

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

GABRIEL SCHÄFFER SIPP

**CARACTERIZAÇÃO DAS ESTRUTURAS DE DEFORMAÇÃO EM SEDIMENTOS
INCONSOLIDADOS DA FORMAÇÃO BUENA VISTA, PERMIANO SUPERIOR
DO RIO GRANDE DO SUL**

PORTO ALEGRE

2022

GABRIEL SCHÄFFER SIPP

**CARACTERIZAÇÃO DAS ESTRUTURAS DE DEFORMAÇÃO EM SEDIMENTOS
INCONSOLIDADOS DA FORMAÇÃO BUENA VISTA, PERMIANO SUPERIOR
DO RIO GRANDE DO SUL**

Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Apresentado na forma de monografia junto à disciplina de Projeto Temático em Geologia III, como requisito para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer

Supervisor: Dr. Fábio Herbert Jones

PORTO ALEGRE

2022

CIP - Catalogação na Publicação

Sipp, Gabriel Schäffer
CARACTERIZAÇÃO DAS ESTRUTURAS DE DEFORMAÇÃO EM
SEDIMENTOS INCONSOLIDADOS DA FORMAÇÃO BUENA VISTA,
PERMIANO SUPERIOR DO RIO GRANDE DO SUL / Gabriel
Schäffer Sipp. -- 2022.
132 f.
Orientador: Claiton Marlon dos Santos Scherer.

Trabalho de conclusão de curso (Graduação) --
Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto
de Geociências, Curso de Geologia, Porto Alegre,
BR-RS, 2022.

1. Formação Buena Vista. 2. Bacia do Paraná. 3.
Paleossismologia. 4. Diápiros Arenosos. 5. Vulcões de
areia. I. Scherer, Claiton Marlon dos Santos, orient.
II. Título.

GABRIEL SCHÄFFER SIPP

**CARACTERIZAÇÃO DAS ESTRUTURAS DE DEFORMAÇÃO EM SEDIMENTOS
INCONSOLIDADOS DA FORMAÇÃO BUENA VISTA, PERMIANO SUPERIOR
DO RIO GRANDE DO SUL**

A comissão examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso apresentado na Universidade Federal do Rio Grande do Sul, como parte das exigências para a obtenção do título de Bacharel em Geologia.

Porto Alegre, 11 de julho de 2022

COMISSÃO EXAMINADORA:

Prof. Dr. Juliano Kuchle

Dr. Adriano Domingos dos Reis

Dr. Bruno Ludovico Dihl Horn

AGRADECIMENTOS

O presente trabalho, no formato em que está, é fruto da colaboração de diversas pessoas, seja através do apoio emocional, das discussões instigadoras ou do impacto direto nos dados aqui apresentados. Dito isso, gostaria de agradecer inicialmente as pessoas que impactaram diretamente neste trabalho. Agradeço ao Adriano dos Reis e a Paula que auxiliaram na construção dos perfis colunares. Sou muito grato ao Ezequiel Galvão e ao João Ferronato que auxiliaram no levantamento das imagens de drone e descobriram algumas das estruturas que compõem este trabalho. Agradeço ao meu supervisor Fábio Herbert Jones, que além de ter auxiliado no levantamento dos perfis, auxiliou no desenvolvimento do trabalho com ótimas sugestões e correções precisas. De mesma maneira agradeço ao meu orientador Claiton Marlon dos Santos Scherer que além de ter me auxiliado em todas as etapas anteriormente referidas, confiou a mim a oportunidade de trabalhar com estas estruturas tão instigantes. Em sequência, gostaria de agradecer as pessoas que impactaram de forma indireta. Em especial agradeço ao professor César Leandro Schultz por ter me ensinado muito sobre o método científico e a todos os professores que possibilitaram um ambiente propício para a construção do conhecimento dentro do curso de Geologia da UFRGS. Agradeço a esta mesma instituição, em especial a PRAE, que condiciona que alunos de baixa renda, como eu, tenham condições de se graduar em uma universidade pública, gratuita e de qualidade.

Agradeço a minha namorada Tainara Caroline de Aguiar Medeiros pelo carinho, compreensão, parceria, incentivo e por tornar meus dias tempestuosos tão mais leves. Eu provavelmente não conseguiria sem o teu apoio. Agradeço minha mãe, Márcia Ines Schaffer, que não mediu esforços para que eu chegasse até aqui. Agradeço a minha sogra, Zenilda Aguiar, por fornecer um segundo lar e sempre me receber tão bem. Agradeço aos meus amigos de jogatina (Carolina, Dória, Isamu Hiro, Matheus Girola, Marcelo Meucci e Murilo Bertolino) que tornaram parte das minhas noites mais leves e engraçadas. Por fim, agradeço a todos os meus amigos e colegas da universidade que proporcionaram discussões interessantes, em especial o Brose, Bruno Silverston, Endrizzi e Rossano. Todas as pessoas aqui referidas contribuíram de uma forma imensa para a execução deste trabalho.

*"A process cannot be understood by stopping it.
Understanding must move with the flow of the
process, must join it and flow with it."*

(Frank Herbert, 'Dune')

RESUMO

As estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados (EDSI) são elementos comumente descritos ao longo de sequências de rochas sedimentares. A presença destas estruturas frequentemente está associada a aspectos intrínsecos da dinâmica da sedimentação ou à incidência de eventos externos de extrema relevância para a análise da dinâmica paleoambiental ao nível de bacia. Os depósitos eólicos úmidos da Formação Buena Vista encontram-se neste contexto, pois estes depósitos apresentam diversos exemplos morfológicamente distintos de estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados. Esses depósitos apresentam idade Lopingiana e afloram na porção sudoeste do Estado do Rio Grande do Sul, estendendo-se até o território uruguaio. E são compostos por uma associação de fácies de canais fluviais efêmeros, canais fluviais entrelaçados, dunas eólicas, interdunas eólicas, lençóis arenosos eólicos. Baseado nisso, o presente trabalho executou dois levantamentos de campo em quatro afloramentos com horizontes deformados, resultando em seis perfis colunares com escala 1:50 e quatro ortomosaicos interpretativos. Através desses ortomosaicos foi possível identificar sete morfologias distintas de deformações ativas: camadas contorcidas, camadas maciças, cúspides interpenetrativas, diápiros de areia, dobras recumbentes complexas, vulcões de areia e fraturas com movimento reverso. Essas morfologias foram classificadas em quatro graus de deformação de acordo com a complexidade, escala vertical e momento da deformação. O grau 1 é constituído pelas fraturas com movimento reverso, que ocorrem como uma resposta a acomodação do movimento descendente de um *slump* de face frontal da duna. 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 sobrepostas. Os intervalos deformados destes graus ocorrem internamente a associação de fácies de duna eólica, frequentemente na zona de pé da duna, abaixo da superfície de interduna e da crista. Essa relação ocorre em resposta a incidência de um evento externo em sequência eólica com um nível freático variável. O agente desencadeador mais provável para a deformação dessas estruturas são os choques sísmicos, pois a formação Buena Vista encontra-se próxima a uma zona de falha, os depósitos deformados são lateralmente extensos e apresentam um aumento de complexidade próximo a zona do provável epicentro. Essa atividade sísmica está provavelmente ligada ao soergimento inicial do arco de Rio Grande, uma estrutura gerada pelas tensões intraplaca causadas pela colisão na borda sudoeste do Gondwana.

Palavras-Chave: Bacia do Paraná, Diápiros arenosos, Formação Buena Vista, Paleossismologia, Vulcões de areia

ABSTRACT

Soft sediment deformation structures (SSDS) are elements commonly described along with sequences of sedimentary rocks. The presence of these structures is often associated with intrinsic aspects of the sedimentation dynamics or the incidence of external events of extreme relevance for the analyses of paleoenvironmental dynamics at the basin level. The wet aeolian deposits of the Buena Vista Formation are in this context because these deposits present many distinct morphological examples of SSDS. These deposits are of the Lopingian age, and they outcrop in the southwestern portion of Rio Grande do Sul, extending into the Uruguayan territory. And they are composed of an association of facies of ephemeral fluvial channels, braided fluvial channels, aeolian dunes, aeolian interdunes, aeolian sand sheets, and deformed aeolian deposits. Based on this, the present work carried out two field surveys in four outcrops with deformed horizons, resulting in seven columnar profiles on a 1:50 scale and four interpretative orthomosaics. Through the orthomosaics, it was possible to identify seven distinct morphologies of active deformation: contorted beds, massive beds, interpenetrative cusps, sand diapirs, complex recumbent folds, sand volcanoes, and fractures with reverse movement. These morphologies were classified into four deformation grades accordingly to complexity, vertical scale, and the moment of the deformation. Grade 1 is composed of reverse fractures, which occur as a response to the accommodation of the downward movement of a dune frontal face slump. Degrees 2, 3, and 4 showed affinities with liquefaction and fluidization mechanisms, where the principal force is the injection of overpressurized fluids and sands along the upper beds. The deformation intervals of these degrees occur internally to the aeolian dune facies association, frequently in the dune's foot zone, below the interdune surface, and the crest. This relationship occurs as a response to the incidence of an external event in a desert sequence with a variable phreatic level. The most likely deformation trigger to these structures is the seismic shocks because the Buena Vista Formation is close to a fault zone, deformation deposits are laterally extensive and showed a rise in complexity next to the possible epicenter zone. This seismic activity is probably linked to the initial uplift of the Rio Grande arch, a structure generated by the intraplate stresses caused by the collisions on the southwestern edge of Gondwana.

Keywords: Paraná Basin, Buena Vista Formation, Paleoseismology, Sand blows, Sand diapirs

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1: Localização dos afloramentos descritos na formação Buena Vista, Estado do Rio Grande do Sul, Brasil. Modificado de: Rodrigues, 2014 e Scherer *et al.*, 2021.....14
- Figura 2: Fluxograma de trabalho para a descrição de estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados. Modificado de Owen & Moretti (2011) e Owen *et al.* (2011).24
- Figura 3: Mosaico BV004 gerado pela colagem de fotos com a ferramenta Photomerge do *software* Adobe Photoshop. A área cinza ressaltada representa um erro de processamento gerado pela duplicação de segmentos da imagem.31
- Figura 4: Etapas de trabalho executadas para a elaboração dos ortomosaicos. Modificado de: Hayes *et al.* (2017).33
- Figura 5: Etapas de construção do modelo tridimensional do afloramento BV004. Onde as fases do processamento são: (A) Nuvem esparsa de pontos, (B) Nuvem densa de pontos e (C) Malha triangulada texturizada.....34
- Figura 6: Diagrama de roseta do sentido de paleotransporte dos afloramentos deformados da Formação Buena Vista.....38
- Figura 7: Superfícies de primeira ordem. (A) Superfície de primeira ordem com morfologia planar e mergulho suave no sentido inverso do mergulho dos estratos. Escala: 1,70 m. (B) Super superfície de Stokes com morfologia corrugada, cuja microtopografia apresenta elevação de pelo menos 10 cm em relação a base da superfície. Escala: 5 cm.42
- Figura 8: Superfícies de terceira ordem (marcadas pelas setas pretas) em um set de estratos transladantes cavalgantes deformados.....44
- Figura 9: Discordância erosiva no afloramento BV004 (setas pretas). Essa discordância separa os estratos eólicos da Formação Buena Vista (base) dos estratos fluviais supercríticos da Formação Sanga do Cabral (topo).....45
- Figura 10: Conjunto interpretativo do afloramento BV001. (A) Ortofoto do afloramento. (B) Painel interpretativo do afloramento. O centro do afloramento é ocupado por uma estrutura deformativa, interpretada como um diápiro que apresenta elementos que sugere a ascensão vertical de areia fluidizada em uma relação discordante com o elemento arquitetural (duna).....49
- Figura 11: Estruturas relevantes para a interpretação da EDSI como um diápiro. (A) Bandamento de fluxo ascendente com ângulo de 54° em relação aos limites da estrutura, essa relação angular evidencia a ascensão turbulenta de fluidos (Ross *et al.*, 2014). (B) Bandamento de fluxo ascendente com ângulo de 34° em relação

aos limites da estrutura, evidenciando uma relação próxima do limite angular do fluxo laminar (Ross *et al.*, 2014). (C) Estratificação reliquiar com dobras abertas e fechadas (setas pretas) e truncamentos (setas amarelas). (D) Dobra aberta na estratificação reliquiar. (E) Fragmento de arenito laminado cimentado transportado pelo fluxo vertical.50

Figura 12: Conjunto interpretativo do afloramento BV002. (A) Ortofoto do afloramento. (B) Painel interpretativo do afloramento. O pacote inferior do afloramento, composto por estratos transladantes cavalgantes, apresenta duas estruturas deformativas que refletem a atuação de dois processos distintos. As fraturas em vermelho, entre as superfícies 3^a e 4^a, apresentam movimento inverso. O cavalgamento é reflexo da acomodação do movimento de um *slump* de face frontal. Ao longo da superfície de primeira ordem foram descritas formas cilíndricas tubulares que abrem em sentido ao topo (forma hemisférica côncava), essas estruturas foram interpretadas como vulcões de areia.55

Figura 13: Estruturas deformacionais do afloramento BV002. (A) Vulcão de areia. (B) Fraturas com movimento inverso regularmente espaçadas.56

Figura 14: Detalhe das fraturas com movimento inverso. (A) Fotografia de detalhe. (B) Esquema interpretativo da estrutura deformacional. Observe a presença de zonas liquefeitas irregulares nas terminações basais e superiores das zonas de fratura, elas são irregulares e preenchidas por sedimento majoritariamente maciço. O preenchimento das fraturas por sua vez, é maciço ou laminado.57

Figura 15: Conjunto interpretativo do afloramento BV003, Primeiro Intervalo. (A) Ortofoto do afloramento. (B) Painel interpretativo do afloramento. O pacote inferior do afloramento é composto por um horizonte liquefeito que provoca a deformação na superfície de primeira ordem a ele superposta. A quase total obliteração da estratificação ocorre devido a ascensão contínua de fluidos advindos da base dos sets. No topo do afloramento ocorre um nível de dobras recumbentes complexas associadas a fluidização de sets com estratificação cruzada tangencial. As dobras não ocorrem na base dos sets pois estes são compostos por níveis de ripples eólicas, que por sua vez apresentam uma menor porosidade.66

Figura 16: Conjunto interpretativo do afloramento BV003, Segundo Intervalo (A) Ortofoto do afloramento. (B) Painel interpretativo do afloramento. O intervalo apresenta baixa incidência de estruturas de deformação, o que provavelmente está associado a zonalidade ocasionada pela mudança lateral de fácies.67

Figura 17: Conjunto interpretativo do afloramento BV003, Terceiro Intervalo (A) Ortofoto do afloramento. (B) Painel interpretativo do afloramento. No limite noroeste o afloramento apresenta um complexo multicamadas do tipo I, que é composto por um conduto ou cúspide interpenetrativa de grande porte e estratificações cruzadas tangenciais fluidizadas, que por vezes podem formar dobras recumbentes complexas. A presença deste complexo sucinta a

ocorrência de injeções de areia fluidizada em sedimentos saturados localizados sob o nível freático.....68

Figura 18: Detalhe das estruturas que compõem o conduto central do complexo multicamada do tipo I no afloramento BV003. (A) Núcleo maciço com bandamento de fluxo reliquiar com relação angular que sugere a presença de fluxos turbulentos. (B) Fragmentos angulosos de arenito laminado brechado orientado paralelo ao fluxo do conduto.69

Figura 19: Modelo de geração de complexos multicamadas do tipo I em resposta a um evento desencadeador externo, com base em Owen (1995). (A) Deposição de camadas; (B) Cimentação precoce da camada 2 (destacada em amarelo) permite com que a pressão seja acumulada nas camadas subjacentes; (C) Rompimento da camada consolidada e injeção de areia sobrepessurizada, que por sua vez provoca a fluidização nos estratos originados por fluxos de grão. A fluidização destes estratos ocorre devido a presença de gradação inversa, onde os grãos grossos atuam como uma camada “selante” devido a necessidade de maiores velocidades de fluxo para que estes sejam fluidizados.....74

Figura 20: Conjunto interpretativo do afloramento BV004, Primeiro Intervalo. (A) Ortomosaico do afloramento. (B) Painel interpretativo do afloramento. No limite sudeste do afloramento, ocorre o contato entre as formações Buena Vista e Sanga do Cabral. No intervalo de 235 – 295 metros os estratos eólicos abaixo da superfície de Stokes estão liquefeitos, provavelmente o evento que liquefez estes estratos foi simultâneo a colocação do diápiro presente no painel BV004, Segundo Intervalo. O limite noroeste do painel é marcado pela deformação dos estratos transladantes cavalgantes e dos fluxos de grãos, estes gradativamente tornam-se verticalizados e dobrados ao longo do plano axial de uma dobra recumbente de grande porte.....78

Figura 21: Conjunto interpretativo do afloramento BV004, Segundo Intervalo. (A) Ortomosaico do afloramento. (B) Painel interpretativo do afloramento. O limite sudeste do afloramento é ocupado pelo eixo da dobra recumbente, esta dobra está associada ao emplacement oblíquo do diápiro arenoso que ocupa o intervalo de 302 a 335 metros. Observe que os estratos na periferia sudeste se encontram dobrados, essas dobras são originadas através do cavalgamento dos estratos hospedeiros em resposta a intrusão e ao encurtamento horizontal originado pela injeção do material fluidizado. Em sentido noroeste, o diápiro intrude paralelo a estratificação ocasionando o “inchamento” dos estratos cruzados tangenciais. No limite noroeste dessa estrutura afloram estratos transladantes cavalgantes que comportam no mínimo quatro gerações de vulcões de areia.....79

Figura 22: Conjunto interpretativo de detalhe do afloramento BV004, Nível dos vulcões de areia. (A) Ortomosaico do afloramento. (B) Painel interpretativo do afloramento. Este segmento do afloramento registra uma sucessão de no mínimo 4 eventos sísmicos, cujo hiato é sucedido pela deposição dos estratos transladantes cavalgantes do pé da duna. Neste afloramento é possível

visualizar a superposição de eventos sísmicos, cuja magnitude (M_w) estimada é maior que 5.....80

Figura 23: Fotografia de detalhe dos vulcões de areia. (a) Forma hemisférica côncava - cone do vulcão de areia. (b) Cilindro - conduto alimentador.....81

Figura 24: Cúspide interpenetrativa (indicada pela seta) no topo de estratos transladantes cavalgantes deformados. A presença dessa estrutura sobre os níveis com vulcões de areia evidencia a multiplicidade de eventos de injeção em diferentes escalas ao longo do mesmo afloramento.....82

Figura 25: Superfície erosional (linha amarela) sobre os estratos deformados dentro do cone do vulcão de areia e os estratos deformados superpostos. Evidenciando uma sucessão de eventos deformativos.....82

Figura 26: Esquema genético dos vulcões de areia. (A) As lâminas dos estratos transladantes cavalgantes indeformados apresentam gradação inversa e os poros comumente preenchidos por água. (B) Durante um evento exogênico (e.g., terremoto), os grãos irão sofrer compactação fazendo com que ocorra o aumento da pressão de fluido dentro do poro. Caso este evento exerça um aumento de pressão cíclica, irão começar a se formar vazios abaixo dos grãos de maior granulometria devido à necessidade de um fluxo maior para que estes fluidizem. (C) Quando a pressão do poro exceder o limite crítico ocorrerá a injeção e formação de um vulcão no pé da duna. (D) Durante o tempo de quiescência de eventos sísmicos, a duna retomará seu avanço normal erodindo a superfície do vulcão de areia. (E) Caso novos eventos ocorram, poderão ser formados novos vulcões de areia que irão se cortar verticalmente. (F) Quando os eventos sísmicos entraram em quiescência novamente a superfície do vulcão será erodida formando as estruturas hemisféricas côncavas achatadas.....87

Figura 27: Modelo de formação de zonas dobradas em resposta a ascensão de diápiros. Inspirado em Wheatley *et al.*, 2016; Chan *et al.*, 2020. As fases de evolução estão relacionadas a (A) liquefação da camada inferior; (B) fraturamento das camadas superpostas a camada liquefeita; (C) movimento inverso das falhas gerado pela injeção da estrutura nas camadas superpostas, nessa fase dobras de arrasto são geradas nas periferias das falhas; (D) ascensão de areia fluidizada de forma concordante nos estratos localizados na região noroeste; (E) colapso do diápiro e formação de falhas em anel.90

Figura 28: Diagrama de relação da magnitude (M_w) e da distância da feição deformativa mais longínqua, em escala logarítmica. Modificado de Obermeier (2009), limite estimado por Ambraseys (1988).105

LISTA DE QUADROS

Quadro 1: Classificação dos eventos desencadeadores em relação a sua tipologia, modificado de Owen & Moretti (2011).....	22
Quadro 2: Descrição e Interpretação das fácies que compõem os depósitos dos afloramentos descritos.....	37
Quadro 3: Classificação das estruturas de deformação ativa. Observe que o aumento de grau é acompanhado por um aumento de escala vertical e complexidade deformacional.	94
Quadro 4: Classificação das estruturas de deformação passiva.....	95

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	13
1.1	OBJETIVOS	15
1.2	JUSTIFICATIVA	15
2	ÁREA DE ESTUDO	17
2.1	FORMAÇÃO BUENA VISTA	17
2.2	CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	19
3	ESTADO DA ARTE	20
3.1	ESTRUTURAS DE DEFORMAÇÃO EM SEDIMENTOS INCONSOLIDADOS	20
3.1.1	<i>Mecanismos de deformação</i>	20
3.1.2	<i>Eventos desencadeadores</i>	21
3.2	EDSI EM AMBIENTES EÓLICOS ÚMIDOS	25
3.2.1	<i>Influência do nível freático</i>	25
3.2.2	<i>Influência da topografia superficial</i>	26
4	METODOLOGIA	28
4.1	ETAPA DE CAMPO	28
4.1.1	<i>Levantamento de seções</i>	29
4.1.2	<i>Foto-mosaico (2D): Painéis de Campo</i>	30
4.1.3	<i>Ortomosaico (3D): Imageamento VANT</i>	31
4.2	ETAPA DE LABORATÓRIO	35
4.2.1	<i>Construção dos mosaicos integradores</i>	35
4.2.2	<i>Levantamento Bibliográfico</i>	36
4.2.3	<i>Elaboração dos Modelos Evolutivos Interpretativos</i>	36
5	RESULTADOS	37
5.1	LITOFÁCIES	37
5.2	ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES	37
5.2.1	<i>Associação de Fácies de Dunas Eólicas</i>	38
5.2.2	<i>Associação de fácies de canais fluviais</i>	40
5.3	SUPERFÍCIES LÍMITROFES	41
5.3.1	<i>Superfícies Autogênicas</i>	41
5.3.1.1	Superfícies de Primeira Ordem	41
5.3.1.2	Superfície de Terceira Ordem	43
5.3.2	<i>Superfícies Alogênicas</i>	44
5.3.2.1	Discordância Erosiva	45
6	DESCRIÇÃO E INTERPRETAÇÃO DOS PAINÉIS	47
6.1	PAINEL BV001	47
6.2	PAINEL BV002	53
6.3	PAINEL BV003	61
	Primeiro Intervalo	61

	Segundo intervalo.....	63
	Terceiro Intervalo.....	63
6.4	PAINEL BV004.....	75
7	DISCUSSÃO.....	92
7.1	CLASSIFICAÇÃO DAS ESTRUTURAS DEFORMATIVAS.....	92
7.2	DETERMINAÇÃO DO EVENTO DESENCADEADOR.....	95
7.2.1	<i>Agentes Endogênicos.....</i>	96
7.2.1.1	Fluxos Turbulentos.....	96
7.2.1.2	Degelo.....	97
7.2.1.3	Deposição rápida e sobrecarga.....	98
7.2.1.4	Colapso Gravitacional.....	100
7.2.1.5	Oscilações do nível freático.....	100
7.2.2	<i>Agentes Exogênicos.....</i>	102
7.2.2.1	Impacto de bólido e Tsunamis.....	102
7.2.2.2	Abalos sísmicos.....	103
	Área de Deformação Extensiva e Zonação de Complexidade com a distância do epicentro.....	104
	Continuidade Lateral.....	106
	Repetição Vertical.....	107
	Morfologia comparada com estruturas formadas em terremotos recentes.....	108
	Proximidade a falhas provavelmente ativas durante a sedimentação.....	109
7.3	SISMICIDADE NO FINAL DO PERMIANO: CONTEXTO DO SUL DO GONDWANA.....	110
8	CONCLUSÃO.....	112
	REFERÊNCIAS.....	114
	APÊNDICES.....	125
	ANEXOS.....	128

1 INTRODUÇÃO

Estruturas de deformação em depósitos eólicos inconsolidados podem envolver complexos processos de deformação (Rodríguez-López & Wu, 2020). Os mecanismos de controle utilizados para explicar a gênese dessas estruturas são classificados como autigênicos ou alogênicos. Os mecanismos autigênicos são provenientes da própria dinâmica sedimentar, enquanto os mecanismos alogênicos são representados por eventos externos, como terremotos por exemplo. No entanto, a incidência de ondas de choque oriundas de abalos sísmicos sozinha é insuficiente para explicar a geração e preservação de tais estruturas. Logo, outros eventos condicionantes são propostos para auxiliar no entendimento da geração de tais estruturas (e.g., eventos monssonais, oscilações do lençol freático e inundações fluviais).

Deformações condicionadas por flutuações no nível do lençol freático são amplamente reportadas na literatura (Glennie & Hurst, 2007; Chan & Bruhn, 2014; Bryant *et al.*, 2016; Rodríguez-López & Wu, 2020). A umidade é um fator indispensável para o desencadeamento da deformação e sua subsequente preservação. A aplicação de tensão em sedimentos saturados possibilita a mudança do estado físico sólido para dúctil-viscoso, o que por sua vez possibilita a fluidização e remobilização de sedimentos. Recentemente diversos trabalhos associam a ocorrência de paleossísmos e flutuações no lençol freático como gatilho para a formação de estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados (Chan & Bruhn, 2014; Rodríguez-López & Wu, 2020).

Além dos mecanismos explanados, em ambientes desérticos são relatadas a ocorrência de estruturas associadas ao colapso de dunas (Horowitz, 1982; Ford, 2015; Bryant *et al.*, 2016) e à atividade biogênica (Loope & Rowe, 2003; Rodríguez-López & Wu, 2020; Christofolletti *et al.*, 2021). As áreas de baixo topográfico, por exemplo, constituem-se facilmente em rotas de migração para vertebrados, o pisoteio consiste em um mecanismo de deformação que pode afetar as camadas subjacentes dos depósitos de dunas e interdunas (Loope & Rowe, 2003; Rodríguez-López & Wu, 2020).

Para determinar os eventos desencadeadores de deformação é necessário analisar os intervalos deformados e sua relação com as fácies indeformadas. Além

disso, deve se atentar a relação entre os níveis deformados e os elementos arquiteturais hospedeiros para assim discernir sobre a origem endogênica (do próprio sistema sedimentar) ou exogênica (externa ao ambiente sedimentar) dos gatilhos para a deformação.

Estruturas deformativas em sedimentos inconsolidados (EDSI) são amplamente encontrados na Formação Buena Vista, de idade Permiana Superior, e que aflora em blocos tectônicos na porção sudoeste e central do Estado do Rio Grande do Sul (Scherer *et al.*, 2021) (figura 1). Essas estruturas deformativas são reportadas tanto na porção brasileira como uruguaia da Formação Buena Vista (Rodrigues, 2014; Ernesto *et al.*, 2020). Essa unidade é composta por associações de fácies de dunas eólicas, lençóis de areia eólicos e associações de fácies de canais fluviais efêmeros e entrelaçados em menor quantidade. Esse conjunto de associações de fácies define um sistema eólico úmido, com um aumento da atividade eólica em direção ao topo (Rodrigues, 2014).

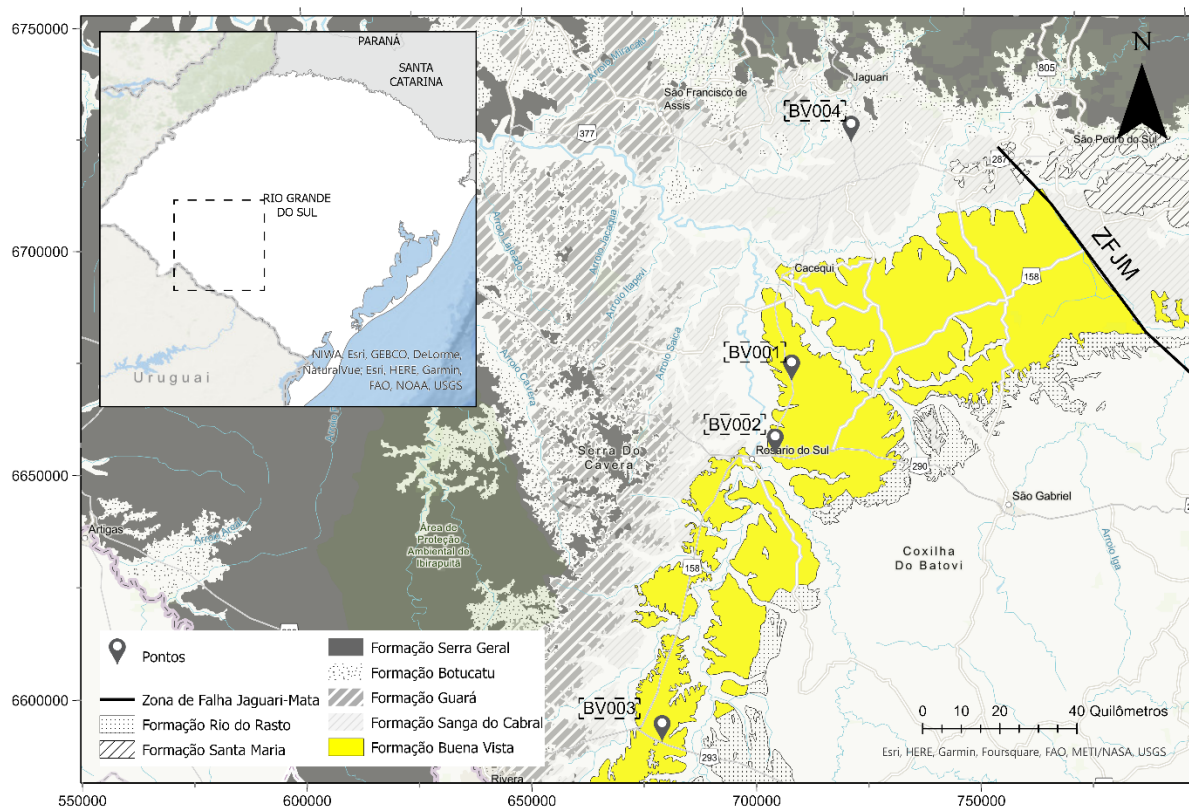


Figura 1: Localização dos afloramentos descritos na formação Buena Vista, Estado do Rio Grande do Sul, Brasil. Modificado de: Rodrigues, 2014 e Scherer *et al.*, 2021.

Com base no contexto apresentado, o presente trabalho pretende realizar uma caracterização multiescalar das estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados da Formação Buena Vista no Estado do Rio Grande do Sul, nos termos que serão apresentados a seguir.

1.1 Objetivos

O presente estudo objetiva a caracterização das estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados em escala de afloramento, buscando a identificação dos mecanismos geradores de deformação dos estratos eólicos da Formação Buena Vista no Estado do Rio Grande do Sul. Os objetivos específicos incluem: (1) caracterização das associações de fácies; (2) interpretação dos ambientes deposicionais nas zonas de ocorrência de estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados (EDSI); (3) caracterização macroscópica das estruturas deformacionais; (4) identificação dos mecanismos atuantes de deformação; e (5) inferir a relação de eventos desencadeadores através de uma comparação gatilho-por-gatilho (*trigger-by-trigger*).

1.2 Justificativa

O reconhecimento e entendimento das EDSI em sedimentos siliciclásticos apresentam uma grande importância na identificação de características paleoambientais (paleossismologia, paleoclima e paleonível freático) e tectônicas (e.g., Chan & Bruhn, 2014; Bryant *et al.*, 2016; Rodríguez-López & Wu, 2020) da bacia sedimentar. O reconhecimento da atuação de tais mecanismos no desenvolvimento dessas estruturas na Formação Buena Vista, pode auxiliar no entendimento das condições ambientais no limite Permo-Triássico, período no qual ocorreu a maior das extinções em massa.

Além disso, camadas de sedimentos fluidizados perdem sua porosidade intergranular após o cessamento da deformação, o que possibilita o desenvolvimento

de traps de hidrocarbonetos (Rodríguez-López & Wu, 2020). As estruturas geradas por outros mecanismos deformacionais (*e.g.*, tixotropia, fraturamento intergranular e liquefação) refletem-se em heterogeneidades que diminuem a porosidade e permeabilidade nos reservatórios de hidrocarbonetos e de água. Devido a natureza complexa das ESDI muitas interpretações genéticas históricas dessas estruturas foram baseadas em premissas ao invés de fatos (Van Loon, 2009). Alguns trabalhos recentes (Van Loon, 2009; Moretti *et al.*, 2014; Owen & Moretti, 2011; Owen, Moretti & Alfaro, 2011) buscam padronizar a terminologia e estruturar o processo interpretativo dessas estruturas baseados no método científico. Logo, a descrição de novos sítios pode ser de grande valia para o desenvolvimento desse ramo da estratigrafia sedimentar.

2 ÁREA DE ESTUDO

2.1 Formação Buena Vista

Na porção oeste do Estado do Rio Grande do Sul aflora uma sucessão sedimentar flúvio-eólica que recobre os depósitos flúvio-lacustres da Formação Rio do Rasto. Essa sucessão flúvio-eólica recebeu diferentes designações estratigráficas no passado tendo sido considerada como a porção inferior da Formação Sanga do Cabral (Faccini, 1989; Milani *et al.*, 2007) ou como a extensão da Formação Pirambóia no Rio Grande do Sul (Lavina *et al.*, 1993). No entanto, essas proposições são problemáticas e serão tratadas a seguir.

A Formação Sanga do Cabral, em sua seção tipo (Andreis *et al.*, 1980), corresponde a um pacote arenoso fluvial que sobrepõe essa sucessão flúvio-eólica. O contato entre essas duas unidades ocorre por meio de uma desconformidade, o que por si só possibilita a delimitação da Formação Sanga do Cabral como uma unidade independente.

O enquadramento estratigráfico dessa unidade flúvio-eólica na Formação Pirambóia também parece inadequado, por mais que ambas as unidades compartilhem de similaridade faciológica (arenitos flúvio-eólicos) e de posicionamento estratigráfico (ambas se sobrepõem à Formação Rio do Rasto). Não existe uma continuidade física ao longo da bacia que permita a demonstração inequívoca de que a Formação Pirambóia, aflorante nos Estados de São Paulo e Paraná (Soares, 1975), corresponda à seção arenosa flúvio-eólica aflorante no Rio Grande do Sul. Além disso, trabalhos recentes têm descrito a ocorrência de pegadas de dinossauros de idade jurássica (Christofoletti *et al.*, 2021) nos depósitos da Formação Pirambóia no Estado de São Paulo. A ocorrência dessas pegadas impede a correlação entre os depósitos eólicos aflorantes no Rio Grande do Sul (idade permo-triássica) com aqueles relacionados a Formação Piramboia no Estado de São Paulo e Paraná.

Neste trabalho optou-se por designar o pacote arenoso de origem flúvio-eólica que sobrepõe a Formação Rio do Rasto no Rio Grande do Sul, como Formação Buena Vista (*sensu* De Santa Ana *et al.*, 2006), como nomeado em território uruguaio. Isso decorre do fato de existir uma continuidade física entre o pacote fluvio-eólico no Rio

Grande do Sul com aquele correspondente a Formação Buena Vista no Uruguai, sendo, portanto, preferível a utilização desse nome.

A Formação Buena Vista, tanto no Rio Grande do Sul quanto no Uruguai, apresenta uma sucessão de fácies que marca um progressivo aumento em direção ao topo na ocorrência de depósitos de dunas eólicas em detrimento de depósitos fluviais (De Santa Ana *et al.*, 2006; Rodrigues, 2014). As paleocorrentes das dunas eólicas apresentam um padrão consistente para SE, enquanto os depósitos fluviais indicam um paleofluxo para NE (Rodrigues, 2014).

Essa unidade encontra-se superposta à Formação Rio do Rasto por meio de um contato discordante em superfície com evidência de gradação lateral de fácies em furos de sondagem (Lavina & Scherer, 2003). O contato superior com a Formação Sanga do Cabral também é representado pela ocorrência de uma desconformidade (Soares *et al.*, 2008; Francischini *et al.*, 2018).

Os depósitos pelíticos da base da Formação Rio do Rasto apresentam fósseis de tetrápodes (*e.g.*, pareiasauros, dinocephalianos, anomodontes, entre outros), plantas (*e.g.*, flora Glossopteris) e conchostráceos, que sugerem uma idade Guadalupiano–Lopingiano (Holz *et al.*, 2010; Dias-da-Silva, 2012). No Rio Grande do Sul, os fósseis na Formação Buena Vista são restritos a pegadas de dicinodontes (Francischini *et al.*, 2018), enquanto no Uruguai, são encontrados fósseis de arcosauromorfos, procolofonídeos e temnospondyli, que juntamente com dados paleomagnéticos, indicam uma idade Lopingiana (Ernesto *et al.*, 2020). Apesar de alguns autores levantarem a possibilidade da Formação Buena Vista estar incluída no Triássico Inferior (Dias-da-Silva *et al.*, 2017), a discordância dessa unidade com a superposta Formação Sanga do Cabral restringe a quase totalidade de sua sedimentação ao final do Permiano. O conteúdo fossilífero presente na Formação Sanga do Cabral inclui uma associação de répteis (procolofonídeos) e anfíbios (ritidosteídeos e Lydekkerindídeos), cuja idade é atribuída à base do Triássico (Induano) (Dias-da-Silva *et al.*, 2017). Com base nessas evidências, é possível afirmar que a sucessão flúvio-eólica do topo da Formação Buena Vista foi depositada no final do Permiano (Guadalupiano), estendendo-se, no máximo, até o início do Induano, possivelmente incluindo o limite Permo-Triássico.

