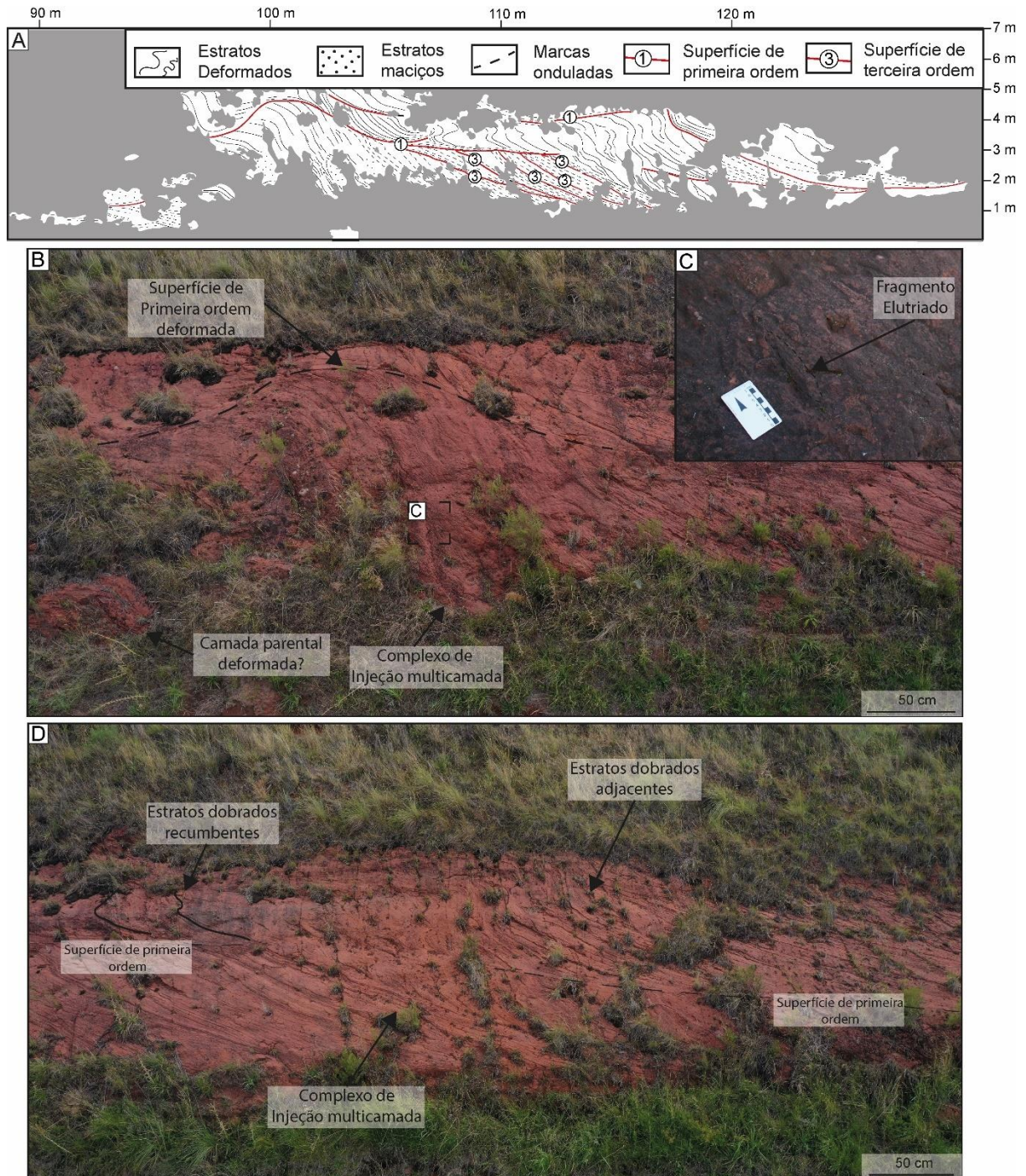


Fig. 14 Porção sudeste da localidade 2 interpretada. A - Ortomosaico. B - Cúspide Noroeste. C - Cúspide Sudeste.

Em relação ao preenchimento das cúspides, o bandamento é frequentemente gerada como resposta a tensões de cisalhamento vertical que atuam nos estratos originais durante eventos de escape de fluído (Owen, 1995; Owen, 1996). O escape de fluído também é evidenciado pela deformação das superfícies limitantes, que formam dobras convexas ou são rompidas pelas cúspides. A presença de estratos maciços dentro do núcleo dessas estruturas é uma consequência da evolução do fluxo

laminar para o fluxo turbulento da fluidização. No entanto, como não houve destruição total do bandamento de fluxo, é provável que um evento de curta duração promoveu a elutriação dessas partículas (Owen, 1995).

As zonas entre essas estruturas mostram uma geometria levemente côncava, o que pode estar relacionado ao afundamento das camadas devido à remobilização das partículas subjacentes da unidade parental (Stewart, 1963; Allen, 1982; Owen, 1995). Enquanto isso, os estratos deformados localizados nas proximidades do intervalo principal fluidizado mostram uma redução no grau de deformação com a distância. Essa relação sugere que as camadas adjacentes foram deformadas por liquefação estática (*sensu* Allen, 1982), onde o aumento da pressão foi causado pela intrusão das cúspides.

Localidade 3:

O afloramento está localizado entre os municípios de Rosário do Sul e Cacequi nas margens da RS-640. Essa exposição apresenta continuidade lateral 17.0 m por 2.6 m de extensão vertical. O afloramento é composto por estratos cruzados de grande porte inteiramente constituídos por fluxos de grãos.

INJEÇÃO IRREGULAR – TIPO CONDUTO:

Descrição: A estrutura que ocupa a porção central do afloramento corta verticalmente os estratos eólicos (Fig. 15A e 15B). Os limites dessa estrutura são irregulares e difusos, o que resulta na geometria irregular da estrutura. O preenchimento interno é essencialmente maciço e dobrado (Fig. 15C). Próximo a porção de borda da estrutura, há uma laminação corrugada orientada paralelamente aos limites externos (Fig. 15D e Fig. 15E). Na porção interna da estrutura, observam-se fragmentos de arenito laminado (Fig. 15F). Os estratos indeformados na vizinhança da estrutura apresentam falhas normais com mergulhos no sentido NW e SE.

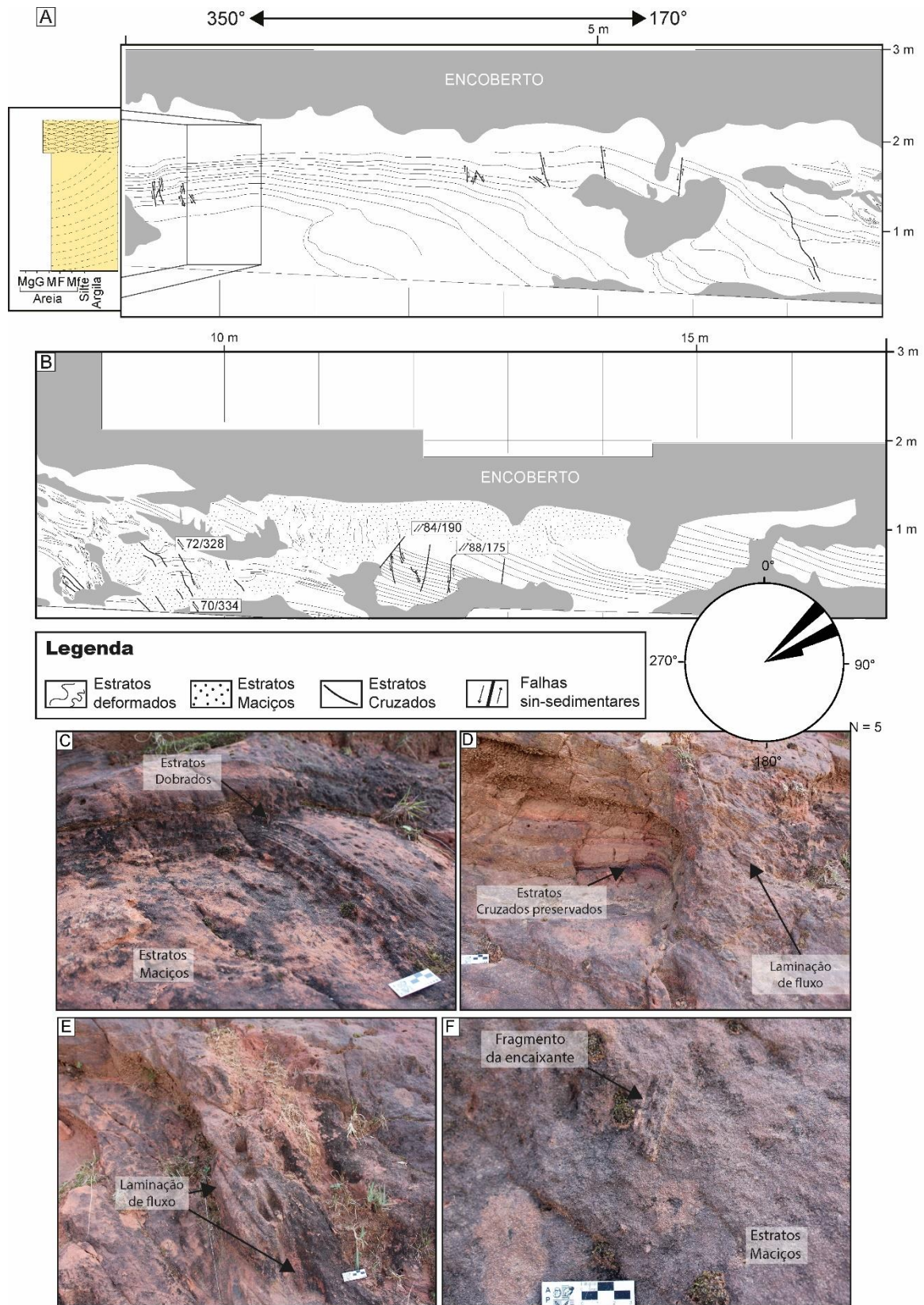


Fig. 15 Localidade 3 interpretada. A – Ortomosaico da porção Noroeste. B - Ortomosaico da porção Central. C Preenchimento interno da estrutura. D- Laminações de fluxo da borda externa superior. E- Laminações de fluxo da borda externa inferior. F – Fragmento elutriado.

Interpretação: Os arenitos maciços e com laminação reliquiar podem ser interpretados como produto da liquefação ou fluidização. Um movimento ascendente de fluidos e partículas, relacionados ao processo de fluidização, é sugerido devido a presença de uma laminação verticalmente orientada nas bordas da estrutura. Essa laminação é gerada sob condições onde a elutriação e segregação de partículas são favorecidos devido as diferenças da velocidade de fluxo, pressão e turbulência produzidos na interface com a rocha hospedeira (Ross *et al.*, 2014). A presença de blocos de sedimentos previamente cimentados corrobora com a hipótese de fluidização e sugere que o mecanismo de origem para a deformação foi a injeção forçada.

As falhas normais adjacentes são uma resposta comum de sedimentos secos durante o *emplacement* de estruturas de deformação (Wheatley *et al.*, 2016) e deformação dos estratos subjacentes (Bryant & Miall, 2010). Mas diferente de falhas ordinárias, essas falhas estão localizadas essencialmente próximo dos limites das estruturas estando organizadas como falhas escalonadas (*ring faults*). Essas falhas são geradas pelo movimento relacionado a acomodação e colapso das camadas devido a remobilização do sedimento da rocha parental, sendo formadas logo após o cessamento da fluidização (Wheatley *et al.*, 2016).

Localidade 4:

O afloramento está localizado em uma estrada vicinal próxima a Ruta 44 no departamento de Cerro Largo, no Uruguai. O afloramento tem 44 metros de extensão horizontal por 4 metros de espessura, onde as estruturas de deformação ocorrem em toda a sua extensão (Fig. 16A).

ASSOCIAÇÃO DE DOBRAS CONVOLUTAS E RECUMBENTES:

Descrição: Na porção inferior do afloramento os estratos encontram-se dobrados formando uma dobra recumbente complexa, que é caracterizada pela ocorrência de dobras parasitas em seus flancos (Fig. 16B). Lateralmente essa dobra contata estratos cruzados crenulados que, em suas terminações *downdip*, tornam-se progressivamente maciços intercalando-se com estratos contorcidos e relíquias (Fig. 16C).

Os sets superpostos e suas superfícies estão completamente deformados, formando dobras abertas e tornam-se progressivamente verticalizadas a SE (Fig.

16D). Lateralmente, a estratificação torna-se progressivamente dobrada sendo superposta por estratos maciços e dobras convolutas.

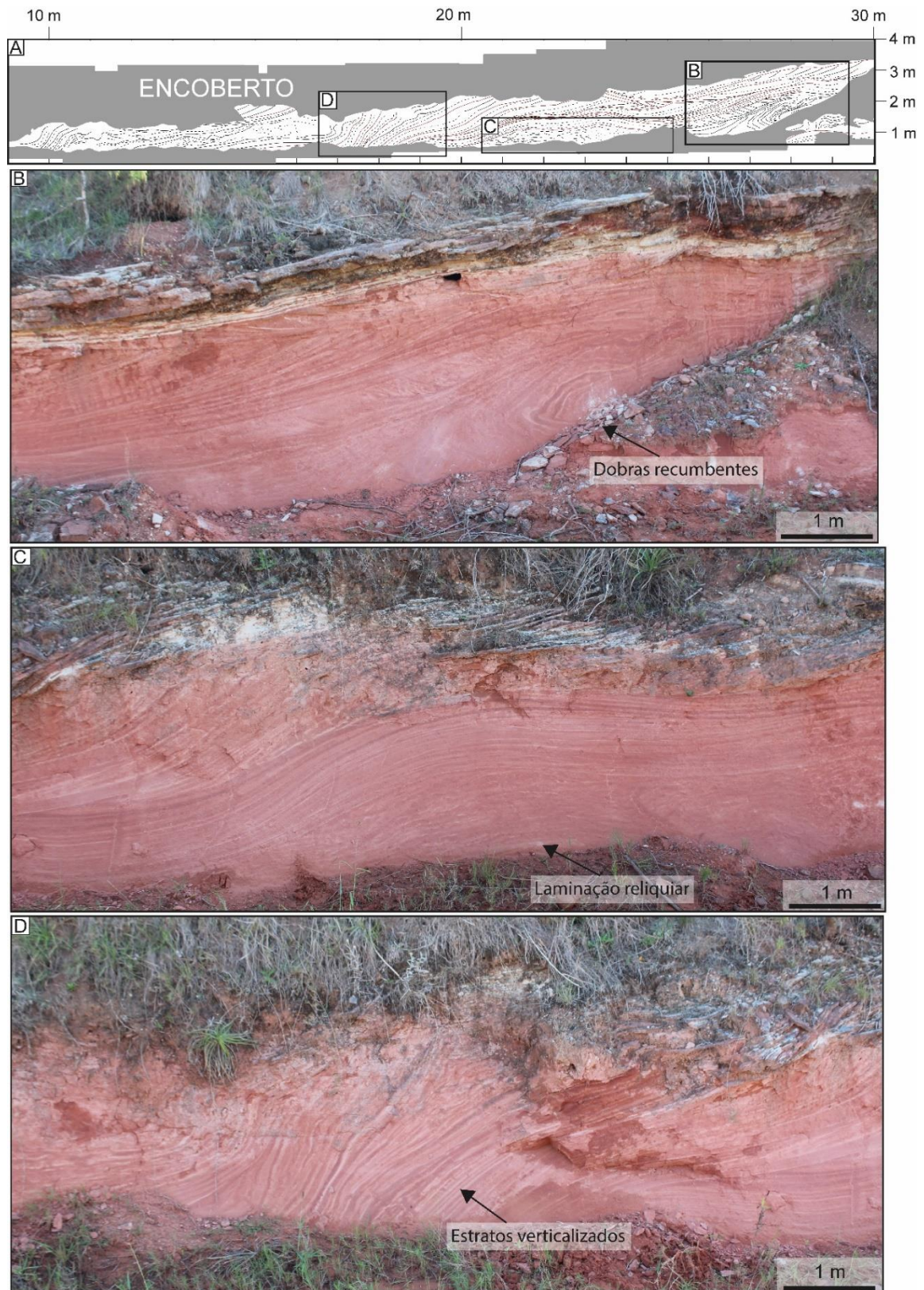


Fig. 16 Localidade 4 interpretada. A - Ortomosaico. B - Dobra recumbente de base. C- Estratos reliquias e maciços. C - Estratos verticalizados.

Interpretação: A presença de dobras abertas nos estratos menos afetados pela deformação e suas superfícies limítrofes, que se tornam menos deformados em sentido ao topo, indica que a deformação foi sin-deposicional. A presença de intervalos discretos com camadas maciças em adição de grandes intervalos dobrados, sugere que o mecanismo principal não foi a liquefação nem a fluidização.

As dobras são essencialmente assimétricas, com linhas de charneira gentilmente inclinadas em sentido a direção de mergulho dos estratos, o que é característico de dobras convolutas (*sensu* Allen, 1982). Os estratos verticais, neste caso, fazem parte dessa estrutura dobrada complexa. A associação de dobras convolutas com dobras reclinadas, como descrito na Formação Buena Vista, é rara no registro geológico (Allen, 1982). Comumente, essas estruturas se formam sob a influência de mecanismos distintos. As dobras reclinadas são formadas por fluxos de fluidos superpostos (Owen, 1996), enquanto a laminação convoluta se forma em condições de deformação hidroplástica. Já os estratos maciços, associados as dobras recumbentes nesse caso são formados por pequenos bolsões de liquefação.

A presença contemporânea entre essas estruturas sugere uma variação lateral no comportamento reológico dos estratos originais durante a deformação e, portanto, na intensidade dos processos. Tanto o comportamento reológico quanto a intensidade dos processos dependem do conteúdo de fluido no espaço intergranular. Que no caso dos estratos eólicos, a quantidade de fluído é regida essencialmente pelas heterogeneidades produzidas pela deposição eólica (presença de laminações de queda de grãos e estratos ondulados pelo vento) e comportamento do nível freático.

7 DISCUSSÃO

Este tópico está estruturado na classificação das estruturas deformativas, forças dirigentes do ambiente eólico, estratigrafia de eventos, mecanismos desencadeadores e por fim heterogeneidades em escala de reservatório.

7.1 Classificação das estruturas deformativas

As estruturas anteriormente descritas podem ser classificadas como estruturas ativas ou passivas (*sensu* Allen, 1982, Moretti, 2000) de acordo com a sua relação com o sedimento encaixante. Estruturas ativas referem-se as estruturas primárias que incluem as unidades parentais e as estruturas de injeção a elas relacionadas. Durante a deformação das estruturas ativas, as camadas superpostas ou adjacentes podem ser induzidas a deformarem de forma plástica ou rúptil, originando estruturas de deformação passiva.

Com base nestas relações as estruturas de deformação anteriormente descritas foram classificadas entre passivas e ativas, com o intuito de discriminar quais são as estruturas de deformação de geradas pelo mecanismo desencadeador e quais são as deformações formadas pelo efeito da deformação das estruturas ativas. A classificação das estruturas ativas resultante encontra-se no quadro 2, enquanto a classificação resultante para estruturas passivas encontra-se no quadro 3.

Estruturas de deformação	Descrição	Escala vertical	Interpretação do mecanismo
Estratos maciços ou relíquias	Camadas tabulares compostas principalmente de estratos maciços ou relíquias. Os estratos relíquias podem ocorrer como estratos orientados verticalmente ou como dobras. A camada é comumente superposta por uma superfície irregular.	Métrica à decamétrica	Liquefação
Estruturas de injeção (montes ou irregulares)	Estruturas colunares com dobras difusas, que gradualmente passam para camadas não deformadas. Internamente estas estruturas são compostas por estratos maciços que passam para estratos bandados próximo aos limites externos. Fragmentos de estratos não deformados podem ser encontrados. Frequentemente acompanhados de	Métrica à decamétrica	Fluidização

	estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados passivas.		
Conduitos arenosos	Estruturas colunares com limites nítidos que se expandem progressivamente em direção ao topo culminando em estruturas em forma de bojo preenchidas com sedimentos maciços e dobrados. A seção em forma de conduto tem de 8,5 a 15,5 cm de largura e apresenta um núcleo maciço que passa para uma franja externa (3-5 mm) composta de sedimentos de granulação fina, comumente alinhados paralelamente ao limite externo da estrutura.	Métrica à centimétrica	Fluidização
Dobras recumbentes complexas	As dobras recumbentes complexas são formadas essencialmente por estratos de fluxo de grãos intercalados com estratos maciços. Essas dobras apresentam dobras parasitas menores com vergência para a linha de charneira.	Métrica	Deformação Hidroplástica com Fluidização subordinada
<i>Slumps</i>	Camadas tabulares compostas por dobras desarmônicas ou isoladas de ângulo alto a horizontal, cujas linhas de charneira estão suavemente inclinadas na direção de mergulho dos estratos eólicos. Internamente, é comum a presença de falhas de empurrão ligadas a uma superfície de descolamento.	Métrica a centimétrica	Deformação rúptil com deformação hidroplástica subordinada
Estratos convolutos	Camadas dobradas em pequena escala, que não possuem orientação preferencial das charneiras e dos planos de dobra.	Métrica a milimétrica	Liquefação

Quadro 2 Classificação das estruturas deformativas ativas.

Estruturas de deformação	Descrição	Escala vertical	Interpretação do mecanismo
Dobras recumbentes simples	Camadas dobradas com um plano axial quase horizontal (<5°). Esta dobra é caracterizada pela ausência de dobras parasitas e pode apresentar uma transição de mecanismos dúcteis para frágeis ao longo do plano axial.	Métrica a centimétrica	Hidroplástico
Falhas sin-sedimentares	Falhas individuais ou em pares conjugados, que apresentam planos de falha retos ou curvos, com deslocamentos de centímetros e ângulos de mergulho variando entre 40° e 80°. Em alguns casos, as falhas normais são espaçadas de	Métrica a centimétrica	Cisalhamento intergranular

	maneira uniforme (<5 cm), exibindo uma geometria em degraus.		
Estratos convolutos intra-set	Camadas dobradas desarmônicas, mostrando orientação pouco consistente das linhas de charneira e dos planos axiais. Os planos axiais são essencialmente inclinados em ângulos altos, embora às vezes possam ser horizontais. Essas estruturas estão comumente associadas a estruturas de escape de fluido.	centimétrica	Hidroplástico associado a Liquefação
Camadas colapsadas	Camadas dobradas formando sinformes nas superfícies limítrofes. Essas estruturas estão lateralmente associadas a injeções colunares.	Decamétrica à métrica	Hidroplástico

Quadro 3 Classificação de estruturas deformacionais passivas.

7.2 Forças dirigentes

As forças dirigentes são definidas como tensões que não são capazes de formar estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados por si só, no entanto, sobre a presença de um mecanismo desencadeador elas são responsáveis por iniciar a deformação dos sedimentos (Owen & Moretti, 2011).

Em sedimentos inconsolidados de origem eólica, a deformação passiva é influenciada pelo comportamento reológico dos estratos. A presença de estruturas dúcteis passando lateralmente para estruturas rúpteis sugere uma mudança lateral no comportamento mecânico das camadas durante a deformação. Em ambientes eólicos, essa mudança pode ser causada por diferentes graus de saturação ou cimentação dentro da duna.

Saturação é essencial para promover a liquefação e a fluidização de níveis arenosos, pois a água é responsável por diminuir a competência mecânica de sedimentos arenosos (McKee, 1971). Sob condições de saturação e baixa velocidade de fluxo, como aquelas esperadas durante a infiltração, esses sedimentos deformam-se através do mecanismo de deformação hidroplástico. Nessas condições o sedimento ainda apresenta alta resistência friccional e é capaz de comportar-se plasticamente.

Por outro lado, as areias úmidas (não saturadas) não respondem de mesma forma, pois estas se comportam como massas coesas, visto que a água age como um fluido anti-lubrificante aumentando o coeficiente de fricção entre as partículas (Terzaghi, 1925). Nessas condições o colapso da camada pode ocorrer por

cisalhamento intergranular. Adicionalmente, o cisalhamento intergranular pode ocorrer quando a rocha recupera parte de sua resistência ao cisalhamento após a deformação ou em condições onde o sedimento está seco (Moretti, 2000).

Nas dunas eólicas, esses diferentes graus de saturação podem ser alcançados através da interceptação do nível freático ou de sua franja capilar. O nível freático tende a ser ondulado nos sistemas eólicos, tendendo a formação de superfícies potenciométricas em resposta ao balanço dinâmico entre a evaporação e a precipitação (Bryant *et al.*, 2016). Portanto, essa combinação de relevo dinâmico do nível freático e carga desigual sobre a interface água-sedimento, relacionado a topografia das formas de leito, é interpretado como a principal força autogênica responsável pela diminuição da resistência ao cisalhamento nos depósitos eólicos.

Na hipótese de nível freático contornado (*cf.* Bryant *et al.*, 2016), há uma zona saturada localizada sob o cume da duna e dentro do nível piezométrico, onde estruturas de deformação ativas são propensas a se formar através de liquefação dinâmica do sedimento. Em contraste, as camadas adjacentes são propensas a se deformar passivamente através de forma plástica e frágil devido ao grau de saturação ser menor do que na zona de deformação ativa.

A gravidade agindo nas faces de escorregamento das dunas também leva à geração de estruturas de deformação de sedimentos inconsolidados, por meio dos *slumps*. Onde, a formação de dobras e cavalgamentos se faz comum na frente compressiva destas estruturas (Bigarella *et al.*, 2006). Nesse contexto, a umidade é importante para alcançar o ângulo de repouso máximo da areia e para promover o comportamento coesivo da massa de escorregamento. Nessas condições o fornecimento de umidade ocorre por meio das chuvas sobre as dunas (Bigarella *et al.*, 1969; Loope *et al.*, 2003; Bigarella *et al.*, 2006).

Outra possível força dirigente presente em sistemas eólicos se relaciona com a natureza gradada dos estratos. As lâminas inversamente gradadas facilitam a formação de interfaces de infiltração nos poros adjacentes aos grãos maiores. Se há uma diferença considerável entre o tamanho das partículas das camadas sotopostas e superpostas, a zona de infiltração tende a ficar maior. Portanto, haverá uma maior variação na pressão suportada pela camada estática (superposta) a esses grãos. Possibilitando a formação de grandes vazios, onde o fluído se encontra em condições de sobrepressão (Nichols *et al.*, 1994; Ross *et al.*, 2011). Eventualmente, quando o

limite de pressão é atingido esses vazios se rompem formando estruturas em forma de conduto, como aquelas descritas na localidade 1.

Adicionalmente, estratos de fluxo de grãos e marcas onduladas eólicas exibem diferentes propriedades petrofísticas, o que garante uma resposta hidrodinâmica distinta. Os estratos de fluxo de grãos podem facilmente passar por processos de liquidização (termo utilizado para liquefação e fluidização ao mesmo tempo, cunhado por Lowe, 1975), devido a sua maior porosidade e empacotamento mais frouxo. Ao contrário dos estratos de marcas onduladas eólicas, onde o empacotamento apertado reduz a tendência a fluidização desses estratos. Fazendo com que, as marcas onduladas eólicas atuem como defletores de fluxo complicando o fluxo de fluidos e aumentando a geração de pressão dentro dos poros. Essa relação explica porque apenas os estratos de fluxo de grãos ocorrem deformados na localidade 2.

7.3 Estratigrafia de eventos

As estruturas de deformação da Formação Buena Vista apresentam relações de corte complexas, onde a ordem dos eventos pode ser determinada. Seguindo essas relações, a estratigrafia de eventos para cada afloramento será detalhada abaixo.

Localidade 1: Inicialmente, houve o acúmulo dos estratos eólicos devido à migração e cavalgamento de dunas eólicas sob condições de interceptação do nível freático com a superfície deposicional. A migração destas dunas foi caracterizada por variações sazonais na direção do vento, o que resulta na intercalação de estratos de fluxo de grãos (relacionado à migração normal) e estratos de marcas onduladas eólicas (mudança sazonal na direção do vento). Durante a migração das dunas eólicas e formação dos estratos cruzados, condutos arenosos foram formados sob influência de um mecanismo desencadeador. Esses horizontes de condutos arenosos podem ser subdivididos em pelo menos três eventos de extrusão., baseando-se na posição vertical dos condutos em relação aos ciclos de estratos de marcas onduladas eólicas e fluxo de grãos. Diretamente acima do horizonte rico em condutos, há uma camada tabular de *slump*. Essa camada foi formada em resposta ao colapso da face frontal sob condições de saturação de água da chuva ou por colapso gravitacional da face frontal influenciado por um evento externo.

O nível freático variou durante a acumulação eólica, quando o nível se aproximava da superfície o sedimento atingia um estado semi-coesivo, onde a movimentação do fluido por infiltração pode induzir deformação hidroplástica. Sob essas condições, incidiu um mecanismo desencadeador que ocasionou a liquefação dos estratos sotopostos, promovendo a sua erosão e elutriação de partículas e fragmentos. Então, a massa deformada ascendeu de forma forçada sobre as camadas superpostas, promovendo a deformação lateral dos sedimentos adjacentes. Esses sedimentos, internamente, apresentam diferentes comportamentos mecânicos devido a distribuição heterogênea de fluido no poro. Essa distribuição promove uma resposta rúptil ou plástica nos sedimentos adjacentes durante o *emplacement* da injeção do tipo monte.

Localidade 2: As dunas foram acumuladas através da migração e cavalgamento. O primeiro evento de deformação que ocorreu no afloramento foi a liquefação das camadas logo abaixo da superfície deposicional, o que promoveu a separação parcial dos grãos por um curto período de tempo, gerando estratos maciços e preservando uma parte da estratificação original. Provavelmente associado ou logo após a esta deformação, as camadas superpostas foram intrudidas por cúspides interpenetrativas. A associação dessas estruturas com os horizontes de liquefação não pôde ser averiguada, pois o afloramento não apresenta a base totalmente exposta.

Durante a intrusão dessas cúspides, as camadas imediatamente adjacentes passaram por liquefação estática devido ao repentino aumento da pressão de fluido, formando dobras recumbentes e estratos com o topo fluidizado. Em adição a liquefação estática, as camadas adjacentes afundaram devido a remobilização da areia e água em profundidade, fazendo com que as superfícies limítrofes formassem amplas dobras sinformes.

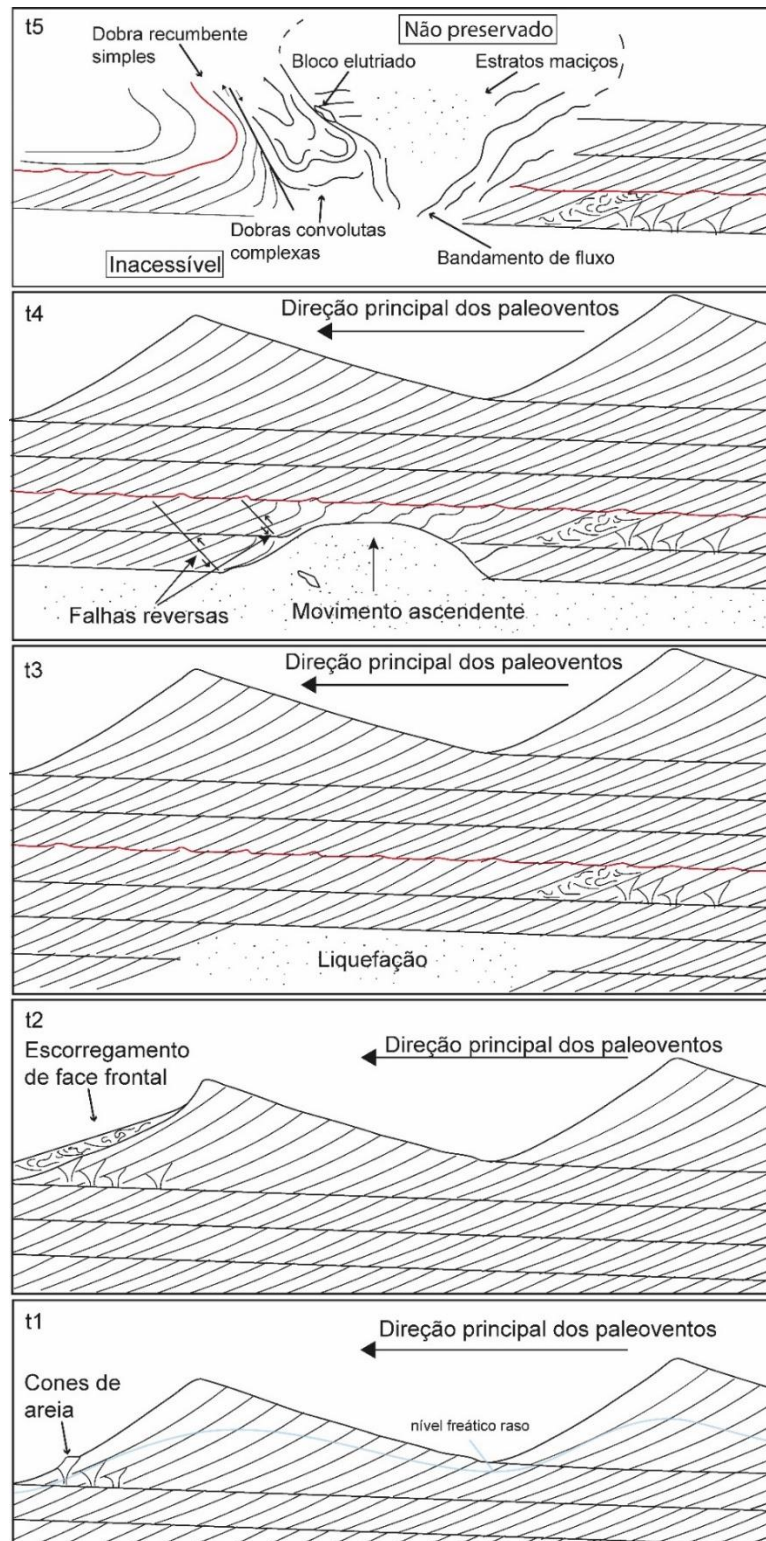


Fig. 17 Estratigrafia de Eventos da Localidade 1. Onde a ordem dos eventos é: (t1) Acúmulo de dunas eólicas e formação dos condutos de areia. (t2) Colapso da face de deslizamento formando o depósito de escorregamento. (t3) Liquefação das camadas subjacentes. Superfície vermelha para referência (Stokes). (t4) Injeção forçada de sedimento sobre as camadas superpostas. (t5) Deformação plástica e frágil das camadas adjacentes durante a injeção.

