

UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA MARIA
CENTRO DE CIÊNCIAS NATURAIS E EXATAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

Diego Dal Pozzolo dos Santos

**GEOMORFOLOGIA E OS ESTUDOS PLANETÁRIOS: O USO DAS
IMAGENS HIRISE E OS PROCESSOS EÓLICOS NA CRATERA
HERSCHEL, MARTE**

Santa Maria, RS
2021

Diego Dal Pozzolo dos Santos

**GEOMORFOLOGIA E OS ESTUDOS PLANETÁRIOS: O USO DAS IMAGENS
HIRISE E OS PROCESSOS EÓLICOS NA CRATERA HERSCHEL, MARTE**

Dissertação apresentada ao Curso de Mestrado do Programa de Pós-Graduação em Geografia (PPGGEO), da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS) como requisito parcial para a obtenção do título de **Mestre em Geografia**.

Orientador: Prof. Dr. Bernardo Sayão Penna e Souza

Santa Maria, RS
2021

Diego Dal Pozzolo dos Santos

**GEOMORFOLOGIA E OS ESTUDOS PLANETÁRIOS: O USO DAS IMAGENS
HIRISE E OS PROCESSOS EÓLICOS NA CRATERA HERSCHEL, MARTE**

Dissertação apresentada ao Curso de Mestrado do Programa de Pós-Graduação em Geografia (PPGGEO), da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS) como requisito parcial para a obtenção do título de **Mestre em Geografia**.

Aprovado em 07 de maio de 2021:

Bernardo Sayão Penna e Souza, Dr. (UFSM)
(Presidente/ Orientador)

Waterloo Pereira Filho, Dr. (UFSM)

Moisés Ortemar Rehbein, Dr. (UFPEl)

Santa Maria, RS
2021

AGRADECIMENTOS

Agradeço a todos àqueles que, de alguma forma, contribuíram para a realização deste trabalho, especialmente:

- a Deus pelo Universo;*
 - à UFSM, instituição pelo qual me orgulho de ter como Alma Mater;*
 - ao Prof. Dr. Bernardo Sayão Penna e Souza, pela honra de ter sido seu orientando;*
 - ao Prof. Dr. Mauro Kumpfer Werlang, Prof. Dr. Waterloo Pereira Filho, pelo conhecimento;*
 - à minha Família: mãe Edelires Dal Pozzolo, meus tios Adelmo e Ana Paula, e especialmente ao meu pai Renato e meus avós Vilma e Ary (in memorian) pelo amor, carinho e apoio;*
 - aos Colegas do PPGGeo Rodrigo Pontes, Paloma Savian, Eduardo Kaiser, Iago Turba, Marcos Gomes, Rafael Dezordi, Maurício Rizzatti, Caroline Mallman, Ademir Perasoni e todos que fizeram parte dessa caminhada;*
 - às companheiras do Laboratório de Geomorfologia e Percepção Ambiental Márcia Cardias, Angelita Scalamatto, Tássia Farencena, Medianeira Garcia e Roberta Ochulaki;*
 - à secretária do PPGGeo Liliane Bonilla pelo apoio nos trâmites administrativos;*
 - por último, mas não menos importante, à minha fonoaudióloga Carla Viegas.*
- A todos deixo meu #Gratidão.*

*Ver um mundo em um grão de
areia
e um céu numa flor selvagem
é ter o infinito na palma da mão
e a eternidade em uma hora.*

(William Blake)

RESUMO

GEOMORFOLOGIA E OS ESTUDOS PLANETÁRIOS: O USO DAS IMAGENS HIRISE E OS PROCESSOS EÓLICOS NA CRATERA HERSCHEL, MARTE

AUTOR: Diego Dal Pozzolo Dos Santos

ORIENTADOR: Prof. Dr. Bernardo Sayão Penna e Souza

Os processos eólicos são elementos chave para entender as superfícies de corpos celestes com atmosfera. Este trabalho realizou uma análise da atividade eólica na cratera Herschel, a partir de dois campos de dunas com diferentes condições topográficas. No campo Leste entre pequenas crateras simples, e no Oeste, o campo de dunas localizado dentro de uma grande cratera de impacto, próximo ao pico central soerguido. Como fontes de dados foram empregadas imagens (resolução espacial de 0,25m) e modelos digitais de terreno (DTM) com resolução espacial de 1m/pixel, gerados pelo sensor HIRISE da sonda orbital Mars Reconnaissance Orbiter (MRO), além de dados de direção e velocidade do vento da base de dados meteorológica Mars Climate Database (MCD). Foram medidos parâmetros horizontais (área, azimute, comprimento, largura e a relação comprimento/largura), e parâmetros verticais (altura da crista (H_c), altura da face de escorregamento (H_s), declividade da face de escorregamento, curvatura) de 10 dunas em cada campo. Também foram elaborados mapas altimetria, declividade e orientação de vertentes de ambos os campos por meio dos Softwares ENVI e QGIS. Os resultados indicam que as dunas em Herschel Leste são gordas, livres e em aclave. As dunas mais altas e íngremes estão localizadas ao lado das crateras de impacto pelo efeito dos vórtices de ferradura que se caracteriza pelo regime de ventos unimodal no Eixo predominante N-S, por padrões de vento do tipo Tsoar durante a noite e Bagnold durante o dia. Ademais, possuem pouca variação de azimute; predomínio da declividade entre 5-10° e predomínio das orientações NW, E, W (Barlavento) SE, (escorregamento). Condições similares foram identificadas em ambientes análogos terrestres, como White Sands, (Novo México), Wolfe Creek, (Austrália) e Lagoa da Conceição (Santa Catarina). As dunas de Herschel Oeste são delgadas, em declive, algumas ancoradas por Yardangs. Possuem padrões de ventos bimodal agudo no Eixo predominante W-E, do Tipo Bagnold durante a noite e Tsoar durante o dia. Nessas dunas, há o predomínio das orientações E, SE, NE (barlavento), W, NW (escorregamento) e muita variação de azimute. Por fim, apresentam predomínio da declividade 5-10°. Como análogo terrestre, temos o Oasis de Liwa (Emirados Árabes Unidos /Arábia Saudita).

Palavras-Chave: Geomorfologia Planetária. Marte. Dunas. Vento. Crateras.

ABSTRACT

GEOMORPHOLOGY AND THE PLANETARY STUDIES: THUE USE OF HIRISE IMAGES AND AEOLIAN PROCESSES ON HERSCHEL CRATER, MARS

AUTHOR: Diego Dal Pozzolo Dos Santos
ADVISOR: Bernardo Sayão Penna e Souza

The Aeolian processes are key elements to understand the surfaces of celestial bodies with atmosphere. This paper performs an analysis of aeolian activity on Herschel crater, from two dune fields in different topographical settings. At East field, between small simple craters, and at West, the dune field is located inside a large impact crater near to uplifted central peak. As source of data will be employed high resolution images (spatial resolution 0,25 m/pixel) and digital terrain models (DTM), with 1m / pixel spatial resolution, generated by HiRISE sensor of orbital probe Mars Reconnaissance Orbiter (MRO) and Mars Climate Database (MCD) meteorological database data of direction and wind speed. Were measured horizontal parameters (Area, Azimuth length, width, and length/width ratio) and vertical parameters (height of crest (Hc), height of slipface (Hs), slipface slope, curvature) of 10 dunes in each field. Altimetry, slope and slope orientation maps of both fields were also prepared using the ENVI and QGIS softwares. The results indicate Herschel East dunes are fat, free, and in uphill. The taller and steepest dunes are located at side of impact craters, due to horseshoe vortex effect. It is characterized by the unimodal wind regime in the predominant N-S axis, wind patterns of the Tsoar type at night and Bagnold during the day. It has little azimuth variation. Predominance of the slope between 5-10°. There is a predominance of NW, E, W (Windward) SE, (slip) orientations. Similar conditions have been identified in similar terrestrial environments such as, White Sands, (New Mexico), Wolfe Creek, (Australia) and Lagoa da Conceição (Santa Catarina). The dunes from Herschel West are slim, in downhill, some anchored by Yardangs. It presents acute bimodal wind patterns on the predominant axis W-E, Bagnold type wind pattern at night and Tsoar during the day. Predominance of orientations E, SE, NE (windward), W, NW (landslide). A lot of azimuth variation. Predominance of the 5-10° slope. As a terrestrial analogue, we have the Liwa Oasis (United Arab Emirates / Saudi Arabia).

Keywords: Planetary Geomorphology. Mars. Dunes. Wind. Craters.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

| | |
|---|----|
| Figura 1 – Cratera Hershel (Leste e Oeste), Marte..... | 18 |
| Figura 2 – Mapa Geológico da Cratera Herschel, MC-22 <i>Mare Tyrrenum</i> , Marte..... | 21 |
| Figura 3 – Mapa Geomorfológico da cratera de Herschel | 23 |
| Figura 4 – Estações do ano em Marte..... | 27 |
| Figura 5 – Mapa das Zonas Climáticas de Marte | 29 |
| Figura 6 – Circulação Atmosférica de Marte | 30 |
| Figura 7 – Processos de transporte eólico | 33 |
| Figura 8 – Velocidade de fricção de superfície (u_{*t}) na Terra e em Marte..... | 34 |
| Figura 9 – Efeitos da tempestade do sol 1742 | 35 |
| Figura 10 – Parâmetros morfológicos e morfométricos das dunas barcanas | 36 |
| Figura 11 – Perfil estrutural de uma duna barcana | 38 |
| Figura 12 – Migração dos campos de dunas e padrões de dunas | 40 |
| Figura 13 – Proto-megabarcana no deserto da Namíbia | 41 |
| Figura 14 – Relação entre uniformidade direcional do vento e espessura do lençol de areia .. | 43 |
| Figura 15 – Interação do vento com a topografia na borda das crateras | 45 |
| Figura 16 – Desenvolvimento dos campos de dunas em relação com a topografia no interior das crateras..... | 46 |
| Figura 17 – Campo de Dunas Bagnold, Cratera Gale | 47 |
| Figura 18 – Declividades nas dunas do campo Bagnold comparadas a White Sands, NM | 48 |
| Figura 19 – Interação entre crateras e camadas de material escuro..... | 49 |
| Figura 20 – Taxas de variação da produção de sedimentos ao longo do tempo marciano..... | 50 |
| Figura 21 – Mineralogia da Duna Namib..... | 51 |
| Figura 22 – Mineralogia e stress de cisalhamento..... | 53 |
| Figura 23 – Espectros de Barby e Kibnas..... | 54 |
| Figura 24 – Espectro do Laboratório CheMin da amostra Gobabeb <150 μ m | 55 |
| Figura 25 – Fluxograma dos Procedimentos Metodológicos | 60 |
| Figura 26 – Assimetria das barcanas | 62 |
| Figura 27 – Velocidade horizontal do vento durante a Ls 270° na duna 9E 26,964m de altitude às 2h..... | 63 |
| Figura 28 – Ciclo diário da velocidade do vento na duna 9E..... | 64 |
| Figura 29 – Correlações lineares do vento horizontal na duna 9E | 65 |
| Figura 30 – Ciclo diário da velocidade do vento na duna 5W | 66 |
| Figura 31 – Correlações lineares do vento horizontal na duna 5W | 67 |
| Figura 32 – Imagem CTX do campo Herschel Leste | 68 |
| Figura 33 – Imagem HiRISE do Campo Herschel Leste..... | 70 |
| Figura 34 – Imagem THEMIS do campo Herschel Oeste..... | 72 |
| Figura 35 – Imagem HiRISE do Campo Herschel Oeste | 73 |
| Figura 36 – Mapa Altimétrico da Cratera Herschel | 76 |
| Figura 37 – Mapa Altimétrico em Herschel Leste | 78 |
| Figura 38 – Mapa Altimétrico em Herschel Oeste | 79 |
| Figura 39 – Mapa de Orientação de vertentes da Cratera Herschel | 80 |
| Figura 40 – Mapa de Orientação de vertentes no campo Herschel Leste..... | 82 |
| Figura 41 – Histograma da distribuição de vertentes em Herschel Leste | 83 |
| Figura 42 – Mapa de Orientação de Vertentes do Campo Herschel Oeste | 84 |
| Figura 43 – Histograma da distribuição de vertentes em Herschel Oeste | 85 |
| Figura 44 – Mapa de declividades da Cratera Herschel | 86 |
| Figura 45 – Mapa das declividades do Campo Herschel Leste..... | 88 |

| | |
|---|----|
| Figura 46 – Histograma da distribuição das declividades do Campo Herschel Leste..... | 89 |
| Figura 47 – Mapa das declividades do Campo Herschel Oeste | 90 |
| Figura 48 – Histograma da distribuição das declividades do Campo Herschel Oeste | 91 |

LISTA DE TABELAS

| | |
|--|----|
| Tabela 1 – Sumário das eras Geológicas Marcianas por suas idades geológicas relativas e o número de crateras | 19 |
| Tabela 2 – Propriedades das Atmosferas Planetárias e Parâmetros de Dunas | 25 |
| Tabela 3 – Resumo das fontes de dados empregados..... | 59 |
| Tabela 4 – Dunas no leste de Herschel (Parâmetros Horizontais) | 71 |
| Tabela 5 – Dunas no Oeste de Herschel (Parâmetros Horizontais)..... | 74 |
| Tabela 6 – Dunas no campo Herschel Leste (Parâmetros Verticais) | 75 |
| Tabela 7 – Dunas no Herschel Oeste (Parâmetros Verticais)..... | 75 |
| Tabela 8 – Classes altimétricas da Cratera Herschel | 77 |
| Tabela 9 – Orientação de Vertentes da cratera Herschel | 81 |
| Tabela 10 – Declividades da Cratera Herschel..... | 87 |

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

| | |
|--------|---|
| ASU | Arizona State University |
| CCD | Coupled Charge Devices |
| CTX | Context Camera |
| DTEEC | Digital Terrain Elevation Projection Equiretangular Grid spacing 1m |
| DTM | Digital Terrain Model |
| ESP | Extended Science Phase |
| HIRISE | High Resolution Imaging Science Experiment |
| IAA | Instituto de Astrofísica de Andalucía |
| IAU | International Astronomical Union |
| IFOV | Instantaneous Field Of View |
| ITARS | Indurated Transverse Aeolian Ridges |
| LMD | Laboratoire de Météorologie Dynamique du CNRS à Paris |
| JPL | Jet Propulsion Laboratory |
| MCD | Mars Climate Database |
| MGD3 | Mars Global Digital Dune Database |
| MGS | Mars Global Surveyor |
| MO | Mars Odyssey |
| MOLA | Mars Orbital Laser Altimeter |
| MRO | Mars Reconnaissance Orbiter |
| NASA | National Aeronautics and Space Administration |
| ORTHO | Orthorectified Image |
| OU | Open University UK |
| PDS | Planetary Data Systems |
| PSP | Primary Science Phase |
| RDR | Reduced Data Record |
| THEMIS | Thermal Emission Imaging System |

SUMÁRIO

| | | |
|----------|--|-----|
| 1 | INTRODUÇÃO | 13 |
| 1.1 | JUSTIFICATIVA | 13 |
| 1.2 | ABORDAGENS UTILIZADAS NOS ESTUDOS PLANETÁRIOS | 13 |
| 1.3 | CAMPOS DE DUNAS NA CRATERA HERSCHEL | 16 |
| 1.4 | PROBLEMA DE PESQUISA E OBJETIVOS | 24 |
| 2 | REVISÃO DE LITERATURA | 24 |
| 2.1 | CARACTERIZAÇÃO DA ATMOSFERA MARCIANA | 24 |
| 2.2 | A FÍSICA DO MOVIMENTO DAS PARTÍCULAS | 30 |
| 2.3 | DUNAS BARCANAS | 35 |
| 2.4 | TOPOGRAFIA | 43 |
| 2.5 | MINERALOGIA | 48 |
| 2.6 | COMPORTAMENTO ESPECTRAL | 52 |
| 3 | PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS | 56 |
| 3.1 | MATERIAL EMPREGADO | 56 |
| 3.2 | PROCEDIMENTOS REALIZADOS | 60 |
| 4 | ANÁLISE DOS DADOS | 63 |
| 4.1 | PADRÃO DE VENTOS | 63 |
| 4.2 | MORFOLOGIA DAS DUNAS EM HERSCHEL LESTE | 68 |
| 4.3 | MORFOLOGIA DAS DUNAS EM HERSCHEL OESTE | 71 |
| 4.4 | ANÁLISE DOS PERFIS TOPOGRÁFICOS | 74 |
| 4.5 | ANÁLISES DOS MAPAS ALTIMÉTRICOS | 76 |
| 4.6 | ANÁLISE DOS MAPAS DE ORIENTAÇÃO DE VERTENTES | 79 |
| 4.7 | ANÁLISE DOS MAPAS DE DECLIVIDADE | 85 |
| 5 | CONCLUSÕES | 91 |
| | REFERÊNCIAS | 93 |
| | ANEXO A – PERFIS TOPOGRÁFICOS DAS DUNAS DE HERSCHEL LESTE | 99 |
| | ANEXO B – PERFIS TOPOGRÁFICOS DAS DUNAS DE HERSCHEL OESTE | 101 |

1 INTRODUÇÃO

1.1 JUSTIFICATIVA

O estudo do Sistema Solar mostrou que os conceitos da Geomorfologia, Geologia, e Climatologia não se restringem à Terra e que, na verdade, são ferramentas importantes de comparação, análise, e predição, levando os cientistas a adotar uma perspectiva nova, interplanetária, para os fenômenos que também são observados na superfície terrestre. De acordo com Baker e Twindale (1991, p. 91): “a vitalidade intelectual de tal atividade lembra as explorações do século passado, a última era dourada da Geomorfologia”. Esses estudos rompem com certas posturas intelectuais estanques e estimulam a criatividade, a reflexão, a descoberta por acaso, a espontaneidade, a satisfação intelectual e o bom senso dentro da pesquisa científica. Há também uma significativa valorização de estudos de fenômenos raros e anômalos e nas condições particulares que levaram a sua formação.

Conforme Mendonça (1997, p. 41),

[a] criação de novos espaços externos à Terra é uma realidade derivada da odisséia humana em busca de novas áreas, é algo concernente à própria capacidade intelectual do ser humano. Esta conquista espacial e os seus reflexos sobre a sociedade configura-se certamente um novo paradigma científico, quase restrito na atualidade ao domínio das ciências físicas e naturais, porém de forte conotação geográfica. Isto para não falar na geologia, ramo do conhecimento com pesquisas bastante desenvolvidas sobre as características da Lua e Marte, por exemplo.

Para Baker e Twindale (1991), a Geomorfologia mais intelectualmente estimulante é quando ocorre uma íntima associação entre os fatos e os fenômenos. Essa associação é facilitada sem as amarras como modismos ou agendas, sendo mais focada na descoberta de novos fenômenos e no desenvolvimento de explicações. Esses pesquisadores eram até o início da década de 1990 considerados renegados (*Maverick Geomorphologists*), pois trabalhavam fora das correntes principais de pensamento geográfico.

1.2 ABORDAGENS UTILIZADAS NOS ESTUDOS PLANETÁRIOS

Baker (2008) concebe os sistemas de paisagens planetárias seguindo a abordagem da Análise de Sistemas, o que tem sido utilizado pela Geomorfologia desde as décadas de 1950 e 1960. Essa abordagem provou ser útil para lidar com a complexidade das formas de relevo,

para associá-las aos processos de formação, e para demonstrar suas interações. Assim a paisagem pode ser idealizada como uma série de elementos interligados por fluxos de matéria e energia. Os processos geomorfológicos são organizados em uma série de *inputs*, *outputs*, transformações e transferências que envolvem cascatas, estados de equilíbrio e limiares. Este pode ser considerado um passo inicial em direção a modelos preditivos, tais como o seguinte:

$$\lambda = f(g, h, v, p, a, c, s) \quad (1)$$

Onde a paisagem planetária λ é definida como uma função f de múltiplos fatores incluindo gravidade (g); fluxo de calor interno (h); voláteis (v); gases atmosféricos, como H_2O , CO_2 , CH_4 , O_2 , N_2 ; propriedades físicas (p) de rochas, gelo, etc.; propriedades atmosféricas e hidrosféricas (a); mecânica celeste (c), como ondas de maré; parâmetros orbitais, impactos de corpos celestes e temperatura da superfície (s).