2.2 Contexto Geológico Regional

A deposição da Bacia do Paraná, de tipo intracratônico, perdurou do Ordoviciano Superior ao Cretáceo Superior por Milani (1997). O acúmulo de sedimentos na bacia foi controlado por ciclos tectono-eustáticos relacionados à convergência da margem ocidental sul do Gondwana com a litosfera oceânica do Pantalassa (Rodrigues, 2014). A primeira unidade da Bacia do Paraná, Supersequência Rio Ivaí, depositou-se em depressões alongadas NE-SW (Milani, 1997) formadas através da reativação de estruturas Brasileiras sob o campo de tensão compressional da orogenia Oclóyica (Ramos *et al.*, 1986 *apud* Milani *et al.*, 2007). A retomada da geração de espaço de acumulação na bacia foi condicionada principalmente por flexura litosférica devido ao carregamento orogênico na borda da placa (Stockmal & Beaumont, 1987 *apud* Rodrigues, 2014). No entanto, no período Triássico ocorre uma distensão na porção sul do paleocontinente Gondwana que controlou a deposição do registro sedimentar na bacia até o posterior rompimento do supercontinente (Milani *et al.*, 2007).

Esses ciclos foram reconhecidos e compartimentados em seis supersequências de segunda ordem (Milani, 1997). As três primeiras supersequências (Rio Ivaí, Paraná e Gondwana I) representam ciclos transgressivo-regressivos (Milani, 1997). A supersequência Gondwana I representa um ciclo de transgressão-regressão completo (Milani, 1997). A Formação Buena Vista depositou-se durante a fase de regressão, que foi originada devido ao recuo do oceano Pantalassa sobre as porções interiores do supercontinente (Milani, 2007). Segundo Lavina (1992 *apud* Rodrigues, 2014), a continentalização, originada pela regressão do nível do mar, possibilitou o desenvolvimento dos sistemas lacustres do Grupo Passa Dois, onde se inclui a Formação Rio do Rasto.

Além das mudanças físicas provocadas pela regressão do nível dos mares, a continentalização é um fator que propicia o desenvolvimento de um padrão climático monçonal (Rodrigues, 2014), onde ocorre alternância entre os centros de alta e baixa pressão em relação às estações do ano. Esse fator também atuou no favorecimento do desenvolvimento de áreas desérticas no interior continental da Pangeia (Gibbs *et al.*, 2002 *apud* Rodrigues, 2014).

3 ESTADO DA ARTE

3.1 Estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados

As Estruturas de Deformação em Sedimentos Inconsolidados (EDSI), no caso de sedimentos clásticos, são estruturas de deformação que ocorrem em sedimentos não litificados (Van Loon, 2009). Para que essa deformação ocorra, é necessário que haja uma força desencadeadora. Owen *et al.* (2011) consideram que as principais forças desencadeadoras atuantes na geração de estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados são: (1) gravidade em zonas de encosta; (2) carga desigual gerada por variações na topografia na interface água-sedimento; (3) instabilidade gravitacional relacionada ao gradiente inverso de densidade; (4) cisalhamento por correntes aquosas; e (5) agentes químicos e biológicos.

3.1.1 Mecanismos de deformação

A identificação das forças desencadeadoras atuantes depende da correta identificação dos mecanismos de deformação. Deformações rúpteis são geradas pelo mecanismo de cisalhamento intergranular, onde os grãos ou grupos de grãos são forçados uns sobre os outros (Owen *et al.*, 2011), ocasionando o surgimento de fraturas em sedimentos não coesos e zonas de cisalhamento em sedimentos coesos. Estruturas dúcteis são beneficiadas pelos mecanismos de tixotropia e liquefação, onde a saturação do sedimento atua na diminuição da coesão e proporciona uma mudança de comportamento sólido para fluido viscoso.

A tixotropia refere-se à mudança de viscosidade de sedimentos argilosos quando expostos a uma tensão cisalhante. Nesse mecanismo, a ligação em rede das argilas é rompida em flocos separados, que diminuem seu tamanho com o acréscimo de tensão (Mewis & Wagner, 2009). Na liquefação, ocorre uma perda dos contatos entre os grãos devido à saturação. Caso estas camadas sejam submetidas a tensão,

ocorre a transferência de suporte da fábrica para o fluido no poro (Owen & Moretti, 2011). Geralmente associado à liquefação, existe o processo de fluidização, onde os grãos são arrastados em direção à superfície devido a perda de densidade ocasionada pela saturação dos poros. A ascensão dos grãos é proporcionada pela presença de uma componente de arrasto do fluido (Owen & Moretti, 2011).

Para este trabalho, os mecanismos de liquefação e fluidização são os mais importantes, considerando as estruturas já reportadas na área por Rodrigues (2011). A liquefação ocorre idealmente em sedimentos de tamanho areia fina a média, com empacotamento fraco (e consequentemente porosidade alta), saturados, posicionados a baixas pressões (próximo à superfície) e com barreiras de sedimento presentes (Owen & Moretti 2011).

A liquefação pode ser dividida em três tipos: (1) liquefação estática, devido a movimentos no nível freático; (2) liquefação cíclica, ocasionada por mudanças de pressão nos fluidos dos poros resultantes de ciclos de perturbação, como terremotos; (3) liquefação impulsiva, devido a perturbações decorrentes a um empacotamento aberto; (Owen e Moretti, 2011).

3.1.2 *Eventos desencadeadores*

Através da identificação correta dos mecanismos de deformação, somada a reconstrução do sistema deposicional, é possível, inferir os gatilhos que geraram as EDSI. Owen & Moretti (2011) dividem os gatilhos de deformação em dois tipos: endogênicas e exogênicas (quadro 1).

Forças endogênicas estão estritamente relacionadas ao ambiente deposicional e aos processos nele atuantes. Enquanto forças exogênicas são independentes do ambiente deposicional, podendo estar associadas a movimentos de falhas ou a eventos de impacto de bólidos e tsunamis (Owen *et al.*, 2011). Além disso, Moretti & Sabato (2007) identificaram estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados com possível sobreposição de eventos.

Tipo	Eventos desencadeadores	Efeito desencadeador de fluidização
Exogênicas (independentes do ambiente deposicional)	Terremotos	Aumento cíclico na pressão dos poros
		Impacto
	Tsunamis	Aumento cíclico na pressão dos poros
	Meteoros	Aumento cíclico na pressão dos poros
		Impacto
	Endogênicas (relacionadas ao ambiente deposicional)	Degelo <i>permafrost</i>
Sobrecarga sedimentar		Gradiente invertido de densidade
Cisalhamento de maré		-
Flutuações no nível freático		Aumento na pressão de poros
Fluxo de águas		Flutuações turbulentas
Ondas de água		Aumento cíclico na pressão de poros
		Impacto (quebra de ondas)

Quadro 1: Classificação dos eventos desencadeadores em relação a sua tipologia, modificado de Owen & Moretti (2011).

A identificação das forças atuantes durante a deformação dos sedimentos inconsolidados e de seus eventos desencadeadores é uma tarefa árdua, pois a morfologia dessas estruturas de deformação em sua grande maioria independem do evento causador (Owen & Moretti, 2011). Logo, é possível que diferentes eventos possam gerar as mesmas estruturas, pois a morfologia é estritamente dependente da

configuração sedimentar inicial, da força desencadeadora e da duração do estado deformado (Moretti & Sabato, 2007). Para contornar tal problemática, Owen & Moretti (2011) propuseram um fluxograma de trabalho baseado na: (1) análise detalhada de fácies, (2) descrição detalhada de estruturas e sua relação temporal com a sedimentação; (3) interpretação das relações dos eventos desencadeadores de deformação com os processos sedimentares atuantes e suas variações laterais.

Owen *et al.* (2011) descrevem que a identificação do evento desencadeador é construída através da: (1) determinação da origem endo- ou exogênica dos eventos, baseada na avaliação das fácies; (2) identificação do evento desencadeador, com base em uma avaliação eliminatória de evento-por-evento; (3) na avaliação dos critérios, com base nas evidências para assim favorecer o evento mais propenso a ter formado tais estruturas. A integração dessas duas metodologias pode ser visualizadas na figura 2.

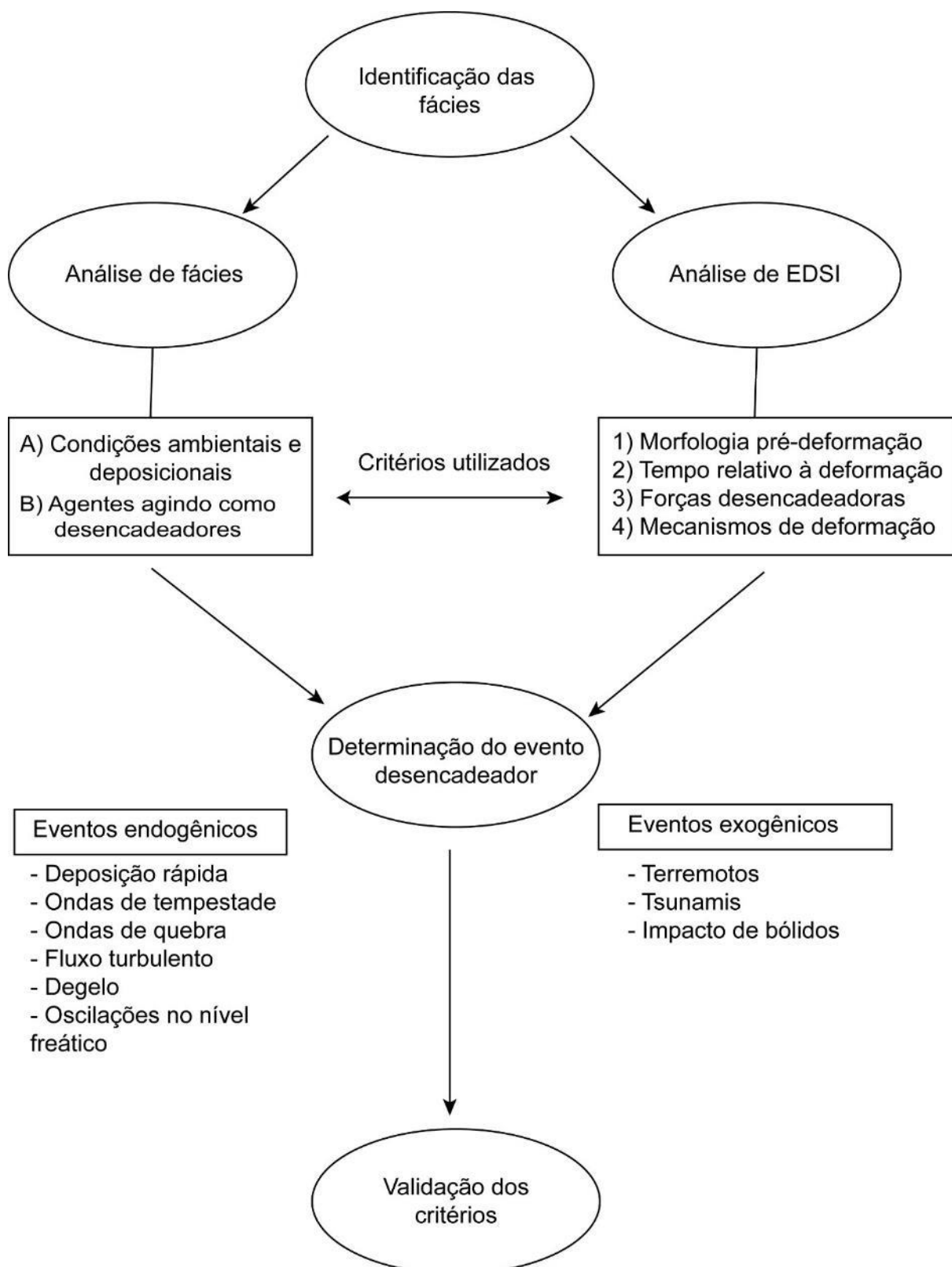


Figura 2: Fluxograma de trabalho para a descrição de estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados. Modificado de Owen & Moretti (2011) e Owen *et al.* (2011).

3.2 EDSI em ambientes eólicos úmidos

Estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados são frequentemente descritas em sistemas eólicos úmidos (e.g., Loope *et al.*, 2001; Mountney & Thompson, 2002; Bryant & Miall, 2010; Ross *et al.*, 2014; Jones *et al.*, 2016; Rodriguez-López & Wu, 2020). Estes sistemas são caracterizados por um nível freático próximo a superfície deposicional, onde a acumulação tende a ocorrer em zonas metassaturadas (Rodrigues, 2014). A formação dessas estruturas neste ambiente é condicionada pela disponibilidade de variáveis ideais, dentre as quais se destacam a granulometria adequada para deformação (*sensu* Owen & Moretti, 2011), alta porosidade, presença de um nível freático raso e ausência de pressão litostática (Moretti, 2000; Mountney & Thompson, 2002; Chan *et al.*, 2007; Rodriguez-López *et al.*, 2008; Owen & Moretti, 2011; Chan & Bruhn, 2014).

Estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados geradas pelo mecanismo de liquefação ocorrem predominantemente em zonas superficiais, em profundidades que variam de poucos metros até um máximo de 10 metros (Obermeier, 2009). Em sistemas eólicos úmidos, essa zona é um local essencialmente heterogêneo devido a tensões geradas pela topografia superficial da duna em conjunto com a condição de nível freático raso (Blakey, 1994; Wheatley *et al.*, 2014).

3.2.1 Influência do nível freático

Em ambientes eólicos, a deformação plástica pode ocorrer em resposta às flutuações do nível freático, inundações catastróficas ou por colapso espontâneo da carga sedimentar estática (Horowitz, 1982). Alguns trabalhos atribuem a presença de estruturas de deformação plástica em sedimentos inconsolidados ao puro aumento do nível freático logo após a deposição dos sedimentos eólicos (McKee *et al.*, 1971; Doe & Dott, 1980; Horowitz, 1982; Mountney & Jagger, 2004).

As oscilações do nível freático em campos de dunas eólicas são ocasionadas por variações no suprimento de água. Variações positivas estão ligadas a um aumento

do suprimento advindo lateralmente das zonas de interduna úmida ou através da infiltração superficial da água da chuva na face de barlavento das dunas (Bryant *et al.*, 2016). Nesse último caso, o influxo de água infiltrada é concordante aos depósitos de fluxo de grãos e resulta na geração de uma cabeça hidráulica (ou piezométrica) no interior da duna (Bryant *et al.*, 2016). A zona de maior evaporação do lençol freático ocorre na zona de interduna, logo em condições de alta evaporação a cabeça hidráulica migra em sentido ao ponto de transição duna-interduna. A deformação em condições superficiais rasas ocorre na janela de tempo entre a infiltração e a evaporação, quando os sedimentos permanecem saturados (Wheatley *et al.*, 2014; Bryant *et al.*, 2016).

3.2.2 *Influência da topografia superficial*

As EDSI geradas em 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 & Miall, 2010). Essa variedade morfológica reflete a heterogeneidade na distribuição das fácies eólicas dentro dos *ergs* úmidos (Mountney, 2012; Ross *et al.*, 2014).

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 *et al.*, 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). No entanto, o modelo de contorno de nível freático de Bryant *et al.* (2016) implica que a deformação ocorre abaixo da zona de interduna, na zona de interduna e dentro da própria duna. Assim que o processo de liquefação começa este se propaga em sentido a base da sucessão (Wheatley *et al.*, 2014).

A topografia assimétrica das dunas gera um gradiente de alta pressão lateral de fluido logo abaixo da face de avalanche da duna superficial e um gradiente de baixa pressão de fluido no pé da duna que recua em superfície (Horowitz, 1982; Bryant *et*

al., 2016). 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 constitui um local propenso a liquefação 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.

4 METODOLOGIA

Com base nas propostas de Owen & Moretti (2011) e Owen *et al.* (2011) o presente trabalho foi dividido em três etapas metodológicas: Levantamento de Campo, Processamento de Dados e Confrontamento Teórico.

As primeiras duas etapas correspondem aos itens de Identificação, Análise de Fácies e Análise de Estruturas de Deformação em Sedimentos Inconsolidados. A última etapa engloba os itens de Determinação do Evento Desencadeador através da validação dos critérios.

4.1 Etapa de Campo

O intuito dessa etapa foi de identificar as fácies, os processos deposicionais atuantes na área, caracterizar as zonas de ocorrência da deformação através da descrição das estruturas deformacionais e investigar a relação espacial e temporal das deformações com a sedimentação.

Para tal foram executadas duas saídas de campo realizadas em junho e julho de 2021. Os afloramentos que compõem este trabalho fazem parte do trabalho de caracterização da “Formação Pirambóia” de Rodrigues (2014) e foram selecionados com base na presença de deformações em sedimentos inconsolidados, a localização destes pode ser visualizada na figura 1.

No primeiro levantamento de campo foi realizado o reconhecimento dos afloramentos selecionados através do levantamento das seções colunares e da elaboração dos painéis fotográficos. No segundo levantamento de campo foram detalhados os painéis fotográficos assim como foram realizados levantamento através de um veículo autônomo não tripulado (VANT). Os levantamentos de VANT permitiram um refinamento ainda maior dos afloramentos, pois segmentos que antes eram inacessíveis nos afloramentos puderam ser imageados e mensurados. A elaboração de fotomosaicos em maior qualidade permitiram o traçado das superfícies presentes no afloramento, o que, por sua vez, possibilitou o detalhamento da

hierarquia e dos elementos arquiteturais presentes em cada ponto de estudo.

4.1.1 Levantamento de seções

As seções colunares foram confeccionadas com base na metodologia de identificação de fácies proposta por Walker & James em Walker (1992). Para tal foram descritas e interpretadas as fácies que foram agrupadas em associações de fácies. Estas associações de fácies serviram para caracterizar os elementos arquiteturais associados à deformação que compõem o sistema eólico úmido previamente caracterizado por Rodrigues (2014).

As seções colunares foram levantadas com o auxílio de uma folha de perfil (perfis disponíveis no Anexo I e nos Apêndices I e II) que é composta por um eixo vertical e horizontal. O eixo vertical representa as espessuras dos pacotes levantados, enquanto o eixo horizontal apresenta a granulometria das rochas sedimentares. Utilizando desses dois atributos é possível traçar as litologias e preenchê-las internamente com as texturas e estruturas.

Para cada fácies foi atribuído um código composto por três letras. A primeira letra do código é maiúscula e indica a granulometria da rocha sedimentar. A segunda letra é minúscula e qualificativa, ou seja, serve para indicar as estruturas sedimentares ou texturas presentes no pacote sedimentar. A última letra é utilizada para caracterização da estrutura sedimentar (e.g., St (e) – *Sand through aeolian cross-bed*).

Os campos de descrição litológica foram preenchidos com os atributos essenciais das rochas sedimentares elencados por Tucker (2003), que são litologia, textura, estruturas sedimentares, cor, geometria, ausência ou presença de fósseis e paleocorrentes. Além destes atributos, foram caracterizados os níveis deformados quanto geometria, presença ou ausência de falhas, relações de corte, estruturas da base e topo e texturas internas do intervalo deformado.

Foram levantadas 8 seções em escala 1:50 para caracterização dos 5 afloramentos que compõem o presente trabalho. As medidas de paleocorrente foram obtidas com auxílio de uma bússola *Brunton Geo Transit*, enquanto as espessuras das camadas foram obtidas através da utilização da trena métrica. Nos afloramentos onde as dunas afloravam em planta as espessuras dos estratos foram mensuradas

através da combinação da bússola com a trena métrica, utilizando da técnica da altura dos olhos.

4.1.2 Foto-mosaico (2D): Painéis de Campo

A construção dos foto-mosaicos em 2D se deu através da utilização do algoritmo *photomerge*, incorporada no *software* Adobe Photoshop 2021 (versão 22.0.0). Essa ferramenta produz imagens em alta resolução através do alinhamento e colagem de fotografias com elementos de imagem semelhantes.

Para elaboração dos foto-mosaicos foi utilizado uma câmera Canon DSLR EOS Rebel T5 acoplada com uma lente de 18-55 mm (abertura focal de 37 mm; 18 MP) conectada a um parassol, com o intuito de evitar os efeitos de *flare* e *glare*. As fotografias dos afloramentos foram obtidas com o eixo óptico da câmera orientado perpendicularmente a superfície das rochas aflorantes, com o intuito de evitar possíveis distorções. O recobrimento utilizado foi superior ao valor mínimo exigido para a elaboração de modelos fotogramétricos, ou seja, maior que 60%. Esse valor permite que as fotos sejam corretamente posicionadas em relação as imagens adjacentes, o que, por sua vez, permite a reconstrução correta da cena.

As imagens foram carregadas no *Adobe Photoshop* e foram processadas pelo algoritmo em layout de colagem para evitar possíveis distorções nas bordas dos foto-mosaicos. Ao todo foram processados 9 foto-mosaicos correspondendo aos pontos BV001, BV002, BV003 e BV004. Para o ponto BV004 foram confeccionados 5 mosaicos devido à abundância e dimensão das estruturas deformativas encontradas.

Os foto-mosaicos foram impressos em papel *glossy* 150gr e foram plastificados com papel adesivo *contact* transparente. Este material foi utilizado no segundo levantamento de campo para a caracterização das estruturas de deformação e de informações importantes dos afloramentos (*e.g.*, superfícies de reativação, superfícies de interduna etc.) com marcadores permanentes sobre as fotografias.

O uso restrito desses mosaicos se deu devido a vulnerabilidade da ferramenta *Photomerge*. Em alguns mosaicos, houve erros de processamento identificáveis através duplicação de segmentos das imagens que compõem os fotomosaicos (figura 3). Esses erros não atrapalharam o levantamento das estruturas em campo. No

segundo levantamento de campo também foi realizado o imageamento VANT dos afloramentos.



Figura 3: Mosaico BV004 gerado pela colagem de fotos com a ferramenta Photomerge do *software* Adobe Photoshop. A área cinza ressaltada representa um erro de processamento gerado pela duplicação de segmentos da imagem.

4.1.3 Ortomosaico (3D): Imageamento VANT

As imagens para elaboração dos modelos fotogramétricos foram obtidas através de um veículo autônomo não tripulado (VANT) DJI Mavic 2 Pro acoplado com uma câmera *Hasselblad* L1D-20c (abertura focal de 10.26 mm; 20 MP). Para melhores resultados, as fotografias foram obtidas com o eixo óptico da câmera orientado perpendicularmente e obliquamente a superfície do afloramento. O recobrimento vertical e horizontal mínimo foi de 60%, conforme metodologia de James & Robson, 2012. Para o levantamento fotogramétrico, a obtenção de imagens constitui a etapa crítica, por isso durante o levantamento VANT foram feitas imagens com recobrimento de 80% na região das estruturas deformativas.

O afloramento BV004, no entanto, constitui um caso à parte devido a presença de uma árvore sobre uma parte da estrutura deformacional. Para contornar tal problema, foram obtidas fotos obliquas com o VANT na porção lateral da árvore. A aproximação com orientação perpendicular da lente certamente levaria o comprometimento do material.

Neste mesmo afloramento, as áreas vegetadas sem face de rocha aflorante não foram fotografadas. Isso se deve ao fato de que a contribuição dessas áreas seria ínfima para o desenvolvimento e interpretação das ortofotos. Além de que o tempo de duração das baterias do VANT sobressalente foi empregado para aumentar o detalhamento, através do aumento da quantidade de fotos, das regiões com estruturas

deformacionais.

As ortofotos foram obtidos utilizando o *software Agisoft Metashape* que utiliza dos algoritmos Sfm-MVS. Antes do início da confecção das ortofotos, a qualidade das imagens foi estimada com a função *Estimate Image Quality*. As fotografias com qualidade inferior a 0,80 foram removidas para melhorar a resolução dos modelos tridimensionais resultantes que foram utilizados para a confecção das ortofotos.

Na estrutura *Sfm-MVS* (figura 4), o *software* identifica pontos-chave (pixels invariantes) nas imagens, que são utilizados para definir a localização das fotografias em relação as outras fotografias carregadas. Estes pontos são utilizados durante o alinhamento das fotos que resulta na reconstrução tridimensional da cena através do algoritmo *Structure-from-Motion* (SFM). Este algoritmo identifica a localização aproximada da câmera e produz uma nuvem esparsa de pontos (figura 5 – A).

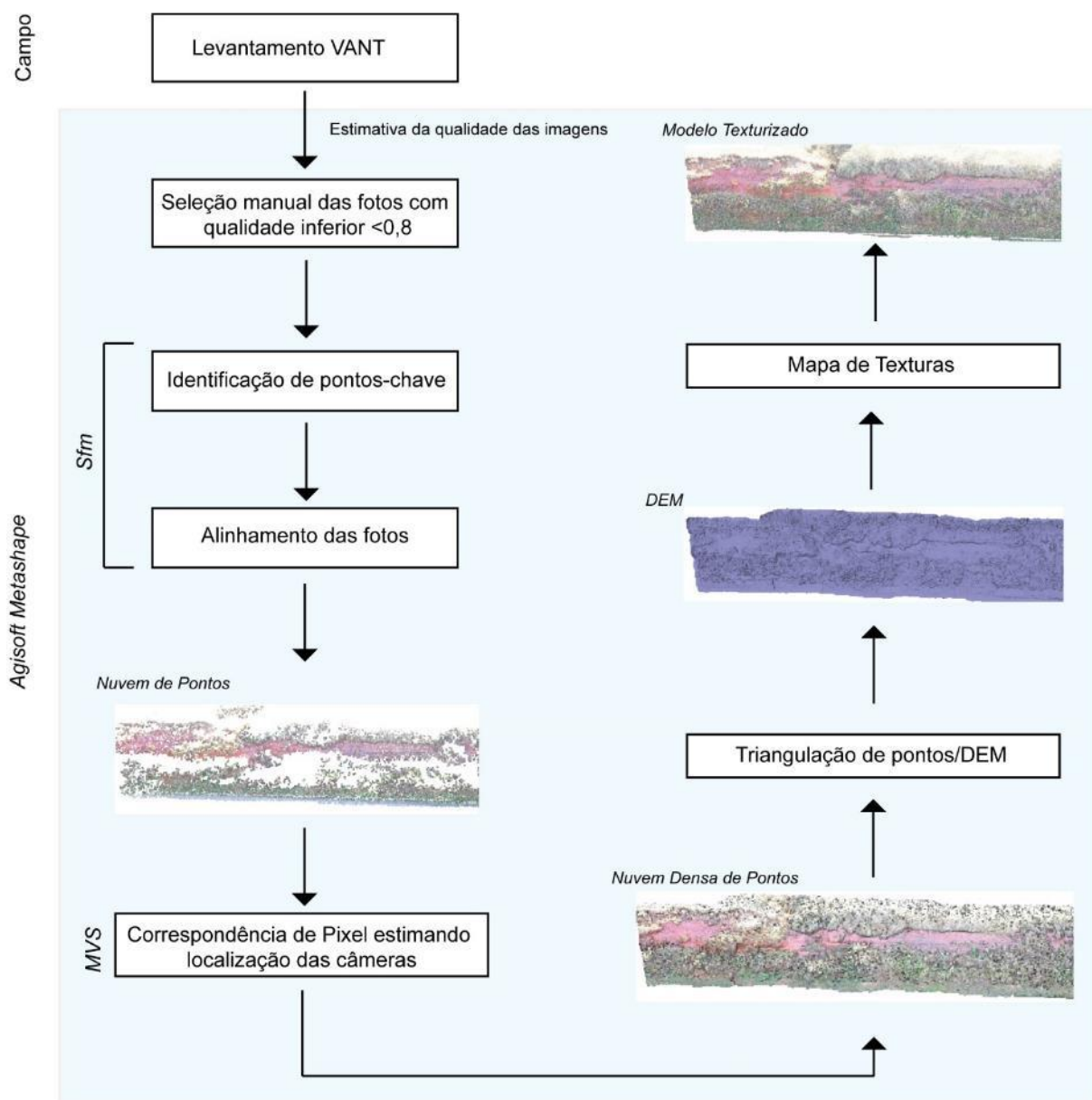


Figura 4: Etapas de trabalho executadas para a elaboração dos ortomosaicos. Modificado de: Hayes *et al.* (2017).

Esta nuvem esparsa de pontos é empregada no algoritmo *Multi-View Stereo Image matching* (MVS), que objetiva combinar valores de pixels individuais das imagens alinhadas com o intuito de magnificar a resolução do modelo em duas ou três ordens de magnitude (Hayes *et al.*, 2017). O subproduto do processamento deste algoritmo é uma nuvem densa de pontos (figura 5 – B), cujos pontos são utilizados para a geração de uma malha triangulada.

A malha triangulada (figura 5 – C) é a primeira reconstrução do modelo tridimensional pois os buracos pré-existentes nas nuvens de pontos são preenchidos

com pixels e uma superfície sólida é materializada. As texturas da malha triangulada foram obtidas através do processamento das fotos utilizadas, onde cada vértice da malha triangulada recebe dois pontos de coordenadas que serão localizados nas imagens originais (Hayes *et al.*, 2017). Ao final dessa etapa cada triângulo recebe uma textura correspondente nas imagens originais, resultando em um modelo texturizado.

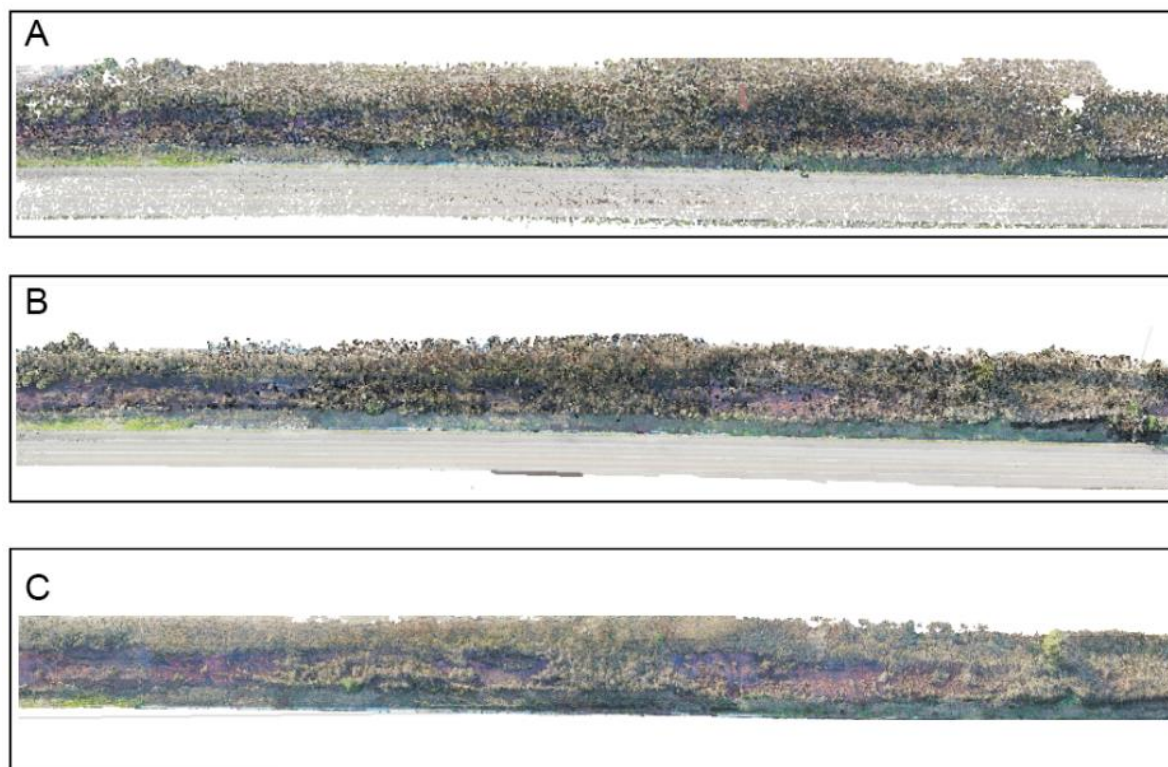


Figura 5: Etapas de construção do modelo tridimensional do afloramento BV004. Onde as fases do processamento são: (A) Nuvem esparsa de pontos, (B) Nuvem densa de pontos e (C) Malha triangulada texturizada.

A partir dos modelos texturizados dos afloramentos foi possível construir os ortomosaicos através da ferramenta *build orthomosaic*. Esta tem por objetivo a construção de um mosaico de fotos ortorretificado. Para cada afloramento abordado pelo presente trabalho, foram construídos ortomosaicos para serem utilizado na interpretação das estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados.

4.2 Etapa de Laboratório

Após a aquisição de dados em campo, foi executada a etapa de laboratório que teve o objetivo de fornecer subsídio para a interpretação das estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados vistas em campo, sua relação com o ambiente deposicional e fomentar a elaboração do modelo evolutivo teórico através da identificação dos agentes causadores.

A interpretação das EDSI foi feita com base na construção e análise de mosaicos integradores, que contém as fácies sedimentares, paleocorrentes, superfícies de reativação e a morfologia das estruturas deformacionais.

Com esse subproduto foi possível determinar os possíveis eventos desencadeadores de deformação nos arenitos da Formação Buena Vista no Estado do Rio Grande do Sul. A partir desse ponto, foram feitas comparações com as estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados disponíveis na bibliografia com o objetivo de cumprimento da etapa de validação dos critérios diagnósticos utilizados.

4.2.1 Construção dos mosaicos integradores

Para a construção dos mosaicos integradores utilizou-se como base as ortofotos obtidas com o auxílio do *software Agisoft Metashape*. As fácies levantadas nas seções colunares foram digitalizadas e incorporadas nas ortofotos através do *software Adobe Illustrator*.

O detalhamento dos intervalos deformados foi realizado através dos fotomosaicos (2D) interpretados com as informações de campo (e.g., estruturas deformativas, superfícies, estruturas sedimentares e paleocorrentes). A inserção dessas informações foi feita através da identificação e contorno dos elementos descritivos nas ortofotos, o contorno foi feito através das ferramentas *Adobe Illustrator*.

4.2.2 Levantamento Bibliográfico

A etapa de levantamento bibliográfico ocorreu concomitantemente com as etapas de campo e laboratório, tendo sido mais proeminente na última. Essa etapa teve como objetivo dar subsídio teórico para a interpretação das estruturas deformativas e servir de parâmetro para a avaliação dos critérios utilizados para a identificação dos potenciais agentes causadores, segundo o que sugere a metodologia de Owen & Moretti (2011) e Owen *et al.* (2011).

Para auxiliar no gerenciamento dos artigos científicos foi utilizado o *software Mendelej* para a indexação e organização das referências bibliográficas. Durante a etapa de validação dos critérios, foi utilizado o *software Microsoft Excel* para a criação de planilhas de compilação bibliográfica dos critérios indutivos (*e.g.*, distância de falhas e acidentes tectônicos, morfologia, ciclicidade temporal etc.) utilizados para a determinação dos agentes causadores de deformação na bibliografia.

Esses critérios foram comparados com os elementos indutivos utilizados para a definição dos agentes causadores de deformação. O intuito desta comparação foi de identificar e validar os critérios-chave para a caracterização das estruturas deformacionais em sedimentos inconsolidados observadas.

4.2.3 Elaboração dos Modelos Evolutivos Interpretativos

Através da identificação das fácies sobre as quais ocorre a deformação, dos mecanismos de deformação e dos prováveis agentes causadores de deformação foi possível determinar a provável sequência de eventos que levou os estratos eólicos a se deformarem. Esta sequência de eventos foi sintetizada na forma de representações iconográficas que ilustram a evolução da deformação e comporta os cenários pré-deformação, concomitante a deformação e pós-deformação.

5 RESULTADOS

5.1 Litofácies

Os arenitos da Formação Buena Vista, aflorantes nos quatro pontos levantados, foram subdivididos em duas litofácies deposicionais (quadro 2), o que exclui os horizontes deformados.

Código	Descrição	Interpretação
St (e)	Corpos tabulares de arenitos amarelo-avermelhados de granulação fina a média, bimodais e com estratificação cruzada tangencial de grande porte. Os grãos são esféricos, arredondados e bem selecionados. Internamente a estratificação é composta no topo por estratos centimétricos inversamente gradados, com espessuras entre 1 e 4 cm, com geometria lenticular na vista perpendicular ao sentido de transporte (o comprimento dessas lentes varia de 0,9 a 1,6 metros). O mergulho desses estratos encontra-se entre 21 e 30°. Em sentido a base os estratos se interdigitam com lâminas inversamente gradadas e milimetricamente espaçadas com mergulhos mais suaves, tipicamente entre 11 e 15°.	Migração de dunas de crista sinuosa pelos processos de fluxo de grãos e <i>wind ripples</i>
St	Arenitos amarelados com granulação média a grossa, moderadamente selecionados, com estratificação cruzada acanalada de pequeno porte. Apresentando intraclastos argilosos e arenosos uniformemente distribuídos pelos sets, cujo comprimento varia de 0,3 a 4 cm.	Migração de dunas subaquosas, em regime de fluxo inferior

Quadro 2: Descrição e Interpretação das fácies que compõem os depósitos dos afloramentos descritos.

5.2 Associação de Fácies

A ausência de estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados nas associações de fácies fluviais e de fluxos supercríticos permite que o escopo do trabalho seja restringido apenas as fácies eólicas da Formação Buena Vista. Desta forma, a caracterização das fácies e superfícies foi conduzida apenas nas associações de fácies que correspondem aos estratos eólicos.

5.2.1 Associação de Fácies de Dunas Eólicas

Descrição: Essa associação de fácies é composta por arenitos amarelo-avermelhados de granulação fina a média, bem selecionados e bem arredondados. As rochas que compõem essa associação podem ser classificadas como litarenitos a sublitenitos (*sensu* Pettijohn *et al.*, 1973), frequentemente friáveis.

Os arenitos estão organizados em *sets* de estratificação cruzada tangencial com espessura de 0,6 a 2 metros (fácies St(e)). O ângulo de mergulho dos estratos cruzados é altamente variável dentro dos *sets* – apresentando ângulos sub-horizontais na base e ângulos próximos a 30° no topo do *set*, o que confere uma geometria de estratos côncava que tangencia a superfície basal do *set* conforme o ângulo de mergulho diminui progressivamente. O padrão de paleocorrente dos estratos eólicos da Formação Buena Vista apresenta uma ampla dispersão, cuja maior concentração de medidas encontra-se nos sentidos NE-SE (figura 6).