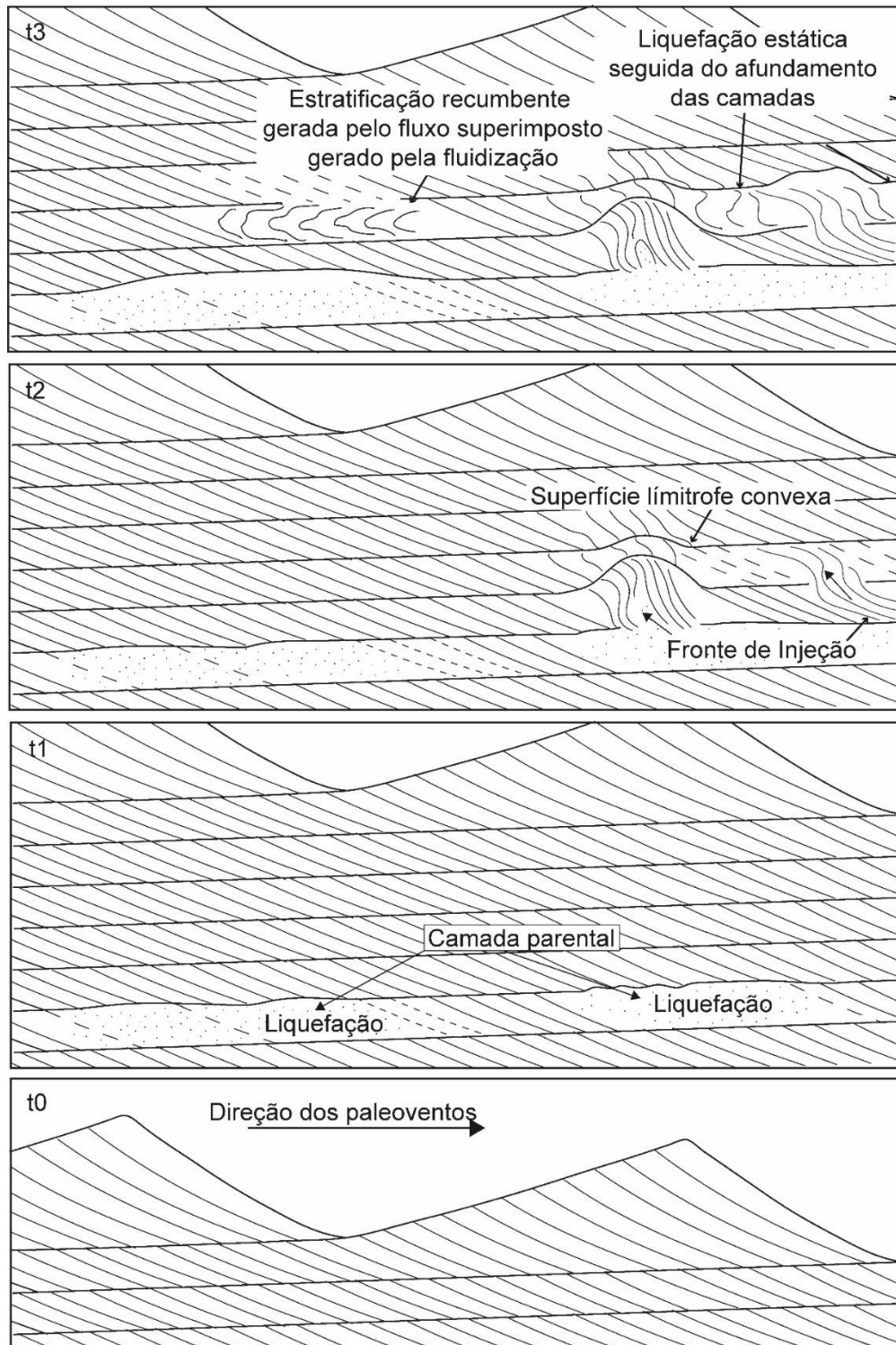


Fig. 18 Estratigrafia de Eventos da Localidade 2. Onde a ordem dos eventos é: (t0) Acúmulo de dunas eólicas através de cavalgamento. (t1) Liquefação das camadas subjacentes. (t2) Injeção forçada de sedimento sobre as camadas superpostas. (t3) Liquefação estática das camadas adjacentes a intrusão.

Localidade 3: Os depósitos foram acumulados através da migração e cavalgamento das dunas. Após a sua acumulação, os estratos sotopostos passaram por liquefação sob efeito de um evento desencadeador. Com o aumento da pressão do fluido no poro, houve a intrusão da massa de sedimento e água sobre as camadas

superpostas. Os sedimentos foram elutriados juntamente com blocos cimentados da rocha encaixante, que foram arrancados e engolfados pelo sedimento fluidizado durante o processo de ascensão. Eventualmente, quando o mecanismo de fluidização parou, as camadas adjacentes afundaram devido a remobilização de sedimento em profundidade. Pelo fato dessas camadas estarem secas, o colapso se deu na forma de fraturamento formando falhas escalonadas em torno da estrutura de escape de fluídos principal.

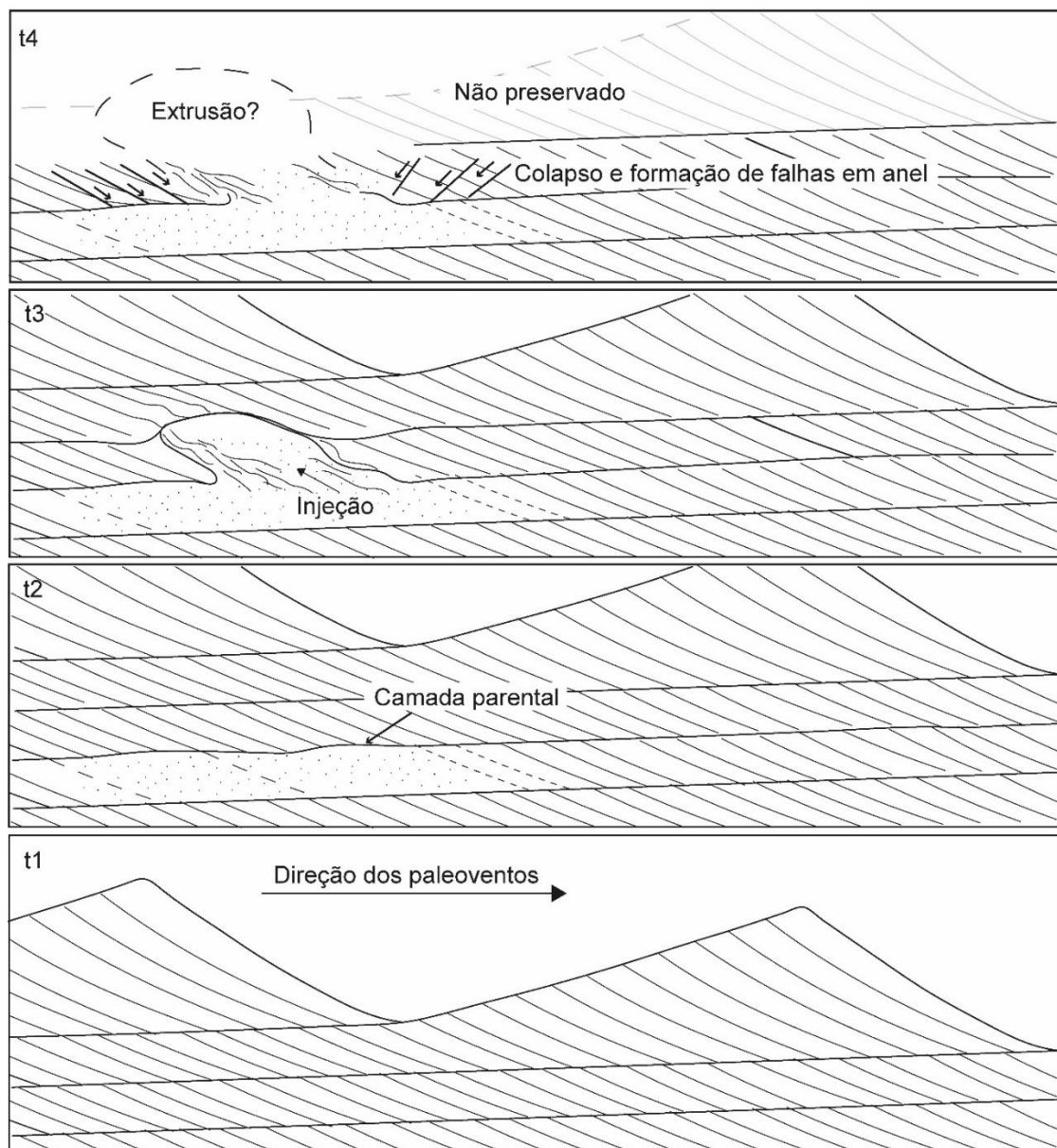


Fig. 19 Estratigrafia de Eventos da Localidade 3. A ordem dos eventos interpretados é: (t0) Acúmulo de dunas eólicas via cavalgamento. (t1) Liquefação das camadas subjacentes. (t2) Injeção forçada de sedimento deformado através das camadas superpostas. (t3) Colapso das camadas superpostas até o cessamento da intrusão.

Localidade 4: Os depósitos originais acumularam através da migração e cavalgamento de dunas eólicas. Esses depósitos, quando sujeitos a um evento desencadeador deformaram-se de maneira dúctil. As superfícies limítrofes e estratos cruzados formaram antiformes e sinformes, enquanto porções onde a pressão de fluídos esteve concentrada formaram-se bolsões de liquefação. Nestes bolsões, a laminação original foi obliterada originando estratos contorcidos e dobras recumbentes.

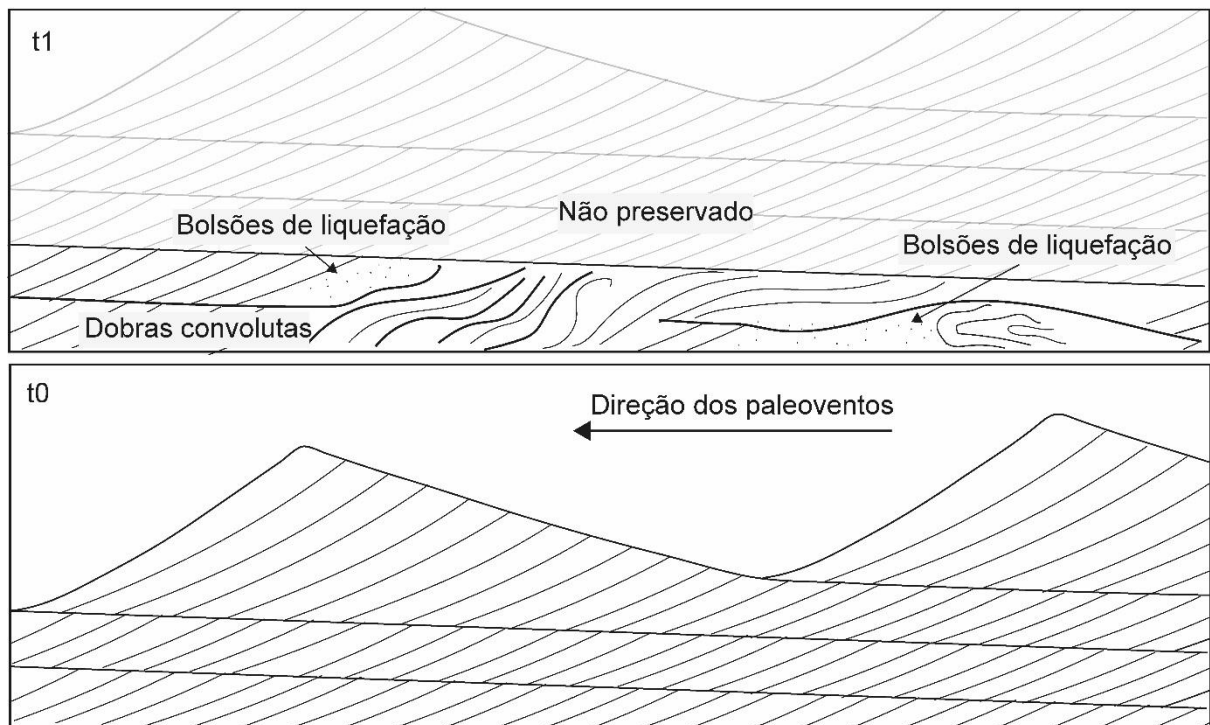


Fig. 20 Estratigrafia de Eventos da Localidade 4. A ordem dos eventos interpretados é: (t0) Acúmulo de dunas eólicas via cavalgamento. (t1) Deformação hidroplástica formando bolsões de liquefação e formando dobras intercaladas.

7.4 Mecanismos desencadeadores

Similar morfologias de estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados podem apresentar múltiplas origens e são frequentemente sujeitas a sobreposição (Van Loon, 2009). Neste sentido, os critérios diagnóstico existentes usados para definir os mecanismos desencadeadores também não são confiáveis, visto que estes podem estar associados a múltiplos gatilhos possíveis (*cf.* Owen & Moretti, 2011). Dessa forma, a avaliação da origem das estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados torna-se difícil, independente do sistema deposicional ao qual estão inseridas. Por causa disso, todos os gatilhos potenciais precisam ser

analisados para identificar aqueles que foram eficazes na formação das estruturas de deformação de sedimentos inconsolidados na Formação Buena Vista

Mecanismos desencadeadores endogênicos: Dentro da Formação Buena Vista não há evidência da atuação de processos marinhos ou glaciais que possam ter influenciado a formação dessas estruturas de deformação. Esses depósitos apresentam origem flúvio-eólica e estão inseridas em uma bacia interior (De Santa Ana *et al.*, 2006a; Rodrigues, 2014; Scherer *et al.*, 2023), onde a deformação em sedimentos inconsolidados está restrita as formas de leito eólicas. Essa relação sugere a ação de mecanismos desencadeadores naturais ligados a deposição eólica, que podem estar relacionados principalmente as oscilações do nível freático e a infiltração da água do lençol freático.

A infiltração de água subterrânea pode gerar estruturas de escape de fluidos quando alguns requisitos são cumpridos, como a presença de fissuras no solo e de águas carregadas com sedimento. No entanto, a origem por infiltração de água subterrânea é difícil de distinguir daquelas geradas por choques sísmicos sem a utilização de imagens de subsuperfície (*cf.* Holzer & Clark, 1993; Li *et al.*, 1996).

Outros mecanismos desencadeadores endogênicos que podem atuar em ambientes eólicos são a deposição rápida e a sobrecarga sedimentar. Esses mecanismos são frequentemente evocados para explicar a origem de estruturas de carga, que comumente refletem as diferenças de densidade entre as litologias de dois depósitos, como por exemplo duna e interduna (Liesa *et al.*, 2016). No entanto, a ação desses eventos desencadeadores é difícil de ocorrer na presente sucessão, pois esta carece de depósitos finamente granulados de interduna. Além disso, a taxa de migração anual das dunas da Formação Buena Vista é lenta (aproximadamente 15 cm/ano), tornando impossível a geração de estruturas de deformação sobre condições de deposição rápida.

Mecanismos desencadeadores exogênicos: Os gatilhos exogênicos para a deformação de sedimentos inconsolidados considerados aqui são principalmente os impactos de bólidos e os eventos sísmicos. A deformação relacionada a bólidos é caracterizada por grandes camadas deformadas com significativa continuidade lateral (Simms, 2003), frequentemente sobrepostas por depósitos contendo material ejetado (Tohver *et al.* 2018). As estruturas de deformação previamente descritas na Formação Buena Vista têm fraca continuidade lateral, e a rastreabilidade lateral de diferentes

afloramentos é restrita porque esta unidade é atravessada por várias famílias de falhas.

Impactos de bólidos durante o tempo de deposição da Formação Buena Vista são escassos. Um único impacto foi tentativamente ligado a diversos depósitos do final do Permiano, onde estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados e depósitos de ejeção foram encontrados (Tohver *et al.*, 2018). O local do impacto é longe da área de deposição da Formação Buena Vista (>2500 km) e nenhum depósito de material ejetado *in situ* foi descrito até o momento dentro da área de estudo. Além disso, as estruturas de deformação descritas na Formação Buena Vista sugerem recorrência do evento desencadeador, o que torna a atribuição de impacto de bólidos extremamente improvável.

A ausência de estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados sobre e abaixo dos horizontes deformados e a natureza pontual dessas ocorrências foram usadas no passado como critério diagnóstico para eventos sísmicos (*e.g.*, Cojan & Thiry, 1992; Alessandretti *et al.*, 2023).

As estruturas aqui descritas são comparáveis a estruturas modernas geradas sob influência de eventos sísmicos, conforme apresentado anteriormente durante a interpretação de cada estrutura. Condutos, injeções e montes arenosos são estruturas frequentemente ligadas a eventos sísmicos. A ocorrência de estruturas de injeção relacionadas à fluidização sugere que a deformação ocorre na condição de aumento da pressão da água nos poros. Essas injeções forçadas foram capazes de deformar camadas adjacentes e promover a liquefação estática nas camadas sobrejacentes.

No afloramento 1 foi identificada recorrência de eventos, conforme explicado anteriormente, especialmente no horizonte de ocorrência dos condutos arenosos, onde as relações de corte indicam mais de um evento. A recorrência vertical de eventos pode ocorrer em bacias tectônica ativas, onde eventos sísmicos ocorrem de forma recorrente em um curto período de tempo (Loope *et al.*, 2013). As camadas não deformadas entre esses horizontes representam períodos de quiescência tectônica.

Outra evidência que corrobora o gatilho sísmico é a dimensão dessas estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados. Nas estruturas desse tipo gerados por gatilhos sísmicos, a dimensão está relacionada ao tempo de duração do estado liquefeito ou à intensidade do terremoto (Obermeier, 2009). Onde, a intensidade do terremoto depende da suscetibilidade à liquefação e da amplificação

da vibração pelo embasamento, além dos fatores implícitos ao terremoto (magnitude da vibração, distância do hipocentro e tempo de duração).

Os depósitos da Formação Buena Vista são propensos a deformação porque consistem em areias de grão fino a médio que foram depositadas em condições onde o lençol freático atingia a superfície deposicional. Além disso, devido ao grande volume de areia remobilizada, é improvável que o fluxo de água subterrânea sozinho possa gerar estruturas dessa magnitude. Em condições eólicas constantes, a taxa de fluxo vertical da água subterrânea é menor do que a necessária para fluidificar areias limpas, representando cerca de 10% da velocidade requerida para elutriar partículas finas a médias (Loope *et al.*, 2013). Além disso, choques sísmicos produzem uma variação instantânea na pressão dos poros, que se dissipa em poucos dias em aquíferos rasos (Nespoli *et al.*, 2016). Essas condições produzem um tempo de duração do estado deformado suficientemente longo para que se formem amplos horizontes deformados.

Durante os eventos sísmicos, a oscilação freática é intensificada, culminando na formação de lagoas superficiais que são formadas pelo movimento ascendente da água subterrânea (Obermeier *et al.*, 2002; Loope & Rowe, 2003; Chan *et al.*, 2007). A formação dessas lagoas pode intensificar o estado liquefeito nos sedimentos superficiais, o que pode explicar a abundância de camadas maciças nos horizontes de deformação.

Grandes estruturas foram encontradas dentro da Formação Buena Vista, desde o estado do Rio Grande do Sul (Brasil) até o departamento de Cerro Largo (Uruguai). No estado do Rio Grande do Sul, todas essas estruturas estão localizadas próximas a planos de falha que apresentam indícios de movimento sin-deposicional. Esses planos de falha estão associados a uma elevação estrutural chamada Arco do Rio Grande, uma antiforme que se desenvolveu a partir do Permiano Tardio até o Triássico Inicial. Essa proximidade sugere que a deformação tenha sido controlada por falhas; no entanto, avaliar a zonação da complexidade das estruturas de deformação é impossível porque a formação está irregularmente exposta, e a maioria dos afloramentos está mal preservada.

7.5 Heterogeneidades de reservatório

Em relação as heterogeneidades geradas pelo advento das deformações, estas se manifestam de diferentes formas, podendo aumentar ou diminuir a porosidade e permeabilidade do reservatório (*cf.* Rodríguez-López & Wu, 2020; Wheatley *et al.*, 2018; Glennie & Hurst, 2007). Com o intuito de facilitar essa análise faz-se necessário classificar as estruturas de deformação de acordo com a sua complexidade (*sensu* Chan *et al.*, 2020) e escala (*sensu* Galoway & Hobday, 1996).

Escala	Estrutura	Tipo de deformação	Mecanismo	Tempo	Efeito na permeabilidade
Macroscópica	Montes	Ativa	Fluidização	Pós- e Meta- Depositional	Aumento da conectividade inter-reservatório
	Injeções irregulares	Ativa	Fluidização		Aumento da conectividade inter-reservatório
	Camadas liquefeitas	Ativa	Liquefação		Diminuição da permeabilidade vertical
	Dobras recumbentes simples	Passiva	Fluxo hidroplástico e cisalhamento intergranular		Diminuição pelo aumento da tortuosidade
Mesoscópica	Dobras recumbentes complexas	Ativa	Fluxo hidroplástico e fluidização	Sin-Depositional	Diminuição pelo aumento da tortuosidade
	Conduto arenosos	Ativa	Fluidização		Aumento na permeabilidade intra-reservatório
	Dobras associadas a escorregamentos	Ativa	Fluxo hidroplástico e liquefação		Diminuição pelo aumento da tortuosidade
	Estratos convolutos	Ativa	Fluxo hidroplástico e liquefação	Pós- e Meta-	Diminuição pelo aumento da tortuosidade

Quadro 4 Estruturas classificadas quanto a heterogeneidade de reservatórios.

As estruturas que afetam os reservatórios em escala macroscópica são os montes, injeções irregulares, camadas liquefeitas e as dobras recumbentes simples. Os montes (*mounds*) e injeções irregulares ocorrem em resposta injeção forçada de material fluidizado sobre as camadas superpostas (cf. Chan & Bruhm, 2014). Essas estruturas tendem a aumentar a conectividade entre corpos reservatórios, visto que a intrusão tende a cruzar camadas de menor permeabilidade. No entanto, caso essa intrusão cruze camadas permeáveis, como é o caso descrito no presente trabalho, esses corpos deformados tendem a fluidizar as camadas adjacentes ou promover o seu dobramento de forma passiva. Isso leva a dois possíveis efeitos: 1) Na fluidização estática das camadas adjacentes ocorre a obliteração da laminação eólica original. 2) Durante o dobramento passivo, segregação original é mantida, no entanto há um progressivo aumento da tortuosidade com o desenvolvimento das dobras, resultando em camadas marcadas por sucessivas intercalações de estratos de baixa e alta permeabilidade (Fig. 17). Em relação as camadas liquefeitas, o efeito esperado é de redução geral da porosidade e permeabilidade após a deformação. Essa redução ocorre por meio da ressedimentação dos grãos em um empacotamento mais apertado (Owen & Moretti, 2011). Na porção de topo, onde o estado liquefeito é mantido por mais tempo, pode haver o efeito inverso com o aumento da porosidade local.

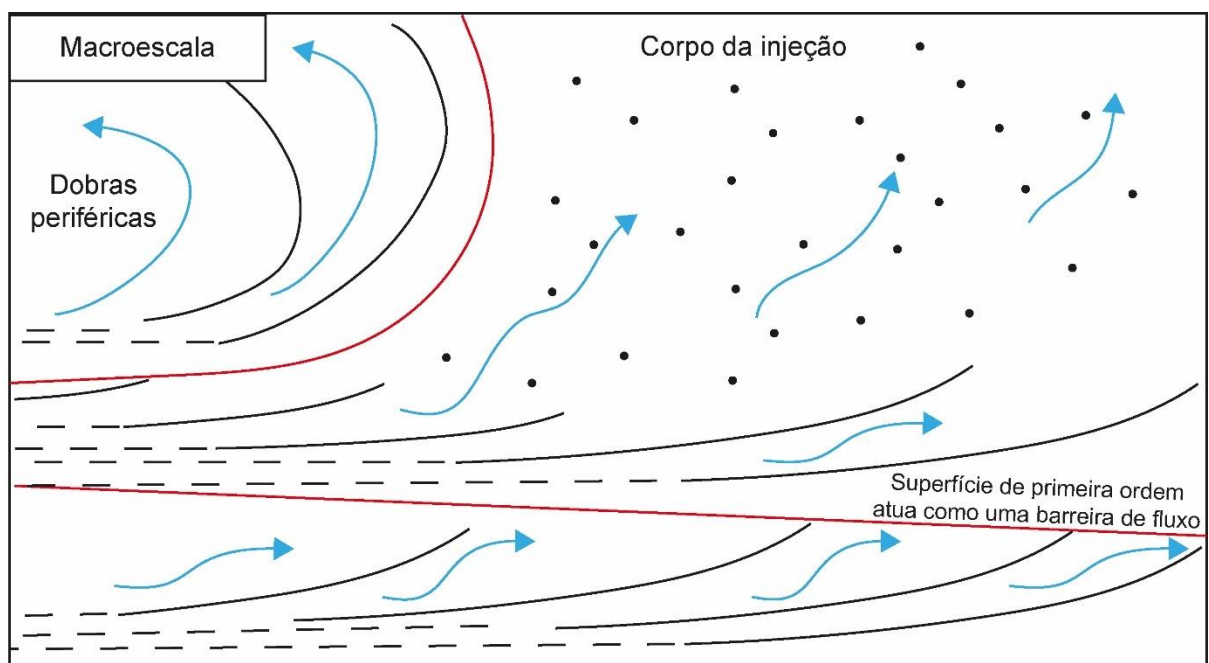


Fig. 21 Exemplo de conectividade em reservatórios deformados de macroescala. As estruturas que fazem parte da injeção promovem o aumento da permeabilidade vertical, enquanto as dobras associadas tendem a diminuir a permeabilidade horizontal.

Além disso, estas deformações tendem a influenciar diretamente na geometria das heterogeneidades diagenéticas (Rodríguez-López & Wu, 2020), podendo constituir grandes barreiras de fluxo caso a composição dos fluídos intergranulares estejam saturados em algum cimento. Com base nisso é possível afirmar que essas deformações tendem a constituir trapas litológicas e diagenéticas.

Em relação as estruturas que afetam o reservatório em escala mesoscópica, foram descritas dobras recumbentes complexas, condutos arenosos, dobras associadas a escorregamentos e estratos convolutos. Com exceção dos condutos, essas estruturas apresentam um comportamento relativamente homogêneo em relação ao efeito no fluxo de fluídos, tendendo a piorar a permeabilidade dentro do reservatório. Pois, internamente essas camadas são constituídas por dobras e intervalos maciços tipicamente descontínuos, onde as zonas dobradas apresentam características da laminação eólica original com níveis de mais baixa e mais alta permeabilidade.

Já os condutos tendem a melhorar de forma localizada a conectividade vertical entre fácies permeáveis. Essa deformação, como visto em lâmina, tende a segregar os grãos concentrando os grãos menores em pequenas lentes orientadas verticalmente. Já que essas deformações ocorrem preferencialmente na zona de ocorrência da intercalação de estratos transladantes cavalgantes e fluxos de grão, na porção do pé da duna e próximo a zonas de interduna, elas tendem a conectar os estratos de fluxo de grãos servindo de conduto vertical para o fluxo de fluidos.

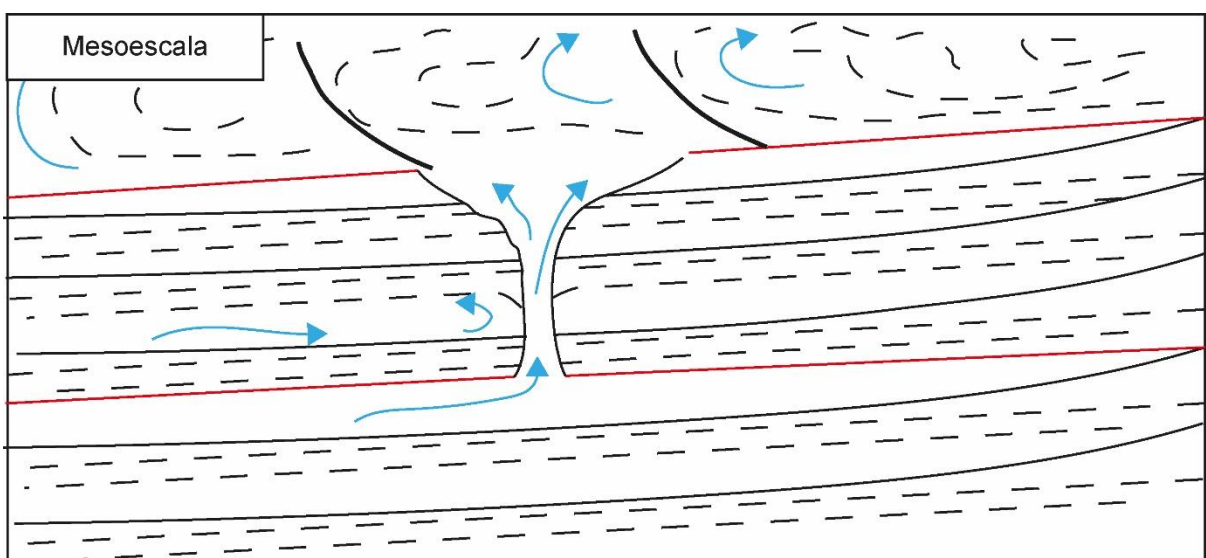


Fig. 22 Exemplo de conectividade em reservatórios deformados de mesoescala. Os condutos tendem a aumentar a permeabilidade vertical, pois conectam os estratos com maior porosidade e permeabilidade. Enquanto os estratos de marcas onduladas eólicas e as dobras aumentam a tortuosidade do reservatório.

8 CONSIDERAÇÕES FINAIS

As estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados da Formação Buena Vista incluem camadas maciças, montes, injeções colunares irregulares, condutos, dobras recumbentes complexas, escorregamentos e estratos convolutos. Aliado a isso, ocorre uma deformação passiva composta de dobras recumbentes simples, estratos convolutos intra-set, camadas afundadas e dobras sin-sedimentares. Essas estruturas de deformação afetam os reservatórios na escala macro- e mesoscópica destruindo ou remodelando a segregação original dos reservatórios eólicos. No caso das estruturas de injeção verticalizadas (condutos, injeções colunares irregulares e montes) a tendência é de aumento da permeabilidade vertical dos reservatórios quando a rocha hospedeira são estratos de menor permeabilidade, como os estratos transladantes cavalgantes. Enquanto os estratos dobrados e camadas liquefeitas tendem a diminuir a permeabilidade e aumentar a tortuosidade nos estratos permo-porosos, seja por cimentação parcial ou pela diminuição da porosidade por consequência da re-sedimentação.

Através das relações geométricas entre as estruturas de sedimentação da formação Buena Vista foi possível determinar a ordem dos eventos e por consequência discernir o mecanismo desencadeador responsável pela formação das estruturas de deformação. As estruturas desta formação foram formadas principalmente através da fluidização e liquefação dos estratos induzidos por um gatilho sísmico em condições de um nível freático alto causado pelo padrão climático monsonal instalado sobre o Gondwana. Essa interpretação é suportada pela recorrência vertical das camadas deformadas, morfologia dos estratos deformados similares aos exemplos atuais formados por gatilhos sísmicos e proximidade de falhas que eram ativas durante a deposição da Formação Buena Vista. No entanto, como averiguado nas estruturas de deformação passiva, a morfologia das estruturas de deformação em estratos eólicos não é governada pelo evento desencadeador. Essa morfologia está relacionada a dinâmica das forças dirigentes atreladas ao sistema deposicional, que, no caso dos sistemas eólicos úmidos, reflete nas variações do nível freático, dinâmica de fluidos e saturação dos sedimentos superficiais. Essas forças dirigentes influenciam no comportamento mecânico dos sedimentos inconsolidados e são cruciais na determinação da morfologia deformacional final.