Greeley e Iversen (1985) sintetizam os estudos planetários em sete etapas:

- a) a identificação geral do problema e o isolamento de fatores específicos;
- b) investigação do problema sobre condições de laboratório, simulando o “caso terrestre” em que vários parâmetros podem ser controlados;
- c) teste de campo dos resultados sobre condições naturais para verificar se as simulações foram feitas de forma correta;
- d) correções, modificações, recalibrações das simulações, levando em conta os resultados de campo;
- e) experimentos em laboratórios para os casos extraterrestres para duplicar ou simular o mais próximo possível o ambiente planetário;
- f) extrapolação para o caso planetário, utilizando uma combinação de resultados obtidos em testes em laboratório e na teoria para parâmetros que não puderam ser replicados, como é caso da gravidade;
- g) teste em campo por meio de observação realizada por espaçonaves e aplicação dos resultados na resolução do problema.

Baker (2008) descreve como funciona o raciocínio analógico nas Geociências. Para haver alguma chance de sucesso, esse raciocínio requer um fenômeno A (por exemplo, as dunas do Planeta Marte) cuja causa buscamos (os processos que formaram essas dunas). Para isso, busca-se outro fenômeno B (canais similares a A) que (1) possua características-chave

em comum com A (os detalhes morfológicos) e (2) cujas causas nós realmente conhecemos. A maior parte das formas que serão encontradas terá considerável grau de similaridade, entretanto estender o estudo para o que não é familiar ou o que é incomum ou anômalo com alguns componentes que são familiares, é um dos mais fascinantes aspectos da Geomorfologia Planetária.

Para Greeley e Iversen (1985), a importância dos estudos eólicos no caso terrestre envolve três grupos de atividades no qual esse conhecimento é extremamente importante: ambiental, agrícola e de transporte. Os problemas ambientais relacionam-se a questões como os efeitos da poeira na saúde humana e no clima, bem como as questões de engenharia como o efeito de abrasão das partículas sopradas pelo vento sobre diversos tipos de materiais. Na questão agrícola, envolve os processos relativos à erosão do solo, a arenizações e os seus efeitos sobre as colheitas. Os efeitos no transporte estão ligados à visibilidade, à segurança, à preservação de rodovias, ferrovias, pistas de pouso, etc., bem como ao funcionamento de diversos tipos de veículos, seus motores e efeitos de *stress* aerodinâmico. Esses problemas também são enfrentados pelas sondas robóticas em Marte, bem como uma eventual presença humana naquele planeta. O entendimento de estruturas sedimentares eólicas é importante na avaliação da deposição de potenciais recursos minerais, especialmente aqueles de natureza fluida como aquíferos e jazidas de óleo e gás. A significância astrobiológica das dunas, conforme Cardinale et al (2015), ocorre pelo fato de apresentarem alta porosidade, isto é, podem reter quantidades significativas de água e facilitar o suporte de formas de vida simples, como bactérias extremófilas.

Sobre a atividade eólica no planeta Marte, Greeley (1993) comenta que, devido à baixa densidade atmosférica, são necessárias altas velocidades do vento para mover as partículas. A erosão e a deflação gerada pelo vento leva à criação de certas formas de relevo observadas pela primeira vez pela Mariner 9, a primeira sonda a entrar na órbita de Marte, como *yardangs* (colinas esculpidas pelo vento), crateras erodidas e/ou encobertas por sedimentos eólicos e campos de dunas, especialmente nas latitudes médias e polares. Campos de dunas menores podem ser identificados em vários locais, muitas vezes associados a crateras de impacto. Em geral, as dunas marcianas apresentam formas similares às dunas terrestres, como *ripple marks*, barcanas, barcanóides, TARS (*Transverse Aeolian Ridges*, cadeias transversais eólicas), porém dunas estrela e dunas longitudinais aparentemente devem ser muito raras, o que sugere pouca variação na direção do vento.

1.3 CAMPOS DE DUNAS NA CRATERA HERSCHEL

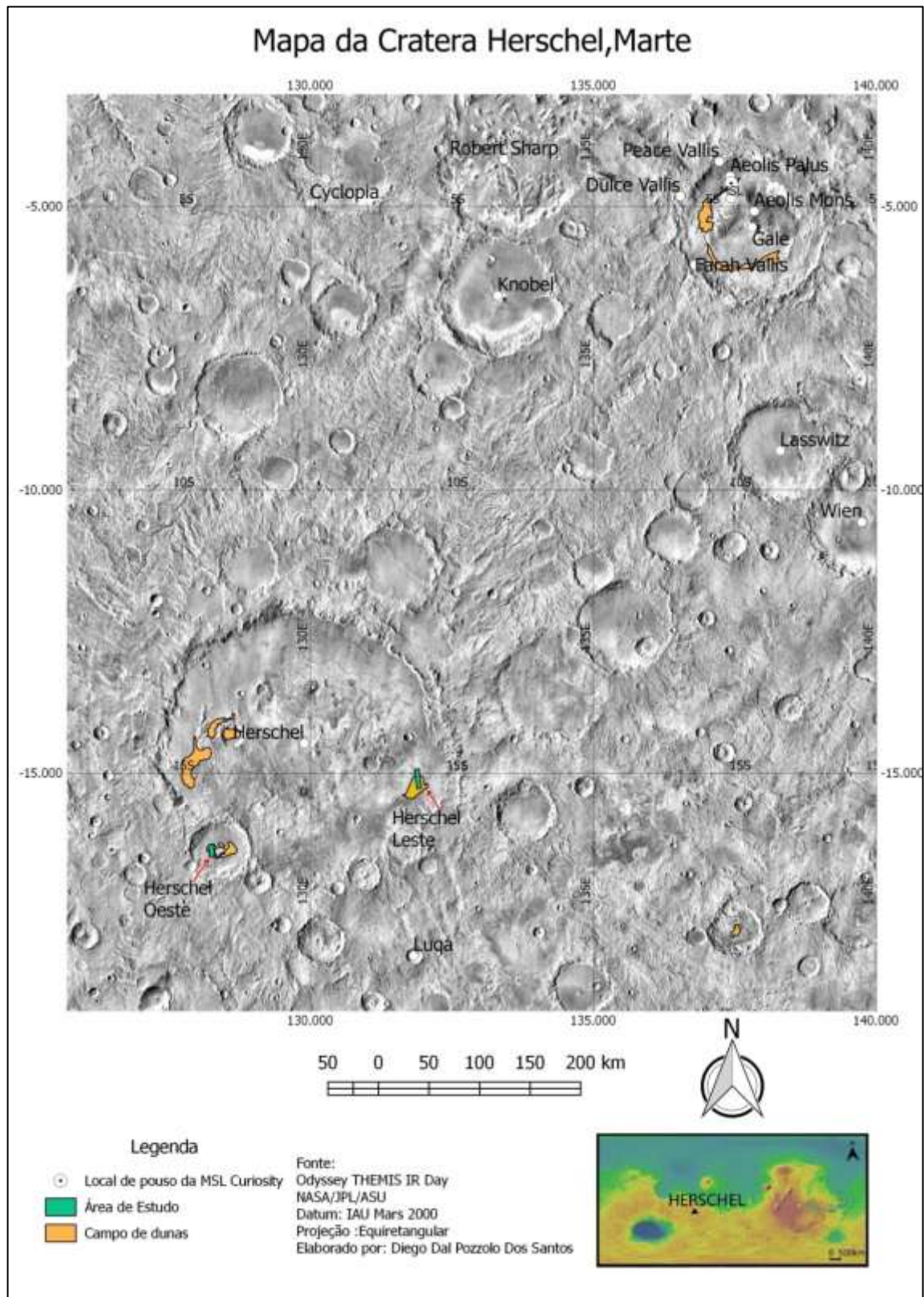
O estudo das crateras de impacto é importante por vários motivos, a saber: ajuda a compreender a mecânica de impacto, a estimar a idade dos terrenos e dos processos, a compreender as propriedades do material-alvo, como a presença de gelo no subsolo, e a entender a evolução da paisagem (desde que nós tenhamos alguma compreensão da morfologia de crateras pristinas). A análise de pequenas crateras (< 1 km de diâmetro) podem fornecer informações sobre a densidade da atmosfera e, talvez, sobre o modo como esta tenha variado com o tempo. As crateras de impacto também formam depressões que podem coletar ou preservar materiais. Quase todos os principais processos geológicos (eólicos, fluviais, periglaciais) podem ocorrer no interior e ao redor das crateras. Uma duna nasce quando a deposição de areia supera a erosão pelo vento. Se o vento soprar sempre na mesma direção, a duna ganha uma forma chamada barcana. A areia salta sobre as costas da barcana e desliza para frente, fazendo a duna se mover e crescer. Nos Lençóis Maranhenses, o maior campo de dunas da América do Sul, segundo Zolnerkevik (2013), as dunas chegam até 20m de altura e 240m de comprimento. As dunas barcanas formam-se principalmente em superfícies planas, quando o suprimento de sedimentos é escasso e o fluxo unidirecional. À medida que a quantidade de areia aumenta, elas acabam unindo suas extremidades, dando origem a cadeias onduladas denominadas barcanóides, a partir das quais, recebendo mais sedimento, formam-se grandes lençóis de dunas transversais.

Conforme Hargitai (2015), padrões de dunas em escala regional, tanto na Terra quanto em Marte a partir da década de 1970, são características facilmente distinguíveis visualmente na fotointerpretação. Entretanto, esses padrões podem representar condições específicas de formação. Os padrões simples mostram uma variedade muito maior. Essa categorização visual também pode resultar em dificuldades em classificação, a exemplo de vários padrões não classificados de morfologias de transição ou incomuns. Hoje métodos quantitativos de classificação são geralmente preferíveis aos qualitativos, visto que a quantificação dos padrões de campos de dunas normalmente está acoplada com modelagens numéricas, as quais incluem métodos similares à análise de bacias de drenagem: quantificação da densidade de dunas, espaçamento, orientação, terminação, junção, comprimento, altura e análise do vizinho mais próximo.

Uma série de feições eólicas ocorre no interior da cratera *Herschel*, localizada em 15.1°S, 131.9°E, na região de *Mare Tyrrenum* (Quadrante MC-22), uma bacia de impacto

degradada, de quase 300 km, de idade noachiana (>3,6 bilhões de anos). Conforme Runyon et al (2014), o que distingue a área da cratera *Herschel* são a sua relativa proximidade (cerca de 700 km SW) da cratera Gale, o local de pouso da sonda MSL *Curiosity*, (com a qual apresenta similaridades), os seus padrões complexos de texturas dos *ripple marks*, e a grande diversidade geomorfológica da área, com a presença de barcanas, barcanóides, lençóis e cadeias transversais endurecidas (ITARS *Indurated Transverse Aeolian Ridges*), localizados geralmente mais próximos das bordas da bacia de *Herschel*. Foram identificados pelo levantamento MGD3 (*Mars Global Digital Dune Database*), elaborado por Hayward et al (2007), campos de dunas nos setores oeste e central da cratera *Herschel*, porém apenas no polo sul (MC-30) foram utilizadas imagens de resolução espacial intermediária (<100m/pixel). Na Figura 1, pode-se ver a cratera *Herschel* na imagem em infravermelho diurno do sensor *Themis* da sonda *Mars Odyssey*, Mosaico Global na resolução espacial de 100 m/pixel. Para o estudo, foram selecionados dois campos de dunas, um a oeste da cratera *Herschel* com 209,01km², conforme a base de dados MGD3. O campo na porção leste da bacia *Herschel* não está presente na base de dados MGD3, ocupando uma área de 331,28 Km², medido a partir das Imagens CTX da MRO, na resolução de 5m/pixel.

Figura 1 – Cratera Herschel (Leste e Oeste), Marte



Fonte: Elaborado pelo autor com base em NASA/JPL/ASU.

De acordo com Tanaka (1986), foi desenvolvido uma estratigrafia global detalhada na Tabela 1 a partir do mapeamento realizado pela sonda Viking e na contagem de crateras de impacto (astroblemas). A regra geral é: quanto mais antiga a área, mais craterizada, erodida e com crateras maiores. Os limites entre os períodos geológicos foram definidos a partir da frequência entre as crateras maiores ou iguais a 2 km, 5 km e 16 km de diâmetro a cada 10^6 km².

Tabela 1 – Sumário das eras Geológicas Marcianas por suas idades geológicas relativas e o número de crateras

| Época Geológica | Idade (Bilhões de anos) | N(16) | N(5) | N(2) | (Material) |
|---------------------|-------------------------------|---------|---------|---------|----------------------------|
| Noachiano Inferior | > 3,97 | >200 | - | - | Material de base |
| Noachiano Médio | 3,97–3,86 | 100-200 | - | - | Material craterizado |
| Noachiano superior | 3,86–3,74 | 25-100 | 200-400 | - | Planaltos intercrateras |
| Hesperiano Inferior | 3,74–3,65 | | 125-200 | | Planaltos onduladas |
| Hesperiano Superior | 3,65–3,46 | | 67-125 | 400-750 | Planícies complexas |
| Amazoniano Inferior | 3,46–1,45 | - | - | 150-400 | Planícies suavizadas |
| Amazoniano Médio | 1,45–0,387 | - | - | 40-150 | Fluxos de lava |
| Amazoniano Superior | < 0,387 | - | - | < 40 | Planícies de enchente |

Fonte: Tanaka (1986).

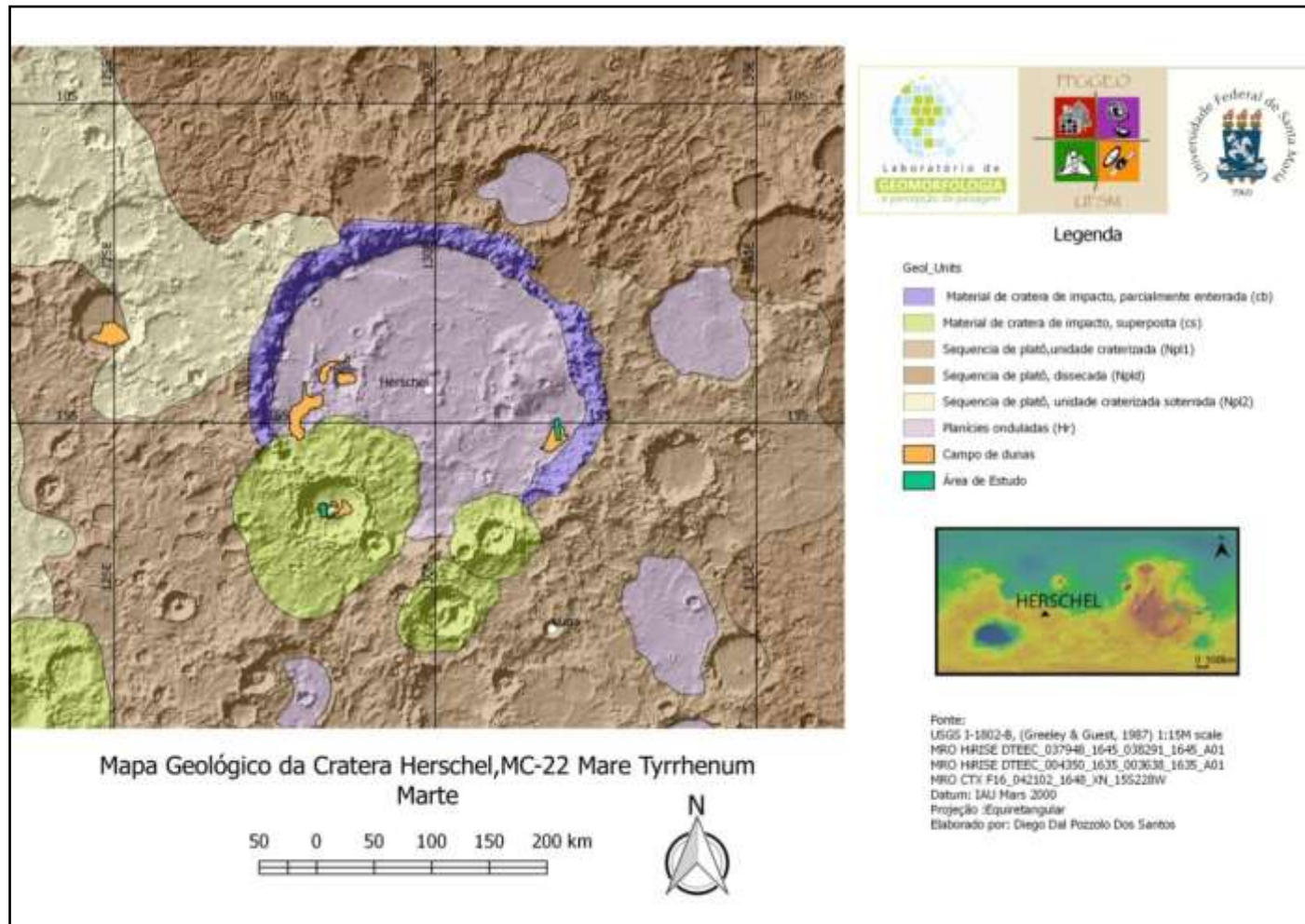
Assim temos (1) Noachiano Inferior [N(16)] (número de crateras >16 km de diâmetro por 10^6 km² > 200) material de base; (2) Noachiano Médio [N(16) = 100-200], terreno de material craterizado; (3) Noachiano superior [(N16) = 25-100; N(5) = 200-400], material de planaltos intercrateras; (4) Hesperiano Inferior[N(5) = 125-200], material de planaltos onduladas; (5) Hesperiano superior [N(5) = 67-125; N(2) = 400-750], material de planícies complexas; (6) Amazoniano Inferior [N(2) = 150-400], material de planícies suavizadas no sul de *Acidalia Planitia*; (7) Amazoniano médio [N(2) = 40-150], fluxos de lava da *Amazonis Planitia*; (8) Amazoniano superior [N(2)<40], planícies de enchente no sul de *Elysium Planitia*.

As unidades geológicas mapeadas, de acordo com Greeley e Guest (1987), são:

- a) cs: formam assoalhos planos a moderadamente ondulados da maioria das crateras de impacto que possuem bordas contínuas. Interpretação: principalmente depósitos eólicos, movimentos de massa ou depósitos de fluviais, principalmente de idade amazoniana;
- b) cb: materiais de crateras parcialmente enterradas, maiores que 150 km de diâmetro. Podem incluir bordas, anéis ou picos centrais. Interpretação: unidades resultantes de crateras de impacto;
- c) Npl1: consiste em um material altamente craterizado, irregular e rugoso, relevo moderado, com grabens, canais e grandes escarpas. Interpretação: mistura de brecha de impacto, materiais de borda de cratera, fluxos de lava e sedimentos;
- d) Npl2: formam planaltos de *highlands* caracterizados por bordas de crateras parcialmente apagadas e soterradas, cortadas em alguns locais por *grabens*, raras frentes de fluxo. Localmente degrada para unidades mais jovens (Hr) de planícies onduladas. Interpretação: camada fina de fluxos de lava, depósitos fluviais e eólicos que parcialmente enterram as rochas das camadas inferiores, materiais coluviais também podem estar presentes;
- e) Npld: similar em ocorrência e distribuição às unidades craterizadas (Npl1) e soterradas (Npl2), porém altamente dissecada por canais, também ocorrem em locais com antigas bordas de crateras de impacto e próximas de antigos fluxos. Interpretação: material da mesma origem das unidades craterizadas e soterradas, mas mais erodida por processos fluviais de solapamento;
- f) Hr: caracterizada por amplas superfícies planas com algumas colinas do tipo cumes enrugados (*wrinkled ridges*) similares as *maria* lunares. Interpretação: lava de baixa viscosidade.

A Figura (2) mostra o mapa geológico da cratera Herschel mapeado por Greeley e Guest (1987).

Figura 2 – Mapa Geológico da Cratera Herschel, MC-22 *Mare Tyrrenum*, Marte



Fonte: Elaborado pelo autor (2021).