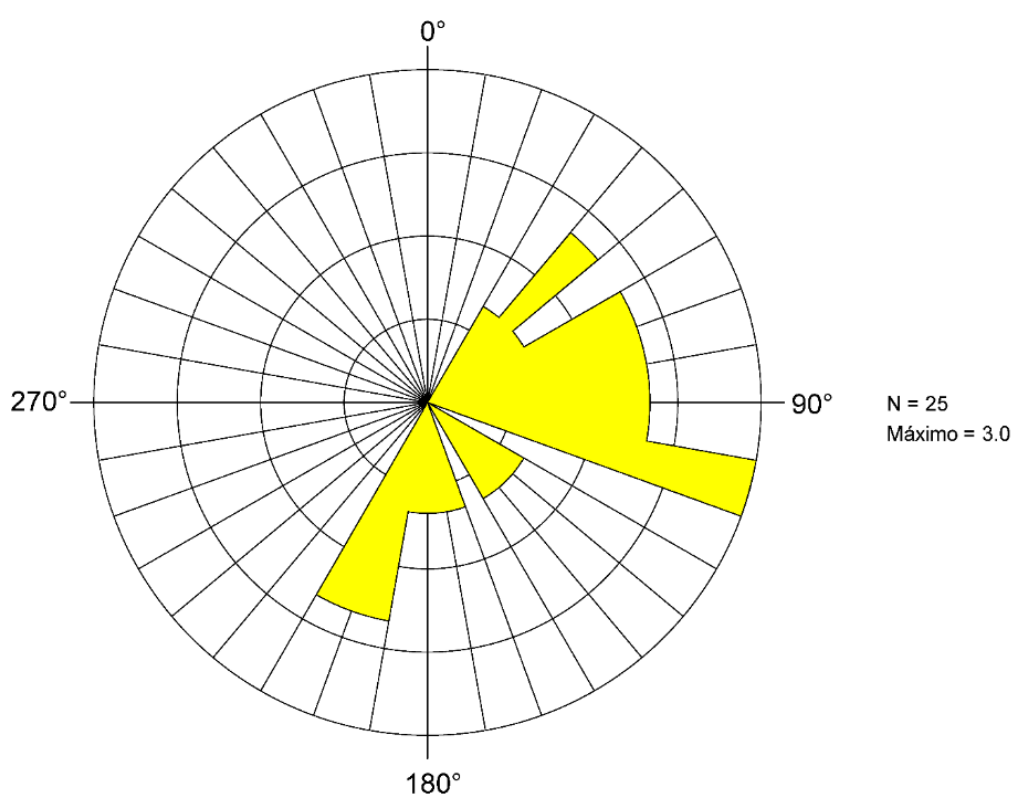


Figura 6: Diagrama de roseta do sentido de paleotransporte dos afloramentos deformados da Formação Buena Vista.

As laminações de marcas onduladas eólicas são constituídas por areia fina a média com gradação inversa, os valores de espessura encontram-se entre 3-4 mm. O ângulo de mergulho da laminação apresenta valores entre 11 e 15°, diminuindo em direção a base do *set* com terminação em *downlap* na superfície sotoposta. Em alguns *sets* a crista das *ripples* eólicas é discernível, o que permitiu a obtenção de valores de amplitude de onda e altura da *ripple*. O índice de *ripple* é alto com valores entre 10-35, em razão das baixas amplitudes de onda (< 4 mm).

Os estratos de fluxo de grãos apresentam espessura de 1 a 3 cm e comumente apresentam gradação inversa, embora por vezes a seleção granulométrica iniba o desenvolvimento dessa gradação. Os fluxos de grãos individuais apresentam frequentemente uma forma de cunha com afinamento descendente. Em vista paralela a direção de mergulho, esses estratos ocorrem como lentes espessas que afinam em direção as bordas (*pinch-out*). As espessuras centrais dessas lentes apresentam valores entre 1 e 1,6 cm.

A estratificação cruzada usualmente apresenta um *trend* vertical, partindo de um ângulo de mergulho baixo na base composto por laminações de marcas onduladas eólicas seguida de ângulos maiores (próximo a 30°) no topo do *set*, onde ocorrem os estratos de fluxo de grãos e queda livre de grãos. Os *sets* são divididos internamente pela alternância concordante de pacotes de lâmina de *ripples* eólicas (< 2 cm de espessura) e por estratos de fluxo e queda de grãos (6-10 cm de espessura), em repetições que atingem de 8-12 cm de espessura.

Interpretação: 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 (Hunter, 1977; Kocurek, 1981, Kocurek, 1991; Scherer, 2000; Uličný, 2004; Jones *et al.*, 2016). O *trend* unimodal do sentido de mergulho dos estratos cruzados sugere dunas eólicas crescentes (McKee, 1979; Karpeta, 1990; Mountney, 2006b). A alta dispersão do sentido do paleotransporte (por volta de 180°) e a geometria tangencial/acanalada da estratificação, sugere que as dunas apresentavam crista sinuosa.

A variação nos processos deposicionais na face de sotavento pode indicar mudanças morfodinâmicas nas dunas crescentes (Loope *et al.*, 2001; Uličný, 2004; Scherer & Goldberg, 2010; Eastwood *et al.*, 2012; Jones *et al.* 2021). A presença de fluxo de grãos indica momentos de maior desenvolvimento da frente da duna,

enquanto os pacotes de marcas onduladas eólicas indicam intervalos de menor desenvolvimento. A alternância cíclica entre pacotes de fluxos de grãos e de marcas onduladas eólicas pode estar relacionada a mudanças sazonais na direção do vento (Kocurek, 1991; Scherer & Goldberg, 2010; Eastwood *et al.*, 2012). Os pacotes de fluxos de grãos são formados por ventos transversais a linha de crista da duna, os paleoventos são oriundos de NW (sentido médio) enquanto os pacotes migram para SE, o que por sua vez é coerente com os dados levantados por Rodrigues (2014). Os estratos de marcas onduladas eólicas são produzidos por ventos oblíquos que reorientaram a crista da duna. Ciclos de escala similares foram interpretados como de duração anual (Rubin & Hunter, 1983; Kocurek *et al.*, 1991; Chan *et al.*, 2000; Loope *et al.*, 2001; Scherer & Lavina, 2005; Kocurek *et al.*, 2007; Scherer & Goldberg, 2010; Jones *et al.*, 2016) o que atribui uma taxa de migração das dunas estudadas de até 15 cm/ano.

5.2.2 Associação de fácies de canais fluviais

Descrição: Essa associação de fácies é composta por arenitos de granulometria média a grossa, moderadamente selecionados, com estratificação cruzada acanalada (St), cujos sets apresentam de 10 cm a 15 cm de espessura. Os sets são ricos em intraclastos argilosos e lamosos de tamanho grânulo a seixo homoganeamente distribuídos. Internamente aos sets ocorrem grãos esféricos. A base da camada é marcada pela presença de uma superfície erosiva, enquanto o topo e a extensão lateral não se encontram totalmente expostos devido a presença de solo.

Interpretação: Os sets de estratificação cruzada acanalada indicam dunas subaquosas tridimensionais formadas sob regime de fluxo inferior estável unidirecional subaquoso (Best, 1996; Leclair & Bridge, 2001). A presença de um grau de seleção moderado combinado com a presença de grãos com alta esfericidade e intraclastos arenosos indicam que houve retrabalhamento das dunas eólicas (Rodrigues, 2014). As características texturais da camada em adição a presença de uma superfície erosiva na base, permitem a interpretação desta associação de fácies como canais fluviais (Scherer *et al.*, 2007; Rodrigues, 2014).

5.3 Superfícies Limítrofes

O sistema deposicional eólico comumente apresenta superfícies de baixa extensão lateral geradas pela atuação de mecanismos de controle autogênicos e supersuperfícies que refletem a ação de controles alogênicos como mudanças climáticas, mudanças na criação da taxa acomodação e tectônica (Brookfield & Silvestro, 2010).

5.3.1 Superfícies Autogênicas

As superfícies autogênicas referem-se aos controles inerentes da sedimentação do ambiente deposicional eólico ligadas ao comportamento autocíclico das formas de leito (Brookfield, 1977; Kocurek; 1996; Mountney & Howell, 2000). Essas superfícies também refletem mudanças do padrão de ventos, aporte sedimentar e migração das formas de leito (Brookfield, 1977; Kocurek 1981; Kocurek 1991).

Com base na hierarquia das superfícies autogênicas de Brookfield (1977) foram identificados dois tipos de superfícies nas sucessões sedimentares descritas: (a) superfícies de primeira e (b) terceira ordem, que correspondem, respectivamente, as superfícies de interduna e reativação de Kocurek (1981; 1991). Essas superfícies se referem, respectivamente, a migração de formas de leito eólicas sobre depósitos eólicos sotopostos e a oscilação na velocidade e orientação dos ventos.

5.3.1.1 Superfícies de Primeira Ordem

Descrição: Constituem superfícies de baixo ângulo, sub-horizontais com mergulho suave ($< 5^\circ$) no sentido oposto ao mergulho dos estratos cruzados. Essas superfícies truncam as estruturas internas dos sets sotopostos e constituem a base

dos sets superpostos, conferindo uma geometria tabular aos sets limitados no topo e base por esta superfície em corte paralelo ao fluxo.

Nos intervalos descritos verificou-se que essa superfície ocorre com expressão morfológica planar ou corrugada (figura 7). A morfologia corrugada resulta de projeções microtopográficas em forma de cúspides que se elevam por cerca de 2 - 10 cm em relação à base da superfície. O espaçamento entre as projeções é irregular, podendo abranger entre 0,6 e 1 m.



Figura 7: Superfícies de primeira ordem. (A) Superfície de primeira ordem com morfologia planar e mergulho suave no sentido inverso do mergulho dos estratos. Escala: 1,70 m. (B) Superfície de Stokes com morfologia corrugada, cuja microtopografia apresenta elevação de pelo menos 10 cm em relação a base da superfície. Escala: 5 cm.

Interpretação: Essas superfícies são formadas pela migração e cavalgamento de dunas e interdunas eólicas ao longo do tempo, podendo ser classificada como superfícies de primeira ordem (Brookfield, 1977) ou superfície de interduna (Kocurek, 1991). O baixo ângulo de mergulho dessa superfície é decorrente do ângulo de cavalgamento subcrítico das dunas eólicas, preservando somente uma fração do tamanho original da forma de leito as superfícies de primeira ordem planas separando

sets com geometria tabular são formadas em contexto de interduna seca.

Por sua vez, as superfícies de primeira ordem corrugadas formam-se em uma condição em que o nível freático coincide com a superfície deposicional, provendo uma cimentação precoce, e que em uma condição de menor aporte de sedimentos sofrerá deflação (Kocurek, 1981; Kocurek & Havholm, 1993; Paim & Scherer, 2007). As projeções irregulares inicialmente são suportadas pela capilaridade, que torna o sedimento que as constitui coeso e passível de preservação (Kocurek, 1981). Essas estruturas comumente são chamadas de superfície de Stokes.

5.3.1.2 Superfície de Terceira Ordem

Descrição: Constituem planos erosivos que apresentam morfologia côncava para cima. Essa superfície ocorre dentro dos sets truncando os foresets previamente depositados (figura 8). Os depósitos superpostos por outro lado, ocorrem em conformidade com a superfície. O sentido de mergulho dos estratos superpostos a superfície são distintos dos obtidos em estratos sotopostos. Quando presentes, essas superfícies tipicamente apresentam espaçamento de 30 a 40 cm (Apêndice II – Coluna do afloramento BV002).

Interpretação: Essa superfície é formada pelas mudanças na direção ou velocidade dos ventos que não puderam ser acompanhadas por uma mudança na forma de leito (Brookfield, 1977; Brookfield & Silvestro, 2010) ou por mudanças na assimetria da duna (Kocurek, 1991). Os dados de paleocorrentes distintos resultam da adaptação do sistema eólico a nova condição de equilíbrio (Kocurek, 1991).

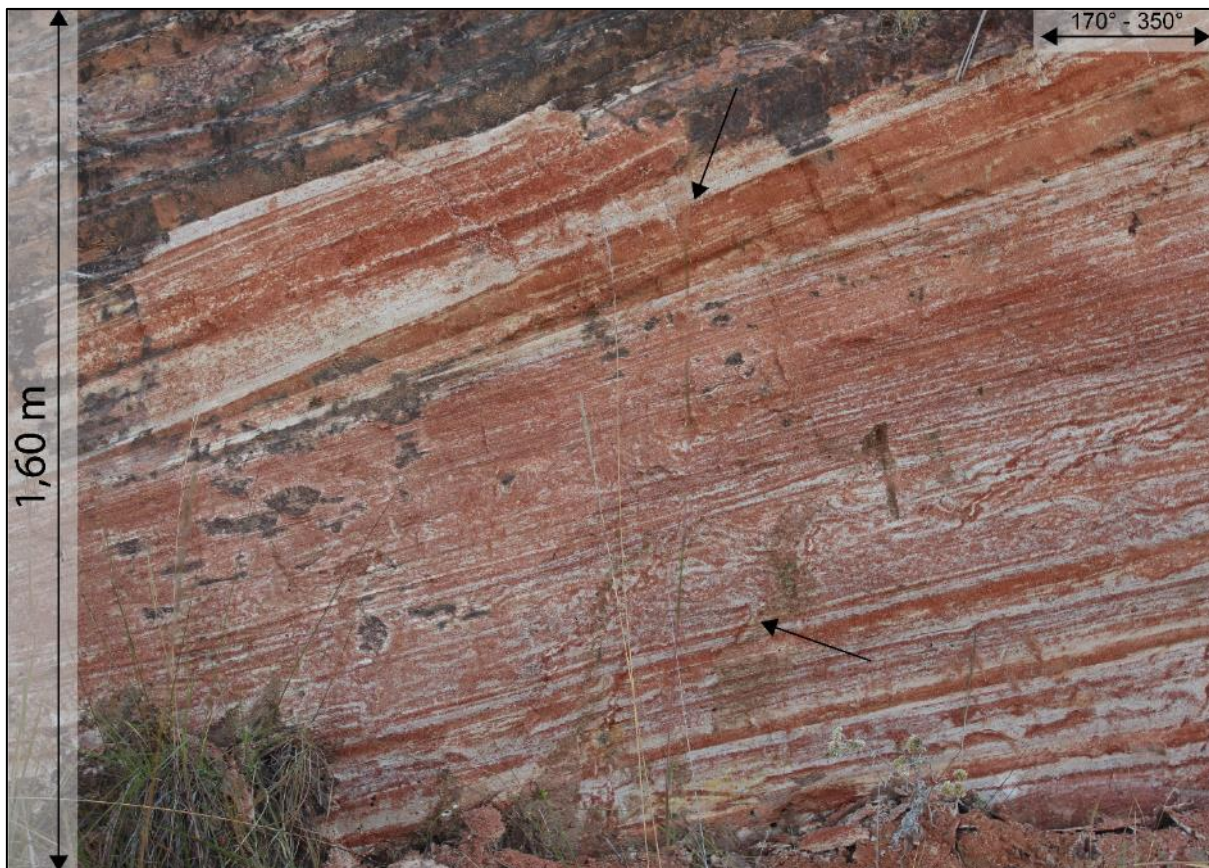


Figura 8: Superfícies de terceira ordem (marcadas pelas setas pretas) em um set de estratos transladantes cavalgantes deformados.

5.3.2 Superfícies Alogênicas

As supersuperfícies constituem a base para a estratigrafia de sequências em sucessões eólicas, pois elas refletem mudanças no espaço de acomodação e/ou no regime sedimentar. Essas superfícies registram interrupções na acumulação eólica (Brookfield & Silvestro, 2010). No presente trabalho, foi descrito apenas uma supersuperfície.

5.3.2.1 Discordância Erosiva

Descrição: Essa superfície é constituída por um plano irregular com mergulho sub-horizontal. Esse plano apresenta caráter erosivo e separa associações de fácies eólicas de associações de fácies de fluxos supercríticos ou de planície de inundação (figura 9). Essa superfície ocorre no ponto BV004, onde apresentam ampla extensão lateral (superior a 80 m para o afloramento BV004) e continuidade lateral nos intervalos sem cobertura vegetal associada.



Figura 9: Discordância erosiva no afloramento BV004 (setas pretas). Essa discordância separa os estratos eólicos da Formação Buena Vista (base) dos estratos fluviais supercríticos da Formação Sanga do Cabral (topo).

Interpretação: O estabelecimento de superfícies com ampla expressão lateral que separam diferentes ambientes deposicionais é indicador de mudanças nas condições climáticas (Brookfield & Silvestro, 2010). A superfície descrita é caracterizada pela terminação dos depósitos puramente eólicos seguido de um hiato de tempo que compreende o estabelecimento de sistemas fluviais de alta energia e a

erosão dos depósitos do *erg*. Os fluxos fluviais supercríticos são atribuídos como fruto de correntes efêmeras em ambiente árido a semiárido e constituem o intervalo inferior da Formação Sanga do Cabral (Lavina, 1991). Logo, a superfície que separa essas formações contém um hiato de tempo que apresenta expressão bacinal.

6 DESCRIÇÃO E INTERPRETAÇÃO DOS PAINÉIS

Os depósitos da formação Buena Vista no Rio Grande do Sul são compostos predominantemente por arenitos eólicos amarelo avermelhados. A influência de associações de fácies fluviais é restrita as localidades dos pontos BV002 e BV004. As superfícies anteriormente descritas demarcam mudanças importantes nos controles alogênicos e/ou autigênicos, sendo o reconhecimento dessas a base para a interpretação dos painéis fotogramétricos das localidades descritas.

6.1 Painel BV001

Descrição: O afloramento encontra-se localizado entre os municípios de Rosário do Sul e Cacequi em um corte de estrada na RS 640. O intervalo descrito apresenta extensão lateral de 17 metros com altura máxima de 2,6 metros (figura 10 - A).

Uma superfície irregular separa as duas fácies encontradas neste ponto, e devido ao seu caráter erosivo essa superfície foi interpretada como uma superfície erosiva associada com a colocação de um sistema fluvial da formação Buena Vista (altura aproximada de 1,7 metros na figura 10). A porção sedimentar aflorante logo abaixo da superfície é constituído por depósitos eólicos com estratificação cruzada tangencial de grande porte (fácies St(e)), cuja totalidade da exposição está relacionada aos processos de fluxo e queda de grãos. Um pacote de 0,5 metros de espessura de arenitos com estratificação cruzada acanalada (fácies St) ocorre superposto a superfície erosiva. Essa última fácies encontra-se bastante alterada e grada lateralmente para um horizonte de solo, não havendo resquícios de sua ocorrência sobre a zona deformada.

Os estratos cruzados tangenciais de grande porte ocorrem em um único *set* de 2 metros de altura, cuja terminação basal não se encontra exposta e no topo o *set* é truncado pela discordância erosiva. Na porção noroeste do afloramento as fácies ocorrem em corte oblíquo, o que permite que os *foresets* formem degraus projetados

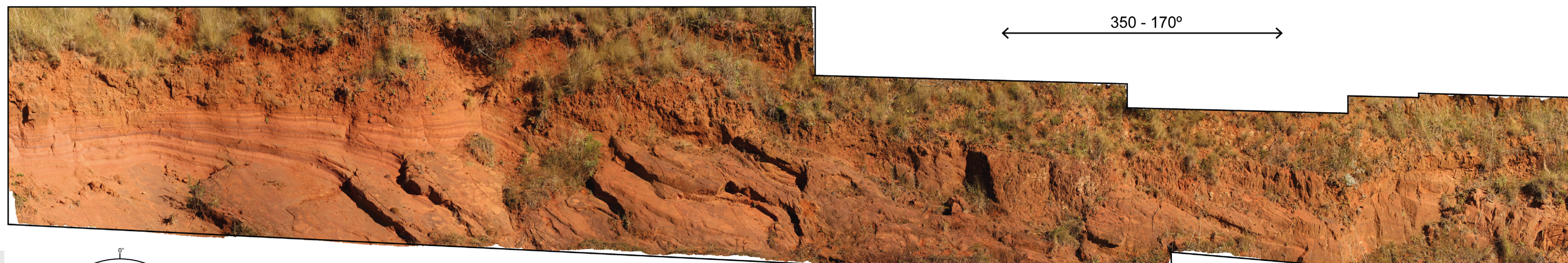
em direção a estrada com ângulo de mergulho entre 21 e 30°. O intervalo central da exposição (intervalo de 7 a 15 metros na figura 10 - B) é ocupado por uma zona de deformação que perturba lateralmente os estratos cruzados. A estratificação previamente descrita é perturbada no limite noroeste dessa estrutura, e nas proximidades da zona de contato os *foresets* apresentam uma convexidade com o topo para cima se tornando progressivamente contorcidos conforme adentram na zona deformada (intervalo de 7 a 8 metros na figura 10 - B).

A zona de deformação apresenta extensão mínima de 3 metros na base do *set* e se expande até um máximo de 7 metros no topo do *set*. Os limites da deformação são irregulares, em que na base do *set* os contatos são abruptos enquanto no topo são majoritariamente gradacionais ou concordantes. Os limites laterais inferiores da zona deformada são delimitados por falhas de azimute médio com valores próximos a 323° na porção noroeste e de 183° na porção sudeste.

No núcleo da zona deformada, ocorrem arenitos maciços que gradam lateralmente para laminações verticalizadas que constituem um bandamento de fluxo (intervalo de 7 a 10 metros na figura 10 - B). As lâminas deste bandamento convergem em sentido ao topo da sucessão e internamente apresentam pequenas dobras abertas a suaves (figura 11 – A e B). Essas laminações apresentam uma relação angular com as bordas da estrutura cujos valores são superiores a 30°. Em sentido noroeste, as estruturas de fluxo se interdigitam com estratificações cruzadas reliquias com dobras abertas e truncamentos (figura 11 – C e D). Dentro do intervalo maciço é possível identificar parte da estratificação original perturbada, bem como um fragmento angular de arenito cimentado (figura 11 – E) cuja laminação interna se distingue das fácies expostas no intervalo avaliado.

No limite noroeste, os bandamentos de fluxo tornam-se concordantes a estratificação cruzada tangencial perturbada (altura de 1,7 metros e intervalo horizontal de 7 a 10 metros da figura 10). Lateralmente este bandamento de fluxo se interdigita com arenitos maciços que dominam em direção a sudeste, apresentando um contato abrupto com os estratos cruzados indeformados. Os dados de paleocorrente obtidos nas rochas deste intervalo são consistentes com os valores obtidos no intervalo indeformado a noroeste.

A



B

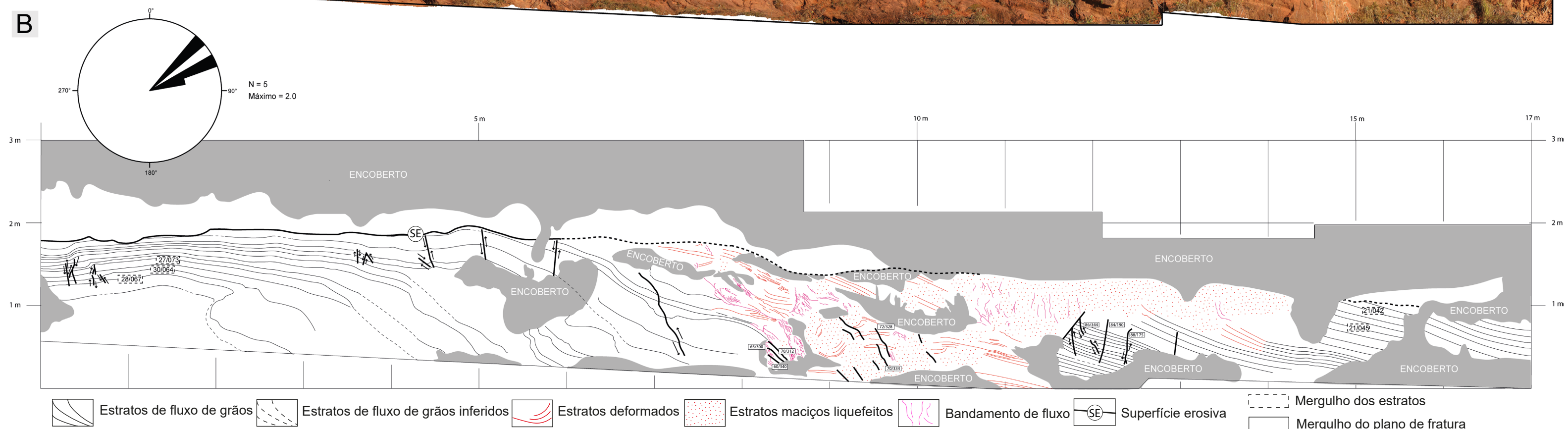


Figura 10: Conjunto interpretativo do afloramento BV001. (A) Ortofoto do afloramento. (B) Painel interpretativo do afloramento. O centro do afloramento é ocupado por uma estrutura deformativa, interpretada como um diápiro que apresenta elementos que sugere a ascensão vertical de areia fluidizada em uma relação discordante com o elemento arquitetural (duna).

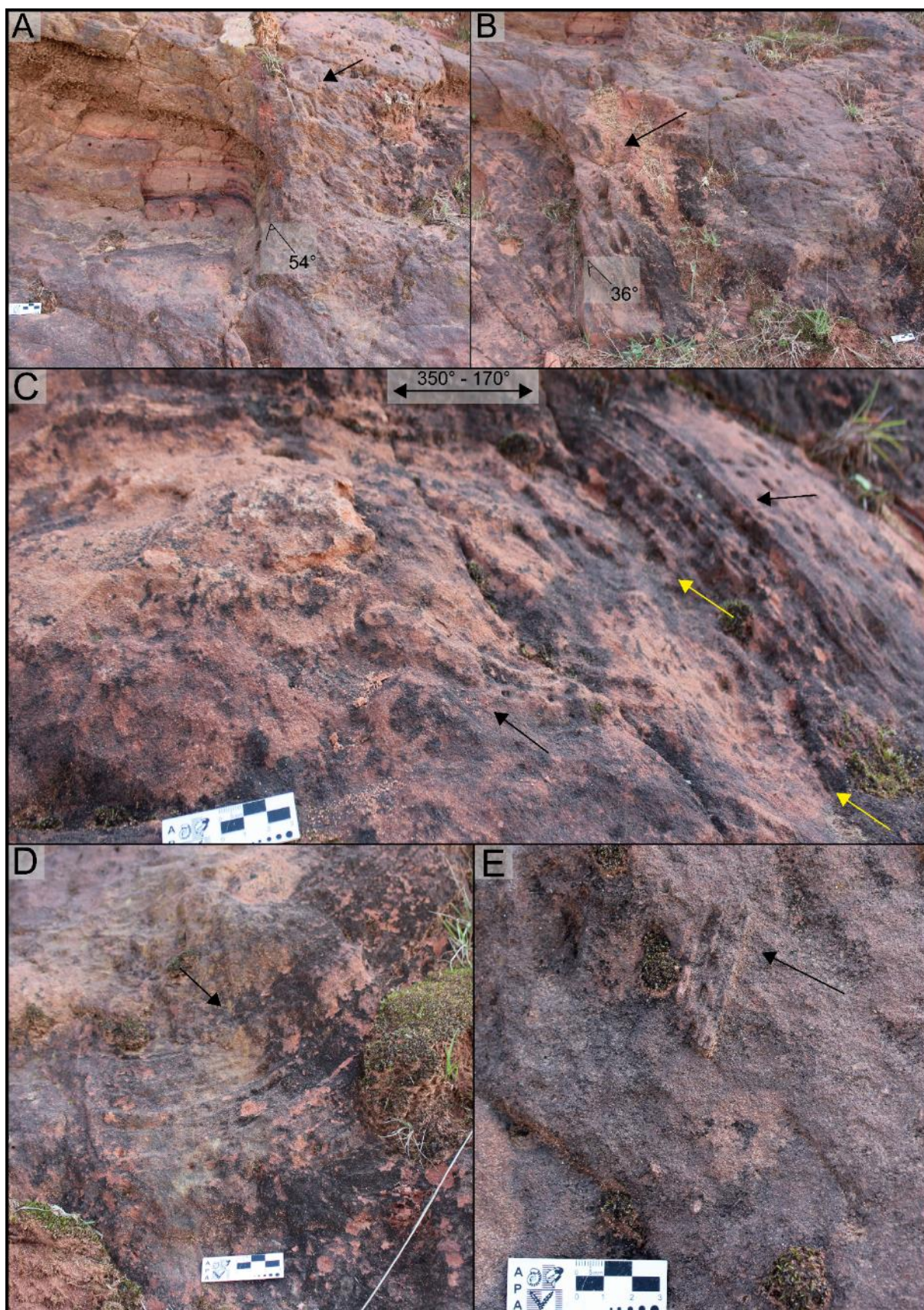


Figura 11: Estruturas relevantes para a interpretação da EDSI como um diápiro. (A) Bandamento de fluxo ascendente com ângulo de 54° em relação aos limites da estrutura, essa relação angular evidencia a ascensão turbulenta de fluidos (Ross *et al.*, 2014). (B) Bandamento de fluxo ascendente com ângulo de 34° em relação aos limites da estrutura, evidenciando uma relação próxima do limite angular do

fluxo laminar (Ross *et al.*, 2014). (C) Estratificação reliquiar com dobras abertas e fechadas (setas pretas) e truncamentos (setas amarelas). (D) Dobra aberta na estratificação reliquiar. (E) Fragmento de arenito laminado cimentado transportado pelo fluxo vertical.

Interpretação: O intervalo deformado é caracterizado pela presença de deformação dúctil pervasiva que perturba os estratos adjacentes, forma sinuosa - irregular, exibindo contato discordante com a rocha hospedeira e elementos internos que sugerem o movimento ascendente dos sedimentos. Estes elementos corroboram com a hipótese de que o mecanismo principal da deformação seja a fluidização (Moretti, 2000).

Intervalos maciços são elementos incomuns dentro de zonas deformadas sob efeito da liquefação, exceto em camadas muito espessas onde uma longa duração do estado liquefeito pode proporcionar a obliteração total das estruturas originais da camada (Owen & Moretti, 2011). No presente afloramento, os intervalos maciços ocorrem na zona central e de topo da zona deformada. O mecanismo de fluidização persiste conforme há disponibilidade de fluido, dessa forma estruturas maciças homogêneas frequentemente constituem o núcleo de condutos, diques clásticos e diápiros (Huuse *et al.*, 2005; Chan *et al.*, 2007; Wheatley *et al.*, 2016). Intervalos maciços são gerados em condições em que os processos de liquefação e fluidização duram por mais tempo, logo existe uma tendência que no sentido de topo das sucessões ocorra a diminuição da preservação das camadas primárias e a complexidade da deformação aumente (Owen & Moretti, 2011).

A hipótese de origem do fragmento via transporte vertical é corroborada pela ausência de estratos laminados na sucessão estratigráfica. A forma angulosa do bloco e a presença de laminação reliquiar intacta, sugere que esse fragmento constituiu um selo semi-consolidado que provavelmente foi brechado durante o processo de ascensão da coluna de areia. Fragmentos brechados são integrantes comuns de estruturas geradas por fluidização (*e.g.*, mega condutos e diápiros). Sua presença evidencia uma condição de substratos coesivos durante a formação das estruturas deformacionais (Netoff, 2002; Chan *et al.*, 2007; Chan *et al.*, 2020), o que por sua vez pode estar associado a um processo de litificação diagenética precoce.

As laminações que constituem o bandamento de fluxo apresentam uma geometria espiralada na borda externa, que são evidenciados pelo ângulo $> 30^\circ$ (figura 11 – A e B) das laminações em relação aos limites laterais da estrutura. Estes

geometria constituem estruturas em vórtice nas três dimensões, esta geometria foi relacionada com uma componente de fluxo turbulento em diques clásticos (Ross, 2014). A existência de estruturas em forma de vórtice permite inferir que o sedimento provavelmente estava suspenso no fluido durante a formação da estrutura deformacional, e que a força desencadeadora está associada com a injeção de fluidos (Ross, 2014; Wheatley *et al.*, 2016).

Os elementos anteriormente descritos compõem importantes características morfológicas que são compartilhadas por diques clásticos (*sensu* Wheatley *et al.*, 2016) e por diápiros arenosos (*sensu* Chan *et al.*, 2020). Entretanto, existem pequenas diferenças nos elementos chave que caracterizam ambas as estruturas. Diques clásticos são descritos como elementos geomorfológicos com uma geometria cilíndrica cujos limites são bem definidos, a orientação dessas formas é vertical a sub-vertical constituindo um contato discordante em relação à rocha hospedeira (Wheatley *et al.*, 2016). Além disso, eles apresentam notada variação concêntrica na granulometria ou variações diagenéticas (Chan *et al.*, 2007; Ross *et al.*, 2014; Wheatley *et al.*, 2016; Chan *et al.*, 2020). Entretanto, o fato de a zona de deformação do afloramento apresentar contatos irregulares com a rocha hospedeira, que por vezes são ondulados ou gradacionais, aliado a ausência de uma geometria predominantemente cilíndrica, dificulta a classificação dessa estrutura como um dique clástico. Além disso, não foram descritas variações concêntricas na granulometria esperados em diques clásticos.

Os diápiros, por sua vez, são elementos geomorfológicos colunares que cortam verticalmente a rocha encaixante e apresentam contatos irregulares com a rocha hospedeira. Essas estruturas apresentam uma extensão lateral na escala de metros a centenas de metros, bandamentos de fluxo vertical e promovem a deformação das camadas adjacentes (Chan *et al.*, 2020). Os *foresets* truncados pela EDSI apresentam convexidade em direção ao topo da sucessão e corrugações na zona periférica (< 10 cm) ao intervalo bandado. Todas essas características são encontradas na zona deformada descrita no afloramento, o que permite inferir que a deformação é gerada pela ascensão do diápiro. A presença de estratos cruzados eólicos intactos na periferia de diápiros indica uma heterogeneidade na resposta as forças disruptivas, seja por variações na textura, porosidade, consolidação, pressão litostática ou composição sedimentar (Chan *et al.*, 2020).

A região periférica do diapiro é constituída por *foresets* dobrados e

intersectados por falhas com movimento normal ou inverso. As estruturas rúpteis com movimento normal ocorrem principalmente nos intervalos indeformados e apresentam distribuição concêntrica ao longo da estrutura, o que sugere um vínculo *sin*-genético e permite a sua classificação como falhas em anel (*sensu* Nettoff, 2002; Wheatley *et al.*, 2016). O intervalo falhado no limite sudeste apresenta geometria em degraus e movimento normal, o que sugere a existência de um processo de colapso associado com o escape de fluídos (Chan *et al.*, 2007; Wheatley *et al.*, 2016). Em falhas em anel é comum que alguns blocos mantenham a orientação inversa, desde que o movimento predominante seja normal ao longo do conduto (Phoenix, 1958; Wheatley *et al.*, 2016).

6.2 Painel BV002

Descrição: O afloramento está localizado no município de Rosário do Sul em um corte de estrada na BR-290 em sentido a São Gabriel após o entroncamento para Cacequi. O afloramento apresenta 87 metros de extensão e 4 metros de altura na porção central (figura 12). A exposição de rocha fresca diminui progressivamente para leste devido ao avanço da vegetação sobre o afloramento. O corte do afloramento é paralelo a direção dos paleoventos.

Quatro superfícies de primeira ordem subdividem a associação de fácies de dunas eólicas no intervalo central do afloramento (entre 35 e 45 metros da figura 12), local de ocorrência das estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados. A base da sucessão é constituída por um *set* de arenitos com estratificação cruzada tangencial, cuja base não está exposta. O topo do *set* é truncado por uma superfície deposicional corrugada, interpretada como superfície de Stokes.

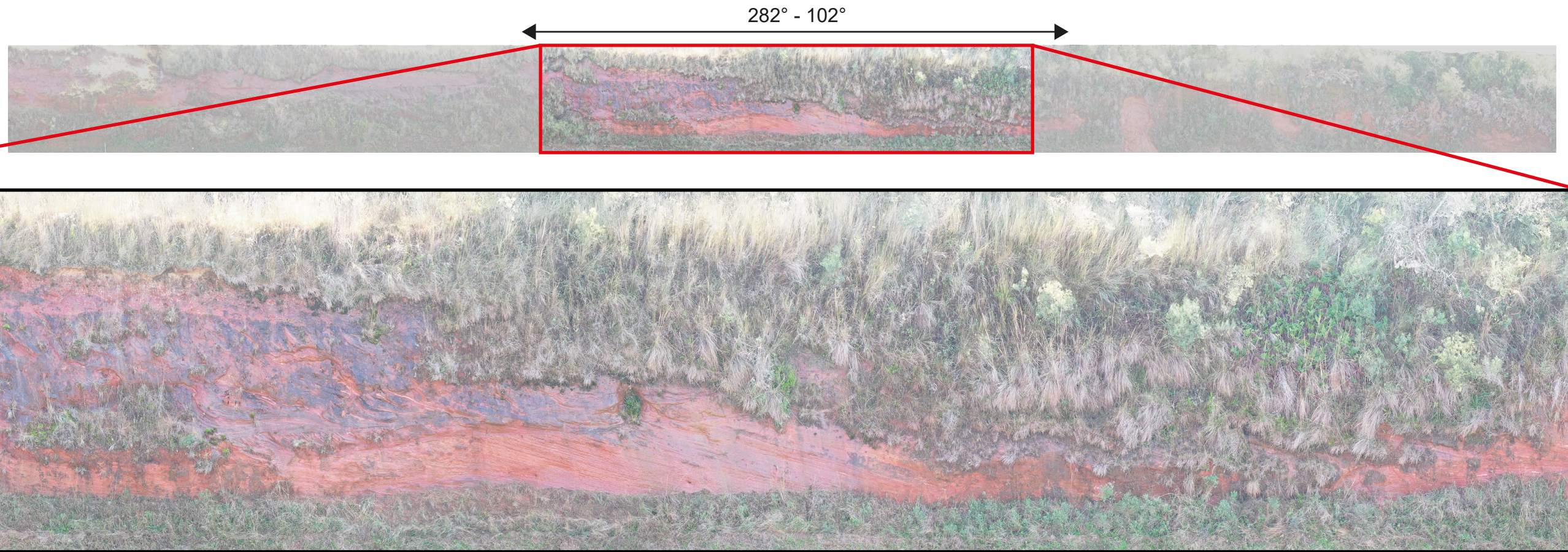
Superposto a esta superfície, há um *set* de estratos cruzados com espessura de 1,4 metros que é truncado no topo por uma nova superfície de primeira ordem. Esse *set* apresenta superfícies internas com concavidade em sentido ao topo da sucessão que truncam a laminação sotoposta e são concordantes com a laminação superposta. Essas superfícies apresentam espaçamento interno de 30 a 40 cm. No topo essas superfícies são truncadas pela superfície de primeira ordem, o que lhes confere uma hierarquia inferior. Essas características permitem interpretá-la como uma superfície de reativação ou superfície de terceira ordem. No limite superior do

set, interceptando a superfície de primeira ordem, ocorrem estruturas deformativas que apresentam forma hemisférica côncava achatada (entre 1 e 2 metros de altura, figura 12 - B), semelhante a uma tigela. O preenchimento interno dessa estrutura é constituído por estratos laminados de topo que fazem *downlap* no preenchimento maciço da base. Na porção medial inferior, a estrutura hemisférica côncava afunila em uma estrutura com forma semelhante a um tubo (figura 13 - A). A base dessa estrutura apresenta uma forma cilíndrica com limites regulares bem definidos, orientação vertical, preenchimento maciço e um aumento na circunferência do cilindro em direção ao topo. Próximo ao topo, o cilindro é defletido lateralmente por cerca de 2,5 cm.

