



RONALDO PINTO CECHETTI

**INTERAÇÃO SEDIMENTO-LAVA EM DUNAS EÓLICAS RECOBERTAS POR  
DERRAMES DO CAMP – LIMITE JURÁSSICO-TRIÁSSICO DA BACIA DO  
PARNAÍBA**

Porto Alegre

2023

RONALDO PINTO CECHETTI

**INTERAÇÃO SEDIMENTO-LAVA EM DUNAS EÓLICAS RECOBERTAS POR  
DERRAMES DO CAMP – LIMITE JURÁSSICO-TRIÁSSICO DA BACIA DO  
PARNAÍBA**

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 Projeto Temático em Geologia III, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

**Orientador:**

Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer.

Porto Alegre

2023

RONALDO PINTO CECHETTI

**INTERAÇÃO SEDIMENTO-LAVA EM DUNAS EÓLICAS RECOBERTAS POR  
DERRAMES DO CAMP – LIMITE JURÁSSICO-TRIÁSSICO DA BACIA DO  
PARNAÍBA**

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, 5 de abril de 2023.

**BANCA EXAMINADORA**

---

Prof. Dra. Lauren da Cunha Duarte (UFRGS)

---

Prof. Dra. Amanda Goulart Rodrigues (UFRGS)

---

Prof. Dr. Ezequiel Galvão de Souza (UNIPAMPA)

## AGRADECIMENTOS

Aos meus queridos pais, Aldino e Mariza, por todos os conselhos, apoio e amor que me deram ao longo dessa jornada.

Aos meus irmãos, Matheus e Nathália, que são inspiração para mim. Muito obrigado por todo o apoio.

À minha companheira Flávia, pela compreensão e amor. Ter você ao meu lado tornou toda essa jornada menos árdua.

Ao meu amado sobrinho Joaquim, por toda a alegria e encanto que proporciona.

Ao Vô Val e à Vó Tereza, por todas as orações, conselhos e afeto que dedicam a mim.

Aos meus padrinhos, Edmilson e Tania, pelo zelo e atenção.

Aos meus cunhados, Rosi, Cleiton e Léo. E aos meus sogros, tios e primos pelos bons momentos que tivemos nesses anos.

Ao Japa, o Luciano e o Lucas, pela convivência, companheirismo e boas risadas nos anos em que moramos juntos.

Aos meus amigos de Vila Lângaro, pela parceria, pelas festas e pelas duradouras amizades que mantemos.

Aos meus colegas e amigos da geo, em especial à gurizada do “gbbk”, companheiros de jantares, do CS e dos trabalhos de aula. Vocês tornaram essa graduação divertida.

Aos colegas da estratigrafia pelas discussões geológicas e pela parceria. Em especial, agradeço ao Adri, Carrel, Rossano e Fábio, que participaram dos levantamentos de campo. E à Gabi, pelas ajudas nas interpretações e tratamento dos dados.

Aos meus professores do curso, que me ensinaram a geologia. Em especial, ao meu querido orientador Claiton, pelos ensinamentos, paciência e didática ao longo desses anos de orientação.

Ao Alemão, Carlos e Renata, por toda a assistência e presteza.

À UFRGS, pela infraestrutura, apoio e excelência acadêmica.

Ao IPR-PUCRS pela oportunidade de estágio. Agradeço ao pessoal do 4º andar, pela parceria e crescimento profissional que me proporcionaram nesses meses que trabalhamos juntos.

À FINEP/ANP pelo apoio e incentivo à esse projeto de pesquisa por meio do PRH 14.1.

Por fim, à sociedade brasileira, que contribui para a existência da universidade pública.

*A natureza nunca nos engana; somos sempre nós  
que nos enganamos.*

*~ Jean-Jacques Rousseau*

## RESUMO

As erupções basálticas ligadas à Província Magmática do Atlântico Central (*Central Atlantic Magmatic Province - CAMP*) que ocorrem na Bacia do Parnaíba, recobrem uma espessa acumulação de arenitos eólicos da Formação Sambaíba. Este estudo apresenta diversas evidências de que os fluxos de lava basáltica recobriram e fossilizaram um sistema eólico ativo, gerando uma série de feições de interação sedimento-lava na interface de contato entre as duas unidades geológicas. O *emplacement* dos basaltos sobre as dunas gerou impressões da morfologia das unidades de lava na areia inconsolidada e, localmente, texturas peperíticas. O mecanismo exótico de preservação "congelou" as formas de leito de *erg* sob os basaltos e causou fluidização e deformação dos estratos cruzados próximos ao topo da acumulação eólica. Após os primeiros episódios vulcânicos, os processos de sedimentação eólica permaneceram ativos, gerando depósitos *intertraps*. Os dados foram levantados nas cidades de Darcinópolis/TO e Carolina/MA. Foram obtidos registros e descrições, em campo, de sete afloramentos com feições de interação sedimento-lava e posteriormente confeccionados ortofotomosaicos interpretados.

**Palavras-chave:** Formação Sambaíba, Formação Mosquito, Interação Sedimento Lava, Província Magmática do Atlântico Central.

## ABSTRACT

Basaltic eruptions related to the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) cover a thick accumulation of aeolian sandstones from the Sambaíba Formation, Parnaíba Basin. This study provides evidence that these basaltic lava flows covered and fossilized an active aeolian system, generating a series of sediment-lava interaction features at the contact between the two geological units. Basalt emplacement over the dunes imprinted the morphology of lava units on the unconsolidated sand and locally generated peperitic textures. This served as an exotic preservation mechanism that "froze" the erg bedforms under the basalts and caused fluidization and deformation of cross-stratified layers near the top of the aeolian deposits. The aeolian process remained active after the emplacement of basalts, generating intertraps deposits. Data were collected in the cities of Darcinópolis/TO and Carolina/MA. Field photographs and descriptions of seven outcrops with sediment-lava interaction features were obtained and later interpreted orthophotomosaics were made.

**Keywords:** Sambaíba Formation, Mosquito Formation, Sediment-lava Interaction, Central Atlantic Magmatic Province.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Área da Bacia do Parnaíba e suas unidades geotectônicas (extraído de SILVA et al., 2003). .....	20
Figura 2: Carta Cronoestratigráfica da Bacia do Parnaíba com indicação do hiato temporal atribuído ao contato das Formações Mosquito ( <b>MOS</b> ) e Sambaíba ( <b>SAM</b> ) (modificado de VAZ et al., 2007). .....	22
Figura 3: Áreas de ocorrências da Central Atlantic Magmatic Province (modificado de NOGUEIRA et al., 2021) .....	23
Figura 4: Mapa de pontos; Talho: Afloramentos 1 (E224700; N9222095), 2(E224826; N9222026) e 3(E224902; N9221976); Afloramento 4(E230289; N9218868); Afloramento 5 (E199639; N9263510); Afloramento 6(E198877; N9263414); Afloramento 7(E195742; N9258193). (SIRGAS 2000; UTM ZONA23S).....	24
Figura 5:Acumulação sedimentar em Sistemas Eólicos. A <b>linha vermelha</b> indica a superfície de deposição generalizada. <b>E</b> = Entrada de sedimentos no sistema, <b>S</b> = Saída de sedimentos do sistema, <b>Â</b> = Ângulo de inclinação do dorso da duna em relação ao ângulo de cavalgamento e <b>B</b> = Ângulo de cavalgamento da forma de leito em relação à superfície de deposição generalizada. A Ilustração apresenta um cavalgamento subcrítico de formas de leito (modificado de RUBIN & HUNTER 1982).....	25
Figura 6: Ilustração dos tipos de arquiteturas de sets de dunas eólicas. <b>Linhas vermelhas</b> indicam superfícies limitantes de base e topo; <b>linhas pretas</b> indicam limites de sets; <b>linhas cinzas</b> indicam as estratificações cruzadas (modificado de CARDENAS et al., 2019) .....	26
Figura 7: (a) Tipos morfológicos de dunas eólicas (superiores) e draas (inferiores) (Cf. Item 2.2.2). (b) Tipos morfodinâmicos de dunas eólicas, as <b>setas</b> indicam o vetor médio do vento de longo-prazo, a <b>linha contínua</b> ilustra a crista da duna e as <b>linhas tracejadas</b> indicam o range de variações possíveis da linha de crista dentro da classificação; (c) Relação entre tipos morfodinâmicos e morfológicos de dunas eólicas simples (modificado de KOCUREK., 1991). ....	28



Figura 8: Tipos morfológicos/morfodinâmicos de dunas eólicas simples. Setas contínuas indicam os sentidos de ventos atuantes, já a seta pontilhada indica o vetor de vento resultante (modificado de MOUNTNEY, 2006).....	29
Figura 9: Classificação de tipos de ripples com base no ângulo de cavalgamento, inclinação do dorso e arquitetura interna (modificado de HUNTER, 1977). .....	31
Figura 10: Estruturação, tipos de depósitos e arquitetura das dunas eólicas (modificado de HUNTER, 1977).....	33
Figura 11: Ilustração das superfícies limítrofes dos sistemas eólicos e processo gerador (modificado de MOUNTNEY, 2006).....	34
Figura 12: (A) Depósito eólico da Formação Eriksfjord recoberto por lavas (extraído de Clemmensen 1988); (B) Depósito eólico da Formação Botucatu recoberto por lavas (extraído de Waichel, 2008); (A) Depósito eólico da Formação Twyfelfontein recoberto por lavas (extraído de Mountney, 1999)....	36
Figura 13: Tipos morfológicos dos fluxos de lava dentro do espectro a'a – pahoehoe com definição, ilustração e significado (modificado de DURAISWAMI et al., 2014). .....	37
Figura 14: <b>(A)</b> Ilustração esquemática dos tipos de feição de interação e seus locais de ocorrência; <b>(B)</b> Ilustração esquemática de feições do Tipo 1 note que o principal abarrotamento de sedimentos (linhas pretas) ocorre paralelamente ao sentido do fluxo; <b>(C)</b> Ilustração esquemática de feições do Tipo 2, note que o abarrotamento de sedimentos (linhas pretas) ocorre perpendicularmente ao sentido do fluxo, na forma de marca em crescente; <b>(D)</b> Tabela esquemática com as características de ocorrência de cada tipo de feição na área do estudo (Modificado de WAICHEL et al., 2008).....	40
Figura 15: Feição Tipo 1, <b>seta branca</b> indica o sentido de fluxo, <b>seta preta</b> indica o avanço lateral do derrame e as linhas pontilhadas delimitam a feição (retirado de WAICHEL et al., 2008).....	41
Figura 16: Feição Tipo 2, <b>seta preta</b> indica o sentido de fluxo (retirado de WAICHEL et al., 2008).....	41
Figura 17: Feição Tipo 3, <b>linhas pontilhadas</b> delimitam a feição, <b>seta preta</b> indica o sentido de fluxo (retirado de WAICHEL et al., 2008).....	42
Figura 18: Feição Tipo 4, <b>linhas contínuas</b> delimitam a feição, <b>seta preta</b> indica o sentido de fluxo (retirado de WAICHEL et al., 2008).....	42

Figura 19: Recorte parcial do NDVI gerado para a área de estudo com interpretação dos contatos entre as unidades aflorantes. (atentar para a legenda; SRC: SIRGAS 2000). .....	45
Figura 20: Exemplo de descrição de afloramento retirada de LIMA & LEITE, (1978, v. XIV.).....	46
Figura 21: Fluxograma para a definição de sistema deposicional (modificado de WALKER & JAMES 1992). .....	50
Figura 22 Algoritmo para geração de ortofotomosaicos a partir das fotografias (modificado de MICHEL, 2021).....	51
Figura 23: Imagem aérea geral do Morro do Talho e localização dos Afloramentos 1, 2 e 3. ....	52
Figura 24: Exposição em perfil da forma de leito preservada pela lava; em branco indicação dos estratos que compõem os depósitos do topset; em vermelho indicação estratos que compõem o foreset juntamente com a atitude da estratificação (paleocorrente para 303°).....	53
Figura 25: <b>(A)</b> Estrias, (com relevos < 1cm), indicadas pela <b>seta vermelha</b> e Calhas (relevos > 1 centímetros) indicadas pela <b>seta preta</b> ; <b>(B)</b> Feição de marca em crescente gerada pelo avanço de lobos de lava sobre sedimento inconsolidado .....	54
Figura 26: Ortofotomosaico da superfície de topo do Afloramento 1; <b>(B)</b> fotointerpretação, as <b>setas pretas</b> indicam o sentido local do fluxo de lava que gerou as feições, os números, na porção sudeste, indicam a ordem de progressão do conjunto de lobos de lava. ....	55
Figura 27: Experimento com lava sintética, mostrando o <b>(A)</b> processo de estagnação da frente de avanço do lobo de lava; <b>(B)</b> inflação do lobo e exposição de camadas viscoelásticas basais após soerguimento da crosta externa frágil e; <b>(C)</b> breakout e geração de novo lobo de lava, com abarrotamento dos sedimentos abaixo (extraído de FARRELL, 2019). ....	57
Figura 28: Impressões de um conjunto de lobos de lava (seta em vermelho) no arenito lateralmente à ripples eólicas; <b>(B)</b> foto de detalhe das ripples eólicas.....	59
Figura 29: Visão geral da Zona 2; a <b>seta vermelha</b> aponta as estrias; a <b>seta preta</b> aponta as calhas; a <b>seta branca</b> aponta o grande abarrotamento de	

sedimentos; a **seta amarela** aponta para locais onde o sentido de fluxo varia levemente..... 60

Figura 30: Limite, definido pelo grande abarrotamento de sedimentos (**linha amarela tracejada**), entre as Zonas 2 e 3; **seta amarela** aponta para as estrias; **seta branca** aponta para as calhas; **seta azul** aponta para as ripples eólicas fossilizadas..... 60

Figura 31: **(A)** ortofotomosaico da superfície do Afloramento 2; **(B)** fotointerpretação, as **setas pretas** indicam o sentido local do fluxo de lava que gerou as feições e; **(C)** limites entre as Zonas 1, 2 e 3 descritas no Item 4.1.2. .... 61

Figura 32: Modelo proposto para o avanço das lavas sobre o dorso da duna no Afloramento 2; **t1** – avanço de lobos pahoehoe com emplacement suave, preservando as ripples eólicas; **t2** - avanço de fluxo de lava simples erodindo parcialmente o topset da duna e gerando o grande abarrotamento de sedimentos na zona de estagnação do fluxo; **t3** – geração de breakouts e emplacement suave dos lobos recém formados, preservando as ripples eólicas; as linhas tracejadas vermelhas separam a localização das Zonas (1, 2 e 3) no modelo..... 62

Figura 33: **(A)** recorte de vídeo mostrando aglomerados vítreos alongados, ou pequenas cordas, que podem se formar na parte externa dos lobos de lava e serem girados para a base do derrame (processo indicado pelo **círculo vermelho**) com o avanço do fluxo de lava, potencialmente essas feições poderiam ser impressas e gerar estrias perpendiculares ou oblíquas ao sentido de avanço do lobo de lava (extraído de lavapix 2015, disponível em << <https://youtu.be/Jp7OhtSQWX0?t=31> >>); **(B)** estrias (**linhas vermelhas**) aproximadamente perpendiculares ao sentido de avanço do lobo de lava (indicado pela **seta preta**), possivelmente gerada por processos semelhantes aos observados na figura **32A** e em lavapix (2015). .... 63

Figura 34: **(A)** ilustração de visão superior de fluxos de lava compostos, note como na porção distal os sentidos de avanço do derrame podem ser em leque (**setas pretas**); **(B)** Ilustração da visão em perfil do fluxo composto de **A**, mostrando a morfologia da unidade principal (sheet pahoehoe) avançando sobre os lobos frontais (pahoehoe/hummocky pahoehoe) (modificado de DURAISWAMI et al., 2014). .... 65

Figura 35: Abarrotamento de sedimentos gerado por unidades lobulares parcialmente coalescidas (indicado pela <b>seta roxa</b> ) imediatamente à frente de calhas erosivas (indicadas pela <b>seta preta</b> ).....	67
Figura 36: <b>(A)</b> ortofotomosaico da superfície do Afloramento 3; <b>(B)</b> fotointerpretação, a seta preta indica o sentido local do fluxo de lava que gerou as feições. ....	68
Figura 37: <b>(A)</b> recorte de vídeo mostrando fluxo de lava havaiano, com slab dúctil sendo arrastado para a base do derrame em movimento de esteira (extraído de Lava flow and Lava Tubes, 2004, disponível em << <a href="https://www.amazon.com/Lava-Flows-Tubes-narrator-Jones/dp/B0002BBUKQ">https://www.amazon.com/Lava-Flows-Tubes-narrator-Jones/dp/B0002BBUKQ</a> >>); <b>(B)</b> impressão de corda sobre o arenito do Afloramento 3, possivelmente gerada pelo processo de A.....	70
Figura 38: Modelo de reconstrução do soterramento da duna eólica fossilizada do Morro do Talho pelas lavas do CAMP; as <b>setas pretas</b> indicam o sentido de avanço dos derrames; no <b>diagrama de roseta</b> , o <b>indicador amarelo</b> aponta a paleocorrente das estratificações cruzadas da duna; o <b>indicador branco</b> aponta para o sentido de migração das ripples eólicas preservadas; o <b>indicador preto</b> representa os sentidos dos fluxos de lava principais medidos nos Afloramentos 1 e 2; números indicam as posições aproximadas dos respectivos afloramentos dentro do modelo.....	72
Figura 39: Imagem aérea geral do Morro da Baleia e localização do Afloramento 4. ....	73
Figura 40: <b>(A)</b> fluxo canalizado de lava sintética sobre substrato arenoso íngreme, gerado em experimento (extraído de KARSON & HAZLETT, 2015); <b>(B)</b> vista superior e <b>(C)</b> vista oblíqua das Feições de Interação do Afloramento 4. ....	74
Figura 41: Imagem aérea do Vão da Mangaba, indicação do local do Afloramento 5. ....	76
Figura 42: <b>(A)</b> contato ( <b>linha vermelha contínua</b> ) de basalto, à esquerda, recobrimo arenito, à direita <b>(B)</b> subsets de estratificações eólicas ( <b>linhas pontilhadas brancas</b> ) em zigue-zague (22/303 e 20/160) separados por reativações ®, arquitetura típica de dunas lineares; <b>(C)</b> vista em perfil da geometria da duna linear preservada pelas lavas, as <b>linhas pontilhadas vermelhas</b> indicam a paleotopografia em forma de crista simétrica. ....	78

Figura 43: **(A)** ortofotomosaico em vista oblíqua, com indicação do local dos fotos C, D e E; **(B)** fotointerpretação, com indicação das feições de interação; **(C)** fotos de detalhe de peperito; **(D)** foto de detalhe das marcas em crescente indicando lobos que avançaram sobre a duna; **(E)** foto de detalhe das impressões de unidades de lava que desceram a duna..... 79

Figura 44: Ilustração do processo de soterramento da duna linear pelos basaltos e síntese dos processos geradores das Feições de Interação Sedimento-Lava ..... 80

Figura 45: **(A)** ortofotomosaico do Afloramento 6; **(B)** fotointerpretação do afloramento, os quadros brancos contêm as atitudes das estruturas; em amarelo o arenito da Formação Sambaíba, as **linhas pretas contínuas** indicam as estratificações cruzadas; em cinza os basaltos da Formação Mosquito, as **linhas pretas tracejadas** indicam a foliação de fluxo; em verde porção encoberta. ... 82

Figura 46: Foto de detalhe das estratificações deformadas ..... 83

Figura 47: **(A)** ortofotomosaico do Afloramento 7; **(B)** fotointerpretação do afloramento, os quadros brancos contêm as atitudes das estruturas; em amarelo o arenito da Formação Sambaíba, as **linhas pretas finas** indicam as estratificações cruzadas; em cinza os basaltos da Formação Mosquito, as **linhas pretas tracejadas** indicam a foliação de fluxo e; as **linhas pretas grossas** indicam superfícies de reativação ®..... 85

Figura 48: representação esquemática do desenvolvimento de um sistema sedimento-lava (modificado de Jerram, 1999b) ..... 89

## LISTA DE TABELAS E EQUAÇÕES

Equação 1: Cálculo envolvido na geração de NDVI (modificado de Zanzarini et al., 2013).....	42
Tabela 1: Parâmetros do Sensor <i>Operational Land Imager</i> (OLI), do Satélite <i>Landsat 8</i> (modificado de EMBRAPA, 2018).....	43
Tabela 2: Dados levantados em campo ao lado da respectiva técnica de aquisição.....	46

# SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO.....</b>	<b>17</b>
1.1	OBJETIVOS .....	18
1.2	JUSTIFICATIVA .....	18
1.3	LOCALIZAÇÃO E CONTEXTO GEOLÓGICO .....	19
1.3.1	<i>Província Parnaíba e Grupo Balsas.....</i>	<i>19</i>
1.3.2	<i>Formação Sambaíba .....</i>	<i>20</i>
1.3.3	<i>Formação Mosquito (CAMP).....</i>	<i>23</i>
1.3.4	<i>Área de Estudo.....</i>	<i>24</i>
<b>2</b>	<b>ESTADO DA ARTE / REFERENCIAL TEÓRICO .....</b>	<b>25</b>
2.1	ACUMULAÇÃO E PRESERVAÇÃO DE DEPÓSITOS EÓLICOS.....	25
2.2	MORFOLOGIA DAS DUNAS EÓLICAS .....	27
2.2.1	<i>Tipos de Dunas Eólicas .....</i>	<i>27</i>
2.2.2	<i>Hierarquia das formas de leito eólicas .....</i>	<i>29</i>
2.2.3	<i>Tipos de Depósitos que Constituem Dunas Eólicas.....</i>	<i>30</i>
2.2.4	<i>Arquitetura das Dunas Eólicas .....</i>	<i>31</i>
2.2.4.1	<i>Topset.....</i>	<i>31</i>
2.2.4.2	<i>Foreset.....</i>	<i>32</i>
2.2.4.3	<i>Bottomset .....</i>	<i>32</i>
2.2.4.4	<i>Superfícies Limitrofes.....</i>	<i>33</i>
2.2.4.5	<i>Supersuperfícies .....</i>	<i>34</i>
2.3	EVENTOS DE RECOBRIMENTO DE ERGS POR LAVAS NO REGISTRO GEOLÓGICO .....	35
2.4	MORFOLOGIA DE DERRAMES. ....	36
2.5	FEIÇÕES DE INTERAÇÃO SEDIMENTO-LAVA .....	38
2.5.1	<i>Peperitos.....</i>	<i>38</i>
2.5.2	<i>Ripples Eólicas Fossilizadas.....</i>	<i>38</i>
2.5.3	<i>Estrias.....</i>	<i>39</i>
2.5.4	<i>Impressões de Derrames .....</i>	<i>39</i>
<b>3</b>	<b>MATERIAL E MÉTODOS .....</b>	<b>43</b>
3.1	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA .....	43
3.2	TRABALHOS DE CAMPO .....	43
3.2.1	<i>Planejamento dos campos.....</i>	<i>44</i>
3.2.2	<i>Aquisição dos dados dos afloramentos .....</i>	<i>47</i>
3.2.2.1	<i>Análise Faciológica.....</i>	<i>49</i>
3.3	TRATAMENTO DOS DADOS.....	50

3.3.1	<i>Ortofotomosaico e fotointerpretação</i> .....	51
<b>4</b>	<b>RESULTADOS E DISCUSSÕES</b> .....	<b>52</b>
4.1	MORRO DO TALHO .....	52
4.1.1	<i>Afloramento 1</i> .....	53
4.1.1.1	Interpretação .....	56
4.1.1.1.1	Reconstrução dos Fluxos de Lava .....	58
4.1.2	<i>Afloramento 2</i> .....	58
4.1.2.1	Interpretação .....	62
4.1.2.1.1	Reconstrução dos Fluxos de Lava .....	64
4.1.3	<i>Afloramento 3</i> .....	66
4.1.3.1	Interpretação .....	69
4.1.4	<i>Interpretação Integrada do Morro do Talho</i> .....	71
4.2	MORRO DA BALEIA .....	73
4.2.1	<i>Afloramento 4</i> .....	73
4.2.1.1	Interpretação .....	74
4.3	VÃO DA MANGABA .....	76
4.3.1	<i>Afloramento 5</i> .....	77
4.3.1.1	Interpretação .....	80
4.4	BR-226 .....	81
4.4.1	<i>Afloramento 6</i> .....	81
4.4.1.1	Interpretação .....	83
4.4.2	<i>Afloramento 7</i> .....	84
4.4.2.1	Interpretação .....	86
4.5	IMPACTOS DA INTERAÇÃO SEDIMENTO-LAVA PARA CAPTURA E ARMAZENAMENTO DE CO <sub>2</sub> E SISTEMAS PETROLÍFEROS .....	87
<b>5</b>	<b>CONCLUSÕES</b> .....	<b>90</b>
<b>6</b>	<b>REFERENCIAS</b> .....	<b>91</b>



## 1 INTRODUÇÃO

O recobrimento de campos de dunas eólicas por lavas basálticas são ocorrências especiais no registro geológico, tanto pela sua raridade, dado os poucos exemplos já descritos ao redor do planeta (CLEMMENSEN, 1988; JERRAM *et al.*, 1999a; SCHERER, 2002) quanto pelas excepcionais preservações da morfologia e arquitetura interna das formas de leito fossilizadas. Durante o capeamento de um *erg* ativo por derrames vulcânicos, uma série de feições de interação são geradas na interface de contato entre os sedimentos inconsolidados e a lava fluida, além de estruturas deformacionais na arquitetura interna das dunas eólicas (WAICHEL *et al.*, 2008)

Este trabalho apresenta dados coletados em sete afloramentos no entorno do Parque Nacional da Chapada das Mesas, onde foram realizados levantamentos de campo e registro fotográfico, visando a confecção de ortofotomosaicos com respectivos painéis de fotointerpretação. Esses produtos apresentam os diversos tipos de feições de interação sedimento-lava encontrados no contato entre os arenitos eólicos da Formação Sambaíba e os derrames básicos da Formação Mosquito. Limite estratigráfico apontado como discordante nas publicações mais recentes (VAZ *et al.*, 2007).