A Figura 3 mostra o mapa geomorfológico da cratera Herschel, tal como descrito por Edgett (1991). Essas são unidades cronoestratigráficas, de mapeamento geomorfológico e não necessariamente unidades litológicas ou “unidades de materiais”; com exceção de crateras elípticas secundárias de impacto (em preto), apenas crateras de impacto e depressões circulares >25 km estão mapeadas. As unidades individuais de mapeamento estão referidas no texto por suas abreviações:

c – crateras de impacto sobrepostas;

sm – depósitos aplainados;

sr – unidades planas, com cordilheiras dobradas do tipo mare, origem vulcânica ou sedimentar;

ih – depósitos interiores com colinas, que podem ser uma mistura de brecha de impacto com depósitos sedimentares;

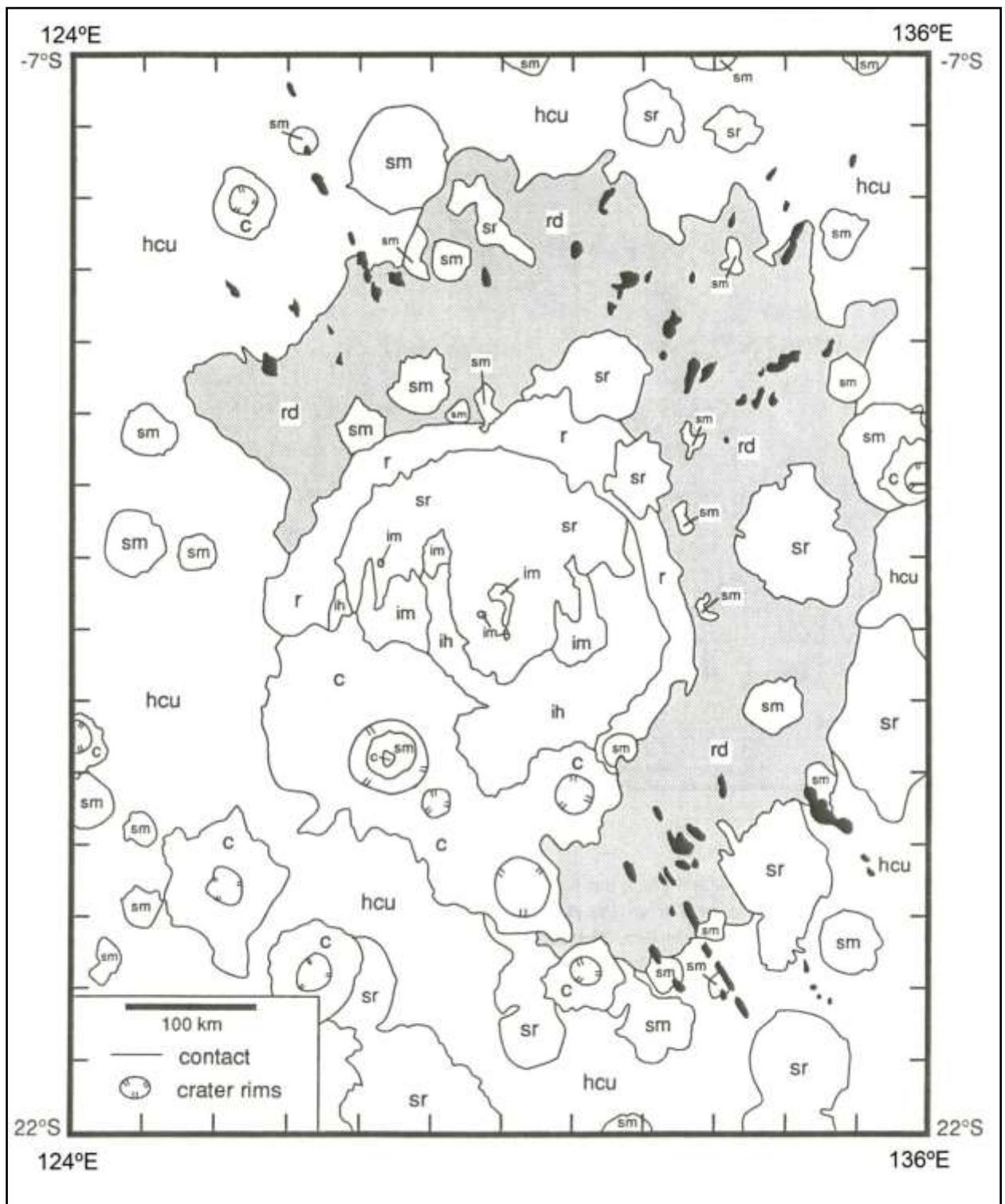
im – montanhas interiores que podem ser parte do pico central dos astroblemas ou do anel central soerguido da bacia Herschel;

r – borda da bacia, incluindo montanhas paralelas, descontínuas e arqueadas;

rd – unidade radial, dissecada, considerada reminiscente dos depósitos de ejeta da bacia Herschel;

hcu – terrenos indiferenciados fortemente craterizados, alguns dos quais podem incluir depósitos de ejeta não reconhecidos e identificados.

Figura 3 – Mapa Geomorfológico da cratera de Herschel



Fonte: Edgett (1991).

1.4 PROBLEMA DE PESQUISA E OBJETIVOS

O problema de pesquisa que baliza este trabalho pode ser expresso por intermédio da seguinte questão: é possível identificar os sinais de controle topográfico na atividade eólica das dunas em Marte a partir do estudo das imagens HiRISE? A partir desse questionamento, este trabalho tem como objetivo geral uma análise da atividade eólica na cratera Herschel, a partir de dois campos de dunas, um deles não mapeado no levantamento MGD3. Para isso, utiliza-se imagens e modelos digitais de terreno (DTM), obtidos pelo sensor HIRISE em alta resolução espacial (0,25m - 1m) a fim de entender a dinâmica das dunas barcanas e a relação entre elas e outros elementos na paisagem marciana, notadamente crateras de impacto estabelecidas sobre a cratera Herschel.

Como objetivos específicos têm-se:

- a) avaliar o efeito da topografia local (altimetria, declividade e orientação de vertentes) sobre a evolução dos processos eólicos em macro (1:2.000.000) e microescala (1:50.000);
- b) avaliar a influência dos padrões de direção e velocidade do vento nos campos de dunas e sua relação com os ciclos diários na longitude solar $1s\ 270^\circ$ (verão no hemisfério sul), período de máxima atividade eólica;
- c) realizar um comparativo entre a região oeste, na qual temos dunas no interior de crateras complexas, e leste da cratera herschel, com dunas livres entre as crateras simples, como parâmetro a ser estudado a relação entre largura e comprimento das dunas.

2 REVISÃO DE LITERATURA

2.1 CARACTERIZAÇÃO DA ATMOSFERA MARCIANA

Como relatam Bourke et al (2010), sistemas de dunas eólicas foram identificadas em quatro corpos do Sistema Solar (Vênus, Terra, Marte e Titan). Apesar da grande variedade de pressões atmosféricas, composição atmosférica, gravidade e material de origem das dunas, como podem ser observados na Tabela 2, muitas formas apresentam similaridades, embora com notável diferença em escala e composição.

Tabela 2 – Propriedades das Atmosferas Planetárias e Parâmetros de Dunas

| Corpo Celeste | Vênus | Terra | Marte | Titan |
|--|-----------------|---------------------------------|----------------------|----------------------------------|
| Raio Planetário (km) | 6052 | 6370 | 3376 | 2575 |
| Gravidade (m/s ²) | 8,91 | 9,81 | 3,73 | 1,36 |
| Pressão atmosférica (bar) | 90 | 1 | 0,006 | 1,46 |
| Temperatura média da superfície (K) | 740 | 283 | 200 | 94 |
| Composição atmosférica | CO ₂ | N ₂ , O ₂ | CO ₂ | N ₂ , CH ₄ |
| Densidade atmosférica (Kg/m ³) | 64 | 1,25 | 0,02 | 5,4 |
| Material das Dunas | Basalto | Quartzo | Basalto | Orgânicos |
| Cobertura de Dunas estimada (10 ⁶ km ²) | 0,0183 | 5 | 0,9 | 10 |
| Tipos de Dunas predominantes | Desconhecido | Linear, Transversal | Barcana, Transversal | Linear |

Fonte: (LORENZ; ZIMBELMAN, 2014).

Sobre os aerossóis na atmosfera, Moroz (1994) revela que os dois principais tipos de aerossóis marcianos são a poeira e as partículas de gelo. Uma composição mista também é possível com uma camada de material volátil condensado ao redor de um núcleo mineral. A composição química das partículas de poeira deve ser similar ao regolito da superfície, embora a distribuição de tamanho possa ser diferente. O componente mais provável para os aerossóis de gelo é H₂O, porém as constantes óticas dos materiais das partículas são necessárias para a maior parte das interpretações das observações, pelo menos à primeira vista. Análogos terrestres do solo marciano podem ser utilizados no caso da poeira mineral, incluindo rochas basálticas oxidadas, montmorillonita e palagonita. Todos esses materiais são silicatos com quase o mesmo valor de índice de refração (por volta de 1,5 para faixas do visível e NIR). Porém, os espectros divergem entre 9 e 20 μm; em comprimentos de onda menores que 600 μm podem ser identificados algumas impurezas oxidadas como Fe₂O₃. Bandas fracas de materiais silicatos também aparecem nas faixas do NIR. É preciso ressaltar

que existe uma importante possibilidade de se extrair mais informações sobre a natureza dos materiais a partir das formações de aerossóis do que da própria superfície.

Conforme Tirsh (2008), devido à falta de oceanos, a superfície marciana reage mais rapidamente ao aquecimento solar, resultando em padrões de circulação mais simples comparado com a Terra, porém a topografia possui um forte efeito nos padrões de circulação de Marte. A Circulação Global é determinada por gradientes sazonais de temperatura provocados pelo aquecimento no período do verão no hemisfério sul, quando o ar quente sobe, descendo novamente com o frio do inverno. Essas variações são tão intensas que Marte apresenta as mais dramáticas mudanças sazonais na circulação atmosférica global observada em qualquer corpo planetário do Sistema Solar, na forma de tempestades globais de poeira, capazes de cobrir o planeta inteiro.

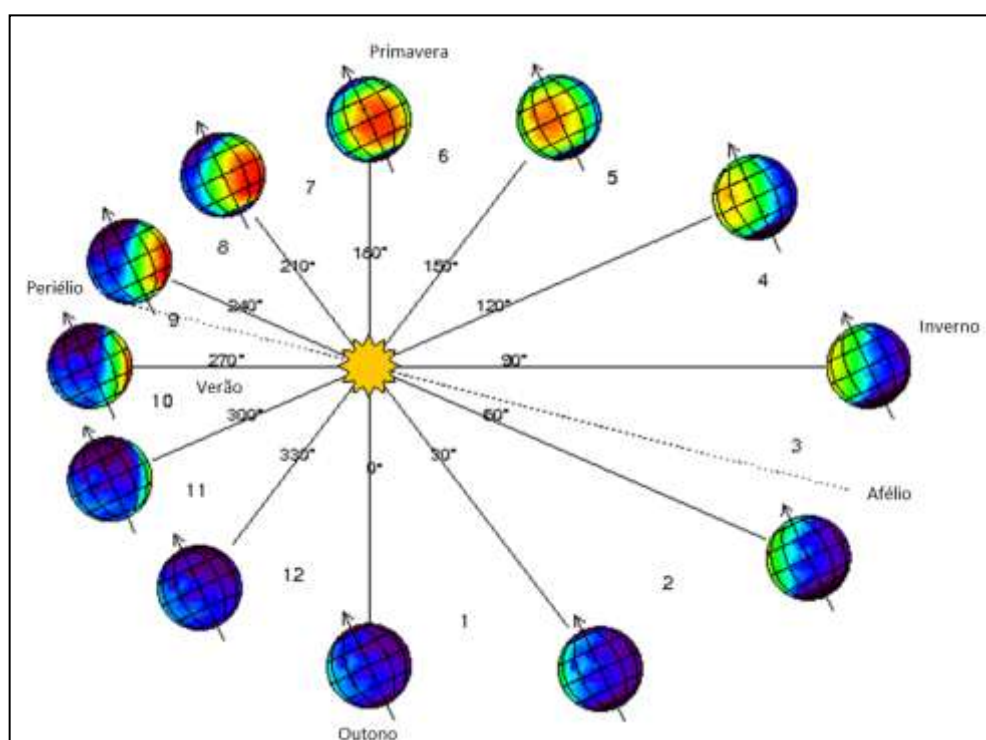
Conforme Lakdawalla (2018), no que se refere à duração dos dias e estações, Marte apresenta algumas similaridades com a Terra. O dia solar marciano é apenas 3% mais longo que o terrestre, tendo 24 horas, 39 minutos e 35,24 segundos de duração. Para diferenciar os dias de Marte, um dia solar marciano é denominado “Sol”, um termo cunhado durante as missões *Viking*. Devido a essa semelhança, a duração das missões marcianas pode ser medida em um relógio de 24 horas, divididas em 60 minutos de 60 segundos cada, como na Terra. Os segundos marcianos equivalem a 1,0275 segundos terrestres.

Ainda segundo Lakdawalla (2018), o eixo de inclinação de Marte de 25,2° também é similar ao da Terra com 23,5°, resultando em quatro estações parecidas ao ciclo de Outono, Inverno, Primavera e Verão na Terra. A longitude solar (Ls) é o ângulo entre Marte-Sol medido a partir do equinócio de primavera no hemisfério norte, onde $Ls = 0^\circ$. $Ls = 90^\circ$ corresponde ao solstício de verão do Hemisfério Norte; $Ls = 180^\circ$ equinócio de outono do hemisfério norte; e $Ls = 270^\circ$ solstício de inverno no hemisfério norte. O período das tempestades globais de poeira inicia-se em $Ls = 180^\circ$, tendo seu auge em $Ls = 270^\circ$ e encerra-se em $Ls = 330^\circ$. Devido à excentricidade da órbita de Marte, a distância de Marte em relação ao Sol varia ao longo do ano, qual seja: 206,62 milhões de quilômetros do Sol no periélio que ocorre na $Ls = 250^\circ$, no entanto, durante o afélio, a distância chega a 249,23 milhões de quilômetros do Sol na $Ls = 70^\circ$. Durante o verão do hemisfério sul, o Sol é 45% mais brilhante do que no afélio que ocorre pouco antes do solstício de Inverno do hemisfério sul.

Devido a pouca excentricidade (0,0167), esses efeitos são pouco percebidos na Terra. Um ano marciano possui 668,6 *Sols* (dia solar marciano) e os meses são definidos como tendo 30° de Ls. Devido à excentricidade de 0,0934 da órbita marciana, os meses podem variar entre

46,9 e 66,7 *Sols* de duração. O planeta se move mais rápido quando está mais próximo ao periélio do que ao afélio – esta diferença é notável em Marte. Os invernos no hemisfério sul são longos e frios e os verões são quentes e curtos. O outono é a estação mais longa com 194 *Sols*, o inverno possui 178 *Sols*, a Primavera 142 *Sols* e o Verão 154 *Sols*. A Figura 4 traz as estações do ano marciano. Assim temos o solstício de verão 1,38 UA (Unidade Astronômica, equivalente à distância Terra-Sol ou $1,5 \times 10^8$ km) ou $2,06 \times 10^8$ km; equinócio de outono 1,56 UA ou $2,33 \times 10^8$ km; solstício de inverno 1,65 UA ou $2,47 \times 10^8$ km; equinócio de primavera 1,45 UA ou $2,17 \times 10^8$ km.

Figura 4 – Estações do ano em Marte



Fonte: Adaptado de <http://www-mars.lmd.jussieu.fr/mars/time/solar_longitude.html>. Acesso em: 12 ago. 2018.

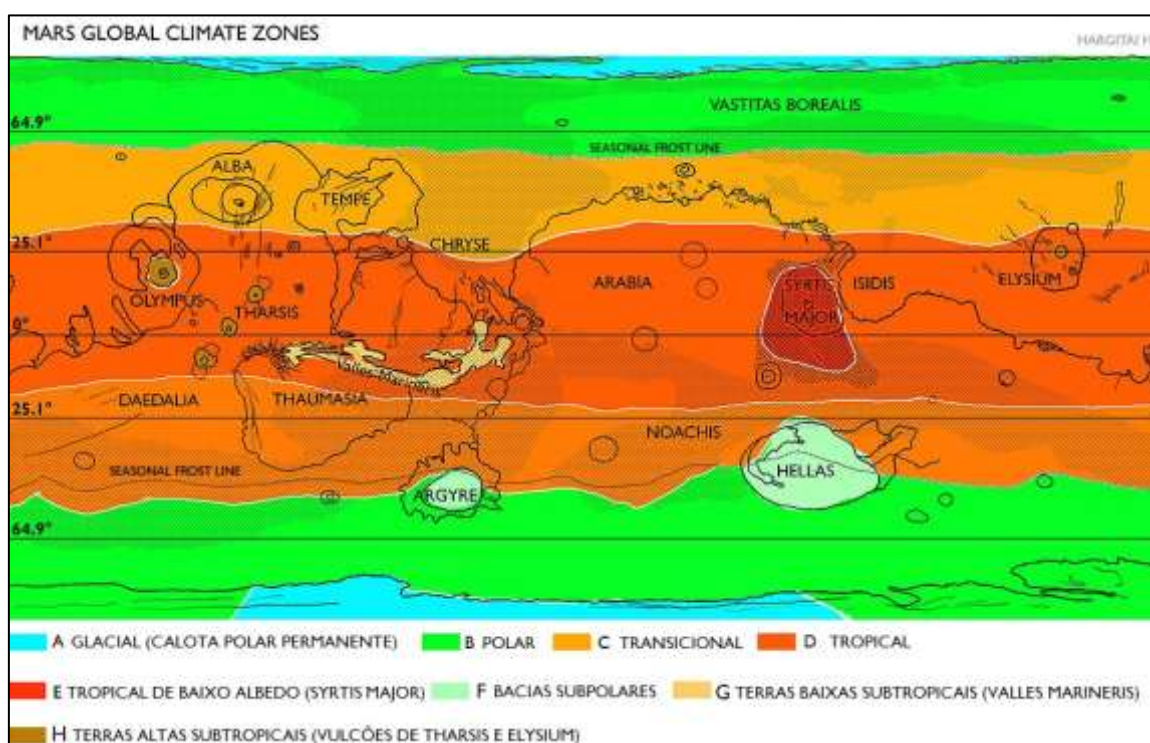
Sobre os Modelos Globais de Circulação (GCM), Lorentz e Zibelman (2014) afirmam que os GCM dividem a atmosfera do planeta em um *grid* tridimensional e aplicam as equações de força e movimento de Navier-Stokes para cada célula. Enquanto as equações de Navier-Stokes são universais, o modo em que outros processos físicos são representados nos GCM não o é, em particular como a fricção do solo se comporta e como a luz solar e a

irradiação infravermelha termal são absorvidas, espalhadas e emitidas. Esses modelos são adaptados para as peculiaridades de cada planeta; no caso de Marte, por exemplo, envolve as tempestades de poeira e a sublimação sazonal das calotas polares. Existe uma dificuldade intrínseca na modelagem de atmosferas. Em essência, quanto mais densa for a atmosfera do planeta, maior é o potencial para a imprevisibilidade, como no caso da Terra.

Na falta de medições diretas (*ground truth*), uma vez que os dados das estações meteorológicas das duas sondas *Vikings* (1976-1982), da *Pathfinder* (1997), *Curiosity* (2012-presente) e *Insight* (2016-presente) são temporalmente descontínuos, espacialmente dispersos e limitados geograficamente a apenas cinco pontos, quatro deles no hemisfério norte. Devido aos dados com resolução espacial pobre, os GCM podem ser considerados, na melhor das hipóteses, uma aproximação. Porém, como explica Adcock (2004), isso não os desqualifica como ferramentas úteis para compreender a circulação geral da atmosfera marciana, inclusive são utilizados para a simulação de condições meteorológicas durante pousos de sondas.

Hargitai (2010) propôs um mapa global das zonas climáticas de Marte, similar ao clássico trabalho de Wladimir Köppen na Terra, baseando-se na distribuição de radiação e temperatura, alteradas por fatores como albedo, topografia, distribuição da poeira e do gelo. As zonas polares são demarcadas pelo círculo polar Ártico e Antártico (64.9), extensão máxima da cobertura de gelo sazonal. As zonas Transicionais até os Trópicos de Peixes (25.1N) são equivalentes ao Trópico de Câncer e os Trópicos de Virgem (25.1S) ao Trópico de Capricórnio. Por fim, a zona equatorial está definida entre os trópicos. Superfícies de baixo albedo, como Syrtis Major, são cobertas por grãos mais escuros e apresentam maior inércia térmica do que materiais félsicos. Regiões de topografia baixa geram nevoeiros, como no caso das grandes bacias de impacto, a exemplo de Hellas e Argyre A Glacial (Calota Polar Permanente); B Polar; C Transicional; D Tropical; E Tropical de baixo albedo (Syrtis Major); F Bacias Subpolares; G Terras Baixas Tropicais (Valles Marineris); H Terras altas subtropicais (Vulcões de Tharsis e Elysium). O mapa resultante pode ser visto em detalhe na Figura 5.