Fraturas associadas com níveis liquefeitos foram observadas no intervalo compreendido pelas superfícies de terceira ordem de número 3^a e 4^a (entre 40 e 45 metros da figura 12 - B, na altura de 1 a 2 metros). Estas estruturas compostas apresentam um mergulho médio de 32°, que tende a diminuir em direção a base do set, lembrando o comportamento de uma falha lístrica (figura 13 - B). O azimute médio dessas estruturas é de 327°. Na periferia destas estruturas são observadas pequenas dobras de arrasto nos estratos transladantes cavalgantes que apresentam geometria convexa em direção ao topo da sucessão, o que provavelmente está relacionado com o movimento de cavalgamento do bloco que está sobre o plano de falha. As fraturas apresentam um diâmetro interno maior na região de topo e base, atingindo até 2 cm. O preenchimento interno desses planos é constituído por arenito maciço ou laminado, as laminações quando existentes são paralelas as paredes da estrutura e apresentam gradação inversa. As terminações superiores e inferiores ocorrem sob forma de zonas irregulares preenchidas por sedimento maciço (figura 14). Devido a essas características infere-se que essa EDSI constitui uma estrutura composta. As ocorrências deste conjunto de estruturas estão regularmente espaçadas em intervalos indeformados de 20 a 30 cm.

Acima desse set com deformação, ocorre mais três sets separados por superfícies de primeira ordem. Internamente os sets apresentam, por vezes, superfícies de reativação, não sendo identificada EDSI.

A



B

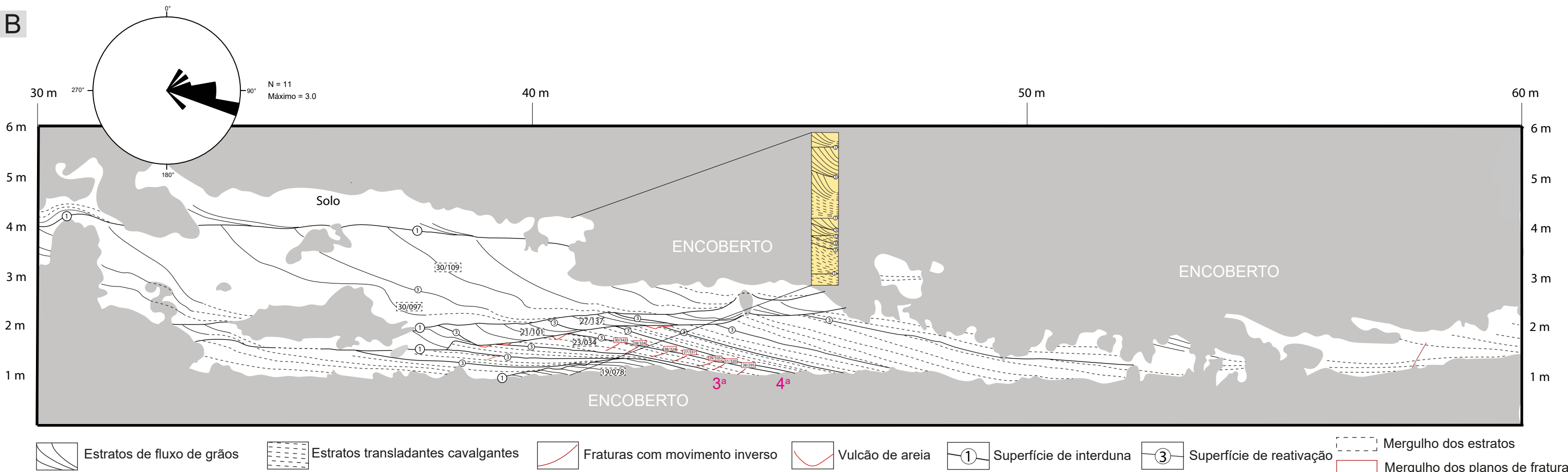


Figura 12: Conjunto interpretativo do afloramento BV002. (A) Ortofoto do afloramento. (B) Painel interpretativo do afloramento. O pacote inferior do afloramento, composto por estratos transladantes cavalgantes, apresenta duas estruturas deformativas que refletem a atuação de dois processos distintos. As fraturas em vermelho, entre as superfícies 3^a e 4^a, apresentam movimento inverso. O cavalgamento é reflexo da acomodação do movimento de um slump de face frontal. Ao longo da superfície de primeira ordem foram descritas formas cilíndricas tubulares que abrem em sentido ao topo (forma hemisférica côncava), essas estruturas foram interpretadas como vulcões de areia.

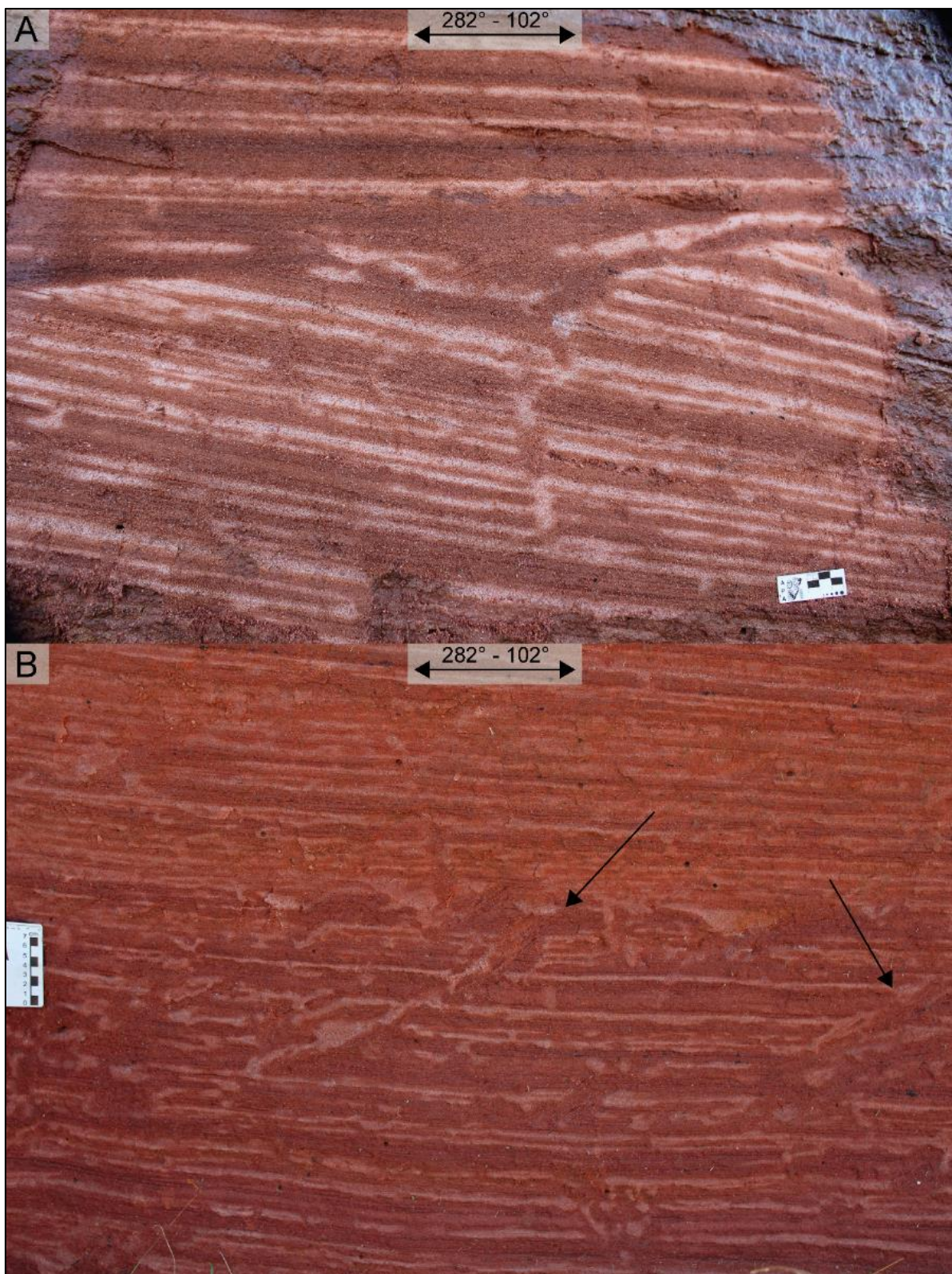


Figura 13: Estruturas deformacionais do afloramento BV002. (A) Vulcão de areia. (B) Fraturas com movimento inverso regularmente espaçadas.

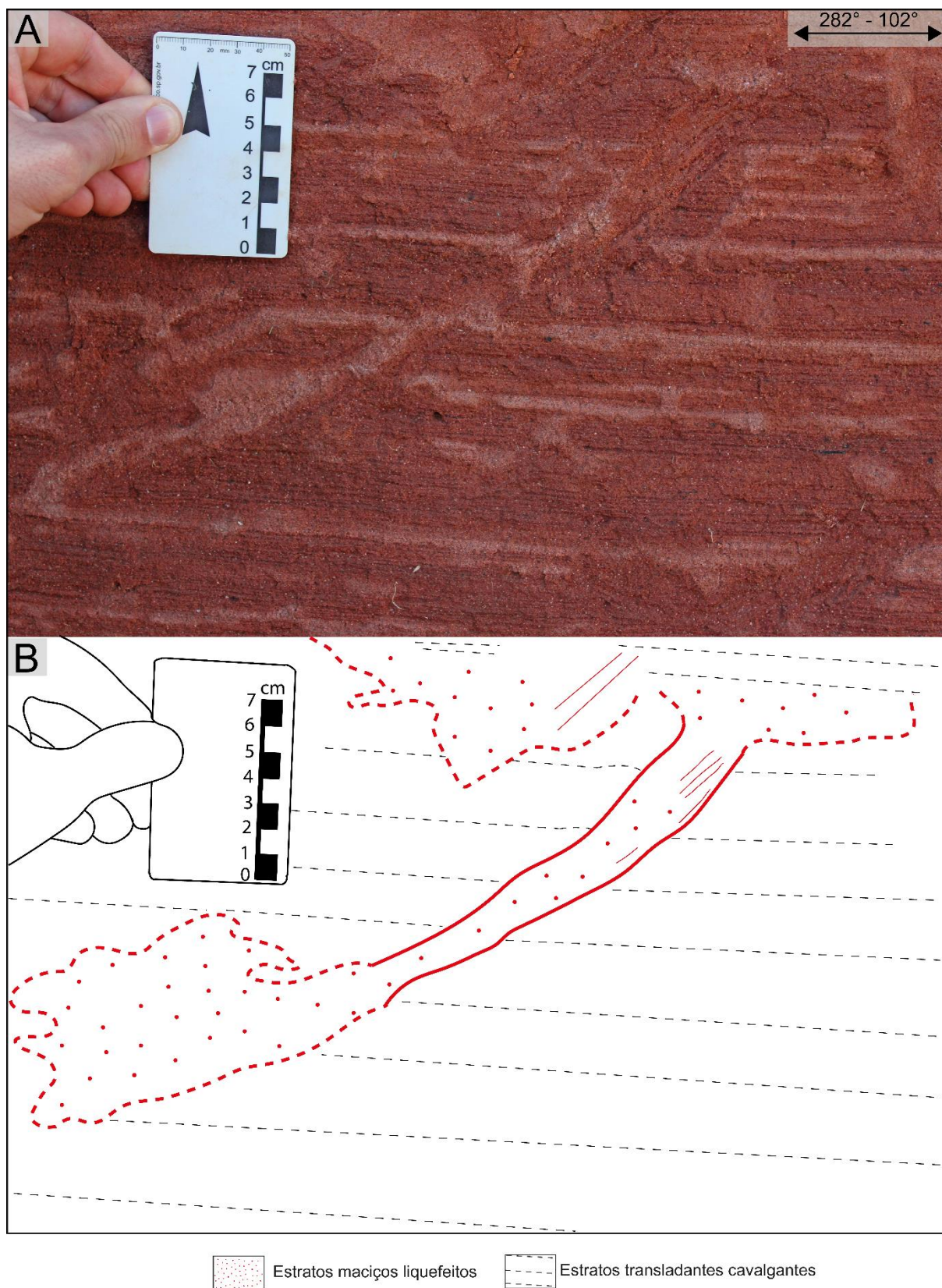


Figura 14: Detalhe das fraturas com movimento inverso. (A) Fotografia de detalhe. (B) Esquema interpretativo da estrutura deformacional. Observe a presença de zonas liquefeitas irregulares nas terminações basais e superiores das zonas de fratura, elas são irregulares e preenchidas por sedimento majoritariamente maciço. O preenchimento das fraturas por sua vez, é maciço ou laminado.

Interpretação: A presença de uma superfície de primeira ordem com microtopografia corrugada localizada no topo do *set* de estratos cruzados que constitui a base da sucessão, indica que o nível freático está próximo a superfície de acumulação e que a migração das dunas eólicas ocorreu penecontemporaneamente ao aumento do nível freático. Essa relação de proximidade entre o nível freático e a superfície de acumulação é característica de sistemas eólicos úmidos (Rodrigues, 2014).

As EDSI que interceptam a superfície de primeira ordem apresentam uma estrutura tubular que se expande em sentido ao topo em uma estrutura hemisférica côncava achatada (figura 13 - A), podem ser interpretadas como condutos (*pipes*) (Netoff, 2002; Chan *et al.*, 2007; Obermeier, 2009; Ross, 2014; Wheatley *et al.*, 2016; Chan *et al.*, 2020). Essa interpretação é ancorada por algumas características chave (*sensu* Wheatley *et al.*, 2016), como: (1) geometria cilíndrica; (2) orientação vertical cortando o acamamento; (3) contato abrupto com a rocha hospedeira. Condutos totalmente expostos comumente apresentam estruturas com geometria em bojo (*flaring geometry*) na terminação basal e de topo (Chan *et al.*, 2007), cuja forma se assemelha com as estruturas hemisféricas côncavas com bordas achatadas descritas para este trabalho. Essas estruturas são frequentemente associadas com o processo de erupção superficial de sedimento liquefeito (Netoff, 2002; Wheatley *et al.*, 2016). Alguns trabalhos classificam essas estruturas no registro geológico recente como crateras formadas por extrusão explosiva de material clástico durante eventos sísmicos (Bezerra *et al.*, 2005; Obermeier, 2009; Rodríguez-Páscua *et al.*, 2016) ou por erosão da cratera pela ascensão do fluxo misturado de areia e água em sucessões arenosas sem a presença de camadas selantes (Obermeier, 2009).

O preenchimento inteiramente maciço dos condutos clásticos não oferece evidências concretas sobre o mecanismo responsável pela formação dessas estruturas. Entretanto, a ocorrência limitada dos diques no topo do *set* de estratos transladantes cavalgantes e a composição similar do preenchimento aos estratos da rocha hospedeira, sugerem um mecanismo de fluidização *in situ* (Chan *et al.*, 2007) cuja profundidade não excede 30 centímetros.

A existência de estruturas em bojo sugere que o fluxo de fluídos ou injeção tenha sido a força desencadeadora de deformação. Portanto, pode-se assumir que essas crateras foram formadas em uma condição de ascensão de fluídos menos abrupta, onde as condições litológicas são marcadas pela ausência de camadas

impermeáveis ou pela presença de rochas muito mais friáveis (Obermeier, 2009).

As estruturas deformativas estão hospedadas em estratos transladantes cavalgantes, que são caracterizados por empacotamento relativamente fechado que resulta em valores de porosidade e permeabilidade menores em relação as propriedades dos outros estratos formados no ambiente eólico (Hunter, 1977). Entretanto, essas características não reduzem a possibilidade de estratos transladantes cavalgantes de fluidizarem, pois sedimentos finos são mais prontamente liquefeitos do que sedimentos grossamente granulados (Crespellani *et al.*, 1998; Moretti *et al.*, 1999; Owen & Moretti 2011) e valores de permeabilidade mais baixos resultam em um maior tempo de retenção da umidade (Hunter, 1977).

As EDSI classificadas como fraturas com movimento inverso, contidas entre as superfícies de terceira ordem de número 3 e 4 (intervalo de 41 a 46 metros da figura 12 - B), apresentam características similares as superfícies tubulares anteriormente descritas. Todavia, diferenças foram observadas no preenchimento destas fraturas, na regularidade da terminação das fraturas e na orientação das estruturas, que apresenta diminuição do ângulo de mergulho em direção a base da sucessão. Experimentos conduzidos por Ross *et al.* (2011), demonstram que os membros finais dos diques clásticos apresentam orientações que variam de vertical a sub-vertical, podendo transicionar para morfologias mal definidas ou escalonadas. Ângulos de mergulho baixo não entram no espectro de formação dos diques clásticos, pois a sobrepressão favorece a ascensão vertical ou sub-vertical do fluido, desta forma essas estruturas não se adequam a esta classificação.

As estruturas descritas para esse intervalo apresentam elementos que sugerem a ruptura dos estratos transladantes cavalgantes e o cavalgamento do bloco superposto ao plano de falha sobre o bloco sotoposto. Os estratos na zona de efeito da falha apresentam dobras de arrasto que sugerem o movimento inverso. Falhas de cavalgamento comumente integram *slumps*, que por sua vez são elementos comuns em sucessões de arenitos eólicos associados a ambientes desérticos úmidos ou com substancial aporte de água (*e.g.*, Loope *et al.*, 2001; Mountney & Thompson, 2002; Loope & Rowe, 2003; Scherer & Lavina, 2005). Essas estruturas comumente se formam em estratos cruzados tangenciais que apresentam porosidade próximo a 45% (Hunter, 1977; Loope *et al.*, 2001) e recordam falhas da duna em resposta a um declive muito acentuado. A existência dessas estruturas está atrelada a deslizamentos rotacionais ao longo da superfície de reativação, e implicam no movimento

descendente de um bloco de areia coesa (Scherer & Lavina, 2005). Estas estruturas são ocasionadas pelo aumento rápido da pressão do poro durante o colapso de uma face de avalanche úmida (Loope *et al.*, 2001).

A deformação é uma ocorrência comum associada aos *slumps* da face de sotavento (Loope *et al.*, 1999; Loope *et al.*, 2001; Loope & Rowe, 2003; Uličný, 2004; Scherer & Lavina, 2005, Rodriguez-López *et al.*, 2008). A escala restrita das zonas maciças de topo e base, em conjunto com o aumento de espaçamento para as bordas das fraturas sugerem a acomodação do movimento descendente do bloco que estava deslizando ao longo da superfície de reativação. O rejeito da falha é de aproximadamente 3 mm, o que sugere que o movimento de massa foi muito pequeno. A diferença de diâmetro das fraturas entre a base/topo em relação centro indica a existência de uma pequena rotação seguido da acomodação do movimento do *slump*, essa deformação rotacional é corroborada pela presença de deformações maciças na base e no topo das fraturas.

Em sistemas eólicos os *slumps* apresentam estruturas compressionais na base e na frente (*e.g.*, cavalgamentos, dobras compressionais), onde ocorre a desaceleração do movimento, enquanto no topo e atrás formam estruturas extensionais como quebra da laminação (*breakaparts*) e desvanecimento da laminação (Fryberguer & Schenk, 1981). O movimento diminuto é um impeditivo para o desenvolvimento de estruturas complexas no centro do *slump*, além disso a presença de estruturas compressionais indica que os estratos transladantes cavalgantes deformados representam a extensão da provável frente do *slump*.

A partir dessa premissa, estas estruturas foram interpretadas como fraturas com movimento inverso ligadas a incidência de *slumps*, geradas em resposta da acomodação de movimento curto de um bloco de sedimentos que deslizou sobre uma superfície de terceira ordem.

6.3 Painel BV003

Descrição: O afloramento encontra-se localizado entre os municípios de Santana do Livramento e Dom Pedrito em um corte de estrada na RS 293. A porção aflorante descrita apresenta extensão lateral total de 140 metros e altura máxima de 6,5 metros. O afloramento é dividido pela vegetação em três intervalos, que correspondem, respectivamente, as figuras 15, 16 e 17. O corte do afloramento é paralelo a direção do mergulho dos estratos cruzados.

Primeiro Intervalo

O primeiro intervalo (figura 15) exposto está localizado na porção noroeste do afloramento e apresenta 49 metros de extensão por 3,5 metros de altura. A exposição se afunila em sentido a noroeste devido à colonização da vegetação. A sucessão estratigráfica é constituída por uma associação de fácies de dunas eólicas com predomínio de estratos transladantes cavalgantes. Essa sucessão é segmentada por três superfícies planas com mergulho $< 5^\circ$ no sentido inverso do mergulho dos estratos cruzados, o que permitiu interpretá-las como superfícies de primeira ordem.

As estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados que ocorrem na base e no topo desse intervalo incluem níveis maciços liquefeitos, dobras recumbentes e laminações contorcidas. A base da sucessão estratigráfica é constituída por um *set* de estratos cruzados com espessura de 0,5 metros cuja base não se encontra exposta. Internamente esse *set* é composto por estratos de fluxo de grãos no topo dos *sets* que se interdigitam com estratos transladantes cavalgantes em sentido a base do *set*. O topo é limitado por uma superfície de primeira ordem que é truncada lateralmente por uma superfície deformativa irregular com amplitude topográfica de 0,5 metros. As estratificações internas gradam em sentido sudeste para estratificações deformadas, bandamentos de fluxo e para arenitos maciços, que ocupam o intervalo central. O horizonte deformado se estende por cerca de 30 metros.

Na zona de contato entre a zona de deformação e os estratos indeformados

localizada na porção noroeste da exposição (intervalo de 8 a 11 m da figura 15), parte da estratificação original é perturbada e passa a apresentar sentido de mergulho oposto ao sentido de mergulho da estratificação cruzada tangencial original. Os bandamentos de fluxo internos a EDSI localizados próximo a zona de contato são truncados pelos estratos cruzados perturbados.

Resquílios do bandamento de fluxo são observados na porção central da estrutura (intervalo de 13 a 28 m da figura 15) e frequentemente são acompanhados por dobras suaves a abertas. No limite sudeste, o arenito maciço apresenta contato gradacional com a estratificação cruzada original (intervalo de 28 a 32 m da figura 15). O sentido do mergulho desses estratos é coerente com o observada no limite noroeste.

A superfície de primeira ordem e a superfície deformada são sobrepostas por um *set* de 2 metros de espessura de estratos transladantes cavalgantes, subdivididos internamente por uma superfície de terceira ordem. Esse *set* apresenta abundantes falhas *sin*-sedimentares inversas, que criam dobras de arrasto na laminação dos estratos transladantes cavalgantes periféricos. Na região central da exposição, uma superfície de primeira ordem trunca as laminações desse *set*, bem como a superfície de terceira ordem e a superfície irregular deformada.

Um *set* de estratos cruzados compostos por laminações transladantes cavalgantes sobrepõem a superfície de primeira ordem. Em sentido ao topo do *set*, esses estratos gradam para estratos cruzados com dobras recumbentes (intervalo de 25 a 50 m da figura 15) que são truncados por uma nova superfície de primeira ordem. Entre as dobras recumbentes há intervalos de arenitos maciços. A espessura máxima do *set* é de 2 metros, no intervalo sudeste os estratos transladantes cavalgantes localizados na base das dobras recumbentes são verticalizados e mergulham em sentido a área encoberta (intervalo 46 a 50 m da figura 15).

Por fim, o topo do intervalo é caracterizado por mais um *set* de estratos cruzados eólicos de 1 metro de espessura separado do *set* anterior por uma superfície de primeira ordem. Esse *set* não apresenta o topo exposto em razão da cobertura vegetal. As laminações cruzadas tangenciam a superfície de primeira ordem, e a partir deste ponto elas tornam-se dobradas, contorcidas e intercaladas com intervalos de arenitos maciços com 0,25 metros de extensão.

Segundo intervalo

O segundo intervalo (figura 16) está localizado no centro do afloramento, ele apresenta 15 metros de extensão e 3 metros de altura máxima. Esse intervalo é constituído por uma sucessão de três sets de estratos cruzados de dunas eólicas separados por superfícies de primeira ordem. A única deformação constatada são laminações onduladas.

A parte inferior da sucessão estratigráfica é constituída por um set arenito com estratificação cruzada tangencial com 0,5 metros de espessura, cuja base encontra-se encoberta pela vegetação. Os estratos cruzados são truncados por uma superfície com sentido de mergulho oposto ao mergulho dos estratos, essa característica permite classificá-la como uma superfície de primeira ordem. Superposto a superfície de primeira ordem, há um set com 1 metro de espessura composto por estratos transladantes cavalgantes. Esse set é truncado por uma superfície de primeira ordem que constitui a base do set sobreposto com 1 metro de espessura de arenitos com estratificações cruzadas tangenciais. Os foresets são truncados no topo por uma superfície de primeira ordem, que por sua vez constitui a base do set mais ao topo do afloramento possuindo 40 cm de espessura compostos por estratos transladantes cavalgantes, cujo topo encontra-se encoberto pela vegetação.

Terceiro Intervalo

O terceiro intervalo (figura 17) apresenta 48 metros de extensão e 5 metros de altura máxima. A sucessão estratigráfica é composta por estratos deformados e resquícios das fácies que constituem a associação de fácies de dunas eólicas. As EDSI compreendidas nesse intervalo incluem estratificações cruzadas contorcidas associadas a uma estrutura cilíndrica constituída no centro por arenitos maciços que gradam externamente para bandamentos de fluxo ascendente. Foram identificadas três superfícies de primeira ordem descontínuas e deformadas.

A base da sucessão estratigráfica é composta por um set de estratos cruzados

composto por estratos de fluxo de grãos no topo dos sets que se interdigitam com estratos transladantes cavalgantes em sentido a base do set. Esse set é delimitado na base por uma superfície de primeira ordem que se torna progressivamente perturbada em sentido noroeste.

Internamente a este mesmo set ocorrem quatro superfícies de terceira ordem. Essas superfícies, bem como os estratos cruzados tangenciais, são truncadas no topo por uma superfície de primeira ordem. Lateralmente, no intervalo sudeste do afloramento (no intervalo 110 de 118 m da figura 17), este set se encontra deformado apresentando estratificações cruzadas contorcidas. As estratificações contorcidas fazem *downlap* na superfície de terceira ordem e lateralmente tem um contato abrupto com arenitos maciços. Em sentido ao topo do set, as estratificações deformadas tornam-se progressivamente verticalizadas e penetram na superfície de primeira ordem, tornando-a difusa e difícil de traçar. As estratificações contorcidas são compostas por dobras abertas e apertadas que se intercalam com resquícios da estratificação cruzada tangencial original.

Superposto ao intervalo maciço (no intervalo de 114 a 130 m da figura 17) que contata os estratos cruzados contorcidos, encontra-se a continuidade da superfície de primeira ordem. Esta superfície constitui a base de um set com 1,5 metros de espessura de estratos transladantes cavalgantes que gradam em sentido noroeste para uma estratificação cruzada contorcida com orientação vertical. O set de estratos transladantes cavalgantes são subdivididos por duas superfícies de reativação, que são descontínuas em sentido a estrutura de deformação.

Na porção noroeste deste intervalo (entre 95 e 103 m na figura 17), a superfície de primeira ordem que constitui a base da sucessão está inclinada em direção ao topo da sucessão, de modo a formar uma concavidade com o topo para cima. Lateralmente no mesmo sentido, os estratos originalmente sotopostos encontram-se inclinados de forma semelhante. Estes estratos estão associados lateralmente a uma estrutura cilíndrica que é constituída por arenitos maciços que gradam para bandamentos de fluxo em sentido aos limites externos. Dentro do intervalo maciço, foram identificados fragmentos retangulares angulosos de arenito fino laminado e cimentado com dimensões de 3 cm de altura por 7 cm de comprimento (figura 18 - B). Os fragmentos encontram-se orientados na vertical paralelo ao bandamento de fluxo.

O entorno do núcleo maciço (intervalo de 99 a 101 m da figura 17) é marcado pela convergência do bandamento de fluxo, que forma dobras apertadas assimétricas

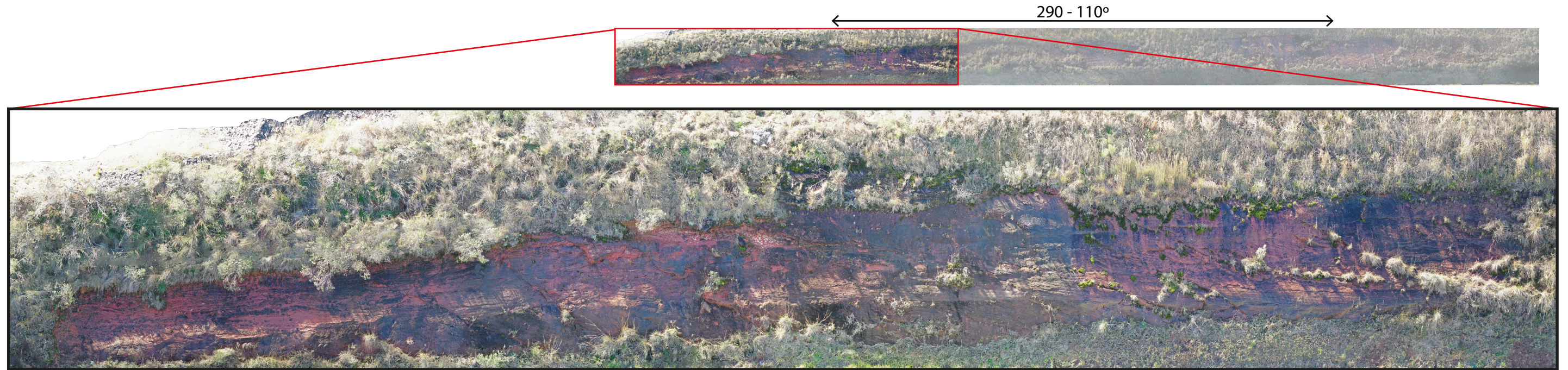
convergindo em sentido ao topo da sucessão. O bandamento localizado nas laterais do núcleo maciço é sub-verticalizado (figura 18 - A). No topo da sucessão, o bandamento é truncado por uma superfície de primeira ordem, que apresenta uma descontinuidade de aproximadamente 1,5 metros causada pela presença de estratificações contorcidas que tornam a superfície difusa. Os limites dessa EDSI não são facilmente reconhecíveis, no entanto, eles são regulares e apresentam geometria cilíndrica. O raio de influência da EDSI sobre os estratos adjacente excede 5 metros.

Apesar da existência de uma descontinuidade na superfície de primeira ordem, esta pode ser traçada no outro lado das estratificações contorcidas. Superposto a essa superfície, há um *set* de estratos cruzados perturbados que tangenciam a superfície de primeira ordem e convergem em direção a estratificações contorcidas, que se encontram verticalizadas na região de topo da exposição. Esse *set* apresenta espessura de 1 metro e o topo encontra-se encoberto pela vegetação.

No limite extremo noroeste do terceiro intervalo (entre 92 e 100 metros da figura 17), há dois *sets* de arenitos com estratificação cruzada tangencial perturbada que são subdivididos por uma superfície de primeira ordem. Esses *sets* combinados apresentam cerca de 2,5 metros de espessura. As estratificações cruzadas tangenciais apresentam crenulações nos *foresets* e estão inclinadas no sentido da EDSI com geometria cilíndrica. A terminação noroeste dos *foresets* é marcada pela ocorrência de estratificações contorcidas verticalizadas.

No centro do intervalo (intervalo de 105 a 112 m da figura 17), sobre a superfície de primeira ordem que se encontra superposta ao *set* de estratos indeformados, há um *set* com 1,5 metro de espessura de arenitos com estratificação cruzada tangencial que possui estratos cruzados contorcidos verticalizados. Os estratos contorcidos se interdigitam na base do *set* com estratos transladantes cavalgantes. Em sentido ao topo do *set*, as lâminas dos estratos contorcidos apresentam dobras recumbentes assimétricas cujo flanco menor apresenta sentido de mergulho oposto aos estratos transladantes cavalgantes.

A



B

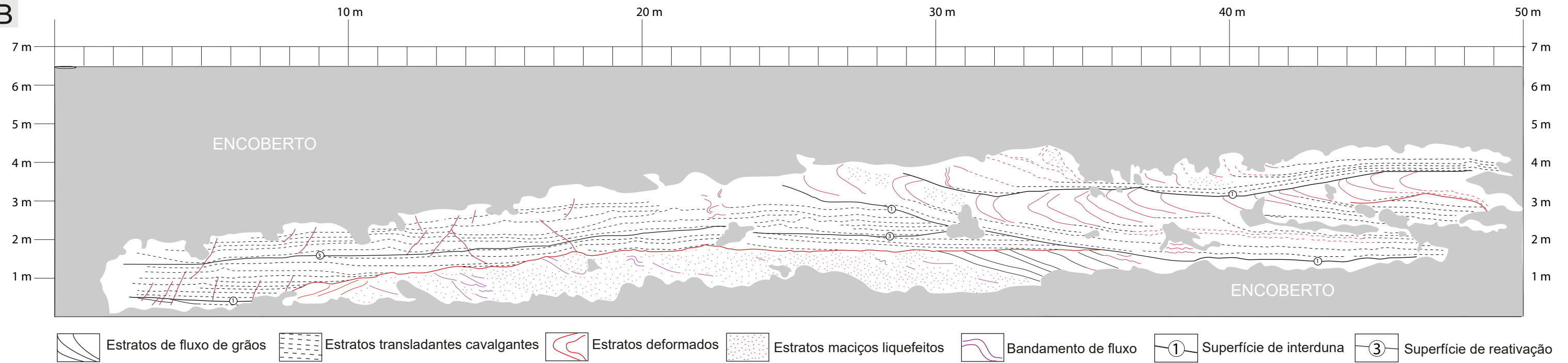


Figura 15: Conjunto interpretativo do afloramento BV003, Primeiro Intervalo. (A) Ortofoto do afloramento. (B) Painel interpretativo do afloramento. O pacote inferior do afloramento é composto por um horizonte liquefeito que provoca a deformação na superfície de primeira ordem a ele superposta. A quase total obliteração da estratificação ocorre devido a ascensão contínua de fluidos advindos da base dos sets. No topo do afloramento ocorre um nível de dobras recumbentes complexas associadas a fluidização de sets com estratificação cruzada tangencial. As dobras não ocorrem na base dos sets pois estes são compostos por níveis de ripples eólicas, que por sua vez apresentam uma menor porosidade.

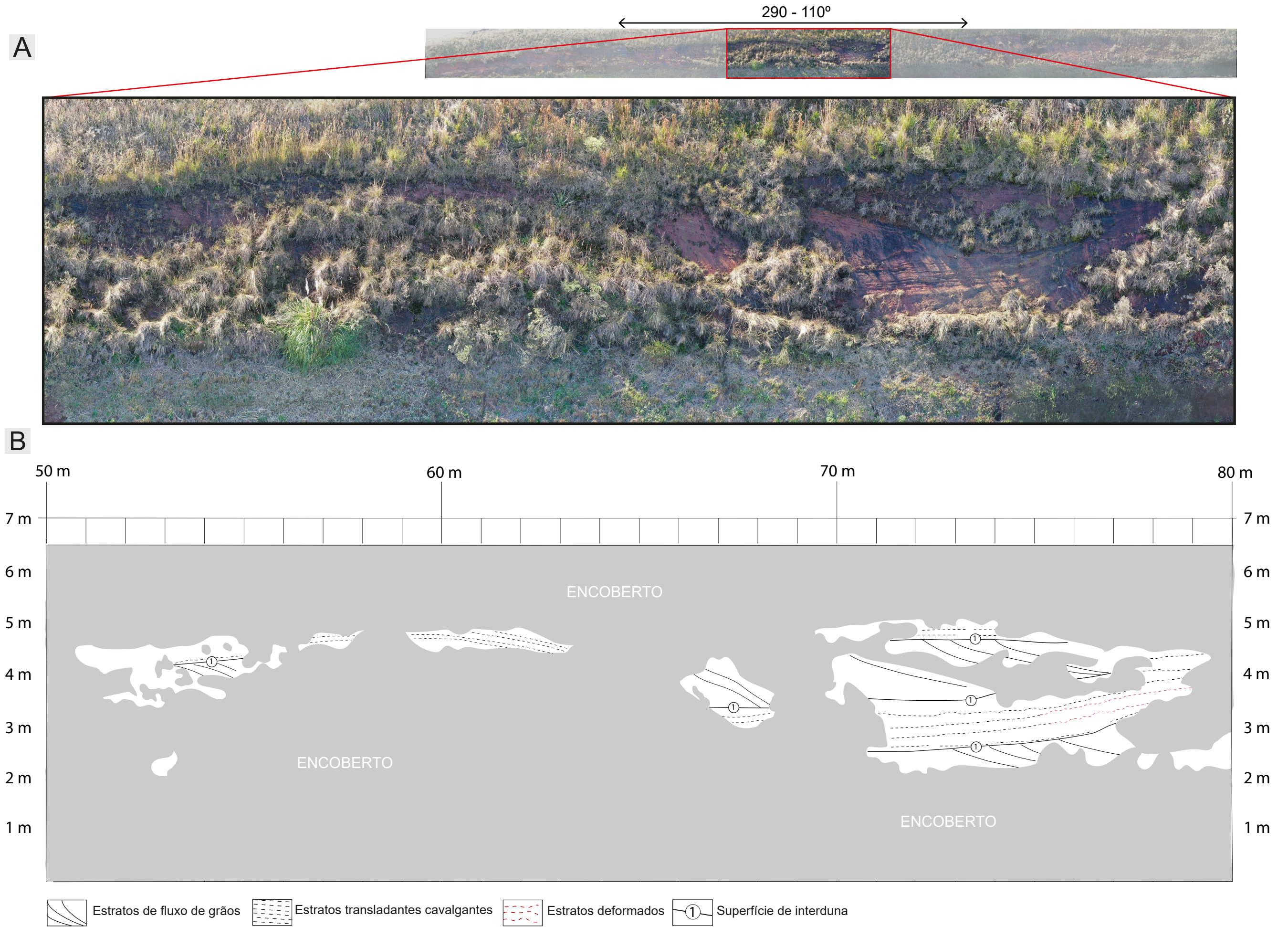


Figura 16: Conjunto interpretativo do afloramento BV003, Segundo Intervalo (A) Ortofoto do afloramento. (B) Painel interpretativo do afloramento. O intervalo apresenta baixa incidência de estruturas de deformação, o que provavelmente está associado a zonalidade ocasionada pela mudança lateral de fácies.