REFERÊNCIAS

- Alessandretti, L., Warren, L. V., Varejão, F. G., Rassi, R., Dos Santos, M. G., Silva, M. N., Honorato, F. R., Estrada, M. J. T. & Cunha, J. V. 2023. Uplifting mountains and shaking deserts: volcano-tectonic earthquakes revealed by soft-sediment-deformation structures in Upper Cretaceous aeolian deposits. *Journal of Sedimentary Research*, 93(1), 1-19.
- Allen, J. R. L. & Banks, N. L. 1972. An interpretation and analysis of recumbent-folded deformed cross-bedding. *Sedimentology*, 19, 257-283.
- Allen, J.R.L. 1982. Soft-sediment deformation structures. In: *Sedimentary Structures, Their Character and Physical Basis* (Ed. Allen, J.R.L.), 2, pp. 343–394. Elsevier, Amsterdam
- ANCAP 2021. Onshore Uruguay: Geology and Prospectivity: E&P-ANCAP, 26 p.
- Araújo, C. C., Yamamoto, J. K., Rostirolla, S. P., Madrucci, V. & Tankard, A. 2005. Tar sandstones in the Paraná Basin of Brazil: structural and magmatic controls of hydrocarbon charge. *Marine and petroleum geology*, 22(5), 671-685.
- Baer, G. 1991. Mechanisms of dike propagation in layered rocks and in massive, porous sedimentary rocks. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 96(B7), 11911-11929.
- Bagnold, R. A. 1941. *The physics of blown sand and desert dunes*. Courier Corporation. 302 p.
- Bigarella, J. J., Becker, R. D. & Duarte, G. M. 1969. Coastal dune structures from Parana (Brazil). *Marine Geology*, 7, 5-55.
- Bigarella, J. J., Klein, A. D. F., Menezes, J. T. & Vintem, G. 2006. Southern Brazilian coastal dunes: movement and structures. *Journal of Coastal Research*, 1-15.
- Bongiolo, D. E., & Scherer, C. M. 2010. Facies architecture and heterogeneity of the fluvial–aeolian reservoirs of the Sergi formation (Upper Jurassic), Recôncavo Basin, NE Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 27(9), 1885-1897.
- Brookfield, M.E. And Silvestro, C.A. 2010. Aeolian environments. In: N.P.James and R.W. Dalrymple (Eds), *Facies Models 4*, Canada, Geological Association of Canada IV Series GEOtext, 6, 19– 58.

- Brookfield, M. E. 1977. The origin of bounding surfaces in ancient aeolian sandstones. *Sedimentology*, 24(3), 303-332.
- Bryant, G. & Miall, A. 2010. Diverse products of near-surface sediment mobilization in an ancient eolianite: outcrop features of the early Jurassic Navajo Sandstone. *Basin Research*, 22, 578-590.
- Bryant, G., Cushman, R., Nick, K. & Miall, A. 2016. Paleohydrologic controls on soft-sediment deformation in the Navajo Sandstone. *Sedimentology Geology*, 344, 205-221.
- Campos, L. D., Milani, E., Toledo, M., Queiroz, R., Catto, A. & Selke, S. 1998. Barra Bonita: the first commercial accumulation of hydrocarbon from Parana basin, Brazil; Barra Bonita: a primeira acumulacao comercial de hidrocarboneto da Bacia do Parana, Brasil.
- Carter, R. W. G. 1978. Ephemeral sedimentary structures formed during aeolian deflation of beaches. *Geological Magazine*, 115(5), 379-382.
- de Souza Carvalho, I. & Leonardi, G. 2021. Fossil footprints as biosedimentary structures for paleoenvironmental interpretation: Examples from Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences*, 106, 102936.
- Castilla, R. A. & Audemard, F. A. 2007. Sand blows as a potential tool for magnitude estimation of pre-instrumental earthquakes. *Journal of Seismology*, 11(4), 473-487.
- Cerri, R. I., Luvizotto, G. L., Tognoli, F. M. W., Warren, L. V., Okubo, J. & Morales, N. 2020. Mechanical stratigraphy and structural control of oil accumulations in fractured carbonates of the Irati Formation, Paraná Basin, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 50, e20190117.
- Chan, M. A., Archer, A. W., Sprinkel, D. A., Chidsey, T. C. and Anderson, P. B. 2000. Cyclic eolian stratification on the Jurassic Navajo Sandstone, Zion National Park: Periodicities and implications for paleoclimate. *Geol. Utah parks and monuments*, 28, 607-617.
- Chan, M. A. & Bruhn, R. L. 2014. Dynamic liquefaction of Jurassic sand dunes: processes, Origins, and implications. *Earth Surface Processes and Landforms*, 39(11), 1478-1491.

- Chan, M., Netoff, D., Blakey, R., Kocurek, G. & Alvarez, W. 2007. Clastic-injection pipes and syndepositional deformation structures in Jurassic eolian deposits: examples from the Colorado Plateau. *In: Sand injectites: Implications for hydrocarbon exploration and production* (Eds. A. Hurst & J. Cartwright), *AAPG Memoir*, 87, p. 233-244.
- Chan, M. A., Hasiotis, S. T. & Parrish, J. T. 2020. Hierarchical scales of soft-sediment deformation in erg deposits, Lower Jurassic Navajo Sandstone, Moab area, Utah, USA. *Journal of Sedimentary Research*, 90, 1068-1093.
- Christofolletti, B., Peixoto, B. C., Warren, L. V., Inglez, L., Fernandes, M. A., Alessandretti, L., Perinotto, J. A. D. J., Simões M. G. & Assine, M. L. 2021. Dinos among the dunes: Dinoturbation in the Pirambóia Formation (Paraná Basin), São Paulo State and comments on cross-section tracks. *Journal of South America Earth Science*, 109, 103252.
- Cojan, I. & Thiry, M. 1992. Seismically induced deformation structures in Oligocene shallow-marine and aeolian coastal sands (Paris Basin). *Tectonophysics*, 206, 79-89.
- Crabaugh, M. & Kocurek, G. 1993. Entrada Sandstone: an example of a wet aeolian system. *Geological Society, London, Special Publications*, 72(1), 103-126.
- De Santa Ana, H., Goso, C., & Daners, G. 2006a. Cuenca Norte: Estratigrafía del Carbonífero-Pérmico. *In: Cuencas Sedimentarias de Uruguay: Geología, Paleontología y Recursos Minerales* (Eds. Martínéz, S., Ubilla, M., and Veroslavsky, G.): Paleozoico, 147-208.
- De Santa Ana, H., Veroslavsky, G., Fulfaro, V. & Rossello, E.. 2006b. Cuenca Norte: evolución tectónica y sedimentaria del Carbonífero-Pérmico. *In: Cuencas Sedimentarias de Uruguay: Geología, Paleontología y Recursos Minerales* (Eds. Martínéz, S., Ubilla, M., and Veroslavsky, G.): Paleozoico, 209-256.
- Doe, T. W. & Dott, R. H. 1980. Genetic significance of deformed cross bedding; with examples from the Navajo and Weber sandstones of Utah. *J. Sedim. Res.*, 50, 793-812.
- Elias, A. R. D., De Ros, L. F., & Mizusaki, A. M. P. 2004. Padrões Diagenéticos em Arenitos de Sistemas de Sabkha Costeiros-Eólicos: Um Estudo Comparativo dos

Reservatórios Juruá da Área de Urucu, Bacia do Solimões, AM. *Pesquisas em Geociências*, 31(1), 51-70.

Ernesto, M., Demarco, P. N., Xavier, P., Sanchez, L., Schultz, C. & Piñeiro, G. 2020. Age constraints on the Paleozoic Yaguarí-Buena Vista succession from Uruguay: paleomagnetic and paleontologic information. *Journal of South America Earth Science*, 98, 102489.

Faccini, U. F. 1989. O Permo-Triássico do Rio Grande do Sul. Uma análise sob o ponto de vista das seqüências deposicionais. Unpublished M.Sc Thesis. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 121p.

Fischer, C., Gaupp, R., Dimke, M. & Sill, O. 2007. A 3d High Resolution Model of Bounding Surfaces in Aeolian-Fluvial Deposits: an outcrop analogue study from the Permian Rotliegend, Northern Germany. *Journal of Petroleum Geology*, 30(3), 257-273.

Francischini, H., Dentzien-Dias, P., Lucas, S. G., & Schultz, C. L. 2018. Tetrapod tracks in Permo–Triassic eolian beds of southern Brazil (Paraná Basin). *PeerJ*, 6, e4764.

Francischini, H., Dentzien-Dias, P., Battista, F., Sipp, G. S., Melo, T. P., Scherer, C. M., & Schultz, C. L. 2023. Burrows provided shelter for tetrapods in a Permo-Triassic desert. *Papers in Palaeontology*, 9, e1490.

Fryberger, S. G. & Schenk, C. 1981. Wind sedimentation tunnel experiments on the origins of aeolian strata. *Sedimentology*, 28(6), 805-821

Galloway, W. E. & Hobday, D. K. 1996. *Terrigenous clastic depositional systems: applications to fossil fuel and groundwater resources*. Springer Science & Business Media.

Gibbs, M.T.; Rees, P.M; Kutzbach, J.E; Ziegler, A.M; Behling, P.J & Rowley, D.B. 2002. Simulations of Permian Climate and Comparisons with Climate-Sensitive Sediments. *The Journal of Geology*, v. 110, p. 33-55.

Glennie, K., & Hurst, A. 2007. Fluidization and associated soft-sediment deformation in eolian sandstones: Hopeman Sandstone (Permian), Scotland, and Rotliegend, North Sea. *in* Sand injectites: Implications for hydrocarbon exploration and production (Eds. A. Hurst & J. Cartwright), AAPG Memoir, 87, p. 245-252.

- Hartmann, L. A., Pertille, J., Bicca, M. M., Santos, C. B., Johnner, M., & Cerva-Alves, T. 2022. Silicification, fracturing and steam venting of Botucatu paleodunes in the Early Cretaceous. *Journal of South America Earth Science.*, 118, 103924.
- KOCUREK, G. & HAVHOLM, K.G. 1993. Eolian sequence stratigraphy - a conceptual framework. In: Weimer, P. & Posamentier, H.W. (Eds.). *Siliciclastic sequence stratigraphy: recent developments and applications*. Soc. Econ. Paleont. Miner. Special publication, v. 52, p.393-409.
- Hayes, D. A., Timmer, E. R., Deutsch, J. L., Ranger, M. J. & Gingras, M. K. 2017. Analyzing dune foreset cyclicity in outcrop with photogrammetry. *Journal of Sedimentary Research*, 87(1), 66-74.
- Helwig, J. 1970. Slump folds and early structures, northeastern Newfoundland Appalachians. *The Journal of Geology*, 78(2), 172-187.
- Heward, A. P., Schofield, P. & Gluyas, J. G. 2003). The Rotliegend reservoir in Block 30/24, UK Central North sea: including the argyll (renamed Ardmore) and innes Fields. *Petroleum Geoscience*, 9(4), 295-307.
- Holz, M., Kuchle, J., Philipp, R. P., Bischoff, A. P. & Arima, N. 2006. Hierarchy of tectonic control on stratigraphic signatures: base-level changes during the Early Permian in the Paraná Basin, southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 22(3-4), 185-204.
- Holzer, T. L. & Clark, M. M. 1993. Sand boils without earthquakes. *Geology*, 21, 873-876.
- Horn, B. L. D., Oliveira, A. A., Simões, M. S., Besser, M. L., & Araújo, L. L. D. 2022. Mapa geológico da bacia do Paraná. SGB-CPRM, 1:1,000,000.
- Horowitz, D. H. 1982. Geometry and origin of large-scale deformation structures in some ancient wind-blown sand deposits. *Sedimentology*, 29(2), 155-180.
- Howell, J.; Mountney, N. 2001. Aeolian grain flow architecture: hard data for reservoir models and implications for red bed sequence stratigraphy. *Petroleum Geoscience*, v. 7, n. 1, p. 51-56.
- Hunter, R. E., & Rubin, D. M. 1983. Interpreting cyclic crossbedding, with an example from the Navajo Sandstone. In *Developments in sedimentology* (Vol. 38, pp. 429-454). Elsevier.

- Hunter, R. E. 1977. Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology*, 24(3), 361-387.
- Hurst, A., & Cartwright, J. 2007. Relevance of sand injectites to hydrocarbon exploration and production.
- Hurst, A., Scott, A., & Vigorito, M. 2011. Physical characteristics of sand injectites. *Earth-Science Reviews*, 106(3-4), 215-246.
- James, M. R. & Robson, S. 2012. Straightforward reconstruction of 3D surfaces and topography with a camera: Accuracy and geoscience application. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 117(F3).
- Jerram, D. A. & Stollhofen, H. 2002. Lava–sediment interaction in desert settings; are all peperite-like textures the result of magma–water interaction?. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 114(1-2), 231-249.
- Kocurek, G., & Hunter, R. E. 1986. Origin of polygonal fractures in sand, uppermost Navajo and Page Sandstones, Page, Arizona. *Journal of Sedimentary Research*, 56(6), 895-904.
- Kocurek, G. 1991. Interpretation of ancient eolian sand dunes. *Annual review of Earth and planetary sciences*, 19(1), 43-75.
- Kocurek, G., Carr, M., Ewing, R., Havholm, K. G., Nagar, Y. C. & Singhvi, A. K. (2007). White Sands Dune Field, New Mexico: age, dune dynamics and recent accumulations. *Sedimentary Geology*, 197, 313-331.
- Kocurek, G. 1981. Significance of interdune deposits and bounding surfaces in aeolian dune sands. *Sedimentology*, 28(6), 753-780.
- Kocurek, G., Havholm, K. G., Deynoux, M. A. X. & Blakey, R. C. 1991. Amalgamated accumulations resulting from climatic and eustatic changes, Akchar Erg, Mauritania. *Sedimentology*, 38(4), 751-772.
- Kocurek, G. A. 1996. Desert aeolian systems, p. 125–153. *Sedimentary environments: Processes, facies and stratigraphy, Third edition. Blackwell Science*.
- Lavina, E.L.C.; Faccini, U.F. & Ribeiro, H.J.S. 1993. A Formação Pirambóia (Permo-Triássico) no Estado do Rio grande do Sul. *Acta Geológica Leopoldensia*, 38 (1): 179-197.

- Li, Y., Craven, J., Schweig, E. S. & Obermeier, S. F. 1996. Sand boils induced by the 1993 Mississippi River flood: Could they one day be misinterpreted as earthquake-induced liquefaction?. *Geology*, 24, 171-174.
- Liesa, C. L., Rodríguez-López, J. P., Ezquerro, L., Alfaro, P., Rodríguez-Pascua, M. Á., Lafuente, P., Arlengui, Luís & Simón, J. L. 2016. Facies control on seismites in an alluvial–aeolian system: The Pliocene dunefield of the Teruel half-graben basin (eastern Spain). *Sedimentary Geology*, 344, 237-252.
- Logan, W. E. 1863. *Report of Progress from its Commencement to 1863* (Vol. 1). Dawson brothers.
- Loope, D. B. & Rowe, C. M. 2003. Long-lived pluvial episodes during deposition of the Navajo Sandstone. *The Journal of Geology*, 111(2), 223-232.
- Loope, D. B., Mason, J. A. & Dingus, L. 1999. Lethal sandslides from eolian dunes. *The Journal of geology*, 107(6), 707-713.
- Loope, D. B., Rowe, C. M. & Joeckel, R. M. 2001. Annual monsoon rains recorded by Jurassic dunes. *Nature*, 412, 64-66.
- Loope, D. B., & Rowe, C. M. 2003. Long-lived pluvial episodes during deposition of the Navajo Sandstone. *The Journal of Geology*, 111(2), 223-232.
- Loope, D. B., Elder, J. F., Zlotnik, V. A., Kettler, R. M., & Pederson, D. T. 2013. Jurassic earthquake sequence recorded by multiple generations of sand blows, Zion National Park, Utah. *Geology*, 41, 1131-1134.
- Lowe, D. R. 1975. Water escape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology*, 22, 157-204.
- Machado, J. L. F. 2005. *Compartimentação espacial e arcabouço hidroestratigráfico do sistema aquífero Guarani no Rio Grande do Sul*. PhD Thesis.
- Maltman, A. J. 1987. Shear zones in argillaceous sediments—an experimental study. *Geological Society, London, Special Publications*, 29(1), 77-87.
- Martins, C. M. S., Cerqueira, J. R., Ribeiro, H. J. P., Garcia, K. S., da Silva, N. N., & Queiroz, A. F. D. S. 2020. Evaluation of thermal effects of intrusive rocks on the kerogen present in the black shales of Irati Formation (Permian), Paraná Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 100, 102559.

- Martins, C. M. S., Cerqueira, J. R., Celino, J. J., Ribeiro, H. J. P. S., Garcia, K. S., de Oliveira, O. M. C. & Queiroz, A. F. D. S. 2022. Burial history and thermal maturity of the atypical petroleum system of the Paraná Basin (Irati and Ponta Grossa formations), Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 120, 104087.
- McKEE, E. D., Douglass, J. R. & Rittenhouse, S. 1971. Deformation of lee-side laminae in eolian dunes. *Geological Society of America Bulletin*, 82(2), 359-378.
- Melvin, J. & Heine, C. J. 2004. Sequence stratigraphy of an eolian gas sand: layering in the Permian Unayzah-A reservoir at south Ghawar, eastern Saudi Arabia. *GeoArabia*, 9(1), 103.
- Miall, A. D. 1999. In defense of facies classifications and models. *Journal of Sedimentary Research*, 69(1).
- Milani, E. J. & De Wit, M. J. 2008. Correlations between the classic Paraná and Cape–Karoo sequences of South America and southern Africa and their basin infills flanking the Gondwanides: du Toit revisited. *Geological Society, London, Special Publications*, 294(1), 319-342.
- Milani, E. J. & Ramos, V. A. 1998. Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, 28(4), 473-484.
- Milani, E.J. 1997. Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Tese de Doutorado, 255 p.
- Moretti, M. 2000. Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in middle-late Pleistocene aeolian deposits (Apulian foreland, southern Italy). *Sedimentary Geology*, 135, 167-179.
- Mountney, N. P. & Thompson, D. B. 2002. Stratigraphic evolution and preservation of aeolian dune and damp/wet interdune strata: an example from the Triassic Helsby Sandstone Formation, Cheshire Basin, UK. *Sedimentology*, 49(4), 805-833.
- Mountney, N. P. 2006. Periodic accumulation and destruction of aeolian erg sequences in the Permian Cedar Mesa Sandstone, White Canyon, southern Utah, USA. *Sedimentology*, 53(4), 789-823.

- Mountney, N. P. 2012. A stratigraphic model to account for complexity in aeolian dune and interdune successions. *Sedimentology*, 59(3), 964-989.
- Nespoli, M., Todesco, M., Serpelloni, E., Belardinelli, M. E., Bonafede, M., Marcaccio, M., Rinaldi, A. P., Anderlini, L. & Gualandi, A. 2016. Modeling earthquake effects on groundwater levels: evidences from the 2012 Emilia earthquake (Italy). *Geofluids*, 16, 452-463.
- Nichols, R. J., Sparks, R. S. J., & Wilson, C. J. N. 1994. Experimental studies of the fluidization of layered sediments and the formation of fluid escape structures. *Sedimentology*, 41, 233-253.
- Norris, R. D., Firth, J., Blusztajn, J. S. & Ravizza, G. 2000. Mass failure of the North Atlantic margin triggered by the Cretaceous-Paleogene bolide impact. *Geology*, 28(12), 1119-1122.
- North, C. P. & Prosser, D. J. 1993. Characterization of fluvial and aeolian reservoirs: problems and approaches. *Geological Society, London, Special Publications*, 73(1), 1-6.
- Nuttli, O. W. 1983. Empirical magnitude and spectral scaling relations for mid-plate and plate-margin earthquakes. *Tectonophysics*, 93(3-4), 207-223.
- Obermeier, S.F. 2009 Using liquefaction-induced and other soft-sediment features for paleoseismic analysis. In: *Paleoseismology* (Ed. McCalpin, J.P.), 2, pp. 487–564. Elsevier, New York, NY.
- Owen, G. & Moretti, M. 2011 Identifying triggers for liquefaction-induced soft-sediment deformation in sands. *Sedimentary Geology*, 235, 141–147.
- Owen, G., Moretti, M. & Alfaro, P. 2011 Recognising triggers for soft-sediment deformation: Current understanding and future directions. *Sedimentary Geology*, 235, 133–140.
- Owen, G. 1987. Deformation processes in unconsolidated sands. *Geological Society, London, Special Publications*, 29(1), 11-24.
- Owen, G. 1995. Soft-sediment deformation in upper Proterozoic Torridonian sandstones (Applecross Formation) at Torridon, northwest Scotland. *Journal of Sedimentary Research.*, 65, 495-504.

- Owen, G. 1996. Experimental soft-sediment deformation: structures formed by the liquefaction of unconsolidated sands and some ancient examples. *Sedimentology*, 43, 279-293.
- Paim, P. S. & Scherer, C. M. 2007. High-resolution stratigraphy and depositional model of wind-and water-laid deposits in the ordovician Guaritas rift (Southernmost Brazil). *Sedimentary Geology*, 202(4), 776-795.
- Parrish, J. T., Ziegler, A. M. & Scotese, C. R. 1982. Rainfall patterns and the distribution of coals and evaporites in the Mesozoic and Cenozoic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 40(1-3), 67-101.
- Petry, K., Jerram, D. A., Delia del Pilar, M. & Zerfass, H. 2007. Volcanic-sedimentary features in the Serra Geral Fm., Paraná Basin, southern Brazil: Examples of dynamic lava-sediment interactions in an arid setting. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 159(4), 313-325.
- Pettijohn, F. J., Potter, P. E., Siever, R., Pettijohn, F. J., Potter, P. E. & Siever, R. 1972. Petrographic classification and glossary. *Sand and Sandstone*, 149-174.
- Piñeiro, G., Marsicano, C. & Lorenzo, N. 2007. A new temnospondyl from the Permo-Triassic Buena Vista Formation of Uruguay. *Palaeontology*, 50, 627-640.
- Piñeiro, G., Rojas, A. & Ubilla, M. 2004. A new procolophonoid (Reptilia, Parareptilia) from the Upper Permian of Uruguay. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 24, 814-821.
- Piñeiro, G., Verde, M., Ubilla, M. & Ferigolo, J. 2003. First basal synapsids ("pelycosaurs") from the Upper Permian-? Lower Triassic of Uruguay, South America. *Journal of Paleontology*, 77, 389-392.
- Porta, F. P.; Piioppo, J. S.; Marziotto, W. H.; Kempa, P. R. 1985. Memoria explicativa de la carta geológica del Uruguay a la escala 1:500.000. Montevideo: Ministerio de industria y energía. Dirección nacional de minería y geología.
- Prothero, D. R. 2013. *Bringing fossils to life: An introduction to paleobiology*. Columbia University Press.
- Ramos, A. S.; Rodrigues, L.F.; de Araujo, G.E.; Pozocco, C.T.M.; Ketzer, J.M.M.; Heemann, R. & Lourega, R.V. 2015. Geochemical Characterization of Irati And Palermo Formations (Paraná Basin-Southern Brazil) for Shale Oil/Gas Exploration. *Energy Technology*, v. 3, n. 5, p. 481–487.

Rettger, R. E. 1935. Experiments on soft-rock deformation. *AAPG Bulletin*, 19(2), 271-292

Rodrigues, A. D. 2014. Caracterização faciológica e estratigráfica dos depósitos Flúvio-eólicos da Formação Pirambóia, permo-triássico da Bacia do Paraná, Oeste do Rio Grande. Unpublished M.Sc. Thesis. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 114 p.

Rodríguez-López, J. P., & Wu, C. 2020. Recurrent deformations of aeolian desert dunes in the cretaceous of the South China Block: Trigger mechanisms variability and implications for aeolian reservoirs. *Marine and Petroleum Geology*, 119, 104483.

Rodríguez-Pascua, M. A., Silva, P. G., Pérez-López, R., Giner-Robles, J. L., Martín-González, F. & Del Moral, B. 2015. Polygenetic sand volcanoes: On the features of liquefaction processes generated by a single event (2012 Emilia Romagna 5.9 Mw earthquake, Italy). *Quaternary international*, 357, 329-335.

Ross, J. A., Peakall, J. & Keevil, G. M. 2011. An integrated model of extrusive sand injectites in cohesionless sediments. *Sedimentology*, 58, 1693-1715.

Ross, J. A., Peakall, J. & Keevil, G. M. 2014. Facies and flow regimes of sandstone-hosted columnar intrusions: insights from the pipes of Kodachrome Basin State Park. *Sedimentology*, 61, 1764-1792.

Rossetti, D. F. & Góes, A. M. 2000. Deciphering the sedimentological imprint of paleoseismic events: an example from the Aptian Codó Formation, northern Brazil. *Sedimentary Geology*, 135, 137-156.

Scherer, C. M. & Goldberg, K. 2010. Cyclic cross-bedding in the eolian dunes of the Sergi Formation (Upper Jurassic), Recôncavo Basin: Inferences about the wind regime. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 296(1-2), 103-110.

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

Scherer, C. M. D. S., Lavina, E. L. C., Reis, A. D. D. & Horn, B. L. D. 2021. Estratigrafia da sucessão sedimentar mesozoica da Bacia do Paraná no Rio Grande do Sul. In: Jelinek, A. R., Sommer C. A. *Contribuições à Geologia do Rio Grande do Sul e Santa Catarina*, Compasso Lugar-Cultura. 2021:289-304

- Scherer, C. M., Reis, A. D., Horn, B. L., Bertolini, G., Lavina, E. L., Kifumbi, C. & Aguilar, C. G. 2023. The stratigraphic puzzle of the permo-mesozoic southwestern Gondwana: the Paraná Basin record in geotectonic and palaeoclimatic context. *Earth-Science Reviews*, 240, 104397.
- Scotese, C. R., Song, H., Mills, B. J. & van der Meer, D. G. 2021. Phanerozoic paleotemperatures: The earth's changing climate during the last 540 million years. *Earth-Science Reviews*, 215, 103503.
- Seilacher, A. 1969. Fault-graded beds interpreted as seismites. *Sedimentology*, 13(1-2), 155-159.
- Shanmugam, G. 2016. The seismite problem. *Journal of Palaeogeography*, 5(4), 318-362.
- Shanmugam, G. 2017. The fallacy of interpreting SSDS with different types of breccias as seismites amid the multifarious origins of earthquakes: Implications. *Journal of Palaeogeography*, 6(1), 12-44.
- Simms, M. J. 2003. Uniquely extensive seismite from the latest Triassic of the United Kingdom: Evidence for bolide impact?. *Geology*, 31, 557-560.
- Slatt, R. M. 2013. Eolian (Windblown) Deposits and Reservoirs. In *Developments in Petroleum Science*. Vol. 61, pp. 371-399.
- Stewart, A. D. 1963. On certain slump structures in the Torridonian sandstones of Applecross. *Geological Magazine*, 100(3), 205-218.
- Strömbäck, A., Howell, J. A. & Veiga, G. D. 2005. The transgression of an erg—sedimentation and reworking/soft-sediment deformation of aeolian facies: the Cretaceous Troncoso Member, Neuquén Basin, Argentina. *Geological Society, London, Special Publications*, 252(1), 163-183.
- Taggart, S., Hampson, G. J. & Jackson, M. D. 2010. High-resolution stratigraphic architecture and lithological heterogeneity within marginal aeolian reservoir analogues. *Sedimentology*, 57(5), 1246-1279.
- Terry Jr, D. O., Chamberlain Jr, J. A., Stoffer, P. W., Messina, P. & Jannett, P. A. 2001. Marine Cretaceous-Tertiary boundary section in southwestern South Dakota. *Geology*, 29(11), 1055-1058.

- Terzaghi, C. 1925. Principles of soil mechanics: V-physical differences between sand and clay. *Engineering News Record*, 96, 912-915.
- Tohver, E., Schmieder, M., Lana, C., Mendes, P. S., Jourdan, F., Warren, L. & Riccomini, C. 2018. End-Permian impactogenic earthquake and tsunami deposits in the intracratonic Paraná Basin of Brazil. *GSA Bulletin*, 130, 1099-1120.
- Uličný, D. 2004. A drying-upward aeolian system of the Bohdašín Formation (Early Triassic), Sudetes of NE Czech Republic: record of seasonality and long-term palaeoclimate change. *Sedimentary Geology*, 167(1-2), 17-39.
- van Loon, A.J. 2009 Soft-sediment deformation structures in siliciclastic sediments: an overview. *Geologos*, 15, 3–55.
- Waichel, B. L., Scherer, C. M. & Frank, H. T. 2008. Basaltic lava flows covering active aeolian dunes in the Paraná Basin in southern Brazil: Features and emplacement aspects. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 171(1-2), 59-72.
- Waldron, J. W. & Gagnon, J. F. 2011. Recognizing soft-sediment structures in deformed rocks of orogens. *Journal of Structural Geology*, 33(3), 271-279.
- Walkden, G., Parker, J. & Kelley, S. 2002. A Late Triassic impact ejecta layer in southwestern Britain. *Science*, 298(5601), 2185-2188.
- Walker, R. G., 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: Walker, R. G. & James N. P. (Editors). *Facies Models - Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada, Ontario, Canada
- Wesnousky, S. G. & Leffler, L. M. 1992. The repeat time of the 1811 and 1812 New Madrid earthquakes: A geological perspective. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82(4), 1756-1785.
- Wheatley, D. F., Chan, M. A. & Sprinkel, D. A. 2016. Clastic pipe characteristics and distributions throughout the Colorado Plateau: Implications for paleoenvironment and paleoseismic controls. *Sedimentary Geology*, 344, 20-33.
- Wilson, I. G. 1972. Aeolian bedforms—their development and origins. *Sedimentology*, 19(3-4), 173-210.

Yan, N., Colombero, L., Cosgrove, G. I., & Mountney, N. P. 2024. A 3D forward stratigraphic model of aeolian dune evolution for prediction of lithofacies heterogeneity. *Computers & Geosciences*, 187, 105594.

Yemane, K. 1993. Contribution of Late Permian palaeogeography in maintaining a temperate climate in Gondwana. *Nature*, 361(6407), 51-54.

Zalán, P. V., Wolff, S. J. C. J., Conceição, J. D. J., Marques, A., Astolfi, M. A. M., Vieira, I. S., Appi V.T. & Zanotto, O. A. 1990. Bacia do Paraná. *Origem e evolução das bacias sedimentares*, 135-168.

COMPROVANTE DE SUBMISSÃO DO ARTIGO CIENTÍFICO

Sedimentology - Manuscript ID SED-2024-OA-123

Elaine Richardson <onbehalf@manuscriptcentral.com>
to me, claiton.scherer, ezequielsoza, rossano.michel, goulart.rodrigues, fabio.jones, goso

17-Jun-2024

Mon, Jun 17, 3:14 PM (1 day ago)

Dear Mr. Schäffer Sipp:

Your manuscript entitled "Soft sediment deformation structures in a wet aeolian system: a case study of the Late Permian, Buena Vista Formation, Paraná-Norte Basin" has been successfully submitted online and is presently being given full consideration for publication in Sedimentology.

Your manuscript ID is SED-2024-OA-123.

Please quote the above manuscript ID in all future correspondence. If you have an existing user account for Sedimentology and there have been any changes to your contact details since you last used the website, please log in to Manuscript Central at <https://mc.manuscriptcentral.com/sed> and edit your user information as appropriate.

You can also view the status of your manuscript at any time by checking your Author Center after logging in to <https://mc.manuscriptcentral.com/sed>.

This journal offers several license options, information about these is available here: <https://authorservices.wiley.com/author-resources/Journal-Authors/licensing/index.html>. All co-authors are required to confirm that they have the necessary rights to grant the submission, including in light of each co-author's funder policies. For example, if you or one of your co-authors received funding from a member of Coalition S, you may need to check which licenses you are able to sign.

Thank you for submitting your manuscript to Sedimentology.

Yours sincerely
Elaine Richardson
Editorial Office Manager
Sedimentology

Submission Confirmation



Thank you for your submission

Submitted to

Sedimentology

Manuscript ID

SED-2024-OA-123

Title

Soft sediment deformation structures in a wet aeolian system: a case study of the Late Permian, Buena Vista Formation, Paraná-Norte Basin

Authors

Schäffer Sipp, Gabriel
Scherer, Claiton
de Souza, Ezequiel
Dalla Lana Michel, Rossano
Rodrigues, Amanda
Jones, Fábio
Goso, Cesar

Date Submitted

17-Jun-2024

ARTIGO CIENTÍFICO

Soft sediment deformation structures in a wet aeolian system: a case study of the Late Permian, Buena Vista Formation, Paraná-Norte Basin

Gabriel Schäffer Sipp^{*}, Claiton Marlon Dos Santos Scherer^{*}, Ezequiel Galvão De Souza [†], Rossano Dalla Lana Michel^{*}, Amanda Goulart Rodrigues^{*}, Fábio Herbert Jones^{*}, César Goso Aguilar [‡]

^{*} *Instituto de Geociências - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 90040-060, Brazil*

[†] *Instituto de Geociências - Universidade Federal do Pampa, Caçapava do Sul, 96570-000, Brazil*

[‡] *Facultad de Ciencias, Universidad de la Republica, 11200, Uruguay*

gschaffersipp@gmail.com

ABSTRACT

Soft sediment deformation structures (SSDS) are common in aeolian environments. However, examples of these structures in wet aeolian systems are limited mainly within the Navajo and Entrada sandstones in the USA. The Buena Vista Formation in the Paraná-Norte Basin, composed of fluvial and aeolian deposits, shows distinct morphotypes of SSDS. Active SSDS morphotypes within the Buena Vista Formation include sand blows, irregular injection structures, complex recumbent folds, massive beds, sheet slumps, and convolute folded strata. Passive structures encompass simple recumbent folds, intra-set convolute strata, foundering beds, and syn-sedimentary faults. These SSDS exhibit cross-cutting relationships with the undeformed strata, allowing the geometrical reconstruction and the establishment of a succession of events. The succession enables a comprehensive understanding of the driving forces and the triggers involved in the SSDS formation. These unique features within the Buena Vista Formation make it an exemplary case for understanding SSDS in wet aeolian systems and for evaluating the role of driving forces. The formation of active SSDS was influenced by pressure build-up during paleoearthquake shaking when the phreatic level was high. Seismic shock activity is inferred through considerations such as size, vertical recurrence, and similar morphology to seismic-related SSDS as described in the existing literature. This interpretation is supported by the geotectonic context during the Buena Vista Formation deposition, coinciding with the accretion of the Patagonia Terrane to Southwest Gondwana. Near the active SSDS, passive deformation processes occurred. However, the morphology and mechanical behaviour of these passive deformation structures are directly linked to the

volume of water occupying the intergranular pore space. This relationship reflects the behaviour of the water table in wet aeolian systems, where the phreatic level serves as the primary determinant for the triggering of deformation processes.