Figura 5 – Mapa das Zonas Climáticas de Marte



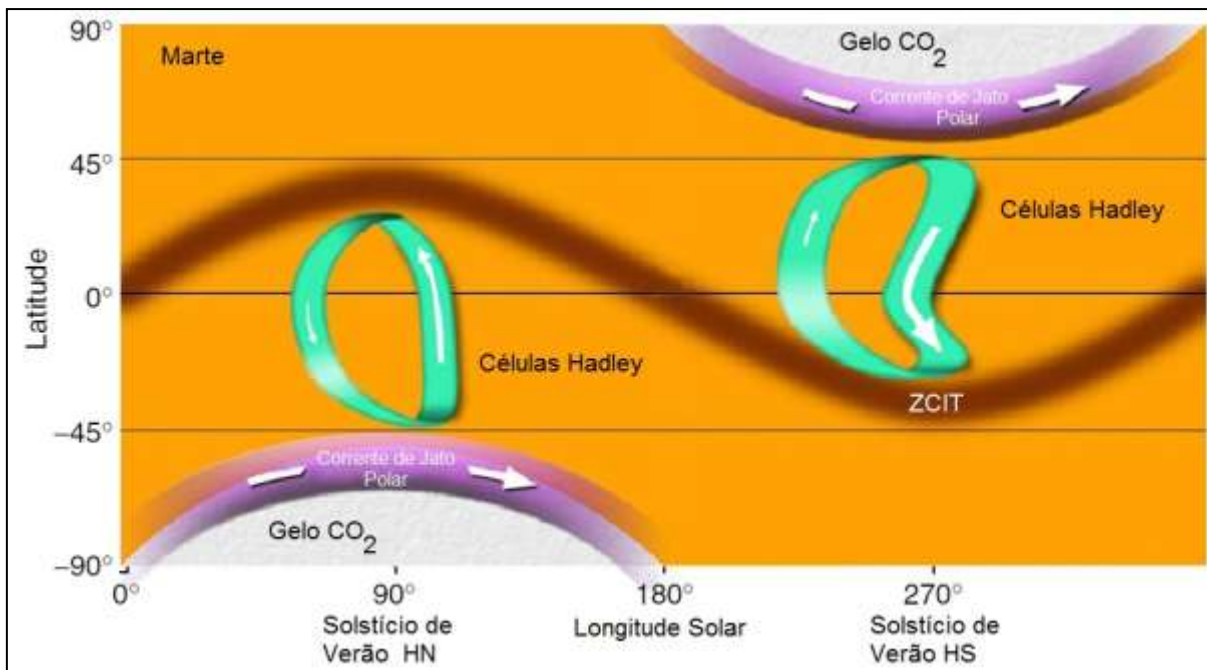
Fonte: Adaptado de Hargitai (2010).

Hargitai (2010) chama a atenção para a diferença causada pela excentricidade orbital nas estações nos dois hemisférios. Os climas no Hemisfério Sul marciano são mais extremos em comparação ao Hemisfério Norte. Em resumo, o Hemisfério Sul sublima mais CO_2 durante o verão, criando altas pressões que, por sua vez, geram ventos mais fortes e conseqüentemente maiores tempestades de poeira. Entretanto, o inverno do Hemisfério Sul é mais frio e mais longo. Devemos considerar também a ausência de elementos moderadores, como os oceanos.

A dinâmica da circulação atmosférica, descrita de forma simplificada por Fenton et al (2013), ilustrada na Figura 6, gera Células Hadley assimétricas e leva a migração sazonal da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) até a latitude de 45° do outro hemisfério. Conforme Thomas e Gierash (1995), os dados das Vikings sugerem que as dunas do polo norte (que concentra 80% dos campos de dunas marcianos) são em parte confinadas a certa faixa de latitude (cerca de 80° N) pelos ventos gerados por causa de seu albedo baixo, contribuindo com a ocorrência e orientação das dunas. O padrão da circulação indica ventos

fortes W-E durante o Outono e Inverno, moderados E-W durante a Primavera e o Verão e aparenta não ter significativo componente N-S.

Figura 6 – Circulação Atmosférica de Marte



Fonte: Adaptado de Fenton et al (2013).

2.2 A FÍSICA DO MOVIMENTO DAS PARTÍCULAS

Os limiares que indicam as velocidades mínimas de vento necessárias para colocar em movimento partículas de diversos tamanhos são considerados por Greeley e Iversen (1985) como a mais importante relação entre os vários aspectos envolvidos nos processos eólicos. Na Terra, os primeiros estudos sobre isso foram realizados por Ralph Bagnold, um engenheiro militar britânico que passou um longo período no deserto do Saara durante a Segunda Guerra Mundial. Além das observações em campo, Bagnold realizou experimentos em túnel de vento. As velocidades do vento foram expressas em termos do stress exercido sobre a areia na superfície. Ele fez cuidadosas medições e perfis de velocidade em seu livro clássico de 1941, *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes*, reeditado em 1954.

Com base em seus estudos, Bagnold (1954) caracterizou três modos de movimento de partículas pelo vento, dependendo do tamanho das partículas e velocidade do vento: suspensão (partículas muito pequenas, principalmente argila e silte), saltitação (principalmente grãos de areia) e crepitação (*creep*) ou tração de superfície (partículas rolando, deslizando e empurrando ao longo da superfície). Os pontos de transição entre os três modos dependem da velocidade terminal (u_t) e a velocidade limiar de fricção (u_f). As forças que controlam uma partícula esférica caindo pelo ar são o arrasto aerodinâmico que a mantém no ar, e o peso da partícula que a puxa para baixo. A aceleração de uma partícula lançada do repouso irá aumentar até que a força de arrasto seja igual ao peso da partícula. Nesse ponto, a partícula atinge sua velocidade terminal ou velocidade terminal de queda que, de acordo com Edgett e Christensen (1991, p. 771), é dada por:

$$\text{Onde: } \mathbf{u}_f = \left(\frac{4\rho_p g D_p}{3\rho_p c_d} \right)^{0,5} \quad (2)$$

Considerando um grão de areia em repouso em uma superfície plana de grãos soltos sob as condições de vento soprando as forças de arrasto aerodinâmico (F_d) atuando horizontalmente na direção do movimento; a sustentação aerodinâmica (f_i) atuando verticalmente para cima; e o peso da partícula (F_g atuando em oposição à sustentação aerodinâmica) são associados com as forças interparticulares (f_{ip}).

As forças interpartículas incluem a coesão entre os grãos vizinhos, bem como as forças adesivas (particularmente no caso de grãos muito finos), e atuam entre o grão e outras superfícies. Considerando agora um lento aumento na velocidade do vento sobre uma superfície plana, arenosa e solta, um grão de areia será erguido no ar, quando a força de sustentação aerodinâmica se tornar preponderante, isto é, quando, por exemplo, a velocidade terminal da partícula é superada pela corrente de ar ascendente, conforme Bagnold (1954).

A velocidade de fricção de superfície (u_*) ou velocidade de arrasto chega ao seu valor mínimo permitindo as partículas serem erguidas pela força de sustentação, uma função do *stress* ou tensão de cisalhamento (*Shear Stress*) τ do vento, e varia com o tamanho das partículas, a densidade, a viscosidade da atmosfera e a aceleração da gravidade. A velocidade de fricção superficial é igual à raiz quadrada da razão entre o *stress* de cisalhamento (τ) e a densidade atmosférica (ρ_a), dada por:

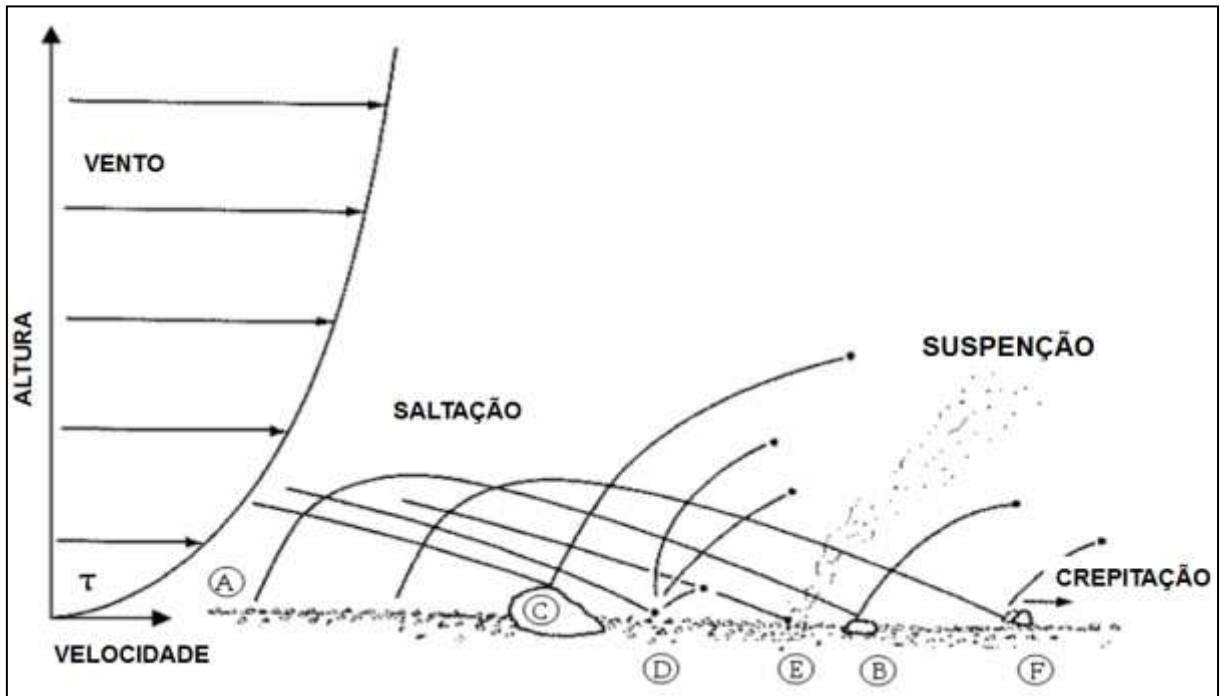
$$u_* = \sqrt{\frac{\tau}{\rho_a}} \quad (3)$$

Deve ser considerado que a velocidade de fricção superficial não é uma real velocidade do vento, mas uma medida da componente vertical próxima da superfície, conforme Greeley e Iversen (1985). O modo de transporte depende agora da proporção das forças relativas entre si. O transporte vertical por suspensão inicia quando a velocidade terminal é menor que a velocidade de fricção ($u_f < u_*$). A trajetória dessas partículas finas pode chegar a uma altura de vários quilômetros. O transporte por saltitação ocorre quando a velocidade terminal é muito maior que a velocidade de fricção ($u_f > u_*$). Sob essas condições, a maioria dos grãos tamanho areia não é afetada pela turbulência, pois a trajetória é mais baixa e suave e chega apenas a uma altitude de alguns centímetros. O transporte por crepitação afeta apenas as partículas maiores que são pesadas demais para serem transportadas pelo vento, mas ainda podem ser roladas ou empurradas pelo impacto de outros grãos. Em uma descrição detalhada do processo em experimentos, o primeiro movimento de um grão é o rolamento, antes de entrar em um dos outros modos de transporte. Assim, temos μ_* que é perfil típico da velocidade do vento. A fricção ao longo da superfície gera o *stress* de cisalhamento (*shear stress*), onde:

$$\tau = (\mu_* \rho_a)^2 \quad (4)$$

Essa fricção ergue as partículas na atmosfera A, partícula carregada pelo vento, quicando e voltando ao voo B. Esse movimento é chamado saltitação. Partículas, como grãos, atingindo rochas C irão ricochetear elasticamente para uma trajetória mais alta. Além disso, a rocha C pode ser erodida pelo impacto dos grãos. Os grãos em D colidem com outros grãos na superfície, fazendo-nos saltarem no ponto E. Um grão atinge partículas muito finas na superfície que, devido às forças de coesão, são finas demais para serem movidos apenas pelo vento. Essas partículas finas são dispersas na atmosfera e carregadas em suspensão por turbulência. Em F, um grão saltitante atinge um grão maior na superfície e o empurra por uma curta distância. Este modo é chamado crepitação ou tração de superfície. Dessa forma, a suspensão e a crepitação são, muitas vezes, iniciadas ou intensificadas pelo impacto da saltitação. Uma descrição detalhada desses processos de transporte eólico pode ser vista na Figura 7.

Figura 7 – Processos de transporte eólico

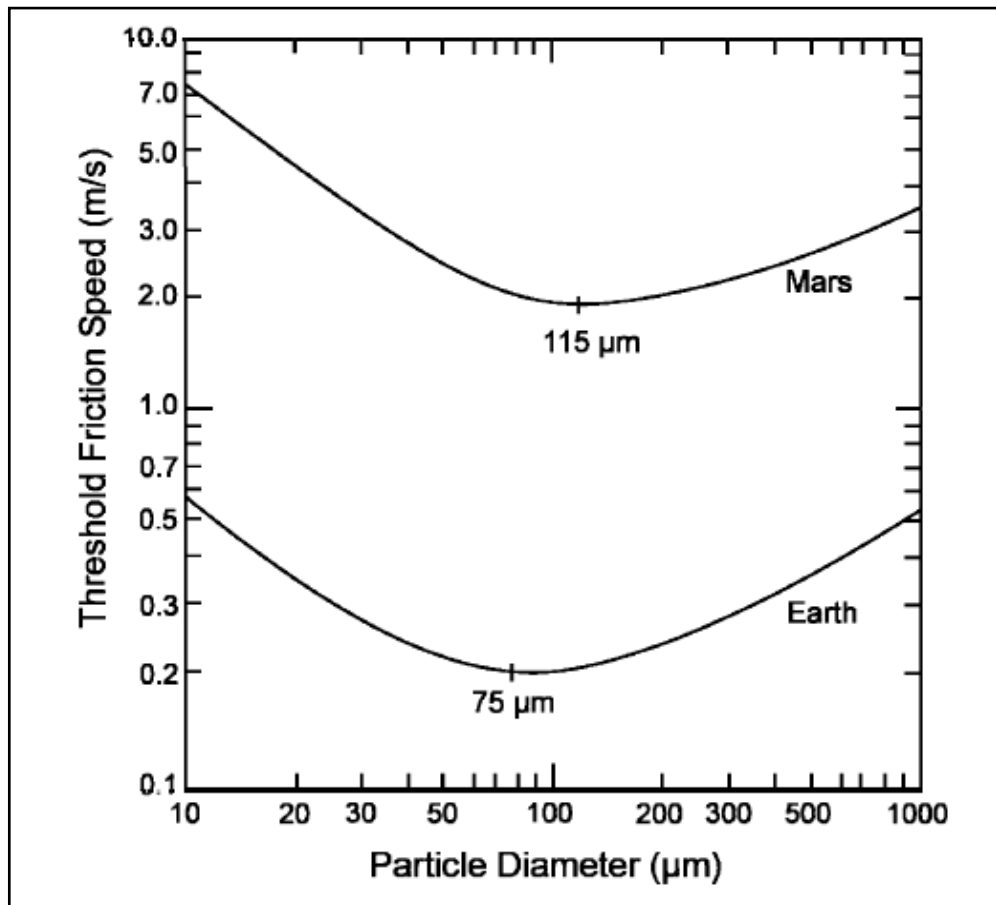


Fonte: Adaptado de Greeley e Iversen (1985).

As discrepâncias entre Marte e a Terra resultam das diferenças em densidade atmosférica e gravidade. A densidade das partículas em ambos os casos, neste exemplo, é $2,65 \text{ g/cm}^3$; a densidade da atmosfera marciana (ρ_m) é de $1,10 \times 10^{-5} \text{ g/cm}^3$, enquanto a terrestre (ρ_t) é $1,23 \times 10^{-3} \text{ g/cm}^3$; a viscosidade cinemática da atmosfera marciana (ν_m) é $11,19 \text{ cm}^2/\text{s}$, enquanto a terrestre é $0,146 \text{ cm}^2/\text{s}$; a aceleração gravitacional marciana (G_m) é 375 cm/s^2 , e a terrestre 981 cm/s^2 ; por fim, o tamanho ótimo das partículas para saltitação são indicados $75 \text{ }\mu\text{m}$ para a Terra e $115 \text{ }\mu\text{m}$ para Marte.

Como explicam Edgett e Christensen (1991), devido à baixa pressão atmosférica e à densidade atmosférica em Marte, as velocidades limiares são cerca de 10 vezes mais altas que na Terra. Isso significa que velocidades de vento maiores são necessárias para mover grãos de um mesmo tamanho. A Figura 8 demonstra que o limiar mínimo de velocidade de fricção para mover grãos do tamanho de $75 \text{ }\mu\text{m}$ é de cerca de $0,2 \text{ m/s}$ na Terra; em Marte, por sua vez, o limiar mínimo da velocidade de fricção é $2,2 \text{ m/s}$ e os grãos mais facilmente movimentados possuem $115 \text{ }\mu\text{m}$.

Figura 8 – Velocidade de fricção de superfície (u_{*f}) na Terra e em Marte

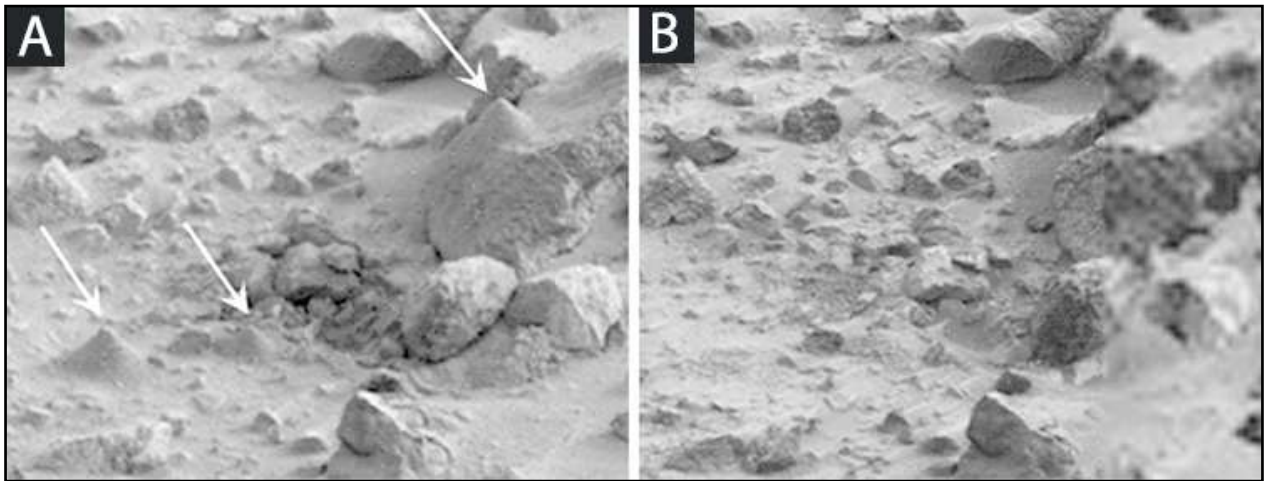


Fonte: Adaptado de Edgett e Christensen (1991).

Baseados na curva do limiar na Figura 6, Greeley et al (1980) converteram a velocidade de fricção para grãos de aproximadamente 100 μm em uma velocidade do vento efetiva de 25-30 m/s nas atuais condições de pressão e temperatura atmosférica marciana (5 mb, 200 K). Com uma velocidade laminar de fricção de 2 m/s, Moore (1985) relatou velocidades entre 40 e 50 m/s a 1,6 m de altura, com velocidades de 2,2 a 4 m/s durante a tempestade de poeira marciana registrada no Sol 1742, medido pelo *Viking Lander 1* em Chryse Planitia. O vento removeu cerca de 0,5 a 1,5 cm de sedimentos finos que recobriam algumas rochas.

A Figura 9 mostra pequenas pilhas cônicas criadas pelo braço de coleta de amostras da *Viking Lander 1*. A Imagem A foi obtida no Sol 921 e a Imagem B é uma composição de imagens captadas nos *sols* 2068 e 2209, ou seja, posteriores à tempestade do sol 1742.