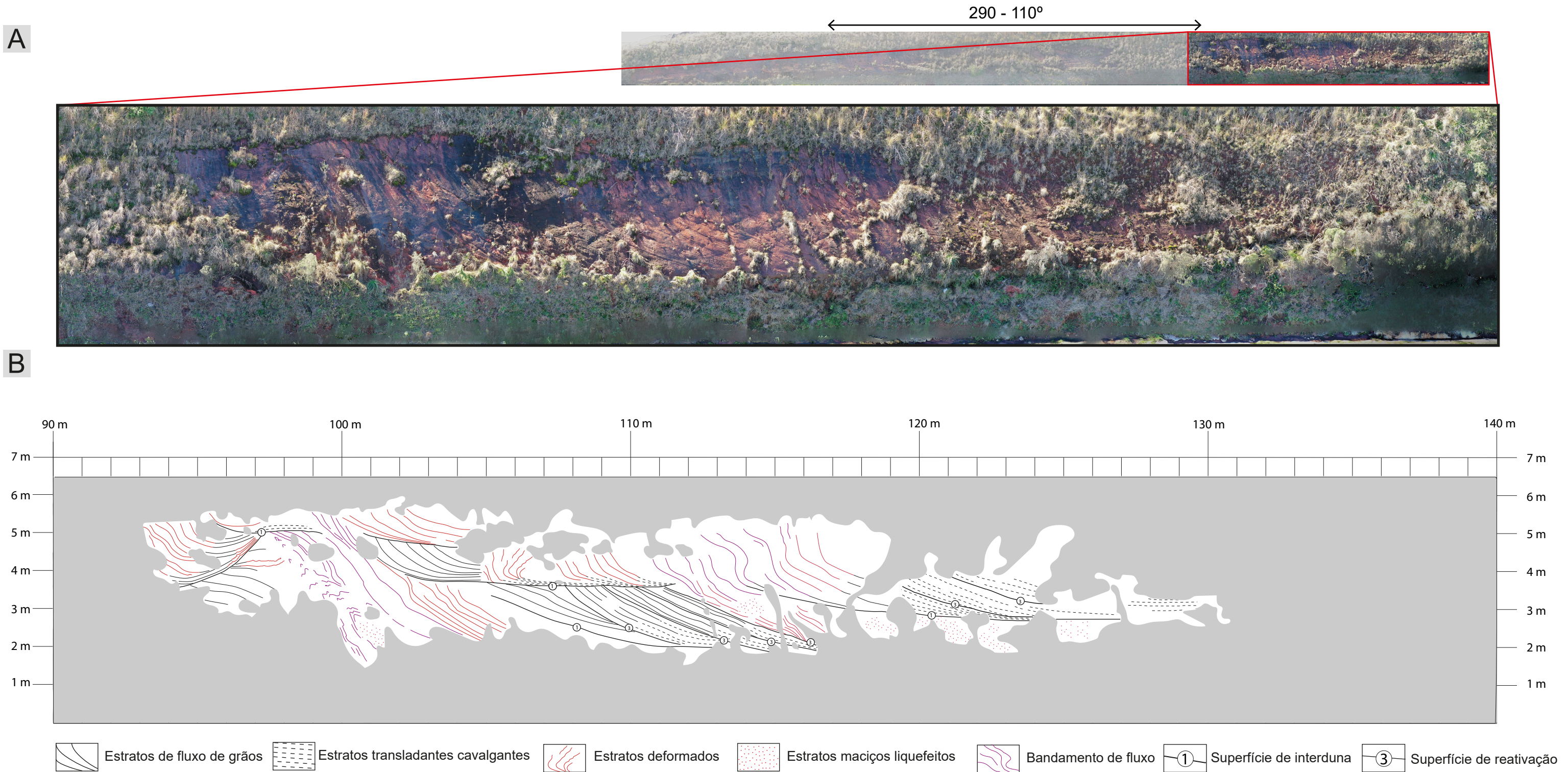


Figura 17: Conjunto interpretativo do afloramento BV003, Terceiro Intervalo (A) Ortofotó do afloramento. (B) Painel interpretativo do afloramento. No limite noroeste o afloramento apresenta um complexo multicamadas do tipo I, que é composto por um conduto ou cúspide interpenetrativa de grande porte e estratificações cruzadas tangenciais fluidizadas, que por vezes podem formar dobras recumbentes complexas. A presença deste complexo suscita a ocorrência de injeções de areia fluidizada em sedimentos saturados localizados sob o nível freático.



Figura 18: Detalhe das estruturas que compõem o conduto central do complexo multicamada do tipo I no afloramento BV003. (A) Núcleo maciço com bandamento de fluxo reliquiar com relação angular que sugere a presença de fluxos turbulentos. (B) Fragmentos angulosos de arenito laminado brechado orientado paralelo ao fluxo do conduto.

Interpretação: O afloramento é composto por uma sucessão de estratos cruzados de dunas eólicas separadas por superfícies de primeira ordem sem depósitos de interdunas indicando a acumulação de um sistema eólico seco.

As deformações que ocorrem nos intervalos são compostas por uma camada liquefeita (entre 7 e 32 metros da figura 15), um set de dobras recumbentes (entre 24 e 50 metros da figura 15) e estratificações cruzadas contorcidas associadas a um complexo multicamada do tipo I (entre 93 e 120 metros da figura 17). Com exceção das camadas liquefeitas, as estruturas se inserem em depósitos da base do set de dunas eólicas.

O nível maciço é marcado pela variação lateral de espessura e pela obliteração das estruturas sedimentares primárias, o que Moretti (2000) relaciona com a atuação do mecanismo de liquefação. Entretanto, alguns autores argumentam que parece improvável que a estratificação em sedimentos liquefeitos seja completamente destruída (Doe & Dott, 1980; Owen, 1987). Salva a exceção em camadas muito espessas, onde a longa duração do estado liquefeito permite um maior distanciamento grão-a-grão, requisito que permite a obliteração completa das estruturas pré-existentes (Owen & Moretti, 2011). Nesse sentido, o nível maciço do afloramento compartilha algumas características típicas de intervalos liquefeitos (*sensu* Owen & Moretti, 2011), como (a) características apropriadas para a liquefação; (b) deformação dúctil pervasiva, evidenciada pelas dobras internas das estratificações reliquias; (c) aumento da extensão ou complexidade da deformação em direção ao topo da camada; (d) superfície de topo quase horizontal, que lembra uma superfície erosional; (e) associação com estruturas de escape de fluido.

Em sedimentos com empacotamento frouxo, como estratos eólicos, a quebra da estrutura pode ser muito abrupta e a liquefação pode ser quase simultânea a atuação do evento desencadeador (Obermeier *et al.*, 2001). No entanto, mecanismos de liquefação e fluidização deformam somente em condições de saturação do meio (Owen & Moretti, 2011). Em condições de porosidade alta e granulometria (tamanho de grão fino a médio) favoráveis a deformação, estratos secos tendem a se manterem indeformados (Liesa *et al.*, 2016). A deformação dúctil pervasiva é característica de sedimentos úmidos e ocorre no intervalo deformado por meio de bandamentos de fluxo composto por lâmina com dobras suaves e abertas. A ausência de deformação plástica sobre os níveis diretamente superpostos, sugere que eles estavam secos no momento da liquefação da camada basal. Todavia, a camada que hospeda o nível

liquefeito estava úmida, pois de outro modo a liquefação não teria ocorrido.

Em sedimentos liquefeitos a complexidade da deformação tende a aumentar em sentido ao topo dos estratos deformados devido ao atraso no reganho de resistência do sedimento associado à contínua ascensão de fluido (Owen & Moretti, 2011) dos níveis inferiores. Logo, é mais provável que o intervalo de topo de níveis liquefeitos seja maciço e apresentem muito pouco da estrutura original preservada.

A superfície de topo plana resulta da ausência de resistência ao cisalhamento do sedimento liquefeito, que passa a se comportar como um fluido e tenderá a atingir uma geometria de corpo horizontal (Owen, 1996; Moretti *et al.*, 1999; Owen & Moretti, 2011). A existência de bandamento de fluxo nos limites laterais da estrutura corrobora com este comportamento e registra a existência de um componente de ascensão vertical desses fluidos durante o episódio de deformação. Estruturas de escape de fluido comumente se desenvolvem nas partes superiores das camadas liquefeitas (Owen & Moretti, 2011) devido a expulsão do fluido durante a etapa de ressedimentação, onde os sedimentos voltam a adquirir resistência devido a reaproximação dos contatos granulares.

As dobras recumbentes em estratos eólicos apresentam diferentes interpretações de mecanismos formadores, dentre as quais o cisalhamento de um fluxo aquoso sobre uma camada liquefeita (Allen & Banks, 1972) e arrasto de uma forma de leito sobre a camada de sedimento não liquefeito (McKee, 1962; Owen, 1996).

No entanto, a presente sucessão de fácies não apresenta evidências concretas da existência de um fluxo aquoso capaz de formar tais estruturas. Owen (1995) classificou as dobras recumbentes formadas em arenitos em dois membros finais com base na morfologia das lâminas que as compõem: dobras recumbentes simples e complexas. Dobras recumbentes simples são caracterizadas pela forma próxima a uma parábola, curvatura suave, ausência de perturbação por dobras menores e transição abrupta entre os *foresets* indeformados e as dobras recumbentes (Owen, 1996). A formação desse tipo estaria associada aos mecanismos de cisalhamento tangencial de Allen & Banks (1972).

As dobras recumbentes complexas, por outro lado, são caracterizadas por alternância lateral de zonas sinformes e antiformes que estão associadas a superposição de um padrão de movimento convectivo da água dos poros por um movimento vertical capaz de fluidizar a camada (Owen, 1995).

Os estratos descritos como portadores de dobras recumbentes apresentam morfologia compatível com as dobras recumbentes complexas, no entanto pequenas diferenças são observadas. A porção basal das dobras recumbentes apresenta maior regularidade se comparado aos modelos de dobras complexas disponíveis na literatura (e.g., Owen, 1995; Owen, 1996) enquanto o topo apresenta maior tendência para formar zonas sinformes e antiformes. Dobras recumbentes complexas foram definidas como uma resposta da estratificação cruzada tangencial ao cisalhamento vertical oriundo da fluidização, enquanto a formação de cúspides seriam a resposta equivalente para os estratos laminados (Owen, 1995).

O modelo de dobras recumbentes complexas (Owen, 1995) foi gerado a partir de observações em sets de arenitos cruzados interpretados como fácies de planícies fluviais. Os sets eólicos que hospedam estas estruturas nesta sucessão, apresentam estratificação cruzada tangencial de grande porte, que por sua vez é constituída por fluxos de grãos que se interdigitam em sentido a base do set com estratos transladantes cavalgantes. Logo, parece plausível que as dobras recumbentes formadas nessas condições apresentem maior regularidade morfológica em sentido a base do set, visto que a formação dessas estruturas é condicionada pelo alto potencial de fluidização que nos estratos cruzados é atingida nas zonas de ocorrência dos fluxos de grãos, pois estes possuem um empacotamento mais frouxo (Allen & Banks, 1972).

Estratificações cruzadas contorcidas verticalizadas foram atribuídas por Owen (1996) como estruturas formadas pelo colapso do declive da face de barlavento devido a ação de mecanismos de liquefação ou fluidização. A morfologia contorcida dessas estruturas está relacionada ao movimento ascendente de água subterrânea, sendo comum à sua associação lateral com zonas de arenito maciços (Owen, 1995).

No terceiro intervalo, estratificações cruzadas contorcidas são abundantes e constituem complexos multicamadas do tipo 1 (*sensu* Owen, 1995). Essas estruturas são constituídas pela associação de estratificações cruzadas contorcidas que convergem em uma zona central ocupada por uma estrutura em ponta que penetra nas camadas superiores.

A estrutura que ocupa o centro do complexo multicamada apresenta similaridades com os condutos (*sensu* Wheatley *et al.*, 2016), devido a: (1) geometria cilíndrica; (2) orientação vertical cortando o acamamento; (3) contato abrupto com a rocha hospedeira. A existência de bandamentos de fluxo cuja vergência das dobras parasitas apontam para o topo da sucessão estratigráfica corrobora com esta

interpretação. Esses bandamentos (figura 18 - A), quando preservados, apresentam estruturas tridimensionais com geometria em vórtice, que são associadas ao regime de fluxo turbulento (Ross, 2014).

A presença de fragmentos angulosos laminados no centro do intervalo maciço (figura 18 - B) sugere a existência de um processo de fraturamento de camadas cimentadas (Netoff, 2002; Chan *et al.*, 2007; Chan *et al.*, 2020) que precedeu a intrusão da estrutura. A forma da estrutura é aproximadamente cilíndrica, no entanto as paredes dessa estrutura não são facilmente identificáveis e o contato é difuso.

Nichols *et al.*, (1994) demonstraram que sedimentos fluidizados podem ser injetados em sedimentos saturados e não coesos, durante esse processo é comum que as EDSI formadas apresentem formas difusas e ocasionem a fluidização das camadas adjacentes à medida que o corpo central ascende. A presença de limites difusos e a associação com estratificações contorcidas permitem classificar essa estrutura central como uma cúspide interpenetrativa de grande porte (*sensu* Owen, 1995), cujos elementos morfológicos sugerem a atuação do mecanismo de fluidização. A existência de fragmentos com cimentação diagenética precoce sugere que houve um processo de selamento, esse processo é essencial para a construção de pressão necessária para que ocorra a injeção de areia e água nas camadas superpostas. A existência de estruturas em vórtice corrobora com a hipótese que a força desencadeadora está relacionada com a injeção forçada de fluidos (Ross, 2014; Wheatley *et al.*, 2016).

As estratificações contorcidas convergem em direção ao dique clástico, o que caracteriza um complexo multicamada. No modelo genético dessas estruturas (Owen, 1995; Owen, 1996), a zona de deformação central constitui um local de ascensão de água subterrânea. A perda de resistência do sedimento que constitui os estratos contorcidos ocorre em resposta a liquefação da camada sotoposta e injeção da coluna de água e areia sobreprensionada em um meio saturado (figura 19).

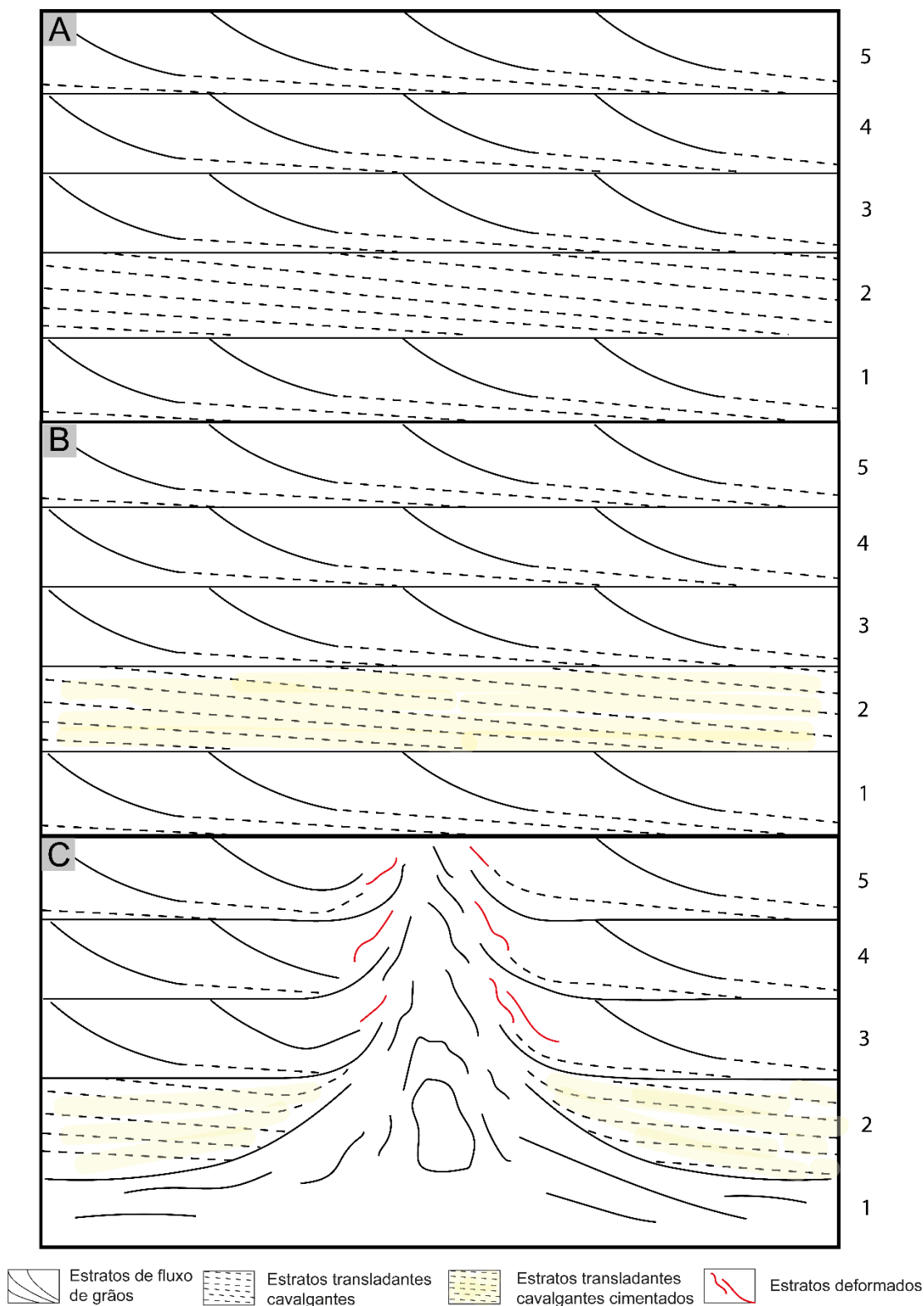


Figura 19: Modelo de geração de complexos multicamadas do tipo I em resposta a um evento desencadeador externo, com base em Owen (1995). (A) Deposição de camadas; (B) Cimentação precoce da camada 2 (destacada em amarelo) permite com que a pressão seja acumulada nas camadas subjacentes; (C) Rompimento da camada consolidada e injeção de areia sobrepresurizada, que por sua vez provoca a fluidização nos estratos originados por fluxos de grão. A fluidização destes estratos ocorre devido a presença de gradação inversa, onde os grãos grossos atuam como uma camada “selante” devido a necessidade de maiores velocidades de fluxo para que estes sejam fluidizados.

6.4 Painel BV004

Descrição: O afloramento está localizado no município de Jaguari em um corte de estrada na BR-287 em direção a São Vicente do Sul. Os estratos afloram em vista paralela a direção de mergulho dos estratos cruzados. O afloramento apresenta 355 metros de extensão e 14,5 metros de altura no ponto mais alto. A sucessão estratigráfica é constituída na base por um intervalo de 7 metros de arenitos pertencentes a associação de fácies de dunas eólicas. Este intervalo compreende 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.

O intervalo de ocorrência das dunas eólicas é limitado no topo por uma superfície plana e contínua ao longo do afloramento. Essa superfície é superposta por depósitos da associação de fácies de planície de inundação, que por sua vez, estão sotopostos a arenitos da associação de fácies de fluxo supercríticos intercalados com depósitos eólicos retrabalhados. Este pacote apresenta espessura mínima de 5 metros e constitui o topo da sucessão estratigráfica.

O intervalo basal é composto por *cosets* de estratos cruzados eólicos, que são subdivididos por uma superfície de baixo ângulo corrugada. Esta superfície ocorre em dois pontos distintos do afloramento, não sendo possível traçá-la lateralmente devido a ocorrência de um intervalo deformado que compreende arenitos maciços com resquícios de bandamentos de fluxo.

Esse intervalo maciço e bandado se estende por cerca de 20 metros, seus limites laterais gradam para arenitos com estratificação cruzada tangencial perturbada no limite noroeste. No limite sudeste, a estrutura deformada é truncada por um plano de cisalhamento. O topo da estrutura é delimitado por uma superfície irregular que serve de base para dois sets sobrepostos de estratos cruzados separados por uma superfície de primeira ordem. O set inferior apresenta pequenas falhas *sin-sedimentares* com movimento inverso.

No limite noroeste, os bandamentos verticalizados se interdigitam em sentido ao topo da sucessão com estratificações cruzadas reliquiares. Lateralmente, esses bandamentos gradam para um *set* de estratos cruzados que é truncado no topo por uma superfície deposicional corrugada. Superposto a essa superfície há um *set* de

1,25 metros de espessura contendo estratos cruzados tangenciais, o topo desse *set* está encoberto pela vegetação. O *set* é composto por estratos transladantes cavalgantes que estão sotopostos a superfície, apresentando 1,6 metros de espessura exposta, pois a base encontra-se encoberta pelo solo. Os estratos são divididos internamente por três superfícies de terceira ordem (figura 21).

A superfície de terceira ordem basal apresenta estruturas hemisféricas côncavas assimétricas com forma semelhante à de uma tigela (figura 22). O preenchimento inferior dessas estruturas é maciço e acompanhado por tingimento diagenético esbranquiçado. As porções maciças são sucedidas por estratos laminados cuja terminação dos *foresets* fazem *downlap* tanto no preenchimento interno quanto na borda da estrutura com inclinação mais íngreme.

O limite inferior dessa EDSI é constituído por um corpo com forma semicilíndrica, orientação vertical e preenchimento zonado. O centro dessa estrutura consiste em areia maciça com tingimento diagenético, limitada nas bordas externas por uma camada fina de areia com laminação paralela as paredes do cilindro. Na terminação inferior, essa estrutura torna-se progressivamente sub-horizontal e com menor diâmetro. As laminações dos estratos transladantes cavalgantes adjacentes apresentam dobras de arrasto com convexidade em sentido ao topo da sucessão. No intervalo retratado, foram observadas doze estruturas com essas características. A maior densidade encontra-se logo abaixo ou poucos centímetros acima da superfície de terceira ordem basal.

No centro desse *set*, há um intervalo com 25 centímetros de espessura que apresenta laminação convoluta que está intercalada com resquícios de estratos transladantes cavalgantes perturbados. Esse intervalo encontra-se superposto ao preenchimento da última estrutura côncava. Falhas inversas *sin-sedimentares* interceptam a zona de ocorrência de ambas as estruturas.

O intervalo diretamente sotoposto a superfície de primeira ordem (< 5 cm) apresenta zonas com laminação convoluta e estratos transladantes cavalgantes perturbados. As deformações estão concentradas nas áreas onde as projeções microtopográficas apresentam a maior expressão altimétrica.

No limite sudoeste da estrutura maciça de grande porte (entre 310 e 316 metros da figura 21), os bandamentos apresentam convexidades nas terminações que interceptam o plano de cisalhamento apresentando 20° de mergulho com direção de 332°. Ao longo deste plano, há um intervalo de rocha indeformada que apresenta

estratos transladantes cavalgantes e falhas de movimento normal com 64° de inclinação mergulhando na direção de 248° . O plano de cisalhamento delimita uma zona de dobramentos reclinados com caimento abrupto. As dobras maiores foram classificadas como dobras fechadas, enquanto a dobra que ocupa o centro da zona deformada é isoclinal. Este intervalo é limitado a sudeste por outro plano de cisalhamento apresentando ângulo de mergulho de 50° com direção de 312° .

O bloco que constitui a lapa deste plano é composto por estratos transladantes cavalgantes que tangenciam o plano de cisalhamento e apresentam falhas *sin-sedimentares* com movimento normal e orientação média de 308° e ângulo de mergulho de 50° . Em direção ao topo da sucessão, esses estratos se interdigitam com estratificações cruzadas tangenciais cujos *foresets* constituem dobras recumbentes simples.

Lateralmente, a estratificação dobrada grada para estratos progressivamente não deformados. Em sentido sudeste, estes estratos entram em contato com arenitos maciços (entre 235 e 300 metros da figura 20). O intervalo maciço se estende lateralmente por cerca de 60 metros e é limitado no topo por uma superfície irregular, que lembra uma superfície erosiva. Esta superfície trunca uma superfície de primeira ordem e deforma os estratos superpostos a ela. Acima deste nível deformado, há um *set* com 2 metros de espessura constituído por estratos transladantes cavalgantes que estão sotopostos a uma superfície plana. Essa superfície separa os depósitos eólicos dos depósitos de planície de inundação e fluxos supercríticos da formação Sanga do Cabral.

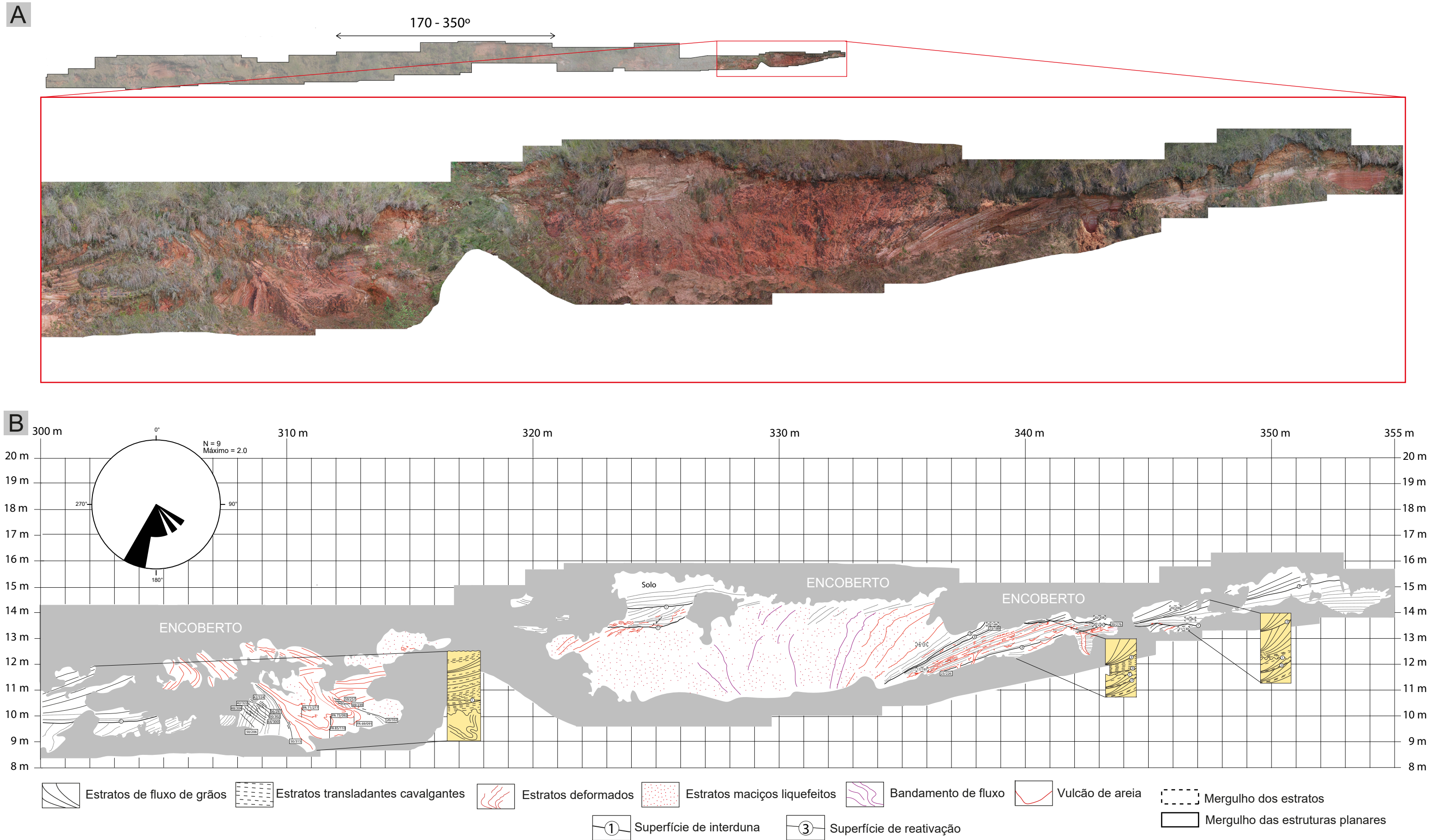
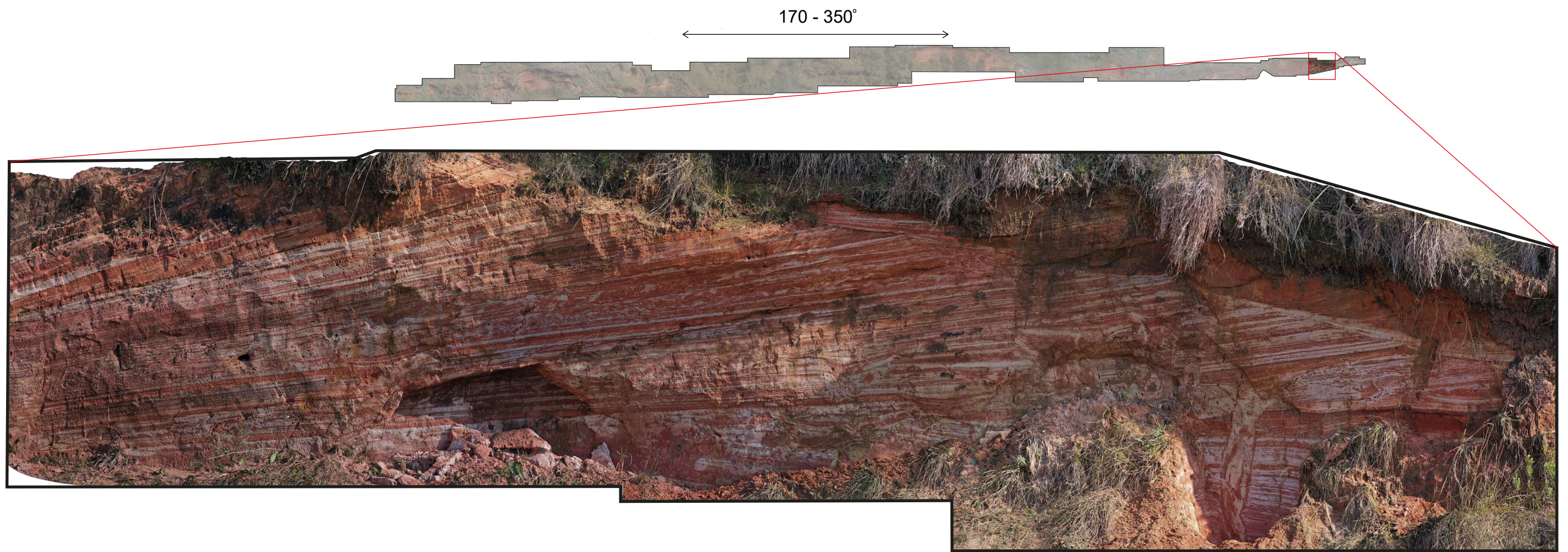


Figura 21: Conjunto interpretativo do afloramento BV004, Segundo Intervalo. (A) Ortomosaico do afloramento. (B) Painel interpretativo do afloramento. O limite sudeste do afloramento é ocupado pelo eixo da dobra recumbente, esta dobra está associada ao emplacement oblíquo do diápiro arenoso que ocupa o intervalo de 302 a 335 metros. Observe que os estratos na periferia sudeste se encontram dobrados, essas dobras são originadas através do cavalgamento dos estratos hospedeiros em resposta a intrusão e ao encurtamento horizontal originado pela injeção do material fluidizado. Em sentido noroeste, o diápiro intrude paralelo a estratificação ocasionando o "inchamento" dos estratos cruzados tangenciais. No limite noroeste dessa estrutura afloram estratos transladantes cavalgantes que comportam no mínimo quatro gerações de vulcões de areia.

A



B

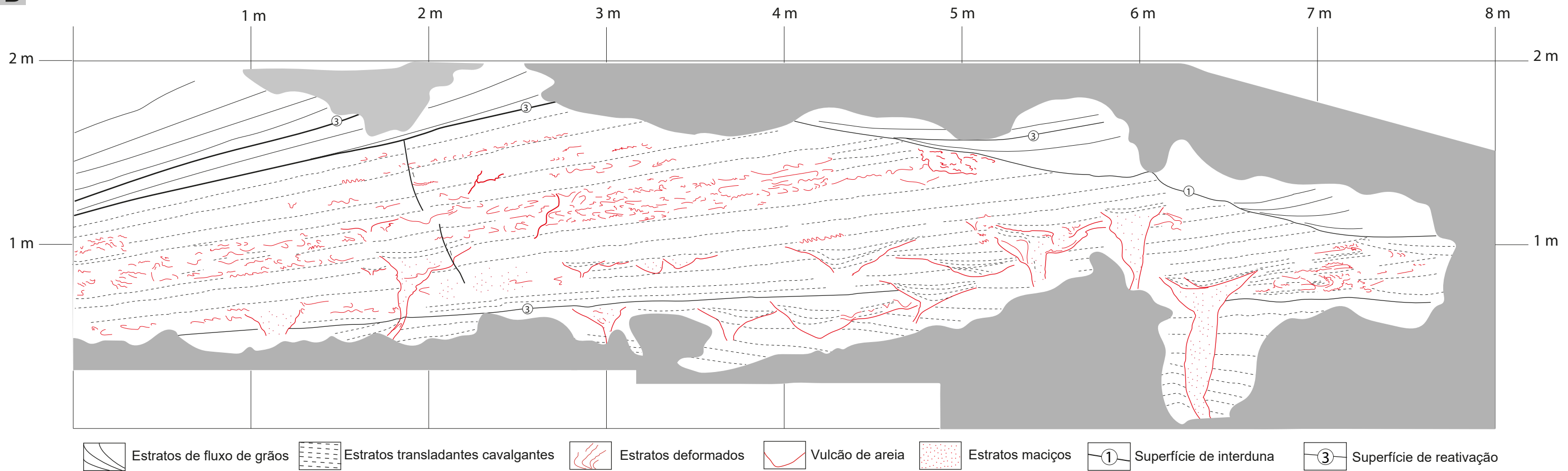


Figura 22: Conjunto interpretativo de detalhe do afloramento BV004. Nível dos vulcões de areia. (A) Ortomosaico do afloramento. (B) Painel interpretativo do afloramento. Este segmento do afloramento registra uma sucessão de no mínimo 4 eventos sísmicos, cujo hiato é sucedido pela deposição dos estratos transladantes cavalgantes do pé da duna. Neste afloramento é possível visualizar a superposição de eventos sísmicos, cuja magnitude (M_w) estimada é maior que 5.

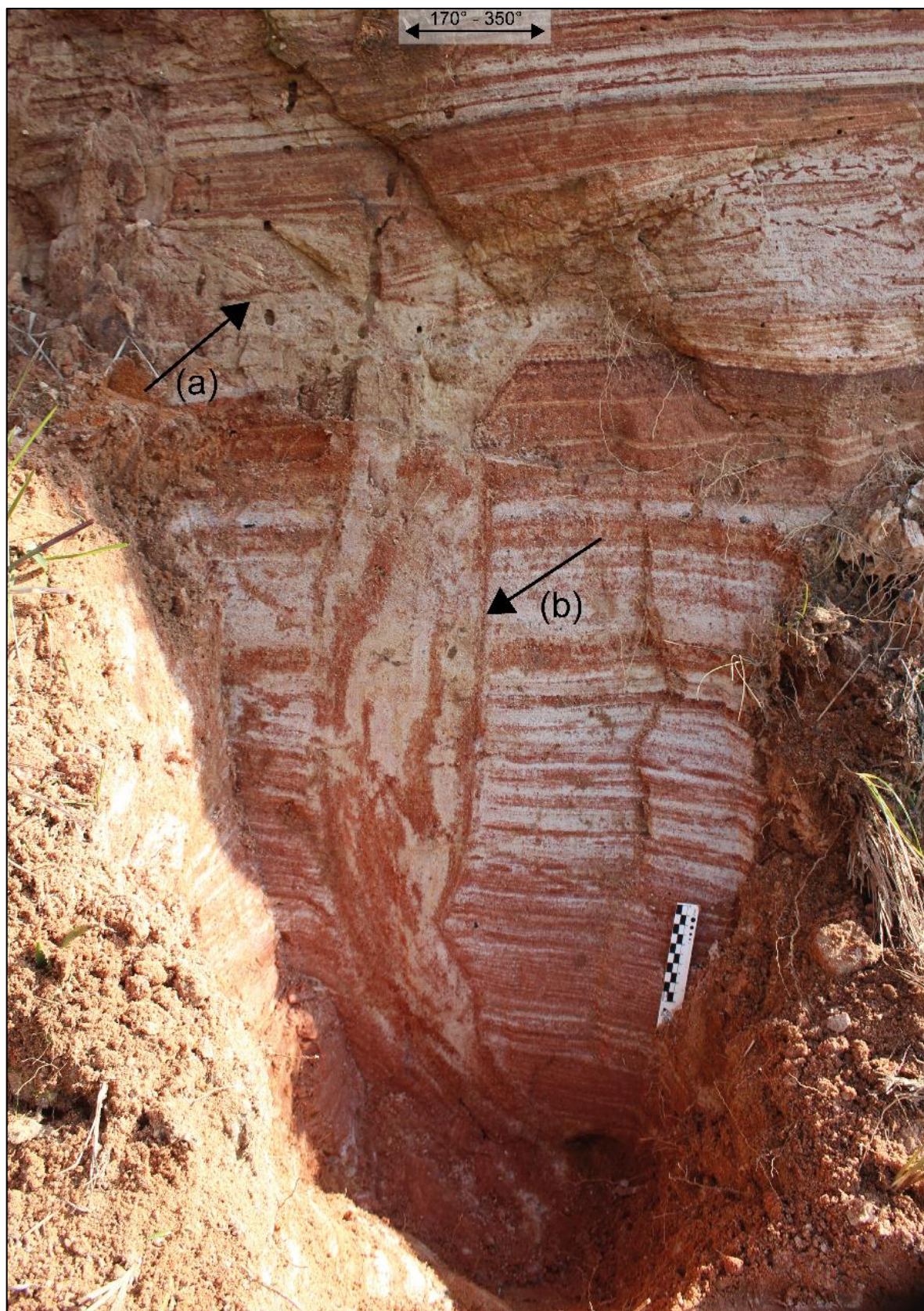


Figura 23: Fotografia de detalhe dos vulcões de areia. (a) Forma hemisférica côncava - cone do vulcão de areia. (b) Cilindro - conduto alimentador.