Keywords: Injection structures, Recumbent folds, Seismites, Paleoearthquake, Sand blows

INTRODUCTION

Saturated, loosely packed, fine to medium-grained sediments are prone to deform through seepage, liquefaction and fluidization mechanisms (Obermeier, 2009; Owen & Moretti, 2011) generating a series of soft-sediment deformation structures (SSDS). These mechanisms arise from the interaction between the fluid and granular particles. In seepage, the fluid movement results in negligible drag, which promotes slow adjustments of particles (Lowe, 1975). In contrast, during liquefaction, the grain framework collapses due to a loss of shear strength, which is related to the build-up of intergranular fluid pressure. This pressure increase promotes a transitory state of particle suspension (Terzaghi, 1947). During fluidization, a rapid vertical fluid flow causes the elutriation of particles, putting them in suspension and carrying it upwards (Lowe, 1975).

The resulting SSDS are widespread in the sedimentary record, described in units of all ages and depositional systems. In the last two decades, research on this topic in continental aeolian systems has grown, covering several basins in different paleogeographic conditions. Some of the best-studied localities are Navajo (Bryant & Miall, 2010; Loope *et al.*, 2013; Bryant *et al.*, 2016; Wheatley *et al.*, 2016; Bryant *et al.*, 2016; Chan *et al.*, 2020) and Entrada Sandstone in the USA (Chan *et al.*, 2007; Ross *et al.*, 2014; Chan & Bruhn, 2014). In the aeolian system, soft-sediment deformation is promoted by several driving forces capable of reducing the sediment shear strength. The main driving forces frequently invoked are gravitational instabilities related to slopes (Loope *et al.*, 1999; Loope *et al.*, 2001; Glennie & Hurst, 2007; Chan *et al.*, 2020; Rodríguez-López & Wu, 2021), presence of a reverse density gradient (Liesa *et al.*, 2016), unequal loading on the sediment-water interface (Bryant *et al.*, 2016), shearing caused by surficial currents (Allen & Banks, 1972), or by the effect of chemical and biological processes (Christofolletti *et al.*, 2021; Rodríguez-López & Wu, 2021). For deformation to occur, it needs to be initiated by an endogenic or exogenic trigger. The trigger is capable of increase the pressure build-up necessary to promote deformation. Common exogenic triggers include seismic events (Chan *et al.*, 2007; Loope *et al.*, 2013; Ross *et al.*, 2014, Chan & Bruhn, 2014; Wheatley *et al.*, 2016; Chan *et al.*, 2020; Rodríguez-López & Wu, 2021), bolide impacts (Tohver *et al.*, 2018), and magmatism (Alessandretti *et al.*, 2023). In aeolian settings, the endogenic triggers are commonly generated through interaction with other

depositional systems like lacustrine and marine. In these settings, deformation can start by the action of tides and shoaling waves in coastal aeolian settings (Cojan & Thiry, 1992; Strömbäck *et al.*, 2016) or by flooding associated with lacustrine systems in continental settings (Glennie & Hurst, 2007).

In Brazil, different aeolian successions of the Paraná Basin present a wide range of SSDS, in the form of tracks and undertracks (Francischini *et al.*, 2018; Christofolletti *et al.*, 2021), slumps (Scherer & Lavina, 2005), hot vents and bowls (Hartmann *et al.*, 2022), and structures formed by sediment-lava interaction (Petry *et al.*, 2007). These examples occur in the Pirambóia, Guará, and Botucatu formations. Despite the growth of these studies in the aeolian successions within the basin, one of the most intriguing SSDS examples remains unstudied. The Buena Vista Formation is a wet aeolian system with a range of fluidization and liquefaction-related structures, that has millimetric to decametric lateral and vertical extensions. The lack of interaction with other depositional systems in the deformational horizon and the abundant morphological types of SSDS make this example unique in the record. Given the great variety and complexity of SSDS within these aeolian systems, there is still a gap in knowledge especially in wet aeolian systems where the examples are still geographically restricted.

This study seeks to uncover the trigger mechanisms that produce deformation in wet aeolian depositional environments, emphasizing the role of internal driving forces of these systems, using the Buena Vista Formation as an example. We detailed four localities within the formation in Brazil and Uruguay, through stratigraphical logging and geometrical descriptions from orthomosaics. From that, the trigger analyses were made following Owen *et al.* (2011) procedures. The described SSDS include massive beds, pipes, mounds, sand blows, complex recumbent folds, sheet folds, and convolute strata.

GEOLOGICAL SETTING:

The Paraná Basin is a successor basin characterised by a highly fragmented register controlled mainly by the reactivation of basement lineaments during the depositional history of the basin (Scherer *et al.*, 2023). The basin infill is composed of sedimentary and volcanic rocks aged from Ordovician to Cretaceous, showing episodes of aridification in the Late Permian, Middle Jurassic, Late Jurassic, and Early Cretaceous. The Norte basin corresponds to the southwest extension of the Paraná Basin in the Uruguayan territory (De Santa Ana *et al.*, 2006b).

The Buena Vista Formation represents the final depositional phase of a large intracratonic sag basin. However, the abnormal added thickness of the Late Permian units

suggests the presence of a flexural component, which was responsible for the increased accumulation space available during the Late Permian (Milani & Ramos, 1998; Milani & de Wit, 2008). The deposition of the Buena Vista Formation occurred in conditions of intraplate tectonic movements (De Santa Ana, 2006b) and high moisture input caused by a monsoonal climatic regime (Rodrigues 2014; Scherer *et al.*, 2023).

The Buena Vista Formation comprises two members. The basal Colonia Orozco Member is restricted to Uruguay and is composed of supercritical fluvial sandstones, characterised by the occurrence of conglomerates with a fossil assemblage constituted of synapsids (Piñero, 2003), diapsids (Piñero *et al.*, 2004), temnospondylis (Piñero *et al.*, 2007) and procolophonoids (Piñero *et al.*, 2004). The fossil and paleomagnetic data suggest a Lopingian age (Ernesto *et al.*, 2020).

The upper Cerro Conventos Member is composed of aeolian sandstones interbedded with fluvial channels, which shows a drying-upward trend marked by the diminution in frequency of fluvial units and increase in thickness of aeolian dune bedforms (Rodrigues, 2014). The aeolian sandstones are characterised by the occurrence of helicoidal vertebrate burrows and tracks in the Paraná Basin, which are attributed to basal synapsids (Francischini *et al.*, 2018; Francischini *et al.*, 2023). The uppermost exposures of this unit exhibit soft-sediment deformation structures, which are restricted to the aeolian deposits (Scherer *et al.*, 2023). Previous work in this region associated the SSDS occurrence with “seismites” (Faccini, 1989) or gravitational collapse structures (Rodrigues, 2014). However, the interpretation of the trigger mechanisms in these associations relies solely on the morphological aspects within the SSDS.

MATERIALS AND METHODS:

Four outcrops were selected after a regional mapping of soft sediment deformation structures within the Buena Vista Formation (Fig. 1). The criteria used were the variety and preservation of these structures. The specific location of these outcrops will be detailed in the results section. Stratigraphical logs ($n = 3$, scale = 1:50) were surveyed in the undeformed strata adjacent to these structures wherever present and preserved. A photogrammetrical survey was taken using an unmanned aerial vehicle DJI Mavic Pro 2 equipped with Hasselblad L1D-20c camera (focal aperture: 10.26 mm; 20 MP). The photos show a minimum overlap of 60%, for correct geometrical reconstruction of the outcrops. The orthomosaics were reconstructed through Sfm-Mvs methodology (Carrivick *et al.*, 2016) using Agisoft Metashape (® Agisoft). These orthomosaics were used to describe interpretative panels wherever the geometrical relationships between deformation and facies were evidenced.

Individual deformed structures were analysed additionally to the facies to reconstruct the past morphology and elucidate the time relationships related to the formation of these structures, as well as the depositional conditions during deformation. From that, the trigger analyses were made through a three-stage approach where endogenic and exogenic triggers were identified and validated through facies, trigger, and criteria approach, following Owen *et al.* (2011).

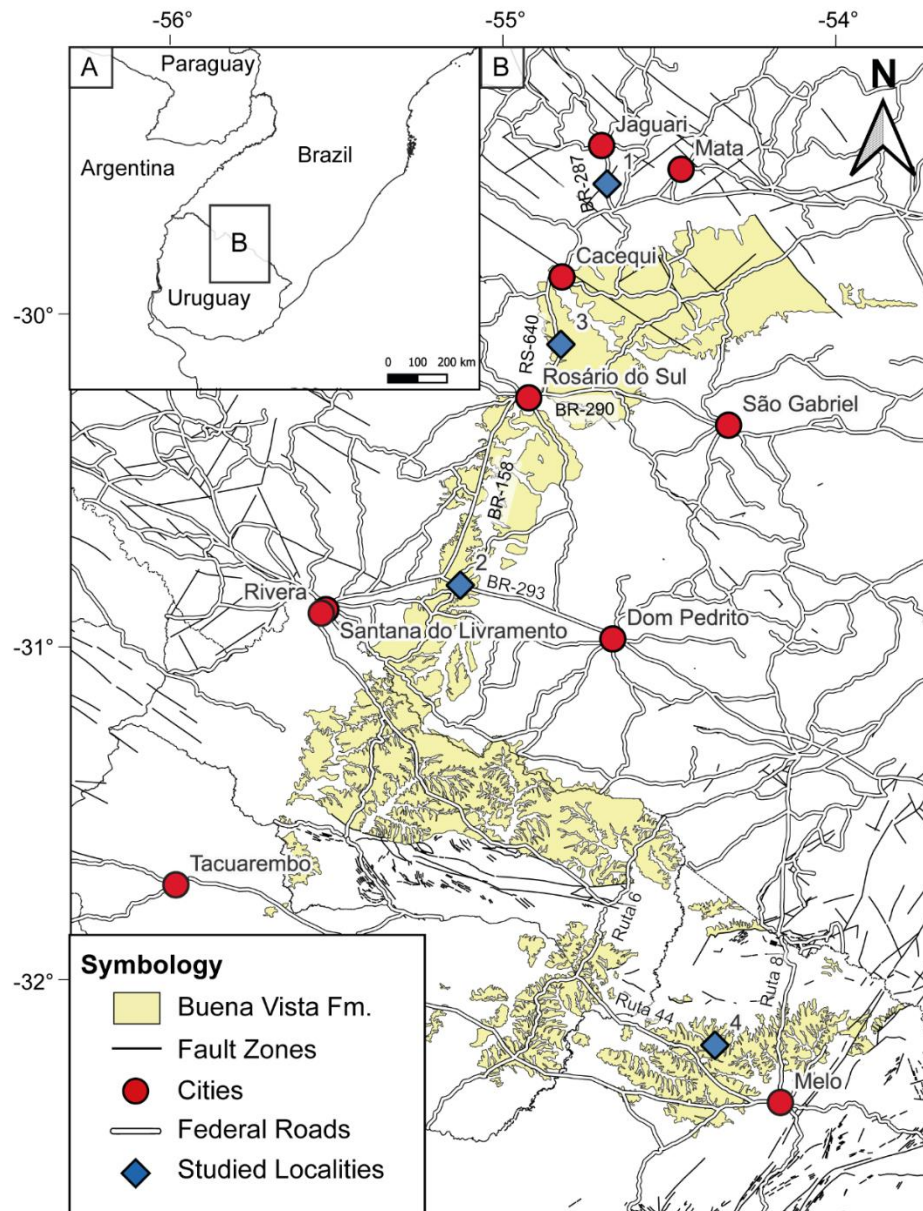


Fig 1: Study area. (A) Study Area location within the southeast South-America. (B) Location of the Buena Vista Formation and the studied outcrops, with the main regional fault-zones (after: De Santa Ana, 2006a; 2006b; Horn *et al.*, 2022; Scherer *et al.*, 2023).

RESULTS

In the four chosen localities, the outcrops are characterised by well-sorted, well-rounded, fine to medium-grained sandstone, organised in tangential cross-bedded sets. These sets are composed of wind-ripple lamination and grain flow strata, interpreted as residual deposits of aeolian dunes (De Santa Ana *et al.*, 2006a; Rodrigues, 2014; Scherer *et al.*, 2023). Corrugated surfaces often separated these sets, showing cusps from 2 to 10 cm high, with spacing ranging from 20 to 40 cm (Stokes surfaces; Fryberger *et al.*, 1988), indicating a wet aeolian system.

In relation to the SSDS, these outcrops show a range of different morphologies and quantities of these structures. The first locality is the most complete record of SSDS within the Buena Vista Formation, with a horizon containing nearly 100 m of laterally continuous SSDS. While the other localities are minor outcrops with shorter expositions, which are selected due to the distinct morphologies of SSDS. The analysed outcrops will be detailed below, with focus on the description and interpretation of these relationships using orthomosaics.

Locality 1:

Description: Locality 1 is the northernmost outcrop of the Buena Vista Formation in Rio Grande do Sul State, Brazil. The outcrop has a SE-NW orientation parallel to the BR-287 highway, located near Jaguari town. It reaches a vertical thickness of 14.5 m and extends laterally for over 350 m. The interpreted section (Fig. 2A) presents a change in the deformational styles from the northwest to southeast direction.

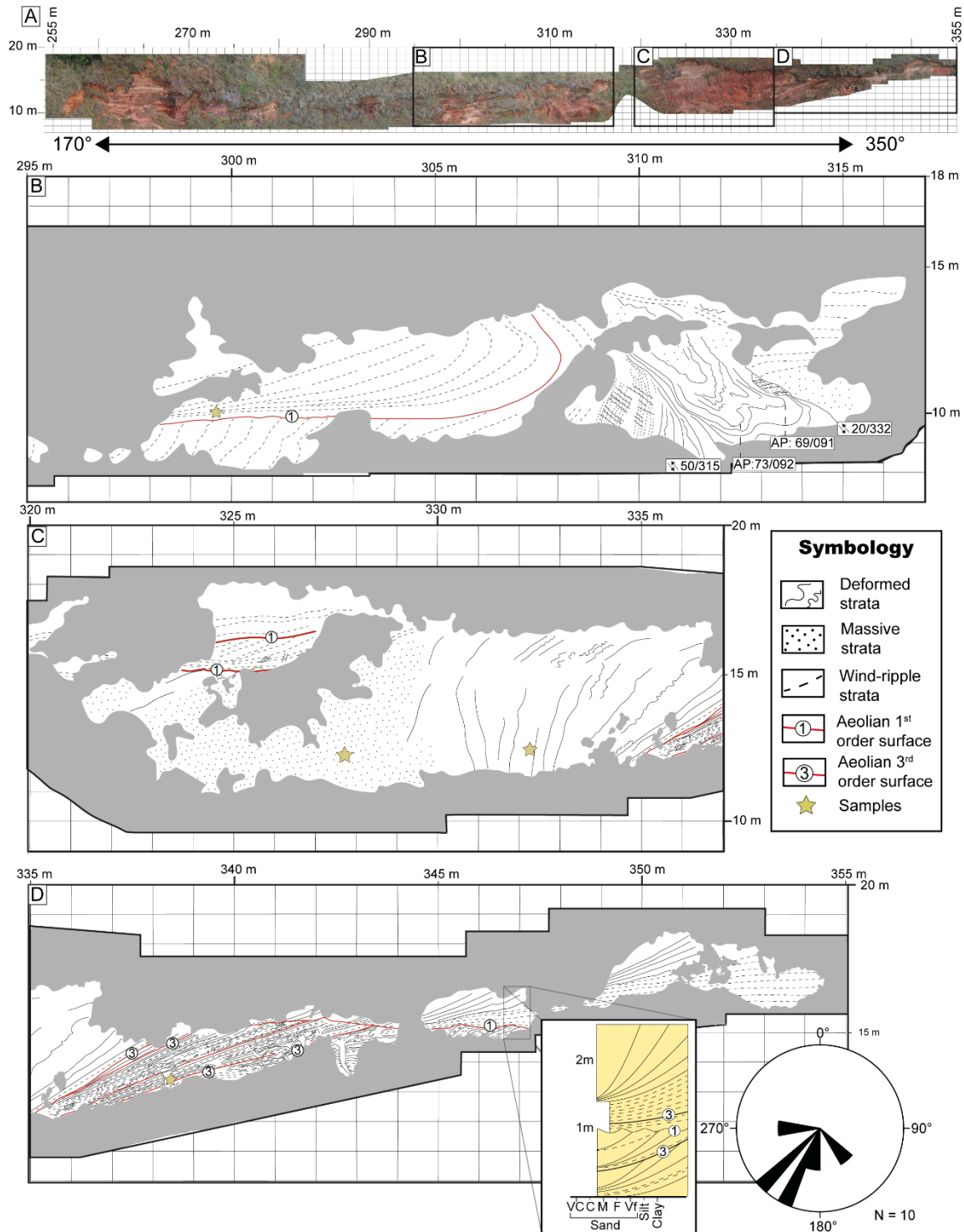


Fig 2: Outcrop interpretation from Locality 1. (A) Orthomosaic; (B) The southeastern segment of the outcrop is composed by a complex reclined folded section and a large recumbent fold. AP: Axial Plane; (C) The central deformed segment is composed by massive strata with faint lamination that grades to northwestern direction to vertically oriented strata; and (D) The Northwestern deformed segment is composed by two cross-bedded sets. SSDS are located in the bottom set are pipe-like structures, and broken to convolute laminae. In the undeformed part of the outcrop a stratigraphical log was made. The paleocurrent data is displayed in the rosette diagram.

The southernmost segment of the outcrop (Fig. 2B) is characterised by a complex reclined folded section, which axial planes show dips between 69° and 85° trending E-SE. The limbs of these folds are populated with minor parasitic folds (Fig. 3A). The limbs located at the external borders of this complex are parallel with reverse fault planes that bound this interval (Fig. 3B). At the northwest fault plane, there is a block with preserved wind-ripple laminae. This block contains small-scale normal faults with curved planes, which displacements are less than 5 cm (Fig. 3C).

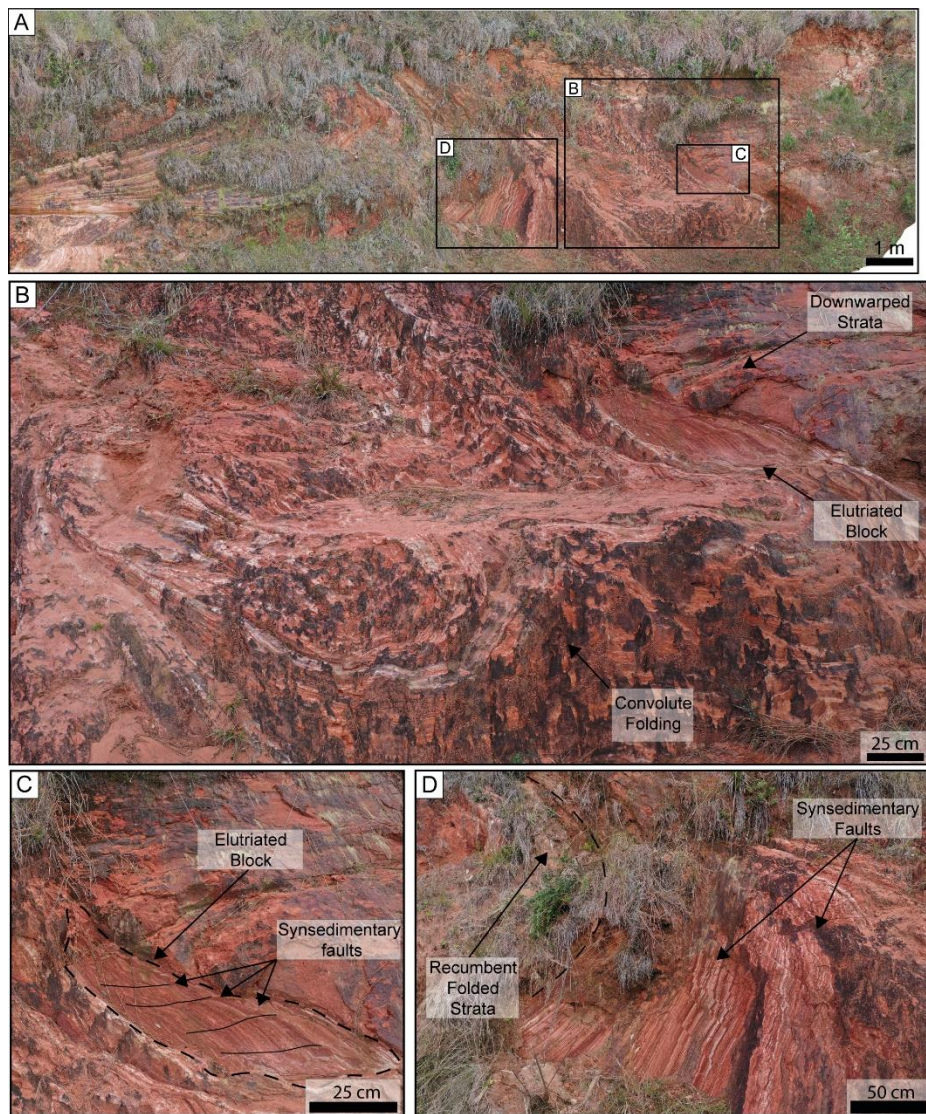


Fig 3 Detail photographs of the SSDS of the southeastern segment in Locality 1. (A) General vision of the segment. The SSDS include these features: (B) Complex reclined folded section. (C) Elutriated block with preserved wind-ripple strata crosscut by synsedimentary faults. (D) Synsedimentary faults towards the hinge line of the recumbent fold.

Laterally to this folded section, there are two sets of cross-bedded strata divided by a nearly horizontal corrugated 1st order surface. This interval is progressively folded in the up-dip direction of the cross strata forming a large recumbent fold. The axial plane of this fold is

nearly horizontal ($<5^\circ$ dip). Near the hinge line, the folded strata show a progressive change in the deformation style marked by the appearance of small-scale syn-sedimentary faults, which displacements are of less than 5 cm (Fig. 3D). These fault planes show dip angles varying between 40° and 65° to NW. In thin section, the undeformed, located to the south of the recumbent fold, present a bimodal lamination, which is marked by grain infiltration. The grain infiltration texture is marked by the presence of finer grains in the interstices of larger grains on the interface of the bimodal laminae (Fig. 4A).

The central segment of the outcrop is composed of vertically oriented and structureless strata (Fig. 2C), where relics of the original cross-strata can be seen at the top of the succession (Fig. 5A). The vertically oriented stratification is marked by the alignment of oblate-shaped grains, showing progressive reduction in the dip angle towards the NW until it conformably overlies the northwestern deformed segment (Fig. 5B). In the SE direction, these deformed planes show an increased displacement and progressively grades to massive strata. In thin section, this vertically oriented interval is almost structureless, except for a weakly developed (faint) lamination marked by oblate grain alignment (Fig. 4B). When these intervals are compared, the average grain sizes increase towards the massive portion of the structure. The range increases from 0.31 to 1.68 mm (average 0.63 mm) in the vertically oriented section to 0.67 to 1.89 (average 1.26 mm) in the massive strata (Fig. 4C).

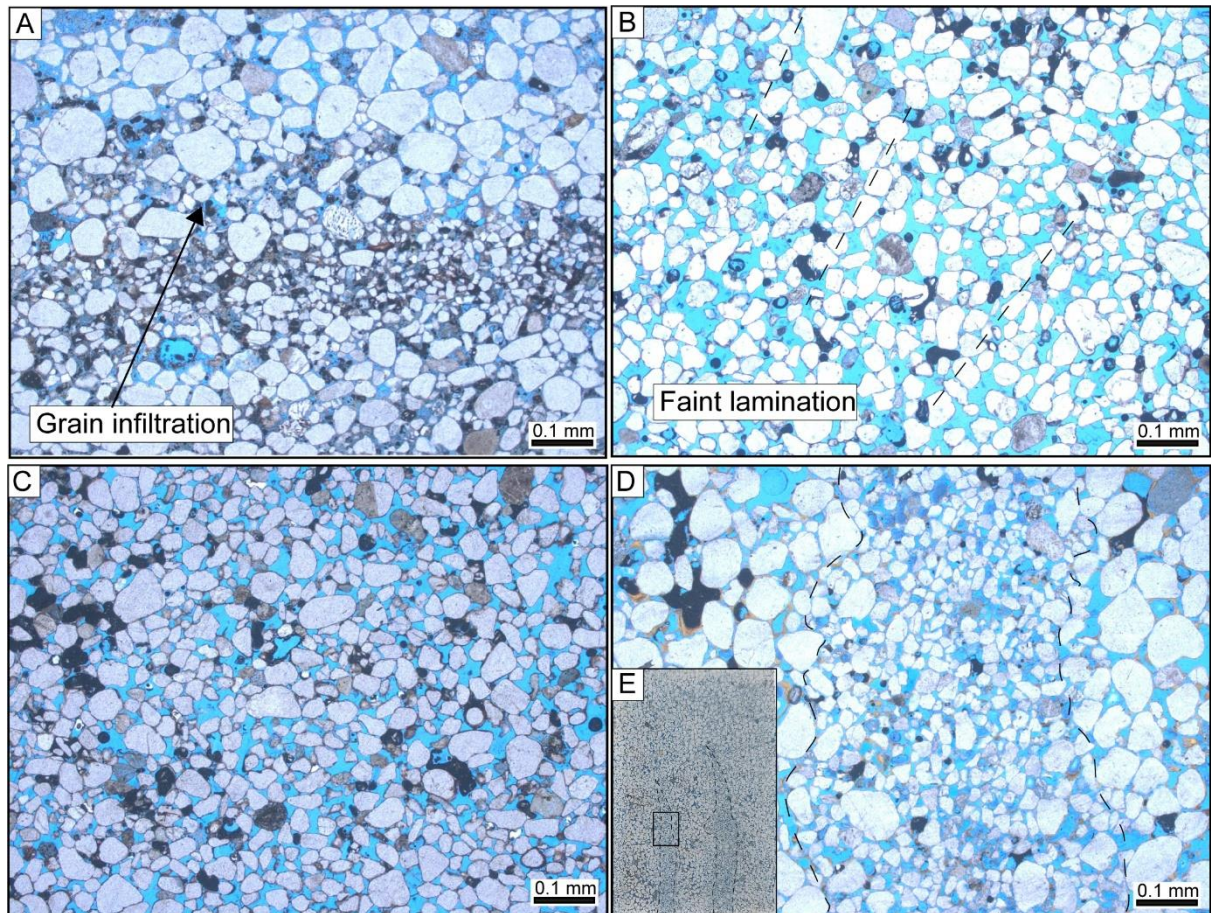


Fig 4: Photomicrographs of thin section comparing undeformed and deformed sandstones from Locality 1. (A) The undeformed portion presents a bimodal lamination, marked by the infiltration of fine grains into the larger grain interstices. (B) In the central deformed segment, the flow banding shows a weakly developed lamination marked by the alignment of oblate grains. This lamination shows a preferential orientation, which suggest that segregation start to occur during deformation. (C) In the massive portion, the granular material loses the faint lamination and becomes poorly sorted. (D) In the pipe-like structures, an interleaving structure was found, where the fine-grained fraction presents a pinch-out geometry oriented parallel to the conduit margins. (E) Thin section photography, showing the vertical lenses with a pinch-out geometry.

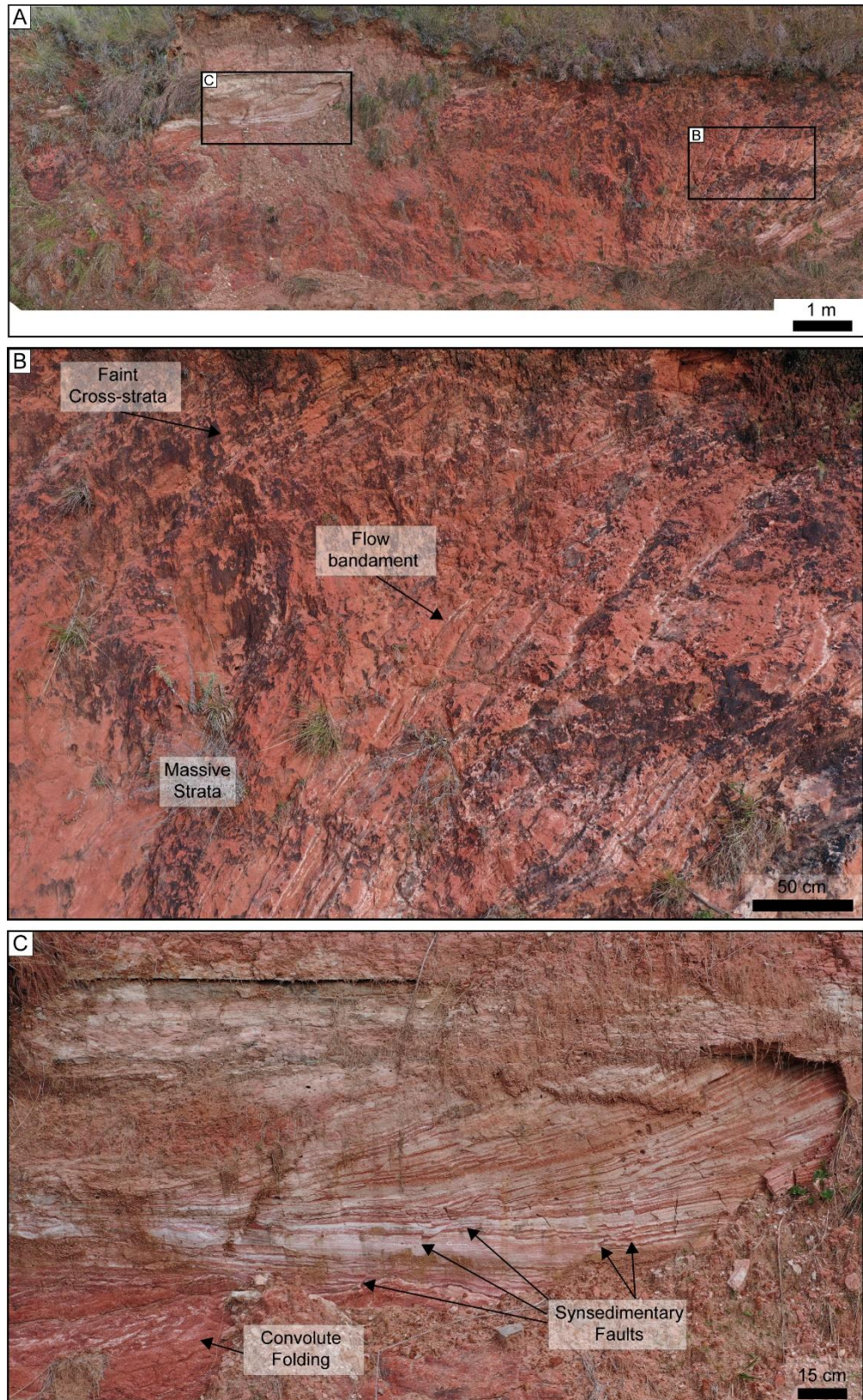


Fig 5 Detail photographs of the SSDS of the central segment in Locality 1. (A) General vision of the segment. The SSDS include these features: (B) Massive Strata grading laterally to vertically orientad stratification, and upwards to faint strata. (C) Faulted overlying strata.

The massive strata are overlaid by two sets of wind ripple strata bounded by a low angle 1st order surface. The basal set has small-scale syn-sedimentary faults, both normal and reverse (Fig. 5C). These faults have either straight or curved fault planes, showing centimetric displacements and 40° to 80° dip angles. In some cases, normal faults are evenly spaced (<5 cm) exhibiting stepped geometry or conjugate pairs.

The northwestern deformed segment (Fig. 2D) is characterised by two tangential cross-bedded sets bounded by a corrugated 1st order surface, that dips gently (<5°) in the opposite direction of cross-bedding. The lower cross-bedded set is characterized by a concordant alternation between packages composed of grain flow strata and grain fall strata (6 – 10 cm) and packages of wind ripple laminae (<2 cm thick). This concordant alternation constitutes repetitions that are 8-12 cm thick bounded by 3rd order surfaces.

This aeolian succession presents several pipe-like structures (Fig. 6A), which flares towards the top culminating in bowl-shaped structures (Fig. 6B). These bowl shape structures terminate against the interface between packages or against a 3rd order surface. Being commonly infilled by the overlaying strata.

The individual pipes are 8.5 to 15.5 cm wide, showing a structureless core that grades laterally to an outer rim (3-5 mm) at its external limit (Fig. 6C). This outer rim is composed of fine-grained sediments aligned parallel to the external borders. In thin section, the massive core is composed by medium-grained sands interleaved with vertically oriented lens composed of fine-grained strata (4D). These lenses present a pinch-out geometry that thins towards the top (Fig. 4E). Sometimes the host rock cross-laminae bent into antiforms in the contact with the pipe borders (Fig. 6C).