Figura 9 – Efeitos da tempestade do sol 1742



Fonte: (LORENTZ; ZIMBELMAN, 2014).

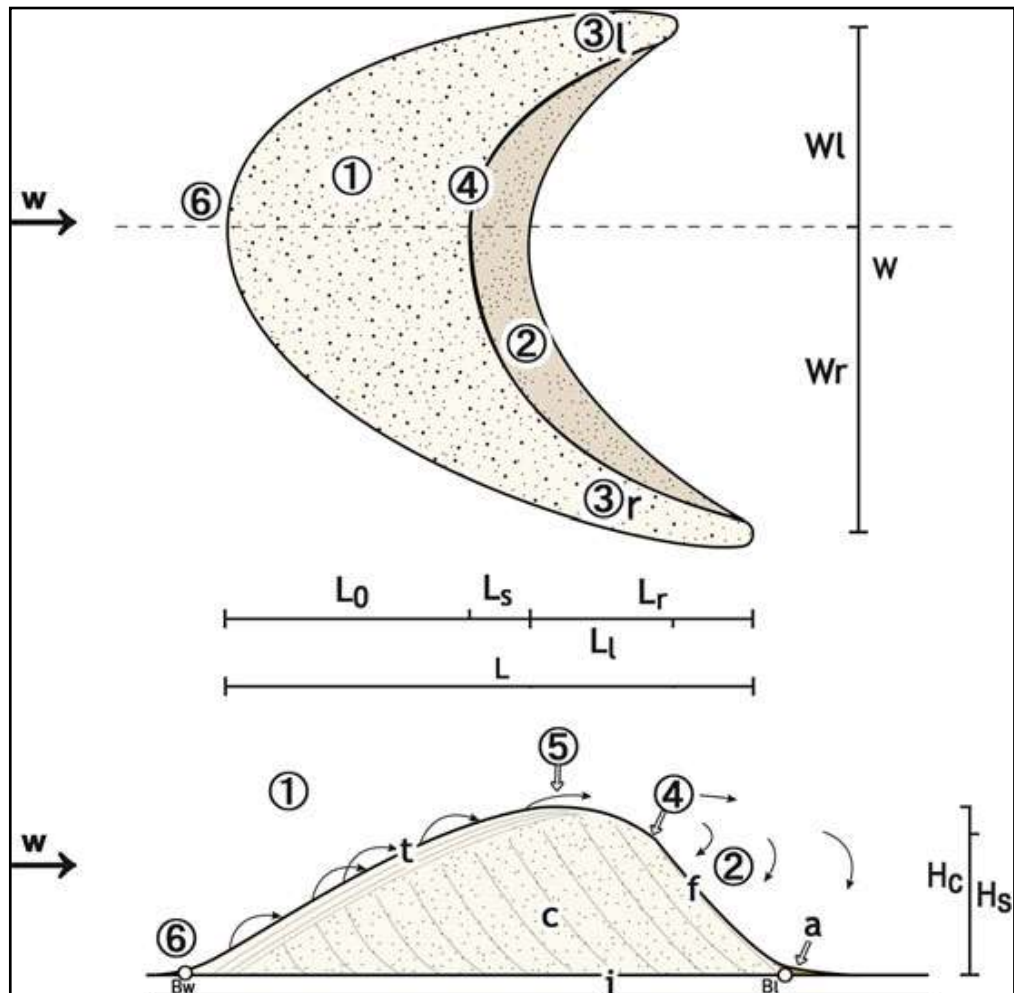
2.3 DUNAS BARCANAS

O conceito de duna é apresentado por Cardinale et al (2015) como “[...] uma forma de relevo eólica ou subaquática criada pelo movimento de grãos de tamanho areia”. Dunas barcanas são dunas em forma de lua crescente e com apenas uma única face de escorregamento. A palavra Barcana origina-se do Turcomano *Barkhan* “colina que se move”, termo introduzido na literatura científica pelo autor russo Alexander von Middendorf em 1881. A Figura 8 traz parâmetros morfológicos e morfométricos das dunas barcanas.

- 1) Face de barlavento;
 - (2) Face de escorregamento;
 - (3) 3r e 3l chifres;
 - (4) Borda;
 - (5) Crista;
 - (6) Ponta de barlavento
- W Largura da barcana;
 Wl Largura do chifre esquerdo;
 Wr Largura do chifre direito;
 Hc Altura da crista;
 Hs Altura da face de escorregamento;
 i Depósito interduna;

- a Depósito de talude;
- c Conjunto tabular-planar
- t Conjunto do topo;
- f Conjunto frontal;
- L Comprimento da duna;
- L_0 L_r Comprimento do chifre direito;
- L_l Comprimento do chifre esquerdo;
- w Vento resultante/direção do vento.

Figura 10 – Parâmetros morfológicos e morfométricos das dunas barcanas



Fonte: Hargitai (2014).

Como demonstram Lorentz e Zimelman (2014), para grãos de areia bem arredondados e secos, o ângulo de repouso é por volta de 33° . A acumulação de partículas

irregulares grosseiras (maiores que seixos) pode atingir um ângulo de repouso de 41° , mas tal declividade não é comum para acumulações de areia que não incluam também uma considerável quantidade de silte e argila. A força da aceleração da gravidade não é um fator proeminente na determinação do ângulo de repouso, o qual é mais dependente de fatores como forma, tamanho e textura superficial da partícula. Os grãos na face de escorregamento são normalmente pouco compactados e apresentam pouquíssima força coesiva. Avalanches individuais tipicamente ocorrem sobre intervalos bastante estreitos da face de escorregamento, formando lóbulos. Esse tipo de lóbulos de avalanche também foi observado em Marte pela Curiosity. Devido ao fato de toda a face de escorregamento essencialmente estar no limiar da avalanche, é considerado um sistema crítico, podendo ser estudado dentro da criticalidade auto-organizada.

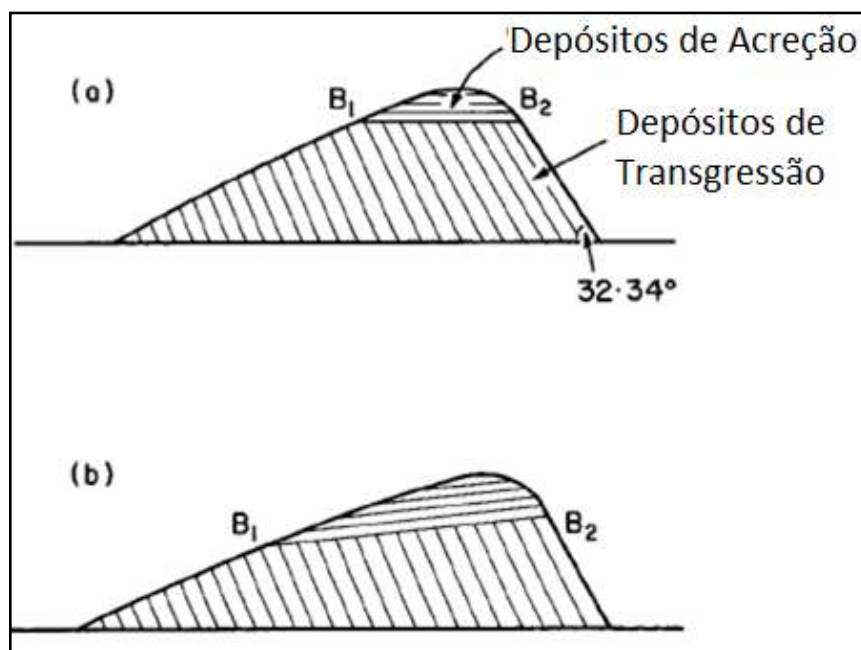
Carneiro e Charret (2005) citam a pilha de areia como um sistema dinâmico e complexo, tendo em vista que é composto por várias unidades interagentes que evoluem com o tempo; aberto, porque está em interação com o ambiente em que se situa; e de geometria fractal, apresentando vários estados de equilíbrio, denominados atratores. A criticalidade auto-organizada, proposta por Bak et al (1988), é um fenômeno que aparece em sistemas que evoluem naturalmente para um estado crítico sem qualquer sensibilidade a ajustes de parâmetros ou disposições da configuração inicial. Entretanto, nesse estado crítico, o sistema é altamente suscetível a pequenas mudanças ou ruídos, que podem provocar reações altamente imprevisíveis.

Considere um fluxo constante de areias sendo despejado sobre uma superfície plana. Inicialmente, a pilha de areia estará baixa e podem ocorrer alguns deslizamentos quando o tamanho e a inclinação da pilha começar a aumentar. Aqui se entende por deslizamentos apenas pequenos movimentos de grãos de areia nas vizinhanças do grão, ou melhor, são uma consequência da interação entre os grãos. Nesse modelo, é interessante notar que apesar de se conhecer todas as propriedades dos grãos, como tamanho, massa e formato, isso não é suficiente para entender e prever como e quando esses deslizamentos ocorrerão. À medida que a altura da pilha atinge dimensões proporcionalmente maiores que a sua base, deslizamentos maiores começam a acontecer envolvendo todo o sistema, e não apenas os vizinhos locais, até que surge certa forma de organização. O sistema alcança um estado estacionário, no qual a pilha passa a ter uma inclinação constante, isto é, o ângulo de repouso e a média dos grãos que entram no sistema é igual a média dos grãos que o abandonam. Nesse estado estacionário, o sistema se encontra também no chamado estado crítico, caracterizado

pela imprecisão, não sendo possível prever qual o tamanho e o instante em que a avalanche irá ocorrer. Isso significa que, quando deslizamentos locais acontecem, podem ou não ser geradas avalanches de grande tamanho envolvendo todo o sistema. Nesse ponto, o sistema atingiu a criticalidade auto-organizada.

A estrutura interna de uma duna barcana é demonstrada no perfil estrutural da Figura 9, no qual, na condição A, as dunas mantêm uma altura constante durante a migração, enquanto, na condição B, ocorre um aumento na altura da crista. A linha B₁-B₂ demarca a altura da borda. Toda a areia acima da linha representa depósitos de tracionais ou de acreção; abaixo desse nível, encontramos depósitos de transgressão, constituídos por depósitos laminares e avalanches de fluxo de grãos.

Figura 11 – Perfil estrutural de uma duna barcana



Fonte: Adaptado de Pye e Tsoar (2009).

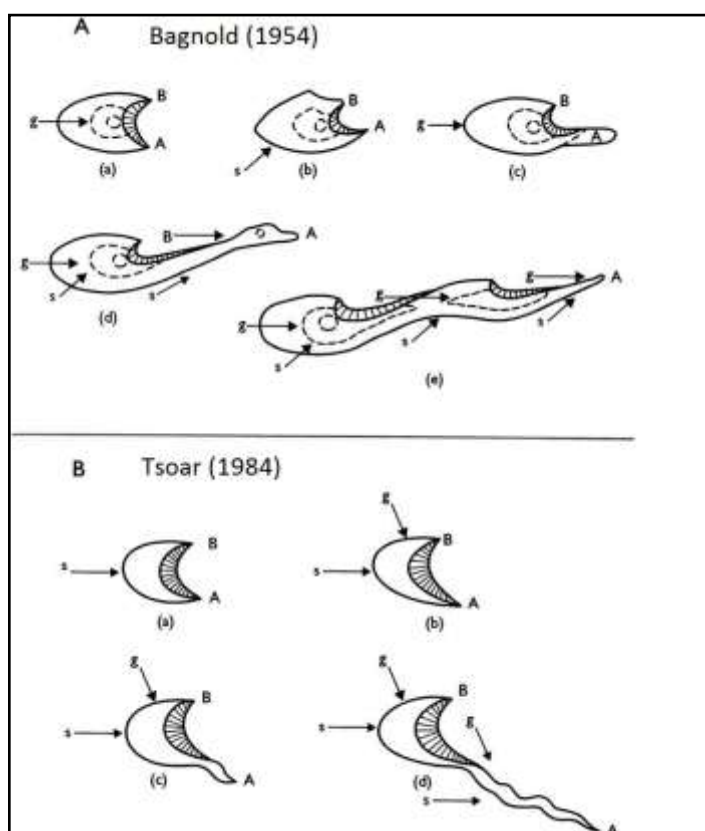
Nicholson (2011) considera as dunas como uma obstrução à corrente de ar: o vento é mais forte na crista da duna, porém moderado nas vertentes da duna, produzindo a característica silhueta. Estudos recentes, como os apresentados por Walker e Hesp (2013), têm envolvido técnicas de dinâmica computacional de fluidos (CFD) e simulações em túnel de vento. A dinâmica do fluxo de ar sobre as dunas diferencia-se significativamente daquela sobre o terreno plano devido a campos de pressão, gerados topograficamente que causam

desvios no comportamento do fluxo natural (compressão, expansão e/ou curvatura, separação do fluxo e/ou reversão). Em linhas gerais, a curvatura pode realçar ou atenuar o *stress* de cisalhamento pelo controle das flutuações turbulentas. Côncavo (positiva) tende a desestabilizar o fluxo da estrutura (similar às condições de instabilidade na camada limite), enquanto a curvatura convexa (negativa) serve como inibidor de movimentos verticais (similar à estratificação das camadas na camada limite).

Entre os fatores de assimetria entre os chifres das dunas citados por Bourke (2010), estão os ventos bimodais, as colisões de dunas, a topografia e a assimetria no suprimento de sedimentos. A associação de dunas com diferentes tipos morfológicos com os regimes de vento e a seus padrões de migração. O desenvolvimento de dunas lineares pela modificação das barcanas foi sugerido pela primeira vez por Bagnold (1954), ao se referir a uma situação hipotética: movendo-se em um regime bidirecional com o tempo, haveria uma transformação em duna linear, pelo alongamento de um dos chifres.

Esse padrão de ventos forma dunas encadeadas (*hooked barchans*), bastante comuns nas imagens de alta resolução espacial da superfície marciana. A Figura 12a, trazida por Lancaster (1995), mostra as barcanas originais formadas por um vento constante e suave unidirecional (g). A figura 12b, por sua vez, representa o provável resultado de uma nova direção de ventos mais fortes (s). O chifre A avançou em uma nova direção e, ao mesmo tempo, cresceu graças a um grande depósito de areia nova. Se esse vento permanecer indefinidamente, a barcana sem dúvida irá assumir uma nova simetria sobre o eixo s, e o chifre B atrofiará, ao mesmo tempo em que surge um terceiro chifre C. Mas, com o vento retornando o rumo (g) à simetria, a barlavento é restaurada (c), porém a sotavento o braço A rompe os limites de estabilidade. Na próxima estação de tempestades, o chifre A apresenta novo período de crescimento. Esse processo continua até um estágio crítico, quando a ponta avança para D e atravessa a frente do chifre B; quando ele recebe um suprimento de areia durante ambos os regimes de ventos e começa a crescer mais rapidamente, conectando-se com a face de barlavento de outra duna (e). Tsoar (1984), partindo de observações no Sinai, sugere um modelo diferente (B), onde as dunas barcanas são orientadas paralelamente ao vento mais forte e são modificadas por ventos mais fracos que tendem a ser oblíquos à barcana. O membro oposto (A) alonga-se de forma similar ao desenvolvimento das dunas *seif*, estendendo-se além da face de escorregamento.

Figura 12 – Migração dos campos de dunas e padrões de dunas



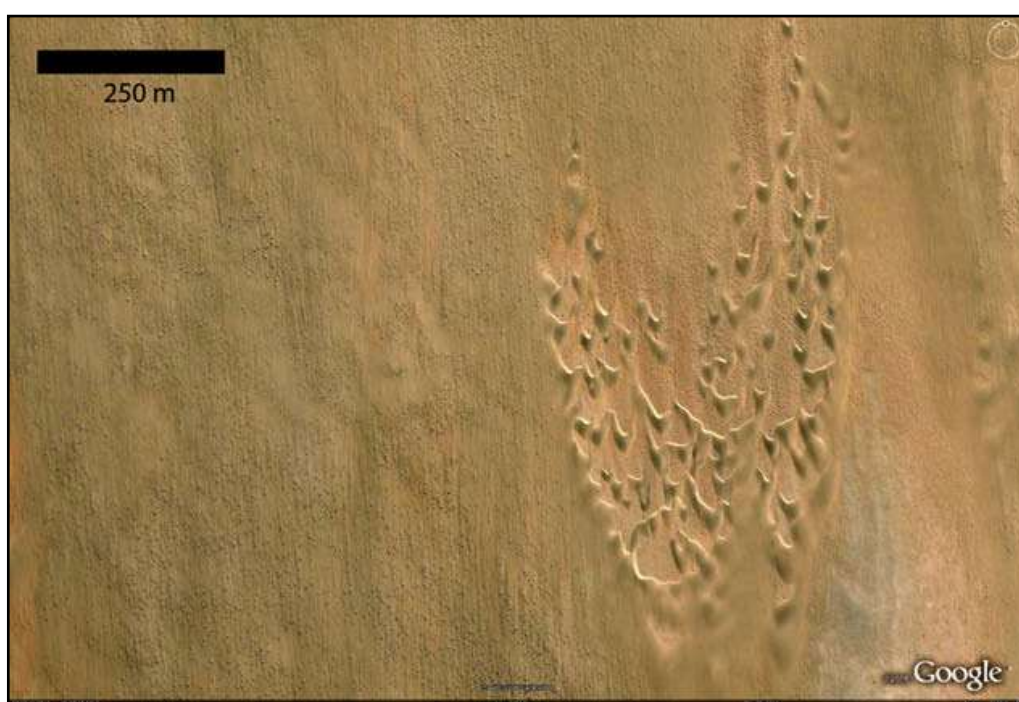
Fonte: Lancaster (1995).

Para Bourke (2010), os membros das barcanas apresentam morfologias discretas que anteriormente não foram descritas ou classificadas, porém eles fornecem assinaturas morfológicas distintas que podem ser úteis na identificação dos controles de formação, como de tempestades individuais ou de eventos de colisão de dunas. São amplamente classificadas como lineares, enrugados ou frisados (*kinked*) e entrelaçados (*beaded*). Lineares são geralmente retilíneas, mas podem ter formas similares aos *Seif*, com cristas e faces de escorregamento geralmente voltadas para dentro da duna. Membros frisados normalmente são associados a tempestades e a regime de ventos bidirecionais do tipo *Tsoar*. Por sua parte padrões entrelaçados estão ligados a colisões de dunas e a ventos unidirecionais. No caso do suprimento irregular de areia, as evidências que apoiam esse mecanismo são limitadas.

Um notável campo de dunas foi identificado no sul da Namíbia por Bourke e Goudie (2009), formado por um cluster de dunas barcanas de 400 m de largura e 700 m de comprimento, denominadas proto-megabarcanas (Figura 13). Em Marte, ainda não foi detectada uma forma similar, embora haja exemplos de barcanas degradadas e modificadas

que podem ter sido influenciadas por processos similares. Esses conjuntos de barcanas necessitam de maiores estudos. Apresentam a propriedade fractal de autossimilaridade (replicação da forma em diferentes escalas), sugerida originalmente pelo matemático franco-polonês Benoit Mandelbrot, aplicada por Tarboton et al (1988), a feições lineares de drenagem.

Figura 13 – Proto-megabarcana no deserto da Namíbia



Fonte: (BOURKE; GOUDIE, 2009).

Howard et al (1978) consideram a forma das barcanas como a função de alguns fatores, como tamanho dos grãos, velocidade, saturação da areia e variabilidade do vento. Também sugerem que um menor tamanho de grãos, uma alta velocidade do vento ou a combinação de ambos pode produzir uma face de barlavento mais íngreme e abrupta, e a baixa saturação do fluxo de interdunas produz uma duna ampla em formato de lua crescente. O que é bastante clara é a existência de uma ampla gama de morfologias de barcanas, as quais são muito mais variadas e complexas do que normalmente são consideradas. Entre os fatores que podem explicar essas variabilidades, estão as diferentes velocidades e direções do vento, a disponibilidade de areia, as características dos grãos de areia e as interações entre as próprias dunas.