As evidências de interação sedimento-lava no topo da Formação Sambaíba, apresentadas neste estudo, indicam contemporaneidade entre o sistema eólico e os eventos magmáticos do CAMP no limite Triássico–Jurássico. Já que os basaltos da Formação Mosquito são correlacionáveis com essa *Large Igneous Province* (LIP) gerada durante a tafrogênese do Supercontinente Pangea (NOGUEIRA *et al.*, 2021). Adicionalmente avaliou-se o potencial do sistema Sambaíba-Mosquito para o armazenamento de CO<sub>2</sub>.

## 1.1 Objetivos

Este trabalho de conclusão de curso visa investigar feições e estruturas geradas pela interação sedimento-lava na zona de contato entre as Formações Sambaíba e Mosquito, de modo a:

- (1) Compreender o contato entre a Formação Sambaíba e a Formação Mosquito
- (2) Reconhecer e registrar os diferentes tipos feições de interação sedimento-lava;
- (3) Interpretar os processos geradores das feições interação sedimento-lava, avaliando como diferentes paleotopografias do campo de dunas e/ou tipo de fluxo de lava influenciaram no tipo de feição gerada;
- (4) Caracterizar e reconstruir o avanço dos fluxos de lava sobre o campo de dunas;
- (5) Analisar o potencial das unidades em estudo para captura e armazenamento de CO<sub>2</sub> e para reservatório de hidrocarbonetos.

## 1.2 Justificativa

O contato entre as Formações Sambaíba e Mosquito é apontado como discordante nas publicações mais recentes e na Carta Cronoestratigráfica da Bacia do Parnaíba (VAZ *et al.*, 2007; ABRANTES *et al.*, 2019). Entretanto, o reconhecimento de feições de interação sedimento-lava no topo da acumulação eólica da Formação Sambaíba, é evidência de que os derrames recobriram um campo de dunas ativo, indicando a necessidade de revisão geocronológica dessa unidade.

Devido à particularidade e raridade desse tipo de ocorrência no registro geológico, são escassas publicações e estudos abrangendo os processos envolvidos na gênese de feições de interação sedimento-lava, bem como dos critérios para o reconhecimento das diferentes estruturas que podem ser

geradas nesse contexto. O registro e interpretação de diferentes feições de interação são contribuições deste trabalho.

O estudo também encontra relevância econômica e social ao avaliar os impactos do recobrimento de um campo de dunas ativo por lavas, na geração de rochas que podem ser potenciais reservatórios de hidrocarbonetos ou para a captura e armazenamento de CO<sub>2</sub>.

Na última década, houve uma considerável ampliação nas reservas de gás natural descobertas na Bacia do Parnaíba, que hoje é a segunda maior produtora de gás em terra no Brasil. Nesse contexto, a Formação Sambaíba pode ser considerada um potencial *play* exploratório dentro da bacia, já que os arenitos eólicos caracteristicamente constituem reservatórios notáveis para extração de hidrocarbonetos e para a captura e armazenamento de carbono. As rochas vulcânicas da Formação Mosquito, por sua vez, podem formar o selo e trapa desse sistema.

### **1.3 Localização e contexto geológico**

#### **1.3.1 Província Parnaíba e Grupo Balsas**

A Bacia do Parnaíba (**Figura 1**) é constituída da sobreposição de quatro bacias sedimentares que se estabeleceram na mesma região ou próximas umas das outras em diferentes idades e contextos tectônicos. Essa grande unidade está ancorada sobre um embasamento constituído predominantemente por rochas metamórficas, com idades mais antigas do que o Mesoproterozóico. Os primeiros eventos de acumulação sedimentar se deram pela implementação de riftes neoproterozóicos e cambro-ordovicianos ligados a eventos tardi e pós-orogênicos do Ciclo Brasileiro.

A bacia ocupa uma área com cerca 600 mil km<sup>2</sup> no nordeste brasileiro e alcança espessuras máximas próximas a 3500 m no seu depocentro (GÓES & FEIJÓ, 1994; SILVA *et al.*, 2003; VAZ *et al.*, 2007).

À sequência deposicional iniciada no Neocarbonífero é denotada a Unidade Litoestratigráfica Grupo Balsas, que engloba as Formações Piauí, Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba, respectivamente. O ambiente deposicional desse grupo retrata condições de severa aridez em um contexto continental litorâneo que evoluiu para interior (GÓES & FEIJÓ, 1994; VAZ *et al.*, 2007).



Figura 1: Área da Bacia do Parnaíba e suas unidades geotectônicas (extraído de SILVA *et al.*, 2003).

### 1.3.2 Formação Sambaíba

A Formação Sambaíba foi definida por Plummer (1946 *apud* LIMA & LEITE, 1978) para designar o pacote de arenito eólico, róseo e amarelo, fino a médio, bem selecionado, bimodal e com estratificação cruzada de grande porte que recobre os sedimentos predominantemente siltosos e autigênicos da Formação Motuca. Eventualmente esses arenitos também ocorrem sobrepostos

às Formações Pedra de Fogo e Piauí de forma discordante (GÓES & FEIJÓ, 1994; LIMA & LEITE, 1978).

Lima & Leite (1978), relatam que o topo da Formação Sambaíba se encontra fortemente silicificado, por influência térmica, devido ao capeamento dos sedimentos pelos basaltos da Formação Mosquito. Essa característica faz com que os arenitos fiquem mais resistentes ao intemperismo e erosão e por isso formam feições geomorfológicas destacadas como mesetas e chapadões. É importante ressaltar que estudos mais recentes indicam que os processos de “endurecimento” dos arenitos sotopostos às lavas estão mais relacionados a precipitações autigênicas e dissolução química, devido a ocorrência de processos hidrotermais, do que por influência térmica direta (BERTOLINI *et al.*, 2021).

Os autores também indicam que o contato entre arenitos e basaltos se dá em uma superfície conspicuamente ondulada e relatam diversos corpos de arenitos eólicos intercalados com as lavas (*intertraps*). Com base nessas ocorrências, Lima & Leite (1978) indicam contemporaneidade entre o sistema eólico e o início do vulcanismo da Formação Mosquito.

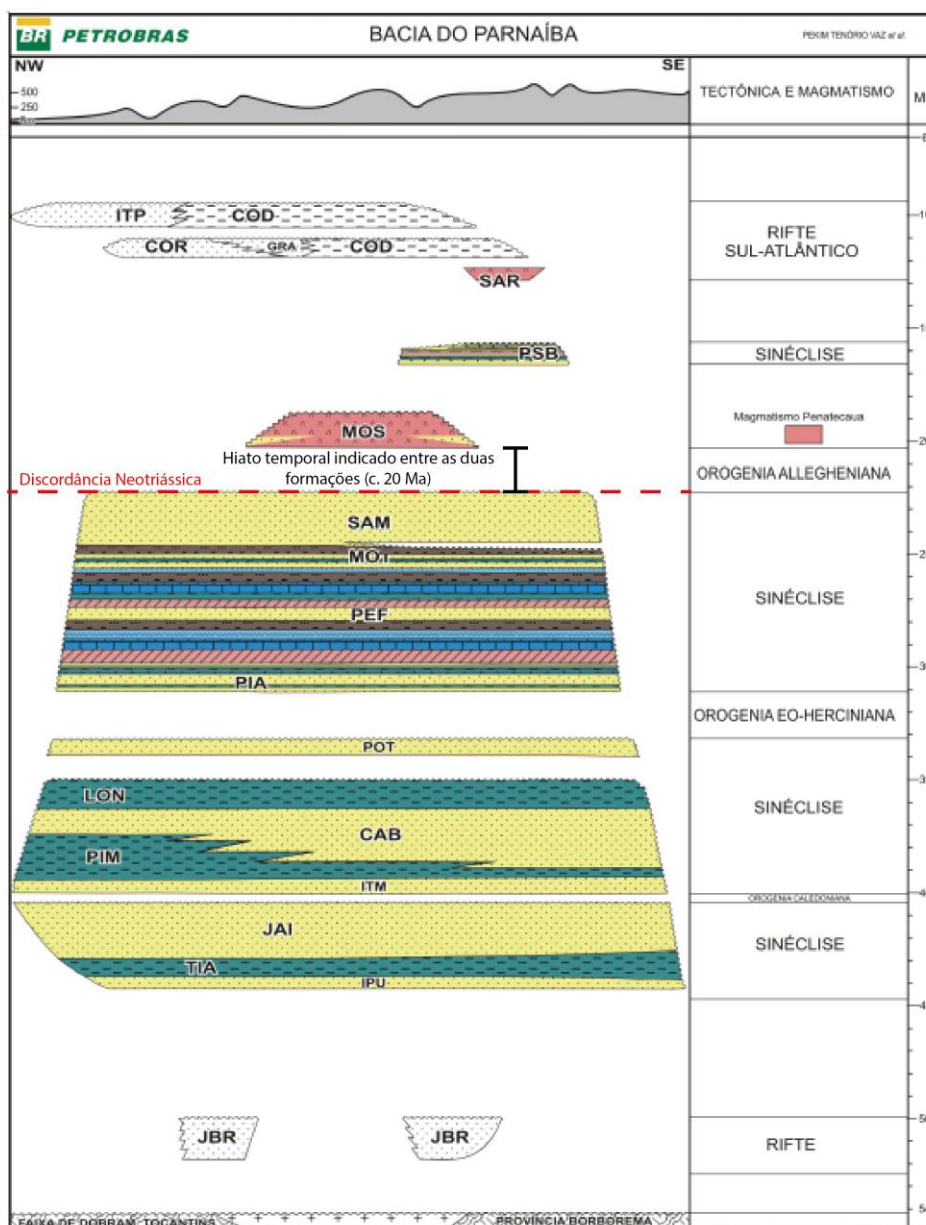


Figura 2: Carta Cronoestratigráfica da Bacia do Parnaíba com indicação do hiato temporal atribuído ao contato das Formações Mosquito (MOS) e Sambaíba (SAM) (modificado de VAZ et al., 2007).

Na confecção da Carta Cronoestratigráfica da Bacia do Parnaíba (**Figura 2**), Vaz et al., (2007) ao citá-los indicam: “essa possibilidade não consta na carta proposta nesse trabalho, pois julgamos que há necessidade de uma pesquisa detalhada para averiguar a identificação desses arenitos”. Outros trabalhos mais recentes, como Abrantes et al., 2019 também não apontaram a contemporaneidade entre as duas formações.

### 1.3.3 Formação Mosquito (CAMP)

Os derrames basálticos que constituem a Formação Mosquito são ligados aos eventos que formaram a Província Magmática do Atlântico Central (CAMP), uma *Large Igneous Province* (LIP) relacionada à tafrogênese do Supercontinente Pangea e abertura do Oceano Atlântico Central. Esses eventos tiveram início há aproximadamente 200 milhões de anos, com vulcanismos que recobriram amplas áreas nas Américas, África e Europa (**Figura 3**) (NOGUEIRA *et al.*, 2021; REZENDE *et al.*, 2021).

As datações dos basaltos da Formação Mosquito pelo método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  em cristais de plagioclásio, indicam idades de  $199,7 \pm 2,45$  Ma (MERLE *et al.*, 2011) e são condizentes com a correlação estabelecida. Diversos trabalhos relatam a ocorrência de acumulações sedimentares entre pilhas basálticas do Mosquito, chamadas de *intertraps* (e. g. BALLÉN *et al.*, 2013; NOGUEIRA *et al.*, 2021).

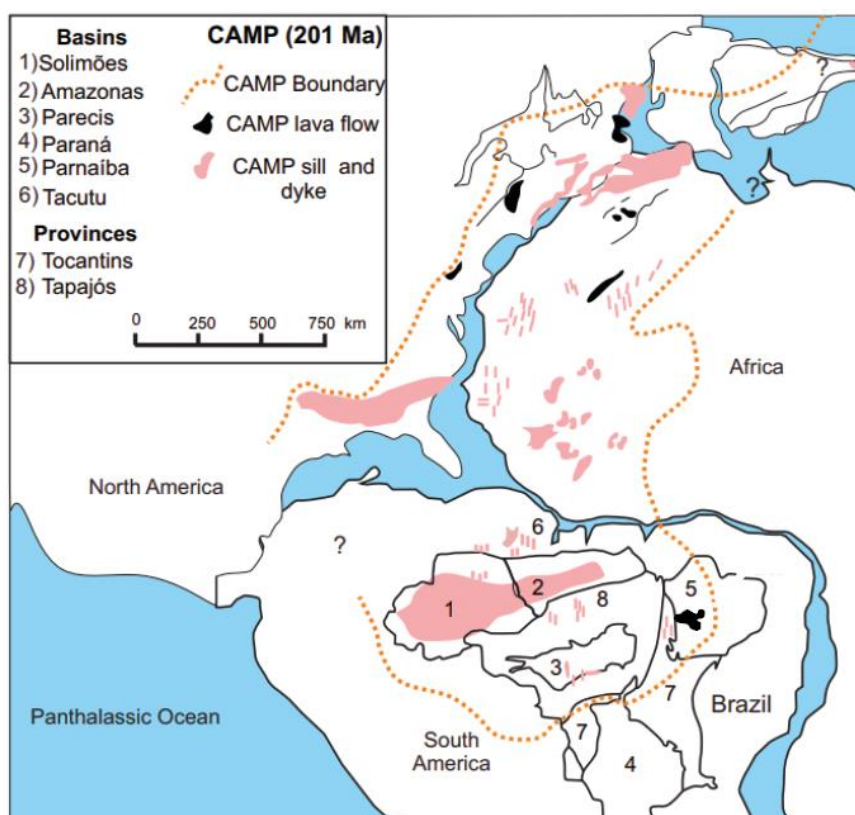


Figura 3: Áreas de ocorrências da Central Atlantic Magmatic Province (modificado de NOGUEIRA *et al.*, 2021).

### 1.3.4 Área de Estudo

A área de estudo encontra-se entre os estados do Tocantins e Maranhão, no entorno do Parque Nacional da Chapada das Mesas. Os trabalhos foram concentrados nas cidades de Darcinópolis/TO e Carolina/MA. Foram estudados sete afloramentos, que serão apresentados neste trabalho por meio de ortofotomosaicos interpretados.

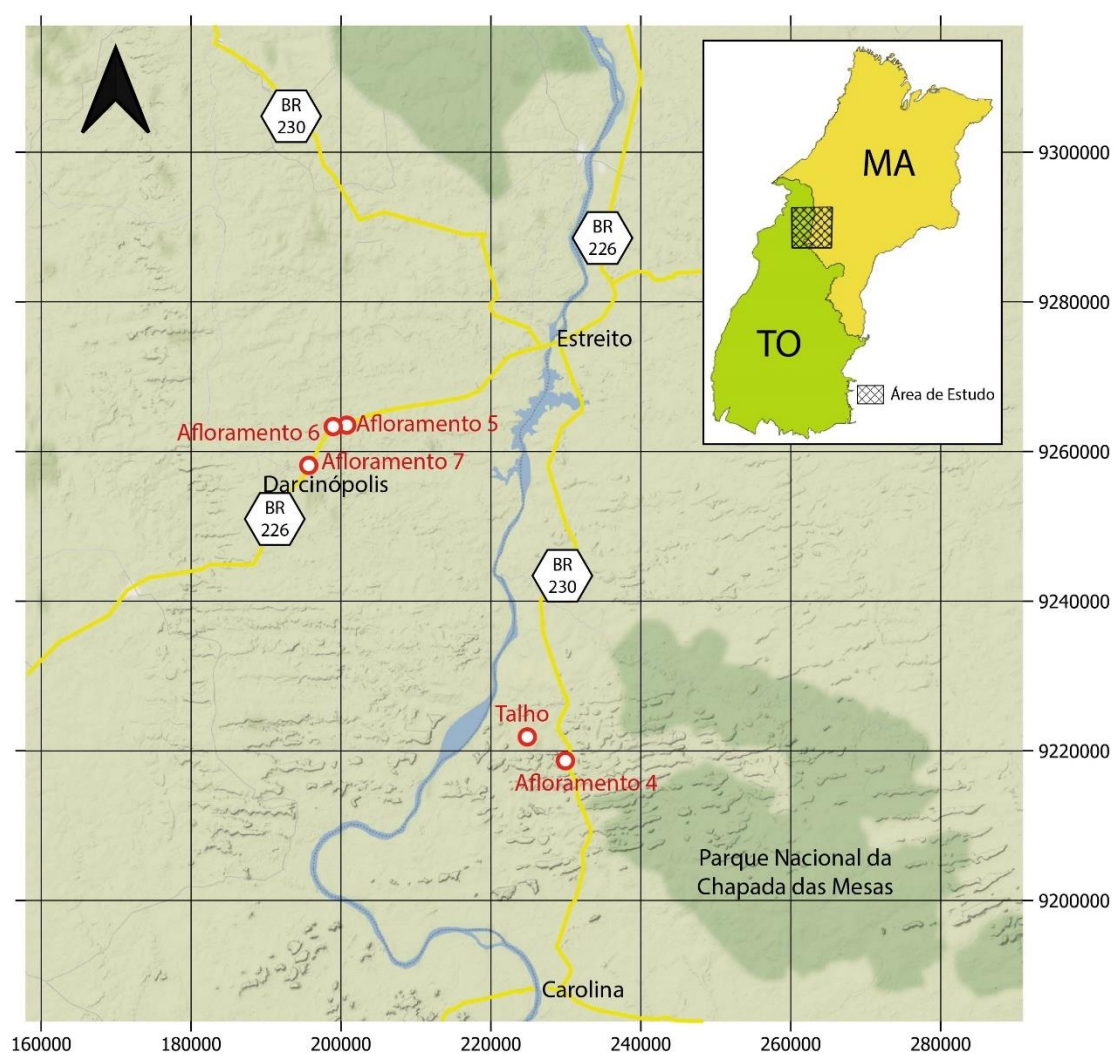


Figura 4: Mapa de pontos; Talho: Afloramentos 1 (E224700; N9222095), 2(E224826; N9222026) e 3(E224902; N9221976); Afloramento 4(E230289; N9218868); Afloramento 5 (E199639; N9263510); Afloramento 6(E198877; N9263414); Afloramento 7(E195742; N9258193). (SIRGAS 2000; UTM ZONA23S).



## 2 ESTADO DA ARTE / REFERENCIAL TEÓRICO

### 2.1 Acumulação e preservação de depósitos eólicos

A percepção de que estratos cruzados representavam a migração de formas de leito remonta ao século XIX, quando H. C. Sorby (1859 *apud* RUBIN & HUNTER, 1982) propôs pela primeira vez tal hipótese.

Da metade para o final do século XX, diversos modelos sedimentológicos sobre os processos de transporte, deposição e acumulação de sistemas eólicos foram gerados, e a compreensão desses depósitos consolidou-se a partir do final da década de 1970.

O primeiro fator para a acumulação vertical de sedimentos em *ergs* ativos é o balanço positivo entre o volume de sedimentos que entra no sistema e o volume retirado (MAINGUET & CHEMIN, 1983; SCHERER, 2000), o que gera o cavalgamento das formas de leito.

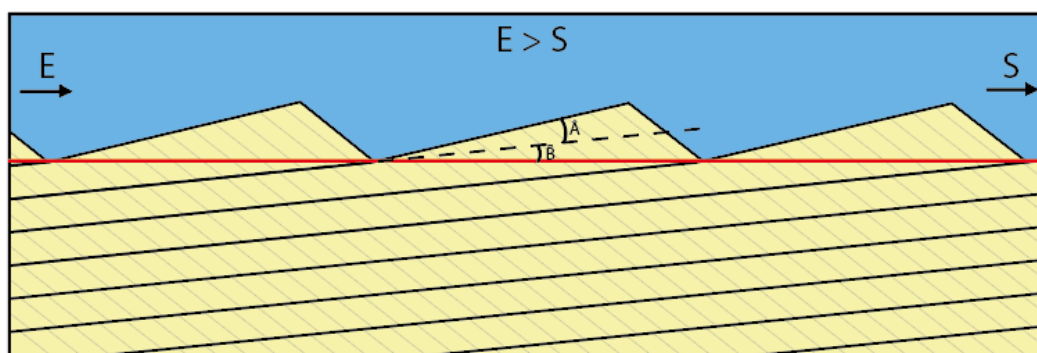


Figura 5: Acumulação sedimentar em Sistemas Eólicos. A **linha vermelha** indica a superfície de deposição generalizada. **E** = Entrada de sedimentos no sistema, **S** = Saída de sedimentos do sistema, **A** = Ângulo de inclinação do dorso da duna em relação ao ângulo de cavalgamento e **B** = Ângulo de cavalgamento da forma de leito em relação à superfície de deposição generalizada. A Ilustração apresenta um cavalgamento subcrítico de formas de leito (modificado de RUBIN & HUNTER 1982).

A principal forma de leito dos sistemas eólicos, em termos de espessura de sedimentos acumulados, são as dunas. À medida que *trends* de dunas eólicas migram, os espaços interdunas, ou as “calhas”, acompanham a migração (**Figura 5**), definindo uma superfície erosiva.

Durante o cavalgamento das formas de leito, a porção superior da duna é erodida, deixando a porção inferior preservada na forma de uma camada com estratos cruzados. Assim, a porção preservada representa apenas uma fração do tamanho real dessa forma de leito (**Figura 5**) (RUBIN & HUNTER, 1982).

A arquitetura dos *sets* registra a dinâmica do campo de dunas e o padrão de preenchimento ou acumulação dos sedimentos. A arquitetura cavalgante, da **Figura 6a**, é gerada nos casos em as dunas galgam, em ângulo de subida, as acumulações anteriores. Já o *downlapping*, da **Figura 6b**, é gerado quando as formas de leito migram em ângulo de descida, preenchendo depressões topográficas preexistentes no terreno. Por fim, o padrão de erosão e preenchimento, da **Figura 6c**, ocorre nos casos em que a profundidade variável de erosão ou varredura durante a migração das calhas, cria um espaço que é posteriormente preenchido por dunas menores no *trend* (CARDENAS *et al.*, 2019).

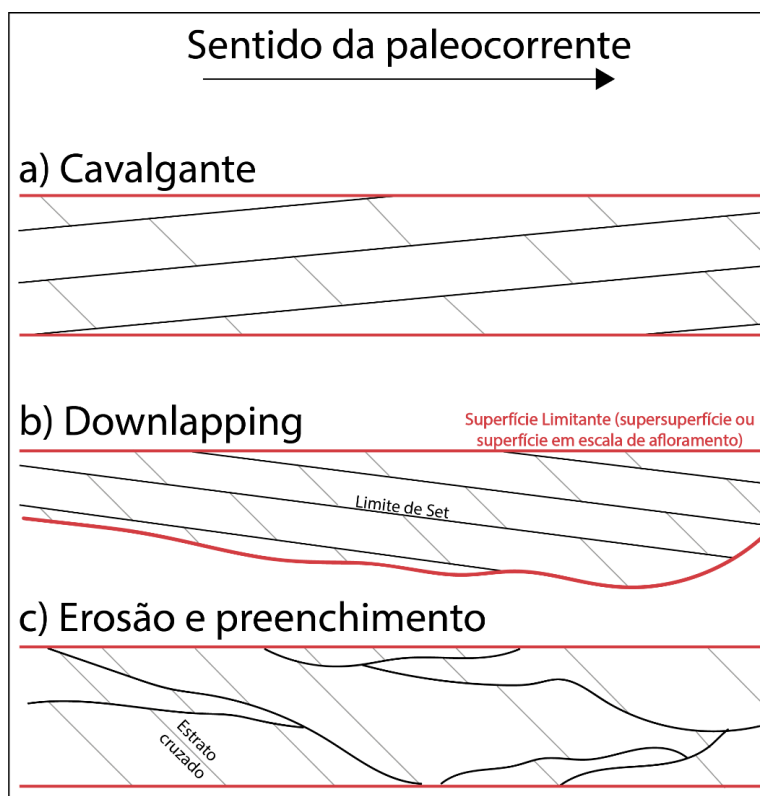


Figura 6: Ilustração dos tipos de arquiteturas de sets de dunas eólicas. **Linhas vermelhas** indicam superfícies limitantes de base e topo; **linhas pretas** indicam limites de sets; **linhas cinzas** indicam as estratificações cruzadas (modificado de CARDENAS *et al.*, 2019)

Conforme relatado em Kocurek & Day (2018), as acumulações de sedimentos eólicos são constantemente retrabalhadas por processos autogênicos ao longo da construção e evolução do *erg*, ou pela sobreposição de outros sistemas e ambientes sedimentares. Por isso, a preservação dos depósitos eólicos é fortemente controlada por mecanismos alogênicos.

Comumente, a subsidência da bacia sedimentar desempenha um papel crucial no processo de preservação, permitindo o soterramento das acumulações eólicas abaixo da linha de erosão e gerando espaço para a sedimentação na área do *erg*. A elevação contínua, relativa ou absoluta, do lençol freático através das acumulações, seja por efeito direto da subsidência ou por fatores climáticos e eustáticos, também favorece a manutenção das acumulações eólicas, suprimindo os processos deflacionários.

Há ainda, registro de mecanismos de preservação mais exóticos, geologicamente instantâneos, como a rápida inundação marinha ou lacustre do campo de dunas, acompanhada por deposição subaquosa, ou o recobrimento do *erg* por fluxos de lava, temática específica deste trabalho.

## 2.2 Morfologia das Dunas Eólicas

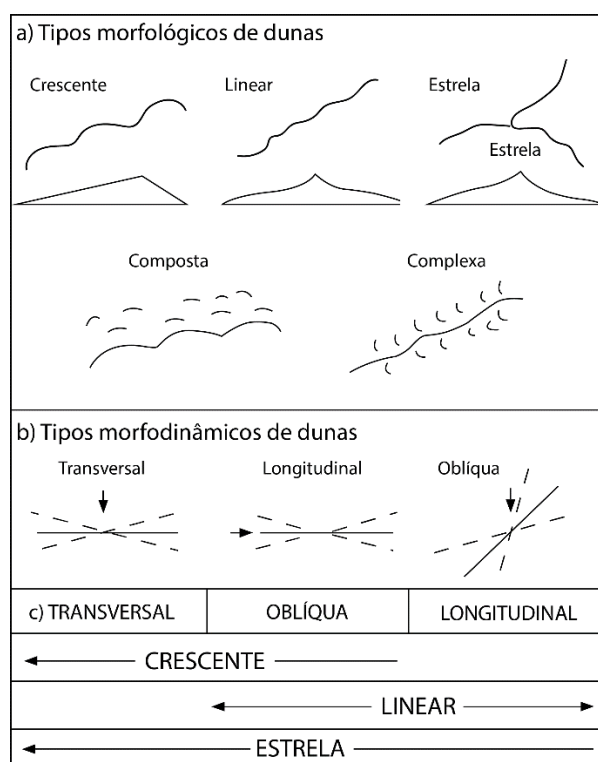
### 2.2.1 Tipos de Dunas Eólicas

A classificação dos tipos de dunas eólicas pode se dar pelos seus atributos morfológicos ou morfodinâmicos (orientação em relação ao vetor médio de transporte de longo prazo). Uma classificação dupla é necessária porque os tipos de dunas morfológicas e morfodinâmicas nem sempre são coincidentes, apesar de se misturarem em algumas classificações (KOCUREK, 1991).