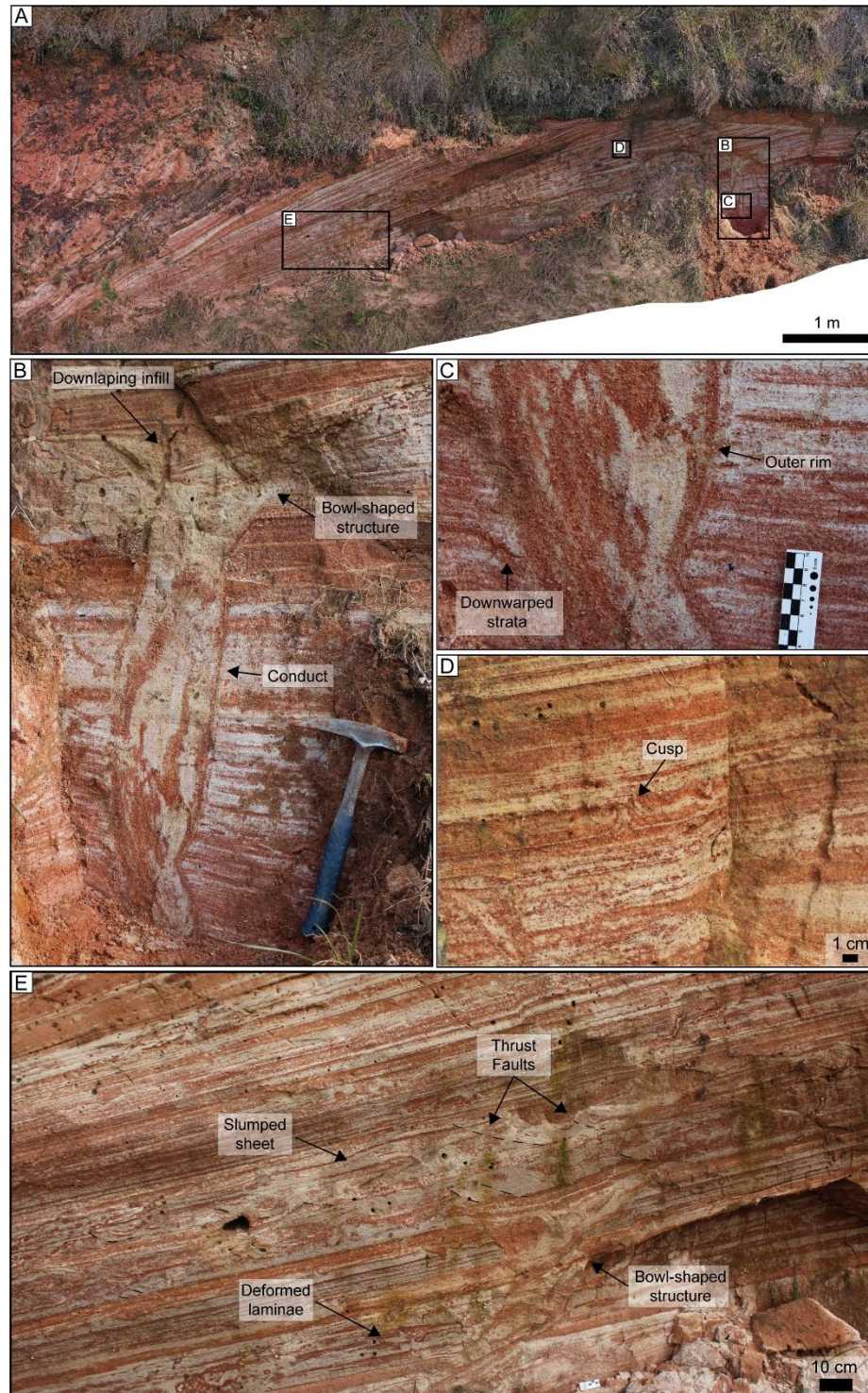


Fig 6: Detail photographs of SSDS of the Northwestern deformed segment in Locality 1. (A) General vision of the northwestern segment. The described SSDS include these features: (B) Pipe-like structures connected to bowl shaped structures. Geological hammer size: 33 cm. (C) Detail of infilling and walls of these Pipe-like structures. (D) Minor cusps in the broken and convolute laminae (E) Broken and convolute horizon interpreted as a slumped sheet.

The bowl-shaped termination is 42 to 55 cm wide and is commonly infilled by massive strata. Towards the top is common the occurrence of downlapping wind-ripple laminae against the bowl infill (Fig. 6B). The contact between the massive infill and downlapping laminae is

frequently erosive. Adjacent to the bowl-shaped termination, in the host strata, the wind-ripple laminae are highly folded with hinges showing no preferential orientation and commonly accompanied by minor cusps (Fig. 6D).

Immediately above the pipe-horizon, there is a level of broken and convolute folded laminae showing internal thrust faults (Fig. 6E). These faults are rooted in the underlying 3rd order surface. The folded laminae are generally disharmonic, showing little consistent orientation of hinge lines or axial planes. The axial planes are inclined at high angle, sometimes horizontal. Some of these folds involve more than one lamina of cross-strata. Despite deformation, the original grain flow strata and wind-ripple lamination can be recognized.

Interpretation: The main SSDS identified in this outcrop are: (i) Sand blows; (ii) Intra-set convolute folded strata; (iii) Sheet slumps; (iv) Intra-set syn-sedimentary faults; and (v) Mounds. These structures will be interpreted below:

Sand Blows: Bowl-shaped structures connected downwards with vertical conduits are common features described in modern sand blows (e.g., Wesnousky & Leffler, 1992; Li *et al.*, 1996; Castilla & Audemard, 2007; Obermaier, 2009). These structures are formed when the venting process occurs as a response to the sudden increase of pore-water (Obermaier, 2009). In modern examples this pressure build-up is commonly achieved by the presence of an impermeable layer, which in this succession is absent.

Alternatively, the build-up of pore-water pressure can be achieved through the formation of conical voids under an infiltration layer, which is generated in the interface between finer-grained stratum overlaid by a coarser-grained layer (Nichols *et al.*, 1994; Ross *et al.*, 2011). Infiltration of fine-grains in the interstices of coarse grains was observed in thin section of samples of this outcrop (Fig. 5A). Thus, this seems to be the case for these sand blows, since they are hosted in an interval characterised by the alternance of inversely graded and bimodal wind-ripple strata

In relation to morphology, the vertical conduits present fine-grained rims, which are generated during the venting process by radially flow of water and sediments. This flow is responsible for the accretion of sediments in the pipe margins, which present the function of stabilising the pipe geometry and prevent lateral migration (Ross *et al.*, 2011).

The classical bowl-shaped morphology occurs when the top layer is deformed into a depression after the venting occur. This downward deformation occurs as a response to the weight of the recently ejected sediment, from below, over a low cohesive top layer, which is equivalent to the paleoground surface (Nichols *et al.* 1994). This foundering occurs in

conditions where the host rock has not regained its full strength or the bed is still liquidized (Owen, 1996).

The syndepositional formation of sand blows was interpreted based on their stratal relationship. These structures flare against the boundary of different grain flow and wind ripple packages. These cyclical and concordant alternation between grain flow packages and wind ripple packages indicates intervals of development of slipfaces followed by intervals of a long-slope transport on the lee face (Hunter & Rubin, 1983). This cyclicity may be related to seasonal changes in wind direction, cycles with similar scales were interpreted as annual duration cycles (Hunter & Rubin, 1983; Chan *et al.*, 2000; Loope *et al.*, 2001; Scherer & Lavina, 2005; Kocurek *et al.*, 2007; Scherer & Goldberg, 2010). Thus, this stratal relationship suggests that the emplacement of these sand bowls has an annual to quasi-annual frequency of recurrence, which is similar to temporal recurrence for sand blows described by Loope *et al.* (2013) at the Navajo Sandstone.

Intra-set convolute folded strata: Convolute folds are commonly formed by both liquefaction and hydroplastic deformation. These structures are essentially characterized by partial preservation of the original bedding and an upward increase in the deformation intensity (Allen, 1982).

The lack of preferential orientation of the fold hinges and planes suggests that the deformation occurs either by fluid drag or by the influence of a downslope component of sediment weight (*cf.* Allen, 1982). The dominant influence of fluid drag can be interpreted based on the presence of rare small-scale fluid scape structures, that are laterally associated with these convolute folds (Fig. 3C). Since only minor fluid-scape structures were found in this horizon, this fluid drag phenomenon appears to be related to low rates of fluid-scape. These rates can be achieved during short-term rises in the water table caused when liquefaction takes place within the lowermost aeolian dunes.

However, in the zones where the convolute folds are laterally associated with sand blows, folding can occur as the ductile response of the host rock to the intrusion or formed by subsequent dewatering and collapse processes (Wheatley *et al.*, 2016).

Sheet Slump: Although disharmonic folding has similar features in slumps and convolute folding, the presence of faults rooted in a 3rd order surface points a slumping origin to the broken and convolute folded level above the pipe section. This 3rd order surface act as a detachment surface, allowing it to be classified as a sheet slump.

Slumping sheets are essentially composed of folded strata, which range from disharmonic to isolated, from high angle to flat-lying folds (Allen, 1982). The limbs of these folds are frequently asymmetrical and massive strata is commonly present, since there is a pressure build-up during collapse of these sheets promoting local liquefaction (Helwig, 1970). In aeolian conditions, these structures are commonly formed by the collapse of the slipface under conditions of high moisture content, where a saturated lamina can act as a detachment surface inducing dune collapse (Loope *et al.*, 1999).

Intra-set syn-sedimentary faults: The presence of small-scale syn-sedimentary faults, that do not propagate for more than one set, suggests that brittle deformation occurred during the formation of soft-sediment structures. These faults can be formed when the sediment was either unconsolidated or partly consolidated (Rossetti and Góes, 2000). In cohesive sediments brittle deformation occurs in conditions where the porewater pressure is not sufficient to liquefy sediments (Owen, 1987; Loope *et al.*, 2013). While, in unconsolidated sediments brittle deformation can occur through intergranular shearing caused by the deformation and remobilization of underlying strata (Bryant *et al.*, 2010; Wheatley *et al.*, 2016). The second factor may be responsible for the formation of faults in this deformed horizon. These faults are often found above or laterally adjacent to deformed structures, suggesting their formation as a response to accommodate lateral and upward movement of an intruding SSDS.

Mounds: This interval crosscuts the entire aeolian succession, which suggests that its occurrence was after the formation of the previously described structures.

In SSDS, massive strata are commonly formed after bed liquefaction or fluidization, where the grain-to-grain contacts are lost. However, in liquefaction only small displacements within the grains are expected to occur (Doe & Dott, 1980; Owen, 1987; Owen & Moretti, 2011). While, in fluidization-induced structures the displacement is easily increased because the deformation state can persist as long as ascending fluids exist, which can promote the entirely destruction of primary structures (Owen & Moretti, 2011). Because of that, fluidization is probably the main mechanism of deformation responsible for the formation of this structure.

The hypothesis of upward movement of fluids is corroborated here by the presence of vertical flow banding formed by the orientation of oblate grains. In injection related structures is common the zonation from the core to the border, where the core is composed of poorly sorted massive strata and the borders are composed of laminated strata with a high degree of sorting. This zonation is a product of the transition from turbulent to laminar flow, within the core and towards the borders of these pipes. Such a transition occurs due to deceleration or pressure fluctuations at the interface with the host rock (Ross *et al.*, 2014).

Massive interior and vertical flow banding together with the deformation of adjacent beds are features previously used to describe sand diapirs (Chan *et al.*, 2020). Despite the compatible diagnostic features, the present exposure does not show sharp contacts and the idealised mushroom-shaped structure related to the Rayleigh-Taylor instability. The overall external morphology resembles mounds, like those described by Chan & Bruhn (2014), with stepped geometry and without visible connections with feeder pipes or necks. The gradational limits of the deformed structure could be related to the permeable nature of the host sediments. This permeable nature enables the penetration of the intruding slurry, which is capable to promote fluidization of the porous host rock following intrusion (Baer, 1991; Ross *et al.*, 2014).

Lateral bending of the adjacent strata, in this case, was interpreted as a ductile response of the host rock to the forceful injection. Thus, forming overturned beds (*sensu* Chan *et al.*, 2020). The presence of syn-sedimentary fractures laterally associated with folds suggests a lateral variation in the mechanical response of the host sediment. This variation may be related to different degrees of water saturation or the presence of minor cementation horizons, where brittle deformation could occur (Bryant & Miall, 2010). A poorly cemented state of the host rock is the minimal requirement to justify the presence of fragments in the size of blocks in the south margin of the sand mound. This elutriation probably occurs during the ascension of the fluidized sand, where the host rock was brecciated due the forceful injection of the mound.

Locality 2:

Description: The second outcrop is located at km 299 of the BR-293 highway, in the southwestern portion of Rio Grande do Sul state, between Santana do Livramento and Dom Pedrito towns. The outcrop is oriented E-W in a road cut, and attains a vertical thickness of 6.5 m per 140 m of lateral extension (Fig. 7A).

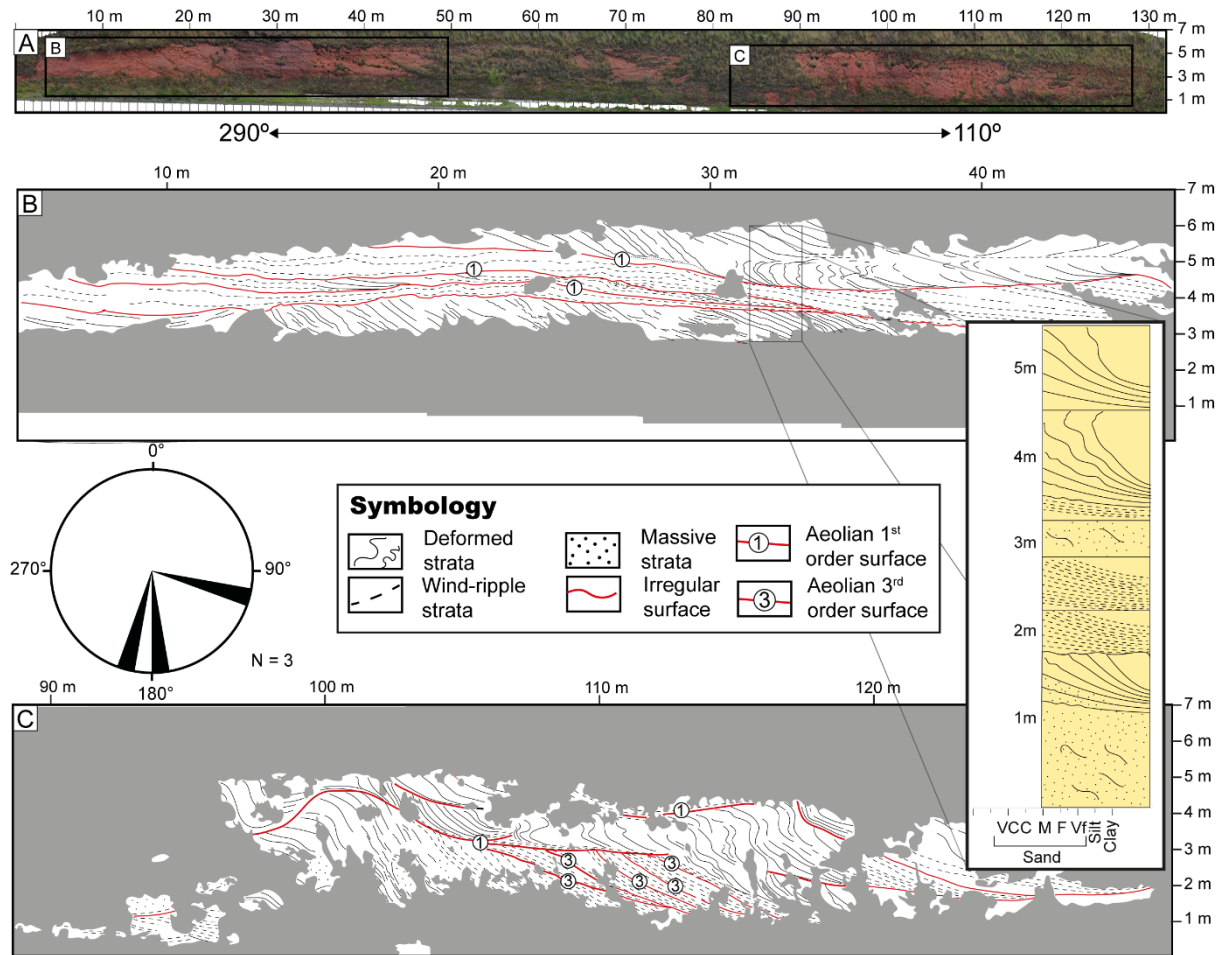


Fig 7: Interpreted outcrop from Locality 2. (A) Orthomosaic. (B) Northwest deformed segment is composed of five crossbedded sets. Faint lamination and massive strata occur in the bottom set, while recumbent folded strata occur in the top set. In the less deformed portion, a stratigraphical log was made. The paleocurrent data is displayed in the rosette diagram. (C) Southeast deformed segment is composed by three crossbedded sets crosscut by two deformed intervals. These intervals are composed by high-angle banded strata distributed in wide-zones.

The northwestern section of the outcrop (Fig. 8A) is composed of deformed tangential cross-bedded sets bounded by undulated, low-angle 1st-order surfaces (Fig. 7B). These sets are mainly composed of inversely graded, up to 3-4 mm thick, wind-ripple strata. In few cases grain flow strata occur in the up-dip direction of wind ripple laminae. In the bottom set, the cross strata commonly fade out, grading laterally and upwards into massive strata (Fig. 8B). This deformed set show a tabular geometry and is bounded by an irregular surface.

The upper sets in this succession are composed of recumbent folded cross-beds, which limbs show minor parasitic folds with vergence towards the main hinge line. This folded set is mainly composed of deformed grain-flow strata, sometimes interbedded with massive strata (Fig. 8C). The wind-ripple lamination in the basal part of this set is nearly undeformed.

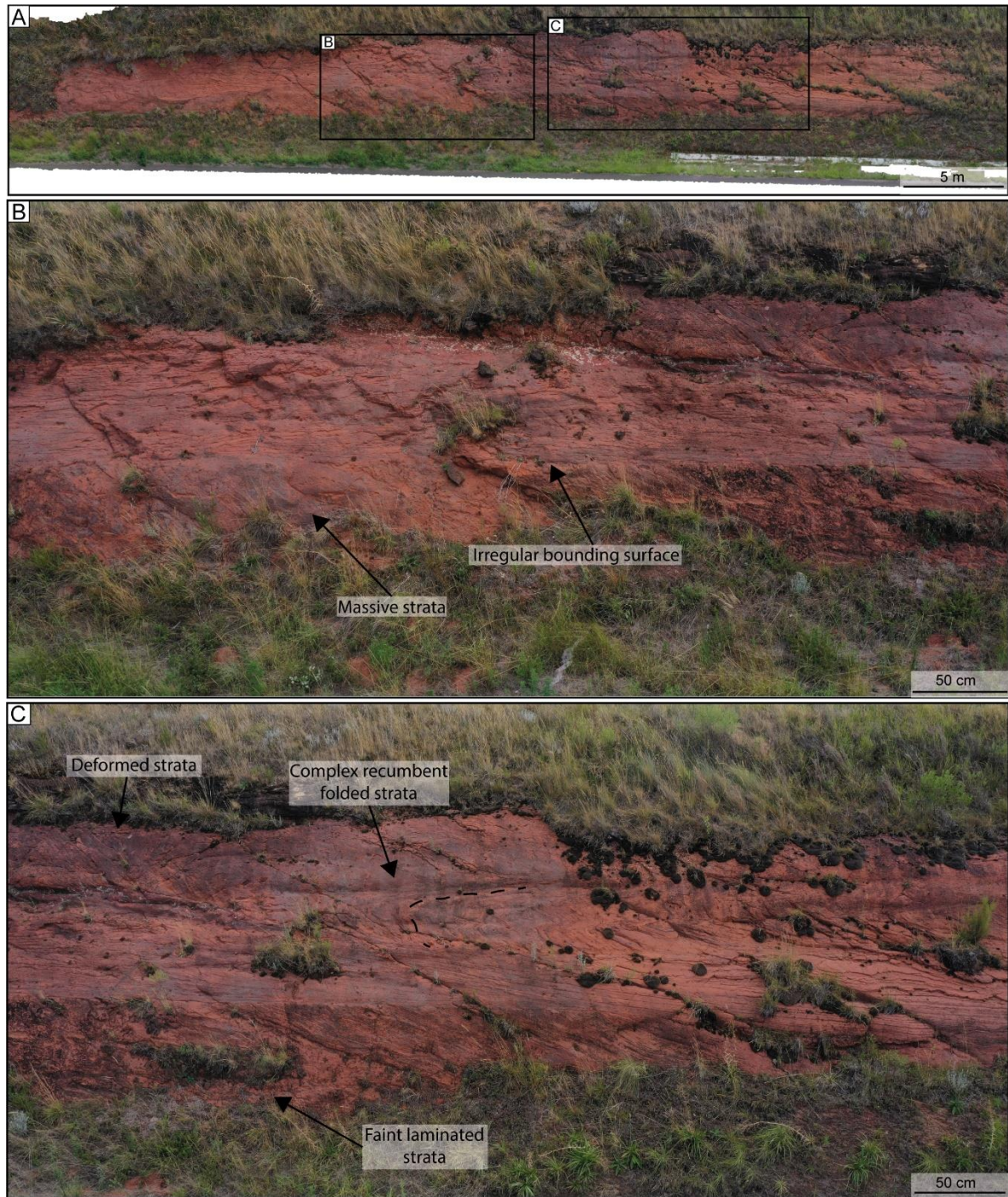


Fig 8: Detail photographs of the SSDS of the northwestern in Locality 2. (A) General vision of the northwestern segment of Locality 2. The SSDS include: (B) Massive and faint laminated bed. (C) Complex recumbent folded crossbeds.

The southeastern section of the outcrop (Fig. 9A) has three cross-bedded sets bounded by two lateral discontinuous and undulated 1st-order surfaces (Fig 7C). The lowermost set is composed of wind-ripple strata, which are truncated by regularly spaced surfaces. The second set presents wind-ripple strata in the base, grading to grain flow strata in the up-dip direction. The grain flow strata are progressively deformed towards the top forming contorted cross-strata. Over this set, the aeolian strata are highly deformed, in the form of open to narrow folds.

The first two sets of this succession are crosscut by two deformed intervals (Fig. 9A). In the westernmost interval, the deformation zone is composed of wide structure filled by vertically banded strata, that dips at high angle towards the east (Fig. 9B). Internally, this zone has a small core infilled with massive strata, showing small blocks of preserved laminated sandstone inside (Fig. 9C). At the top, this structure truncates a concave upward surface, which causes the overlying cross-beds to deform.

The easternmost deformed interval is composed of high-angle banded strata distributed in a wide zone, crosscutting the entire aeolian succession (Fig. 9D). Laterally to this zone, the topset of the laterally adjacent contorted aeolian strata converges to the main deformation zone. The basal wind-ripple strata in these cross-beds are undeformed

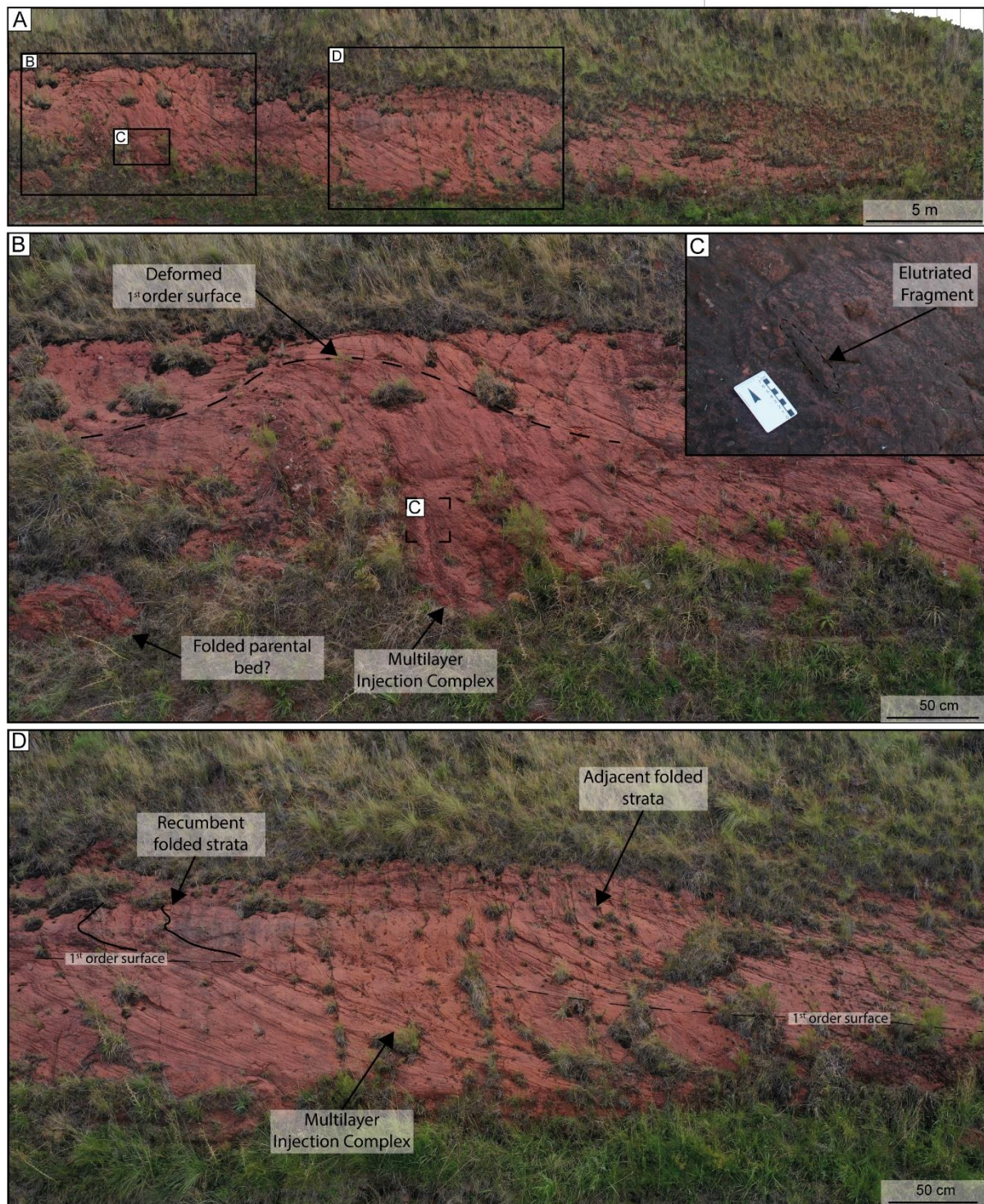


Fig 9: Detail photographs of the SSDS of southeast segment in Locality 2. (A) General vision of southeast segment. (B) Western injection structure. (C) Elutriated fragment of laminated sandstone, the card measures 7 cm. (D) Eastern injection structure, with adjacent beds presenting deformation in the updip termination of the crossbeds.

Interpretation:

Faint cross-bedded set: Beds that present an upward increase in the degree of deformation can be formed either with liquefaction or fluidization mechanisms (Owen & Moretti, 2011). However, both mechanisms present different degrees of grain displacement. In this outcrop, the presence of faint lamination demonstrates that the formation mechanisms were not capable of completely displacing and segregating the original cross-beds. Faint lamination is unlikely to happen in fluidization-related structures because fluidization is a process capable of segregating sediments by grain size with high grain displacement (Owen & Moretti, 2011). In that way, liquefaction is probably the major mechanism of deformation.

Recumbent folded strata: Recumbent folding in unconsolidated strata is frequently interpreted as the product of surface current flows over a bed in a quick-sand state (Allen & Banks, 1972). However, the absence of fluvial deposits over the recumbent strata makes this interpretation in some ancient deposits unlikely.

In the present section, the recumbent folds are marked by the presence of parasitic antiforms and synforms, leading us to identify these structures as complex recumbent folds. Their formation is associated with the superimposition of a convective pattern over a main current flow (Owen, 1995). In the case of the described folds, this may reflect the superimposition of a convective pattern over an upward flow. The upward flow is suggested due the presence of interbedded massive strata, which is formed mainly through liquefaction or fluidization.

Multi-Layer intrusive complex: The features observed on the eastern section of the outcrop crosscutting several sets of cross-strata, can be classified as interpenetrative cusps. Because, they are essentially structures composed by fluidized sand that truncate the overlying beds implying water scape under post-depositional conditions (*cf.* Owen, 1995). These cusps commonly induce deformation in the overlying beds. The set of these features and associated deformation can be assigned as a Type II multilayer complex (*sensu* Owen, 1995). The zones between these structures show a gently concave-upward geometry, which can be related to foundering due to the remobilization of the underlying particles (Stewart, 1963; Allen, 1982; Owen, 1995).

In relation of the cusps infill, the vertical lamination is often generated as a response to vertical shear stresses acting in the original strata during water escape events (Owen, 1995; Owen, 1996). Water escape is also supported by the deformation of the bounded surfaces, which form a convex upward fold or are displaced due the cusp intrusion. The presence of massive strata within the core of these structures is a consequence of the evolution from laminar to turbulent flow during fluidization. However, since there was no complete destruction

of the flow banding, it is likely that a short-duration event promoted the elutriation of these particles (Owen, 1995).

The associated deformed strata located at the vicinity of the cusps show a reduction in the degree of deformation with the distance of the main structure. This relation suggests a relation of cause and effect. Where the contorted strata were probably deformed through static liquefaction (*sensu* Allen, 1982). This mechanism was triggered by the sudden pressure increase on the fluid saturated pores, which was caused by the cusp intrusion.

Locality 3:

Description: The outcrop is located between Rosário do Sul and Cacequi towns, on the roadside of RS-640. It attains a lateral continuity of 17.0 m per 2.6 m thick (Fig. 10A). The outcrop is composed of one large cross-bedded set, entirely made of grain flow strata (Fig. 10B).

In the middle portion of the outcrop (Fig. 11A), an irregularly shaped SSDS crosscuts the aeolian strata (Fig. 10C). This infill is essentially structureless with relicts of deformed stratification (Fig. 11B) that grades laterally, through the external boundary, to vertically banded strata (Fig. 11C and 11D). The massive infill contains small rectangular-shaped blocks of laminated sandstones, oriented obliquely to the original stratification (Fig. 11E). The undeformed strata on the borders of this soft sediment structure show normal faults with variable dips from NW to SE.

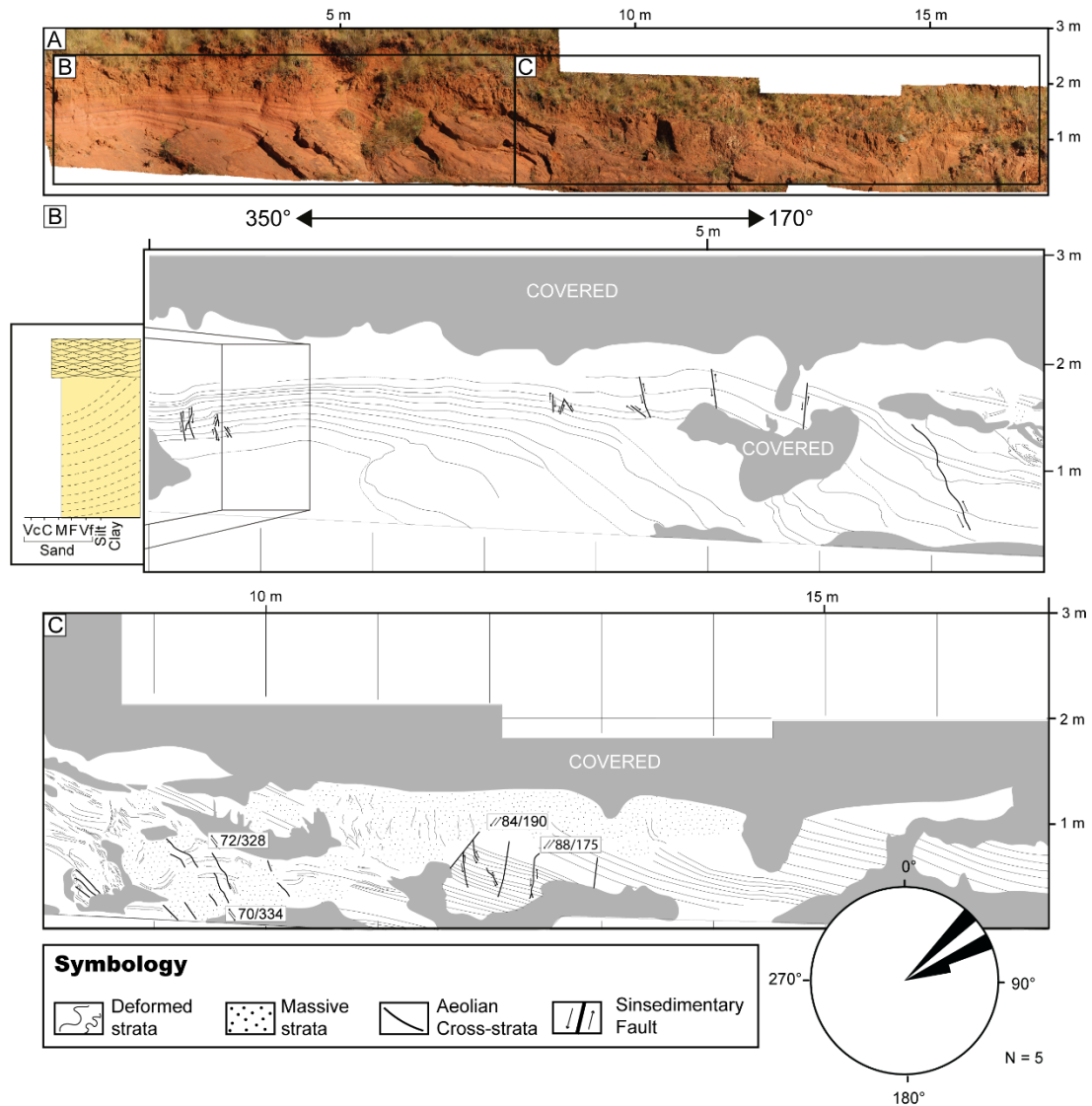


Fig 10: Interpreted outcrop from Locality 3. (A) Orthomosaic. (B) Interpreted portion of the Northwestern undeformed section with preserved crossbedded strata. A stratigraphical log was made within this portion. (C) The central portion of the outcrop, which contain a SSDS, that crosscuts the entire aeolian cross-strata.