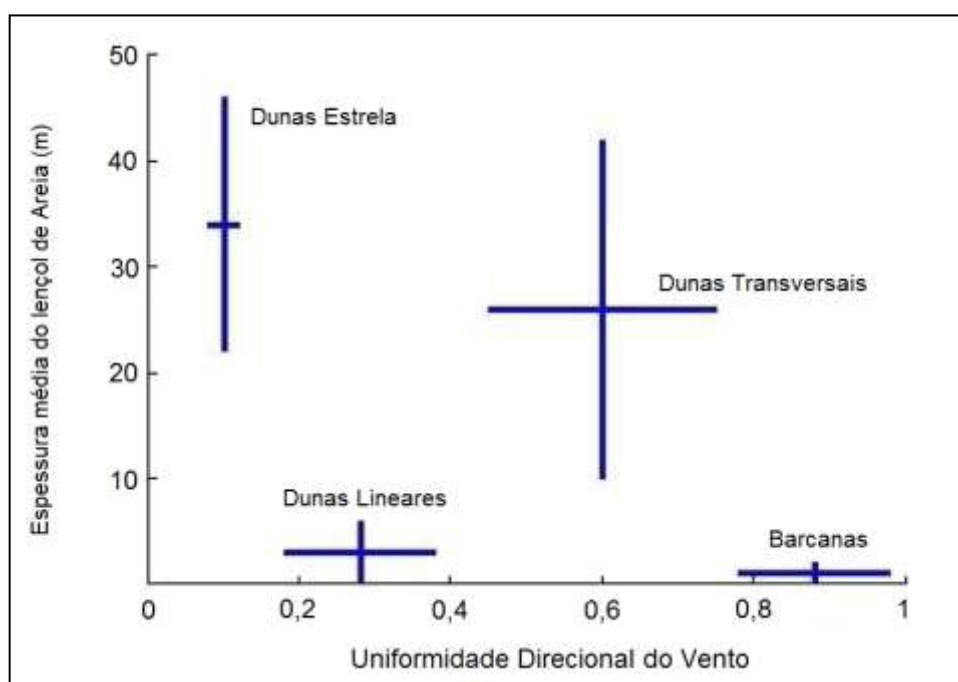
A classificação básica de McKee (1979) está estabelecida na forma e na quantidade de faces de escorregamento, parâmetro facilmente identificável através de imagens de alta resolução. Assim, temos dunas barcanas com apenas uma face de escorregamento; barcanóides, um conjunto de barcanas interconectadas, transversal assimétrica com uma única face de escorregamento linear cume simétrico e duas faces de escorregamento; estrela pico central com três ou mais braços, três ou mais faces de escorregamento; lençol de areia, ampla superfície plana sem face de escorregamento, domo monte circular ou elíptico sem faces de escorregamento. Porém, a classificação do autor apresenta algumas limitações especialmente quando há sobreposições de diversos tipos de dunas ou falta de imagens de alta resolução.

Tsoar (2004) avalia os tipos de dunas de outra maneira: Dunas de migração, na qual todo o corpo da duna avança com pouca ou nenhuma alteração nas formas e dimensões das dunas (barcanas e transversais são os melhores exemplos); Dunas de alongação que se tornam alongadas por processos diferentes dos que afetam a migração (dunas lineares); e Dunas de acumulação, na qual as dunas têm pouco ou nenhum avanço ou alongação (dunas estrela).

A uniformidade direcional do vento Fryberger (1979) baixa 0,0-0,4 bimodal obtuso, bimodal agudo 0,5-0,8, alta $\geq 0,8$ unimodal. Comenta Fryberger (1979), baseado em observações do LANDSAT de áreas na Califórnia (Pomona, El Centro), Sudoeste da África (Namíbia) e China (Tarklamakan), que dunas barcanóides ativas raramente ocorrem com uniformidade direcional do vento inferior a 0,5.

É interessante notar que essa abordagem apresenta maior acurácia e rigor científico, quantitativo e factual do que apenas as descrições das formas básicas das dunas. Na Figura 14, pode-se ver a relação entre o formato das dunas em função do regime de ventos, da disponibilidade de areia e da uniformidade direcional do vento.

Figura 14 – Relação entre uniformidade direcional do vento e espessura do lençol de areia



Fonte: Adaptado de Wasson e Hyde (1983).

2.4 TOPOGRAFIA

Em muitos locais é relativamente fácil discernir a influência da topografia na distorção das formas das dunas. A interação de barcanas com a topografia local (ravinas, afloramentos, crateras) pode distorcer o formato das dunas, como descreve Bourke (2010). No litoral do Golfo de Arica, no Peru, por exemplo, há dunas migrando através de uma paisagem onde camadas resistentes de afloramentos projetam-se como colinas baixas, apresentando declividade para o oeste de até 23°. O padrão bimodal do vento, nessa região, sugeriria que os membros a oeste deveriam ser os mais longos, porém são os chifres de leste devido às quebras na declividade.

Para Tsoar (2001), a areia normalmente é incapaz de subir as vertentes. O vento é divergido do pé do penhasco para um fluxo paralelo a frente do penhasco. Quando o vento atinge, obliquamente cria uma separação em vórtex helicoidal que se move ao redor do penhasco, prevenindo a areia de subir. Apesar do descrito acima, quando uma vertente em formato de sino se estreita (por ravinas, sulcos ou qualquer outra ruptura), criando um efeito de funil, força a areia subir o penhasco pelos vórtices helicoidais. O fluxo reverso dos vórtices em ferradura em frente a um obstáculo vertical causa uma queda na magnitude $d/h = 3,3$

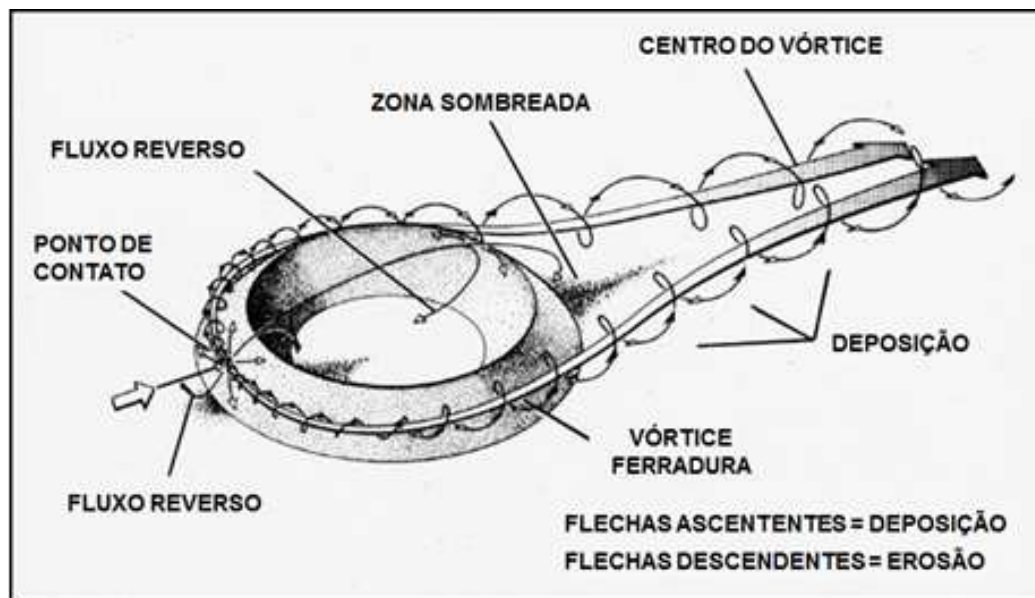
(onde d é a distância horizontal do obstáculo e h é altura do obstáculo) e a um mínimo de d/h de 0,75, onde os dois fluxos opostos se encontram, resultando na acumulação da areia em uma duna eco estática.

Conforme Chojnacki (2014), dunas de eco são topograficamente ancoradas (estáticas), formadas em frente a um penhasco com $\geq 60^\circ$ de declividade. Crescem em altura enquanto a velocidade do vento para frente for inferior à velocidade do vórtex de fluxo reverso. Quando sua altura alcança um terço da altura do obstáculo, atinge o seu equilíbrio. Nesse estágio, a areia adquirida é movida no intervalo entre a duna e o penhasco. O fluxo reverso é oposto ao fluxo que causa erosão na base do penhasco, limitando o transporte de sedimentos. Assim, penhascos bastante altos e vento unidirecional são necessários para essa morfologia.

Segundo Lorentz e Zimbelman (2014), uma crista de areia que se acumulou próxima a um penhasco, uma parede ou uma rocha tende a se colocar a certa distância da base do penhasco. Claramente há uma transição entre dunas que escalam e dunas de eco: essa transposição depende da inclinação e da escala do obstáculo. Quando o obstáculo é suficientemente raso, os fluxos meramente divergem e a areia forma uma rampa rasa; quando o obstáculo é íngreme, forma-se uma bolha de separação entre os fluxos de escoamento. Os únicos locais onde a areia consegue deixar as dunas e escalar os penhascos são os chifres, ou seja, seus pontos mais extremos, segundo Tsoar (2001).

Conforme Melosh (2011), as paisagens dominadas pelo vento recebem especial atenção dos geomorfólogos por sua relativa raridade, sendo notavelmente diferente do que é comum em nosso planeta por sua instabilidade – esse é um dos fatores que justificam as dunas como tema de pesquisa deste trabalho. As dunas estão constantemente movendo-se em um movimento lento e alterando suas formas. A interação entre o vento e a topografia das crateras de impacto, segundo Melosh (2011), gera um padrão específico de zonas de erosão e deposição. As bordas externas das crateras geram turbulência de vórtices na forma de ferradura (similar aos *contrails* nas pontas das asas dos aviões), erodindo as bordas da cratera e gerando uma “zona de sombra” em forma de gota entre os dois vórtices, em que ocorrem os processos de deposição, devido a uma reversão da direção do vento no interior da cratera, como exemplificado pela Figura 15. Ocorre também a formação de raias (*streaks*) que podem ser de material claro, rico em sílica/sais ou escuro (minerais máficos).

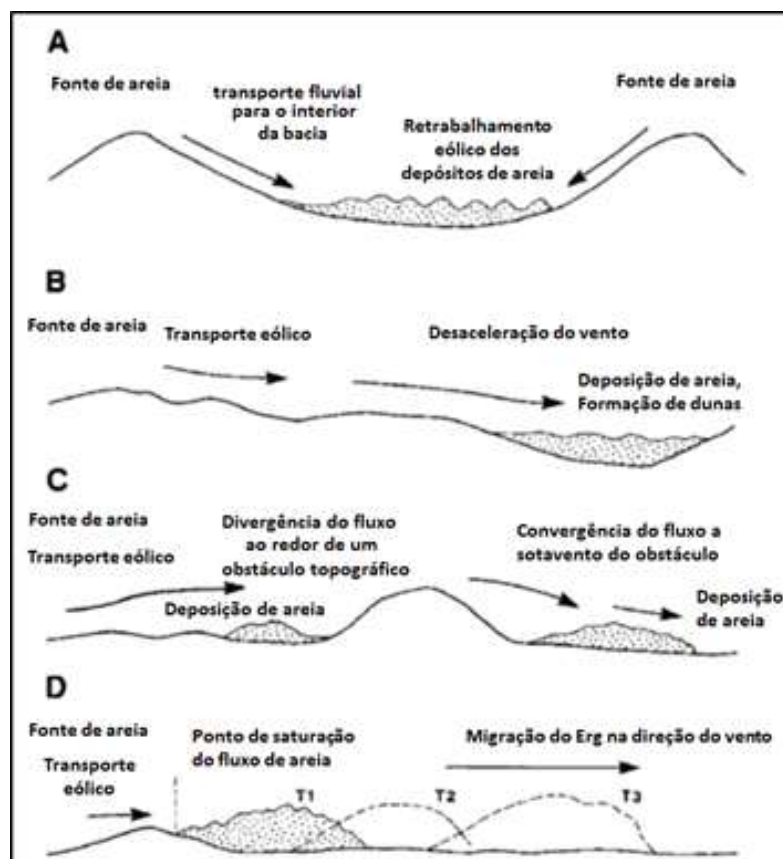
Figura 15 – Interação do vento com a topografia na borda das crateras



Fonte: Adaptado de Greeley e Iversen (1985).

O desenvolvimento das dunas no interior das crateras de impacto pode ser comparado aos campos de dunas apresentados por Pye e Tsoar (2009). Os campos de dunas estáticas ocorrem em duas formas distintas: em depressões topográficas ou em grandes obstáculos topográficos. Campos em depressões topográficas podem ser formados por duas maneiras diferentes, pelo retrabalhamento eólico de sedimentos que foram transportados para a bacia por processos fluviais (Figura 16A), ou pela acumulação de areia transportada para a bacia pelo vento (Figura 16B). Dunas estáticas podem se desenvolver tanto a barlavento quanto a sotavento de um grande obstáculo topográfico devido à desaceleração local ou a convergência de correntes de vento regionais (Figura 16C). Campos de dunas dinâmicos ocorrem principalmente em terrenos planos, onde a migração de ergs na direção pode avançar sem impedimentos, como pode se ver na Figura 16D. Uma cratera de impacto complexa, com pico central soerguido, tal qual descrito por French (1998), apresenta duas situações combinadas (B e C), incluindo a coleta de sedimentos pela depressão e a subdivisão do depósito de areia pelo chamado pico central soerguido. Nas planícies entre as pequenas crateras simples apresentam-se as condições B e D.

Figura 16 – Desenvolvimento dos campos de dunas em relação com a topografia no interior das crateras

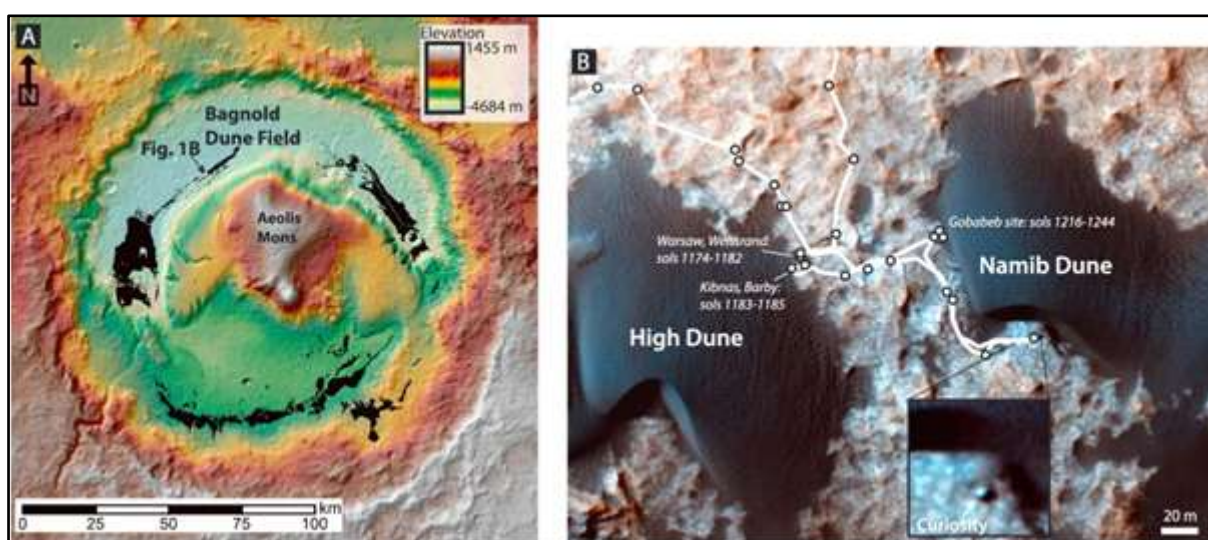


Fonte: Adaptado de Pye e Tsoar (2009).

De acordo com Ewing et al (2017), o *Rover Mars Science Laboratory Curiosity* visitou duas dunas ativas (Namib e High Dune) que fazem parte do campo de dunas Bagnold, no interior da cratera Gale em Marte, conforme a Figura 17A. O Campo Bagnold localiza-se na base do flanco norte do Aeolis Mons (informalmente conhecido como Monte Sharp). É um campo de dunas que se estende de NE a SW, ocupa 425,25 km² da área e apresenta as dunas barcanas e lineares como tipos preponderantes. Recentemente, o estudo de Eigenbrode et al (2018) demonstrou a presença de material orgânico e argilominerais em lamitos encontrados na exploração dos sedimentos na base do *Aeolis Mons*. Os lamitos da chamada formação Murray registram deposição de longa duração, em um antigo lago neutro a alcalino, alimentado por sistemas sedimentares fluviodeltaicos a sudoeste, conhecido como *Farah Vallis*. Em sua composição estão presentes materiais basálticos misturados com filossilicatos, óxidos de ferro e sulfatos. O ambiente lacustre na cratera de 3,5 bilhões de anos é considerado o ambiente ideal para a concentração e a preservação de material orgânico.

Comparando Gale com Herschel, uma cratera relativamente próxima, similar em idade e tamanho, Herschel não apresenta preenchimentos dessa magnitude, com a borda oeste marcada por impactos subsequentes enquanto a borda leste mais suave, com a borda preservada. A *Curiosity* aproximou-se do Campo Bagnold para uma campanha de 98 *Sols*, na qual realizou um circuito (cf. Figura 17B) para investigar a morfologia, os processos, a atividade e a composição das dunas marcianas, realizando a coleta para análises granulométricas e geoquímicas em um local batizado como Gobabeb.

Figura 17 – Campo de Dunas Bagnold, Cratera Gale



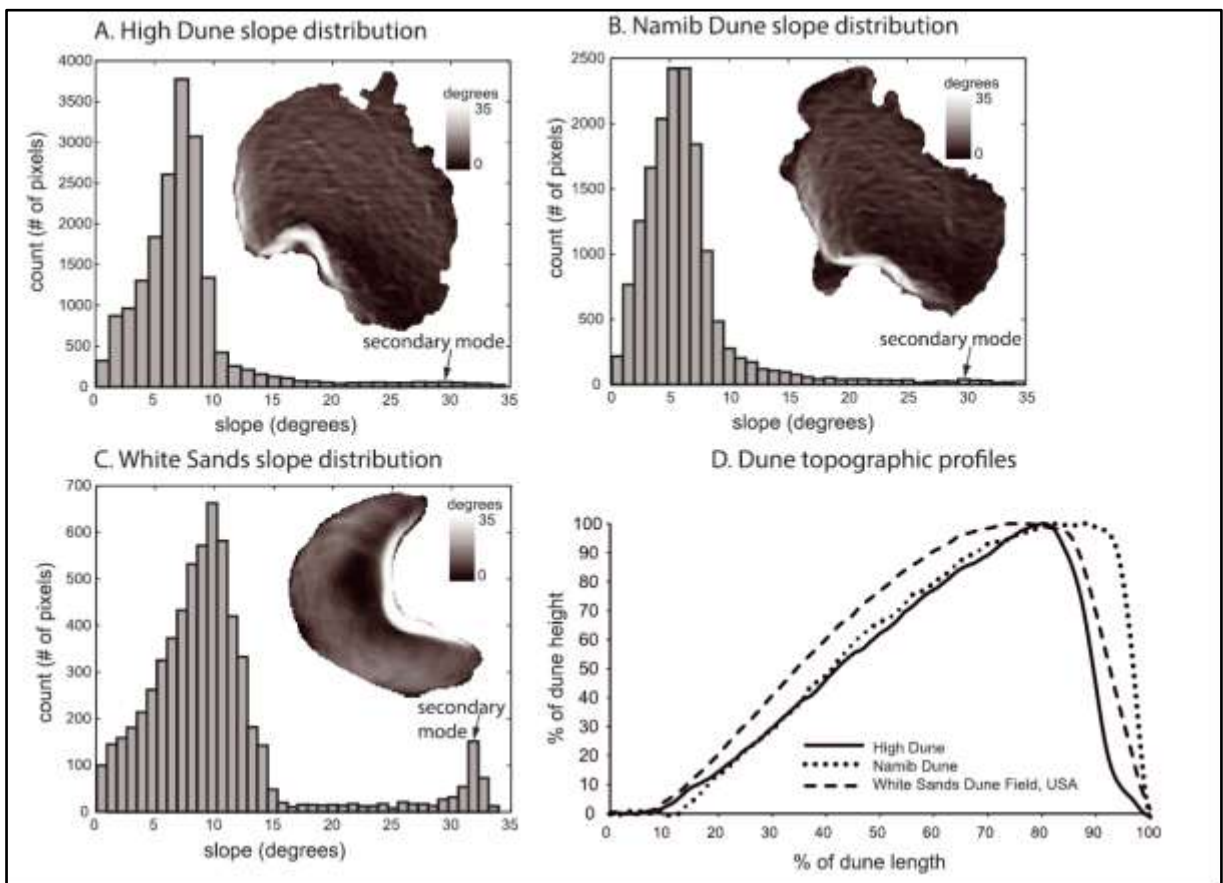
Fonte: Adaptado de NASA/JPL-Caltech/Univ. of Arizona

Ewing et al (2017) realizaram um estudo topográfico da área, utilizando os DEM produzidos pela HiRISE e comparando a declividade das dunas High Dune (A) e Namib (B) com um análogo terrestre, as dunas de White Sands, do Novo México (C) e perfis topográficos das três dunas (D). A análise das declividades mostra que a topografia das dunas marcianas é bastante similar às das dunas barcanas terrestres. A gravidade cumpre pouco papel na declividade dos depósitos. As declividades na face de barlavento entre 7°-10° apresentam-se similares às terrestres. A queda de areia (*grainfall*) e o fluxo de areia (*grainflow*) ocorrem nas dunas e nas *megaripples* nas faces de escorregamento que apresentam declividades entre 29° e 33°.