Morfologicamente as dunas podem ser agrupadas em três principais tipos (**Figura 7a**): **crencentes**, quando apresentam um perfil assimétrico com apenas uma face frontal, exibindo sinuosidade ou não da linha de crista; **lineares**, quando as formas de leito têm tendência simétrica e duas faces frontais, podendo ter cristas retas ou sinuosas; **estrelas**, quando multibraçadas, com

cristas distintas irradiando de um ou dois picos centrais em um padrão complexo (KOCUREK, 1991).

Morfodinamicamente (**Figura 7b**), os tipos de dunas podem ser classificados em: **longitudinais**, quando têm a linha de crista orientada paralelamente, ou em um range de até  $15^\circ$  do vetor médio dos ventos; **oblíquas**, quando a linha de crista é orientada com diferença angular entre  $15$  e  $75^\circ$  em relação ao vetor médio; **transversais**, quando a linha de crista tem tendência perpendicular ao vento (KOCUREK, 1991).



*Figura 7: (a) Tipos morfológicos de dunas eólicas (superiores) e draas (inferiores) (Cf. Item 2.2.2). (b) Tipos morfodinâmicos de dunas eólicas, as **setas** indicam o vetor médio do vento de longo-prazo, a **linha contínua** ilustra a crista da duna e as **linhas tracejadas** indicam o range de variações possíveis da linha de crista dentro da classificação; (c) Relação entre tipos morfodinâmicos e morfológicos de dunas eólicas simples (modificado de KOCUREK., 1991).*

Há ainda uma variedade de nomes especiais que podem ser usuais, como dunas dômicas, barcanóides, parabólicas, zibars, entre outros (KOCUREK, 1991; MOUNTNEY, 2006). A **Figura 8** apresenta algumas dessas nomenclaturas e suas configurações.

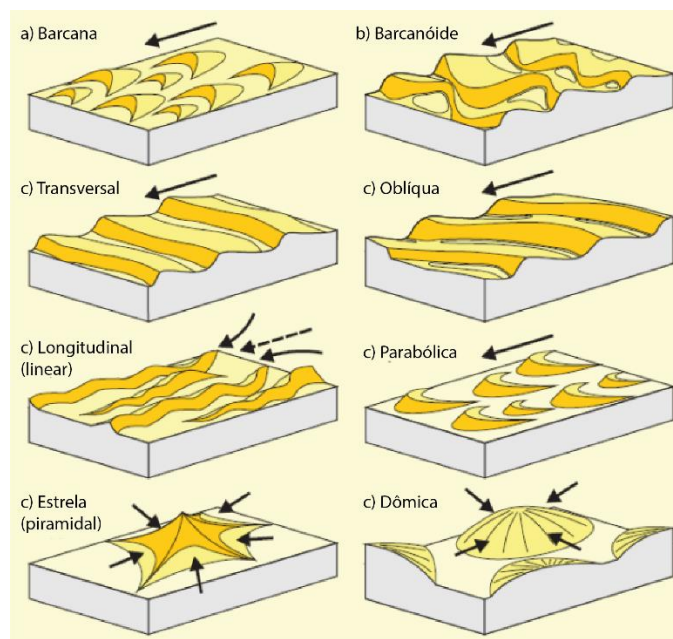


Figura 8: Tipos morfológicos/morfodinâmicos de dunas eólicas simples. Setas contínuas indicam os sentidos de ventos atuantes, já a seta pontilhada indica o vetor de vento resultante (modificado de MOUNTNEY, 2006).

Conforme Cosgrove *et al.*, (2021), as dimensões e formas dos conjuntos de dunas eólicas preservadas estão relacionadas em parte à geometria e morfologia original das formas de leito que as geraram, mas também à velocidade com que migraram e o intervalo de tempo durante o qual essas formas de leito persistiram, juntamente com outros aspectos do comportamento migratório, como o ângulo de cavalgamento.

### 2.2.2 Hierarquia das formas de leito eólicas

Durante os estágios evolutivos avançados de um sistema eólico, formas de leito de grande porte podem se desenvolver no *erg*. O termo *draa* foi empregado por Wilson (1972 *apud* KOCUREK, 1981) para se referir a uma classe de forma de leito eólica de escala maior do que as dunas (comprimentos de onda entre 350 – 5500 m e altura entre 20 – 450 m). Porém, estudos posteriores demonstraram que não existem intervalos bem definidos separando formas de leito de tamanho *draa* e duna (WASSON & HYDE, 1983; KOCUREK, 1991).

Kocurek (1981) utilizou o termo *draa* para se referir coletivamente a todas as formas de leito que não são simples, mas que desenvolvem a migração de dunas sobrepostas em seu dorso e/ou face frontal. A forma de leito sobreposta pode ter a mesma morfologia do *draa* (*Draa* Composto) ou apresentar morfologia diferente (*Draa* Complexo) (**Figura 7b**).

### **2.2.3 Tipos de Depósitos que Constituem Dunas Eólicas.**

Os depósitos eólicos que compõem as dunas (independentemente do tipo ou hierarquia) são gerados por três mecanismos principais:

#### **Queda de livre grãos (*Grainfall*):**

Gerada pela expansão e desaceleração do fluxo eólico quando ultrapassa a crista da duna. Os grãos de areia anteriormente saltitantes, mas nunca verdadeiramente suspensos, perdem muito de seu impulso para a frente e caem na superfície da encosta de sotavento. As partículas de tamanho silte e mais raramente argila, possivelmente transportadas em suspensão “verdadeira” também podem ser depositadas. Os estratos de queda de grãos geram acumulações tipicamente finas (<1 mm) laminares e maciças, que capeiam a topografia da face frontal da duna (HUNTER, 1977; COSGROVE *et al.*, 2021).

**Fluxo de grãos (*Sandflow* ou *Grainflow*):** Estratos de fluxo de grãos se formam quando uma face de deslizamento de duna sofre colapso gravitacional. *Grainflows* são tipicamente erosivos na base e têm geometria nas formas de cunhas ou línguas. Estratos individuais de fluxo de grãos podem ser indistinguíveis, resultando em conjuntos de unidades amalgamadas (HUNTER, 1977; HOWELL & MOUNTNEY, 2001, COSGROVE *et al.*, 2021).

Os mergulhos das estratificações cruzadas de fluxo de grãos alcançam 34° (HUNTER, 1977).

#### **Migração de *ripples* eólicas:**

Esses depósitos são gerados por processos trativos e podem ser subdivididos em formas de leito subcríticas, críticas e supercríticas de cavalgamento e em estruturas transladantes ou com laminações (**Figura 9**).

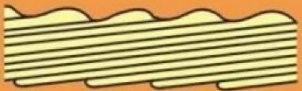



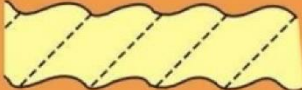

		Estruturas transladantes	Laminações das marcas onduladas
Relação entre o ângulo de cavalgamento ( $\alpha$ ) e a inclinação do dorso das formas de leito ( $\beta$ )	Subcrítico ( $\alpha < \beta$ )	 <p>Estratos transladantes cavalgamento subcrítico</p>	 <p>Laminações cruzadas truncadas</p>
	Crítico ( $\alpha = \beta$ )	 <p>Estratos transladantes cavalgamento crítico</p>	 <p>Laminações cruzadas inteiramente preservadas</p>
	Supercrítico ( $\alpha > \beta$ )	 <p>Estratos transladantes cavalgamento supercrítico</p>	 <p>Preservação do dorso e da parte frontal das formas de leito</p>

Figura 9: Classificação de tipos de ripples com base no ângulo de cavalgamento, inclinação do dorso e arquitetura interna (modificado de HUNTER, 1977).

As ripples eólicas ocorrem nas áreas de interdunas, no dorso de dunas e eventualmente em faces frontais na região do pé da duna.

Em zonas de vórtice, expansão ou canalização do fluxo eólico, o sentido de migração das ripples pode ser significativamente divergente da corrente principal. Essas acumulações comumente apresentam gradação inversa (HUNTER, 1977; COSGROVE *et al.*, 2021).

## 2.2.4 Arquitetura das Dunas Eólicas

### 2.2.4.1 Topset

O topset (conjunto superior) das dunas eólicas é a zona de transporte ativo de sedimentos no dorso das formas de leito, apresenta estratificações inclinadas contra o sentido dos ventos. Os depósitos dessa porção são basicamente restritos a estratos subcríticos transladantes cavalgantes (**Figura 9**) (HUNTER, 1977). A espessura do topset pode ser bastante variável, atingindo dimensões métricas em alguns casos (SCHERER, 2002).

Devido ao caráter erosivo do processo de migração de formas de leito eólicas, a preservação do *topset* não é favorecida pela dinâmica do sistema, sendo erodida primariamente durante o processo de cavalgamento.

#### 2.2.4.2 *Foreset*

O *Foreset* (conjunto de frente) das dunas eólicas é gerado por processos de sedimentação em faces de deslizamento ativas. Comumente formam estratificações cruzadas planares (em dunas 2D) ou tangenciais (em dunas 3D).

Os estratos do *Foreset* são compostos predominantemente por depósitos de fluxo e queda livre de grãos. Em faces de deslizamento pouco íngremes, estratos de *ripples* cavalgantes também podem ocorrer, frequentemente registrando a migração de pequenas formas de leito de maneira oblíqua ou oposta à paleocorrente principal.

A transição dos *foresets* para *topset* e *bottomset* pode se dar de forma sigmoidal ou abrupta (HUNTER, 1977).

#### 2.2.4.3 *Bottomset*

O *Bottomset* (conjunto inferior) é dominado pela ocorrência de estratos com curvatura côncava para cima, formados por depósitos de queda de grãos e *ripples* cavalgantes. Apresenta contato interdigitado e não-erosivo com os estratos cruzados do *foreset*. As avalanches dos fluxos de grãos não alcançam o *bottomset* (HUNTER, 1977).

A **Figura 10** ilustra a arquitetura e os principais elementos que compõem as dunas eólicas.



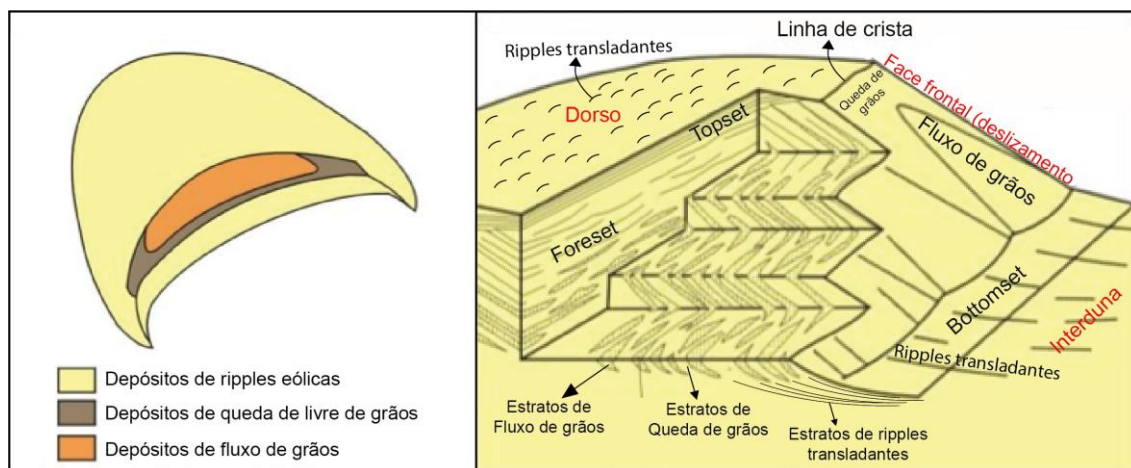


Figura 10: Estruturação, tipos de depósitos e arquitetura das dunas eólicas (modificado de HUNTER, 1977).

#### 2.2.4.4 Superfícies Limítrofes

Existem três distintas tipologias de superfícies em sistemas eólicos resultantes da dinâmica de migração e cavalgamento de dunas eólicas:

**Superfície de Interduna:** representa a superfície de cavalgamento de dunas eólicas, acompanhada pela migração lateral das áreas de interdunas (**Figura 11A**) (BROOKFIELD, 1977; KOCUREK, 1981). Em sistemas eólicos secos, os sedimentos dessa zona tendem a serem erodidos e retrabalhados pelos ventos (SCHERER, 2000). Em sistemas eólicos que interagem com o lençol freático, as áreas de interdunas podem ser úmidas ou encharcadas, facilitando a preservação dos sedimentos depositados.

**Superfície de Superimposição:** a migração de dunas sobrepostas sobre a face frontal de um *draa* desenvolve *cosets* de estratos cruzados (**Figura 11C**), onde os *sets* individuais são separados por Superfícies de Superimposição. Por sua vez, essas superfícies estão contidas entre as Superfícies de Interduna, que registram a migração das formas de leito principais (BROOKFIELD, 1977; KOCUREK, 1981).

**Superfície de Reativação:** o mecanismo de formação dessas superfícies se dá pela erosão da frente da duna eólica, desencadeada por flutuações na velocidade ou sentido dos ventos durante um certo período de tempo. Essas superfícies são marcadas pela separação de *subsets* dentro de um *set* principal

de estratificações cruzadas (**Figura 11B**). A abundância de Superfícies de Reativação é forte indicativo de sistema eólico desenvolvido em regimes de ventos variáveis (BROOKFIELD, 1977; KOCUREK, 1981).

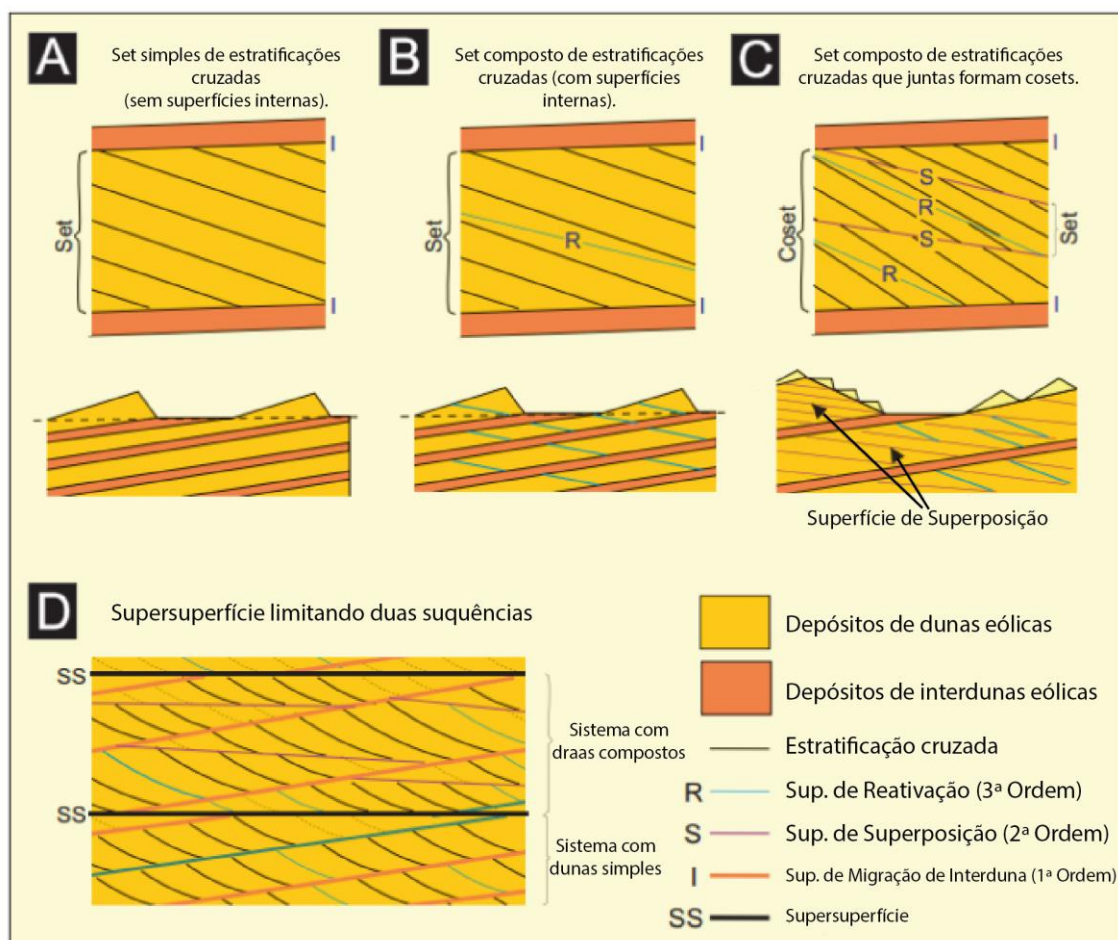


Figura 11: Ilustração das superfícies limítrofes dos sistemas eólicos e processo gerador (modificado de MOUNTNEY, 2006).

#### 2.2.4.5 Supersuperfícies

Supersuperfícies são superfícies de escala regional, que marcam o fim de um episódio de acumulação eólica e uma mudança nas condições do ambiente deposicional. Essas superfícies delimitam uma acumulação eólica mais antiga de um novo evento de acumulação, dando origem a duas Unidades Genéticas distintas (**Figura 11D**) (KOCUREK, 1986).

Uma supersuperfície pode conter um hiato significativo de tempo ou ser gerada a partir de uma rápida mudança no ambiente deposicional, como por exemplo, o recobrimento do *erg* por fluxos de lavas (e. g. SCHERER, 2002).

### 2.3 Eventos de recobrimento de *ergs* por lavas no registro geológico

O registro geológico de eventos de inundação de *ergs* ativos por lavas é raro, mas há pelo menos três ocorrências relatadas no planeta:

- Formação Eriksfjord (**Figura 12A**), no sul da Groenlândia. Uma unidade pré-cambriana que apresenta dunas dômicas recobertas por fluxos de lavas basálticas (CLEMMENSEN, 1988);

- Formação Botucatu (**Figura 12B**), que aflora na Bacia do Paraná, sul do Brasil, e consiste em uma unidade composta predominantemente por estratos cruzados de dunas, *draas* crescentes e *draas* lineares, que são cobertas por uma espessa sucessão de derrames vulcânicos da LIP do Paraná-Etendeka. Constitui um importante registro dos estágios finais de fragmentação do Gondwana (SCHERER, 2002; WAICHEL *et al.*, 2008);

- Formação Twyfelfontein (WANKE *et al.* 2000), anteriormente chamada de Etjo Sandstone (e. g. JERRAM *et al.*, 1999a) (**Figura 12C**). Uma unidade correlacionável com a Formação Botucatu e que ocorre no noroeste da Namíbia. Essa formação também é recoberta por material vulcânico da LIP do Paraná-Etendeka (JERRAM *et al.*, 1999a, 1999b; MOUNTNEY *et al.*, 1999).

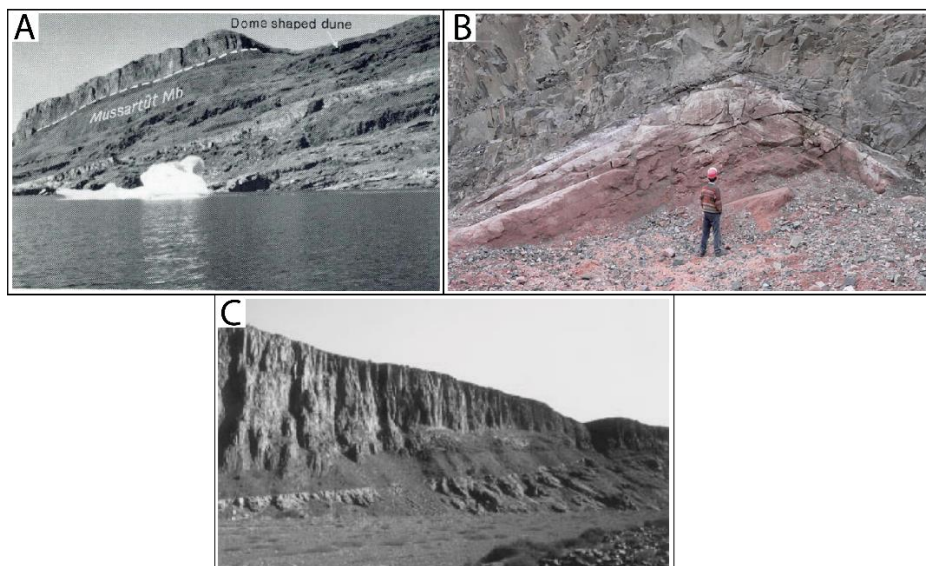


Figura 12: (A) Depósito eólico da Formação Eriksfjord recoberto por lavas (extraído de Clemmensen 1988); (B) Depósito eólico da Formação Botucatu recoberto por lavas (extraído de Waichel, 2008); (A) Depósito eólico da Formação Twyfelfontein recoberto por lavas (extraído de Mountney, 1999).

## 2.4 Morfologia de Derrames.

A nomenclatura dos tipos de fluxos de lavas basálticas, historicamente foi baseada na morfologia e textura da superfície dos derrames. A formalização de um sistema de remonta Macdonald (1953), quando foram separadas três morfologias: *a'a*, *pahoehoe* e lavas em bloco (HARRIS *et al.*, 2017).

Lavas em bloco, em geral, são formadas por magmas viscosos, de composição andesítica, dacítica ou riolítica. Possuem uma porção superior formada por fragmentos angulosos ou poliedrais e com superfícies lisas (MACDONALD, 1953)

Já as classificações *a'a* e *pahoehoe*, atualmente são consideradas como membros finais de um amplo espectro de morfologias de fluxos de lavas (**Figura 13**) (DURAIWAMI *et al.*, 2014; HARRIS *et al.*, 2017).

Os principais fatores controladores dos tipos de fluxo de lavas são as taxas de efusão, a viscosidade do magma, inclinação e topografia do substrato e taxas de deformação e resfriamento das lavas (DURAIWAMI *et al.*, 2014).

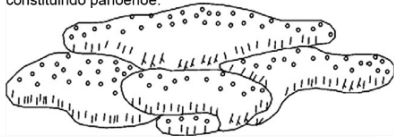
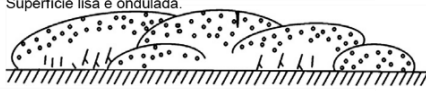


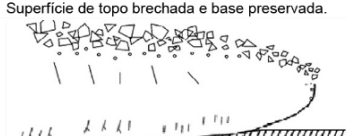
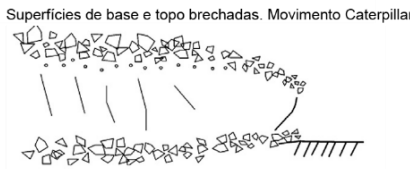
Tipo de Lava	Definição	Ilustração	Significado
Pahoehoe	Um termo havaiano que significa "lava básica lisa e não quebrada" que tem uma superfície lisa, ondulada, ou em corda. As lavas Pahoehoe são compostas por várias unidades (lobos, dedos...).	Múltiplas unidades (compostas) constituindo pahoehoe. 	Essas características da superfície são devidas ao movimento da lava fluida sob uma crosta superficial solidificada. Lavas compostas.
Hummocky pahoehoe	Uma variedade de lava pahoehoe composta por dedos de lava, pequenos lobos e tumuli. A superfície deste tipo de lava é lisa, semelhante a um pão, com unidades formando hummockys.	Superfície lisa e ondulada. 	Este tipo de fluxo composto se forma devido à baixa taxa de efusão de lava ou devido à paleotopografia ondulada.
Sheet pahoehoe	Uma variedade de lava pahoehoe que consiste de grandes lobos tabulares e pacotes grossos de lava. As unidades são empilhadas umas sobre as outras para formar uma geometria tabular e plana.	Superfície plana ou levemente ondulada. 	A inflação e a coalescência dos lobos de lava dão origem a lobos tabulares de topo plano, com estrutura interna típica de três camadas (zona de tubo basal - núcleo - crosta).
Slabby pahoehoe	Slabby pahoehoe contém uma série de <i>slabs</i> estreitamente espaçadas, com alguns metros de largura e alguns centímetros de espessura, quebradas e inclinadas pelo movimento ou drenagem da lava subjacente.	Superfície de topo deslocada, com crosta de <i>slabs</i> . 	É considerado um tipo de lava gradacional entre pahoehoe e a'a, mostra características de pahoehoe predominantes, mas com uma crosta rompida.
Rubbly pahoehoe	Fluxos de lava com bases conservada e crostas superiores brechadas constituindo um tipo morfológico que difere em caráter dos típicos pahoehoe e a'a.	Superfície de topo brechada e base preservada. 	Tipo de lava transicional entre pahoehoe e a'a, ocorrem em taxas de efusão ligeiramente maiores do que as pahoehoe.
A'a	A'a é um termo havaiano que significa "lava pedregosa e áspera". É um dos três tipos básicos de fluxo de lava, cuja as superfícies superior e basal são compostas por brechas autoclásticas de lava quebrada.	Superfícies de base e topo brechadas. Movimento Caterpillar. 	Geralmente os fluxos a'a são os mais viscosos de todos os tipos morfológicos e avançam muito menos rapidamente do que os fluxos pahoehoe no mesmo declive.

Figura 13: Tipos morfológicos dos fluxos de lava dentro do espectro a'a – pahoehoe com definição, ilustração e significado (modificado de DURAISWAMI et al., 2014).

Os derrames basálticos ainda podem ser separados em:

- **Fluxos de Lava Compostos:** quando são divisíveis em unidades de fluxo e tem aspecto exterior semelhante a escudos. Ocorrem geralmente associados a taxas de efusão relativamente baixas (WALKER, 1971).
- **Fluxos de Lava Simples:** quando não são divisíveis em unidades de fluxo, gerando depósitos tabulares e lateralmente amplos. Comumente se formam quando a taxa de efusão é relativamente elevada (WALKER, 1971).