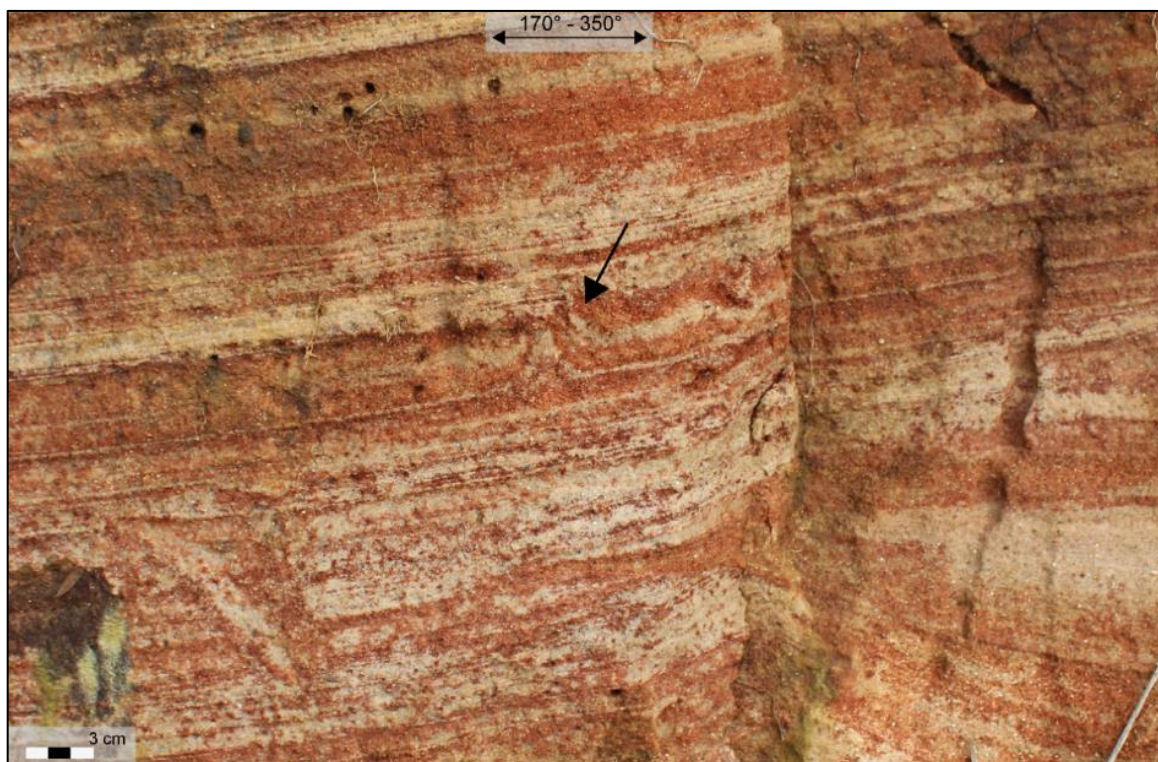


Figura 24: Cúspide interpenetrativa (indicada pela seta) no topo de estratos transladantes cavalgantes deformados. A presença dessa estrutura sobre os níveis com vulcões de areia evidencia a multiplicidade de eventos de injeção em diferentes escalas ao longo do mesmo afloramento.

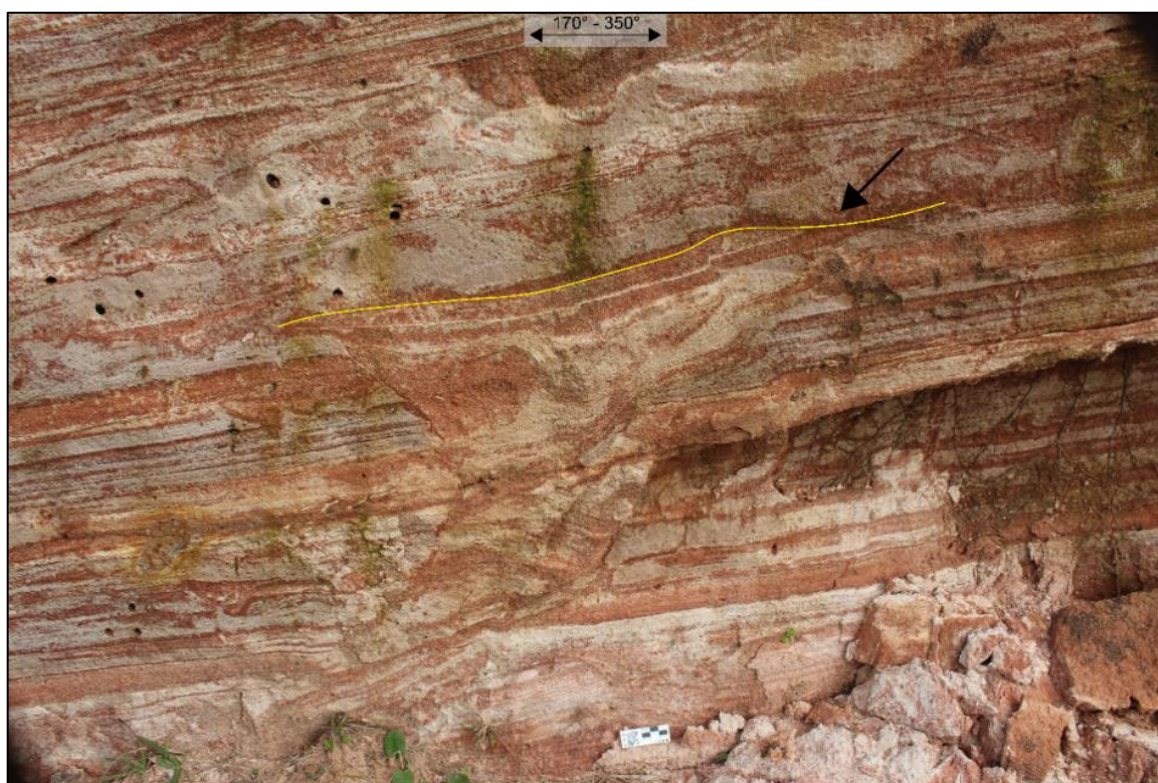


Figura 25: Superfície erosional (linha amarela) sobre os estratos deformados dentro do cone do vulcão de areia e os estratos deformados superpostos. Evidenciando uma sucessão de eventos deformativos.

Interpretação: A presença de superfícies corrugadas de interduna nos *sets* que constituem o intervalo basal indica que o lençol freático ou sua franja capilar estava muito próximo à superfície de acumulação. Em sistemas eólicos úmidos, onde essa relação é característica, as acumulações eólicas ocorrem por meio de um progressivo aumento no nível freático que ocorre penecontemporaneamente a migração das dunas eólicas e interdunas (e.g., Kocurek & Havholm, 1993; Rodrigues, 2014). No entanto, a elevação do nível freático não é linear, podendo ser caracterizadas por mudanças de curto período.

A presença da superfície corrugada em depósitos de interduna (superfície de Stokes) sugere um contexto de variações do lençol freático ao longo do tempo, que alternava períodos de subida, com períodos de queda do nível freático (Kocurek & Havholm, 1993; Havholm & Kocurek, 1994).

Em períodos de subida ocorre a cimentação precoce dos depósitos sotopostos ao nível freático, enquanto durante a queda ocorre a deflação das áreas de interduna gerando as cúspides, que constituem a microtopografia característica dessas superfícies (Kocurek, 1981). Essas mudanças de curto prazo no nível freático podem resultar no desenvolvimento de estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados (e.g., falhas *sin*-sedimentares e dobras) devido a liquefação das dunas sotopostas. A geração de superfícies de Stokes constitui um processo autogênico em ambientes eólicos úmidos.

As estruturas cilíndricas semelhantes a tubos não podem ser explicadas somente por mudanças de curto prazo no nível freático. Quando verticalizadas e discordantes, elas são corriqueiramente interpretadas como injeções forçadas de areia sobreprensurada e água através de camadas impermeáveis ou selantes (e.g., Netoff, 2002; Obermeier, 2009; Wheatley *et al.*, 2016; Chan *et al.*, 2020). Essas estruturas apresentam características compartilhadas com os vulcões de areia interpretados no afloramento BV002, no que tange forma, orientação, relação de contato com a encaixante e terminação superior em bojo.

Os condutos naturalmente formam-se pelos processos de (1) liquefação da camada mãe, (2) fraturamento do selo ou aumento de fraturas, (3) injeção e *flaring*, (4) fluidização e extrusão, (5) colapso e ressedimentação (Rodríguez-Páscua *et al.*, 2015).

Na presente sucessão estratigráfica, camadas com propriedades selantes não foram observadas. A não existência desse tipo de camada sucinta a existência de

outro mecanismo para justificar a pressurização das camadas sotopostas. Estruturas de escape de fluídos também se formam sobre condições de cobertura por granulometria mais grossa, devido ao fato que está necessita maiores velocidades de fluxo para fluidizar (Nichols *et al.*, 1994; Loope, 2013).

Os estratos transladantes cavalgantes naturalmente apresentam gradação inversa, o que atende corrobora com a atuação desse mecanismo dada a posição estratigráfica dessas estruturas. A presença dessas condições favorece o crescimento de espaços preenchidos com água no contato dessas duas granulometrias distintas, o que promove a ruptura e escape de fluidos (Loope, 2013). Os estratos que hospedam essas estruturas estão posicionados diretamente abaixo da superfície de Stokes, o que sugere que a sua deposição ocorreu sob influência da variação do nível freático. A ascensão do nível freático pode constituir zonas de cimentação diferencial, que podem ter atuado como um selo que auxiliou na construção de pressão durante a incidência de um evento desencadeador. Além disso, condições de fluxo de água subterrânea podem reduzir a tensão e a força de coesão dos sedimentos, tornando-as areias sob o pé da duna mais facilmente fluidizáveis (Loope, 2013). Essa condição é corroborada pelos gradientes de pressão sob a duna anteriormente descritos nos subitens 3.2.1 e 3.2.2.

As estruturas com forma hemisférica côncava de topo achatado, que ocorrem na porção apical dos condutos clásticos, apresentam uma geometria em bojo. Esta geometria sugere que houve extrusão de material clástico em superfície (Netoff, 2002) e que a intrusão ocorreu em um substrato não coeso (Loope, 2013) que deprimiu após o evento de extrusão. O preenchimento laminado que faz *onlap* sobre o topo achatado dessa estrutura é decorrente da migração superficial dos estratos transladantes cavalgantes, esta relação de contato dá suporte a ideia de que essas estruturas apresentaram expressão superficial (Obermeier, 2009). Essas características foram consistentemente descritas ao longo do registro geológico recente (Amick *et al.*, 1990; Bezerra *et al.*, 2005; Obermeier, 2009; Rodríguez-Pascua *et al.*, 2016) e são frequentemente vinculadas ao processo de extrusão explosiva de material clástico, quando associadas a camadas selantes, durante eventos sísmicos (Obermeier, 2009; Rodríguez-Pascua *et al.*, 2016) sendo estas frequentemente interpretadas como crateras. Todavia, a geometria em bojo também pode ser formada em sucessões sem camadas selantes, onde a erosão interna das crateras é causada pelo fluxo ascendente de material clástico (Obermeier, 2009).

A zonação das estruturas que compõem o preenchimento dos tubos evidencia que houve uma contínua ascensão de fluido no centro dessas estruturas. O preenchimento maciço é mais provável de se formar onde há uma contínua fonte de fluido capaz de separar os grãos pelo tamanho da partícula e obliterar a estratificação (Owen & Moretti, 2011). Por sua vez, a laminação paralela preservada nas paredes do cilindro, sugere que a ascensão de fluidos ocorreu sob o regime de fluxo laminar (Ross, 2014), o que corrobora com a hipótese de fluxo não explosivo.

Estruturas dobradas na terminação dos sets adjacentes aos condutos, comumente estão associados ao processo de colapso da EDSI que sucede uma erupção (Chan *et al.*, 2007). Fraturas não foram observadas na periferia dos estratos e sua ausência pode estar relacionada a uma condição de umidade, visto que estruturas rúpteis comumente se formam na periferia das EDSI em condições de baixa umidade (*e.g.*, Bryant & Miall, 2010; Owen & Moretti, 2011).

A presente sucessão de estratos deformados apresenta relações de corte e sobreposição dos vulcões de areia, que por vezes ocorrem separados por lâmina de estratos transladantes cavalgantes. Essa organização interna sugere a existência de uma ação combinada entre a migração da duna e a atuação do evento que ocasionou a fluidização e erupção dos vulcões de areia. Com base nisso, foi construído um modelo para explicar a formação dos vulcões de areia, onde em: (A) Ocorre o preenchimento dos poros dos estratos transladantes cavalgantes devido ao aumento do nível freático; (B) Na incidência de um evento exogênico que promove o aumento da pressão de poro de forma cíclica, formam-se espaços vazios abaixo dos grãos de maior granulometria; (C) Com o aumento da pressão acima dos limites críticos ocorre a formação de um vulcão de areia; (D) Esse vulcão tende a ser erodido durante intervalos de quiescência, quando a deposição normal é retomada. (E) Caso ocorram novos eventos esse processo tende a se repetir nos intervalos indeformados, promovendo a superposição dessas estruturas; (F) Novos períodos de quiescência promoverão a erosão da superfície dos vulcões e formação das formas hemisféricas côncavas que constituem os cones. Esta gênese encontra-se sumarizada na figura 26.

Laminações perturbadas com dobras convolutas e contorcidas na vizinhança de condutos arenosos, comumente são interpretadas como registro de fluxo de água e sedimento em resposta a uma força externa (Netoff, 2002; Huuse *et al.*, 2005; Chan *et al.*, 2007, 2019; Bryant & Miall 2010; Hurst, *et al.*, 2011; Loope *et al.* 2013; Ford,

2015; Wheatley *et al.* 2016; Chan *et al.*, 2020). Esses horizontes são constituídos por intervalos maciços, dobras convolutas, laminação ondulada e resquícios da laminação transladante cavalgante original.

Interno aos intervalos reliquiares, é comum a existência de pequenas cúspides interpenetrativas (figura 24) que sugerem a atuação de uma componente de cisalhamento vertical que resulta em estruturas de escape de fluídos (Owen, 1995). A presença dessas estruturas sugere que a injeção ocorreu em condições de saturação do meio (Nichols *et al.*, 1994; Owen, 1995).

No intervalo descrito foram observadas crateras cujo preenchimento maciço apresenta continuidade lateral com estratos laminados perturbados, no entanto, não é possível determinar se as laminações perturbadas estão associadas com o material extrusivo ou foram formadas em subsuperfície em resposta a liquefação (Chan *et al.*, 2020). A figura 25 apresenta uma possível superfície erosional que sugere que ambos os eventos não apresentam vínculo genético.

A presença de cúspides interpenetrativas corrobora com a hipótese que as estruturas convolutas tenham sido geradas em tempo distinto aos vulcões de areia, pois os vulcões de areia injetam de forma abrupta em sedimentos com baixa permeabilidade, alta coesão ou acima do nível freático (Owen, 1995). Enquanto as cúspides interpenetrativas dependem de condições de saturação do meio e variações na susceptibilidade a liquefação causada por diferenças no tamanho de grão (Nichols *et al.*, 1994; Owen, 1995). A liquefação deve ter ocorrido nas lâminas individuais em resposta a gradação inversa das lâminas.

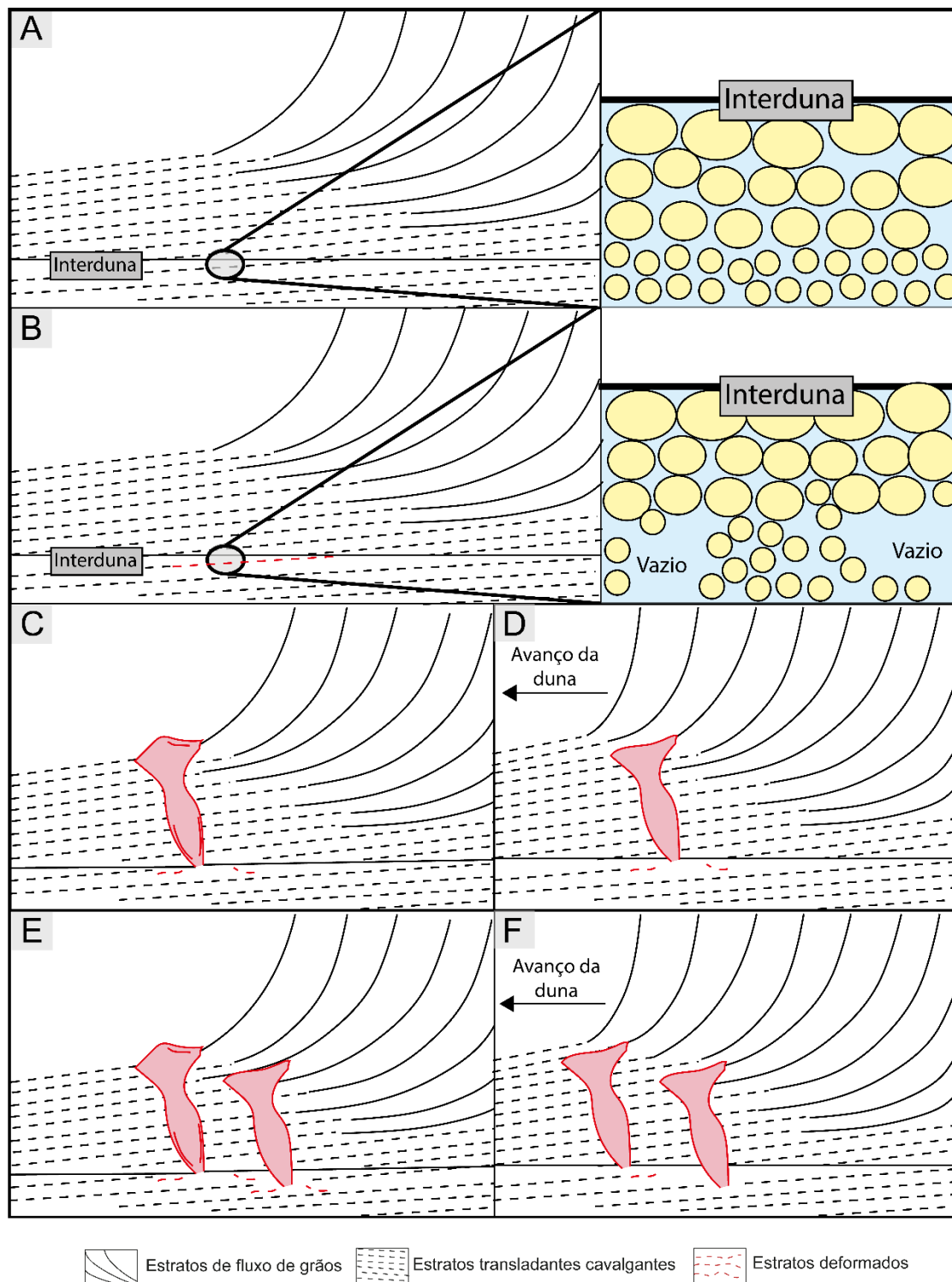


Figura 26: Esquema genético dos vulcões de areia. (A) As lâminas dos estratos transladantes cavalgantes indeformados apresentam gradação inversa e os poros comumente preenchidos por água. (B) Durante um evento exogênico (e.g., terremoto), os grãos irão sofrer compactação fazendo com que ocorra o aumento da pressão de fluido dentro do poro. Caso este evento exerça um aumento de pressão cíclica, irão começar a se formar vazios abaixo dos grãos de maior granulometria devido à necessidade de um fluxo maior para que estes fluidizem. (C) Quando a pressão do poro exceder o limite crítico ocorrerá a injeção e formação de um vulcão no pé da duna. (D) Durante o tempo de quiescência de eventos sísmicos, a duna retomará seu avanço normal erodindo a superfície do vulcão de areia. (E) Caso novos eventos ocorram, poderão ser formados novos vulcões de areia que irão se cortar verticalmente. (F) Quando os eventos sísmicos entraram em quiescência novamente a superfície do vulcão será erodida formando as estruturas hemisféricas côncavas achatadas.

Além do que foi demonstrado, as laminações perturbadas apresentam afinidade com o mecanismo de liquefação devido as seguintes características (*sensu* Owen & Moretti, 2011): (1) deformação dúctil pervasiva; (2) zonas com estratificação preservada; (3) associação com estruturas de escape de fluidos no topo das camadas liquefeitas; (4) superfície de topo horizontal ou sub-horizontal que limita a deformação.

A estrutura que ocupa a posição central do intervalo descrito é constituída por um núcleo de arenitos maciços que gradam para bandeamentos de fluxo em sentido aos limites externos da estrutura. Esta zona de deformação corta abruptamente em sentido vertical a sucessão de fácies e apresenta contatos irregulares com a camada hospedeira. A extensão dessa estrutura é de aproximadamente 20 metros expandindo-se em direção ao topo da sucessão.

A EDSI apresenta as características essenciais compartilhadas por estruturas de injeção de fluidos (*sensu* Wheatley *et al.*, 2016), com exceção da forma cilíndrica regular que não ocorre no intervalo analisado.

Como visto anteriormente, estratos maciços constituem os membros finais dos mecanismos de liquefação e fluidização. Estes intervalos formam-se em maior frequência em resposta ao segundo mecanismo devido à manutenção por mais tempo do estado liquefeito em razão da disponibilidade de fluido (Owen & Moretti, 2011). Por essa razão, intervalos maciços comumente ocorrem no centro de estruturas de injeção de fluidos (*e.g.*, Huuse *et al.*, 2005; Chan *et al.*, 2007; Wheatley *et al.*, 2016), pois nessa zona há menor cisalhamento com a rocha hospedeira (Ross, 2014).

Internamente, o núcleo maciço apresenta contato gradacional com estratos laminados verticalizados. Estes estratos constituem estruturas em vórtice irregularmente preservadas, que sugerem que a ascensão de fluido ocorreu sob regime turbulento (Ross, 2014). Esse corpo extenso apresenta características que permitem classificá-lo como um diápiro arenoso (*sensu* Chan *et al.*, 2020), cuja formação está relacionada a injeção forçada de fluido e sedimentos fluidizados nas camadas superpostas (Ross, 2014; Wheatley *et al.*, 2016).

Dentro do intervalo de ocorrência do diápiro não foi constatada a existência de fragmentos de sedimento transportado semi-consolidado, salvo a exceção do bloco contido no plano de cisalhamento que faz contato direto com a estrutura.

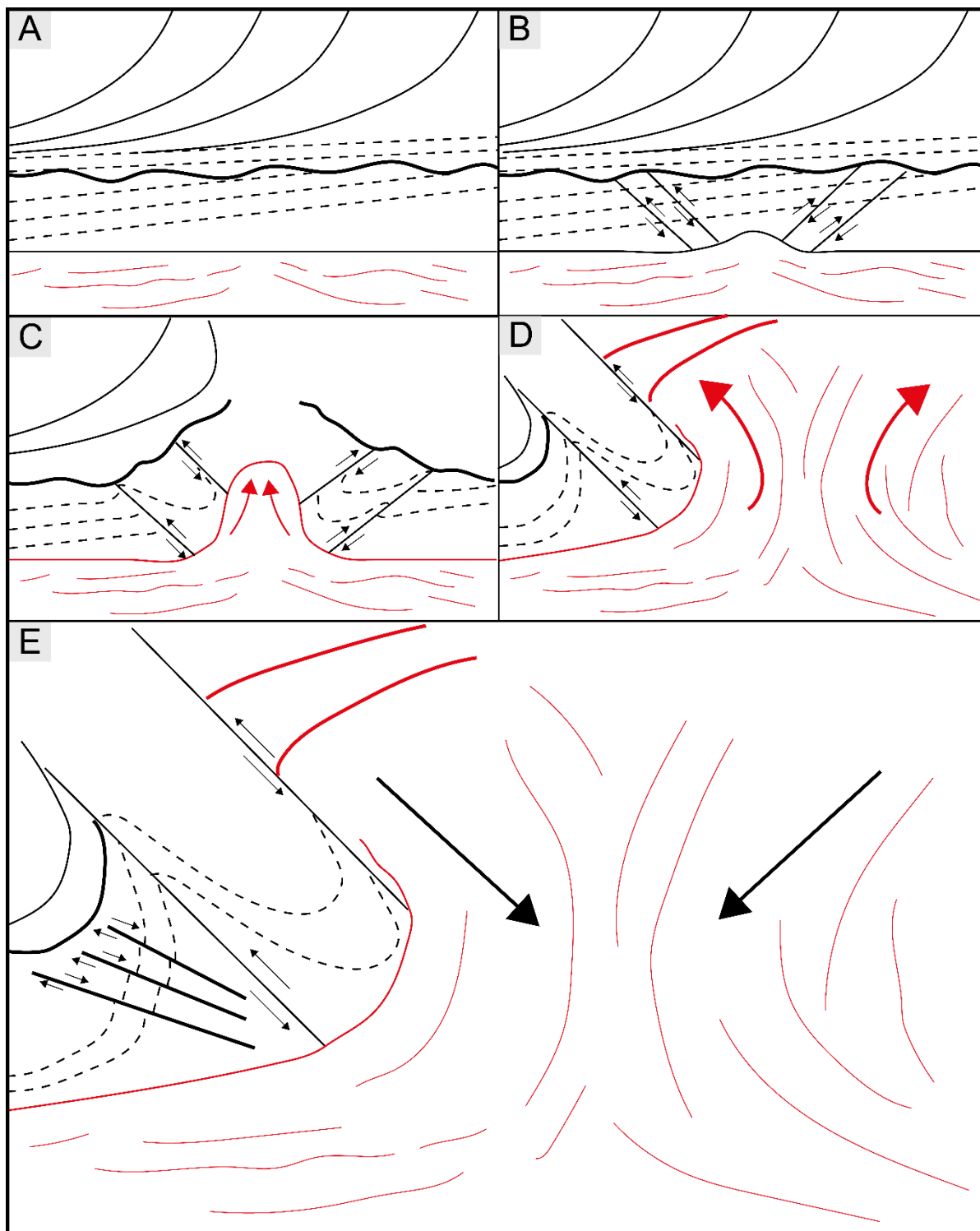
É comum em estruturas de escapes de fluidos que penetram camadas secas a formação de estruturas deformativas dúcteis e falhas *sin-sedimentares* (Wheatley *et al.*, 2016) na rocha hospedeira. A periferia desse diápiro é marcada pela presença de

planos de cisalhamento, uma zona de dobramento entre esses planos, falhas normais concêntricas e grandes dobras recumbentes.

Falhas sin-sedimentares associadas a estruturas de injeção comumente apresentam deslocamento normal e constituem um anel de falhas, no entanto, blocos individuais podem apresentar deslocamento reverso (Phoenix, 1958; Wheatley *et al.*, 2016). Falhas reversas são geradas durante o processo de ascensão das estruturas fluidizadas, porém, o sentido do movimento inverte durante o processo de colapso e deposição (Wheatley *et al.*, 2016, figura 27). As zonas de cisalhamento, que apresentam movimento inverso provavelmente foram formadas durante a ascensão do diápiro, mesmo assim, não há indícios de sua inversão durante a fase de colapso. Durante a fase de colapso, novas falhas foram formadas na periferia das falhas inversas.

A presença de dobras recumbentes simples na periferia do diápiro sugere que a rocha hospedeira estava semi-consolidada ou cimentada no momento da intrusão (Chan *et al.*, 2020), o que pode ser corroborado pela existência de uma superfície de primeira ordem (entre 340 e 349 metros na figura 21 e entre 295 e 305 nas figuras 20 e 21). Por sua vez, a zona dobrada entre os planos de cisalhamento provavelmente está associada ao processo de geração das dobras recumbentes que ocorreu durante o processo de escape de fluídos.

A partir desses preceitos, foi construído um modelo para explicar a formação da zona dobrada que é constituído por: (A) liquefação da camada inferior; (B) fraturamento das camadas superpostas a camada liquefeita; (C) movimento inverso das falhas gerado pela injeção da estrutura nas camadas superpostas, nessa fase dobras de arrasto são geradas na periferia das falhas; (D) migração do centro do diápiro em sentido noroeste, com ascensão de material fluidizado concordante aos estratos transladantes cavalgantes; (E) colapso do diápiro e formação de falhas em anel.






 Estratos de fluxo de grãos
  Estratos transladantes cavalgantes
  Estratos deformados

Figura 27: Modelo de formação de zonas dobradas em resposta a ascensão de diápiros. Inspirado em Wheatley *et al.*, 2016; Chan *et al.*, 2020. As fases de evolução estão relacionadas a (A) liquefação da camada inferior; (B) fraturamento das camadas superpostas a camada liquefeita; (C) movimento inverso das falhas gerado pela injeção da estrutura nas camadas superpostas, nessa fase dobras de arrasto são geradas nas periferias das falhas; (D) ascensão de areia fluidizada de forma concordante nos estratos localizados na região noroeste; (E) colapso do diápiro e formação de falhas em anel.

A sudeste dos estratos dobrados (representados no intervalo 235 a 295 metros da figura 20), um nível de rochas maciças se estende abaixo de uma superfície de *Stokes*. Essa camada maciça é limitada no topo por uma superfície irregular inclinada que se assemelha a uma superfície erosiva, lateralmente os estratos maciços interceptam a superfície de *Stokes* que se torna difusa e impossível de traçar. A presença desta superfície sobre os estratos maciços, sugere que estes estavam úmidos no momento da deformação. Condições de umidade e granulometria adequadas são essenciais para a formação de estratos sob o mecanismo de liquefação e fluidização (Owen & Moretti, 2011).

O intervalo deformado é caracterizado por mudanças laterais de espessura e obliteração dos estratos, essas características podem ser associadas ao mecanismo de liquefação (Moretti, 2000) em condições de camadas muito espessas ou de topo de camadas (Owen & Moretti, 2011). Os estratos superpostos aos níveis liquefeitos não apresentam indícios de deformação plástica, o que sugere que estavam secos durante o processo de deformação (Liesa *et al.*, 2016).

A superfície de topo plana sugere que os sedimentos se comportaram como um fluido ao tentar atingir uma geometria de corpo horizontal (Owen, 1996; Moretti, 1999; Owen & Moretti, 2011). A ausência de estruturas reliquias ou de bandamento de fluxo pode estar associada com a exposição limitada ao topo da estrutura deformativa, pois em sedimentos liquefeitos a preservação de camadas originais diminui progressivamente em direção ao topo da sucessão (Owen & Moretti, 2011).

As deformações descritas nesse afloramento encontram-se restritas a sucessão eólica inferior delimitada pela ocorrência de uma discordância regional. Essa restrição de ocorrência evidencia que a deformação é pretérita a deposição dos arenitos fluviais da formação Sanga do Cabral. Além disso, há evidências de pelo menos dois eventos deformativos no intervalo analisado devido a relação de corte da estrutura de grande porte em relação a zona de ocorrência dos vulcões de areia.

7 DISCUSSÃO

7.1 Classificação das Estruturas deformativas

As EDSI descritas no capítulo anterior podem ser classificadas em deformações ativas e passivas (*sensu* Allen, 1982; Moretti, 2000). 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 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 3), essa subdivisão foi feita com base nas hierarquias definidas por Chan *et al.* (2020) para as estruturas formadas no Arenito Navajo. Desta forma, foram identificados quatro graus de deformação para os arenitos da Formação Buena Vista.

O grau de complexidade 1 é composto por estruturas formadas em um contexto sin-deposicional, onde impera a condição de deposição sob influência de água oriunda do aporte superficial. Essas estruturas formam-se em condições superficiais e apresentam uma combinação de deformação rúptil e dúctil, associadas aos mecanismos de cisalhamento intergranular e liquefação, este último ligado ao aumento da pressão do poro resultante da compressão da frente do movimento de massa.

As estruturas que constituem o grau de complexidade 2 (equivalentes a escala 3 de Chan *et al.*, 2020) foram geradas em condições próximo a superfície a partir da liquefação de sedimentos saturados em água. Durante a atuação deste mecanismo os sedimentos perdem sua resistência e coesão interna e passam a serem suportados pelo fluido intergranular, o aumento de pressão interna ocorre em forma de espaços vazios preenchidos por água sob uma camada de menor permeabilidade (Ross *et al.*, 2011), quando o limiar crítico de pressão é atingido ocorre a ruptura e ascensão da coluna de fluidos e sedimentos. Essa ascensão é suportada pelos processos de alívio

de pressão interna do poro e ressedimentação (Obermeier, 2009). Durante o processo de ruptura pode haver mais de um *locus* de rompimento, o que implica no abandono do ponto inicial de ruptura e desvio do fluxo para o ponto secundário dominante, esse comportamento é o que origina estruturas essencialmente convolutas dentro de diques clásticos (Ross *et al.*, 2011). Durante a ascensão da coluna de fluidos e areia, o comportamento reológico deste material é essencialmente viscoso, entretanto durante a migração em sentido a superfície os contatos entre os sedimentos são reestabelecidos e há uma progressiva recuperação da resistência interna dos sedimentos (Owen, 1987). Este novo comportamento é essencialmente plástico, todavia o limite de escoamento continua menor do que o da areia seca (Owen, 1985). A presença de tensões residuais acima deste limite de escoamento promove o cisalhamento intergranular, o que ocasiona o fraturamento subsequente das camadas (Owen, 1987).

O grau de complexidade 3 é constituído por estruturas geradas a partir da liquefação de sedimentos e fluidização de areias cuja injeção ocorreu em camadas saturadas, provavelmente sob o nível freático. A principal diferença das estruturas pertencentes a este grau para as estruturas anteriores é a existência de um gradiente vertical na susceptibilidade a liquefação (controlada por variações no tamanho de grão) em detrimento ao gradiente vertical de permeabilidade que origina os diques clásticos (Owen, 1995). A presença de água nas camadas superpostas a zona de liquefação inibe a coesão, o que por sua vez impede a ruptura por cisalhamento intergranular (Owen, 1995), dessa forma a injeção ocorre por meio de deformação dúctil pervasiva em uma zona não coesa e saturada (Nichols *et al.*, 1994) de modo que a água dos poros é canalizada formando as cúspides interpenetrativas que compõem um complexo multicamada (Owen, 1995).

Por fim, o grau de complexidade 4 é constituído por diápiros e camadas maciças que são estruturas mais extensas, porém equivalentes ou geneticamente conectadas com as estruturas com grau de complexidade 1 (Chan *et al.*, 2020). A principal diferença entre elas é a necessidade de uma combinação de eventos desencadeadores de escala regional para possibilitar instabilidades capazes de afetar sedimentos em escala decamétrica. Os diápiros ocorrem em resposta a ascensão de material reológico viscoso formado pela fluidização de camadas durante eventos alogênicos de escala regional, comumente na periferia destas estruturas ocorrem estruturas de grau 1, enquanto as camadas maciças representam a total

homogeneização de arenitos saturados (Chan *et al.*, 2020) e envolvem um maior tempo de deformação (Owen & Moretti, 2011).

Deformação Ativa				
Grau	Estruturas	Escala vertical	Características	Interpretação do mecanismo
4	Camadas maciças e diápiros	m - dm	Estruturas com limites irregulares com total 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.	Liquefação e Fluidização (injeção em sedimentos secos) em escala regional
3	Cúspides interpenetrativa, dobras recumbentes complexas e camadas contorcidas	m - dm	Estruturas irregulares que deformam cosets de arenitos eólicos. Essas estruturas gradam lateralmente para camadas reliquias. As pseudocamadas concentram-se próximo as bordas. Camadas adjacentes apresentam evidências de deformação dúctil pervasiva.	Fluidização em escala regional (injeção em sedimentos saturados)
2	Vulcões de areia	cm - m	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 (injeção em sedimentos secos)
1	Fraturas com movimento inverso do <i>Slump</i>	cm	São estruturas compostas por fraturas marcadas por zonas de sedimento maciço no topo e na base. Afetam comumente o bloco inteiro, na qual estão contidas e apresentam espaçamento lateral regular.	Cisalhamento Intergranular e Liquefação

Quadro 3: Classificação das estruturas de deformação ativa. Observe que o aumento de grau é acompanhado por um aumento de escala vertical e complexidade deformacional.

As deformações passivas foram classificadas através do grau de associação com as estruturas primárias as quais são subordinadas (quadro 4). Dessa forma as dobras recumbentes simples são as estruturas de maior complexidade, pois estas são geradas em resposta a ascensão de uma coluna de sedimentos de escala decamétrica. A deformação é essencialmente dúctil e ocorre sobre uma camada semi-consolidada que é dobrada na periferia de um diápiro em resposta a injeção forçada

de sedimentos (Chan *et al.*, 2020).

As falhas sin-sedimentares são geradas pelo mecanismo de cisalhamento intergranular e podem estar associadas a dobras de arrasto, a deformação ocorre em camadas semi-coesas ou coesas onde as tensões residuais encontram-se acima do limite de escoamento em camadas que recuperaram parte de sua resistência ao cisalhamento (Owen, 1985). Por fim, as camadas onduladas estão associadas ao processo de escape de fluídos em menor escala dentro de *sets* com dobras recumbentes ou abaixo de uma superfície de Stokes. Estas estruturas indicam um baixo transporte de água durante o processo de liquefação ou fluidização e podem indicar a atuação de processos autigênicos ou alogênicos – variação na saturação da água da chuva (Chan *et al.*, 2020).