A diferença mais distinta entre dunas marcianas e terrestres são as *megaripples* em face de barlavento das dunas, ondulações de 12 cm de altura e 1 m de comprimento. Essas

megaripples não ocorrem nas dunas terrestres, formam-se pelo impacto de grãos saltitando e crescem devido à baixa densidade atmosférica em Marte, o que engendraria uma escala única de estratigrafia cruzada quando essas dunas se tornam litificadas. A granulometria varia entre $50\mu\text{m}$ e $350\mu\text{m}$ de diâmetro, com um diâmetro médio de $113\mu\text{m}$.

Figura 18 – Declividades nas dunas do campo Bagnold comparadas a White Sands, NM



Fonte: Ewing et al (2017)

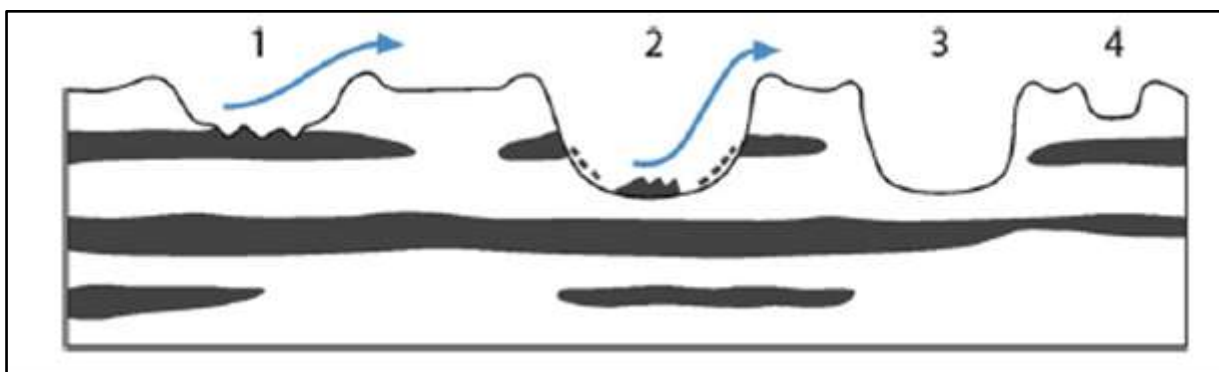
2.5 MINERALOGIA

Tirsch (2015) explica que os sedimentos escuros depositados podem ter origem externa, soprados de fora para dentro de crateras e vales estreitos que atuam como armadilhas para os sedimentos. Entretanto, o material pode se originar de depósitos locais, derivados de camadas cotadas por depressões, aflorando nas paredes ou assoalho, expostos por fenômenos que podem variar desde o intemperismo físico provocado pela diferença de insolação a pequenos impactos que atingem camadas soterradas.

Ainda de acordo com Tirsch (2015), os sedimentos escuros podem ter sido originados de uma grossa camada de cinza vulcânica depositada como uma camada global ou de várias camadas regionais, durante o período de maior atividade vulcânica nas *highlands* do início até a metade do noachiano, antes da existência de processos fluviais significativos em Marte. Outra possibilidade é de que a cinza seja mais jovem e oriunda do norte, de Tharsis, no período Amazoniano. Como análogos terrestres, Tirsch (2015) cita as dunas basálticas do Deserto de Ka'ū no Havaí e dunas compostas de material vulcânico, como na Islândia, em Idaho, no Peru e na Nova Zelândia.

A relação é explicada pela observação da Figura 19, que mostra a relação entre as crateras de impacto e a relação com as camadas enterradas e exumadas. (1) A grande cratera não atinge a profundidade, porém as crateras menores subsequentes atingem e expõem a camada enterrada. As camadas escuras são mobilizadas e transportadas pelo vento. (2) As crateras cortam a camada escura e depois são expostas nas paredes da cratera. (3 e 4) As crateras não alcançam a profundidade das camadas.

Figura 19 – Interação entre crateras e camadas de material escuro

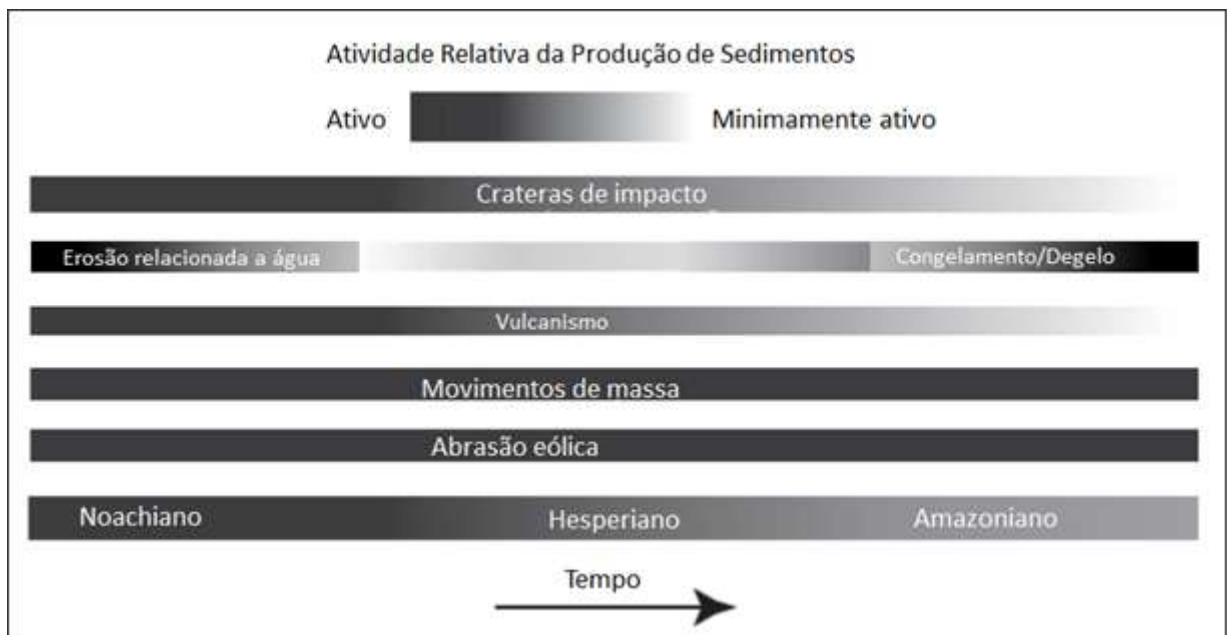


Fonte: Tirsch (2015)

Se as dunas das latitudes médias são dominadas pelos minerais máficos, por outro lado, como relatam Fenton et al (2013), a quantidade significativa de sulfatos de cálcio hidratados, como a gipsita, que ocorrem nos mares de areia do Polo Norte, sugere que houve o papel da água na história sedimentar das hoje frias e secas altas latitudes. Entretanto, não está claro como as areias das dunas foram originadas, pois nenhum mecanismo foi responsável sozinho por criar a maioria dos suprimentos sedimentares eólicos, embora a água possa ter tido um papel proeminente na criação de sedimentos anteriores ao período

Amazoniano. A Figura 20 mostra a variação das taxas de produção de sedimentos e suas fontes de origem.

Figura 20 – Taxas de variação da produção de sedimentos ao longo do tempo marciano



Fonte: Adaptado de Fenton et al (2013).

Ehlmann et al (2017) relatam as observações e medições na textura e na composição das areias das dunas no campo Bagnold, as quais são arredondadas a sub-arredondadas. Comparado ao material de outros locais de pouso, as areias de Bagnold são mais escuras, menos avermelhadas, melhor selecionadas, com menos grãos de tamanho silte ou menores e não apresentam evidência de coesão.

Comparando Marte com a Terra, Ehlmann et al (2017) explicam que, em ambos os planetas, os grãos do tamanho areia ($62\mu\text{m}$ - 2mm), são grãos minerais, fragmentos líticos, partículas amorfas geradas por intemperismo e erosão das rochas (epiclastos), ou produzidas por vulcanismo explosivo (clastos tefragenéticos). A chegada direta de material meteorítico de tamanho areia ou clastos impactogênicos gerados por eventos de impacto são potenciais fontes de material. Depósitos de areia não são apenas indicadores de produção de partículas, mas também são registros da segregação dos clastos por seleção, transporte e deposição por um fluido (vento ou água).

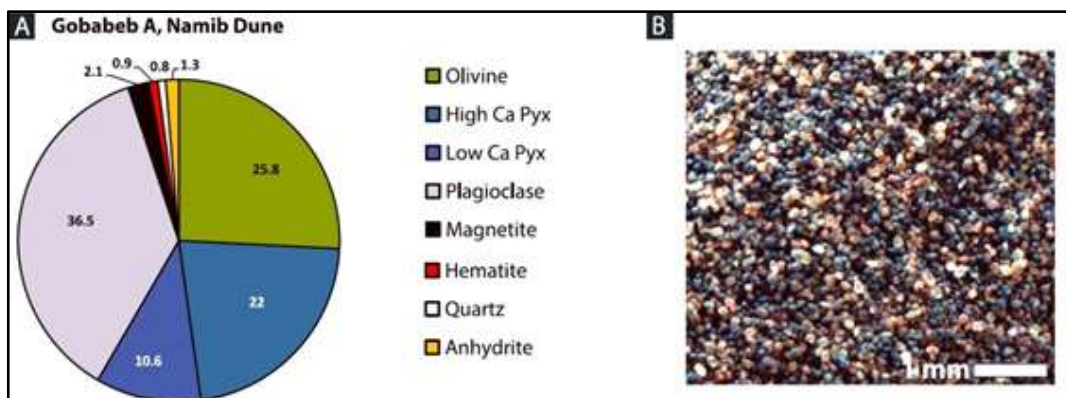
Na Terra, dunas eólicas são tipicamente produtos retrabalhados e soprados pelo vento de areias anteriormente transportadas pela água. A areia liberada por rochas sedimentares

também pode ser retrabalhada em dunas (por exemplo, Coral Pink, Utah), mas a areia das dunas também pode ser criada pela ruptura de rochas ígneas e metamórficas (como em Moses Lake, Washington). De acordo com Suguio (2003), os grãos de quartzo em areias e arenitos eólicos são caracterizados por um aspecto fosco devido à existência de microcrateras de impacto, e a cor avermelhada, a um revestimento por filme de óxido e ou/ hidróxido de ferro. A granulometria é caracterizada por excelente seleção de partículas, praticamente isenta de silte e argila.

No caso marciano, apresentado por Ehlmann et al (2017), a areia soprada é formada por materiais basálticos, refletindo a composição dominante da crosta do planeta. Isto é de alguma forma similar com a Terra, exceto que, em nosso planeta, a crosta continental, que serve como fonte da maior parte da areia, é composta de quartzo, devido à maior resistência ao intemperismo. Os outros minerais silicatos são intemperizados em argilominerais e em partículas pequenas, que não são transportados eficientemente pela saltação. Sem processos de intemperismo químico significativo, em Marte as dunas oferecem uma janela petrográfica menos alterada da composição mineral do material das rochas fonte e dos processos de sedimentação.

Os resultados da mineralogia da amostra coletada no local Gobabeb A, Duna Namib, são apresentados na Figura 21. A partir deles, pode-se deduzir muito pouco intemperismo com a substancial preservação da olivina, porém com a presença de traços de óxidos formados na presença de água.

Figura 21 – Mineralogia da Duna Namib



Fonte: Ehlmann et al (2017)

2.6 COMPORTAMENTO ESPECTRAL

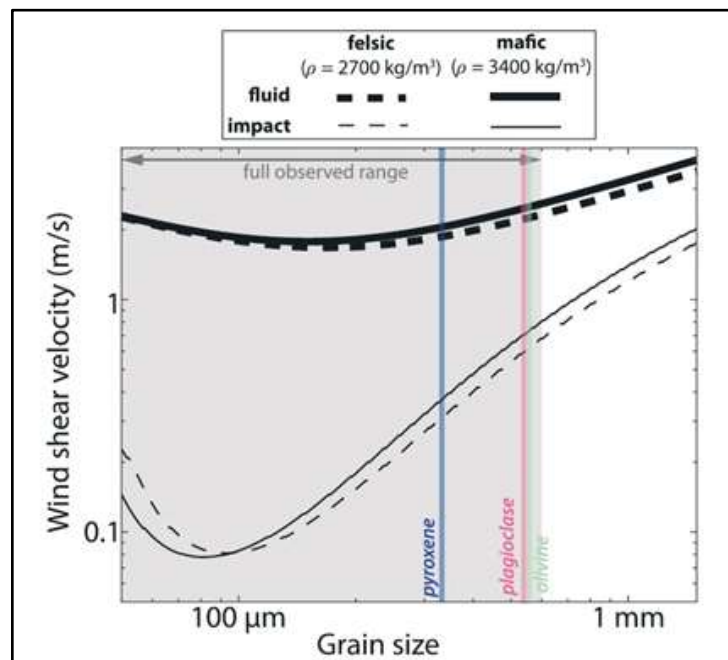
De acordo com Adams e Gillespie (2006), os sistemas imageadores espectrais são especificamente projetados para medir as variações no comprimento de onda na maneira como os materiais da paisagem refletem ou emitem energia radiante. Embora as imagens espectrais possam ser utilizadas para simples fotointerpretação, seu propósito primário é tornar possível a extração de informações composicionais que, de outra forma, não estaria disponível em imagens preto e branco. A espectroscopia é a base para compreender o motivo dos materiais variarem na forma como refletem e absorvem a energia eletromagnética em diferentes comprimentos de onda. A física básica é bem compreendida, e a espectroscopia é utilizada em diversos campos científicos, desde a astronomia (macroescala) até a química industrial (microescala). Há uma extensiva literatura quanto às características espectrais de diversos elementos que compõem a paisagem, inclusive materiais feitos pelo homem. Os resultados desses dados de laboratório ou em campo, com condições controladas, são utilizados para calibração de sensores e validação dos dados.

Como explica Moreira (2003), os óxidos de ferro, dependendo do tipo e da quantidade relativa influenciam na cor dos solos, isto é, dão aos solos a cor correspondente aos óxidos. Por exemplo, solos que contêm quantidades apreciáveis de Ilmenita ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$) apresentam uma coloração amarelo-clara, porque esta é a cor manifestada por esse óxido. Solos ricos em hematita (Fe_2O_3) são da coloração vermelha, por causa da cor da hematita. No sensoriamento remoto, a refletância espectral pode ser usada como um critério importante para a identificação de solos que contêm diferentes tipos de óxidos de ferro. Em geral, esses óxidos absorvem bastante a energia eletromagnética da região do infravermelho próximo, com o máximo de absorção em torno de 900 nm. A quantidade de energia absorvida depende da quantidade do óxido de ferro, como em relação aos latossolos ferríferos e os latossolos roxos, nos quais os espectros de energia refletida, principalmente na região do infravermelho próximo, são bastante atenuados em razão de que a presença deles se sobressai a outros elementos. Mesmo uma pequena quantidade de Hematita pode alterar a curva espectral.

Infelizmente, como alertam com Adams e Gillespie (2006), não existem espectros de referência para muitos dos alvos que nos interessam em nível de sensoriamento remoto, como uma árvore inteira ou um leque aluvial. Como resultado disso, não existem espectros que se aplicam perfeitamente à escala das paisagens devido a problemas como: geometria, calibração, efeitos atmosféricos e resolução espacial.

A Figura 22 traz as velocidades necessárias para iniciar (linha sólida) e sustentar (linha tracejada) o transporte dos grãos de olivina (530 μm), piroxênio (310 μm) e plagioclásio (520 μm) magenta, considerando uma temperatura de 225 K e pressão de 0,006 bar, no cálculo dos limiares para o transporte.

Figura 22 – Mineralogia e stress de cisalhamento



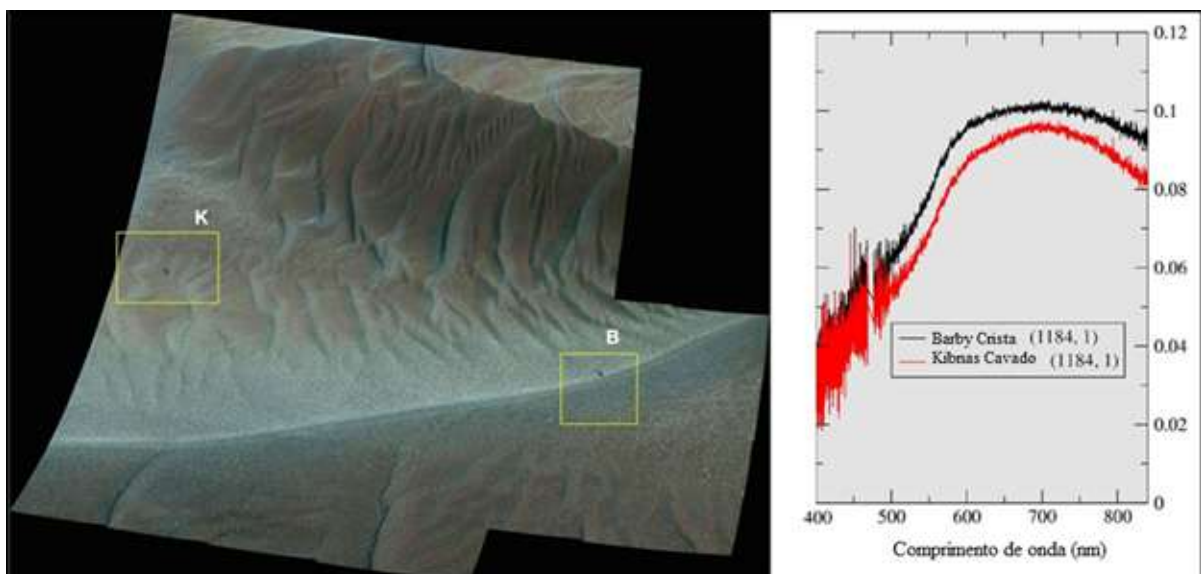
Fonte: Adaptado de Lapotre et al (2017).

Lapotre et al (2017) consideram que, se as dunas de Bagnold na cratera *Gale* forem representativas dos sedimentos formadores de arenitos eólicos, estes são menos selecionados e mais diversos em composição mineral do que suas contrapartes terrestres. Como mostra Lakdawalla (2018), o rover *Curiosity* está equipado com um instrumento chamado *ChemCam*, capaz de detectar a composição de uma amostra de rocha ou solo em uma distância de até 7 m, disparando um raio laser, uma técnica utilizada pela primeira vez na missão *Curiosity* chamada LIBS (*Laser Induced Breakdown Spectrometer*) para medir a composição dos elementos do alvo atingido. Quando o laser atinge o alvo parte deste é transformado em plasma. Em seguida, um telescópio coleta a luz emitida pelo plasma e a envia para o espectrômetro. A *ChemCam* também utiliza esse telescópio para capturar imagens de contexto de alta resolução dos alvos do LIBS através da câmera RMI (*Remote Micro Imager*).

O espectrômetro possui três conjuntos de sensores: ultravioleta (UV de 240,1-342,2 nm); violeta (VIO de 382,1-469,3 nm) e visível e infravermelho próximo (VNIR de 474,0-906,5 nm). Os três sensores estão equipados com CCDs de 2048 pixels, porém como o sensor ultravioleta e violeta cobrem uma faixa de comprimento de onda muito mais estreita, apresentam maior resolução espectral em comprimentos de onda mais curtos, o que também as torna mais sensíveis a ruídos: 20 pixels por nm no ultravioleta e 23 pixels por nm no violeta. A maior faixa do comprimento de onda do sensor VNIR produz uma menor resolução espectral de quatro pixels por nanômetro. Entre os alvos estudados pela *Curiosity*, Johnson et al (2017), destacam a *megaripple* nas costas da barcana High Dune no Sol 1184 (05-Dez-2015) conhecida como *Barby* (crista) e *Kibnas* (cavado entre dunas) com cerca de 1 m de comprimento e 12 cm de altura, conforme o perfil topográfico da *MastCam* e com base em Ewing et al (2017).