## 2.5 Feições de Interação Sedimento-Lava

### 2.5.1 Peperitos

O termo peperito é bastante controverso, tendo sido usado ao longo do tempo com diferentes definições. Originalmente foi criado por Scrope (1858 *apud* JERRAM & STOLLHOFEN, 2000) como um termo descritivo para brechas basálticas com uma matriz carbonática clástica, resultantes da precipitação de piroclastos basálticos contemporâneos à sedimentação carbonática.

Ao longo do século XX o termo foi utilizado com sentido genético, atribuindo a origem de rochas peperíticas à simultânea fragmentação, fluidização e mistura de magma efusivo com sedimentos úmidos ou subaquosos. Porém, paralelamente, outras definições genéticas foram utilizadas, inclusive para contextos intrusivos (JERRAM & STOLLHOFEN, 2000).

De fato, a formação de texturas brechadas constituídas por sedimentos de composição variável misturados com componentes vulcânicos juvenis, ocorrem em diversos ambientes geológicos. Por isso, Jerram & Stollhofen (2000) sugerem que o termo peperito seja utilizado de forma descritiva para qualquer tipo de depósito onde há clara interação de sedimentos com componentes vulcânicos juvenis. Nomenclatura que foi adotada neste trabalho.

A geração de peperitos pela interação de lavas com areias eólicas secas, entre outros processos, pode ocorrer quando frentes de derrames a'a escavam o substrato e ocasionam um rápido influxo de sedimentos na frente do derrame. Ou quando cascatas de lavas que descem a face de deslizamento das dunas misturando areia e material vulcânico (JERRAM & STOLLHOFEN, 2000).

### 2.5.2 Ripples Eólicas Fossilizadas

O recobrimento de um sistema eólico ativo por lavas, permite a fossilização de formas de leito de diferentes escalas. Nessas ocorrências é comumente relatada a presença de *ripples* eólicas “congeladas” nos espaços em

que os fluxos de lava geraram pouca deformação sobre os sedimentos eólicos inconsolidados (SCHERER 2002; WAICHEL *et al.*, 2008; JERRAM *et al.*, 1999a).

### **2.5.3 Estrias**

Estrias são ranhuras finamente espaçadas que formam relevo (<1 centímetros) no substrato (JERRAM & STOLLHOFEN, 2000). São geradas pelo arraste da areia inconsolidada sob fluxos de lava. Comumente essas feições aparecem orientadas paralelamente à direção de fluxo, sendo um importante indicador cinemático para a reconstrução dos derrames (SCHERER 2002; WAICHEL *et al.*, 2008; JERRAM *et al.*, 1999a; JERRAM & STOLLHOFEN, 2000).

### **2.5.4 Impressões de Derrames**

O reconhecimento de impressões do avanço de unidades de lava *pahoehoe* sobre campos de dunas foi detalhado por Waichel *et al.*, (2008), que definiu quatro tipos feições de interação condicionadas pelo tipo de derrame e pela paleotopografia do substrato na sua área de estudo (**Figura 14**).

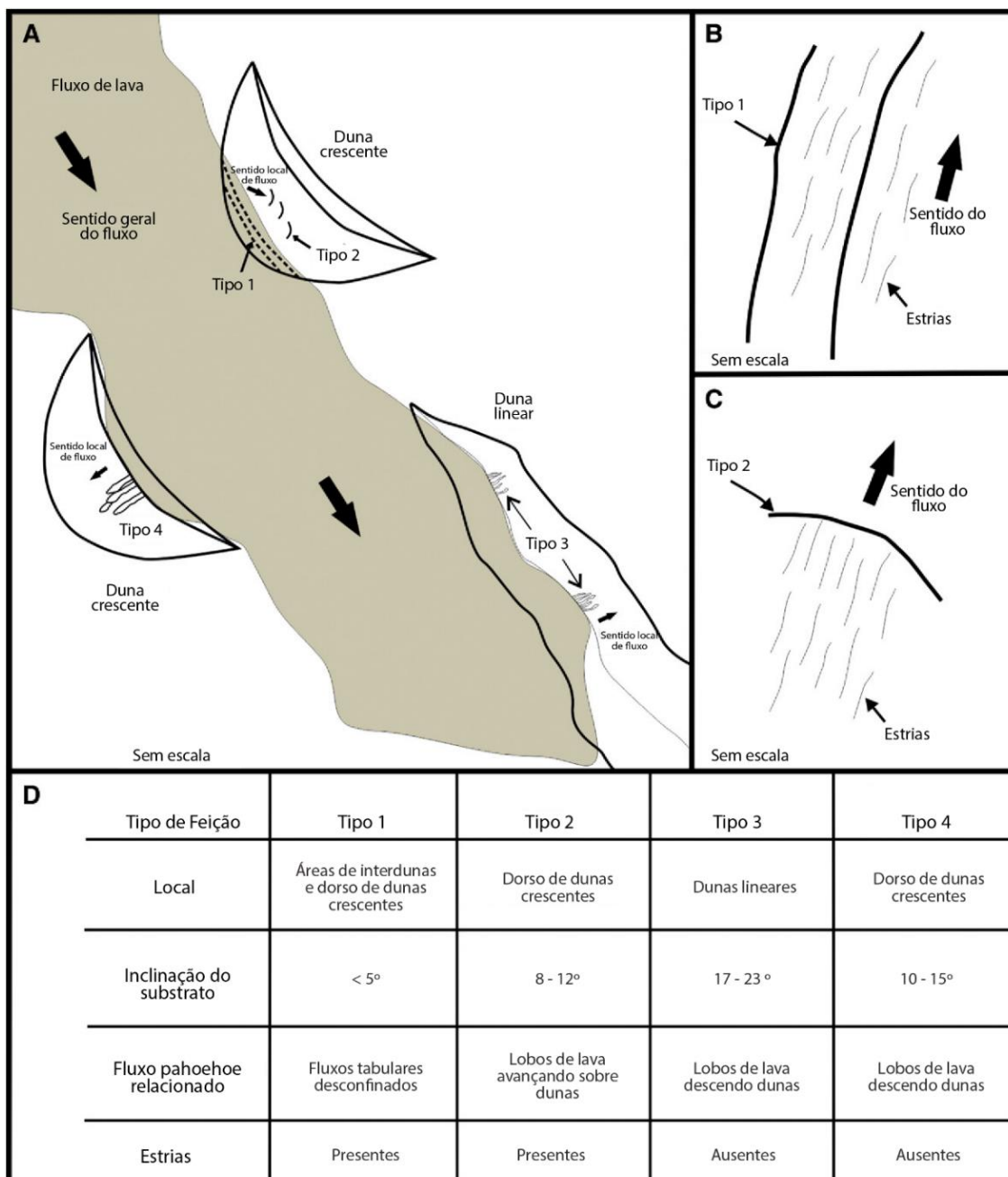


Figura 14: **(A)** Ilustração esquemática dos tipos de feição de interação e seus locais de ocorrência; **(B)** Ilustração esquemática de feições do Tipo 1 note que o principal abarrotamento de sedimentos (linhas pretas) ocorre paralelamente ao sentido do fluxo; **(C)** Ilustração esquemática de feições do Tipo 2, note que o abarrotamento de sedimentos (linhas pretas) ocorre perpendicularmente ao sentido do fluxo, na forma de marca em crescente; **(D)** Tabela esquemática com as características de ocorrência de cada tipo de feição na área do estudo (Modificado de WAICHEL et al., 2008).



- **Feição Tipo 1:** relacionadas ao avanço de *sheet flows* ou fluxos de lavas simples, em áreas de interdunas. Esses derrames progressivamente soterram o dorso das dunas (declives  $<5^\circ$ ) (**Figura 15**);



Figura 15: Feição Tipo 1, **seta branca** indica o sentido de fluxo, **seta preta** indica o avanço lateral do derrame e as linhas pontilhadas delimitam a feição (retirado de WAICHEL et al., 2008).

- **Feição Tipo 2:** geradas pelo avanço de lobos sobre o dorso das dunas (declives de  $8$  a  $12^\circ$ ). Também chamadas de marcas em crescente por Scherer (2002) (**Figura 16**);



Figura 16: Feição Tipo 2, **seta preta** indica o sentido de fluxo (retirado de WAICHEL et al., 2008).

- **Feição Tipo 3:** geradas por dedos de lava que descem a face frontal de dunas (declives de 17 a 23°, relatada em dunas lineares fossilizadas) (**Figura 17**);

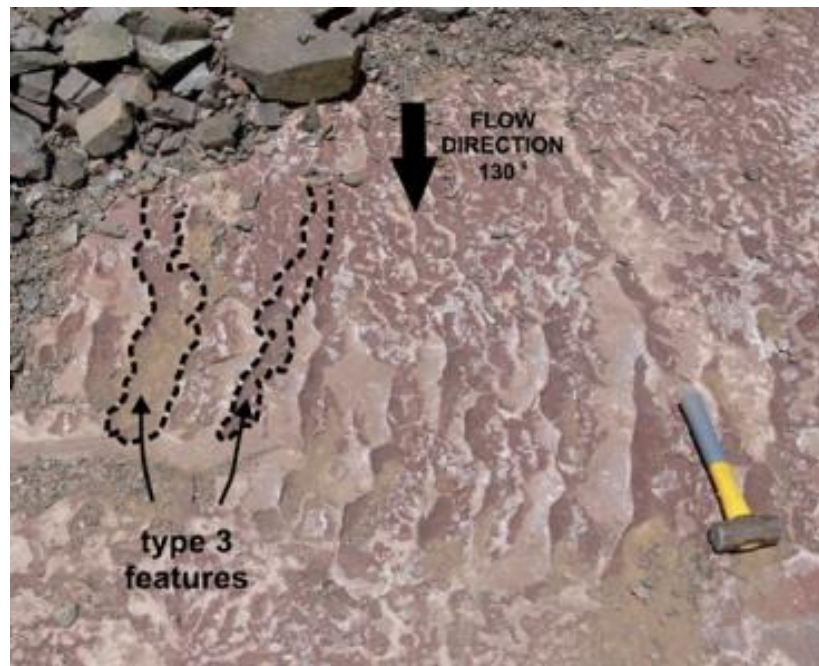


Figura 17: Feição Tipo 3, **linhas pontilhadas** delimitam a feição, **seta preta** indica o sentido de fluxo (retirado de WAICHEL et al., 2008).

- **Feição Tipo 4:** gerados por lobos de lava em fluxo descendente sobre o dorso de dunas crescentes (declives de 10 a 15°) (**Figura 18**).

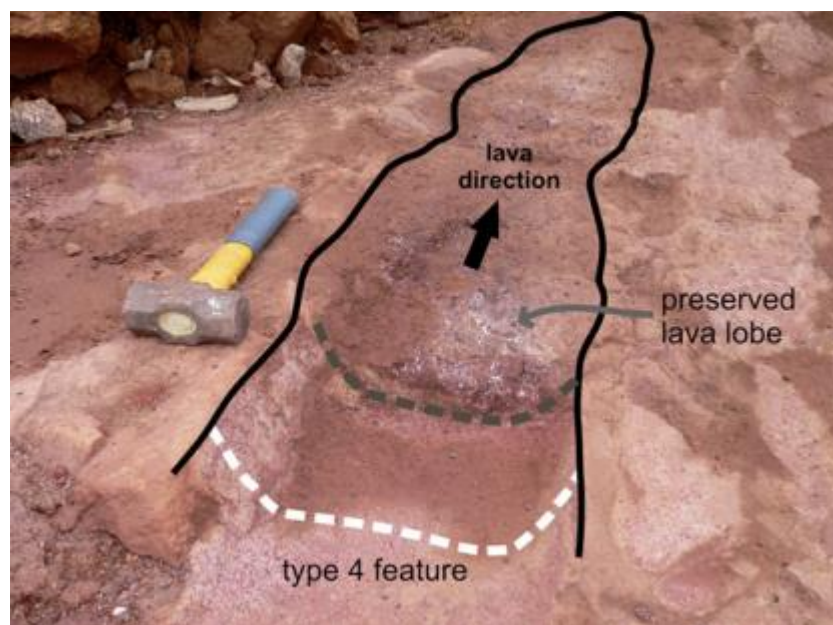


Figura 18: Feição Tipo 4, **linhas contínuas** delimitam a feição, **seta preta** indica o sentido de fluxo (retirado de WAICHEL et al., 2008).

### **3 MATERIAL E MÉTODOS**

A realização deste projeto utilizou de técnicas de aquisição de dados geológicos em campo, seguido do tratamento dessas informações em ambiente digital.

#### **3.1 Revisão Bibliográfica**

Durante todo o desenvolvimento desse trabalho foi realizada consulta à literatura, visando compreender o contexto geológico regional e as contribuições científicas prévias acerca da geologia das unidades em estudo. Além disso, foi constante a revisão sobre os mecanismos de acumulação e preservação dos sistemas eólicos, bem como dos exemplos já conhecidos de interação sedimento-lava.

A principal ferramenta utilizada nessa tarefa foi o *software* Mendeley Reference Manager®, que permitiu a organização e catalogação dos artigos científicos e facilitou a inserção das citações no texto dentro da plataforma Microsoft Office Word®.

#### **3.2 Trabalhos de Campo**

Em dezembro de 2021 ocorreu um primeiro trabalho de campo (Campo 1), inserido no Projeto de Pesquisa e Desenvolvimento (P&D) intitulado “Arquitetura de fácies e estratigrafia de alta resolução de sistemas eólicos costeiros”, executado em cooperação entre Instituto de Geociências - UFRGS e a Petrobras S. A, sob a coordenação do Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer. Esta campanha visou o reconhecimento da Formação Sambaíba dentro da região conhecida como Chapada das Mesas.

A área se mostrou promissora para a realização de pesquisas e novos trabalhos de campo foram planejados. A partir desse ponto, foi possível definir as três etapas seguintes de desenvolvimento prático do projeto. Foram elas: (3.2.1) Planejamento dos campos, (3.2.2) Aquisição de dados dos afloramentos e (3.3) Tratamento dos dados.

### 3.2.1 Planejamento dos campos

Esta etapa visou, principalmente, a escolha dos afloramentos que seriam levantados nos trabalhos de campo subsequentes. Para isso, foram utilizadas as informações do campo de reconhecimento, somadas ao uso de técnicas de sensoriamento remoto e da pesquisa por pontos anteriormente descritos na literatura.

Devido às imprecisões entre os diversos mapas geológicos que existem para a região, constatadas no campo reconhecimento, fez-se necessário um produto que permitisse a definição dos limites da área de ocorrência das unidades geológicas de interesse. Desse modo, mostrou-se muito adequada a geração de um Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (NDVI) a partir de composições de imagens *Landsat 8* (**Figura 19**). Essas imagens foram tratadas dentro do *software* QGIS® Desktop 3.18. 2.

O NDVI foi obtido no processamento das imagens de satélite, utilizando a diferença entre as bandas do Vermelho (B4) e do Infravermelho Próximo (B5) normalizada pela soma das mesmas bandas (**Equação 1**) (ZANZARINI *et al.*, 2013). Os parâmetros do Sensor OLI, do *Landsat 8*, são especificados pela (**Tabela 1**).

$$\text{NDVI} = \frac{\text{NIR} - \text{R}}{\text{NIR} + \text{R}}$$

Eq. 1: Cálculo envolvido na geração do NDVI  
(Modificado de ZANZARINI *et al.*, 2013)

Onde:

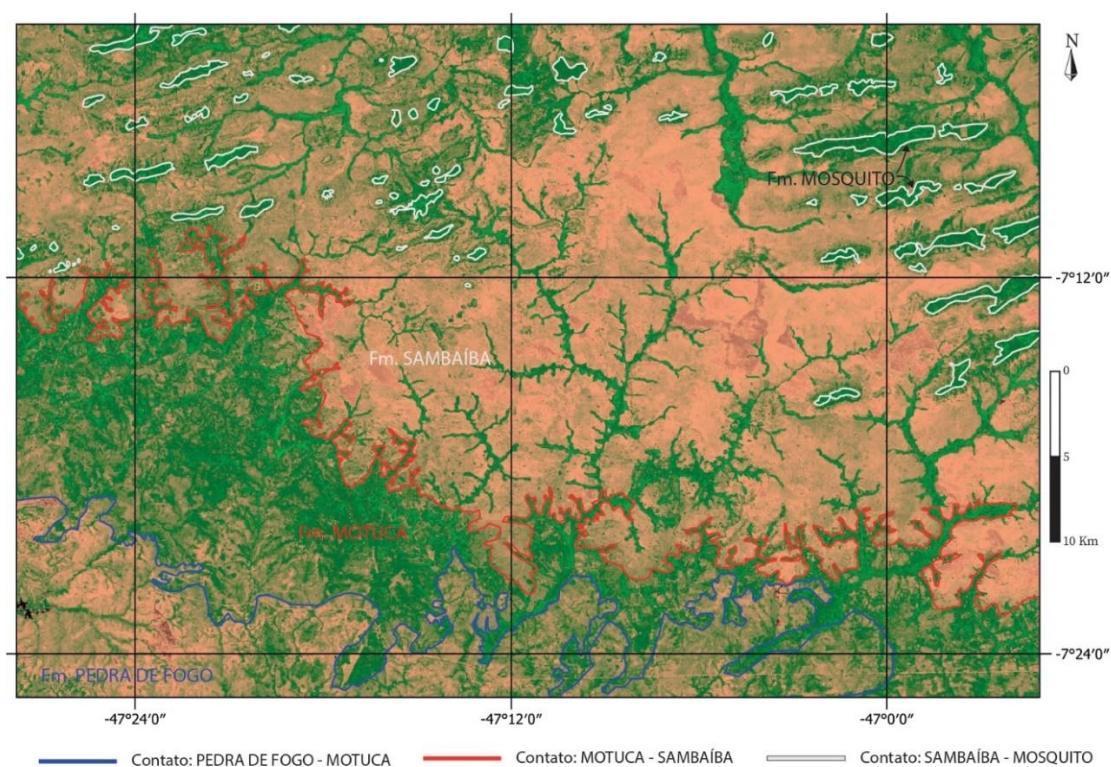
**NDVI** = Índice de Vegetação da Diferença Normalizada

**NIR** = Valor da Reflectância na faixa do Infra Vermelho Próximo

**R** = Valor da Reflectância na faixa do Vermelho

**Tabela 1:** Parâmetros do Sensor Operacional Land Imager (OLI), do Satélite Landsat 8 (modificado de EMBRAPA, 2018)

Bandas Espectrais	Resolução Espectral	Resolução Espacial	Resolução Temporal	Área Imageada	Resolução Radiométrica
(B1) Costal	0,433 – 0,453 $\mu\text{m}$	30 m	16 dias	185 km	12 bits
(B2) Azul	0,450 – 0,515 $\mu\text{m}$				
(B3) Verde	0,525 – 0,600 $\mu\text{m}$				
(B4) Vermelho	0,630 – 0,680 $\mu\text{m}$				
(B5) Infravermelho próximo	0,845 – 0,885 $\mu\text{m}$				
(B6) Infravermelho médio	1,650 – 1,660 $\mu\text{m}$				
(B7) Infravermelho médio	2,100 – 2,300 $\mu\text{m}$	15 m			
(B8) Pancromático	0,500 – 0,680 $\mu\text{m}$	30 m			
(B9) Cirrus	1,360 – 1,390 $\mu\text{m}$				



**Figura 19:** Recorte parcial do NDVI gerado para a área de estudo com interpretação dos contatos entre as unidades aflorantes. (atentar para a legenda; SRC: SIRGAS 2000).

As imagens utilizadas foram da órbita/ponto 222/065, referentes ao dia 31/07/2017, disponíveis em << <http://www.dgi.inpe.br/catalogo/> >>. A data foi escolhida propositalmente visando o período de escassez de chuva na área de estudo. A razão disso foi a observação, no campo de reconhecimento, de que as ocorrências dos basaltos da Formação Mosquito e dos sedimentos

relativamente mais finos, que constituem a Formação Motuca, estão associadas a uma vegetação densa, constituída por árvores de grande porte e que se mantém verdes durante os meses de estiagem. Essa característica contrasta com a vegetação, de pequeno porte, que recobre os arenitos da Formação Sambaíba e que fica seca durante esses períodos.

Um Modelo Digital de Terreno, obtido através de imagens ALOS/PALSAR com resolução espacial de 12,5 metros disponibilizadas em << <https://search.asf.alaska.edu/#/> >> auxiliou na delimitação dos contatos, permitindo a análise de lineamentos e quebras de relevo.

Outros balizadores no planejamento dos trabalhos de campo foram as fichas de afloramentos (**Figura 20**) de Lima & Leite (1978, v. XIV), que indicaram a localidade de alguns pontos essenciais para o desenvolvimento desta monografia.

CPRM						PREP.	C/C	
CADERN.	PALFONTO.	SEDIMENT.	MINERAL.	QUÍMICA	PETROGR.	LA	1538	
05						Nº	304	
ALTT.		LOCALIZAÇÃO				CADASTRO GCDR	ILUSTR.	
		SB-23-Y 06°39'12"S - 47°43'18"W						
DADOS GEOGRÁFICOS						TECTÓNICA		
TOPONÍMIA 33,8 km SW Estreito, na BR-226						ATT. DA CAM.		
RELEVO Ondulado						ATT. DA XIST.		
VEGETAÇÃO Cerrado						ATT. DA LIN.		
SOLO Areno-argiloso						OUTROS		
DADOS GEOLÓGICOS						LITOLÓGIA		
Arenito róseo, fino e fino-médio, pintalgado de caulim, fina estratificação cruzada, grãos foscos, subangulosos a subarredondados, friável. Acima, basalto intemperizado.						ROCHA		
						Arenito		
						Basalto		
						CLASSE		
						Sedimentar		
						Ígnea.		
UNIDADE ESTRAT. Formação Sambaíba/Mosquito						AMOSTRA <input checked="" type="checkbox"/> SIM <input type="checkbox"/> NÃO		
CADERN. PALFONTO. SEDIMENT. MINERAL. QUÍMICA PETROGR. Nº						305		
ALTT.		LOCALIZAÇÃO				CADASTRO GCDR	ILUSTR.	
		SB-23-Y 06°42'12"S - 47°48'30"W						
DADOS GEOGRÁFICOS						TECTÓNICA		
TOPONÍMIA 42,8 km SW Estreito na BR-226						ATT. DA CAM.		
RELEVO Ondulado						ATT. DA XIST.		
VEGETAÇÃO Cerrado						ATT. DA LIN.		
SOLO Argiloso						OUTROS		
DADOS GEOLÓGICOS						LITOLÓGIA		
Arenito róseo, fino, caulínco, estratificação cruzada, grãos foscos, subangulosos a subarredondados. Acima basalto alterado.						ROCHA		
						Arenito		
						Basalto.		
						CLASSE		
						Sedimentar		
						Ígnea		
UNIDADE ESTRAT. Formação Sambaíba/Mosquito						AMOSTRA <input type="checkbox"/> SIM <input checked="" type="checkbox"/> NÃO		

Figura 20: Exemplo de descrição de afloramento retirada de LIMA & LEITE, (1978, v. XIV.)

### **3.2.2 Aquisição dos dados dos afloramentos**

Essa etapa foi constituída de três saídas de campo nos seguintes intervalos de dias:

- **Campo 2:** 12/04/2022 – 23/04/2022;
- **Campo 3:** 24/07/2022 – 04/08/2022;
- **Campo 4:** 03/09/2022 – 14/09/2022.

Em geral, o primeiro e o último dia de campo foram reservados para o deslocamento.

Os trabalhos realizados no campo (**Tabela 2**) consistiram no levantamento e na obtenção dos dados necessários para realizar a fotointerpretação dos afloramentos. Incluindo a confecção de croquis esquemáticos, tomada de atitudes com bússola geológica e a captura de conjuntos de fotografias com auxílio de Veículo Aéreo Não Tripulado (VANT) visando a construção de ortofotomosaicos.

**Tabela 2:** Dados levantados em campo ao lado da respectiva técnica de aquisição.

DADO DE CAMPO	TÉCNICA DE AQUISIÇÃO
Espessura (estratos, camadas...)	Medida com trena
Atitude das estruturas (Superfícies Limítrofes, marcas onduladas, estratos....)	Medida com bússola <i>Brunton® Geo Transit</i> , e auxílio de prancheta.
Cor	Análise visual
Granulometria	Análise visual com lupa de mão + Comparação com tabelas de referência
Seleção	Análise Visual com lupa de mão + Comparação com tabelas de referência
Arredondamento e Esfericidade	Análise visual com lupa de mão + Comparação com tabelas de referência
Composição	Análise visual com lupa de mão
Fotografia	Nikon D3200, Smartphones e VANT DJI Mavic 2
Amostragem	Quebra com Martelo Geológico + Talhadeira/Espátula
Geometria	Análise visual
Croquis Esquemáticos	Análise visual + tomada de atitudes das estruturas representadas + ilustração a mão livre e com auxílio de escalímetro
Tipo de estruturas sedimentares	Análise visual + Comparação com a literatura



### 3.2.2.1 *Análise Faciológica*

Conforme Walker & James (1992), uma fácies é definida por um corpo rochoso caracterizado por uma combinação particular de litologia e estruturas físicas e biológicas que conferem um aspecto ("fácies") diferente dos corpos rochosos acima, abaixo e lateralmente adjacentes. A interpretação de uma fácies baseia-se na comparação das suas características com as de outras unidades estratigráficas detalhadas na literatura e com as observações dos ambientes sedimentares modernos.

A caracterização do sistema deposicional e de sua evolução seguiu a metodologia proposta por Walker & James (1992) (**Figura 21**). Onde se agruparam fácies intimamente relacionadas, e que têm algum significado ambiental, em associações de fácies (e. g. Associação de Fácies de Dunas Eólicas), e/ou elementos arquiteturais quando as geometrias dos corpos são conhecidas (e. g. Elemento Arquitetural Duna Eólica).

A caracterização da Sucessão de Fácies, que leva em conta mudanças progressivas verticais ou laterais nas propriedades das fácies (e. g. ciclo de granodecrescência ascendente) foi realizada em levantamento de seções colunares não incluídas neste trabalho.

A partir dessas etapas, comparou-se o objeto de estudo com o Modelo de Fácies, que pode ser definido como um resumo geral de um Sistema Depositional particular.