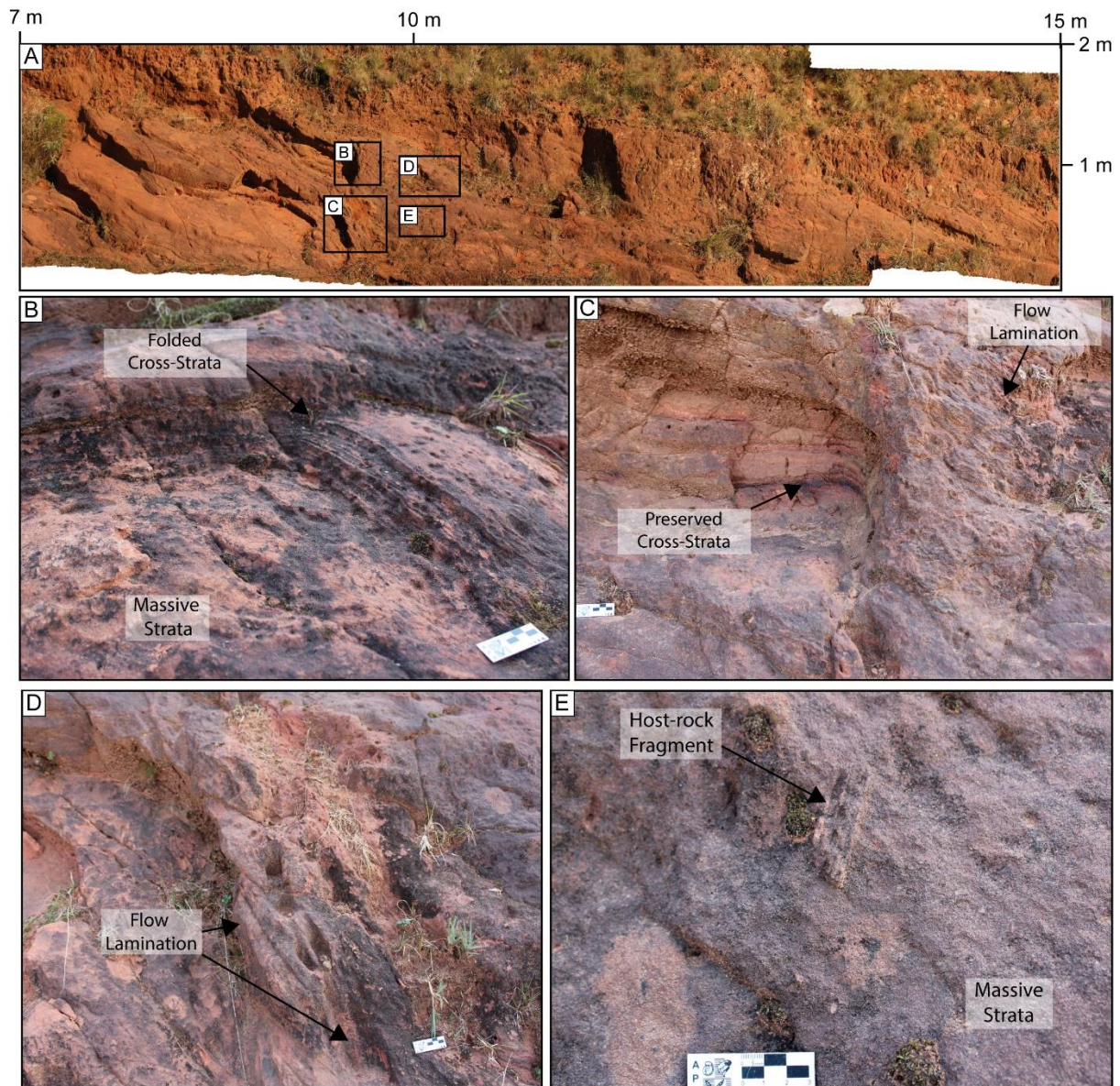


Fig 11: Detail photographs of SSDS of the central portion of Locality 3. (A) General vision of the outcrop with the photographs location. The SSDS include these features: (B) Folded Cross-Strata. (C) Flow lamination crosscutting the preserved cross-strata. (D) Flow lamination parallelizing with the preserved cross-strata. (E) Elutriated fragments of the host-rock. Scale card: 3 cm.

Interpretation:

Irregular Injection: The massive and faint laminated sandstones can be interpreted as the product of liquefaction or fluidization. An upward movement of fluids related to fluidization is suggested due to the presence of vertically oriented flow lamination on the external limit of the structure. This lamination is generated under conditions where elutriation and segregation of particles was favoured due to differences in flow velocity, pressure, and turbulence produced at the interface with the host rock (Ross *et al.*, 2014). The presence of rectangular-shaped

blocks suggests that forceful injection was the main mechanism that originates this deformation.

Brittle behaviour is a common response of dry sediments after the emplacement (Wheatley *et al.*, 2016) and during the deformation of underlying strata (Bryant & Miall, 2010). But different from ordinary faults, these faults located next to the external boundaries are organised as ring faults. Ring faults are generated by the movement of the overlying strata caused by collapse due the elutriation and remobilization of the underlying sediments (Wheatley *et al.*, 2016).

Locality 4:

Description: The outcrop is on an unpaved road, near Ruta 44 at Cerro Largo Department, Uruguay. The outcrop has 44 m of horizontal per 4 m thick. This outcrop is totally deformed forming a series of folds (Fig. 12A).

The bottom bed is intensely folded forming a complex recumbent fold (Fig. 13B), which is characterised by the occurrence of parasitic folds on its limbs. Laterally to this fold there are crenulated cross-strata (Fig. 12B). This cross-strata becomes progressively contorted in their downdip terminations, becoming interbedded with faint and massive strata (Fig. 13C).

Above this set, the superimposed sets and bounding surfaces are thoroughly deformed (Fig. 12C), forming open folds that become progressively verticalized to the SE (Fig. 13D). Laterally to this vertically-oriented sets, the stratification fades out forming a massive pocket interspersed with convolute folds (Fig. 12B).

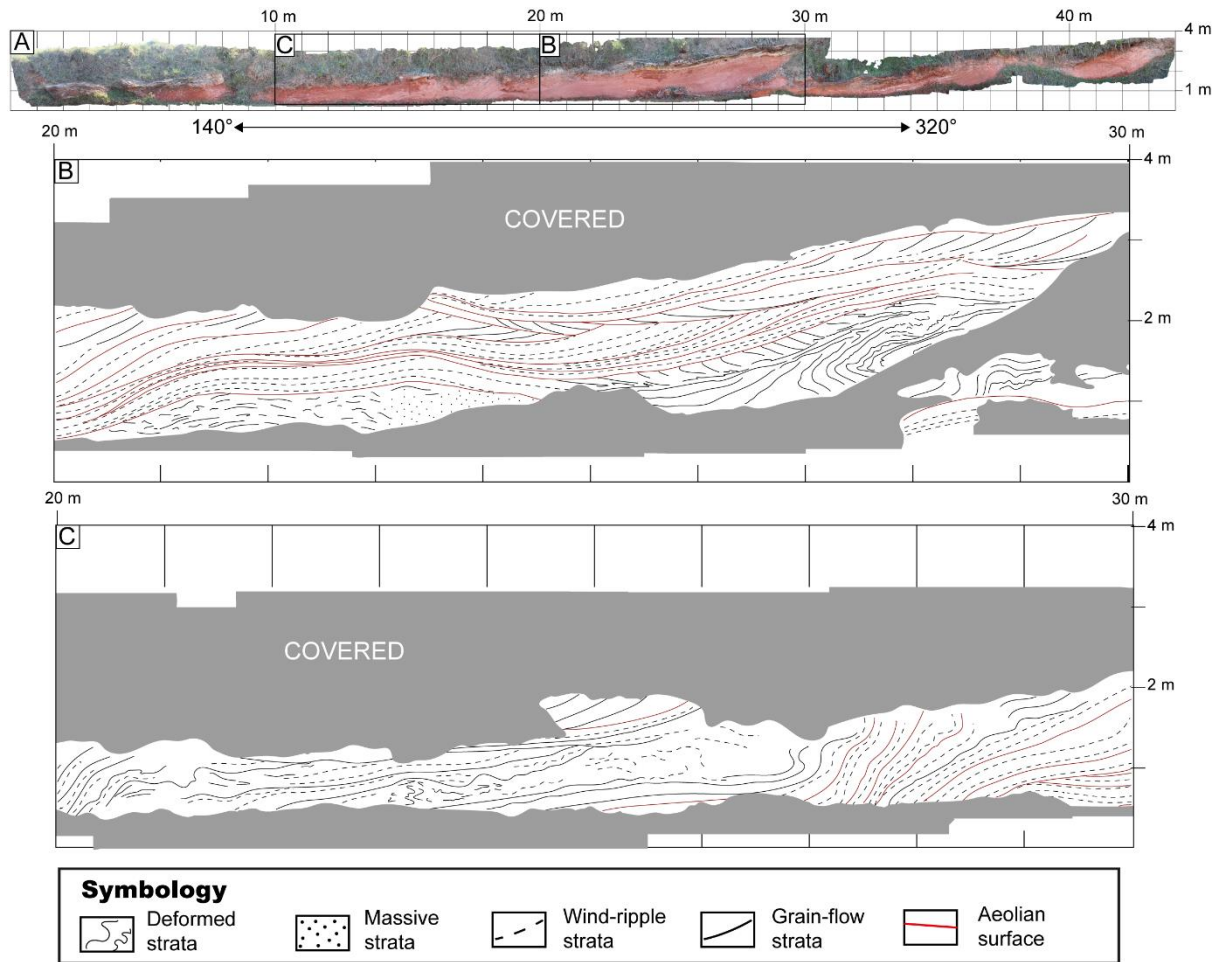


Fig. 12: Interpreted outcrop from Locality 4. (A) Orthomosaic. The SSDS in this outcrop includes: (B) Recumbent fold with parasitic fold in their limbs, grading to the Southeast to crenulated/massive bed. (C) Vertically oriented aeolian stratification fading-out to the southeast.

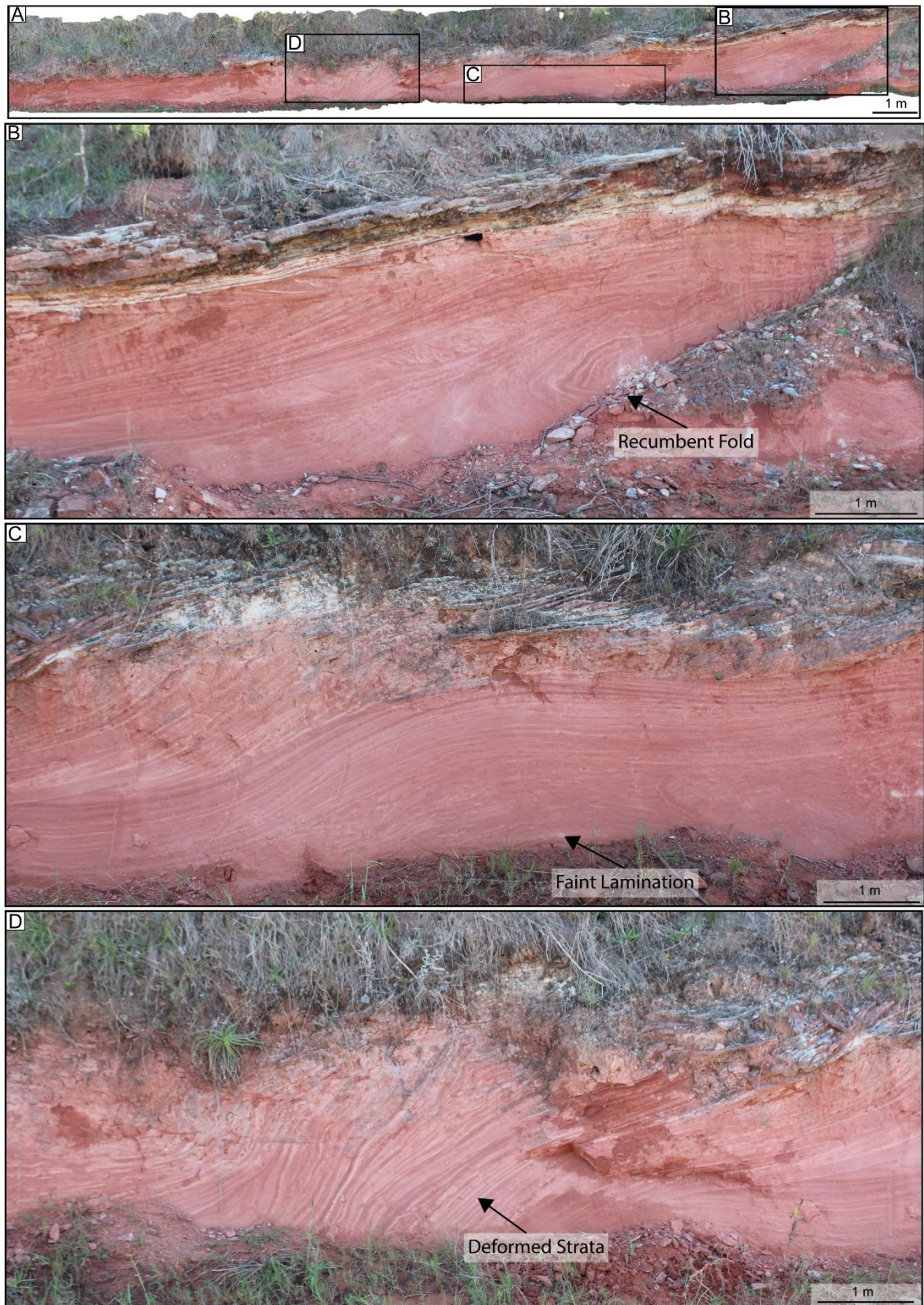


Fig. 13: Detail photographs of SSDS of the central portion of Locality 4. (A) General vision of SSDS of Segment B and C from Locality 4. (B) Recumbent folded Strata. (C) Vertically oriented aeolian stratification. (D) Crenulated to faint lamination.

Interpretation:

Convolute to Recumbent folds: The presence of open folds in the least deformed cross-strata and their bounded surfaces, which progressively become less deformed through the upward direction, suggests that deformation was syn-depositional. The presence of discrete intervals with massive beds in addition of large folded intervals, suggests that the main mechanism was not liquefaction neither fluidization.

These folds are essentially asymmetrical, with hinge lines gently inclined toward the mean dip direction, which is characteristic of convolute folds (*sensu* Allen, 1982). The vertical strata, in this case, is part of these complex folded structure. The association of convolute with recumbent folds, as described in Buena Vista Formation, is rare in the geological record (Allen, 1982). Because, these structures were formed under the influence of distinct mechanisms.

The complex recumbent folds are commonly formed by superimposed flows (Owen, 1996), while the convolute lamination is formed in conditions of hydroplastic deformation. The associated massive strata are formed by liquefaction, forming small pockets associated with the complex recumbent folds. The contemporary presence of these structures suggests a lateral variation in intensity of the processes and therefore in the rheological response of the original strata during deformation.

Both rheological behaviour and intensity of deformation on granular sediments rely on the fluid content in the intergranular space. In aeolian sediments, the fluid content is essentially driven by heterogeneities produced by aeolian deposition (presence of grain-fall laminae and wind-ripple strata) and by the location of the phreatic level. Thus, the deformation in a dune can be a mix of processes due the behaviour of the phreatic level, where in realistic conditions, is not flat.

DISCUSSION

The soft sediment deformation structures from the Buena Vista Formation can be grouped as either active or passive deformation (*sensu* Allen, 1982, Moretti *et al.*, 2000). The distinction between these types of deformation is made according to their geometrical relationship of the SSDS with the host rock. Active deformation are the primary deformed structures, which include the liquefiable beds and the injections that they feed. During the deformation of these units, the overlying beds or adjacent beds can be induced to deform with plastic and brittle behaviour. These induced deformations are classified as passive deformation structures.

The active deformation structures in the Buena Vista Formation are summarised in Table 1. They present features that are frequently addressed to fluidization, liquefaction, and hydroplastic mechanisms. These features include pervasive ductile deformation, an upward increase in complexity, and a tendency to loss the original sedimentary stratification. In the fluidization mechanism, the system is open, and the particles are dragged upward, with the weight of the particles supported by the ascending fluid (Allen, 1982; Nichols *et al.*, 1994). The resulting structures are pipe or irregular-shaped structures vertically crosscutting the sedimentary succession. Structures with these characteristics were found in localities 1, 2, and 3.

Liquefaction is a mechanism that occurs in closed systems, when the particles lost their intergranular contacts and the grain weight is temporarily transferred to the pore fluid (Owen & Moretti, 2011). The resulting structures are structureless pockets or beds limited quasi-planar surfaces, where parts of the original strata are still preserved. Occurrences of liquefaction were found in localities 1, 2 and 4.

During hydroplastic deformation, the particles exhibit significant yield strength, acting as a mass with great viscosity (Allen, 1982). This mass deforms at velocities below the minimum velocities required for liquefaction under the seepage regime (Lowe, 1975). The fluid flow is typically slow and laminar, resulting in no elutriation of particles (Lowe, 1975). Sometimes, composite deformation structures are expected to occur when localised liquefaction happens due to an increase in the intensity of the process. Active deformations with these characteristics include folds generated during sheet slumps or under conditions of superimposed flows. Passive structures formed by this mechanism include simple recumbent folds, foundering beds, and convolute strata. Both these examples are found in localities 1, 2, and 4, respectively.

Active deformation structures	Description	Vertical scale	Mechanism interpretation
Massive – Faint Cross-beds	Tabular bed mainly composed by massive strata and fainted cross-beds. The fainted cross-bed can occur as vertically oriented laminae or as folded laminae. The bed is typically overlaid by an irregular surface.	decametre to metre	Liquefaction
Injection structures (Pipes and Mounds)	Columnar structures with diffuse borders, which gradually passes to undeformed beds. Internally, they are composed by a massive core passing to	decametre to metre	Fluidization

	a fluid flow lamina next to the borders of the structure. Fragments of undeformed host rock can be found. Frequently accompanied with passive SSDS (overturning and foundering beds).		
Sand blows	Columnar structures with sharp limits that progressively flare towards the top against the basal regularly truncated surfaces, culminating in bowl-shaped structures filled with massive and folded sediments. The pipe-like section is 8.5 to 15.5 cm wide and presents a structureless core that pass laterally to an outer rim (3-5 mm) composed of fine-grained sediments commonly aligned parallel to the external limit of the structure.	metre to centimetre	Fluidization
Complex recumbent folds	Recumbent folded grain-flow strata, interleaved with massive strata. These folds show minor parasitic folds with vergence towards the hinge line.	metre	Hydroplastic with subordinated fluidization
Folded sheets	Tabular strata composed by disharmonic or isolated high angle to flat lying folds, which hinge-lines are softly inclined in the downdip direction. Internally is common the presence of thrust faults linked to a decollement surface.	metre to centimetre	Brittle with subordinated hydroplastic behaviour (slumping)
Convolute strata	Small-scale folded strata, which lack preferential orientation of fold hinges and planes.	metre to millimetre	Liquefaction

Table 1: Active SSDS from Buena Vista Formation showing description, dimensions, and mechanism interpretation.

Passive deformed structures	Description	Vertical scale	Mechanism interpretation
Simple recumbent folds (overturning beds)	Folded strata with a nearly horizontal axial plane ($<5^\circ$). This fold is marked by the absence of parasitic folds and can present a transition of ductile to brittle mechanisms through the axial plane.	metre to centimetre	Hydroplastic
Syn-sedimentary faults	Individual or conjugate pair faults, that present straight or curved fault planes, showing centimetre displacements and	metre to centimetre	Intergranular shear

	dipping angles varying between 40° and 80°.		
	In some cases, normal faults are evenly spaced (<5 cm), exhibiting stepped geometry.		
Intra-set convolute strata	Disharmonic folded strata, showing little consistent orientation of hinge lines or axial planes. The axial planes are essentially inclined at high angles, although sometimes they can be horizontal. Commonly associated with water-scape structures.	centimetre	Hydroplastic with associated Liquefaction
Foundering beds	Synform folded strata and bounding surfaces commonly related to columnar injection structures.	decametre to metre	Hydroplastic

Table 2: Passive SSDS from Buena Vista Formation showing description, dimensions, and mechanism interpretation.

Passive structures (Table 2) show features predominantly linked to hydroplastic deformation and intergranular shearing mechanisms. During intergranular shearing, the particles are forced over one another, forming discrete faults in unconsolidated sediments or shearing zones in consolidated sediments (Maltman, 1987; Owen *et al.*, 2011). Syn-sedimentary faults were found in localities 1 and 3

Wet Aeolian system driving forces

Driving forces are defined as stresses that generally are not capable to deform sedimentary deposits, although they can induce deformation under the presence of a trigger (Owen & Moretti, 2011). Examples of these forces are gravitational instabilities related to slopes, presence of a reverse density gradient, unequal loading on the sediment-water interface, shearing caused by surficial currents or chemical and biological processes, as mentioned above. These forces can be inferred based on the final geometry of the deformation and the features within the original deposits. Due to the friable nature of the sediments and the absence of cementation in the studied outcrops, cementation will not be evaluated as follows.

In unconsolidated sediments, deformation is influenced by the rheological behavior of the undeformed strata, which is directly related to the degree of saturation within the sediments. This occurs during active deformation, where saturation governs the intensity of the processes, as observed in outcrop 4, or during passive deformation, where a transition in the mechanical behavior of the deformed bed can occur due to different degrees of saturation within the dune, as observed in outcrops 1 and 2.

Water saturation is essential for promote liquefaction and fluidization in sandy-rich units, because it is responsible for the decrease of mechanical competency of the loose sands (McKee, 1971). Under low flow velocities, such as those expected during seepage, saturated sediments deform through hydroplastic deformation. Under these conditions the sediment still has a high frictional resistance and is prone to folding.

Conversely, moist sands respond as cohesive bodies because water increases the coefficient of friction between the particles, making it possible for the bed to act as a cohesive mass (Terzaghi, 1925). The rupture of the bed is therefore possible when the intergranular shear exceeds the friction coefficient, which occurs when the rock regains part of the shear resistance after initial deformation or in conditions where the sediments turn dry (Moretti *et al.*, 2000). During slumps, the pressure of fluid in those beds increase making them deform also through liquefaction (Helwig, 1970).

Gravity acting in the lee face slope also contributes to the generation of soft sediment deformation through slumping, where the formation of folds and thrusts are common in the compressive front of dune slumps (Bigarella *et al.*, 2006). This is the case, for the slump sheet in locality 1. In this context, moisture is important to achieve the maximum repose angle of sand and to promote the cohesive behaviour of the slumping bed. Superficial saturation in the dunes can be achieved through direct rainfall (Bigarella *et al.*, 1969; Loope *et al.*, 2003; Bigarella *et al.*, 2006).

Inside the dunes, saturation is achieved through the water table interception or its capillarity fringe. The water table is likely to be undulating in aeolian systems, being prone to form hydraulic heads in response to the dynamic balance of evaporation and precipitation (Bryant *et al.*, 2016), which can be interpreted as the main cause of dynamic saturation within the dune. Thus, the combination of dynamic relief of the water table and unequal loading, related to the bedform topography is interpreted as the main autogenic driving force responsible for lowering the shear resistance in aeolian deposits.

In the contoured water table hypothesis (*cf.* Bryant *et al.*, 2016), there is a saturated zone located under the dune crest and inside the potentiometric level, where active deformation structures are prone to be formed through dynamic liquefaction. Conversely, the dry or moist adjacent strata are prone to deform passively through plastic and brittle mechanisms due to the saturation degree being lower than in the active deformation zone.

Another driving force present in aeolian systems is driven by the graded nature of the beds. Graded beds facilitate the formation of an infiltration layer in the pore space of basal large grains. If there is a large difference between the grain size of the top and bottom laminae,

this infiltration layer tends to be larger. Thus, a significant pressure variation is supported by the static layer, which culminates in the production of larger voids (Nichols *et al.*, 1994; Ross *et al.*, 2011). Eventually, when the pressure threshold reaches the rupture point, these large voids break up, forming pipe-like structures, as described in outcrop 1.

Additionally, grain flow and wind-ripple strata exhibit different degrees of response to fluid hydrodynamics due to differences in porosity and sometimes internal structure. Grain flow strata can easily achieve a fluidized state due to the greater porosity and loose packing. While, the tight packing in the wind-ripple strata reduces the fluidization proneness. Instead, wind-ripples tend to act as fluid baffles complicating the fluid flow and enhancing pressure build-up. This explain why only the grain flow strata are contorted by static liquefaction in outcrop 2.

Event Stratigraphy

The SSDS here described show a complex cross-cutting relationship, where the order of events can be determined. Following these, the event stratigraphy of each outcrop is detailed below:

Locality 1: First, there was the accumulation by the migration and climbing of aeolian dunes separated by humid interdune surfaces. The migration of aeolian dunes was characterised by seasonal variations in the wind direction, which results in the intercalation of grain flow (related to normal migration) and wind-ripple strata (seasonal change in the wind direction). During the migration of aeolian dunes and formation of the cross-strata, sand blows were formed produced through the act of a trigger event (t1; Fig. 14). These sand blow horizons can be subdivided into at least three extrusion events based on the vertical position of individual pipes in relation to the cycles of wind-ripple and grain flow strata. Directly above the pipe-rich horizon, a sheet slump was formed in response to the collapse of the slipface under conditions of surficial water saturation caused by rain or gravitational collapse influenced by an external trigger (t2; Fig. 14).

During the aeolian accumulation, the rising of the water table was common, which can account for the semi-cohesive state of the host rock and the formation of intra-set convolute strata through hydroplastic deformation. Under these high phreatic conditions, an event triggered liquefaction in the underlying aeolian sandstones, promoting erosion and elutriation of the consolidated, overlying strata (t3; Fig. 14). The deformed mass then moves upward through forceful injection into the overlying strata, promoting ductile deformation of the host rock (t4; Fig. 14). These passively deformed sediments exhibit different mechanical behaviors due to rheological differences caused by variations in water content, which promote brittle to plastic deformation (t5; Fig. 14).

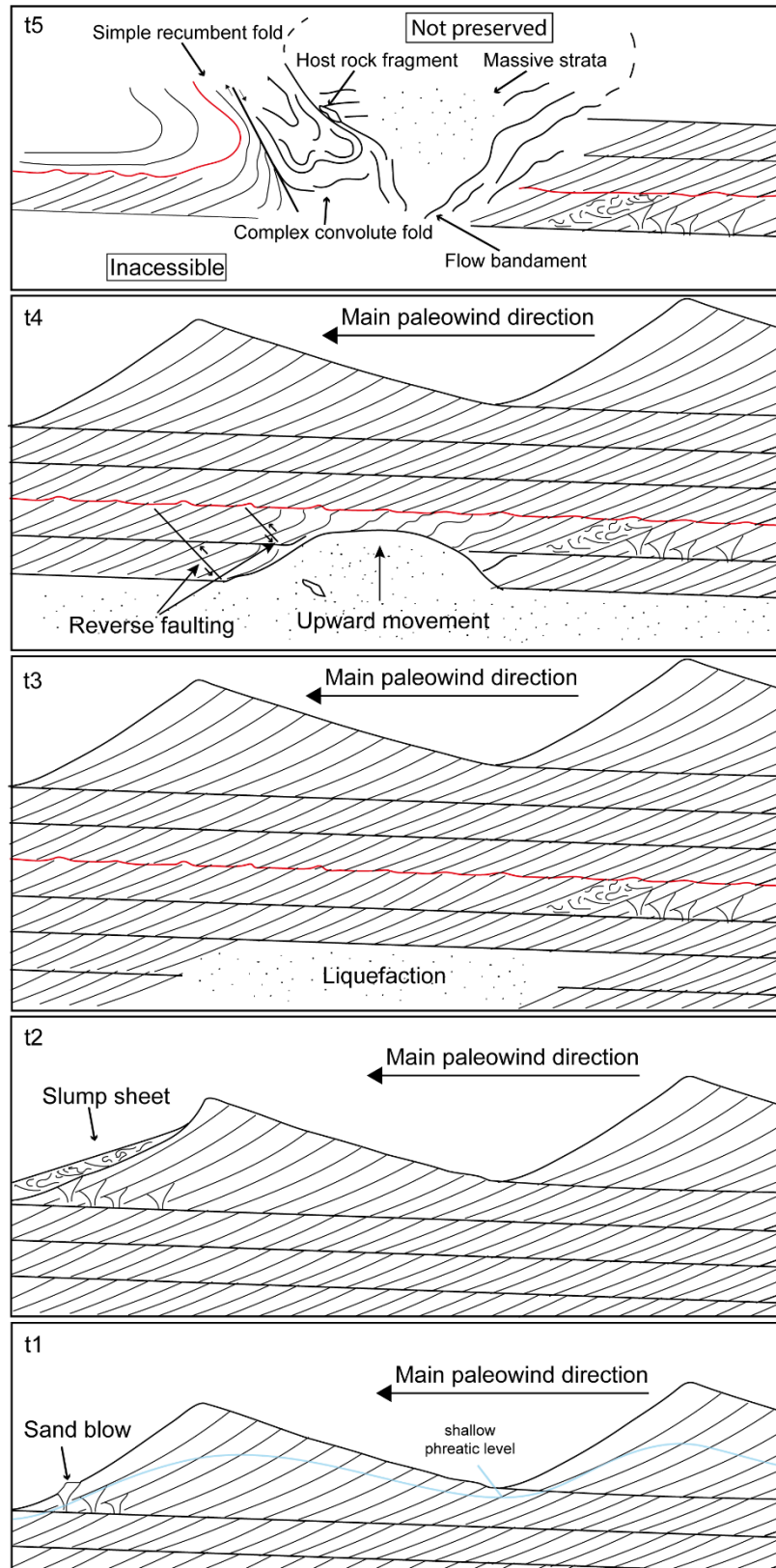


Fig. 14: Event Stratigraphy of Locality 1. Where the order of events is: (t1) Accumulation of aeolian dunes and formation of the sand blows. (t2) Collapse of the slipface forming the sheet slump deposit. (t3) Liquefaction on the underlying strata. Red surface for guidance. (t4) Forceful injection of deformed sediment through the overlying beds. (t5) Plastic and brittle deformation of the adjacent beds during injection.

Locality 2: The aeolian dunes accumulate through the migration and climbing (t0; Fig.15). The first event of deformation that occurred in the outcrop was the liquefaction of the bed under the depositional surface, which promoted the partial destruction of the original stratification (t1; Fig.15). Probably associated, or shortly after, the overlying beds were intruded by cusps (t2; Fig.15). The association of the cusps with the underlying liquefaction horizons cannot be determined, because the outcrop is not continuously exposed. During ascension, these cusps promoted static liquefaction in the immediately adjacent saturated beds (t3; Fig. 15), forming contorted cross-strata. After fluidization ceased, the adjacent beds foundered due to the remobilization of underlying sand-sized sediments, resulting in the formation of open synforms in the neighboring bounding surfaces.

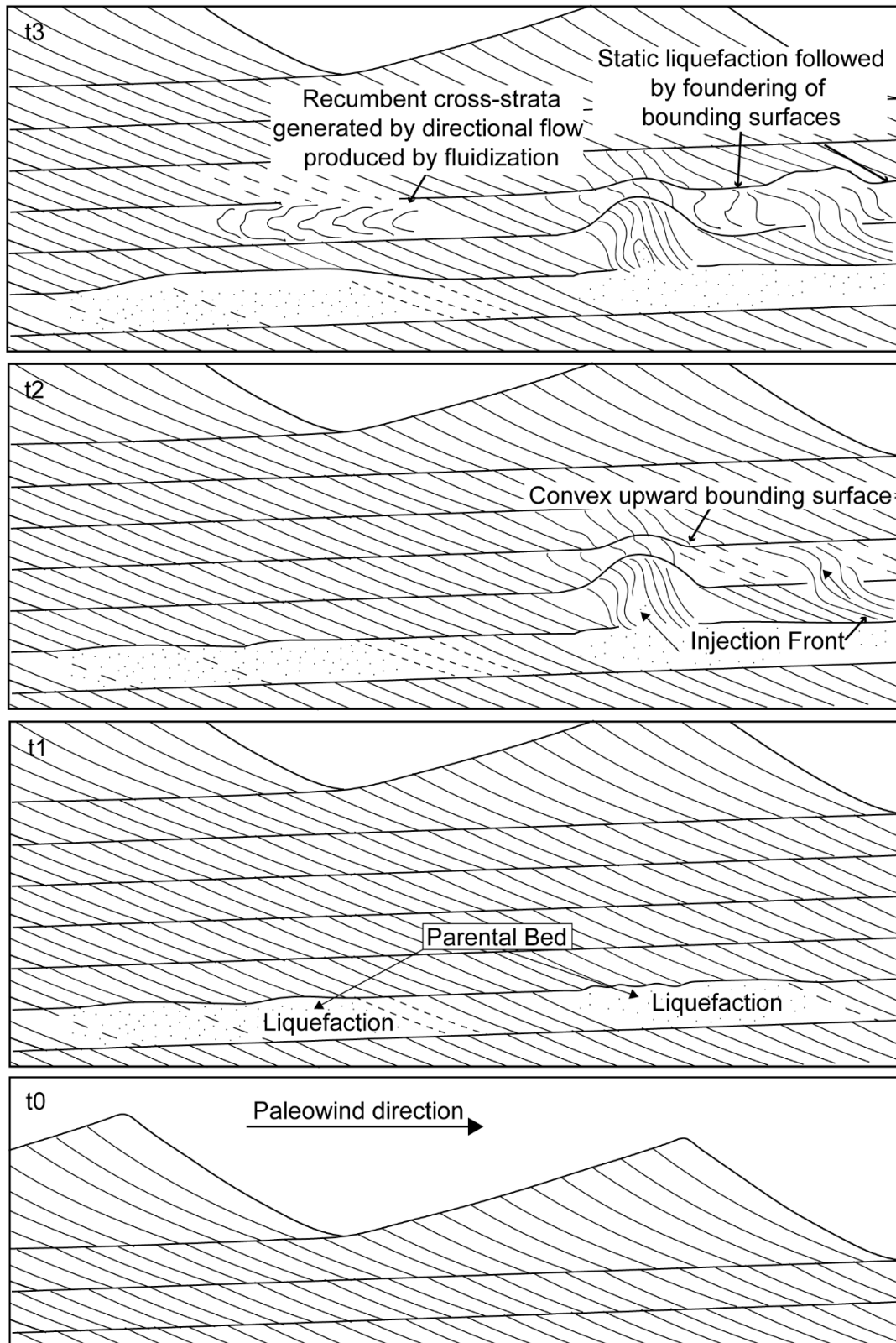


Fig. 15: Event Stratigraphy of Locality 2. Where the order of events is: (t0) Accumulation of aeolian dunes via climbing. (t1) Liquefaction of the underlying strata. (t2) Forceful injection of deformed sediment through the overlying beds. (t3) Static liquefaction of the saturated adjacent beds caused by the intruding slurry.