Deformação Passiva				
Grau de associação	Estruturas	Escala vertical	Relação de acamamento	Interpretação do mecanismo
4	Dobras recumbentes simples	m	Deformação que afeta <i>cosets</i> de estratos cruzados.	Deformação dúctil (Cisalhamento Tangencial)
4 e 2	Falhas sin-sedimentares	m - cm	Cortam <i>sets</i> a <i>cosets</i> de estratos cruzados podendo estar associadas a pequenas dobras de arrasto.	Cisalhamento intergranular em camadas secas
3 e 2	Camadas onduladas	cm	Deformação localizada dentro de um <i>foreset</i> . Acamamento primário totalmente preservado.	Escape de fluídos

Quadro 4: Classificação das estruturas de deformação passiva.

7.2 Determinação do evento desencadeador

Para avaliar a provável origem exogênica do evento desencadeador se faz necessário a exclusão dos processos de origem sedimentar que possam ter atuado nos sedimentos inconsolidados (Moretti, 2000; Moretti & Sabato, 2007). Em sucessões eólicas úmidas essa avaliação é relativamente simples, pois vários dos possíveis agentes endogênicos elencados por Owen & Moretti (2011) e Owen (2011) são mais dependentes de ambientes deposicionais específicos do que de condições

intrínsecas ao ambiente eólico. Desta forma serão avaliados todos os agentes endogênicos e exogênicos elencados por estes trabalhos como possíveis desencadeadores de liquefação e fluidização em sequências sedimentares.

7.2.1 *Agentes Endogênicos*

A sucessão estratigráfica que comporta as estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados é composta predominantemente pela associação de fácies de dunas eólicas. Deste modo, não existe nenhuma evidência no registro sedimentar de agentes desencadeadores que corroboram com a existência de um ambiente costeiro sob influência de ondas de tempestade ou marés. Logo, a existência destes agentes desencadeadores pode ser prontamente descartada para a sucessão descrita por este trabalho.

7.2.1.1 Fluxos Turbulentos

Røe & Hermansen (2006), utilizaram de flutuações na pressão relacionadas a diferenças de turbulência nos fluxos aquosos para explicar a origem de dobras recumbentes simples em sistemas fluviais. Em sucessões eólicas este estilo de dobramento pode estar associado aos processos de cisalhamento de um fluxo aquoso sobre uma camada liquefeita (Allen & Banks, 1972) ou arrasto de uma forma de leito sobre a camada de sedimento não liquefeito (McKee, 1962; Owen, 1996). Este estilo de dobramento ocorre apenas no ponto BV004 na periferia de um diápiro arenoso.

A presença de uma superfície de Stokes em associação com os estratos dobrados do ponto BV004 sugere a existência de um processo de cimentação precoce nas areias que constituem a dobra recumbente. Este processo é pretérito a fluidização das areias que constituem o diápiro, o que é evidente devido à relação de corte dos estratos. Logo, é fato que os sets de arenito que constituem esta dobra recumbente não se encontravam em um estado de “areia movediça”, isso é corroborado pela

ausência de deformações intra-set (e.g., diques clásticos, estratos ondulados ou contorcidos). Este estado favorece o desenvolvimento de dobras recumbentes sob um regime de fluxo aquoso por cisalhamento paralelo a superfície limítrofe (Selley & Shearman, 1962 *apud* Selley, 1969; Allen & Banks, 1972).

A associação lateral das dobras com o diápiro arenoso é sugestivo para uma relação de causalidade, visto que esta estrutura corta a superfície de Stokes. Na periferia da dobra recumbente há diversas fraturas de movimento inverso que recordam a acomodação da “intrusão arenosa”. O cisalhamento através desses planos de fratura parecem ser o mecanismo de formação mais provável para estas dobras recumbentes simples, o que argumenta contra a existência de um fluxo turbulento sobre a superfície limítrofe da sucessão.

No afloramento BV003, as dobras recumbentes se assemelham as dobras complexas descritas por Owen (1996). Estas dobras são interpretadas como a resposta da sobreposição do movimento convectivo da água dos poros por um movimento vertical capaz de fluidizar a camada. Esta relação é clara nas dobras que ocorrem na periferia dos complexos multicamadas (intervalo entre 90 m e 120 m da figura 17). No primeiro intervalo deste afloramento (25 a 50 metros do figura 15) foram visualizadas um set de dobras recumbentes que ocorrem confinadas no topo por uma superfície de primeira ordem.

A superfície limítrofe inferior desta dobra apresenta uma leve inflexão para baixo que é acompanhada pela verticalização dos estratos transladantes cavalgantes, sugerindo a existência de uma componente de fluxo ascendente. No terceiro intervalo (115 a 110 metros do figura 17) existem dobras similares as dobras definidas anteriormente, desta forma parece plausível que a gênese de ambas seja semelhante. Não existe evidência neste afloramento que corroboram com a existência de fluxos turbulentos superficiais que tenham promovido cisalhamento paralelo a superfície de primeira ordem.

7.2.1.2 Degelo

Apesar da similaridade morfológica das crateras com estruturas de colapso

geradas em ambiente periglacial (Šujan *et al.*, 2022), parece extremamente improvável que a sucessão de fácies da Formação Buena Vista esteja associada a zonas na periferia de geleiras ou mantos polares.

O Permiano Superior no Gondwana Oeste, contexto no qual a formação Buena Vista está inserida, é marcado por uma progressiva aridização e continentalização em um contexto de *greenhouse* extremo (Limarino *et al.*, 2014). Além disso, sucessões de arenitos depositados em ambientes desérticos proglaciais são muito menos maduros texturalmente, devido ao fato que a fonte de sedimentos está frequentemente associada aos depósitos de *outwash* (Eyles & Eyles, 2010). Os sedimentos aqui descritos apresentam um grau de maturidade textural elevada, o que possibilita afirmar em conjunto com o contexto ambiental do Gondwana Oeste durante o Permiano Superior, que estes sedimentos não estão associados a uma zona periglacial e por este motivo a ação do degelo pode ser descartada.

7.2.1.3 Deposição rápida e sobrecarga

Estruturas de carga geralmente apresentam feições de arqueamento, afundamento e injeção de material menos denso nos limites de *sets* de estratos cruzados, conforme descrito por diferentes autores (*e.g.*, Owen, 2003; Owen *et al.*, 2011; Rodríguez-Lopez & Wu, 2020). Essas estruturas deformativas formam-se em condições de gradientes de densidade inversos ou pela superposição de sedimentos mais densos sobre um material liquefeito ou fluidizado, gerando uma instabilidade do tipo Rayleigh-Taylor (Lowe, 1975). Ambos os mecanismos são responsáveis pela formação de estruturas em bolsão, onde a camada superposta, que é geralmente mais densa, afunda enquanto a camada sotoposta passa pela consolidação de carga e expulsão rápida de fluídos (Lowe, 1975). Essa expulsão de fluídos intergranular é a responsável pela formação de estruturas de injeção na interface das duas camadas. No sistema eólico, as deformações *intraset* relacionadas a carga formam-se comumente em resposta ao colapso mecânico do empacotamento dos estratos de fluxo de grãos sobre sedimentos encharcados e deformados (Doe & Dott, 1980; Mountney & Thompson, 2002).

As estruturas de deformação vinculadas a sobrecarga e deposição rápida são

caracterizadas pela deformação interna dos *sets* diretamente sobrejacentes a zona de inversão de gradiente de densidade (Liesa *et al.*, 2016). Portanto, a existência de cobertura sedimentar indeformada e de superfícies planares indeformadas diretamente superpostas as estruturas de deformação sugere que as EDSI da formação Buena Vista não foram geradas por sobrecarga (Complexidades 2, 3 e 4 no quadro 3).

No caso das estruturas de complexidade 1, que são intrinsicamente relacionadas a formação de *slumps* na face de escorregamento, o colapso gravitacional representa um papel importante. *Slumps* em sistemas eólicos se formam por sobrecarga, pelo ângulo acentuado da face de escorregamento ou pela incisão da base da face de escorregamento (McKee, *et al.*, 1971; Cojan & Thiry, 1992) e são considerados ocorrências comuns em campos de dunas (Cojan & Thiry, 1992). Entretanto, a ocorrência de fraturas de cavalgamento nos depósitos de pé da duna (estratos transladantes cavalgantes), sugere que os mecanismos de incisão e colapso pela presença de um ângulo muito acentuado na face de escorregamento não foram os prováveis mecanismos desencadeadores do *slump* (Loope *et al.*, 2001).

O mecanismo deformacional mais provável a ter atuado na formação desse escorregamento é a sobrecarga, entretanto alguns pontos devem ser levados em consideração. Primeiro, pequenas falhas e estratos contorcidos (ou liquefeitos) formam-se em condições predominantemente úmidas (McKee *et al.*, 1971; Cojan & Thiry, 1992; Loope *et al.*, 2001), portanto a sobrecarga está provavelmente ligada a entrada da água pouco antes do início do movimento descendente. O segundo ponto está relacionado a mobilização de areia. Onde, o baixo movimento acomodado pelas fraturas inversas e suas pequenas dimensões (aproximadamente 20 cm de altura por 2 cm de largura) evidenciam que a quantidade de areia mobilizada foi baixa e o movimento foi pequeno.

Agentes desencadeadores externos (*e.g.*, abalos sísmicos) tipicamente mobilizam grandes quantidades de areia e resultam em um maior desenvolvimento das estruturas (Cojan & Thiry, 1992). Tal fator é corroborado pelo espaçamento regular entre as fraturas, pois estruturas de liquefação e fluidização geradas sob influência de abalos sísmicos tendem a não ser regularmente espaçadas. Isso se deve as presenças de diferenças inerentes ao ambiente deposicional, tal como diferenças no tamanho de grão e variações laterais no grau de umidade que fazem com que a pressão do poro se concentre em pontos específicos (Moretti *et al.*, 2014).

Dessa forma é provável que esses movimentos de massa coesos tenham ocorrido em resposta ao umedecimento da face frontal da duna ocasionado pela incidência de água da chuva (Loope *et al.*, 2001).

7.2.1.4 Colapso Gravitacional

Estruturas que registram o colapso gravitacional, como fraturas com movimento normal e dobras, ocorrem na periferia das estruturas de deformação que registram um fluxo ascendente de sedimentos. Essas estruturas de colapso registram essencialmente um movimento descendente vinculado a um momento pós-deformação após a mobilização e deposição rápida de sedimento ascendente. Por mais que a deposição rápida ou a sobrecarga sejam agentes causadores da deformação relevantes para as estruturas descritas imediatamente acima, o papel destes agentes na gênese destas estruturas está vinculado essencialmente ao efeito e não a causa.

7.2.1.5 Oscilações do nível freático

A presente sucessão sedimentar apresenta feições que corroboram com a existência de um nível freático oscilatório. A primeira feição estaria atrelada as superfícies de Stokes, que são geradas quando o nível freático coincide com a superfície deposicional (Kocurek, 1981; Havholm & Kocurek, 1993; Paim & Scherer, 2007). E a segunda estaria vinculada a presença de estruturas de cúspides interpenetrativas (*sensu* Owen, 1995) que suscitam um movimento ascendente de fluídos através de uma injeção forçada em sedimentos essencialmente saturados (Nichols *et al.*, 1994).

Condições de fluxo ascendente de água subterrânea podem desencadear a formação de estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados (Holzer & Clark, 1993; Loope, 2013). Todavia sabe-se que em campos de dunas sob condições

estáveis a velocidade de fluxo corresponde a apenas 10% da necessária para mobilizar areia fina a média (Loope, 2013).

Existem casos na literatura (e.g., Holzer & Clark, 1993; Li *et al.*, 1996) de ocorrências de vulcões de areia originados por apenas variações no nível freático, entretanto esses casos dependem da existência de variáveis específicas como zonas de paleodescarga preferencial, presença de fissuras pré-existentes combinado com um aporte local de efluentes ricos em água respectivamente. Em ambos os casos, essas estruturas comportam-se como fontes estáticas mantidas pela cabeça hidráulica ou pelo aporte de efluentes via sistema de fissuras. No caso dos vulcões de areia observados nos afloramentos BV002 e BV003 foi observada uma relação de interação recíproca entre o avanço das dunas, em uma taxa de migração estável, e a fluidização intermitente dos estratos subjacentes. Interações dessa espécie foram interpretadas anteriormente como evidência de fluidização co-sísmica (Loope, 2013).

Dado o contexto apresentado da Formação Buena Vista, é improvável que apenas as variações do nível freático sejam responsáveis pela geração de estruturas com escala métrica a decamétrica. Durante a ação de outros agentes desencadeadores, as variações do nível freático e fluxo hidráulico próximo a face de escorregamento e de pé da duna tornam esse sedimento propenso a deformação, devido a redução da resistência do sedimento e da tensão efetiva (Loope, 2013).

Sabe-se que durante a atuação de agentes exogênicos (e.g., terremotos e impactos de bólidos) o nível freático pode ascender em resposta ao aumento de pressão dos poros em profundidade (Chan & Bruhn, 2014). Em eventos de grande magnitude ou longa duração, esse aumento dinâmico no nível freático pode levar a formação de poças superficiais seguido da fluidização e liquefação de camadas (Obermeier *et al.*, 2002; Chan & Bruhn, 2014). Nesse sentido, as variações do nível freático podem atuar como um mecanismo condicionador em um momento pré- e sin-deformacional, no entanto elas necessitam de agentes exogênicos para justificar as escalas deformacionais.

7.2.2 Agentes Exogênicos

A categoria de agentes exogênicos é composta por eventos que apresentam escala de atuação regional cujas forças desencadeadoras são essencialmente externas a sucessão sedimentar. Os agentes exogênicos frequentemente são utilizados para justificar deformações em grande escala e são compostos por impacto de bólidos, tsunamis e abalos sísmicos.

7.2.2.1 Impacto de bólido e Tsunamis

O intervalo de tempo compreendido do final do Permiano ao Início do Triássico na Bacia do Paraná é especial, pois nele está compreendido evidências de um impacto de bólido (Tohver *et al.*, 2012). Em distâncias de até 1200 km da zona de impacto são encontrados depósitos de tsunami composto essencialmente por material ejetado e sismitos atribuídos a tremores posteriores ao impacto (Tohver *et al.*, 2013; Tohver *et al.*, 2018). Desta maneira, para melhor avaliação estes dois agentes exogênicos foram unidos de forma a facilitar a interpretação conjunta das causas.

A idade máxima de deposição da camada de detritos, camada Porangaba, atribuída a formação deste astroblema é de 253.0 ± 3.0 Ma (Tohver *et al.*, 2018) enquanto o topo da Formação Buena Vista, alvo deste estudo, apresenta idade compreendida no intervalo Lopingiano (Ernesto *et al.*, 2020). Em teoria há uma janela de sobreposição entre a deposição e o impacto do bólido, todavia existem alguns problemas que impedem a associação das estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados descritas por este trabalho a está zona de impacto.

A camada de detritos não se estende até os depósitos eólicos que constituem o final da deposição da Formação Buena Vista, com exceção de blocos isolados com aspecto brechado e clastos angulosos que foram reportados em depósitos das Formação Yaguari e na porção basal da Formação Buena Vista (Ernesto *et al.*, 2020). A zona de influência interpretada para os depósitos vinculados e e/ou afetados pelo impacto do bólido de Araguinha é de aproximadamente 1200 km, onde a última

ocorrência de sismitos, em sentido sul, atrelada a este evento encontra-se registrada em um afloramento da Formação Teresina no Estado de Santa Catarina (Tohver *et al.*, 2018).

As deformações originadas pela ação de tsunamis ocorrem como zonas compostas por sedimentos liquefeitos formadas logo abaixo da zona de ação das ondas. Junto às zonas liquefeitas ocorrem feições de injeção e diques clásticos, essas feições ocorrem associadas com grandes intraclastos (Le Roux *et al.*, 2004; Le Roux & Vargas, 2005; Dawson & Stewart, 2007). Todavia, a falta de depósitos clássicos de tsunami ou de tempestitos retrabalhando os níveis deformados sobre a sucessão sedimentar avaliada, aliada a enorme distância entre a cratera de impacto e os afloramentos descritos, seguida da presença de injeções co-deposicionais minimizam a probabilidade de que a gênese destas estruturas de deformação esteja associada com a passagem de um tsunami de detritos resultantes deste impacto meteorítico.

Adicionalmente, em distâncias de até 800 km da cratera de impacto ocorrem enxames de diques clásticos com larguras decimétricas a métricas (Tohver *et al.*, 2018). Para matéria de comparação, os afloramentos descritos pelo presente trabalho encontram-se em uma distância superior ao intervalo de 1500 km de distância do sítio de impacto e apresentam estruturas de injeção com valores superiores a 30 metros de largura (*e.g.*, BV004). Logo, é extremamente improvável que haja um vínculo de causa e efeito entre esses dois eventos. Além do astroblema de Araguinha, não existem evidências até o momento de outras crateras de impacto ou depósitos de tsunami que atestem a atuação destes mecanismos sobre a sucessão sedimentar da Formação Buena Vista.

7.2.2.2 Abalos sísmicos

Existem diversos trabalhos que buscam eleger critérios diagnósticos para a atuação de agentes sísmicos como desencadeadores da deformação (*e.g.*, Sims, 1975; Obermeier *et al.*, 1990; Hilbert-Wolf *et al.*, 2009 e Owen & Moretti, 2011). Os critérios relevantes para a gênese de “sismitos” evoluíram ao longo do tempo e muitos destes deixaram de ser relevantes (Moretti *et al.*, 2014). Os critérios atualmente vigentes carecem de exclusividade e a relação destes deve ser tomada em conta na

hora de definir os abalos sísmicos como evento desencadeador. Para tal, serão utilizados os critérios definidos por Owen & Moretti (2011) para elencar a provável origem sísmica das deformações.

Área de Deformação Extensiva e Zonação de Complexidade com a distância do epicentro

Terremotos podem afetar grandes áreas, desde que os depósitos sejam susceptíveis a liquefação e por consequência fluidização (Owen & Moretti, 2011). No caso de depósitos não susceptíveis, os abalos sísmicos ocorrem sem deixar registros (Moretti *et al.*, 2014). Terremotos com magnitudes moderadas a altas ($M_w > 5$) normalmente afetam áreas de até 40 km partindo do epicentro (Moretti *et al.*, 2014). Entretanto, em terremotos de magnitude alta ($M_w > 7$) os registros podem ser encontrados em até 250 km de distância do provável epicentro do abalo sísmico (Obermeier, 2009).

O epicentro de paleoterremotos é indicado pela complexidade das estruturas deformacionais, pois a intensidade da deformação é diretamente proporcional ao ponto de maior energia (Lunina & Gladkov, 2016). A partir dessa premissa, o ponto BV004 é considerado o melhor candidato para um uma zona de paleoepicentro ou mais próxima ao epicentro, pois ele comporta as estruturas deformativas de maior complexidade e escala. Através dessa aproximação, é possível estabelecer que o afloramento mais longínquo deste suposto epicentro é o BV003, que apresenta uma distância linear de aproximadamente 140 km.

Utilizando o diagrama de relação entre magnitude dos abalos sísmicos e a distância entre o epicentro (figura 28), é possível aproximar a possível paleomagnitude (M_w) do abalo sísmico de no mínimo 7,5, considerando a incidência de terremotos rasos (hipocentro < 50 km) e que a sucessão deformada é lateralmente contínua. Entretanto, a presença de estruturas de deformação na Formação Buena Vista aflorando no Uruguai (Ernesto *et al.*, 2020) sugere a ocorrência de terremotos de mais alta magnitude caso os eventos sejam síncronos, o que não parece o caso.

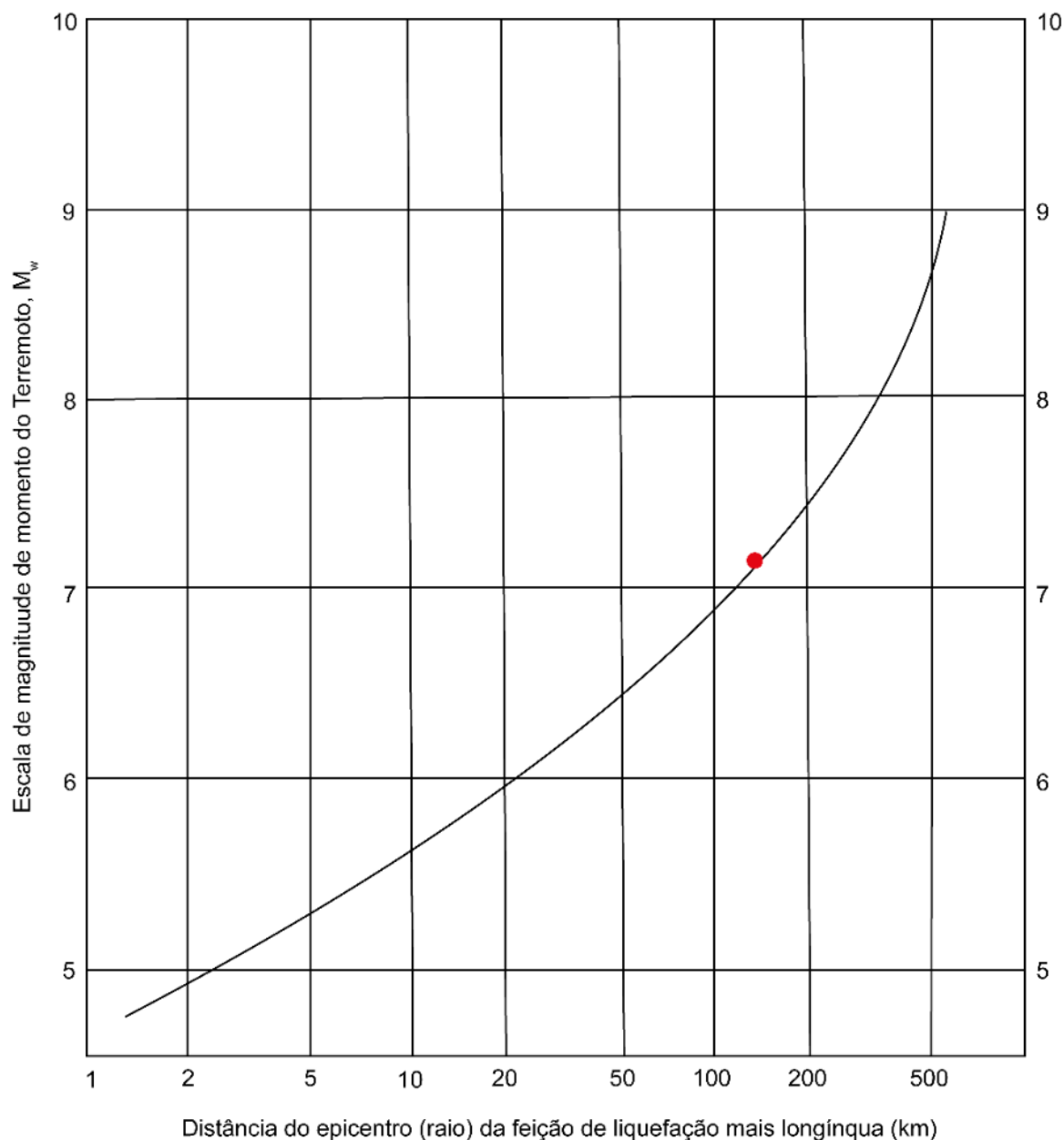


Figura 28: Diagrama de relação da magnitude (M_w) e da distância da feição deformativa mais longínqua, em escala logarítmica. Modificado de Obermeier (2009), limite estimado por Ambraseys (1988).

Em condições de aquíferos não confinados, semelhantes as interpretadas para a Formação Buena Vista no momento da deposição, a evolução pós-terremoto é rápida e o dissipamento da pressão co-sísmica ocorre em aproximadamente cinco dias (Nespoli *et al.*, 2016). Todavia, a presença de aquíferos confinados ou mais profundos pode tornar esta evolução muito mais lenta, devido ao aumento da pressão de poro relacionado a chegada de fluídos em profundidade até alguns dias depois do abalo sísmico (Nespoli *et al.*, 2016). Esse comportamento implica que a complexidade das estruturas deformacionais pode não ser derivada de um único impacto sísmico,

mas sim de uma evolução gradual relacionada a estruturação (e.g., presença de mais de um aquífero, pressão do poro, fluxo de águas conatas etc.) da bacia no momento da deformação.

Continuidade Lateral

A continuidade lateral é um fator relevante para a interpretação de sísmicos, pois camadas perturbadas por abalos sísmicos tendem a se estender com regularidade por dezenas de quilômetros (Simms, 2003; Owen & Moretti, 2011). Contudo, isso é dificilmente atingido, pois pequenas mudanças no tamanho de grão, empacotamento ou grau de saturação podem reduzir drasticamente o potencial de liquefação e fluidização de camadas com similaridade faciológica a camada deformada (Alfaro *et al.*, 2010; Owen & Moretti, 2011; Moretti *et al.*, 2014). Além das propriedades intrínsecas aos depósitos deformados, agentes externos como movimentos tectônicos recentes e a erosão dos estratos superficiais podem impossibilitar a existência de uma continuidade lateral (Moretti *et al.*, 2014).

Em escala regional, os afloramentos da Formação Buena Vista abrangidos por este trabalho provavelmente não se encontram expostos continuamente no mesmo nível estratigráfico. Os estratos eólicos neopermianos da Formação Buena Vista são limitados ao norte pelo sistema de falhas Jaguari-Mata (Rodrigues, 2014; Francischini *et al.*, 2018). Enquanto no domínio uruguaio, porção sul da exposição, estes depósitos são cortados por duas famílias de lineamentos estruturais com *strike* para NW e NE, que atuaram como controles estruturais na deposição do intervalo Permo-Triássico e das sequências sedimentares Mesozóicas depositadas posteriormente (de Santa Ana, 2006). Portanto, a Formação Buena Vista apresenta diversos indícios de perturbação tectônica *sin-* e pós-deposicional, que sugerem que os estratos deformados não sejam lateralmente contínuos.

Em escala de afloramento, as deformações tendem a ocorrer ao longo de toda a exposição, porém em zonas específicas elas ocorrem irregularmente espaçadas. A ocorrência restrita de deformações de pequeno porte (complexidade 2 no quadro 3) junto a face de escorregamento ativa, provavelmente está relacionado com a geração de uma cabeça hidráulica no interior da duna que migra em sentido interface duna-

interduna (*sensu* Bryant *et al.*, 2016). Dado o modelo genético proposto e ocorrência restrita dessas estruturas ao mesmo nível estratigráfico, é possível inferir que os vulcões de areia se formaram junto à superfície, em profundidades que não excedem 2,5 metros. Tal observação é consistente com as observações feitas por Loope (2013) para os vulcões de areia do Parque Nacional de Zion (EUA). Dessa forma, além dos controles intrínsecos das propriedades físicas do sedimento, existem controles intrínsecos a natureza do sistema deposicional que limitam a ocorrência contínua das estruturas de deformação, como irregularidades do nível freático, topografia das dunas eólicas e organização interna dos fluxos de grãos. As deformações de maior porte (complexidade 3 e 4 no quadro 3) apresentam comportamento semelhante, onde as propriedades do sedimento e da sucessão sedimentar impactam diretamente na magnitude das mudanças do lençol freático e nas quantidades de pressão existentes nos aquíferos pós-eventos sísmicos (Chan *et al.*, 2020).

Repetição Vertical

Terremotos são eventos recorrentes ao longo de bacias tectonicamente ativas, logo se espera que horizontes deformados ocorram várias vezes ao longo de uma sucessão vertical (Owen & Moretti, 2011). Terremotos próximo a limites de placa ocorrem em sequências que comumente se completam em 1 ano (Loope, 2013). Entretanto, o registro resultante dessa sequência de abalos sísmicos dificilmente apresenta completude e, portanto, não reflete diretamente na quantidade de abalos sísmicos que ocorreram na área (Moretti *et al.*, 2014).

Nas rochas afloramentos da localidade BV004 foi possível discriminar duas sequências distintas. A primeira sequência está relacionada ao nível dos vulcões de areia, local onde foram distinguidos pelo menos onze destas estruturas com afinidade sin-deposicional. Levando em consideração as lâminas de estratos transladantes cavalgantes que os separam como limite superficial e a relação de superposição destas estruturas, foi possível distinguir a ocorrência de pelo menos 4 eventos distintos. Estes eventos ocorrem superpostos separados por lâminas de estratos transladantes cavalgantes, todavia a escala de recorrência não pode ser determinada.

A segunda sequência está relacionada à colocação do diápiro arenoso em

relação de corte com o nível deformado da sequência I e aos depósitos a ela superpostos. Esta sequência apresenta caráter pós-deposicional dada às evidências de cimentação precoce citadas no capítulo 6.

Morfologia comparada com estruturas formadas em terremotos recentes

A morfologia das estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados é um item extremamente debatido enquanto critério de identificação dos agentes desencadeadores. Por exemplo, Obermeier *et al.* (1990) acreditam que só os vulcões arenosos, diques e espalhamentos laterais poderiam ser utilizados para estudos paleosísmicos devido ao fato que essas estruturas evidenciam a atuação de uma repentina força hidráulica que agiu subitamente e durante um período de curta duração (Obermeier, 2009).

Existem trabalhos que questionam o atualismo como um critério válido devido ao fato de que as estruturas induzidas por abalos sísmicos são raramente observadas diretamente e apenas poucos ambientes sedimentares (planícies de inundação e áreas intermaré) apresentam um número amostral válido (Moretti *et al.*, 2014). Os ambientes eólicos caem nesse escopo de escassez de dados atualísticos e mais estudos nessa área são necessários e desejáveis. Dessa forma, também serão utilizados exemplos da literatura de sedimentologia experimental e ocorrências que incluem outros ambientes deposicionais.

Os vulcões de areia (complexidade 2) são estruturas de comum recorrência ao longo do registro geológico e comumente são associados a atividade sísmica. Estas estruturas comumente se formam próximo aos epicentros de abalos sísmicos com magnitudes (M_w) maiores que 5 (Obermeier, 2009). Exemplos dessas estruturas associadas a terremotos recentes são relativamente comuns, dentre as quais se incluem os eventos de: Anchorage - EUA (1964, $M_w = 9,2$), Boca de Tucuyo – Venezuela (1989, $M_w = 5,9$), San Juan – Argentina (1977, $M_w = 7,4$), El-Asnan – Algeria (1980, $M_w = 7,1$), Manjil – Iran (1980, $M_w = 7,4$), Arquipa – Peru (2001, $M_w = 8,4$), entre outros (Castilla *et al.*, 2007). E são caracterizadas como estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados que registram a erupção de areia liquefeita em superfície (Obermeier, 2009), sendo constituídas essencialmente por um

par de conduto ou dique clástico e um cone arenoso. Entretanto, o cone arenoso apresenta dois membros finais de acordo com o tipo de substrato hospedeiro, quando hospedados por sedimentos coesos tendem a apresentar uma morfologia convexa enquanto os cones formados em um substrato não coesivo tendem a apresentar morfologia côncava (Nichols *et al.*, 1994; Loope, 2013).

Estruturas de maior porte com formas irregulares como os diápiros e cúspides interpenetrativas ocorrerem geralmente em ambientes sismicamente ativos, dentre os quais se destaca a ocorrência Pleistocênica do Vale do Rio Acequionm, Argentina (Perruca *et al.*, 2014). Por serem as estruturas que apresentam maior escala, frequentemente são referidas em trabalhos de levantamentos sísmicos pelos termos genéricos de *sand pillows* ou monte de areia (*sand mounds*) (e.g., Brooke *et al.*, 1995; Stewart, 1999; Bellwald *et al.*, 2020). No registro estas estruturas são caracterizadas como colunas irregulares de grande porte com orientação discordante em relação às sucessões sedimentares, onde o *emplacement* causa extensivo dobramento e deformação dos estratos circundantes (Hurst *et al.*, 2011; Chan *et al.*, 2020).

Proximidade a falhas provavelmente ativas durante a sedimentação

Conforme referido anteriormente, a Formação Buena Vista no Estado do Rio Grande do Sul ocorre limitada ao norte pela zona de falha Jaguari-Mata de orientação NW-SE. Internamente ela encontra-se seccionada por lineamentos com orientação NW-SE e NE-SW, onde as falhas com orientação NW-SW constituem as estruturas de maior abundância (Machado, 2005). Estas estruturas estão vinculadas ao Arco de Rio Grande, estrutura positiva delimitada pela zona de falha Jaguari-Mata e pelo sistema de falhas do Alegrete e Ibaré (Machado, 2005; Philipp *et al.*, 2013; Philipp *et al.*, 2018). Este alto estrutural foi reativado durante o final do Permiano e controlou o padrão de sedimentação dos depósitos neo-permianos e dos sedimentos eo- e meso-triássicos (de Santa Ana, 2006; Philipp *et al.*, 2013; Philipp *et al.*, 2018).

Um padrão estrutural semelhante foi visto em solo Uruguaio, onde os depósitos desta formação são cortados por diversas falhas de orientação NW-SE que estavam ativas durante o momento de deposição do intervalo Permo-Triássico (de Santa Ana, 2006). As deformações neste intervalo foram registradas nas formações Yaguarí e

Buena Vista. Tais deformações são condicionadas por flexuras litosféricas, provavelmente vinculadas a transmissão dos esforços compressivos intraplaca referentes à orogênese tardi-herciana que se instalou na borda ocidental do Gondwana (de Santa Ana, 2006). Registros desse regime ocorrem em subsuperfície onde seções sísmicas mostram variações na espessura da Formação Buena Vista controladas por falhas NW-SE e pelo desenvolvimento de dobras suaves e truncamento dos refletores contra os arcos estruturais (de Santa Ana, 2006).

Através do que foi apresentado, é possível estabelecer que a Formação Buena Vista estava em uma área tectonicamente ativa, onde múltiplas falhas de orientação NW-SE estiveram ativas durante sedimentação e provavelmente promoveram atividade sísmica que pode desencadear a deformação destes sedimentos.

7.3 Sismicidade no final do Permiano: Contexto do sul do Gondwana

Abalos sísmicos podem ser originados de diferentes fontes desencadeadores, das quais se incluem os impactos de bólidos, o movimento das placas tectônicas, atividade vulcânica ou glacial, impactos de tsunami ou ciclones, movimento de massa, atividade de maré, mudanças no nível do mar, erosão e bombeamento de fluidos (Shanmugan, 2017). No entanto, reconhece-se que na atualidade a maioria dos terremotos de grande escala são gerados como resposta as tensões geradas pelos movimentos tectônicos em uma distribuição heterogênea, porém onipresente, que parte dos limites das placas tectônicas e se estendem até o centro (Shanmugan, 2017).

Tensões compressivas intraplaca vigoraram na Bacia do Paraná durante o intervalo eo-Permiano até o meso-Triássico (de Santa Ana, 2006; Zeffass, 2005; Philipp *et al.*, 2018). Essas tensões estão vinculadas temporalmente aos eventos de formação do cinturão de dobramentos e cavalgamentos da *Sierra de La Ventana* (Argentina) e ao início do vulcanismo superior da formação Choiyoi (Argentina/Chile), que por sua vez está associado à fase pós-orogênica do orógeno San Rafael (Rosselo *et al.*, 1997; de Santa Ana, 2006; Kleiman & Japas, 2009; Alessandretti, 2012).

A existência destas orogêneses reflete o estabelecimento de uma margem do tipo-Andes ao sudoeste do Gondwana, originada pela subducção da crosta oceânica

do Pantalassa durante a consolidação do Pangea (López-Gamundí *et al.*, 1994; Rosselo *et al.*, 1997; Zeffass, 2005). Durante o ciclo Gondwanico esta margem esteve sob um regime tensional de transpressão dextral, que foi marcada pelo cavalgamento em sentido NE nas *Sierras Australes* (ou *Sierra de La Ventana*) e que também ocasionou a deposição de sedimentos em bacias de antepaís periférico (Rosselo *et al.*, 1997).

O final do Permiano na Bacia do Paraná é marcado por período de crescimento na taxa de subsidência (Milani & Ramos, 1998), este acréscimo está relacionado a uma renovação no ciclo Gondwanico (que incluem os sistemas orogênicos San Rafael e Cabo-*La Ventana*) correlacionável com o aumento da subsidência flexural das bacias de antepaís adjacentes ao orógeno (e.g, Paganzo, Chaco-Paraná, *Sauce Grande*, Cabo-Karoo) (Milani, 1997).

Esses sistemas orogênicos afetaram os sedimentos depositados nas bacias ao sul do Gondwana durante o final do Paleozoico e início do Mesozoico (Rosselo *et al.*, 1997) causando a reativação de lineamentos antigos e produzindo altos topográficos, como o Arco de Asunción-Rio Grande (de Santa Ana, 2006).

O reconhecimento de estruturas de deformação no contexto da Bacia do Paraná é extremamente importante, pois assim como já reportado por outros trabalhos (e.g., Milani & Ramos, 1998; Zeffass, 2005; de Santa Ana, 2006; Philipp *et al.*, 2018), a Bacia do Paraná foi extremamente influenciada pela dinâmica tectônica da borda sudoeste do Gondwana. O fato de a bacia apresentar um aumento na taxa de subsidência em resposta as orogêneses da borda da placa e registrar uma sedimentação essencialmente *sin*-tectônica desde o Permiano Superior até o Triássico Médio, corrobora com a ideia de inadequação da classificação da bacia do Paraná como uma bacia puramente Intracratônica.

Os níveis com estratos deformados avaliados encontram-se sobre a zona estrutural do Arco de Rio Grande. As estruturas com maior escala de deformação ocorrem próximo à zona de falhas Jaguari-Mata que constitui o limite norte do arco. Logo, é possível que as estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados da Formação Buena Vista estejam associadas ao soerguimento do Arco de Rio Grande em resposta ao contexto tectônico previamente explanado.

8 CONCLUSÃO

A Formação Buena Vista no Estado do Rio Grande do Sul registra importantes mudanças paleoambientais e paleotectônicas na Bacia do Paraná durante o Permiano Superior. Dentre as quais se destacam a progressiva continentalização dos depósitos Gondwanicos, o estabelecimento de um paleoclima com padrão de monções e a reativação de lineamentos do embasamento em resposta a tensões compressivas intraplaca.

Internamente, a sucessão eólica úmida registra uma interação entre as mudanças paleoambientais e paleotectônicas, que é dada através da incidência de abalos sísmicos em sedimentos cujo nível freático apresenta significantes variações ao longo do tempo. Essa interação dá origem a estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados cujo mecanismo de deformação é a liquefação e a fluidização, enquanto a força desencadeadora é a injeção de fluidos sobrepressurizados nas camadas superpostas.