A compreensão do modelo permitiu a caracterização do Sistema Depositional preservado no intervalo estratigráfico em estudo (Sistema Eólico Seco).

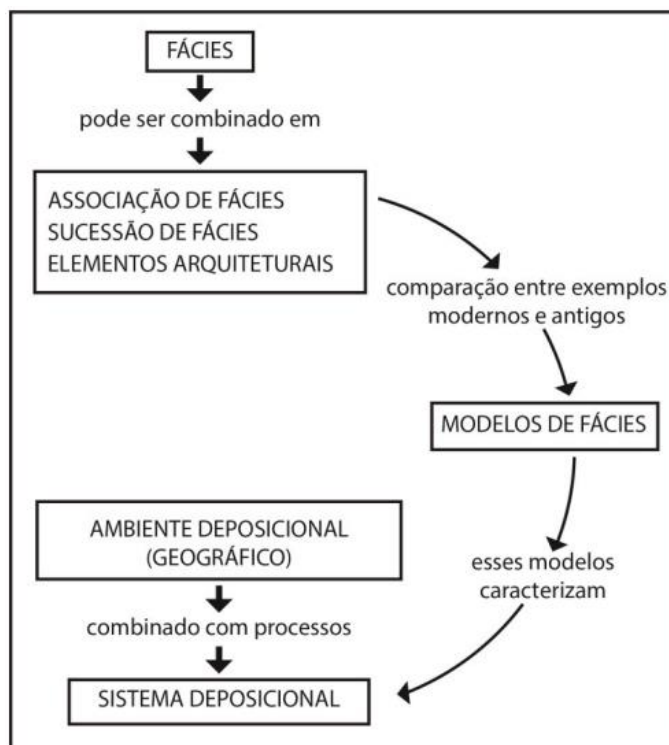


Figura 21: Fluxograma para a definição de sistema deposicional (modificado de WALKER & JAMES 1992).

### 3.3 Tratamento dos dados

As etapas pós-campos, consistiram no (1) tabelamento de dados em planilhas do Microsoft Office Excel®, (2) geração de Ortofotomosaicos no Agisoft Metashape Professional®, (3) digitalização das anotações e representações de campo, somado a interpretação dos ortofotomosaicos no Adobe Illustrator®, (4) geração de diagramas de roseta pelo Open Stereo e (5) Confeção de figuras e ilustrações explicativas no Adobe Illustrator®.

### 3.3.1 Ortofotomosaico e fotointerpretação

Ortofotomosaicos são produtos gerados a partir da sobreposição de fotografias em ambiente digital, gerando painéis que possibilitam a visualização contínua do alvo imageado (afloramento), mesmo que esse seja de grandes proporções. A **Figura 22** ilustra a sequência de processos envolvidos na geração deste produto.



Figura 22 Algoritmo para geração de ortofotomosaicos a partir das fotografias (modificado de MICHEL, 2021).

A fotointerpretação aplicada a este projeto consistiu no traçado das estruturas sedimentares, dos contatos litológicos e das feições de interação sedimento-lava. Também foram inseridos nos ortofotomosaicos, escalas, atitudes e outros dados complementares.

## 4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Os dados apresentados neste trabalho foram obtidos em sete afloramentos no contato entre as Formações Sambaíba e Mosquito.

### 4.1 Morro do Talho

O Morro do Talho é uma feição geomorfológica de meseta, constituída por uma espessa acumulação eólica da Formação Sambaíba. No topo ocorrem três exposições, em planta, (Afloramentos 1, 2 e 3) de rochas com feições de interação sedimento-lava (**Figura 23**).

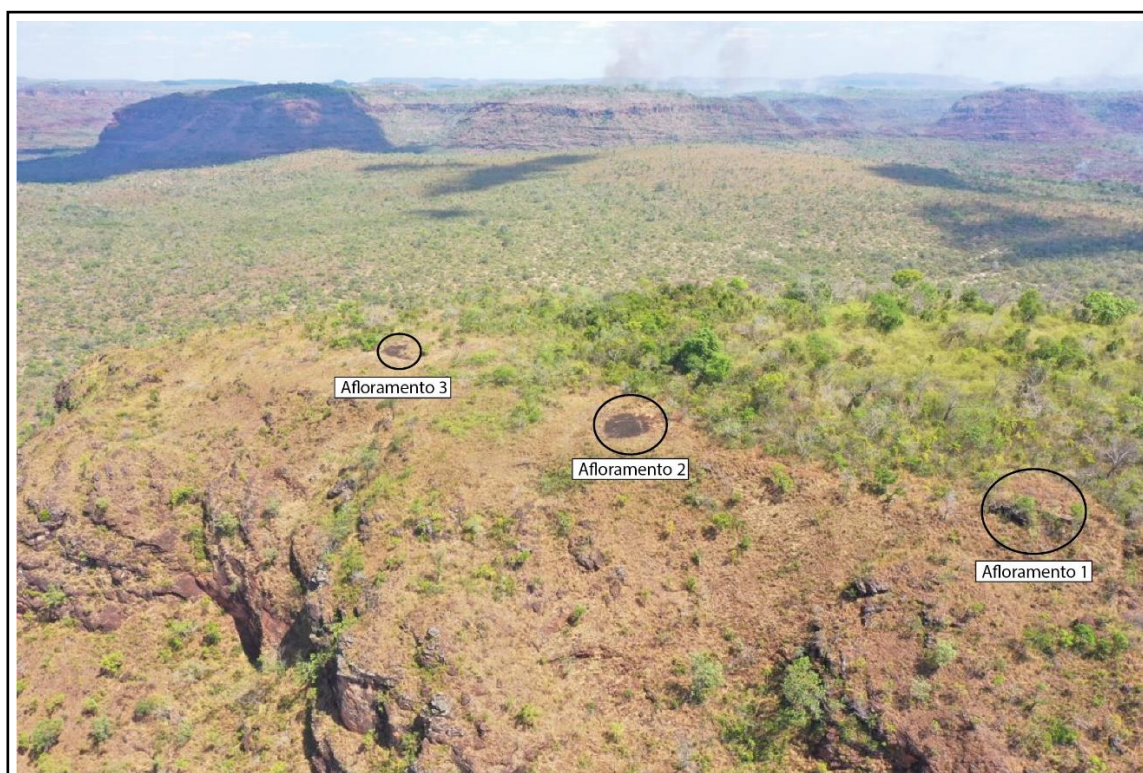


Figura 23: Imagem aérea geral do Morro do Talho e localização dos Afloramentos 1, 2 e 3.

#### 4.1.1 Afloramento 1

O Afloramento 1 expõe uma paleotopografia levemente ondulada no arenito eólico, com irregularidades causadas por feições de interação sedimento-lava. Na face lateral da formação rochosa, há uma exposição vertical dos depósitos eólicos (**Figura 24**), apresentando dois sets de arenito fino a médio, quartzoso, bem selecionado, com grãos arredondados e foscos. O set inferior, com pelo menos 1,2 metros de espessura e parcialmente encoberto, é formado por estratificações cruzadas tangenciais dominadas por estratos de fluxo e queda de grãos, com atitudes **31/303**.

O set superior, com espessura de 0,50 metro, é formado por laminações milimetricamente espaçadas (pinstripe lamination), subhorizontais, de *ripples* transladantes cavalgantes (**13/245**) com uma zona silicificada, de 2 centímetros de espessura, no topo.

Já na superfície de topo do afloramento, em planta, é possível observar várias feições deformativas no arenito, geradas pela interação sedimento-lava (**Figura 26**). Os basaltos, mais susceptíveis ao intemperismo, não foram preservados.

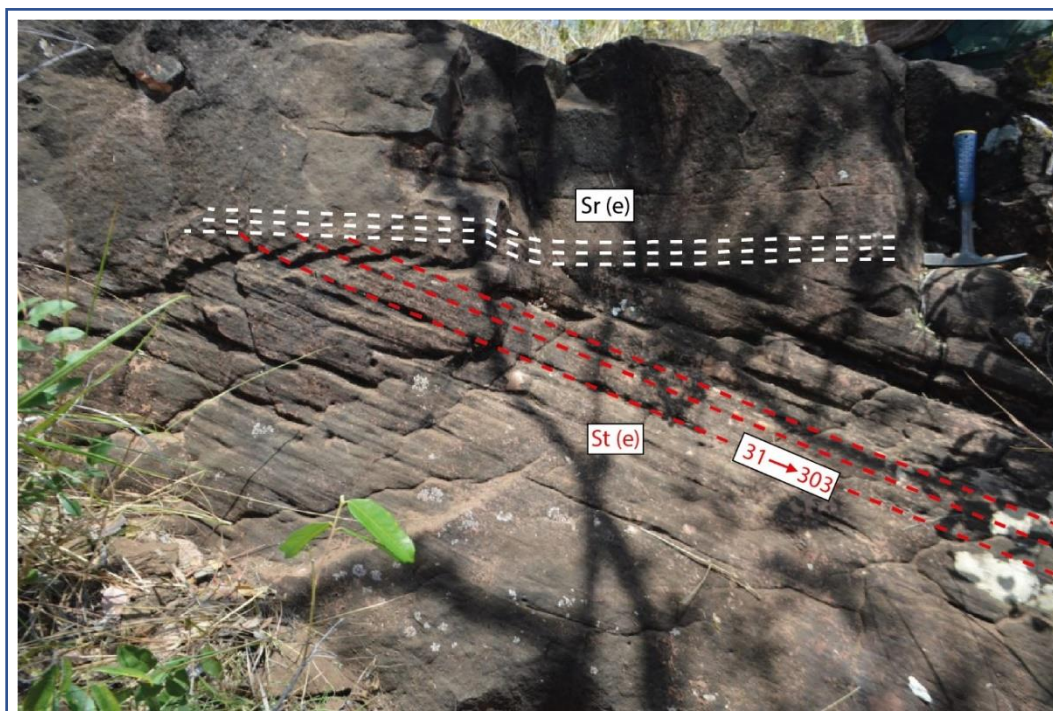
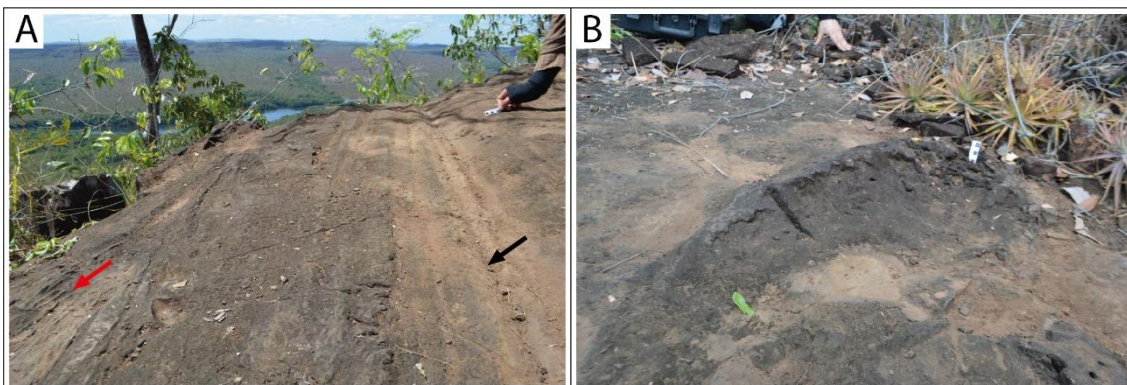


Figura 24: Exposição em perfil da forma de leito preservada pela lava; em branco indicação dos estratos que compõem os depósitos do topset; em vermelho indicação estratos que compõem o foreset juntamente com a atitude da estratificação (paleocorrente para 303°).

Na porção noroeste da exposição em planta, ocorrem feições de estriamento (<1cm de relevo) e calhas erosivas (que apresentam larguras de até 15 centímetros e profundidades que variam entre 1 e 5 centímetros) (**Figura 25A**). Ambas orientadas predominantemente na direção  $250^{\circ} - 70^{\circ}$ .



*Figura 25: (A) Estrias, (com relevos < 1cm), indicadas pela seta vermelha e Calhas (relevos > 1 centímetros) indicadas pela seta preta; (B) Feição de marca em crescente gerada pelo avanço de lobos de lava sobre sedimento inconsolidado*

Já a porção sudeste é caracterizada pela ocorrência de abarrotamentos de areia, com relevos de até 7 centímetros, que formam marcas em crescente (SCHERER, 2002) com larguras que alcançam 65 centímetros e comprimentos máximos de 1,6 metros (**Figura 25B**).

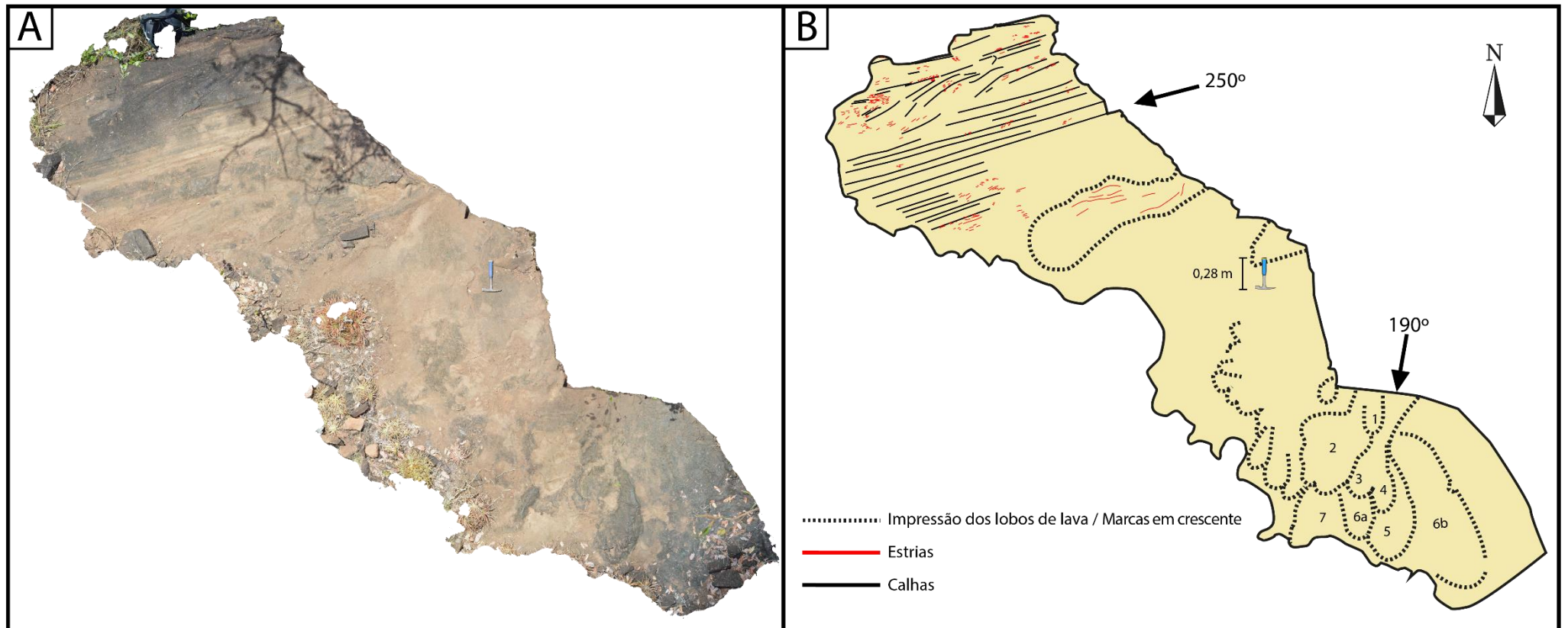


Figura 26: Ortofotomosaico da superfície de topo do Afloramento 1; **(B)** fotointerpretação, as **setas pretas** indicam o sentido local do fluxo de lava que gerou as feições, os números, na porção sudeste, indicam a ordem de progressão do conjunto de lobos de lava.

#### 4.1.1.1 *Interpretação*

O *set* inferior, com estratificação cruzada tangencial, representa os depósitos do *foreset* da duna eólica, enquanto os estratos transladantes cavalgantes, no *set* superior, compõem os depósitos do *topset* (HUNTER, 1977; SCHERER, 2002). A preservação do *topset* não é comum no registro eólico, mas nesse caso o soterramento da duna sob os derrames basálticos permitiu a sua manutenção.

As feições deformativas no *topset* da duna foram geradas por diferentes tipos de fluxos de lavas. As estrias e calhas erosivas foram geradas pela passagem de um fluxo de lava simples, não divisível em unidades lobulares ou com lobos coalescidos (WALKER, 1971), se deslocando sobre a paleotopografia suave (*sheet flows*). Esses fluxos gradualmente cobriram o dorso da duna eólica depois de preencherem a área de interduna, se assemelhando as Feições do Tipo 1 de Waichel *et al.*, (2008).

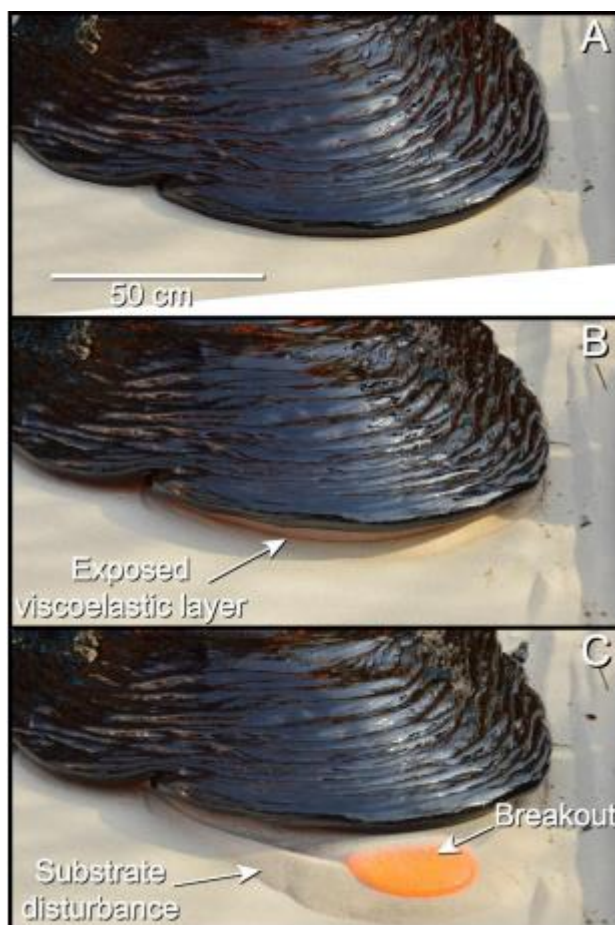
Já as feições de marcas em crescente foram geradas por abarrotamento de sedimentos nas adjacências de lobos de lava, assim como constatado em outros estudos (SCHERER 2002; WAICHEL *et al.*, 2008; JERRAM *et al.*, 1999a; JERRAM & STOLLHOFEN, 2000). As marcas em crescente se assemelham às Feições do Tipo 2 de Waichel *et al.*, (2008), geradas por escapes laterais de lobos a partir do fluxo de lava simples.

A progressão dos conjuntos de lobos é controlada por dois mecanismos principais: inflação e *breakout* (FARRELL, 2019); e a gênese das marcas em crescente está diretamente relacionada com esses processos.

A inflação dos lobos ocorre quando um conduto de lava alimenta continuamente derrames que possuem frentes de avanço quase estagnadas pela resistência à fluência da crosta externa, parcialmente solidificada (**Figura 27A**). Esta inflação acarreta em uma elevação da superfície do derrame em área arqueada, espacialmente variável, com o maior alojamento de material fluído ocorrendo perto da frente do lobo (e. g FARRELL, 2019).



Já o *breakout* (**Figura 27C**) ocorre quando o fluido viscoso interno pressuriza e escapa através de fraquezas na porção externa do lobo, levando ao desenvolvimento de uma nova unidade de lava. Os *breakouts* podem ser dirigidos por dois mecanismos: (1) rompimento da crosta externa frágil sob pressão do fluxo ou (2) devido à elevação da crosta e exposição direta de camadas viscoelásticas mais fracas (**Figura 27B**), de modo que a crosta permanece soerguida após o *breakout* (FARRELL, 2019).



*Figura 27: Experimento com lava sintética, mostrando o (A) processo de estagnação da frente de avanço do lobo de lava; (B) inflação do lobo e exposição de camadas viscoelásticas basais após soerguimento da crosta externa frágil e; (C) breakout e geração de novo lobo de lava, com abarrotamento dos sedimentos abaixo (extraído de FARRELL, 2019).*

Em *breakouts* dirigidos pelo segundo mecanismo, o fluido viscoso tende a se acumular sob a camada de areia, gerando um abarrotamento nos sedimentos próximo ao local da ruptura (**Figura 27C**) e criando as marcas em crescente (**Figura 25B**).

Possivelmente o mecanismo de inflação, de forma isolada, também possa gerar abarrotamentos de sedimentos na porção frontal dos lobos, promovendo a

deformação do substrato arenoso pelo excesso de carga associado ao alojamento de grandes quantidades material fluído perto da frente da unidade de lava, independentemente do estilo de *breakout*.

#### 4.1.1.1.1 Reconstrução dos Fluxos de Lava

As feições de interação sedimento-lava descritas no Afloramento 1 representam a justaposição lateral de fluxos de lava com morfodinâmicas distintas, imprimindo diferentes feições na superfície de *topset* da duna.

O sentido de progressão do fluxo que gerou as estrias e calhas foi para sudoeste, de acordo com a orientação dessas feições. As calhas sugerem a um significativo processo de erosão associado ao *emplacement* dos basaltos sobre a areia inconsolidada.

Já o avanço dos lobos que geraram as feições de marca em crescente ocorreu em leque, com vetor médio de movimento para sul-sudeste, de acordo com a convexidade das feições (SCHERER 2002; WAICHEL *et al.*, 2008).

A obliquidade entre os dois vetores de fluxo é esperada, uma vez que os lobos podem se originar de escapes laterais nas margens do canal de lava principal (fluxo de lava simples) (WALKER, 1971; DURAISWAMI *et al.*, 2014; WAICHEL *et al.*, 2008).

A paleocorrente medida nos estratos cruzados do *foreset* indicou que o sentido de avanço da duna era para noroeste, fortemente oblíquo ao principal vetor de fluxo das lavas sudoeste.

#### 4.1.2 Afloramento 2

Cerca de 140 metros à sudeste do Afloramento 1, há uma nova exposição superficial, em planta, de arenito silicificado e com feições de interação sedimento lava. Este afloramento pode ser seccionado em três zonas:

- **Zona 1:** na parte oeste do afloramento, apresenta *ripples* eólicas (**Figura 28B**), estrias descontínuas e marcas em crescentes com até 2,5 metros

de comprimento (**Figura 28A**). A orientação da linha de crista das *ripples* é de aproximadamente  $310^\circ$ . A convexidade das marcas em crescente aponta para  $050^\circ$  e dentro da feição aparecem estrias paralelas e perpendiculares à essa orientação (**Figura 33B**).

As *ripples* eólicas podem ser facilmente distinguidas de feições deformativas e erosivas que ocorrem na base dos derrames, já que apresentam morfologias achatadas, com cristas e vales regularmente espaçados (comprimento de onda pouco variável) e semelhança óbvia com as formas encontradas em sistemas eólicos atuais.

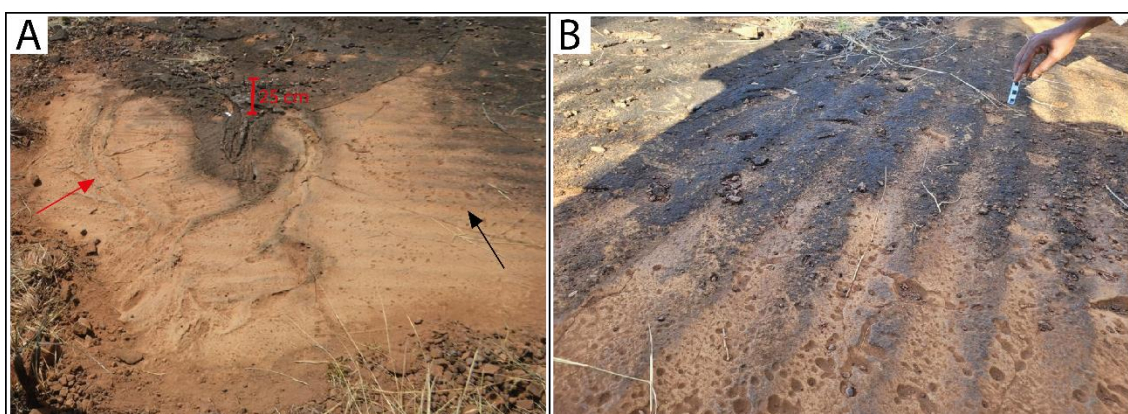


Figura 28: Impressões de um conjunto de lobos de lava (seta em vermelho) no arenito lateralmente à *ripples* eólicas; **(B)** foto de detalhe das *ripples* eólicas.

- **Zona 2:** Ocorre na porção central do afloramento, com abundante presença de calhas e estrias regularmente espaçadas e contínuas por até 4,5 metros de comprimento (**Figura 29**). A orientação desses elementos é  $253^\circ$ -  $073^\circ$ . As calhas e estrias são interrompidas por um grande e sinuoso abarrotamento de sedimentos, com pelo menos 10 metros de comprimento e relevo que localmente atinge 20 centímetros. A Zona 2 não contém *ripples* eólicas.
- **Zona 3:** Essa zona está localizada na porção à leste do abarrotamento de sedimentos. É caracterizada pelo reaparecimento das *ripples* eólicas fossilizadas e pelo predomínio feições de interação com formatos lobulares (**Figura 30**). Assim como na Zona 1, os *trends* de *ripples* tem suas cristas orientadas para aproximadamente  $310^\circ$ . Nessa zona, porém, a convexidade das marcas em crescente aponta para  $070^\circ$ .



Figura 29: Visão geral da Zona 2; a **seta vermelha** aponta as estrias; a **seta preta** aponta as calhas; a **seta branca** aponta o grande abarrotamento de sedimentos; a **seta amarela** aponta para locais onde o sentido de fluxo varia levemente.