Locality 3: These aeolian deposits accumulate through migration and climbing (t0; Fig. 16). After that, liquefaction took place in the underlying strata due to a trigger event (t1; Fig. 16). When the gravity threshold is surpassed, the liquefied sediment starts to be elutriated by the ascending flow (t2; Fig. 16). This includes cemented blocks, which were eroded and engulfed during the injection through the host rock. Eventually, when the fluidization mechanism stops, the adjacent bed founders due to the upward remobilization of the underlying sediments. This causes the dry beds to collapse, forming faults organized in a ring geometry (t3; Fig. 16)

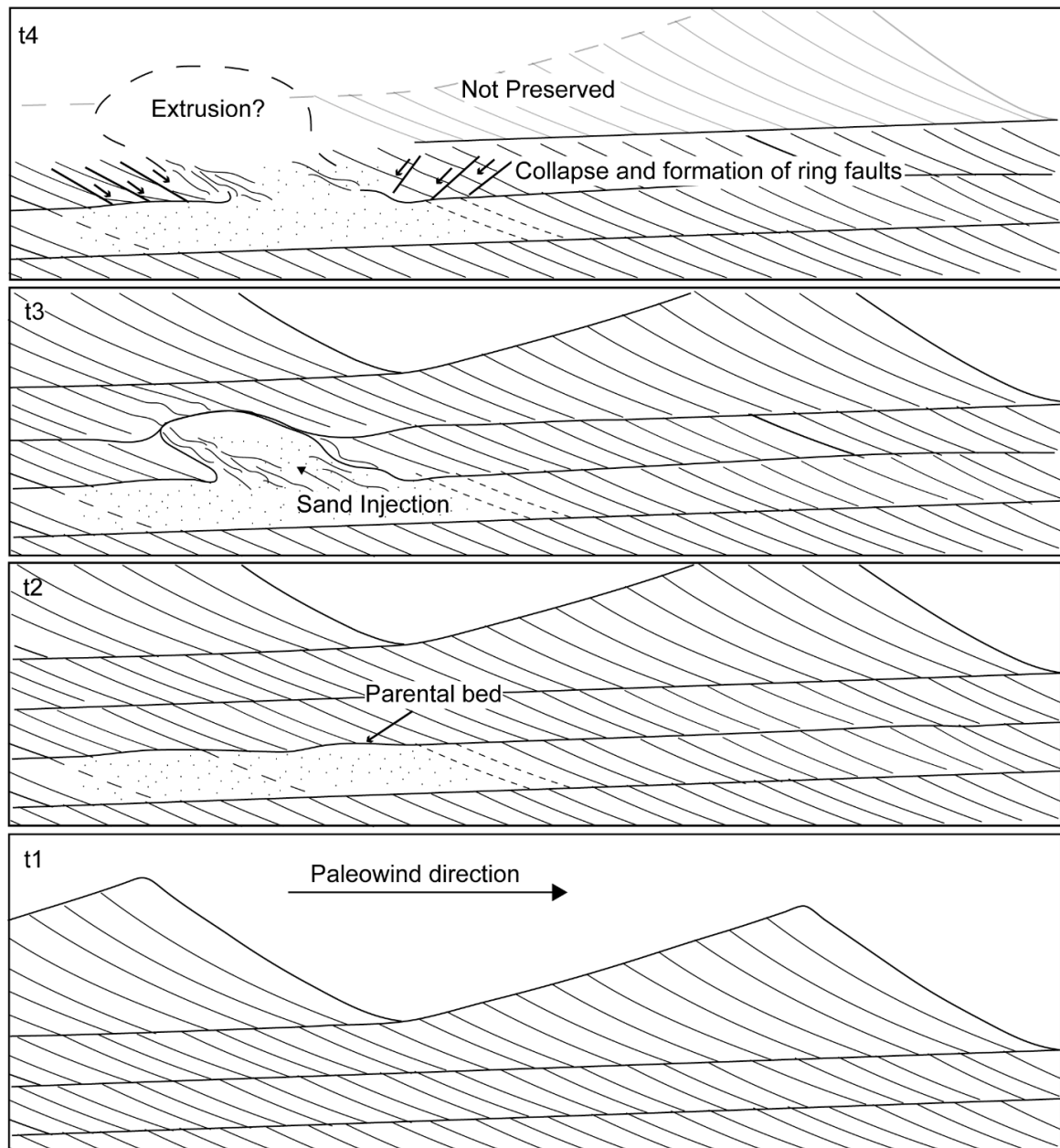


Fig. 16: Event Stratigraphy of Locality 3. The order of the interpreted events is: (t0) Accumulation of aeolian dunes via climbing. (t1) Liquefaction of the underlying strata. (t2) Forceful injection of deformed sediment

through the overlying beds. (t3) Collapse and formation of ring faults caused by the remobilization of the underlying unconsolidated sands.

Locality 4: The original deposits accumulate through the migration and climbing of aeolian dunes (t0; Fig. 17). The deformation took place after accumulation of the aeolian strata, in subsurface conditions. When these saturated sands were exposed to a trigger event, they deformed in a ductile manner. The bounding surfaces and cross-bedded sets folded into open antiforms and synforms through low flow velocities. In some portions, the intensity of the pressure build-up and fluid flow was greater. In these portions, liquefaction pockets were formed, where the original lamination was partially destroyed leading to the formation of contorted laminae and recumbent folded strata (t1; Fig. 17).

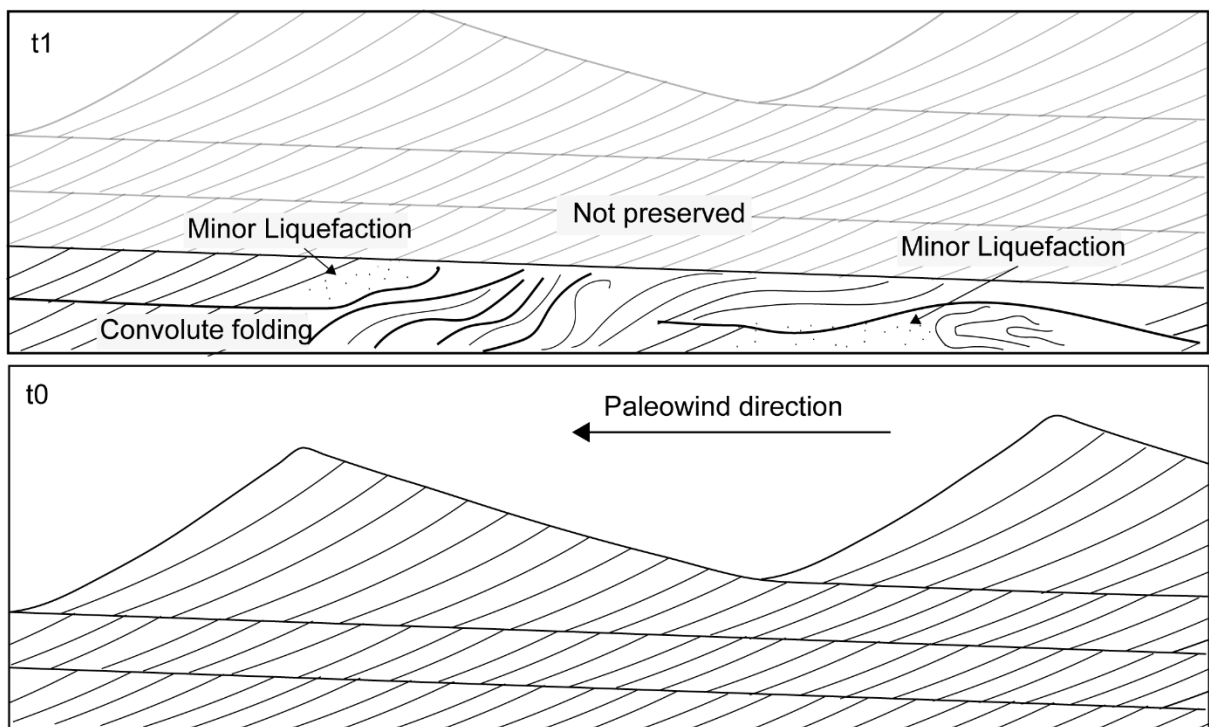


Fig. 17: Event Stratigraphy of Locality 4. The order of the interpreted events is: (t0) Accumulation of aeolian dunes via climbing. (t1) Hydroplastic deformation with minor liquefaction, forming folds interspersed with massive bed.

Trigger Analyses

Soft sediment deformations can have multiple origins and are often subject to superposition, which is likely to occur in a deformed section that formed in response to multiple triggers (Van Loon, 2009). Furthermore, Shanmugan (2017) emphasised the lack of objective diagnostic criteria, since around twenty-one triggers can produce liquefaction. The existing diagnostic criteria can be associated with multiple possible triggers (*cf.* Owen & Moretti, 2011), making the evaluation of the origin for SSDS difficult. Because of this, all potential triggers

need to be analyzed to identify those that were effective in forming the soft sediment deformation structures in the Buena Vista Formation.

Endogenic triggers: Within the Buena Vista Formation, there is no evidence of glacial or marine processes that can account for the formation of these SSDS. These deposits present fluvial-aeolian origin and were deposited in an interior basin (De Santa Ana *et al.*, 2006a; Rodrigues, 2014; Scherer *et al.*, 2023). The reported soft sediment deformations are constricted in the aeolian bedforms. This relationship points towards endogenic triggers linked to the aeolian deposition, which can be related mainly to phreatic oscillations and groundwater seepage.

Groundwater seepage can generate water-scape structures when they meet certain requirements, such as the presence of ground cracks and sediment-laden waters. However, it is nearly impossible to distinguish groundwater seepage from a seismic trigger without subsurface imaging that allows the identification of these ground cracks (*cf.* Holzer & Clark, 1993; Li *et al.*, 1996).

Other endogenic triggers that can act in aeolian environments are rapid sedimentation and loading. These triggers are frequently linked to generation of load structures, which commonly reflect density differences between dunes and interdunes (Liesa *et al.*, 2016). However, the action of these triggers is unlikely to occur in the present succession, because the succession lacks finer interdune deposits. Besides that, the annual migration rate of the Buena Vista Formation dunes is slow (up to 15 cm/year, based on the wind-ripple/grain flow cycles), making it impossible to generate a soft-deformation structure through rapid deposition.

Exogenic triggers: The origin of these deformations is probably linked to an exogenic trigger as most endogenic triggers alone cannot satisfactorily explain the origin of these complex and vertically extensive SSDS structures. Exogenic triggers for soft sediment deformation considered here are mainly bolide and seismic impacts.

Bolid-related deformation is characterised by large deformed beds with significant lateral continuity (Simms, 2003), frequently overlain by ejecta-bearing deposits (Tohver *et al.* 2018). The deformation structures previously described at the Buena Vista Formation have weak lateral continuity, and the lateral traceability of different outcrops is restricted because this unit is crosscut by several fault families.

Bolide events during the timespan of Buena Vista Formation are scarce. A unique bolide event was tentatively assigned to several deposits of Upper Permian, where SSDS and the ejecta bearing deposits could be found (Tohver *et al.*, 2018). The impact site is far from the

deposition area and the ejecta bearing deposits are absent, which makes the assignment to this event unlikely. Furthermore, in the first outcrop the crosscutting relationship between SSDS structures suggest vertical recurrence of triggers. This feature corroborates for the elimination of bolide impact as a trigger, because there is no evidence of several bolide impacts in this short period of time.

The absence of soft sediment deformation structures above and below the deformed horizons, and the punctual nature of these occurrences are used as diagnostic criteria that feature seismic events in several studies (e.g., Cojan & Thiry, 1992; Alessandretti *et al.*, 2022). The structures here described are comparable with similar morphologies formed by modern seismic triggers, as mentioned previously during the interpretation of each structure. Ancient sand blows, pipe-like structures, and sand mounds are often described as morphologies linked to seismic events. The occurrence of fluidization-related injection structures suggests that deformation occurs under high pore-water pressure. These forceful injections were capable to deform adjacent layers and promote static liquefaction in the overlying strata.

In the first outcrop, the recurrence of events was spotted, as previously explained, especially in the sand-blow horizon where the cross-cutting relationships indicate more than one event. Vertical recurrence of events can be achieved in tectonic-influenced basins where seismic events occur over a short period of time (Loope *et al.*, 2013). The undeformed strata between those horizons, in contrast, represent times of tectonic quiescence.

Another evidence that corroborates with the seismic origin for these structures are the dimension of these SSDS. In SSDS generated by seismic trigger, dimension is related to the duration time within the liquidized state or to the earthquake intensity (Obermeier, 2009). For earthquake intensity, these structures also rely on liquefaction susceptibility and amplification of bedrock shaking besides the seismological factors (e.g., magnitude of the vibration, distance from the hypocenter, and duration time).

The deposits from the Buena Vista Formation were prone to liquefaction because they consist of fine- to medium-grained sands that were deposited under conditions where the water table reached the depositional surface. Additionally, because large volumes of sand were remobilized, it is unlikely that the groundwater-flow alone can generate structures of this caliber. In steady aeolian conditions, the vertical groundwater flow rate is less than necessary to fluidize clean sands, being about 10% of the required velocity to elutriate fine to medium particles (Loope *et al.* 2013). Furthermore, seismic shocks produce an instantaneous variation in pore pressure which dissipates in few days in shallow aquifers (Nespoli *et al.*, 2016). These

conditions together produce enough duration time for the sediment remain in the liquified state and form large structures.

About duration time during seismic events, phreatic oscillation is enhanced together culminating in the formation of surficial ponds which are formed by the upward movement of groundwater (Obermeier *et al.*, 2002; Loope & Rowe, 2003; Chan *et al.* 2007). The formation of these ponds by upward migration of fluids can enhance the liquidized state in surficial sediments. These ponds can account for abundance of massive beds and for the formation of large mounds in the deformation horizons of Buena Vista Formation.

Large expositions of deformed aeolian strata were found within the Buena Vista Formation from Rio Grande do Sul state (Brazil) to Cerro Largo department (Uruguay). In Rio Grande do Sul state, all these structures are located close to fault planes. These fault planes are associated with a structural high called the Rio Grande Arch, a Late Permian to Early Triassic antiform. This proximity suggests fault-controlled deformation; however, evaluating complexity zonation is impossible because the Buena Vista formation was not continually exposed, and most of the outcrops are poorly preserved.

Besides the features assigned to paleoearthquakes, the depositional context of Buena Vista Formation leads us to suggests that earthquakes were common during deposition. The Upper Permian Buena Vista Formation represents the final phase of accumulation of a large intracratonic sag basin developed in central western Gondwana, marking a definitive continentalization of the Paraná Basin. This continentalization of the basin is related to tectonic processes in the plate borders, such as the San Raphael orogeny (Scherer *et al.*, 2023). The San Raphael orogeny interrupted the connection of the Paraná basin with the Panthalassa Ocean (Milani & Ramos, 1998; Milani & de Wit, 2008) provoking a regression marked by an increase in the subsidence rate within the basin Scherer *et al.*, 2023). The increase of subsidence rate in this intracratonic area may reflects the propagation of the flexural bend, linked to the foreland domain of San Raphael orogeny, towards the Gondwana interior (Milani & de Wit, 2008). According to Scherer *et al.* (2023), this temporal link suggests a casual and effect relationship, where the flexural bending leads to high rates of subsidence in the Paraná Basin during the accumulation of Rio do Rasto and Buena Vista formations in the Late Permian. Furthermore, the propagation of compressional stress driven by the San Raphael orogeny accounted for the formation of several intraplate elongated NW-SE antiforms, between the Late Permian and Late Triassic, within Uruguay and southern Brazilian territory (De Santa Ana *et al.*, 2006b). These uplifts are attributed as a major cause to the regional limited unconformities between the Lower Permian San Gregorio Formation and the Late Permian Buena Vista Formation in the Uruguayan territory (De Santa Ana *et al.*, 2006b). Fault

activity during Permian is supported by thickening of Buena Vista Formation deposits in zones where those are truncated by the structural arches, as presented in seismic sections by De Santa Ana *et al.* (2006b). This tectonic context points towards the seismic driven trigger, which is supported by the morphological and spatial aspects of the SSDS as previously described.

Role of saturation in driving soft-sediment deformation in wet aeolian systems

Surface humidity provided by rain and the capillary fringe is primarily responsible for making the deposits prone to deformation at the Buena Vista Formation. Within the dunes, dynamic phreatic behaviour and oscillations substantially reduce the shear strength of the host sediment. Meanwhile, in the subsurface, the mechanical behaviour of the sediments is dynamically controlled by poor cementation and saturation provided by the phreatic level. These factors indicate that the water table is a key factor in the deformation of wet aeolian units, as it influences the location of deformation within the dune bedform, the type of deformation, and the mechanical behaviour of the sediment during deformation. This observation is consistent with the contoured model proposed by Bryant *et al.* (2016) regarding the surficial phreatic behaviour influencing the formation of dune collapse structures in the Navajo Sandstone. This dynamic contoured phreatic model appears to occur in other wet aeolian systems where the geometry of the aeolian deposits differs, especially concerning the interdune deposits.

In wet aeolian systems, deformation is commonly related to interdunal deposits. In the Entrada Sandstone, the deformation appears to be aided by Jurassic Carmel sabkha deposits as a source of fluids (Chan *et al.*, 2007). The creation of unstable conditions related to salt dissolution could have influenced the formation of pipes. Additionally, the presence of confining layers made fluidization and liquefaction possible (Wheatley *et al.*, 2016). In the Navajo Sandstone, the establishment of carbonate deposition in interdune deposits influenced the formation of sealing horizons, promoting liquefaction under the dunes and near the interdunes (Bryant & Miall, 2010). In these examples, the deformation was attributed to overpressure intervals below confining units, where deformation can occur classically: through liquefaction followed by hydraulic fracturing and fluidization.

However, in the Buena Vista Formation, this process appears to differ, as the formation lacks fine-grained interdune flats or sabkha deposits that would allow for the pressure build-up necessary for the formation of large injection structures. Consequently, the pressure build-up must be caused by other mechanisms, which, in this case, can be more intense seismic events. Regarding these seismic events, the absence of a laterally continuous deformation horizon and the lack of guiding horizons make it challenging to define. However, the presence of

decametric structures along almost the entire extent of the formation is strongly suggestive that stronger ground motion than usual was responsible for the formation of these SSDS.

Considering conditions of the Buena Vista deposits, the water table appears to play a major role in controlling soft-sediment deformation and producing overpressure horizons in the subsurface, even in the absence of fine-grained sealing levels. Strong earthquakes can easily generate build-up pressure in these very poorly cemented conditions. Pressure build-up, in aeolian units, are also naturally improved by the regularly geometry of these deposits, as their strata and surfaces promote variations in the permeability-porosity conditions along a vertical profile (Fischer et al., 2007). This results in a complex fluid flow, which can occasionally lead to pressure build-up under low permeability wind-ripple facies and 1st order surfaces, even in conditions where the interdune deposits are absent.

CONCLUSIONS

The active soft-sediment structures described for Buena Vista Formation include faint and massive beds, mounds, irregular injections, sand blows, complex recumbent folds, slump sheets, and convolute strata. While, passive deformation occurs in the form of simple recumbent folds, intra-set convolute strata, foundering beds, and syn-sedimentary faults. Through the geometrical relationship between the SSDS and the undeformed deposits, it was possible to establish the evolution of deformational processes and the main trigger responsible for deformation. The SSDS of Buena Vista Formation are formed mainly through fluidization and liquefaction induced by seismic shocks in a high and dynamic water table regimen driven by a monsoonal climate. Seismic shocks are the main trigger mechanism for the large SSDS in Buena Vista Formation. This interpretation is supported by vertical recurrences of the deformed beds, SSDS morphologies commonly attributed to this trigger, and proximity of faults crosscutting the entire Permian strata. However, the morphology of SSDS in aeolian settings is not governed only by the trigger. The morphology is more related to the driving forces that operate in the system, which in wet aeolian systems reflects on water table variations, fluid dynamics, and surficial water saturation. These driving forces influence the mechanical behaviour within the unconsolidated sediments and are impactful in the final deformation morphology.

DECLARATION OF COMPETING INTEREST

The authors declare that they have no competing financial interests or personal relationships that might have influenced the research presented in this paper.

DATA AVAILABILITY

The data that supports the findings of this study are available from the corresponding author upon reasonable request.

ACKNOWLEDGMENTS

This paper is part of the MSc research of the first author. This study was financed by the Human Resource Program of The Brazilian National Agency for Petroleum, Natural Gas, and Biofuels – PRH-ANP, supported by resources from oil companies considering the contract clause nº 50/2015 of R, D&I of the ANP. Additionally, we thank Léo Hartmann for the early review of the manuscript.

REFERENCES

- Alessandretti, L., Warren, L. V., Varejão, F. G., Rassi, R., Dos Santos, M. G., Silva, M. N., Honorato, F. R., Estrada, M. J. T. and Cunha, J. V.** (2023). Uplifting mountains and shaking deserts: volcano-tectonic earthquakes revealed by soft-sediment-deformation structures in Upper Cretaceous aeolian deposits. *J. Sedim. Res.*, **93**, 1-19.
- Allen, J. R. L., and Banks, N. L.** (1972). An interpretation and analysis of recumbent-folded deformed cross-bedding. *Sedimentology*, **19**, 257-283.
- Allen, J.R.L.** (1982) Soft-sediment deformation structures. In: *Sedimentary Structures, Their Character and Physical Basis* (Ed. Allen, J.R.L.), **2**, pp. 343–394. Elsevier, Amsterdam.
- Baer, G.** (1991) Mechanisms of dike propagation in layered rocks and in massive, porous sedimentary rocks. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **96**, 11911–11929.
- Bigarella, J. J., Becker, R. D., and Duarte, G. M.** (1969). Coastal dune structures from Parana (Brazil). *Marine Geol.*, **7**, 5-55.
- Bigarella, J. J., Klein, A. D. F., Menezes, J. T., and Vintem, G.** (2006). Southern Brazilian coastal dunes: movement and structures. *J. Coastal Res.*, **39**, 1-15.
- Bryant, G., and Miall, A.** (2010). Diverse products of near-surface sediment mobilization in an ancient eolianite: outcrop features of the early Jurassic Navajo Sandstone. *Basin Res.*, **22**, 578-590.
- Bryant, G., Cushman, R., Nick, K., and Miall, A.** (2016). Paleohydrologic controls on soft-sediment deformation in the Navajo Sandstone. *Sedim. Geol.*, **344**, 205-221.

- Castilla, R. A., and Audemard, F. A.** (2007). Sand blows as a potential tool for magnitude estimation of pre-instrumental earthquakes. *J. Seism.*, **11**, 473-487.
- Carrivick, J. L., Smith, M. W., & Quincey, D. J.** (2016). *Structure from Motion in the Geosciences*. John Wiley & Sons.
- Chan, M. A., and Bruhn, R. L.** (2014). Dynamic liquefaction of Jurassic sand dunes: processes, Origins, and implications. *Earth Surf. Process. Landf.*, **39**, 1478-1491.
- Chan, M. A., Archer, A. W., Sprinkel, D. A., Chidsey, T. C., and Anderson, P. B.** (2000). Cyclic eolian stratification on the Jurassic Navajo Sandstone, Zion National Park: Periodicities and implications for paleoclimate. *Geol. Utah parks and monum.*, **28**, 607-617.
- Chan, M. A., Hasiotis, S. T., and Parrish, J. T.** (2020). Hierarchical scales of soft-sediment deformation in erg deposits, Lower Jurassic Navajo Sandstone, Moab area, Utah, USA. *J. Sedim. Res.*, **90**, 1068-1093.
- Chan, M., Netoff, D., Blakey, R., Kocurek, G., and Alvarez, W.** (2007). Clastic-injection pipes and syndepositional deformation structures in Jurassic eolian deposits: examples from the Colorado Plateau. In: *Sand injectites: Implications for hydrocarbon exploration and production* (Eds. A. Hurst and J. Cartwright), *AAPG Mem.*, **87**, p. 233-244.
- Christofolletti, B., Peixoto, B. C., Warren, L. V., Inglez, L., Fernandes, M. A., Alessandretti, L., Perinotto, J. A. d. J., Simões M. G. and Assine, M. L.** (2021). Dinos among the dunes: Dinoturbation in the Pirambóia Formation (Paraná Basin), São Paulo State and comments on cross-section tracks. *J. South Am. Earth Sci.*, **109**, 103252.
- Cojan, I., and Thiry, M.** (1992). Seismically induced deformation structures in Oligocene shallow-marine and aeolian coastal sands (Paris Basin). *Tectonophysics*, **206**, 79-89.
- De Santa Ana, H., Goso, C., and Daners, G.** (2006a). Cuenca Norte: Estratigrafía del Carbonífero-Permiano. In: *Cuencas Sedimentarias de Uruguay: Geología, Paleontología y Recursos Minerales* (Eds. Martínéz, S., Ubilla, M., and Veroslavsky, G.), **Paleozoico**, 147-208.
- De Santa Ana, H., Veroslavsky, G., Fulfaro, V. and Rossello, E..** (2006b). Cuenca Norte: evolución tectónica y sedimentaria del Carbonífero-Permiano. In: *Cuencas Sedimentarias de Uruguay: Geología, Paleontología y Recursos Minerales* (Eds. Martínéz, S., Ubilla, M., and Veroslavsky, G.), **Paleozoico**, 209-256.
- Doe, T. W., and Dott, R. H.** (1980). Genetic significance of deformed cross bedding; with examples from the Navajo and Weber sandstones of Utah. *J. Sedim. Res.*, **50**, 793-812.

- Ernesto, M., Demarco, P. N., Xavier, P., Sanchez, L., Schultz, C., and Piñeiro, G.** (2020). Age constraints on the Paleozoic Yaguarí-Buena Vista succession from Uruguay: paleomagnetic and paleontologic information. *J. South Am. Earth Sci.*, **98**, 102489.
- Faccini, U. F.** (1989). O Permo-Triássico do Rio Grande do Sul. Uma análise sob o ponto de vista das seqüências deposicionais. Unpublished M.Sc Thesis. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 121p.
- Francischini, H., Dentzien-Dias, P., Battista, F., Sipp, G. S., Melo, T. P., Scherer, C. M., and Schultz, C. L.** (2023). Burrows provided shelter for tetrapods in a Permo-Triassic desert. *Pap. Palaeontol.*, **9**, e1490.
- Francischini, H., Dentzien-Dias, P., Lucas, S. G., and Schultz, C. L.** (2018). Tetrapod tracks in Permo–Triassic eolian beds of southern Brazil (Paraná Basin). *PeerJ*, **6**, e4764.
- Fryberger, S. G., Schenk, C. J., and Krystinik, L. F.** (1988). Stokes surfaces and the effects of near-surface groundwater-table on Aeolian deposition. *Sedimentology*, **35**(1), 21-41.
- Glennie, K., and Hurst, A.** (2007). Fluidization and associated soft-sediment deformation in eolian sandstones: Hopeman Sandstone (Permian), Scotland, and Rotliegend, North Sea. in *Sand injectites: Implications for hydrocarbon exploration and production* (Eds. A. Hurst & J. Cartwright), AAPG Mem., **87**, p. 245-252.
- Hartmann, L. A., Pertille, J., Bicca, M. M., Santos, C. B., Johner, M., and Cerva-Alves, T.** (2022). Silicification, fracturing and steam venting of Botucatu paleodunes in the Early Cretaceous. *J. South Am. Earth Sci.*, **118**, 103924.
- Helwig, J.** (1970). Slump folds and early structures, northeastern Newfoundland Appalachians. *J. Geol.*, **78**, 172-187.
- Holzer, T. L., and Clark, M. M.** (1993). Sand boils without earthquakes. *Geology*, **21**, 873-876.
- Horn, B. L. D., Oliveira, A. A., Simões, M. S., Besser, M. L., and Araújo, L. L. D.** (2022). Mapa geológico da bacia do Paraná. SGB-CPRM, 1:1,000,000.
- Hunter, R. E., and Rubin, D. M.** (1982). Interpreting Cyclic Cross-bedding, with An Example from the Navajo Sandstone. *Dev. Sedimentol.*, **38**, 429-454.
- Kocurek, G., Carr, M., Ewing, R., Havholm, K. G., Nagar, Y. C., and Singhvi, A. K.** (2007). White Sands Dune Field, New Mexico: age, dune dynamics and recent accumulations. *Sedim. Geol.*, **197**, 313-331.

- Li, Y., Craven, J., Schweig, E. S., and Obermeier, S. F.** (1996). Sand boils induced by the 1993 Mississippi River flood: Could they one day be misinterpreted as earthquake-induced liquefaction?. *Geology*, **24**, 171-174.
- Liesa, C. L., Rodríguez-López, J. P., Ezquerro, L., Alfaro, P., Rodríguez-Pascua, M. Á., Lafuente, P., Arlengui, Luís and Simón, J. L.** (2016). Facies control on seismites in an alluvial–aeolian system: The Pliocene dunefield of the Teruel half-graben basin (eastern Spain). *Sedim. Geol.*, **344**, 237-252.
- Loope, D. B., and Rowe, C. M.** (2003). Long-lived pluvial episodes during deposition of the Navajo Sandstone. *J. Geol.*, **111**, 223-232.
- Loope, D. B., Elder, J. F., Zlotnik, V. A., Kettler, R. M., and Pederson, D. T.** (2013). Jurassic earthquake sequence recorded by multiple generations of sand blows, Zion National Park, Utah. *Geology*, **41**, 1131-1134.
- Loope, D. B., Mason, J. A., and Dingus, L.** (1999). Lethal sandslides from eolian dunes. *J. Geol.*, **107**, 707-713.
- Loope, D. B., Rowe, C. M., and Joeckel, R. M.** (2001). Annual monsoon rains recorded by Jurassic dunes. *Nature*, **412**, 64-66.
- Lowe, D. R.** (1975). Water escape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology*, **22**, 157-204.
- Maltman, A. J.** (1987). Shear zones in argillaceous sediments—an experimental study. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, **29**, 77-87.
- McKEE, E. D., Douglass, J. R., and Rittenhouse, S.** (1971). Deformation of lee-side laminae in eolian dunes. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **82**, 359-378.
- Milani, E. J., and De Wit, M. J.** (2008). Correlations between the classic Paraná and Cape–Karoo sequences of South America and southern Africa and their basin infills flanking the Gondwanides: du Toit revisited. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, **294**, 319-342.
- Milani, E. J., and Ramos, V. A.** (1998). Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Rev. Bras.de Geoc.*, **28**, 473-484.
- Moretti, M.** (2000). Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in middle-late Pleistocene aeolian deposits (Apulian foreland, southern Italy). *Sedim. Geol.*, **135**, 167-179.

- Nespoli, M., Todesco, M., Serpelloni, E., Belardinelli, M. E., Bonafede, M., Marcaccio, M., Rinaldi, A. P., Anderlini, L. and Gualandi, A.** (2016). Modeling earthquake effects on groundwater levels: evidences from the 2012 Emilia earthquake (Italy). *Geofluids*, **16**, 452-463.
- Nichols, R. J., Sparks, R. S. J., and Wilson, C. J. N.** (1994). Experimental studies of the fluidization of layered sediments and the formation of fluid escape structures. *Sedimentology*, **41**, 233-253.
- Obermeier, S.F.** (2009) Using liquefaction-induced and other soft-sediment features for paleoseismic analysis. In: *Paleoseismology* (Ed. McCalpin, J.P.), **2**, pp. 487–564. Elsevier, New York, NY.
- Obermeier, S.F., Pond, E.C., Olson, S.M. and Green, R.A.** (2002) Paleoliquefaction studies in continental settings. In: *Ancient Seismites* (Eds Etensohn, F.R., Rast, N. and Brett, C.E.), *GSA Spec. Paper*, **359**, 13–27.
- Owen, G.** (1987). Deformation processes in unconsolidated sands. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, **29**, 11-24.
- Owen, G.** (1995). Soft-sediment deformation in upper Proterozoic Torridonian sandstones (Applecross Formation) at Torridon, northwest Scotland. *J. Sedim. Res.*, **65**, 495-504.
- Owen, G.** (1996). Experimental soft-sediment deformation: structures formed by the liquefaction of unconsolidated sands and some ancient examples. *Sedimentology*, **43**, 279-293.
- Owen, G. and Moretti, M.** (2011) Identifying triggers for liquefaction-induced soft-sediment deformation in sands. *Sed. Geol.*, **235**, 141–147.
- Owen, G., Moretti, M. and Alfaro, P.** (2011) Recognising triggers for soft-sediment deformation: Current understanding and future directions. *Sed. Geol.*, **235**, 133–140.
- Piñeiro, G., Marsicano, C., and Lorenzo, N.** (2007). A new temnospondyl from the Permo-Triassic Buena Vista Formation of Uruguay. *Palaeontology*, **50**, 627-640.
- Piñeiro, G., Rojas, A., and Ubilla, M.** (2004). A new procolophonoid (Reptilia, Parareptilia) from the Upper Permian of Uruguay. *J. Vertebr. Paleontol.*, **24**, 814-821.
- Piñeiro, G., Verde, M., Ubilla, M., and Ferigolo, J.** (2003). First basal synapsids (“pelycosaurs”) from the Upper Permian-? Lower Triassic of Uruguay, South America. *J. Paleontol.*, **77**, 389-392.