A partir da caracterização das estruturas de deformação ativas da Formação Buena Vista foi possível hierarquizá-las em quatro graus distintos de complexidade, levando em conta a dimensão vertical das estruturas e o momento de deformação em relação a deposição.

As estruturas que compõem o grau 1 são estruturas tipicamente sin-deposicionais associadas a *slumps* na face de escorregamento da duna. Esse movimento de massa é resultante da sobrecarga e colapso gravitacional dos sedimentos saturados em água da chuva. Este agente desencadeador constitui um agente inerente ao processo de sedimentação dos ambientes eólicos úmidos sendo esta uma ocorrência relativamente comum.

Por sua vez, as estruturas de grau 2 estão associadas ao escape de fluídos sob condições de sedimentação co-sísmica ($M_w > 5$), onde a formação dos vulcões de areia se restringe aos estratos transladantes cavalgantes localizados no pé das dunas eólicas. A localização preferencial destas estruturas evidencia um controle hidrológico que reflete a organização interna dos estratos eólicos e a influência da topografia superficial. No afloramento localizado próximo ao sistema de falhas Jaguari-Mata (BV004) essas estruturas apresentam recorrência, que é evidenciada pelas lâminas de estratos transladantes cavalgantes que as separam e pelas relações

de corte entre as estruturas.

As estruturas de grau 3 e 4 estão relacionadas ao *emplacement* de estruturas deformativas de grande porte como diápiros de areia e cúspides interpenetrativas. O estilo deformacional está associado com intrusões acima e abaixo do nível freático respectivamente, onde fragmentos brechados evidenciam a consolidação precoce dos estratos subjacentes. Estas estruturas ocorrem em um contexto pós-deposicional onde provavelmente ocorreram eventos sísmicos de magnitude regional que, se correlacionáveis, revelam a incidência de sismos de grande magnitude ($M_w > 7,5$).

Em conjunto, estas estruturas constituem heterogeneidades de diferentes escalas que afetam o sistema permo-poroso Buena Vista. Após a deformação, as rochas tendem a perder parte da porosidade original, logo o estudo e compreensão destas estruturas se faz importante para o reconhecimento de heterogeneidades intrínsecas aos reservatórios siliciclásticos de hidrocarbonetos e água.

REFERÊNCIAS

- Alessandretti, L. 2012. *Geoquímica, proveniência e ambiente tectônico da Faixa Dobrada Sierra de la Ventana e da Bacia Claromecó, Província de Buenos Aires, Argentina*. Porto Alegre. 140 p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Alfaro, P., Gibert, L., Moretti, M., García-Tortosa, F. J., Sanz De Galdeano, C., Galindo-Zaldívar, J., & López-Garrido, Á. C. 2010. The significance of giant seismites in the Plio-Pleistocene Baza palaeo-lake (S Spain). *Terra Nova*, 22(3): 172-179.
- Allen, J. R. L., & Banks, N. L. 1972. An interpretation and analysis of recumbent-folded deformed cross-bedding. *Sedimentology*, 19(3-4): 257-283.
- Allen, J. R. 1982. *Sedimentary structures, their character and physical basis. Volume 1*. Países Baixos, Elsevier, 593 p.
- Ambraseys, N. N., & Menu, J. A. M. 1988. Earthquake-induced ground displacements. *Earthquake engineering & structural dynamics*, 16(7): 985-1006.
- Amick, D., Gelinas, R., Maurath, G., Cannon, R., Moore, D., Billington, E., & Kempinen, H. 1990. *Paleoliquefaction features along the Atlantic seaboard*. Washington, DC (EUA), Nuclear Regulatory Commission, Washington (EUA), Div. of Engineering; Ebasco Services, Inc., Greensboro, NC (EUA). (No. NUREG/CR-5613)
- Andreis, R., Bossi, G. E., & Montardo, D. K. 1980. O Grupo Rosário do Sul (Triássico) no Rio Grande do Sul. *In: ANAIS DO XXXI CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, Camboriú, Santa Catarina. Sociedade Brasileira de Geologia, São Paulo, Brasil, v. 1, p. 659–673.
- Bellwald, B., Planke, S., Vadakkepuliymbatta, S., Buenz, S., Batchelor, C., Manton, B., Zastrozhnov, D., Myklebust, R. & Kjølhamar, B. 2020. Quaternary and Neogene reservoirs of the Norwegian continental shelf: evidence from new 3D seismic data. *In: 82nd EAGE ANNUAL CONFERENCE & EXHIBITION*. European Association of Geoscientists & Engineers. Vol. 2020, No. 1, p. 1-5.
- Best, J. L. 1996. The fluid dynamics of small-scale alluvial bedforms. *Advances in fluvial dynamics and stratigraphy*, p. 67-125.
- Bezerra, F. H., Da Fonseca, V. P., Vita-Finzi, C., Lima-Filho, F. P., & Saadi, A. 2005. Liquefaction-induced structures *In: Quaternary alluvial gravels and gravelly sediments, NE Brazil*. *Engineering geology*, 76(3-4): 191-208.
- Blakey, R. C. 1994. Paleogeographic and tectonic controls on some Lower and Middle Jurassic erg deposits, Colorado Plateau. Rocky Mountain Section. *In: SEPM, Mesozoic Systems of the Rocky Mountain Region*, EUA, 1994, p. 273-298.

- Brooke, C. M., Trimble, T. J., & Mackay, T. A. 1995. Mounded shallow gas sands from the Quaternary of the North Sea: analogues for the formation of sand mounds in deep water Tertiary sediments?. *Geological Society, London, Special Publications*, 94(1): 95-101.
- Brookfield, M. E. 1977. The origin of bounding surfaces in ancient aeolian sandstones. *Sedimentology*, 24(3): 303-332.
- 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.
- Bryant, G., Cushman, R., Nick, K., & Miall, A. 2016. Paleohydrologic controls on soft-sediment deformation in the Navajo Sandstone. *Sedimentary Geology*, 344: 205-221.
- 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(4): 578-590.
- 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.
- Chan, M. A., Archer, A. W., Sprinkel, D. A., Chidsey, T. C., & Anderson, P. B. 2000. Cyclic eolian stratification on the Jurassic Navajo Sandstone, Zion National Park: Periodicities and implications for paleoclimate. *Geology of Utah's 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. 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(9): 1068-1093.
- 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*: Hurst, A. & Cartwright, J., eds., *Sand injectites: Implications for hydrocarbon exploration and production: AAPG Memoir 87*, p. 233-244.
- Christofoletti, B., Peixoto, B. C., Warren, L. V., Inglez, L., Fernandes, M. A., Alessandretti, L., Perinotto, A. J. P. 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 American Earth Sciences*, 109: 103252.
- Cojan, I., & Thiry, M. 1992. Seismically induced deformation structures in Oligocene shallow-marine and aeolian coastal sands (Paris Basin). *Tectonophysics*, 206(1-2): 79-89.

- Crespellani, T., Madiari, C., & Vannucchi, G. 1998. Earthquake destructiveness potential factor and slope stability. *Geotechnique*, 48(3): 411-419.
- Dawson, A. G., & Stewart, I. 2007. Tsunami deposits in the geological record. *Sedimentary Geology*, 200(3-4): 166-183.
- De Santa Ana, H., Veroslavsky, G., Fulfaro, V., Rossello, E. Cuenca Norte: Evolución Tectónica y Sedimentaria del Carbonífero-Pérmico *In: Veroslavsky, G.; Ubilla, M.; Martínez, S. Cuencas sedimentarias del Uruguay*. Geología, paleontología y recursos naturales. DI.R.A.C. 2006, p. 209-256.
- Dias-da-Silva, S., Pinheiro, F. L., Da-Rosa, Á. A. S., Martinelli, A. G., Schultz, C. L., Silva-Neves, E., & Modesto, S. P. 2017. Biostratigraphic reappraisal of the Lower Triassic Sanga do Cabral Supersequence from South America, with a description of new material attributable to the parareptile genus Procolophon. *Journal of South American Earth Sciences*, 79: 281-296.
- Dias-Da-Silva, S. 2012. Middle–Late Permian tetrapods from the Rio do Rasto Formation, southern Brazil: A biostratigraphic reassessment. *Lethaia*, 45(1): 109-120.
- Doe, T. W., & Dott, R. H. 1980. Genetic significance of deformed cross bedding; with examples from the Navajo and Weber sandstones of Utah. *Journal of Sedimentary Research*, 50(3): 793-812.
- Eastwood, E. N., Kocurek, G., Mohrig, D., & Swanson, T. 2012. Methodology for reconstructing wind direction, wind speed and duration of wind events from aeolian cross-strata. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 117(F3).
- 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 American Earth Sciences*, 98, 102489.
- Eyles, C. H., & Eyles, N. 2010. Glacial Deposits. *In: Dalrymple, R. W., & James, N. P. (Eds.). 2010. Facies models 4. Geological Association of Canada. p. 73-104.*
- Faccini, U.F. 1989. *O permo-triássico do Rio Grande do Sul: uma análise sob o ponto de vista das seqüências deposicionais*. Porto Alegre. 121p. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul
- Ford, C. 2015. *Soft-sediment Deformation and Dune Collapse in the Navajo Sandstone*. Loma Linda University. Califórnia. Dissertação de Mestrado, Faculty of Graduate Studies, Loma Linda University.
- 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.
- Fryberger, S. G., & Schenk, C. 1981. Wind sedimentation tunnel experiments on the origins of aeolian strata. *Sedimentology*, 28(6): 805-821.

- Glennie, Ken; Hurst, Andrew. 2007. Fluidization and associated soft-sediment deformation in eolian sandstones: Hopeman Sandstone (Permian), Scotland, and Rotliegend, North Sea. 2007 In: Hurst, A., & Cartwright, J. (Eds.), *Sand injectites: Implications for hydrocarbon exploration and production: AAPG Memoir 87*: 245-252
- Havholm, K. G., & Kocurek, G. 1994. Factors controlling aeolian sequence stratigraphy: clues from super bounding surface features in the Middle Jurassic Page Sandstone. *Sedimentology*, 41(5): 913-934.
- 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.
- Hilbert-Wolf, H. L., Simpson, E. L., Simpson, W. S., Tindall, S. E., & Wizevich, M. C. 2009. Insights into syndepositional fault movement in a foreland basin; trends in seismites of the Upper Cretaceous, Wahweap Formation, Kaiparowits Basin, Utah, USA. *Basin Research*, 21(6): 856-871.
- Holz, M., França, A. B., Souza, P. A., Iannuzzi, R., & Rohn, R. 2010. A stratigraphic chart of the Late Carboniferous/Permian succession of the eastern border of the Paraná Basin, Brazil, South America. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(2): 381-399.
- Holzer, T. L., & Clark, M. M. 1993. Sand boils without earthquakes. *Geology*, 21(10): 873-876.
- Horowitz, D. H. 1982. Geometry and origin of large-scale deformation structures in some ancient wind-blown sand deposits. *Sedimentology*, 29(2): 155-180.
- Hunter, R. E. 1977. Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology*, 24(3): 361-387.
- Hurst, A., Scott, A., & Vigorito, M. 2011. Physical characteristics of sand injectites. *Earth-Science Reviews*, 106(3-4): 215-246.
- Huuse, M., Cartwright, J. A., Gras, R., & Hurst, A. 2005. Kilometre-scale sandstone intrusions in the Eocene of the Outer Moray Firth (UK North Sea): migration paths, reservoirs and potential drilling hazards. In *Geological Society, London, Petroleum Geology Conference series*, 6(1):1577-1594.
- 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).
- Jones, F. H., dos Santos Scherer, C. M., & Kuchle, J. 2016. Facies architecture and stratigraphic evolution of aeolian dune and interdune deposits, Permian Caldeirão Member (Santa Brígida Formation), Brazil. *Sedimentary Geology*, 337: 133-150.

- Karpeta, W. P. 1990. The morphology of Permian palaeodunes—a reinterpretation of the Bridgnorth Sandstone around Bridgnorth, England, in the light of modern dune studies. *Sedimentary Geology*, 69(1-2): 59-75.
- Kleiman, L. E., & Japas, M. S. 2009. The Choiyoi volcanic province at 34 S–36 S (San Rafael, Mendoza, Argentina): Implications for the Late Palaeozoic evolution of the southwestern margin of Gondwana. *Tectonophysics*, 473(3-4): 283-299.
- Kocurek, G. 1991. Interpretation of ancient eolian sand dunes. *Annual review of Earth and planetary sciences*, 19, 43.
- Kocurek, G. 1981. Significance of interdune deposits and bounding surfaces in aeolian dune sands. *Sedimentology*, 28(6): 753-780.
- Kocurek, G., & Havholm, K. G. 1993. Eolian Sequence Stratigraphy--A Conceptual Framework: Chapter 16: Recent Developments in Siliciclastic Sequence Stratigraphy.
- 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(3-4): 313-331..
- Lavina, E. L. C., & Scherer, C. M. 2003. Evolução estratigráfica e paleoambiental da sedimentação Neopermiana e Mesozóica do Rio Grande do Sul: implicações na construção do arcabouço estratigráfico da Bacia do Paraná. *Encontro sobre a Estratigrafia do Rio Grande do Sul: escudos e bacias*, 1: 145-150.
- Lavina, E. L. 1991. Geologia sedimentar e paleogeografia do Neopermiano e Eotriássico (intervalo Kazaniano-Scythiano) da Bacia do Paraná. *Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre*.
- 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.
- Le Roux, J. P., Gómez, C., Fenner, J., & Middleton, H. 2004. Sedimentological processes in a scarp-controlled rocky shoreline to upper continental slope environment, as revealed by unusual sedimentary features in the Neogene Coquimbo Formation, north-central Chile. *Sedimentary Geology*, 165(1-2): 67-92.
- Le Roux, J. P., & Vargas, G. 2005. Hydraulic behavior of tsunami backflows: insights from their modern and ancient deposits. *Environmental Geology*, 49(1): 65-75.
- Leclair, S. F., & Bridge, J. S. 2001. Quantitative interpretation of sedimentary structures formed by river dunes. *Journal of Sedimentary Research*, 71(5): 713-716.
- 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(2): 171-174.

- Liesa, C. L., Rodríguez-López, J. P., Ezquerro, L., Alfaro, P., Rodríguez-Pascua, M. Á., Lafuente, P., ... & Simón, J. L. 2016. Facies control on seismites in an alluvial-aolian system: the Pliocene dunefield of the Teruel half-graben basin (eastern Spain). *Sedimentary Geology*, 344: 237-252.
- Limarino, C. O., Césari, S. N., Spalletti, L. A., Taboada, A. C., Isbell, J. L., Geuna, S., & Gulbranson, E. L. 2014. A paleoclimatic review of southern South America during the late Paleozoic: a record from icehouse to extreme greenhouse conditions. *Gondwana Research*, 25(4): 1396-1421.
- Loon, A. J. 2009. Soft-sediment deformation structures in siliciclastic sediments: an overview. *Geologos*, 15.
- 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(10): 1131-1134.
- 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. 2003. Long-lived pluvial episodes during deposition of the Navajo Sandstone. *The Journal of Geology*, 111(2): 223-232.
- Loope, David B.; Rowe, Clinton M.; Joeckel, R. 2001. Matthew. Annual monsoon rains recorded by Jurassic dunes. *Nature*, 412(6842):64-66.
- López-Gamundí, O. R.; Espejo, I. S.; Conaghan, P. J.; Powell, C. M.; & Veevers, J. J.; Southern South America. 1994. In: Veevers, J. J., & Powell, C. M. (Eds.). 1994. *Permian-Triassic Pangean basins and foldbelts along the Panthalassan margin of Gondwanaland*. Geological Society of America Memoir 184, p. 281-329
- Lowe, D. R. 1975. Water escape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology*, 22(2): 157-204.
- Lunina, O. V., & Gladkov, A. S. 2016. Soft-sediment deformation structures induced by strong earthquakes in southern Siberia and their paleoseismic significance. *Sedimentary Geology*, 344: 5-19.
- Machado, J. L. F. 2005. Compartimentação espacial e arcabouço hidroestratigráfico do sistema aquífero Guarani no Rio Grande do Sul. Tese de Doutorado em Geologia Sedimentar. Programa de Pós-Graduação em Geologia, Área de Concentração em Geologia Sedimentar. Universidade do Rio dos Sinos, p. 254.
- McKee, E. D. 1962. Experiments on intraformational recumbent fold in crossbedded sand. *US Geol. Surv. Prof. Pap.*, 450: 155-160.
- 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.
- McKee, E. D. 1979. *A study of global sand seas* (Vol. 1052). US Government Printing Office. p.429

- Mewis, J., & Wagner, N. J. 2009. Thixotropy. *Advances in colloid and interface science*, 147:214-227.
- 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, p. 255.
- 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., Rangel, H. D., Bueno, G. V., Stica, J. M., Winter, W. R., Caixeta, J. M., & Neto, O. P. 2007. Bacias sedimentares brasileiras: cartas estratigráficas. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, 15(2): 183-205.
- Moretti, M. 2000. Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in middle-late Pleistocene aeolian deposits (Apulian foreland, southern Italy). *Sedimentary Geology*, 135(1-4): 167-179.
- Moretti, M., Alfaro, P., Caselles, O., & Canas, J. A. 1999. Modelling seismites with a digital shaking table. *Tectonophysics*, 304(4): 369-383.
- Moretti, M., Van Loon, A. T., Liu, M., & Wang, Y. 2014. Restrictions to the application of 'diagnostic' criteria for recognizing ancient seismites. *Journal of Palaeogeography*, 3(2), 162-173.
- Moretti, M., & Sabato, L. 2007. Recognition of trigger mechanisms for soft-sediment deformation in the Pleistocene lacustrine deposits of the Sant'Arcangelo Basin (Southern Italy): seismic shock vs. overloading. *Sedimentary Geology*, 196(1-4): 31-45.
- Mountney, N., & Howell, J. 2000. Aeolian architecture, bedform climbing and preservation space in the Cretaceous Etjo Formation, NW Namibia. *Sedimentology*, 47(4): 825-850.
- Mountney, N. P. 2012. A stratigraphic model to account for complexity in aeolian dune and interdune successions. *Sedimentology*, 59(3): 964-989.
- 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., & Jagger, A. 2004. Stratigraphic evolution of an aeolian erg margin system: the Permian Cedar Mesa Sandstone, SE Utah, USA. *Sedimentology*, 51(4): 713-743.
- Mountney, N. P., & Thompson, D. B. 2002. Stratigraphic evolution and preservation of aeolian dune and damp/wet interdune strata: an example from the Triassic Helsby Sandstone Formation, Cheshire Basin, UK. *Sedimentology*, 49(4): 805-833.

- Nespoli, M., Todesco, M., Serpelloni, E., Belardinelli, M. E., Bonafede, M., Marcaccio, M., Rinaldi, A. P., Anderlini, A. & Gualandi, A. 2016. Modeling earthquake effects on groundwater levels: evidences from the 2012 Emilia earthquake (Italy). *Geofluids*, 16(3): 452-463.
- Netoff, D. 2002. Seismogenically induced fluidization of Jurassic erg sands, south-central Utah. *Sedimentology*, 49(1): 65-80.
- 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(2): 233-253.
- Obermeier, S., Pond, E. C., & Olson, S. M. 2001. Paleoliquefaction studies in continental settings: Geologic and geotechnical factors in interpretations and back-analysis. *US Geological Survey Open-File Report*, 1, 29.
- Obermeier, S. F., Jacobson, R. B., Smoot, J. P., Weems, R. E., Gohn, G. S., Powars, D. S., & Monroe, J. E. (1990). Earthquake-induced liquefaction features in the coastal setting of South Carolina and in the fluvial setting of the New Madrid seismic zone. *United States Geological Survey, Professional Paper;(USA)*, 1504.
- Obermeier, S. F. (2009). Using liquefaction-induced and other soft-sediment features for paleoseismic analysis. *International Geophysics*, 95: 497-564.
- Owen, G. 1987. Deformation processes in unconsolidated sands. *Geological Society, London, Special Publications*, 29(1): 11-24.
- Owen, G. 1996. Experimental soft-sediment deformation: structures formed by the liquefaction of unconsolidated sands and some ancient examples. *Sedimentology*, 43(2): 279-293.
- Owen, G. 1995. Soft-sediment deformation in upper Proterozoic Torridonian sandstones (Applecross Formation) at Torridon, northwest Scotland. *Journal of Sedimentary Research*, 65(3a): 495-504.
- Owen, G. 1985. *Mechanisms and controls of deformation in unconsolidated sands: an experimental approach* (Doctoral dissertation, University of Reading).
- Owen, G. 2003. Load structures: gravity-driven sediment mobilization in the shallow subsurface. *Geological Society, London, Special Publications*, 216(1): 21-34.
- Owen, G., & Moretti, M. 2011. Identifying triggers for liquefaction-induced soft-sediment deformation in sands. *Sedimentary Geology*, 235(3-4): 141-147.
- Owen, G., Moretti, M., & Alfaro, P. 2011. Recognising triggers for soft-sediment deformation: current understanding and future directions. *Sedimentary Geology*, 235(3-4): 133-140.
- 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.

- Perucca, L. P., Godoy, E., & Pantano, A. 2014. Late Pleistocene-Holocene earthquake-induced slumps and soft-sediment deformation structures in the Acequion River valley, Central Precordillera, Argentina. *Geologos*, 20(2): 147-156.
- Pettijohn, F. J., Potter, P. E., & Siever, R. (2012). *Sand and sandstone*. Springer Science & Business Media.
- Philipp, R. P., Schultz, C. L., Kloss, H. P., Horn, B. L., Soares, M. B., & Basei, M. A. 2018. Middle Triassic SW Gondwana paleogeography and sedimentary dispersal revealed by integration of stratigraphy and U-Pb zircon analysis: the Santa Cruz Sequence, Paraná Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 88: 216-237.
- Philipp, R. P., Closs, H., Schultz, C. L., Basei, M., Horn, B. L., & Soares, M. B. (2013). Proveniência por U-Pb LA-ICP-MS em zircão detrítico e idade de deposição da Formação Santa Maria, Triássico da Bacia do Paraná, RS: evidências da estruturação do Arco do Rio Grande. *In: Anais VIII Symposium International on Tectonics*, 2013:154-157.
- Phoenix, D. A. 1958. Sandstone cylinders as possible guides to paleomovement of ground water. In *Guidebook of the Black Mesa basin, northeastern Arizona. Ninth field conference: New Mexico Geological Society*.
- 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. 144 p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Rodríguez-López, J. P., Melendez, N., De Boer, P. L., & Soria, A. R. 2008. Aeolian sand sea development along the mid-Cretaceous western Tethyan margin (Spain): erg sedimentology and palaeoclimate implications. *Sedimentology*, 55(5): 1253-1292.
- 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., Perucha, M. A., Giner-Robles, J. L., Heras, C., Bastida, A. B., & Élez, J. 2016. Seismically induced liquefaction structures in La Magdalena archaeological site, the 4th century AD Roman Complutum (Madrid, Spain). *Sedimentary Geology*, 344: 34-46.
- 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.

- Røe, S. L., & Hermansen, M. 2006. New aspects of deformed cross-strata in fluvial sandstones: examples from Neoproterozoic formations in northern Norway. *Sedimentary Geology*, 186(3-4): 283-293.
- 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(6): 1764-1792.
- Rossello, E. A., Massabie, A. C., López-Gamundi, O. R., Cobbold, P. R., & Gapais, D. 1997. Late Paleozoic transpression in Buenos Aires and northeast Patagonia ranges, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 10(5-6): 389-402.
- Rubin, D. M., & Hunter, R. E. 1983. Reconstructing bedform assemblages from compound crossbedding. In *Developments in sedimentology* Elsevier, 38: 407-427.
- Scherer, C. M. S. 2000. Eolian dunes of the Botucatu Formation (Cretaceous) in southernmost Brazil: morphology and origin. *Sedimentary Geology*, 137(1-2):63-84.
- Scherer, C. M. S., & Goldberg, K. 2010. Cyclic cross-bedding in the eolian dunes of the Sergi Formation (Upper Jurassic), Recôncavo Basin: Inferences about the wind regime. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 296 (1-2): 103-110.
- Scherer, C. M., & Lavina, E. L. 2005. Sedimentary cycles and facies architecture of aeolian-fluvial strata of the Upper Jurassic Guar Formation, Southern Brazil. *Sedimentology*, 52(6): 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. Contribuies  Geologia do Rio Grande do Sul e Santa Catarina, Compasso Lugar-Cultura. 2021:289-304
- Selley, R. C. 1969. Torridonian alluvium and quicksands. *Scottish Journal of Geology*, 5(4): 328-346.
- Shanmugam, G. 2017. Global case studies of soft-sediment deformation structures (SSDS): Definitions, classifications, advances, origins, and problems. *Journal of Palaeogeography*, 6(4): 251-320.
- Simms, M. J. 2003. Uniquely extensive seismite from the latest Triassic of the United Kingdom: Evidence for bolide impact?. *Geology*, 31(6): 557-560.
- Sims, J. D. 1975. Determining earthquake recurrence intervals from deformational structures in young lacustrine sediments. In: *Developments in geotectonics*. Elsevier, 9:141-152.
- Soares, A. P., Soares, P. C., & Holz, M. 2008. Correlaes estratigráficas conflitantes no limite Permo-Triássico no Sul da bacia do Paraná: o contato entre duas seqncias e implicaes na configurao espacial do aquífero Guarani. *Pesquisas em Geociências*, 35(2): 115-133.

- Soares, P. C. 1975. Divisão estratigráfica do Mesozóico no Estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, 5(4): 229-251.
- Stewart, S. A. 1999. Seismic interpretation of circular geological structures. *Petroleum Geoscience*, 5(3): 273-285.
- Šujan, M., Rybár, S., Thamó-Bozsó, E., Klučiar, T., Tibenský, M., & Sebe, K. 2022. Collapse wedges in periglacial eolian sands evidence Late Pleistocene paleoseismic activity of the Vienna Basin Transfer Fault (western Slovakia). *Sedimentary Geology*, 431: 106103.
- 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(7-8): 1099-1120.
- Tohver, E., Lana, C., Cawood, P. A., Fletcher, I. R., Jourdan, F., Sherlock, S., Rasmussen, B., Trindade, R. F., Yokoyama, E., Souza Filho, C. R. & Marangoni, Y. 2012. Geochronological constraints on the age of a Permo–Triassic impact event: U–Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results for the 40 km Araguinha structure of central Brazil. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 86: 214-227.
- Tohver, E., Cawood, P. A., Riccomini, C., Lana, C., & Trindade, R. I. F. D. 2013. Shaking a methane fizz: seismicity from the Araguinha impact event and the Permian–Triassic global carbon isotope record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 387: 66-75.
- Tucker, M. E. 2003. *Sedimentary rocks in the field*. John Wiley & Sons.
- 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.
- Walker, R. G. 1992. Facies model: response to sea level change. *Geol. Asso. Canada*, 409.
- 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.
- Zerfass, H., Chemale Jr, F., & Lavina, E. 2005. Tectonic control of the Triassic Santa Maria Supersequence of the Paraná Basin, southernmost Brazil, and its correlation to the Waterberg Basin, Namibia. *Gondwana Research*, 8(2): 163-176.

APÊNDICES

Apêndice I: Perfis colunares digitalizados dos afloramentos BV001

Apêndice II: Perfis colunares digitalizados dos afloramentos BV002

Ponto/Seção: BV001 / 1
Localização: RS-640

Data: 27/05/2021
Escala: 1:50

UTM: 709526 mE
6669112 mN

	Fácies	Ass. Fácies	Estruturas / Fotos	Descrição
	<p>St</p> <p>St(e)</p>	<p>21/042 23/045</p> <p>27/073 30/064 28/067</p>		<p>Orientação do afloramento 350° ← → 170°</p> <p>St: Pacote com 60 cm de espessura composto por areia grossa a média com intraclastos distribuídos ao longo dos sets. sets: 10 - 20 cm Intraclastos: 0,3 - 4 cm (argilosos e areníticos).</p> <p>St(e): Pacote de 2,1 m de espessura composto de areia fina a média com estratificação cruzada tangencial de grande porte. Domínio de wind-ripples e raros fluxos de grãos. Deformação altera o sentido da paleocorrente (wr).</p>

Ponto/Seção: BV002 / 1
Localização: BR-290

Data: 27/05/2021
Escala: 1:50

UTM: 705525 mE
6652666 mN

		Fácies	Ass. Fácies	Estruturas / Fotos	Descrição
6.2	St (e)	30/109			St (e) ² : Arenito médio com estratificação cruzada tangencial composta na base por wind-ripples, que se interdigitam com fluxos de grãos em sentido ao topo. Internamente o arenito apresenta uma superfície de reativação.
5.5		22/104			St (e)*: Arenito médio composto por estratos transladantes cavalgantes, com falhas lítricas cujo espaçamento é de 20 a 30 cm entre elas.
4.3	St (e) ²	30/097			As superfícies de reativação apresentam espaçamento de 30 a 40 cm. No topo desse set existem EDSI com forma hemisférica côncava achatada.
2.7	St (e)	27/137			St (e): Arenito médio avermelhado, quartzo-feldspático, com laminação transladante cavalgante e bimodal (granulometria fina a média).
2.5		10/086			
2.2		21/101			
2.0		19/085			
1.8	St (e)*	17/096			
1.5		18/059			
0.5	St (e)	23/034			
0.2	St (e)	19/078			

ANEXOS

Anexo I: Perfis colunares digitalizados do afloramento BV004

Ponto/Seção: BV004 / 1
 Localização: BR 287 Km 339

Data: 05/03/2019
 Escala: 1:50

UTM: 723939 mE
 6722295 mS

	Fácies	Ass. Fácies	Estruturas / Fotos	Descrição
	St (g)	29/180 30/201 18/194		<p>St (g): Arenito médio com estratificação cruzada de grande porte. Alternam-se fluxo de grãos (areia grossa) e ripples transladantes. Por vezes apresentam gradação inversa de areia média para grossa. Os grãos são esféricos arredondados, foscos, com grau de seleção moderado. Espessura dos fluxos de grãos: 0,4 a 1 cm.</p> <p>- Conjunto 1: Alternância de fluxo de grãos e estratos transladantes cavalgantes: 12 cm, sendo 6,5 cm de estratos transladantes na base. Conjunto 2: 11 cm (8 cm de tr.) Conjunto 3: 4 cm (1 cm de tr.) Conjunto 4: 6 cm (1 cm de tr.)</p>
	St (g)	14/124 18/165		

Ponto/Seção: BV004 / 2
 Localização: BR 287 Km 339

Data: 05/03/2019
 Escala: 1:50

UTM: 723940 mE
 6722395 mN

	Fácies	Ass. Fácies	Estruturas / Fotos	Descrição
	<p>St (e)</p> <p>Stokes</p> <p>St (e) ou Sp</p>	<p>24/200</p> <p>15/190</p> <p>30/144</p>		<p>Dois pacotes de estratos transladantes cavalgantes na base com ripples que apresentam gradação inversa (de granulometria média para grossa).</p> <p>Pacotes de 12 a 20 cm com transladantes na base.</p> <p>10 ; 9 ; 12; 14; 8 cm 4; 3; 4; 3,5; 2,5 cm</p> <p>St (e): Arenito médio a grosso, bem selecionado, quartzoso grão esféricos, arredondados, avermelhados. Estratos cruzados alternando em depósitos de fluxo de grãos (~11 +/- 2 cm) e estratos transladantes cavalgantes (~2 +/- 1 cm) de modo concordante.</p>

Ponto/Seção: BV004 / 3
 Localização: BR287 / Km 339

Data: 05/03/2019
 Escala: 1:50

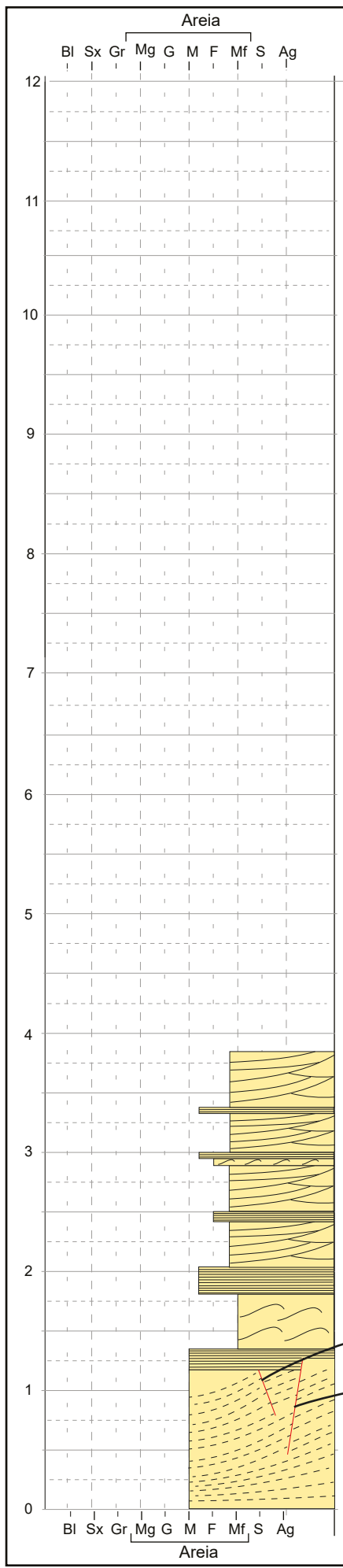
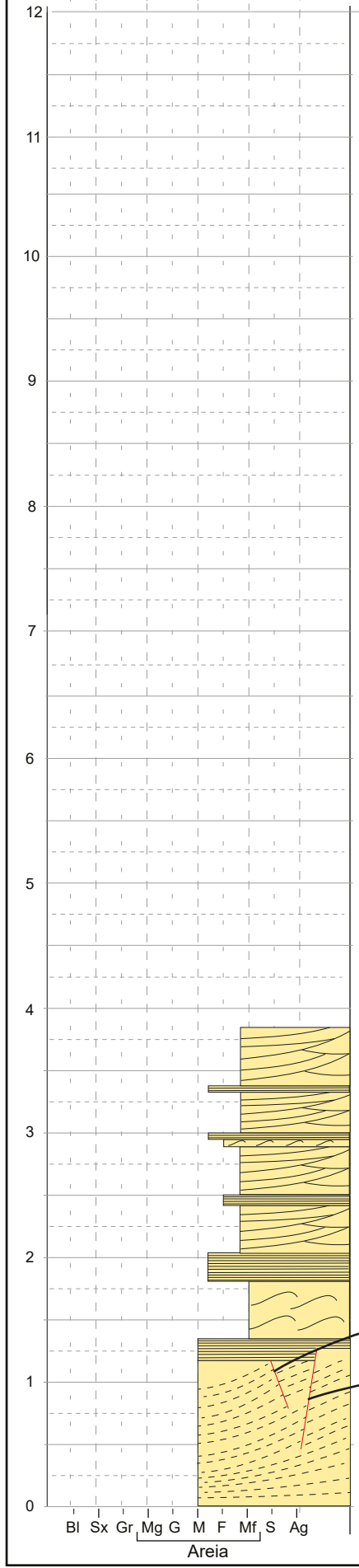
UTM: 723939 mE
 6722295 mS

<p style="text-align: center;">Areia</p> <p style="text-align: center;">Bl Sx Gr Mg G M F Mf S Ag</p>		Fácies	Ass. Fácies	Estruturas / Fotos	Descrição
<p>12</p> <p>11</p> <p>10</p> <p>9</p> <p>8</p> <p>7</p> <p>6</p> <p>5</p> <p>4</p> <p>3</p> <p>2</p> <p>1</p> <p>0</p>		<p>32/055</p> <p>34/128</p> <p>32/050</p> <p>18/259</p> <p>Contato</p>	<p>So</p> <p>St</p> <p>So(i)</p> <p>Swr</p> <p>St (g)</p> <p>St (g)</p> <p>Fd</p>	<p>Fd : Arenito médio, avermelhado, completamente fluidizado tornando a estratificação maciça ou com dobras irregulares.</p> <p>St (g): Arenito com estratificação cruzada de grande porte, alternância de cores vermelho - bege (nas laminações). Dominam ripples transladantes cavalgantes, ocasionalmente ocorrendo fluxos de grãos (0,6 a 1,1 cm).</p> <p>Tendência de aumentar a frequência de fluxo de grãos em sentido ao topo.</p> <p style="text-align: right;">Total (cm) / Transladante (cm)</p> <p style="text-align: right;">6,0 / 1,0</p> <p style="text-align: right;">17,0 / 7,0</p> <p style="text-align: right;">3,0 / 0,8</p> <p style="text-align: right;">3,0 / 0,5</p> <p style="text-align: right;">2,4 / 1,5</p> <p>Descontinuidade em alguns níveis, porém isoladas verticalmente por microfraturas reversas</p> <p>Swr: Arenito médio com ripples de gradação inversa</p> <p>So (i): Arenito fino com ripples onduladas incipientes</p> <p>St: Arenito com estratificação cruzada tangencial. Bioturbação concordante a estratificação.</p> <p>So: Arenito fino com laminação ondulada</p>	
					<p>Fluidização</p>

Ponto/Seção: BV004 / 4
 Localização: BR287 / Km 339

Data: 05/03/2019
 Escala: 1:50

UTM: 723939 mE
 6722295 mS

	Fácies	Ass. Fácies	Estruturas / Fotos	Descrição
	<p>SI Sh (e) SI Sh (e) Sw SI Sh (e) SI Sh (e) Sw → 64/345 Sh (e) → 73/354 St (e) 24/178</p>			<p>* Rochas avermelhadas</p> <p>SI: Camadas de 10 cm amalgamadas com estratificação de baixo ângulo, com presença de micas. Intraclastos lamosos de até 1 cm, avermelhados. Topo dos pacotes de baixo ângulo ondulado. Estratificação de baixo ângulo com níveis (< 0,5 cm) de grãos de areia média</p> <p>Sh (e): Laminação milimetricamente espaçada com graduação inversa. Marcas onduladas eólicas.</p> <p>Sw: Arenito muito fino com ripples de onda e intraclastos com coloração branca avermelhada.</p> <p>St (e): Arenito médio com níveis avermelhados e níveis de coloração begem composto por estratos transladantes cavalgantes. Últimos 10 cm pacote com Sh.</p> <p>Pacote talhado, com deformações rúpteis e dúcteis.</p>