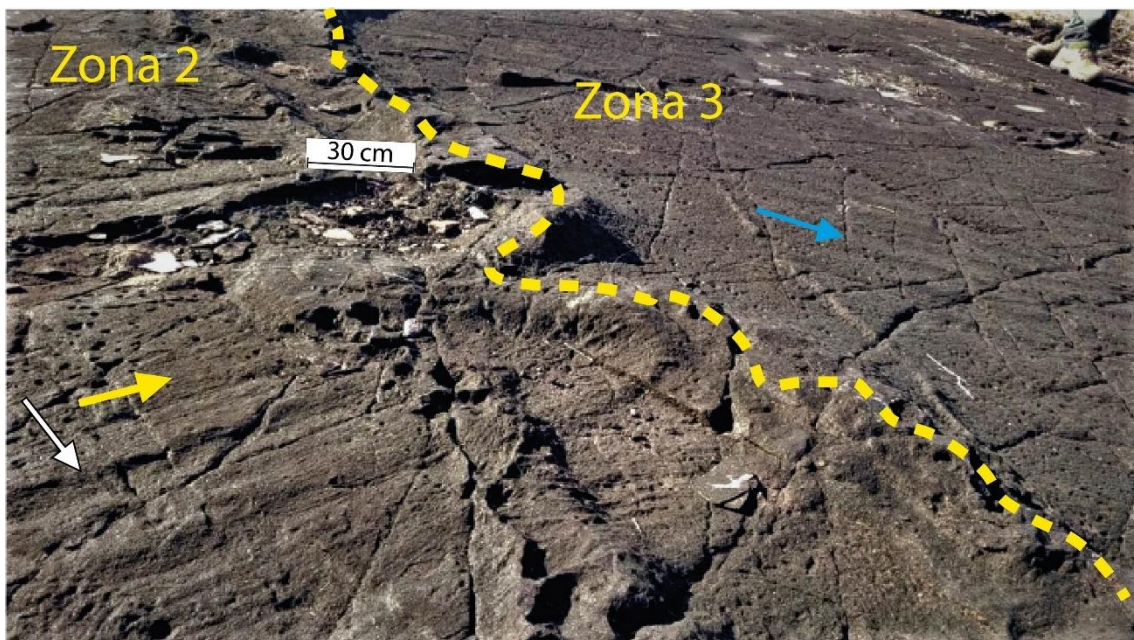


Figura 30: Limite, definido pelo grande abarrotamento de sedimentos (**linha amarela tracejada**), entre as Zonas 2 e 3; **seta amarela** aponta para as estrias; **seta branca** aponta para as calhas; **seta azul** aponta para as ripples eólicas fossilizadas.

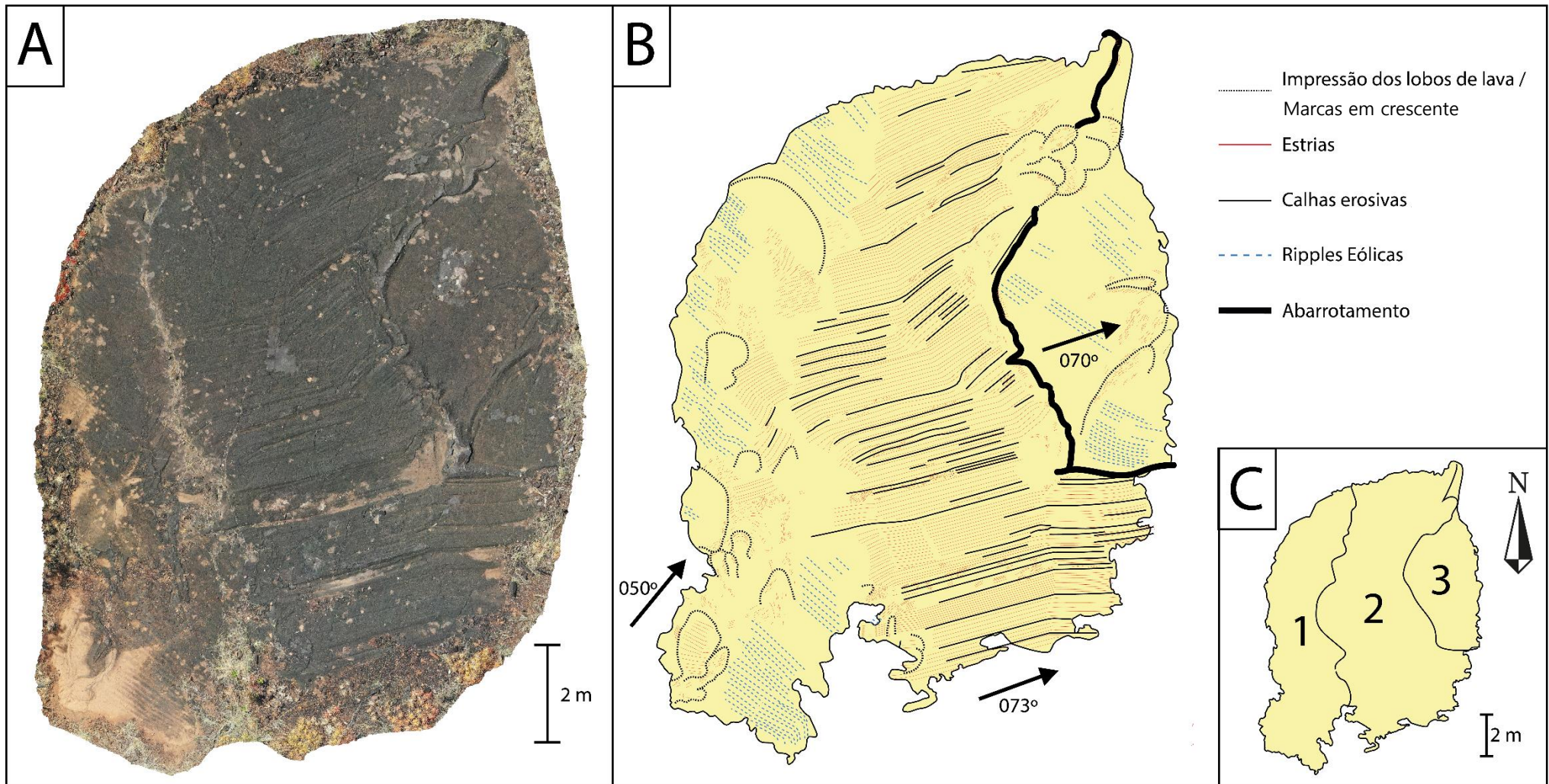
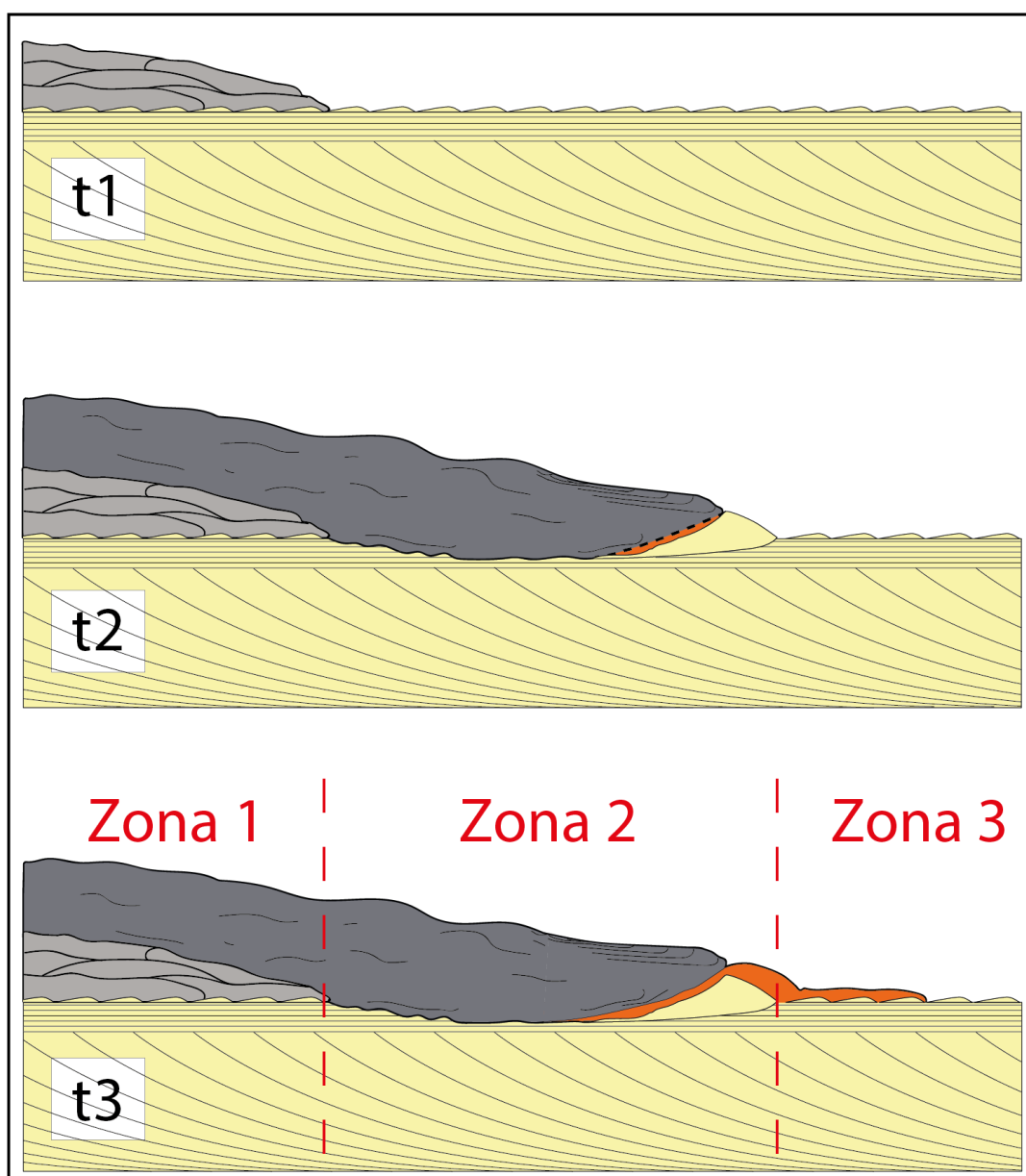


Figura 31: (A) ortofotomosaico da superfície do Afloramento 2; (B) fotointerpretação, as **setas pretas** indicam o sentido local do fluxo de lava que gerou as feições e; (C) limites entre as Zonas 1, 2 e 3 descritas no Item 4.1.2.

#### 4.1.2.1 Interpretação

As feições de interação sedimento-lava nesta área sugerem que o recobrimento do afloramento ocorreu em três estágios (**Figura 32**), a partir de fluxos que avançaram de sudoeste para nordeste, resultando na formação sucessiva das três zonas (1, 2 e 3).



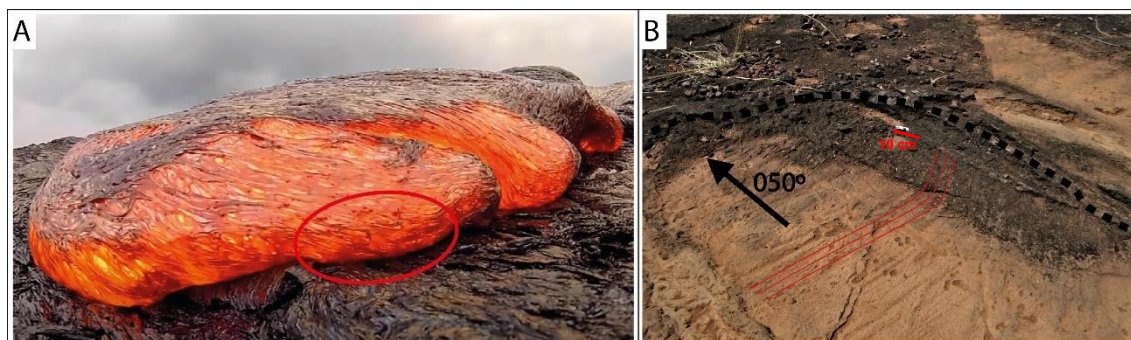
*Figura 32: Modelo proposto para o avanço das lavas sobre o dorso da duna no Afloramento 2; t1 – avanço de lobos pahoehoe com emplacement suave, preservando as ripples eólicas; t2 - avanço de fluxo de lava simples erodindo parcialmente o topset da duna e gerando o grande abarrotamento de sedimentos na zona de estagnação do fluxo; t3 – geração de breakouts e emplacement suave dos lobos recém formados, preservando as ripples eólicas; as linhas tracejadas vermelhas separam a localização das Zonas (1, 2 e 3) no modelo.*

## Zona 1

A Zona 1 foi formada pelo avanço, para nordeste, de um fluxo de lava composto, com *emplacement* suave de lobos de lavas *pahoehoe* sobre a superfície da duna. Essa dinâmica de fluxo permitiu a preservação parcial das *ripples* eólicas em zonas de menor deformação (**Figura 32 – t1**) (SCHERER 2002; WAICHEL *et al.*, 2008).

O estriamento paralelo ao sentido de avanço dos lobos foi formado pela deformação dos sedimentos em atrito com o fluxo das lavas (SCHERER 2002; WAICHEL *et al.*, 2008; JERRAM *et al.*, 1999a; JERRAM & STOLLHOFEN, 2000). O estriamento que localmente é perpendicular ao sentido de avanço dos lobos (**Figura 33B**), por sua vez, não foi relatado nas fontes consultadas, apesar de padrões complexos já terem sido encontrados em outros estudos (e. g. WAICHEL *et al.*, 2008).

Uma hipótese sugerida por este trabalho, é que tais estrias são impressões de pequenos aglomerados vítreos alongados, ou pequenas cordas, que se formam na parte externa das unidades de lava e são giradas para a base durante o avanço dos lobos. Esse processo pode ser visto em vídeos de fluxos lava havaianos do Vulcão Kilauea em 15 de julho de 2013 (**Figura 33A**).



**Figura 33:** (A) recorte de vídeo mostrando aglomerados vítreos alongados, ou pequenas cordas, que podem se formar na parte externa dos lobos de lava e serem girados para a base do derrame (processo indicado pelo **círculo vermelho**) com o avanço do fluxo de lava, potencialmente essas feições poderiam ser impressas e gerar estrias perpendiculares ou oblíquas ao sentido de avanço do lobo de lava (extraído de lavapix 2015, disponível em << <https://youtu.be/Jp7OhtSQWX0?t=31> >>); (B) estrias (**linhas vermelhas**) aproximadamente perpendiculares ao sentido de avanço do lobo de lava (indicado pela **seta preta**), possivelmente gerada por processos semelhantes aos observados na figura 32A e em lavapix (2015).

## Zona 2

A Zona 2 foi formada pelo avanço, também para noroeste, de um fluxo de lava simples, mais sustentado, com lobos massivos e coalescidos, chamados de *sheet flows* (e. g. WAICHEL *et al.*, 2008). O *emplacement* foi fortemente erosivo e a perturbação no substrato arenoso apagou completamente as *ripples* eólicas, dando origem às estrias e calhas erosivas (Feição do Tipo 1 de Waichel *et al.*, 2008).

A erosão e remobilização de areia na base do derrame carregou os sedimentos para a porção frontal e gerou o grande abarrotamento de areia na zona de estagnação do fluxo (**Figura 32 – t2**).

## Zona 3

A Zona 3, foi recoberta por um fluxo de lava composto, com unidades lobulares de lavas *pahoehoe*, gerando marcas em crescente incipientes. O *emplacement* dos basaltos ocorreu vagarosamente para noroeste e permitiu a preservação das *ripples* eólicas na superfície.

### 4.1.2.1.1 Reconstrução dos Fluxos de Lava

O fluxo de lava composto da Zona 1, provavelmente compunha a porção distal de um derrame basáltico (**Figura 34B**), que momentaneamente estagnou e foi ultrapassado por um fluxo de lava simples massivo e altamente erosivo. Esse segundo fluxo de lava, que por sua vez recobriu a Zona 2, possivelmente representava a unidade principal ou o núcleo do derrame (**Figura 34**) (WALKER, 1971; DURAIWAMI *et al.*, 2014).

A obliquidade entre os vetores de fluxos das Zonas 1 e 2 (050 e 073°) pode estar relacionada às ramificações que se formam na porção distal de derrames, gerando frentes de avanços divergentes, em geometrias semelhantes a leques ou canais distributivos (**Figura 34A**) (DURAIWAMI *et al.*, 2014).



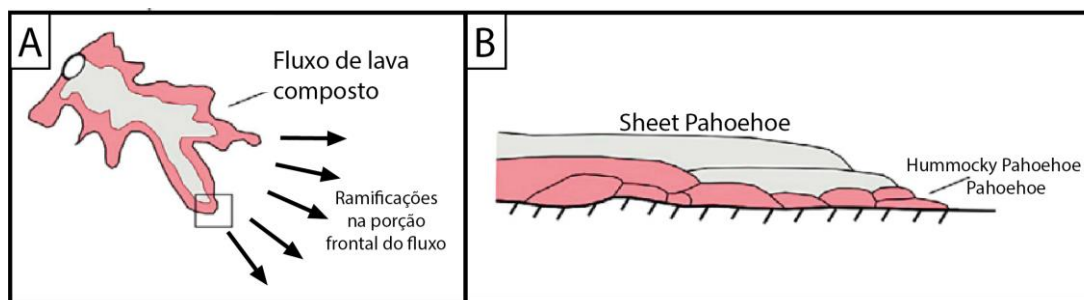


Figura 34: (A) ilustração de visão superior de fluxos de lava compostos, note como na porção distal os sentidos de avanço do derrame podem ser em leque (**setas pretas**); (B) Ilustração da visão em perfil do fluxo composto de A, mostrando a morfologia da unidade principal (*sheet pahoehoe*) avançando sobre os lobos frontais (*pahoehoe/hummocky pahoehoe*) (modificado de DURAISWAMI et al., 2014).

Já a origem do fluxo composto que recobriu a Zona 3, provavelmente está relacionada à estagnação da frente de avanço do segundo fluxo de lava no local do grande abarrotamento de sedimentos. A partir desse momento, o avanço do derrame parece ter ocorrido por meio de *breakouts* frontais que deram origem à lobos de lava *pahoehoe* (Figura 32 – t3). Essa hipótese é corroborada pelo sentido de avanço das lavas ser semelhante nas Zonas 2 e 3 (Figura 31).

A relação entre o sentido das estratificações cruzadas e os vetores de fluxo de lava não pode ser estabelecida pontualmente, já que nesse afloramento não há exposição vertical dos depósitos eólicos. Porém, se considerados os estratos cruzados do *foreset* do Afloramento 1, há uma obliquidade de  $127^\circ$  entre o vetor do fluxo de lava principal (que recobriu a Zona 2) e as estratificações eólicas. Não há problema em estabelecer tal correlação, uma vez que as relações de campo indicam que os Afloramentos 1 e 2 estão contidos no dorso da mesma forma de leito.

Já o sentido de migração das *ripples* eólicas fossilizadas no Afloramento 2 era aproximadamente ortogonal ao sentido de mergulho das estratificações cruzadas da duna ( $040^\circ$  e  $303^\circ$ , respectivamente). Essa configuração indica que as *ripples* migravam paralelamente à linha de crista, sugerindo uma forma de leito de tipo morfodinâmico longitudinal (KOCUREK, 1991).

### 4.1.3 Afloramento 3

Esse ponto localiza-se 86 metros à sudeste do Afloramento 2. Trata-se de uma nova exposição, em planta, de arenito silicificado, com paleotopografia levemente ondulada (**Figura 36**).

Na parte Norte dessa formação rochosa, ocorrem algumas impressões incipientes com formatos lobulares, onde a convexidade das marcas em crescente aponta para  $185^{\circ}$ . Ao longo de toda a área há abundante presença de estrias, em geral, orientadas na direção norte-sul.

Na porção central ocorre um grande abarrotamento de sedimentos, gerando uma crista com pelo menos 4,2 metros de comprimento e relevo que localmente ultrapassa os 20 centímetros. Essa feição é constituída por impressões de formas lobulares parcialmente coalescidas. A convexidade das marcas em crescente apontam para um sentido médio de  $158^{\circ}$ .

Próximo ao abarrotamento, ocorrem feições do tipo calha que se estendem por cerca de 1 metro (**Figura 35**). As calhas são levemente sinuosas e apresentam orientação preferencial na direção  $134 - 314^{\circ}$ .

Já a porção sul do afloramento é composta por uma série de pequenas marcas em crescentes isoladas ou parcialmente coalescidas, que geram abarrotamentos com relevos de até 7cm, onde a convexidade das marcas em crescente aponta novamente para  $185^{\circ}$ .



*Figura 35: Abarrotamento de sedimentos gerado por unidades lobulares parcialmente coalescidas (indicado pela **seta roxa**) imediatamente à frente de calhas erosivas (indicadas pela **seta preta**).*

Ao longo da superfície do Afloramento 3, além das estrias, calhas e marcas em crescente, outra feição de interação sedimento-lava pode ser encontrada. Essa feição é caracterizada por protuberâncias na superfície do arenito, com relevos na ordem de 1 centímetro e morfologia arqueada, formando cristas de até 70 centímetros de comprimento que ocorrem centimetricamente espaçadas. Conjuntos com essas formas, que serão chamadas de impressões de cordas, estão espalhadas no afloramento e dispostas em orientações caóticas (**Figura 37B**).

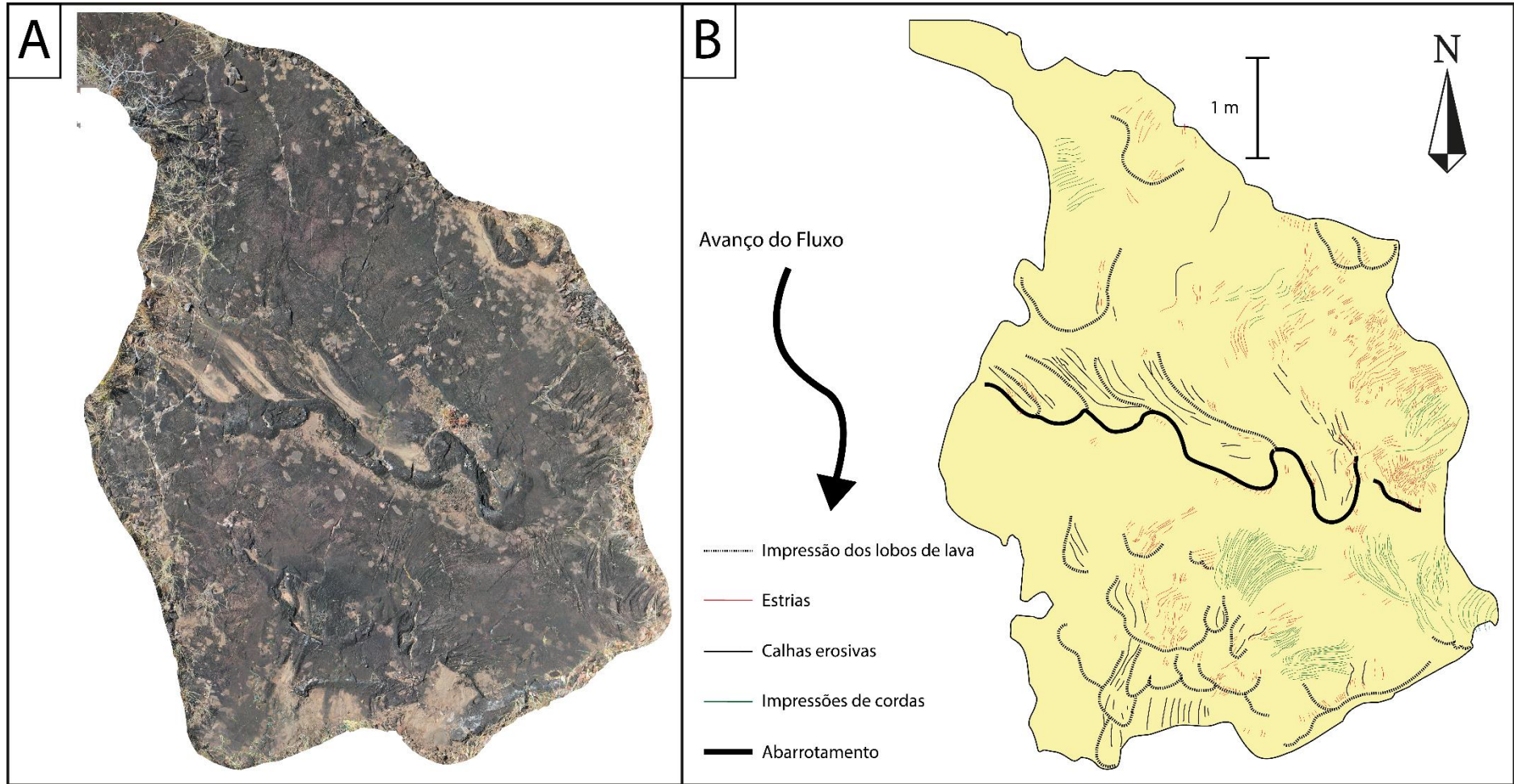


Figura 36: **(A)** ortofotomosaico da superfície do Afloramento 3; **(B)** fotointerpretação, a seta preta indica o sentido local do fluxo de lava que gerou as feições.

#### 4.1.3.1 *Interpretação*

O recobrimento da duna eólica nesse afloramento ocorreu a partir do avanço das lavas de norte para sul, com algumas variações pontuais. A geração de calhas erosivas e de um grande abarrotamento aponta para um *emplacement* relativamente rápido e com fluxo de lava intenso sobre os sedimentos inconsolidados. As *ripples* eólicas foram completamente apagadas.

As estrias, calhas e marcas em crescente são interpretadas, como nos demais afloramentos, como feições deformativa geradas pela sobreposição de fluxos de lavas *pahoehoe* morfodinamicamente distintos sobre o dorso da duna. Os conjuntos de cristas, regularmente espaçadas e com orientações caóticas, são interpretadas como impressão de cordas dessas lavas *pahoehoe*.

Tipicamente, a formação das cordas ocorre no topo crosta externa dos lobos *pahoehoe* (MACDONALD, 1953; DURAI SWAMI et al., 2014; HARRIS et al., 2017; FARRELL, 2019). Porém localmente a crosta pode ser rompida e deslocada pelo movimento subjacente no interior do derrame. O deslocamento forma “*slabs*” com larguras de alguns centímetros e superfícies que podem atingir dimensões métricas (DURAI SWAMI et al., 2014; HARRIS et al., 2017).