- Rodrigues, A. D.** (2014). Caracterização faciológica e estratigráfica dos depósitos Flúvio-eólicos da Formação Pirambóia, permo-triássico da Bacia do Paraná, Oeste do Rio Grande. Unpublished M.Sc. Thesis. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 114 p.
- Rodríguez-López, J. P., and Wu, C.** (2020). Recurrent deformations of aeolian desert dunes in the cretaceous of the South China Block: Trigger mechanisms variability and implications for aeolian reservoirs. *Marine Petrol. Geol.*, **119**, 104483.
- Ross, J. A., Peakall, J., and Keevil, G. M.** (2011). An integrated model of extrusive sand injectites in cohesionless sediments. *Sedimentology*, **58**, 1693-1715.
- Ross, J. A., Peakall, J., and Keevil, G. M.** (2014). Facies and flow regimes of sandstone-hosted columnar intrusions: insights from the pipes of Kodachrome Basin State Park. *Sedimentology*, **61**, 1764-1792.
- Rossetti, D. F., and Góes, A. M.** (2000). Deciphering the sedimentological imprint of paleoseismic events: an example from the Aptian Codó Formation, northern Brazil. *Sedim. Geol.*, **135**, 137-156.
- Scherer, C. M., and Goldberg, K.** (2010). Cyclic cross-bedding in the eolian dunes of the Sergi Formation (Upper Jurassic), Recôncavo Basin: Inferences about the wind regime. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **296**, 103-110.
- Scherer, C. M., and Lavina, E. L.** (2005). Sedimentary cycles and facies architecture of aeolian-fluvial strata of the Upper Jurassic Guarú Formation, southern Brazil. *Sedimentology*, **52**, 1323-1341.
- Scherer, C. M., Reis, A. D., Horn, B. L., Bertolini, G., Lavina, E. L., Kifumbi, C., and Aguilar, C. G.** (2023). The stratigraphic puzzle of the permo-mesozoic southwestern Gondwana: the Paraná Basin record in geotectonic and palaeoclimatic context. *Earth Sci. Rev.s*, **240**, 104397.
- Shanmugam, G.** (2017). The fallacy of interpreting SSDS with different types of breccias as seismites amid the multifarious origins of earthquakes: Implications. *J. Palaeogeogr.*, **6**, 12-44.
- Simms, M. J.** (2003). Uniquely extensive seismite from the latest Triassic of the United Kingdom: Evidence for bolide impact?. *Geology*, **31**, 557-560.
- Stewart, A. D.** (1963). On certain slump structures in the Torridonian sandstones of Applecross. *Geol. Mag.*, **100**, 205-218.

Terzaghi, C. (1925). Principles of soil mechanics: V-physical differences between sand and clay. *Engin. News Rec.*, **96**, 912-915.

Tohver, E., Schmieder, M., Lana, C., Mendes, P. S., Jourdan, F., Warren, L., and Riccomini, C. (2018). End-Permian impactogenic earthquake and tsunami deposits in the intracratonic Paraná Basin of Brazil. *GSA Bull.*, **130**, 1099-1120.

van Loon, A.J. (2009) Soft-sediment deformation structures in siliciclastic sediments: an overview. *Geologos*, **15**, 3–55.

Wesnousky, S. G., and Leffler, L. M. (1992). The repeat time of the 1811 and 1812 New Madrid earthquakes: A geological perspective. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **82**, 1756-1785.

Wheatley, D. F., Chan, M. A., and Sprinkel, D. A. (2016). Clastic pipe characteristics and distributions throughout the Colorado Plateau: Implications for paleoenvironment and paleoseismic controls. *Sedim. Geol.*, **344**, 20-33.

ANEXO – RESUMO EXPANDIDO 11º PDPETRO

ESTRUTURAS DE DEFORMAÇÃO EM SEDIMENTOS INCONSOLIDADOS NOS RESERVATÓRIOS EÓLICOS: ANÁLISE PRELIMINAR DO IMPACTO NO FLUXO DE FLUÍDOS

RESUMO

Sistemas sedimentares eólicos constituem *plays* de hidrocarbonetos de relevância global, em virtude dos altos valores de porosidade e permeabilidade que fazem destas rochas ótimos reservatórios para hidrocarbonetos. Entretanto, os sistemas eólicos úmidos comumente apresentam estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados que podem levar a diminuição da porosidade e da permeabilidade dos estratos. Esta diminuição ocorre principalmente pela destruição da segregação original dos estratos eólicos, gerando um empacotamento mais apertado nas áreas deformadas. O presente trabalho busca analisar qualitativamente o impacto das deformações em sedimentos inconsolidados no fluxo de fluídos em sistemas eólicos úmidos. Para tal, foram escolhidos os depósitos de idade Lopingiana da Formação Buena Vista localizados no estado do Rio Grande do Sul. A Formação Buena Vista apresenta um amplo espectro morfológico de estruturas de deformação rúpteis e dúcteis cuja escala vertical e horizontal vai de milimétrica a decamétrica. Para a análise do impacto destas estruturas de deformação no arcabouço estratigráfico foi executado um levantamento de campo em um afloramento com horizontes deformados dúcteis, resultando em um ortomosaico interpretativo. Com o auxílio deste produto foram identificadas seis morfologias distintas de deformações ativas: camadas contorcidas, camadas maciças, cúspides interpenetrativas, diápiros de areia, dobras recumbentes complexas, vulcões de areia. Essas morfologias foram classificadas em quatro graus de deformação de acordo com a complexidade, escala vertical e momento deformacional. O grau 1 é constituído por camadas contorcidas, que são comumente interpretadas como resultado do escape de fluídos e sedimentos em resposta a uma força externa. Essas estruturas constituem barreiras de fluxo horizontais lateralmente pouco expressivas (aproximadamente 2 metros) localizadas em estratos transladantes cavalgantes. Os graus de complexidade 2, 3 e 4 apresentam afinidade com o mecanismo de liquefação e fluidização, onde a principal força desencadeadora é a injeção de fluídos e areias sobrepressurizadas nas das camadas superpostas. Os intervalos deformados destes graus ocorrem internamente a associação de fácies de duna eólica, frequentemente na zona de pé da

duna ou abaixo da superfície de interduna. Essas zonas apresentam influência direta do gradiente hidráulico gerado pela topografia das dunas em um contexto de nível freático sob influência de paleossísmos. Estruturas com este grau de complexidade podem formar grandes barreiras de fluxo e zonas que possibilitam o trapeamento local de hidrocarbonetos ou podem aumentar a permeabilidade vertical dos sistemas eólicos favorecendo o fluxo de fluídos em escala formacional.

Palavras-chave: Vulcões de areia, Diápiros de Areia, Barreiras de fluxo, Formação Buena Vista

ABSTRACT

Aeolian sedimentary systems constitute hydrocarbon plays with global relevance, due to the high porosity and permeability values that make these rocks great hydrocarbon reservoirs. However, humid aeolian systems commonly present soft sediment deformation structures that can lead to a decrease of porosity and permeability values of the strata. This decrease occurs mainly by the destruction of the original segregation on the aeolian strata, generating a tighter packing in the deformed areas. The present work seeks to qualitatively analyze the impact of soft sediment deformation in the fluid flow on humid aeolian systems. For this, the deposits of Buena Vista Formation located in the Rio Grande do Sul state, Lopingian Age, were chosen. The Buena Vista Formation presents a wide morphological spectrum of brittle and ductile deformation structures whose vertical and horizontal scales range from millimeter to decametric. To analyze the impact of these deformation structures on the stratigraphic framework, a field survey was conducted on an outcrop with ductile deformed horizons, resulting in one interpretative orthomosaics. With this product, six distinct morphologies of active deformations were identified: contorted layers, massive layers, interpenetrating cusps, sand diapirs, complex recumbent folds, sand volcanoes. These morphologies were classified into four degrees of deformation according to complexity, vertical scale and deformational moment. Grade 1 consists of contorted layers, which are commonly interpreted as the result of fluid and sediment escape in response to an external forcing. These structures constitute horizontal flow barriers (approximately 2 meters) laterally discontinuous located in climbing translating strata. Complexity degrees 2, 3 and 4 show affinity with the liquefaction and fluidization mechanisms, where the main triggering force is the injection of overpressurized fluids and sands into the superimposed layers. The deformed intervals of these degrees occur internally within the aeolian dune facies association, often in the dune foot zone or below the

interdune surface. These zones are directly influenced by the hydraulic gradient generated by the topography of the dunes in a context of high phreatic level and under the influence of paleoseisms. Structures with this degree of complexity can form large flow barriers and zones that allow the local trapping of hydrocarbons or can increase the vertical permeability of aeolian systems, favoring the upward flow of fluids on a formational scale.

Keywords: Sand Vulcanoes, Sand Diapirs, Flow Baffles, Buena Vista Formation

INTRODUÇÃO

Os sistemas eólicos constituem excelentes reservatórios de hidrocarbonetos devido aos seus altos valores de porosidade e permeabilidade (Rodríguez-López & Wu, 2020). Apesar de serem excelentes reservatórios, a predição e exploração de hidrocarbonetos em depósitos eólicos é complexa, isso se deve as mudanças de fácies abruptas e mudanças nas propriedades petrofísicas que caracterizam estes sistemas (North & Prosser, 1993; Rodríguez-López & Wu, 2020). Nesse contexto, os sistemas eólicos úmidos são mais sensíveis, pois apresentam depósitos de interdunas que apresentam uma diversidade faciológica podendo haver cimentação associadas as superfícies deposicionais impactando diretamente no fluxo de fluídos. Além disso, a presença de um nível freático raso e os valores altos de porosidade e permeabilidade tornam estes sedimentos propensos a diversos processos deformacionais após a sua deposição (Rodríguez-López & Wu, 2020). A deformação dá origem a heterogeneidades locais, de escala subsísmica, que influenciam diretamente na geometria dos reservatórios em sedimentos eólicos (Glennie & Hurst, 2007). Por exemplo, zonas deformadas na unidade fonte podem constituir intervalos de baixa porosidade e permeabilidade gerando defletores de fluxo eficientes que podem interferir na migração de hidrocarbonetos resultando até na compartimentação de parte do reservatório (Rodríguez -López & Wu, 2020). Por outro lado, extruditos (*e.g.*, vulcões de areia, diques clásticos) podem criar novos caminhos de fluxo preferencial ao longo das superfícies de primeira ordem (Wheatley *et al.*, 2018) ou através das unidades encaixantes (Glennie & Hurst, 2007) aumentando a permeabilidade e possibilitando a migração vertical de hidrocarbonetos. O presente trabalho tem por objetivo a avaliação do impacto das estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados no fluxo de fluidos de depósitos eólicos úmidos, tendo como unidade-alvo os depósitos eólicos de topo da Formação Buena Vista. Essa unidade é caracterizada por zonas deformadas cuja extensão vertical e horizontal vai da escala milimétrica a escala decamétrica.

METODOLOGIA

Com base nas propostas de Owen & Moretti (2011) e Owen *et al.* (2011) para a interpretação de intervalos deformados, o presente trabalho foi dividido em duas etapas metodológicas que constituem na identificação das fácies e na análise das fácies e intervalos deformados.

A primeira etapa constituiu na aquisição dos dados estratigráficos e fotogramétricos em um afloramento localizado no município de Jaguari em um corte de estrada na BR-287 em direção a São Vicente do Sul (Figura 1). A aquisição dos dados estratigráficos se deu através de dois trabalhos de campo com o objetivo de caracterizar os elementos arquiteturais nas zonas com intervalos deformados. Para a obtenção dos dados fotogramétricos foi utilizado um VANT (Veículo autônomo não tripulado) de modelo DJI Mavic 2 Pro equipado com uma câmera *Hasselblad* L1D-20c ($f/10.26$ mm; 20 MP), que foi utilizado para fazer levantamento completo do afloramento, as fotografias foram obtidas com recobrimento vertical e horizontal mínimo de 60%. Esses dados foram tratados com auxílio do *software* Agisoft Metashape para a obtenção de modelos tridimensionais do afloramento. Os modelos tridimensionais foram então ortorretificados para a obtenção de imagens em duas dimensões corrigidas que foram utilizadas para a construção dos painéis integradores.

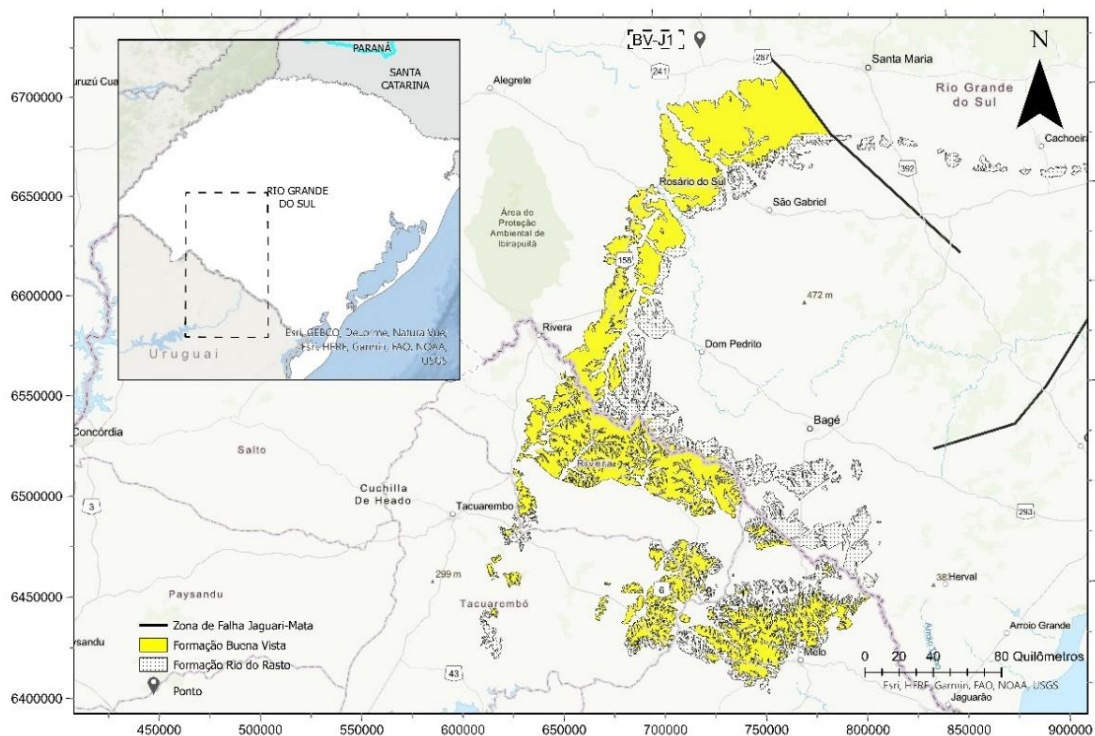


Figura 1: Localização da Formação Buena Vista. Modificado de: Rodrigues (2014).

Para etapa de análise de fácies e intervalos deformados foi feita a integração dos dados das seções colunares nas ortofotos por meio do *software* Adobe Illustrator, onde foram construído um painel interpretativo do afloramento de Jaguarí. A partir da construção dos painéis interpretativos foi feita a análise integrada das deformações buscando analisar a morfologia pré-deformação, tempo relativo à deformação, forças desencadeadoras e mecanismos deformacionais.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

O afloramento estudado é constituído por sets sobrepostos de arenitos médios, bimodais, com estratificação tangencial de grande porte, separados por superfícies subhorizontais levemente ondulada, formando por vezes cúspides. Os sets de estratos cruzados são compostos no topo por estratos centimétricos inversamente gradados, com espessura entre 1 e 4 cm, com geometria lenticular na vista perpendicular ao sentido de transporte. O mergulho desses estratos encontra-se entre 21 e 30°. Em sentido a base dos sets, os estratos se interdigitam com lâminas inversamente gradadas e milimetricamente espaçadas com mergulhos mais suaves, tipicamente entre 11 e 15°. A sucessão de sets de estratos cruzados apresenta estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados, incluindo deformações intra-set dos estratos cruzados, bandamentos de fluxo, falhas sin-sedimentares, dobras, estruturas de injeção de areia e arenitos maciços liquefeitos.

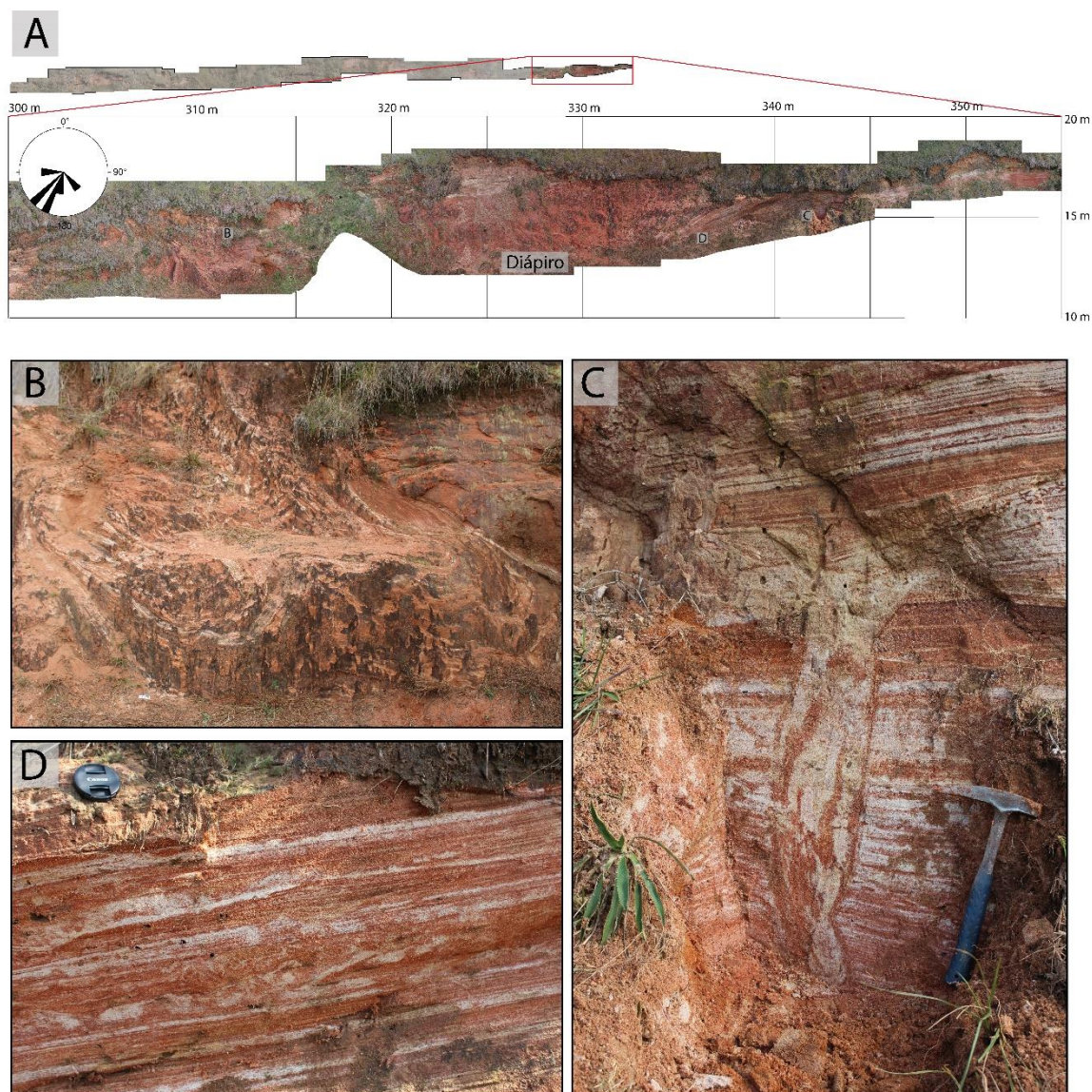


Figura 2: Afloramento BV-J1. (A) Painel Fotogramétrico do Afloramento (B) Dobras reclinadas periféricas ao diápiro arenoso que ocupa o centro do afloramento (C) Vulcão de areia (D) Camadas convolutas.

Arenitos bem selecionados e arredondados com estratificações cruzadas de grande porte compostas por fluxos de grãos e laminações transladantes cavalgantes têm sido interpretadas como depósitos residuais de dunas eólicas (Kocurek, 1981; Scherer, 2000). O trend unimodal do sentido de mergulho dos estratos cruzados sugere dunas eólicas crescentes. A geometria tangencial/acanalada da estratificação, sugere que as dunas apresentavam crista sinuosa. A superfícies subhorizontais que separa os sets de estratos cruzados são interpretadas como superfícies de 1^a. ordem (Kocurek, 1981). A natureza corrugada da superfície indica que o lençol freático interceptava a interduna (superfície de Stokes), definindo um sistema eólico úmido.

As estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados podem ser classificadas e divididas em deformações ativas e passivas (*sensu* Allen, 1982). As deformações ativas são

aquelas que ocorrem geralmente na base da sucessão sedimentar e perturbam os sedimentos adjacentes. Essas deformações estão diretamente associadas aos mecanismos primários de liquefação e fluidização. Em contraste a estas, as estruturas de deformação passiva ocorrem nas camadas superpostas perturbadas pelas deformações ativas. O mecanismo que impera na deformação dessas camadas é o cisalhamento intergranular em condições reológicas rúpteis ou plásticas. As deformações ativas foram categorizadas internamente de acordo com a escala vertical da deformação, complexidade e momento da deformação (quadro 1), essa subdivisão foi feita com base nas hierarquias definidas por Chan et al. (2020) para as estruturas formadas no Arenito Navajo.

O grau de complexidade 1 (figura 2 – D) é caracterizado por composto por pequenas dobras, cúspides interpenetrativas e intervalos maciços. Essas estruturas deformacionais são formadas em um contexto sin-deposicional, onde impera a condição de deposição sob influência de água oriunda do aporte superficial. Essas estruturas encontram-se preferencialmente localizadas abaixo de uma superfície de Stokes, que se formam quando o nível freático coincide com uma superfície deposicional sugerindo que houve variações do nível freático durante a deposição dos sedimentos (Kocurek, 1981). Estruturas similares as camadas onduladas foram interpretadas no Arenito Navajo como formadas em resposta ao transporte de pequenos volumes de água durante o processo de liquefação ou fluidização, provavelmente geradas em resposta atuação de processos autigênicos como variações na saturação da água meteórica (Chan *et al.*, 2020). As camadas contorcidas ou onduladas tendem a influir no fluxo fluídos através da diminuição da permeabilidade lateral ocasionada pela destruição da segregação original dos sedimentos eólicos. Internamente essas camadas são constituídas por dobras e intervalos maciços tipicamente descontínuos, sendo que as zonas dobradas representam uma intercalação de níveis de mais baixa e mais alta permeabilidade. Enquanto as zonas maciças apresentam uma porosidade relativamente maior do que os sedimentos eólicos indeformados (Hurst *et al.*, 2011).

O grau de complexidade 2 é constituída por condutos, cujas terminações superiores se expandem formando uma espécie de bacia (figura 2-C). Internamente essas deformações apresentam uma zonation textural, passando de uma estrutura maciça central para uma laminação granulométrica paralela as bordas da estrutura. Essas feições foram geradas em condições próximo a superfície a partir da liquefação e subsequente fluidização dos sedimentos, assim que o limiar crítico de pressão no fluído intergranular é ultrapassado a ponto de ocasionar o fraturamento dos estratos superpostos e mobilização ascendente dos sedimentos e fluídos (Ross *et al.*, 2011). A laminação, orientada paralela as bordas da estrutura, sugere que a

ascensão de fluidos ocorreu sob o regime de fluxo laminar (Ross *et al.*, 2011), enquanto o centro maciço atesta que houve uma fonte contínua de fluido capaz de separar os grãos pelo tamanho da partícula e obliterar a estratificação (Owen & Moretti, 2011). A presença destes condutos tende a melhorar a conectividade vertical entre e intra-reservatórios, todavia também tende a aumentar a incerteza sobre integridade do selo e migração de fluidos. Essas deformações encontram-se preferencialmente localizadas na zona de ocorrência dos estratos transladantes cavalgantes, na porção do pé da duna. Essa ocorrência preferencial pode ser condicionada a superfície piezométrica natural da estrutura da duna, que é gerada pelo influxo concordante de água meteórica aos depósitos de fluxo de grãos (Bryant *et al.*, 2016). Esse influxo migra lateralmente em direção ao ponto de transição duna-interduna, gerando um aumento na pressão de fluídos próximo a zona de interduna e pé da duna.

Por fim, os graus de complexidade 3 e 4 é constituído por diápiros (figura 2 – A) e camadas maciças respectivamente. Estas são estruturas mais extensas, porém equivalentes ou geneticamente conectadas com as estruturas com grau de complexidade 2 (Chan *et al.*, 2020). No entanto, as estruturas de complexidade 3 e 4 são menos dependentes de instabilidades locais geradas pelas condições hidrodinâmicas das dunas e são mais dependentes da presença de eventos desencadeadores em escala regional. Os diápiros ocorrem em resposta a ascensão de material reológico viscoso formado pela fluidização de camadas sotopostas durante eventos alogênicos de escala regional, comumente na periferia destas estruturas ocorrem estruturas de grau 1. As camadas maciças representam a total homogeneização de arenitos saturados (Chan *et al.*, 2020), onde a destruição total das estruturas originais reflete em um maior tempo de deformação (Owen & Moretti, 2011). Além disso, diápiros arenosos e camadas maciças por vezes afetam intensamente os sedimentos na periferia do intervalo deformado e tendem a afetar inclusive superfícies e supersuperfícies (Figura 2-B). Quando essas condições são atendidas, estas deformações tendem a influenciar diretamente na geometria das heterogeneidades diagenéticas (Rodríguez-López & Wu, 2020), podendo constituir grandes barreiras de fluxo caso a composição de fluídos diagenéticos promova a deposição de cimentos. O alto tempo de deformação necessário para a obliteração das estruturas originais nas camadas liquefeitas é originado do fluxo de fluidos advindo do reassentamento das partículas na base da zona liquefeita, que resulta em um empacotamento mais apertado após a saída de fluido (Owen & Moretti, 2011). Dessa forma as áreas sujeitas a liquefação tendem a apresentar uma maior redução da porosidade logo após o evento deformacional, essa tendência faz com que essas zonas possam vir constituir trapas litológicas.

Deformações Ativas					
Grau de complexidade	Estruturas	Escala vertical	Características	Interpretação do mecanismo	
4	Camadas maciças	dm - m	Estruturas com limites irregulares com total obliteração do acamamento original. Podem apresentar pseudocamadas.	Liquefação em resposta a eventos regionais	Pós-Depositional
3	Diápiros arenosos	dm - m	Estruturas com limites irregulares com parcial obliteração do acamamento original. Podem apresentar pseudocamadas. Camadas adjacentes podem apresentar dobras recumbentes simples de grande porte e abundantes falhas com movimento inverso e normal.	Fluidização em resposta a eventos regionais	
2	Vulcões de areia	m - cm	Estruturas regulares que deformam foresets dentro de um set. O acamamento primário é parcialmente preservado com pouco ou nenhum indício de deformação plástica.	Fluidização em escala local	Sin-Depositional
1	Camadas contorcidas ou onduladas	cm - mm	Deformação localizada dentro de um foreset. Acamamento primário parcialmente preservado.	Escape de fluídos	

Quadro 5: Classificação das deformações ativas encontradas no afloramento BV-J 1.

CONCLUSÕES

As deformações em sedimentos inconsolidados formados em ambientes eólicos podem apresentar um amplo espectro morfológico que independe dos agentes desencadeadores. Diferentes processos geradores podem gerar morfologias deformacionais idênticas, enquanto a complexidade morfológica tende a ser um reflexo da sobreposição ou combinação de diferentes agentes desencadeadores. Estas diferentes morfologias representam diferentes respostas dinâmicas da deformação da areia relacionadas as variações petrofísicas e a heterogeneidade na distribuição das fácies eólicas dentro dos ergs úmidos.

Através da descrição das estruturas de deformação da Formação Buena Vista, foram identificados quatro tipos morfológicos que impactam de forma ligeiramente diferentes na qualidade de reservatório dos sedimentos eólicos. Independente do grau de complexidade todas as deformações pareceram afetar ou alterar significativamente a segregação eólica, quando reorganizada (e.g., vulcões de areia e diápiros arenosos) elas parecem aumentar significativamente a permeabilidade vertical e a conectividade entre e intra-reservatórios. Enquanto que, quando a segregação é obliterada, as estruturas tendem a constituir barreiras de permeabilidade relevantes que influem negativamente no fluxo lateral e vertical de fluídos.

As estruturas de maior porte (complexidades 3 e 4) tendem a influenciar no fluxo de fluido dos reservatórios, vindo a constituir barreiras de fluxo e trapas. Além disso, a liquefação

parece ser um mecanismo mais efetivo na redução de porosidade do que a fluidização em escala superficial, visto que os sedimentos são condicionados a um empacotamento precoce necessário para sustentar a coluna de fluídos em fluxo ascendente.

Adicionalmente, reitera-se que o estudo e compreensão destas estruturas se faz importante para o reconhecimento de heterogeneidades intrínsecas aos reservatórios de hidrocarbonetos siliciclásticos. A análise preliminar dessas estruturas em ambientes eólicos úmidos pode em parte auxiliar a redução na complexidade no entendimento destes reservatórios, visto que há uma tendência de ocorrência das deformações superficiais na zona de transição duna-interduna.

AGRADECIMENTOS

Agrademos ao programa ANP PRH 14.1 pelo financiamento e apoio a realização da pesquisa e ao Ezequiel Galvão, Fábio Herbert Jones e João Ferronato que auxiliaram na construção do painel.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALLEN, J. R. L. 1982, *Sedimentary Structures: Their Character and Physical Basis*, Volume II. *Developments in Sedimentology*, v. 30, p. 71009-4.

BRYANT, Gerald *et al.* Paleohydrologic controls on soft-sediment deformation in the Navajo Sandstone. *Sedimentary Geology*, v. 344, p. 205-221, 2016.

CHAN, Marjorie A.; HASIOTIS, Stephen T.; PARRISH, Judith Totman. Hierarchical scales of soft-sediment deformation in erg deposits, Lower Jurassic Navajo Sandstone, Moab area, Utah, USA. *Journal of Sedimentary Research*, v. 90, n. 9, p. 1068-1093, 2020.

GLENNIE, Ken; HURST, Andrew. Fluidization and associated soft-sediment deformation in eolian sandstones: Hopeman Sandstone (Permian), Scotland, and Rotliegend, North Sea. 2007.

HURST, Andrew; SCOTT, Anthony; VIGORITO, Mario. Physical characteristics of sand injectites. *Earth-Science Reviews*, v. 106, n. 3-4, p. 215-246, 2011.

KOCUREK, Gary. Significance of interdune deposits and bounding surfaces in aeolian dune sands. *Sedimentology*, v. 28, n. 6, p. 753-780, 1981.

NORTH, Colin P.; PROSSER, D. Jeremy. Characterization of fluvial and aeolian reservoirs: problems and approaches. Geological Society, London, Special Publications, v. 73, n. 1, p. 1-6, 1993.

OWEN, Geraint; MORETTI, Massimo. Identifying triggers for liquefaction-induced soft-sediment deformation in sands. *Sedimentary Geology*, v. 235, n. 3-4, p. 141-147, 2011.

OWEN, Geraint; MORETTI, Massimo; ALFARO, Pedro. Recognising triggers for soft-sediment deformation: current understanding and future directions. *Sedimentary Geology*, v. 235, n. 3-4, p. 133-140, 2011.

RODRIGUES, Adriana Damiani. Caracterização faciológica e estratigráfica dos depósitos Flúvio-eólicos da Formação Pirambóia, permo-triássico da Bacia do Paraná, Oeste do Rio Grande. 2014.

RODRÍGUEZ-LÓPEZ, Juan Pedro; WU, Chihua. Recurrent deformations of aeolian desert dunes in the cretaceous of the South China Block: Trigger mechanisms variability and implications for aeolian reservoirs. *Marine and Petroleum Geology*, v. 119, p. 104483, 2020.

ROSS, Jessica A.; PEAKALL, Jeff; KEEVIL, Gareth M. An integrated model of extrusive sand injectites in cohesionless sediments. *Sedimentology*, v. 58, n. 7, p. 1693-1715, 2011.

SCHERER, C. M. S. Eolian dunes of the Botucatu Formation (Cretaceous) in southernmost Brazil: morphology and origin. *Sedimentary Geology*, v. 137, n. 1-2, p. 63-84, 2000.

WHEATLEY, David Fairchild; CHAN, Marjorie Ann. Clastic pipes and soft-sediment deformation of the Jurassic Carmel Formation, Southern Utah, USA: implications for pipe formation mechanisms and host-rock controls. *Journal of Sedimentary Research*, v. 88, n. 9, p. 1076-1095, 2018.