Os *slabs* que se comportam de maneira mais dúctil, eventualmente podem ser dobrados e conduzidos para a porção basal do derrame em um movimento de esteira (**Figura 37A**). Por sua vez, os *slabs* mais frágeis formam placas rígidas que ocasionalmente imbricam caem na frente dos derrames. Esses processos devem ter colocado as cordas em contato substrato, permitindo a impressão dessas feições na areia.

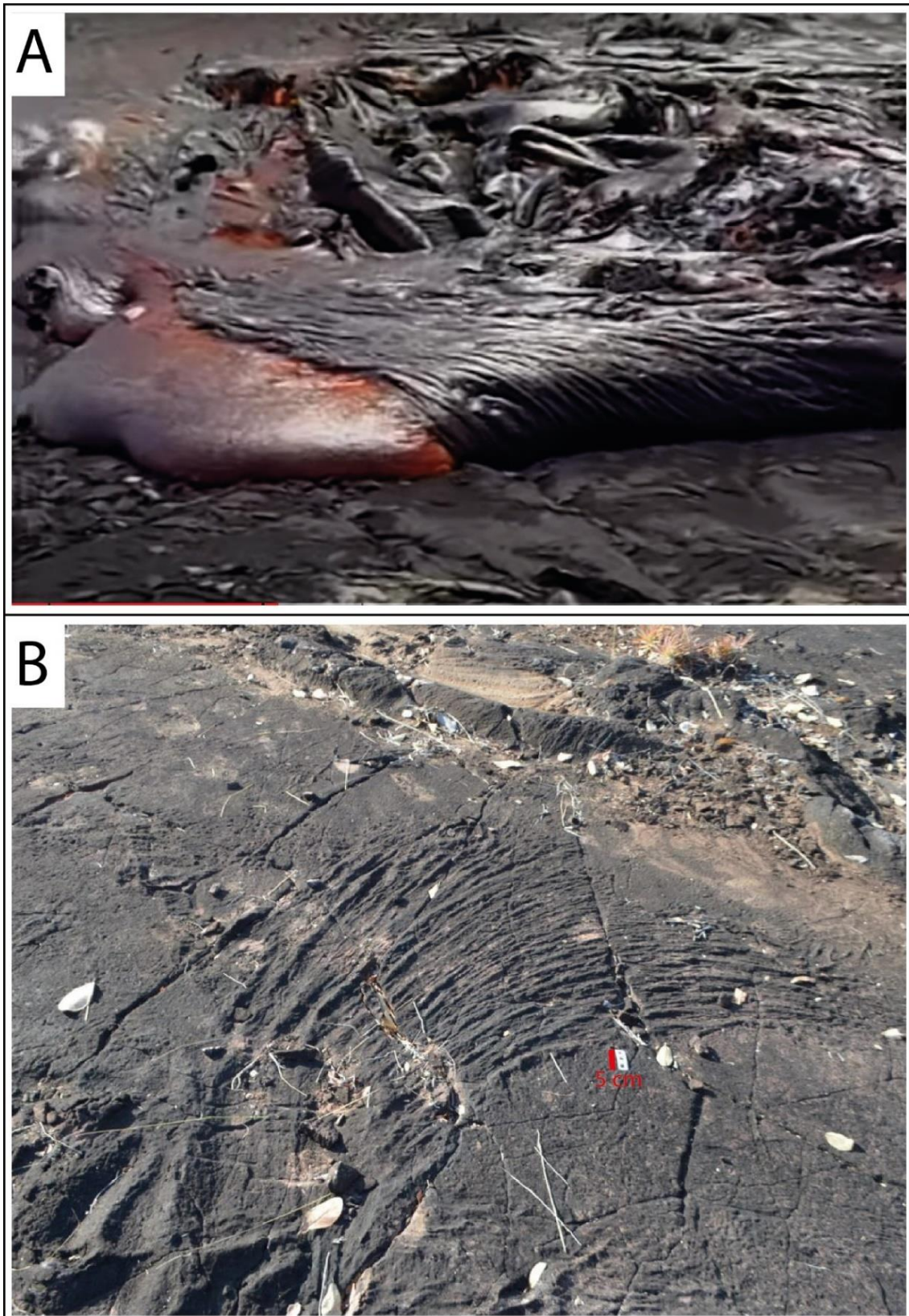


Figura 37: **(A)** recorte de vídeo mostrando fluxo de lava havaiano, com slab dúctil sendo arrastado para a base do derrame em movimento de esteira (extraído de *Lava flow and Lava Tubes*, 2004, disponível em << <https://www.amazon.com/Lava-Flows-Tubes-narrator-Jones/dp/B0002BBUKQ> >>); **(B)** impressão de corda sobre o arenito do Afloramento 3, possivelmente gerada pelo processo de A.

As relações de campo indicam que a superfície do Afloramento 3 está contida no dorso da mesma duna em que estão os Afloramentos 1 e 2. Desse modo, é possível avaliar a relação entre o vetor do avanço dos fluxos de lava e a paleocorrente eólica do Afloramento 1 (303°). Verifica-se, então, uma obliquidade variável de 118 a 169° entre os diferentes sentidos de fluxo de lava encontrados no afloramento e o sentido de avanço da duna.

#### **4.1.4 Interpretação Integrada do Morro do Talho**

Os vetores dos fluxos principais que recobriram os afloramentos 1 e 3, apesar de certa obliquidade (sudoeste e sul, respectivamente), indicam que ambas feições foram geradas por um mesmo derrame, que avançou de norte/nordeste para sul/sudoeste.

O sentido de fluxo para sudoeste (250°), medido nas feições do tipo calha do Afloramento 1, é o mais representativo desse derrame, já que elas foram geradas pela interação das areias eólicas com um fluxo de lava simples, ou *sheet flow*, que provavelmente constituía a unidade principal do derrame (e. g. Waichel *et al.*, 2008).

Já o Afloramento 2, foi recoberto por um fluxo de lava simples ou *sheet flow*, que avançou para nordeste (073°). Essa acentuada divergência entre os vetores de fluxo é evidência de que dois fluxos de lava recobriram a duna eólica, avançando em sentidos opostos (relação angular de 177°). O que indica que a forma de leito foi engolfada pelos derrames basálticos.

De acordo com Scherer (2002), os derrames basálticos que inundam *ergs* tendem a canalizar e fluir preferencialmente ao longo das depressões das áreas de interdunas. Desse modo, sugere-se que os dois derrames reconhecidos no Morro do Talho canalizaram nessa zona de fluxo preferencial e progressivamente soterraram o dorso da forma de leito.

A **Figura 38** ilustra, de forma esquemática, um possível modelo de reconstrução do recobrimento da duna eólica do Morro do Talho pelas lavas,

baseado nas relações entre as atitudes de paleocorrente eólica o sentido de avanço dos fluxos basálticos.

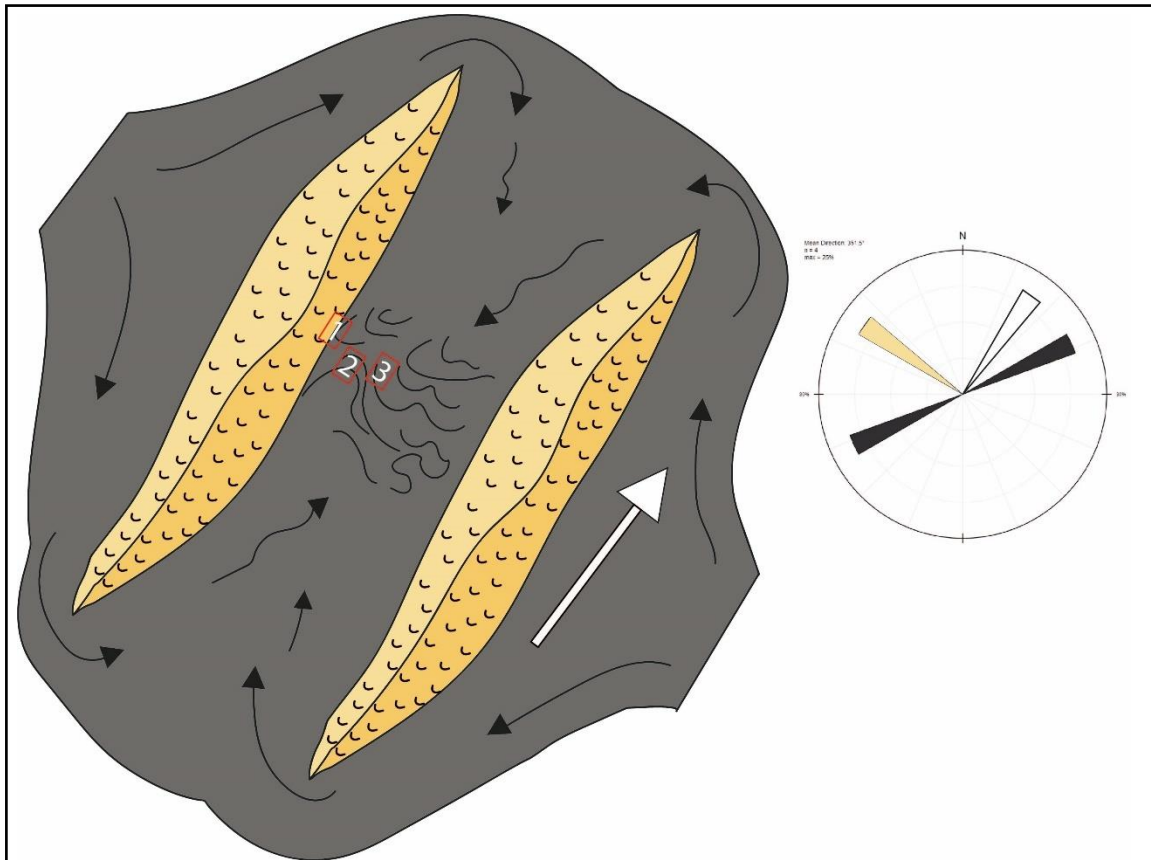


Figura 38: Modelo de reconstrução do soterramento da duna eólica fossilizada do Morro do Talho pelas lavas do CAMP; as **setas pretas** indicam o sentido de avanço dos derrames; no **diagrama de roseta**, o **indicador amarelo** aponta a paleocorrente das estratificações cruzadas da duna; o **indicador branco** aponta para o sentido de migração das ripples eólicas preservadas; o **indicador preto** representa os sentidos dos fluxos de lava principais medidos nos Afloramentos 1 e 2; números indicam as posições aproximadas dos respectivos afloramentos dentro do modelo.



## 4.2 Morro da Baleia

O Morro da Baleia (**Figura 39**) é uma feição geomorfológica de meseta, constituída por uma espessa acumulação eólica da Formação Sambaíba. No topo ocorre uma exposição rochosa (Afloramento 4) de arenito com feições de interação sedimento-lava.



*Figura 39: Imagem aérea geral do Morro da Baleia e localização do Afloramento 4.*

### 4.2.1 Afloramento 4

Afloramento parcialmente encoberto, apresenta a exposição de uma superfície inclinada, com atitude **24/249**, de arenito fino a médio, com grãos arredondados, quartzosos e bem selecionados. No topo, há uma zona com 1 centímetro de espessura fortemente silicificada.

A superfície contém irregularidades, feições de interação sedimento-lava, que formam conjuntos de sulcos paralelos ao sentido mergulho. Os sulcos no arenito têm 40 centímetros de largura e profundidades máximas de 7 centímetros (**Figura 40B; 40C**). O basalto foi completamente pedogenizado.

#### 4.2.1.1 *Interpretação*

O mergulho da superfície do arenito e a geometria observada em campo, indicam que o afloramento expõe parte da face frontal de uma duna crescente fossilizada por basaltos (HUNTER, 1977; KOCUREK 1991; SCHERER, 2002). Os sulcos dispostos paralelamente ao sentido de mergulho são evidências de que o fluxo de lava desceu a face frontal.



Figura 40: **(A)** fluxo canalizado de lava sintética sobre substrato arenoso íngreme, gerado em experimento (extraído de KARSON & HAZLETT, 2015); **(B)** vista superior e **(C)** vista oblíqua das Feições de Interação do Afloramento 4.

A gênese desse tipo de feição está relacionada à tendência das lavas canalizarem quando as taxas de efusão são altas ou o substrato é íngreme. Nesse afloramento, o segundo fator foi preponderante.

A canalização acontece devido à acumulação de lava fria e viscosa nas bordas do fluxo, gerando intensa torrente no núcleo do lobo ou dedo de lava descendente (e. g. KARSON & HAZLETT, 2015). Essa configuração favorece a erosão de areia sob o núcleo da unidade de lava e a manutenção dos sedimentos nas bordas, sob lava fria e viscosa, gerando sulcos no substrato (**Figura 40A**).

### 4.3 Vão da Mangaba

O Vão da Mangaba (**Figura 41**) é uma feição geomorfológica de mesa, constituída por uma espessa acumulação eólica da Formação Sambaíba que apresenta abundantes estruturas deformacionais de fluidização. No topo ocorre a preservação da última forma de leito do *erg* Sambaíba por uma fina camada de basalto. Sobre os basaltos ocorrem outras acumulações eólicas (*intertraps*).

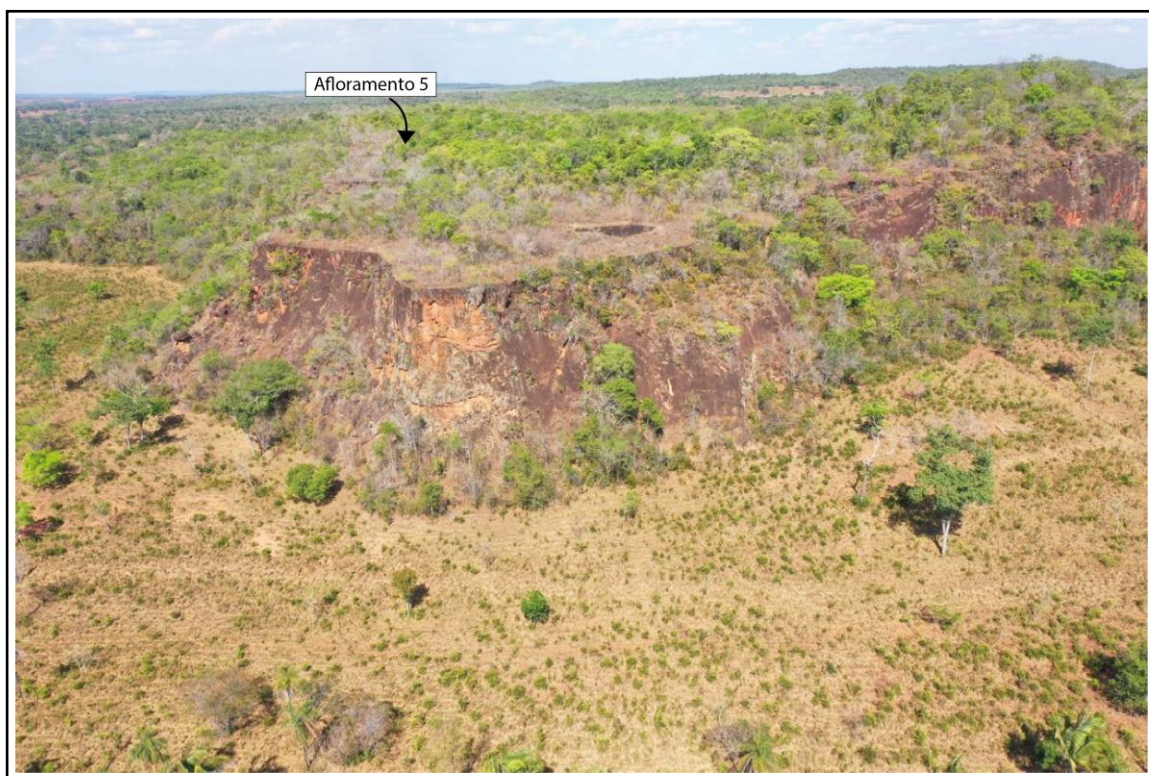


Figura 41: Imagem aérea do Vão da Mangaba, indicação do local do Afloramento 5.

### **4.3.1 Afloramento 5**

Este afloramento é caracterizado pela exposição de um arenito fino a médio, róseo-alaranjado, bem selecionado, quartzoso, bimodal, com grãos arredondados e foscos. Este corpo arenoso encontra-se sobre uma camada de 20 centímetros de basaltos (**Figura 42A**) e forma uma crista sinuosa com mais de 50 metros de comprimento (**Figura 42B**) e espessuras máximas de até 5m.

A crista é formada pela intersecção de duas faces rochosas simétricas e parcialmente erodidas (**Figura 42C**). Internamente são observados *sets* de estratificações cruzadas tangenciais dominados por fluxos de grãos e que mergulham em sentidos opostos. Os *sets* são separados por superfícies de reativação. As faces do corpo arenoso são paralelas aos *sets* de estratos cruzados, com atitudes de **20/160** e **22/303**.

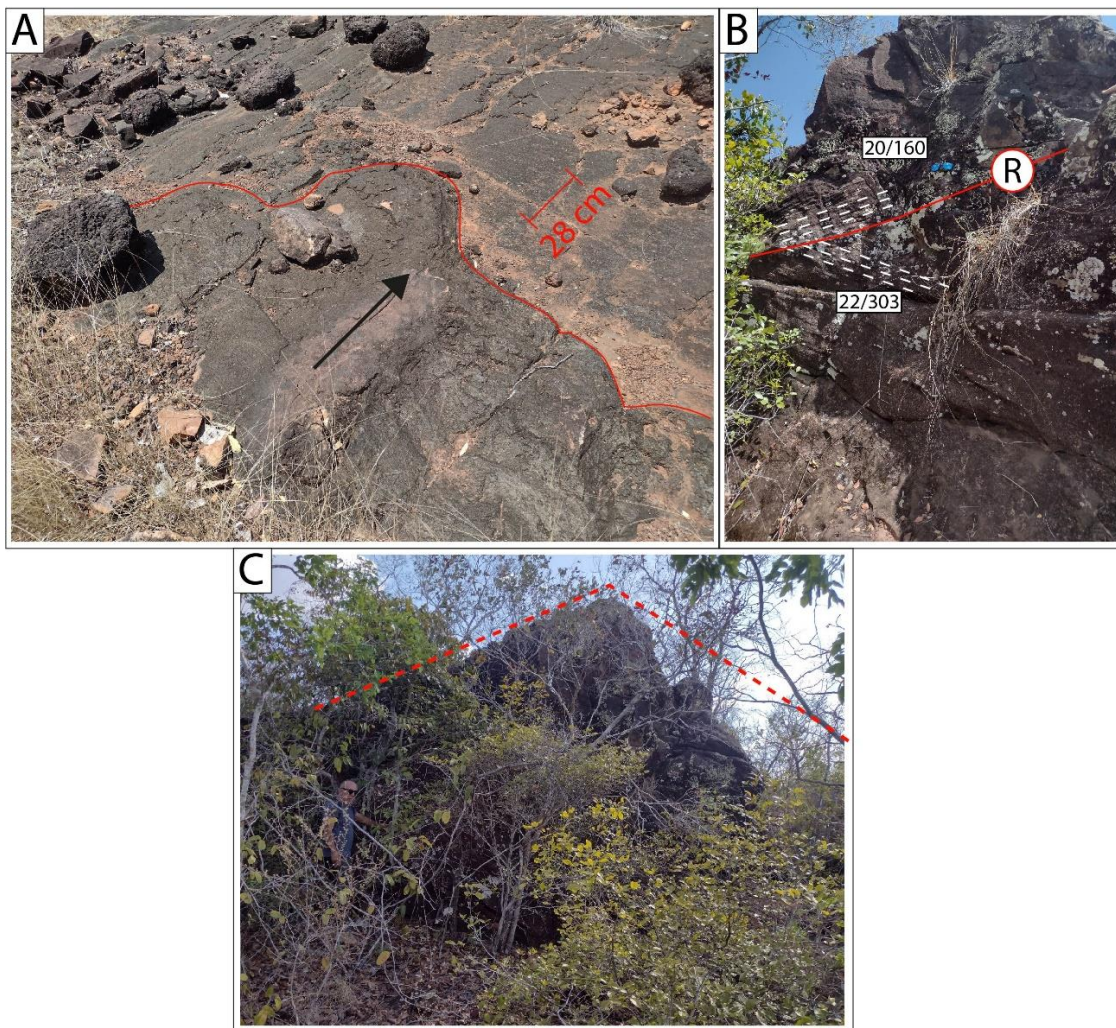


Figura 42: **(A)** contato (**linha vermelha contínua**) de basalto, à esquerda, recobrindo arenito, à direita **(B)** subsets de estratificações eólicas (**linhas pontilhadas brancas**) em zigue-zague (22/303 e 20/160) separados por reativações **R**, arquitetura típica de dunas lineares; **(C)** vista em perfil da geometria da duna linear preservada pelas lavas, as **linhas pontilhadas vermelhas** indicam a paleotopografia em forma de crista simétrica.

Em determinada região, onde apenas a face com atitude **20/160** é aflorante, são visíveis três feições de interação sedimento-lava (**Figura 43**). Uma das feições consiste de marcas em crescentes com relevos de 6 centímetros cuja a convexidade aponta para  $250^{\circ}$  (**Figura 43D**). Outra feição é caracterizada por sulcos alongados, paralelos ao mergulho da superfície do afloramento ( $160^{\circ}$ ), com profundidades de escavação de areia de 7 centímetros e comprimentos de pelo menos 35 centímetros (**Figura 43E**). Também ocorre uma feição de mistura de fragmentos basálticos juvenis e deformados, com areia eólica quartzosa, formando uma textura brechada, descritivamente chamada de peperito (**Figura 43C**) (JERRAM & STOLLHOFEN, 2000).

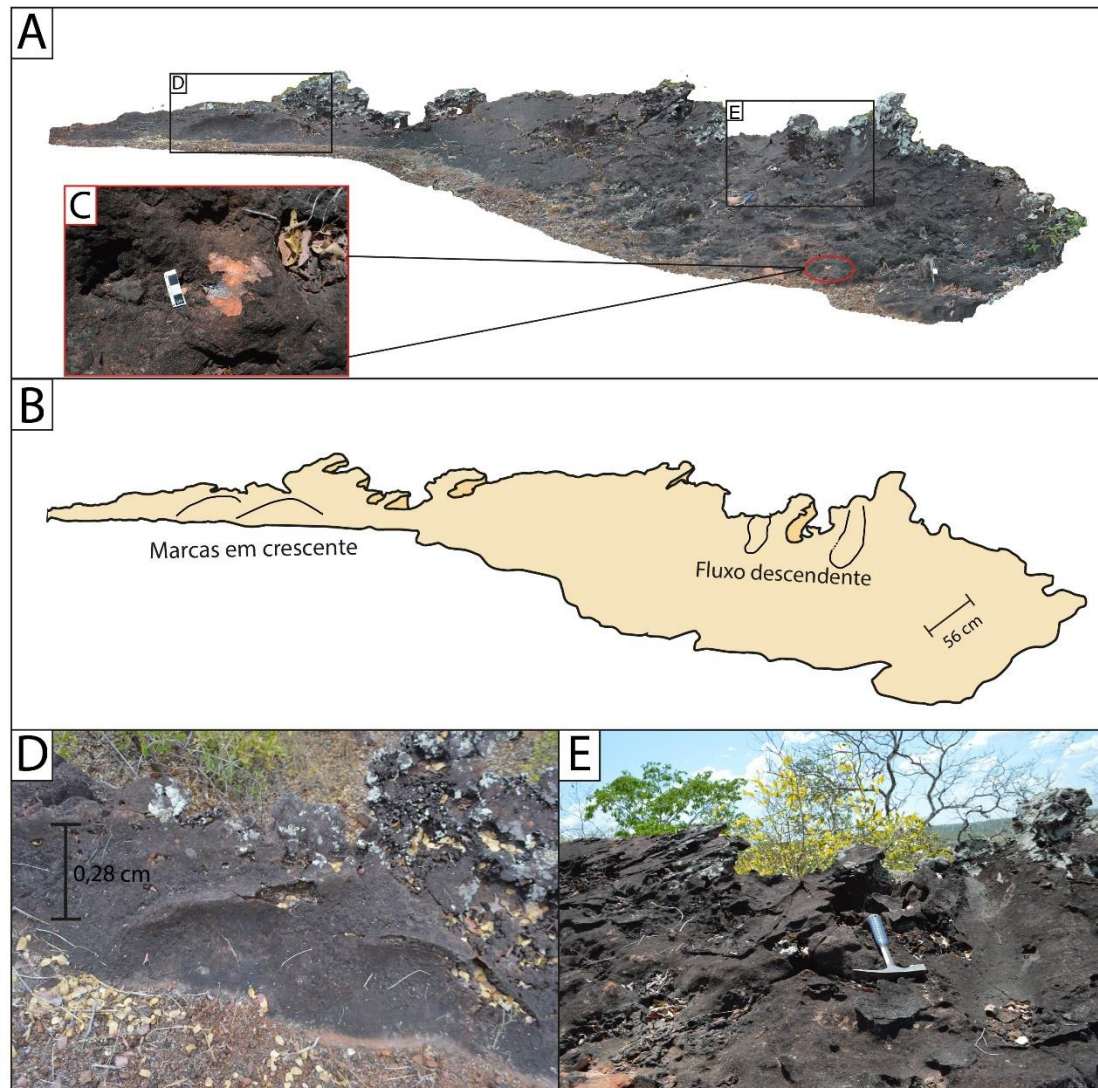


Figura 43: **(A)** ortofotomosaico em vista oblíqua, com indicação do local dos fotos C, D e E; **(B)** fotointerpretação, com indicação das feições de interação; **(C)** fotos de detalhe de peperito; **(D)** foto de detalhe das marcas em crescente indicando lobos que avançaram sobre a duna; **(E)** foto de detalhe das impressões de unidades de lava que desceram a duna.

#### 4.3.1.1 Interpretação

O afloramento apresenta um Elemento Arquitetural Duna Eólica, de tipo morfológico linear, que migrou sobre os primeiros basaltos da Formação Mosquito, constituindo um depósito *intertrap*. Essa duna foi fossilizada por um segundo fluxo de lava, que já se encontra completamente erodido.

As marcas em crescente foram geradas pelo avanço de lobos de lava *pahoehoe* que galgaram, em leve ângulo de subida, a face da duna linear. Os lobos provavelmente constituem escapes laterais de um fluxo de lava que estava preenchendo a depressão de interduna, assemelhando-se à Feições do Tipo 2 de Waichel *et al.*, 2008.

Já os sulcos alongados paralelos ao mergulho da face da duna foram gerados por dedos de lava ou pequenos lobos que desceram a face da duna linear. A erosão associada ao *emplacement* dos dedos de lava gerou uma considerável profundidade de escavação. Os mecanismos que governaram esse processo são os mesmos relatados no **Item 4.2.1.1**. Essa feição assemelha-se à Feição do Tipo 3 de Waichel *et al.*, (2008). A **Figura 44** é uma ilustração esquemática do recobrimento da duna e geração das impressões de fluxos de lava.

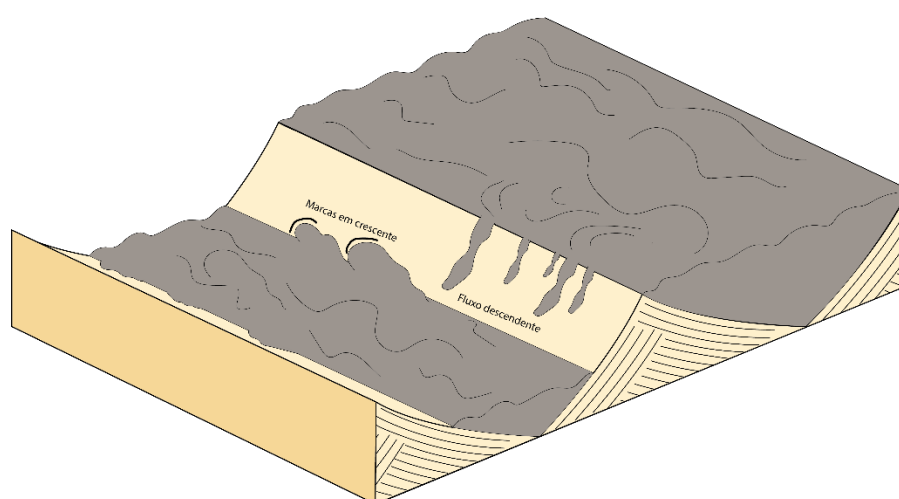


Figura 44: Ilustração do processo de soterramento da duna linear pelos basaltos e síntese dos processos geradores das Feições de Interação Sedimento-Lava



Já geração dos peperitos está relacionada à interação dinâmica entre os sedimentos eólicos, aparentemente secos, e as lavas. Peperitos secos podem ser gerados por “cascatas” de lava descendentes nas faces de deslizamento das dunas, onde a intensa interação sedimento-lava incorpora areia aos derrames (JERRAM & STOLLHOFEN, 2000).

#### **4.4 BR-226**

Vários afloramentos com interação sedimento-lava são encontrados na BR-226, especialmente no trecho que liga as cidades de Wanderlândia/TO e Estreito/MA. Dois desses afloramentos (6 e 7) serão relatados neste trabalho.

##### **4.4.1 Afloramento 6**

Afloramento no talude da rodovia, expondo arenito fino a médio, róseo-alaranjado, bem selecionado, quartzoso, bimodal, com grãos arredondados e foscos, composto por estratos de fluxo e queda livre de grãos e laminações de *ripples* transladantes cavalgantes. Sobreposto ao arenito ocorre basalto fortemente intemperizado.

As estratificações eólicas ocorrem contidas dentro de superfícies limítrofes, gerando pelo menos 3 *sets* de estratos cruzados. Um dos *sets*, mais à nordeste, apresenta estratificação intensamente deformada em diferentes escalas, gerando, inclusive, uma dobra de dimensões métricas (**Figura 45**).

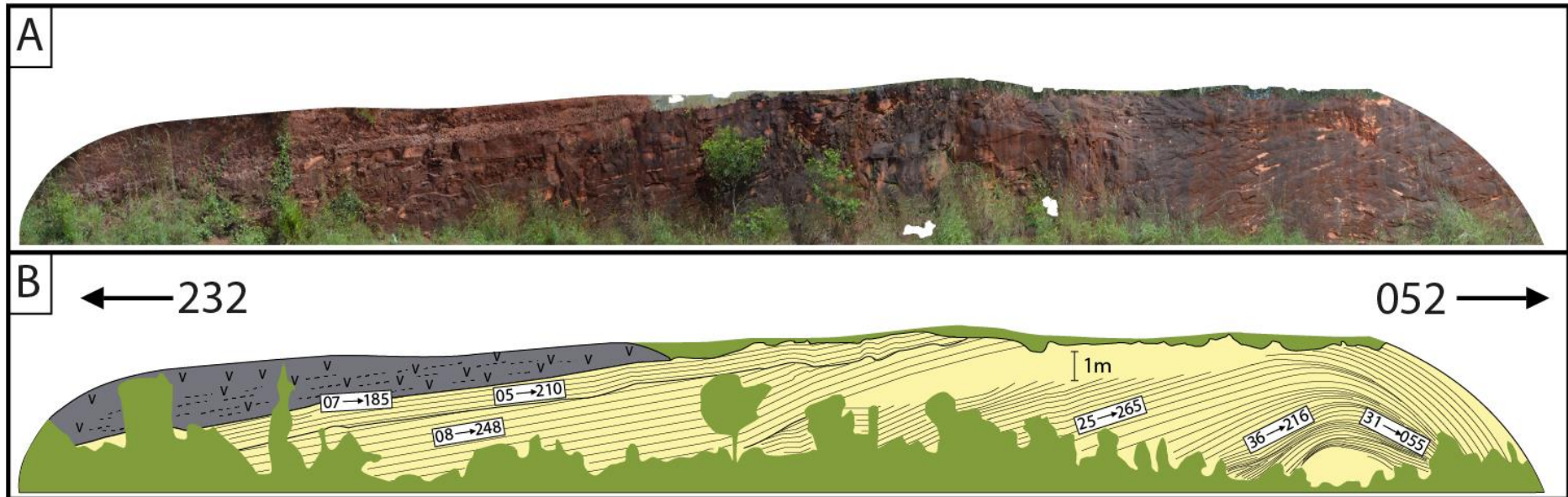


Figura 45: **(A)** ortofotomosaico do Afloramento 6; **(B)** fotointerpretação do afloramento, os quadros brancos contêm as atitudes das estruturas; em amarelo o arenito da Formação Sambaíba, as **linhas pretas contínuas** indicam as estratificações cruzadas; em cinza os basaltos da Formação Mosquito, as **linhas pretas tracejadas** indicam a foliação de fluxo; em verde porção encoberta.

#### 4.4.1.1 *Interpretação*

A apresentação deste afloramento visa relatar as grandes estruturas deformacionais que ocorrem no topo da acumulação eólica da Formação Sambaíba.

O dobramento das estratificações (**Figura 46**) ocorreu por fluidização do sedimento eólico depositado e ainda inconsolidado. Uma provável causa desse processo tem relação com acréscimo de temperatura e peso durante o recobrimento do pacote sedimentar pelas lavas, aumentando a pressão do fluido presente nos poros (ar ou água) e fazendo com que a areia adquirisse comportamento de fluido granular (WAICHEL *et al.*, 2008).



*Figura 46: Foto de detalhe das estratificações deformadas*

#### **4.4.2 Afloramento 7**

Afloramento no talude da rodovia expondo arenito fino a médio, róseo-alaranjado, bem selecionado, quartzoso, bimodal, com grãos arredondados e foscos, composto por estratos de fluxo e queda livre de grãos. Sobre a rocha sedimentar ocorrem basaltos.

A superfície de contato do arenito com as lavas é irregular, caracterizada por um plano íngreme - **32/234** - e uma superfície levemente ondulada – **10/059**.

As estratificações cruzadas tangenciais mergulham para W-SW e eventualmente são limitadas por superfícies inclinadas a favor do vento. Imediatamente abaixo dos basaltos há um fino depósito, com cerca de 5 centímetros, de estratos transladantes cavalgantes, paralelo à superfície de contato sedimento-lava (**Figura 47**).

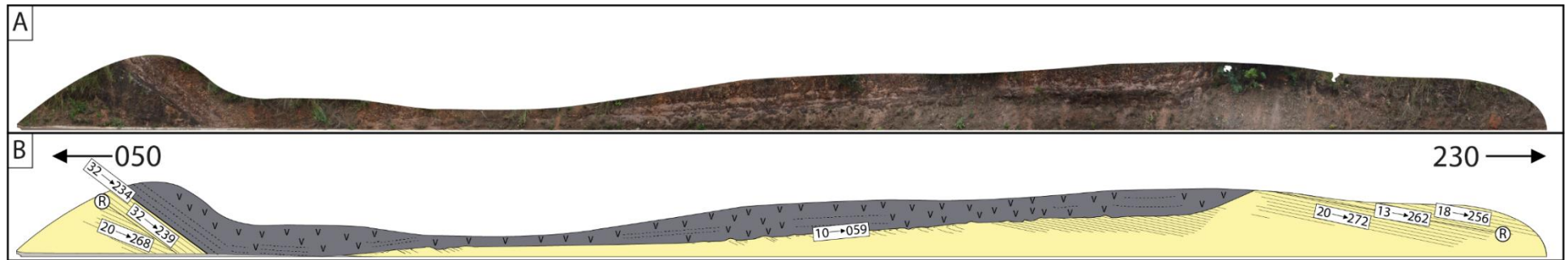


Figura 47: **(A)** ortofotomosaico do Afloramento 7; **(B)** fotointerpretação do afloramento, os quadros brancos contêm as atitudes das estruturas; em amarelo o arenito da Formação Sambaíba, as **linhas pretas finas** indicam as estratificações cruzadas; em cinza os basaltos da Formação Mosquito, as **linhas pretas tracejadas** indicam a foliação de fluxo e; as **linhas pretas grossas** indicam superfícies de reativação  $\textcircled{R}$ .

#### 4.4.2.1 *Interpretação*

O afloramento apresenta duas dunas eólicas cavalgantes preservadas pelas lavas e parcialmente expostas no talude da estrada. Os estratos cruzados migrando para W-SW compõem os *foresets* (HUNTER, 1977) e as superfícies inclinadas a favor do vento são Superfícies de Reativação (BROOKFIELD, 1977; KOCUREK, 1981).

A superfície de contato **32/234** representa a face frontal de uma duna eólica que foi soterrada por lavas em fluxo descendente, de acordo com as foliações do basalto.

Já a superfície **10/059** representa o dorso de uma duna adjacente que está sendo cavalgada pela forma de leito anterior. Os estratos transladantes cavalgantes de até 5 centímetros de espessura abaixo do contato compõem os depósitos do *topset* (HUNTER, 1977).

Dada a assimetria entre dorso e a face frontal das formas de leito, é possível classifica-las morfologicamente como dunas crescentes (Kocurek, 1991).

#### 4.5 Impactos da Interação Sedimento-Lava para Captura e Armazenamento de CO<sub>2</sub> e Sistemas Petrolíferos

O recobrimento de um campo de dunas ativo por lavas pode preservar completamente grandes formas de leito (SCHERER, 2002; MOUNTNEY *et al.*, 1999). Os processos diagenéticos, induzidos ou favorecidos pelo evento magmático, costumam diminuir ou obliterar a porosidade nos primeiros metros junto à interface sedimento-lava, mas grande parte das propriedades de reservatório são preservadas no interior das formas de leito fossilizadas (BERTOLINI *et al.*, 2021).

Frente à emergência das mudanças climáticas, projetos e estudos relativos à captura e armazenamento de CO<sub>2</sub> (CCS), têm ganhado destaque em discussões nos órgãos governamentais e têm sido ampliados e financiados pela indústria do petróleo como uma forma de mitigar as emissões de gases de efeito estufa e reduzir a pegada de carbono. Estima-se que os créditos de carbono, gerados através de CCS, serão utilizados como uma ferramenta de mercado para incentivar empresas e governos a investirem em projetos de redução de emissões e se tornarem mais sustentáveis.

O armazenamento do CO<sub>2</sub> em rochas ocorre por meio de dois mecanismos principais de captura: *physical trapping* e *geochemical trapping*. O primeiro mecanismo inclui o armazenamento de CO<sub>2</sub> sob rochas impermeáveis ou armadilhas estratigráficas. O segundo mecanismo, por sua vez, inclui a mineralização de minerais estáveis de carbonato (MATTER *et al.*, 2007; KANG *et al.*, 2018).

Conforme Matter *et al.*, (2007), as rochas máficas, como o basalto, possuem alta capacidade de neutralização ácida, fornecendo elementos alcalino-terrosos que formam minerais carbonáticos estáveis. Os minerais formados sequestram CO<sub>2</sub> de uma forma duradoura e ambientalmente benigna.

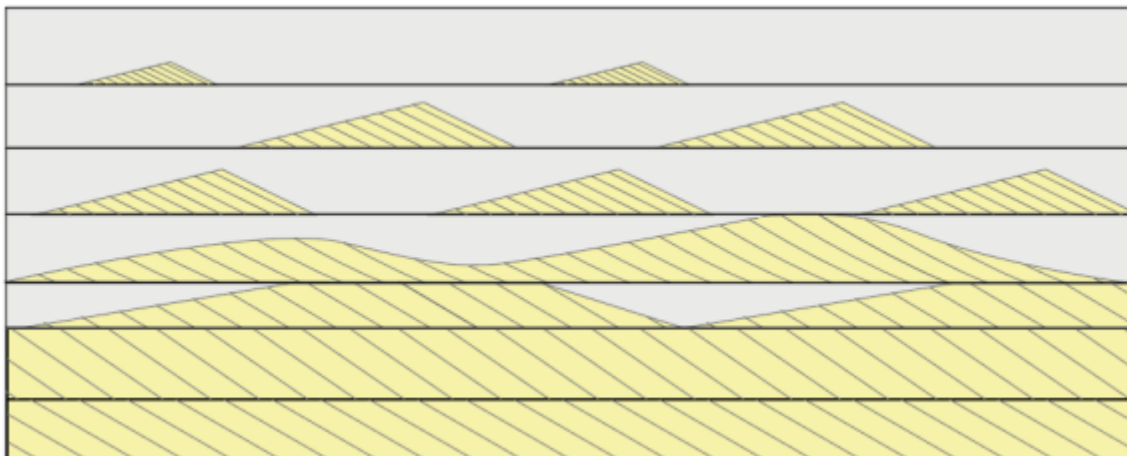
O capeamento dos arenitos por basaltos, possivelmente, constitui o melhor cenário geológico para armazenamento de gás carbônico, já que essas rochas vulcânicas máficas potencialmente satisfazem os dois principais mecanismos para captura do CO<sub>2</sub>

No ***physical trapping***, os basaltos e a cimentação diagenética induzida ou favorecida na interface de contato sedimento-lava constituem potenciais selantes (MATTER *et al.*, 2007; KANG *et al.*, 2018; BERTOLINI *et al.*, 2021). Já no ***geochemical trapping***, os basaltos possuem alta capacidade para promover reações de carbonização mineral e aprisionar o CO<sub>2</sub> que adentrar estruturas geológicas (MATTER *et al.*, 2007; KANG *et al.*, 2018).

Os resultados obtidos neste trabalho apontam que o sistema Sambaíba-Mosquito pode ser uma promissora ocorrência geológica para o armazenamento de CO<sub>2</sub>, uma vez que as grandes formas de leito preservadas pelas lavas possuem alto potencial para armazenamento de grandes volumes do gás. Além disso, as características de *physical trapping* gerada pelo sistema sedimento-lava também podem ser importantes para reservatórios de hidrocarbonetos na Formação Sambaíba ou em outros contextos análogos.

Finalmente, a compreensão dos processos de recobrimento de um sistema eólico ativo por lavas, permite avaliar a distribuição e geometria dos corpos arenosos *intertraps*, podendo ser determinante para rastreamento de potenciais reservatórios dentro da Formação Mosquito em poço ou linhas sísmicas. O entendimento do contexto geológico em um sistema sedimento-lava pode ter caráter preditivo na localização dos arenitos intercalados com lavas, já que conforme discutido por Jerram *et al.*, (1999b), as acumulações eólicas *intertraps* tendem a diminuir de tamanho em níveis estratigráficos superiores, dado o progressivo aprisionamento do sedimento disponível sob os basaltos (**Figura 48**).





*Figura 48: representação esquemática do desenvolvimento de um sistema sedimento-lava (modificado de Jerram, 1999b)*

## 5 CONCLUSÕES

- O levantamento estratigráfico apresentou diversas evidências de que as lavas basálticas da Formação Mosquito interagiram com um sistema eólico ativo. Indicando contemporaneidade entre os primeiros fluxos basálticos com os depósitos eólicos do topo da Formação Sambaíba;
- A sedimentação eólica continuou ativa após os primeiros derrames, gerando depósitos *intertraps*;
- As formas de leito eólicas foram “congeladas” sob os fluxos de lava, permitindo a preservação completa de dunas lineares e crescentes e dos depósitos do *topset*;
- Os fluxos de lava tenderam a canalizar nas depressões de interduna, eventualmente engolfando as dunas eólicas;
- O topo da acumulação eólica da Formação Sambaíba possui estruturas de fluidização de areia. Os mecanismos que geraram essas estruturas deformacionais possivelmente são efeitos do recobrimento por lavas;
- Diferentes tipos de fluxo de lava e diferentes paleotopografias do *erg* influenciam nos tipos de feições geradas;
- O sistema Sambaíba-Mosquito apresenta várias características favoráveis para captura e armazenamento de CO<sub>2</sub> assim como para reservatório de hidrocarbonetos.

## 6 REFERENCIAS

ABRANTES JR, Francisco R. et al. Register of increasing continentalization and palaeoenvironmental changes in the west-central pangaea during the Permian-Triassic, Parnaíba Basin, Northern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 93, p. 294-312, 2019.

BALLÉN, Oscar Arturo Romero et al. Sistema eólico úmido nas sucessões sedimentares interderrames da Formação Mosquito, Jurássico da Província Parnaíba, Brasil. **Brazilian Journal of Geology**, v. 43, n. 4, p. 695-710, 2013.

BERTOLINI, G. et al. The effects of basaltic lava flows on the petrophysical properties and diagenesis of interbedded aeolian sandstones: an example from the Cretaceous Paraná Basin, Brazil. **Petroleum Geoscience**, v. 27, n. 2, p. petgeo2020-036, 2021.

BROOKFIELD, M. E. The origin of bounding surfaces in ancient aeolian sandstones. **Sedimentology**, v. 24, n. 3, p. 303-332, 1977.

CARDENAS, Benjamin T. et al. Preservation of autogenic processes and allogenic forcings in set-scale aeolian architecture II: the scour-and-fill dominated Jurassic Page Sandstone, Arizona, USA. **Journal of Sedimentary Research**, v. 89, n. 8, p. 741-760, 2019.

CLEMMENSEN, LARS B. Aeolian morphology preserved by lava cover, the Precambrian Mussartut member, Eriksfjord Formation, South Greenland. **Bulletin of the Geological Society of Denmark**, v. 37, n. 1-2, p. 105-116, 1988.

COSGROVE, G. I. E.; COLOMBERA, L.; MOUNTNEY, N. P. A Database of Aeolian Sedimentary Architecture for the characterization of modern and ancient sedimentary systems. **Marine and Petroleum Geology**, v. 127, p. 104983, 2021.

DURAI SWAMI, Raymond A. et al. Pahoehoe—a' a transitions in the lava flow fields of the western Deccan Traps, India-implications for emplacement dynamics, flood basalt architecture and volcanic stratigraphy. **Journal of Asian Earth Sciences**, v. 84, p. 146-166, 2014.

FARRELL, James Arnold. **Viscoelastic Strain, Viscous Rheology, and Behavior of Experimental Lava Flows**. 2019. Tese de Doutorado. Syracuse University.

GÓES, A. MO; FEIJÓ, Flávio J. Parnaiba Basin; Bacia do Parnaiba. **Boletim de Geociências da PETROBRAS**, v. 8, 1994.

HARRIS, Andrew JL et al. Pāhoehoe, 'a 'ā, and block lava: an illustrated history of the nomenclature. **Bulletin of Volcanology**, v. 79, p. 1-34, 2017.

HOWELL, John; MOUNTNEY, Nigel. Aeolian grain flow architecture: hard data for reservoir models and implications for red bed sequence stratigraphy. **Petroleum Geoscience**, v. 7, n. 1, p. 51-56, 2001.

HUNTER, Ralph E. Basic types of stratification in small eolian dunes. **Sedimentology**, v. 24, n. 3, p. 361-387, 1977.

JERRAM, Dougal et al. Internal stratigraphic relationships in the Etendeka Group in the Huab Basin, NW Namibia: understanding the onset of flood volcanism. **Journal of Geodynamics**, v. 28, n. 4-5, p. 393-418, 1999a.

JERRAM, Dougal A.; MOUNTNEY, Nigel; STOLLHOFEN, Harald. Facies architecture of the Etjo Sandstone Formation and its interaction with the Basal Etendeka Flood Basalts of northwest Namibia: implications for offshore prospectivity. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 153, n. 1, p. 367-380, 1999b.

JERRAM, Dougal A.; STOLLHOFEN, Harald. Lava–sediment interaction in desert settings; are all peperite-like textures the result of magma–water interaction?. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 114, n. 1-2, p. 231-249, 2002.

KANG, Moohee et al. Assessment of CO<sub>2</sub> storage capacity for basalt caprock-sandstone reservoir system in the northern East China Sea. In: **EGU General Assembly Conference Abstracts**. 2018. p. 5772.

KARSON, J. A. and. HAZLETT, R.W, Calibrating natural basaltic lava flows with large-scale experiments, in Varga, R.J. ed., **Proceedings of the Twenty-Eighth Annual Keck Research Symposium in Geology**, 28, 6 pp., 2015.

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

KOCUREK, Gary. First-order and super bounding surfaces in eolian sequences—bounding surfaces revisited. **Sedimentary Geology**, v. 56, n. 1-4, p. 193-206, 1988.

KOCUREK, Gary. Interpretation of ancient eolian sand dunes. **Annual review of Earth and planetary sciences**, v. 19, n. 1, p. 43-75, 1991.

KOCUREK, Gary; DAY, Mackenzie. What is preserved in the aeolian rock record? A Jurassic Entrada Sandstone case study at the Utah–Arizona border. **Sedimentology**, v. 65, n. 4, p. 1301-1321, 2018.

LAVA FLOWS AND LAVA TUBES; Direção: Ken Hon. Produção de Cheryl Gansecki . Estados Unidos: Aegis 2004. **DVD**.

LAVAPIX; 7 15 13 Lava Flow Hawaii Kilauea Volcano Lava Flow GoPro Hero 2. **YouTube**, 25 de maio de 2014. Disponível em: <https://www.youtube.com/watch?v=Jp7OhtSQWX0&t=31s>.

LIMA, Enjôlras de A. Medeiros; LEITE, Jairo Fonseca. Projeto estudo global dos recursos Minerais da Bacia sedimentar do Parnaíba. Integração geológico-metalogenética. 1978.

MACDONALD, Gordon Andrew. Pahoehoe, aa, and block lava. **American Journal of Science**, v. 251, n. 3, p. 169-191, 1953.

MAINGUET, Monique; CHEMIN, M.-C. Sand seas of the Sahara and Sahel: an explanation of their thickness and sand dune type by the sand budget principle. In: **Developments in sedimentology**. Elsevier, 1983. p. 353-363.

MATTER, Juerg M.; TAKAHASHI, Taro; GOLDBERG, David. Experimental evaluation of in situ CO<sub>2</sub>-water-rock reactions during CO<sub>2</sub> injection in basaltic rocks: Implications for geological CO<sub>2</sub> sequestration. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 8, n. 2, 2007.

MERLE, Renaud et al. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar ages and Sr–Nd–Pb–Os geochemistry of CAMP tholeiites from Western Maranhão basin (NE Brazil). **Lithos**, v. 122, n. 3-4, p. 137-151, 2011.

MICHEL, Rossano Dalla Lana. Arquitetura de fácies e evolução estratigráfica de sistema eólico úmido: Formação Piauí, Pensilvaniano da Bacia do Parnaíba. 2021.

MOUNTNEY, Nigel et al. Relating eolian bounding-surface geometries to the bed forms that generated them: Etjo Formation, Cretaceous, Namibia. **Geology**, v. 27, n. 2, p. 159-162, 1999.

MOUNTNEY, N. P. Eolian Facies Models. In: FACIES MODELS REVISITED. SEPM (Society for Sedimentary Geology), 2006. p. 19–83. E-book. Disponível em: Acesso at: 2 Mar. 2022.

NOGUEIRA, Afonso César Rodrigues et al. Evolution of Jurassic intertrap deposits in the Parnaíba Basin, northern Brazil: The last sediment-lava interaction linked to the CAMP in West Gondwana. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 572, p. 110370, 2021.

REZENDE, Gabriel L. et al. Evidence for the Central Atlantic magmatic province (CAMP) in Precambrian and Phanerozoic sedimentary basins of the southern Amazonian Craton, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 108, p. 103216, 2021.

RUBIN, David M.; HUNTER, Ralph E. Bedform climbing in theory and nature. **Sedimentology**, v. 29, n. 1, p. 121-138, 1982.

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

SCHERER, Claiton MS. Preservation of aeolian genetic units by lava flows in the Lower Cretaceous of the Paraná Basin, southern Brazil. **Sedimentology**, v. 49, n. 1, p. 97-116, 2002.

SILVA, A. J. P. da et al. Bacias Sedimentares Paleozóicas e Meso-Cenozóicas Interiores. In: BIZZI, L. A. et al. (org.). Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. Brasília: CPRM, 2003. p. 55–85

VAZ, P. T. et al. Bacia do Parnaíba. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 253–263, 2007

WALKER, G. P. L. Compound and simple lava flows and flood basalts. **Bulletin Volcanologique**, v. 35, p. 579-590, 1971

WALKER, R.G. AND JAMES, N.P. (1992) Facies Models: response to sea level changes. Geol. Assoc. Canada, 407..

WANKE, A. et al. Karoo unconformities in NW Namibia and their tectonic implications. **Communications of the Geological Society of Namibia: Special Issue**, v. 12, p. 259-268, 2000.

WASSON, R. J.; HYDE, R. Factors determining desert dune type. **Nature**, v. 304, n. 5924, p. 337-339, 1983.

ZANZARINI, Fabricio V. et al. Correlação espacial do índice de vegetação (NDVI) de imagem Landsat/ETM+ com atributos do solo. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 17, p. 608-614, 2013.