Na Figura 23, pode-se conferir que *Barby* apresenta um espectro plano entre 600 e 750nm e *Kibnas* um pico próximo dos 700 nm. Esses resultados são consistentes com frações de material grosseiro enriquecido com o material máfico em *Barby*, comparado com as frações mais finas e férricas, provavelmente ligadas ao selecionamento eólico/cinemático em *Kibnas*.

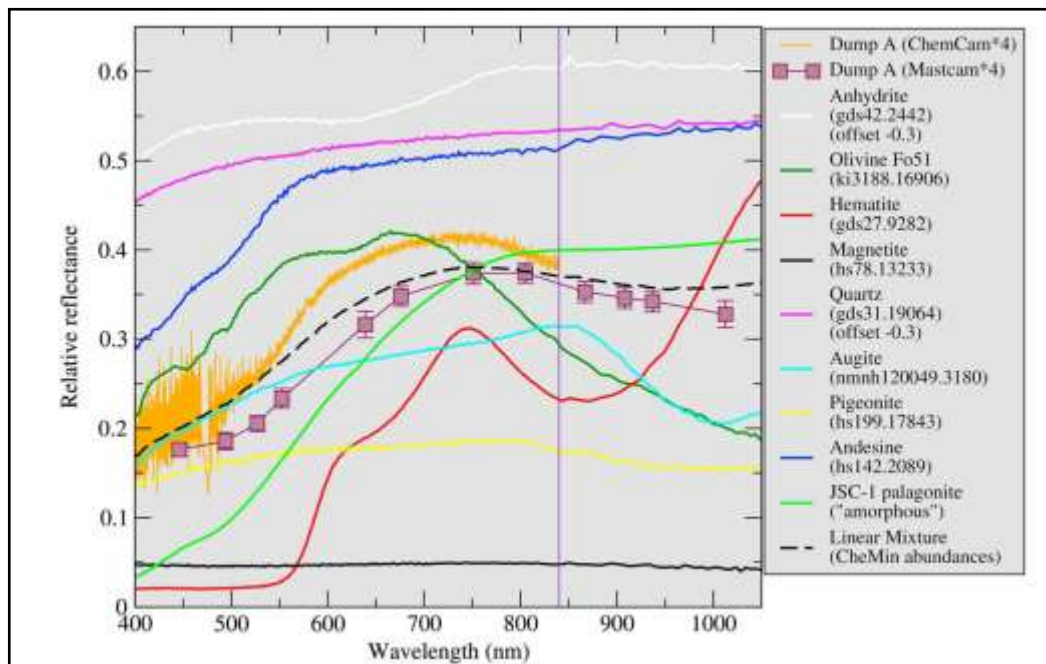
Figura 23 – Espectros de *Barby* e *Kibnas*



Fonte: Adaptado de Johnson et al (2017).

Como outros instrumentos, a *ChemCam* pode detectar a composição elementar, porém não é capaz de dizer como esses elementos estão arranjados em minerais. Muitas rochas em Marte possuem a mesma composição elementar, mas distintas mineralogias e histórias geológicas. Para tanto, o rover *Curiosity* está equipado em seu interior com um instrumento de difração de Raio-X *CheMin*. A Figura 24 compara os espectros de minerais identificados pelo laboratório *CheMin* em *Gobabeb* peneirados (<150 μm) de fração areia via mistura linear – em que os espectros dos minerais representativos são pesados pelo seu percentual de contribuição – (linha tracejada), para permitir uma comparação qualitativa com os dados da *ChemCam* (linha amarela) e *MastCam* (com quadrados).

Figura 24 – Espectro do Laboratório *CheMin* da amostra *Gobabeb* <150 μm



Fonte: Johnson et al (2017).

No gráfico, por meio da linha verde clara, ilustra-se um simulacro aos componentes amorfos representados pelo análogo de solo marciano JSC-1, elaborado a partir da tefra palagonítica (cinza vulcânica vítrea alterada a baixas temperaturas), utilizado para diversos fins de pesquisa científica e estudos de engenharia. O material é coletado do cone de cinzas *Pu'u Nene*, localizado entre os Montes Mauna Kea e Mauna Loa no Havaí, como pontuam Allen et al (1997). Esse material, então, é seco, peneirado < 1 mm e embalado a vácuo em

recipientes à prova de umidade. Os espectros da ChemCam e Mastcam das dunas de Bagnold foram multiplicados por quatro para facilitar uma comparação mais direta.

Além disso, provavelmente devido a efeitos de mistura não linear de minerais opacos, por exemplo, a natureza de baixa refletância e o comportamento espectral plano da magnetita, ocorre um efeito não linear de escurecimento sem apreciáveis alterações de bandas dentro do visível. A forma espectral da mistura sintética é similar aos espectros da *ChemCam* e *MastCam*, porém espectralmente plano, sem a queda pronunciada no Infravermelho próximo ou banda férrica, por volta dos 535 nm. Apenas a olivina e a hematita exibem a curva de queda no infravermelho próximo entre 700-750. A linha vertical em 840 nm representa a extensão de comprimento de onda registrada pela *ChemCam*.

3 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

3.1 MATERIAL EMPREGADO

Como estado da arte da observação planetária, tem-se a sonda MRO que foi lançada em 12 de agosto de 2005, entrou na órbita de Marte em 10 de março de 2006 e iniciou sua missão em 17 de novembro de 2006. Considerada a mais avançada sonda orbital lançada pela NASA, é capaz de examinar a superfície marciana com a maior resolução espacial disponível através da câmera HIRISE. Descreve uma órbita polar de 255 x 320 km, tendo sua periapse (ponto mais baixo da órbita) sobre o polo sul marciano e o apoápice (ponto mais alto da órbita) sobre o polo norte, sobrevoando o equador marciano. Conforme os parâmetros técnicos ópticos detalhados por McEwen et al (2007), a HIRISE está equipada com um telescópio cujo espelho primário é de 50 cm e tem distância focal de 12 m, o que produz um IFOV (*Istantaneous Field of View* – Campo de Visada Instantâneo) de 1 microradiano, resultando em uma resolução espacial entre 25 e 32 cm/pixel, capaz de imagear uma faixa de 6 km na banda do vermelho e de 1,2 km nas composições coloridas das outras bandas.

Além disso, possui um conjunto de 14 CCDs de 8 bits, sendo capaz de formar imagens de 20.000 x 63.780 pixels nas bandas do Azul-Verde(400-600nm), Vermelho (550-850 nm), e Infravermelho Próximo (800-1000 nm), para mapear vales, ravinas e canais tributários com uma nitidez jamais vista, inclusive com capacidade de diferenciar os depósitos eólicos de textura fina, estratificações, indícios de escorregamento de massa e pequenas crateras de impacto erodidas nos arredores.

Para a medição dos parâmetros lineares como, por exemplo, a relação entre a Largura/Comprimento no campo leste de Herschel, os dados utilizados foram as imagens Ortoretificadas (ORTHO). A retificação Ortografia (remoção da paralaxe) minimiza as distorções na imagem devido à topografia.

Um Modelo Digital de Terreno (DTM) não é propriamente uma imagem, mas um produto *raster* que registra valores de elevação de um dado terreno em cada pixel. Os metadados correspondentes incluem informações de projeção do mapa, assim os pixels podem ser associados com latitude e longitude. Os DTM são derivados de pares de imagens ORTHO, obtidas de um mesmo local com ângulos de visada ligeiramente diferentes. Serão empregados na elaboração dos mapas de Altimetria, declividades e orientação de vertentes na resolução de 1m/pixel (escala de 1:50.000).

O CTX, outro instrumento embarcado na MRO, descrito por Malin et al (2007), tem como objetivos: a) fornecer imagem de contexto para outros instrumentos da MRO como a HIRISE, b) observar feições de interesse do *Mars Exploration Program* da NASA como possíveis locais de pouso; c) conduzir investigações científicas de processos geológicos, geomorfológicos e meteorológicos em Marte. Com a resolução espacial de 5 m/pixel e cobertura de 30 x 30 km, a imagem pancromática foi empregada neste trabalho como contexto para o campo Herschel Leste e para a delimitação do campo de dunas do leste de Herschel.

O sensor THEMIS, descrito por Parker (2004), carregado pela sonda *Mars Odyssey*, é um imageador multiespectral de alta resolução espacial e espectral capaz de produzir imagens em comprimentos de luz visível, de infravermelho próximo e termal. Para o subsistema de infravermelho termal, o sensor possui nove bandas entre 6,5 e 14,5 μm de comprimento, com resolução espacial de 100 m. Os parâmetros orbitais foram apresentados por Saunders et al (2004). A sonda *Mars Odyssey* foi lançada em sete de abril de 2001 e entrou na órbita de Marte em 24 de outubro de 2001, iniciando sua missão em 30 de Janeiro de 2002. A sonda orbita Marte na altitude de 400 x 400 km, em uma órbita polar de 2h de duração. É atualmente a missão mais antiga em órbita de Marte, servindo como *link* de comunicações entre a Terra e os *rovers* na superfície marciana. Neste trabalho, será empregada a imagem termal diurna (IR DAY) como mapa-base de contexto da cratera Herschel.

A sonda *Mars Global Surveyor* (MGS) foi lançada em sete de novembro de 1996, entrou em órbita de Marte em onze de Setembro de 1997, porém iniciou sua missão de mapeamento somente em primeiro de abril de 1999, após um longo período de *aerobraking*. A MGS foi a primeira missão norte-americana bem-sucedida lançada em Marte desde a

missão *Viking* em 1976, como relatam Albee et al. (2001). A sonda descreveu uma órbita polar, heliossíncrona de 378 km de altitude e transmitiu dados para a Terra até que uma pane nas comunicações encerrou a missão em dois de novembro de 2006.

Conforme Smith et al (2001), o experimento MOLA transmite pulsos de laser infravermelho em direção a Marte a uma taxa de 10 Hz e mede o tempo de voo para determinar o alcance da espaçonave MGS à superfície marciana. Medições de alcance têm sido usadas para construir um mapa topográfico preciso de Marte que tem muitas aplicações para estudos em geofísica, geologia e circulação atmosférica. O MOLA também funcionava como um radiômetro passivo e era capaz de medir o brilho da superfície de Marte em 1064 nm. O DTM MOLA é o resultado de 600 milhões de pulsos entre 1999 e 2001. Os dados topográficos MOLA na resolução espacial de 463m/pixel serão utilizados para contextualizar as macrofeições da topografia nos parâmetros da Altimetria, orientação de vertentes e declividades na escala 1:2.000.000.

Todos esses dados apresentam a projeção Equiretangular e o sistema de coordenadas Datum Mars_IAU_2000. Seidelmann et al (2002) relembram que o Mars_IAU_2000 define Marte como uma elipse com 3.396.190 m equatorial e um raio polar de 3.376.200 m. A latitude é definida em relação ao centro de Marte (planetocêntrico). Sistemas de coordenadas terrestres, no entanto (por exemplo, WGS84) comumente definem a latitude em relação à superfície (planetográfico).

Sua distribuição é feita pelo PDS *Geosciences Node Mars Orbital Data Explorer* (ODE) da *Universidade Washington* em *Saint Louis* no endereço <<http://ode.rsl.wustl.edu/mars/>>. Este consiste em um sistema digital que a NASA utiliza para arquivar e disponibilizar os dados coletados por todas as missões planetárias para a comunidade científica. A Tabela 3 resume as fontes de dados empregados neste trabalho, incluindo área de cobertura, o tipo de produto, a resolução espacial, a sonda/sensor e o seu emprego.

Tabela 3 – Resumo das fontes de dados empregados

| Área | Imagem ID | Produto | Resolução espacial m/pixel | Sonda/Sensor | Observações |
|----------------|---|---------|----------------------------|----------------|---|
| Herschel Leste | ESP_037948_1645_ RED_A_01_ORTHO DTEEC | ORTHO | 0,25 | MRO/ HIRISE | Medidas de parâmetros lineares |
| Herschel Leste | 037948_1645_ 038241_1645A01 | DTM | 1 | MRO/ HIRISE | Altimetria/ Declividades Vertentes |
| Herschel Oeste | PSP_004350_1635_ RED_A_01_ORTHO DTEEC | ORTHO | 0,25 | MRO/ HIRISE | Medidas de parâmetros lineares |
| Herschel Oeste | 004350_1635_ 003638_1635A01 | DTM | 1 | MRO/ HIRISE | Altimetria/ Declividades Vertentes |
| Mosaico Global | MGS MOLA Topography megt00n90hb | DTM | 463 | MGS/ MOLA | Altimetria/ Declividades Vertentes |
| Mosaico Global | Mars_MO_THEMIS- IR-Day | Day IR | 100 | MO/ THEMIS | Contexto para Herschel Oeste Contexto para Herschel Leste. |
| Herschel Leste | F16_042102_1648_ XN_15S228W | CTX | 5 | MRO/ CTX | Delimitação do campo H.Leste |

Fonte: Elaborado pelo autor (2021)

Na análise dos dados, uma série de *softwares* foi utilizada, a exemplo do *Global Mapper* 15.1 para a elaboração dos perfis topográficos nos Anexos. Os mapas foram elaborados com os softwares ENVI 5.1 (análises) e QGIS 2.14 (mapas de localização e renderizações finais).

O MCD 5.3 é uma base de dados climáticos elaborados por um consórcio de instituições de pesquisa europeias que inclui o *Laboratoire de Méteorologie Dynamique du CNRS à Paris (LMD)*, *Open University (UK)* e Instituto de Astrofísica da Andaluzia com suporte da agência espacial europeia (ESA), derivado de simulações numéricas da atmosfera marciana, validadas por dados observacionais obtidos pelas sondas *Mars Express* e *Mars Odyssey* e coletados com o intervalo de 60 dias, armazenados em uma grade espacial tridimensional de 60 X 60 Km. Entre os dados disponíveis estão a velocidade do vento vertical e horizontal e o *stress* superficial do vento¹. Como critério adotado, foram

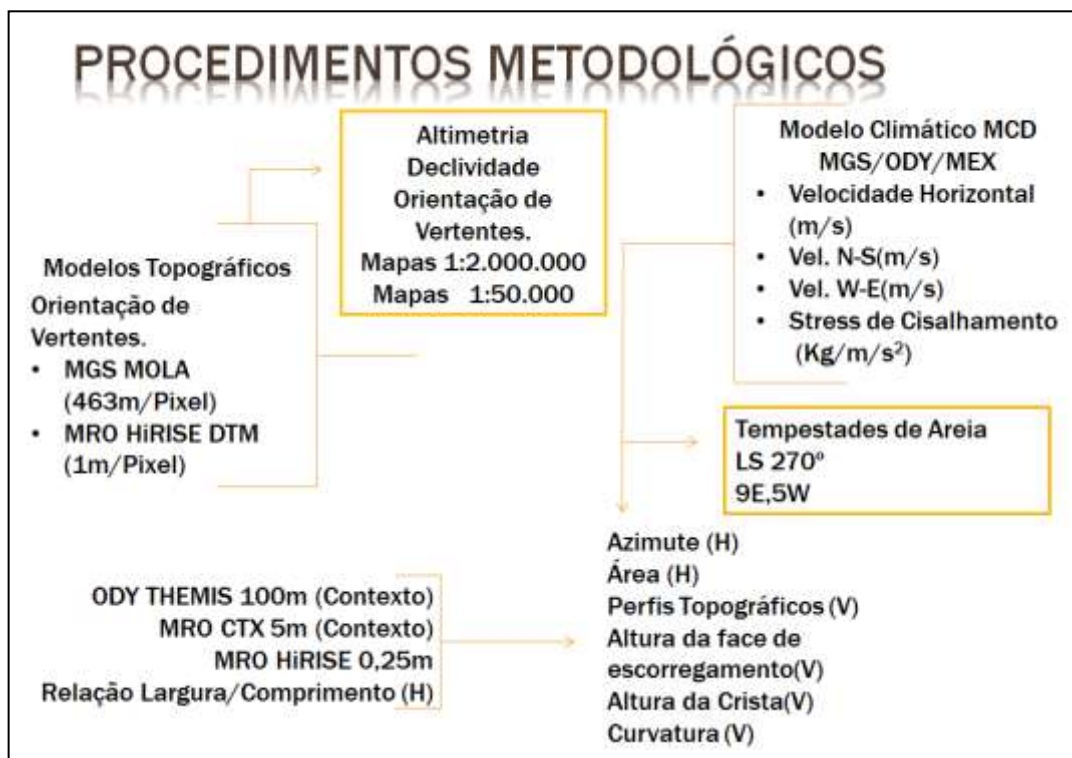
¹ Essas informações estão disponíveis no website do projeto < <http://www-mars.lmd.jussieu.fr/>>.

selecionadas e medidas a partir das dunas mais altas de cada campo; no campo Leste, o ponto 9E localizado a barlavento e ao lado da maior cratera da área (-15.0666S, 131.9221E), a altura de 26,964m; no campo Oeste, foram medidas no ponto 5W nas coordenadas (-16.3748S, 128.2327E), com altura de 58,747m.

3.2 PROCEDIMENTOS REALIZADOS

Os procedimentos realizados na análise dos dados podem ser resumidos no fluxograma apresentado na Figura 25.

Figura 25 – Fluxograma dos Procedimentos Metodológicos



Fonte: elaborado pelo autor (2021)

Foram analisados os parâmetros climáticos nas condições de Tempestade de poeira (*Dust Storm*) na longitude solar Ls 270°. Sobre esses resultados, foi aplicada a técnica de correlação linear entre Velocidade horizontal e Stress de cisalhamento, bem como entre Velocidade Horizontal e seus componentes N-S e W-E. Os resultados foram analisados dentro das categorias de Uniformidade direcional do vento definidas por Fryberger (1979).

Para o mapa em escala 1:50.000 de Herschel Oeste foram utilizadas oito classes de Altimetria 425-459m, 459-493m, 493-527, 527-561m, 561-595m, 595-629m, 629-663m, 663-697m. A divisão das classes teve como critério a amplitude altimétrica local e a melhor visualização dos dados. A classificação da variável declividade foi elaborada com oito classes definidas de 0 -5°, 5-10°, 10 - 15°, 15 - 20°, 20 - 25°, 25 - 30°, 30 - 35°, > 35°. Considerando que a declividade e a orientação de vertentes são variáveis discretas (imagens bastante fragmentadas) foram feitas medições individuais de cada duna, seguindo o padrão de Ewing et al (2017), apresentados os resultados na forma de histogramas.

A altimetria foi definida para os mapas MOLA 1:2.000.000 em oito classes com intervalos de: 93-518m, 519-944m, 945-1370 m, 1371-1796 m, 1797-2222 m, 2223-2648 m, 2649-3074 m, 3075-3500m. Para o mapa em escala 1:50.000 de Herschel Leste, foram utilizadas oito classes de Altimetria: 1235-1265m, 1265m-1295m, 1295-1325m, 1325-1355m, 1355-1385m, 1385-1415m, 1415-1445m, 1445-1475m.

Para a classificação, empregou-se a ferramenta Density Slice e, para cada feição e para o cálculo de área em Km² de cada classe, utilizou-se a ferramenta regiões de interesse (ROI-Regions of Interest), do software ENVI, procedimentos similares aos descritos em Gaida et al (2014).

Como parâmetro a ser medido em 10 dunas barcanas no Leste de *Herschel* e 10 Barcanas no Oeste da cratera *Herschel*, a relação entre largura e comprimento conforme Bourke e Goudie (2009). As dunas foram selecionadas como representantes das diferentes morfologias das dunas e das diversas situações de interação com o relevo. A Figura 26 traz um esquema de formas idealizadas de barcanas, razões de aspecto a/c onde a representa o comprimento da face de barlavento e c , a largura da duna de chifre a chifre.

Em Marte (coluna da esquerda), há exemplos de dunas mais delgadas e mais gordas do que na Terra (coluna da direita). Assim temos:

Dunas Delgadas 0,125- 0,375;

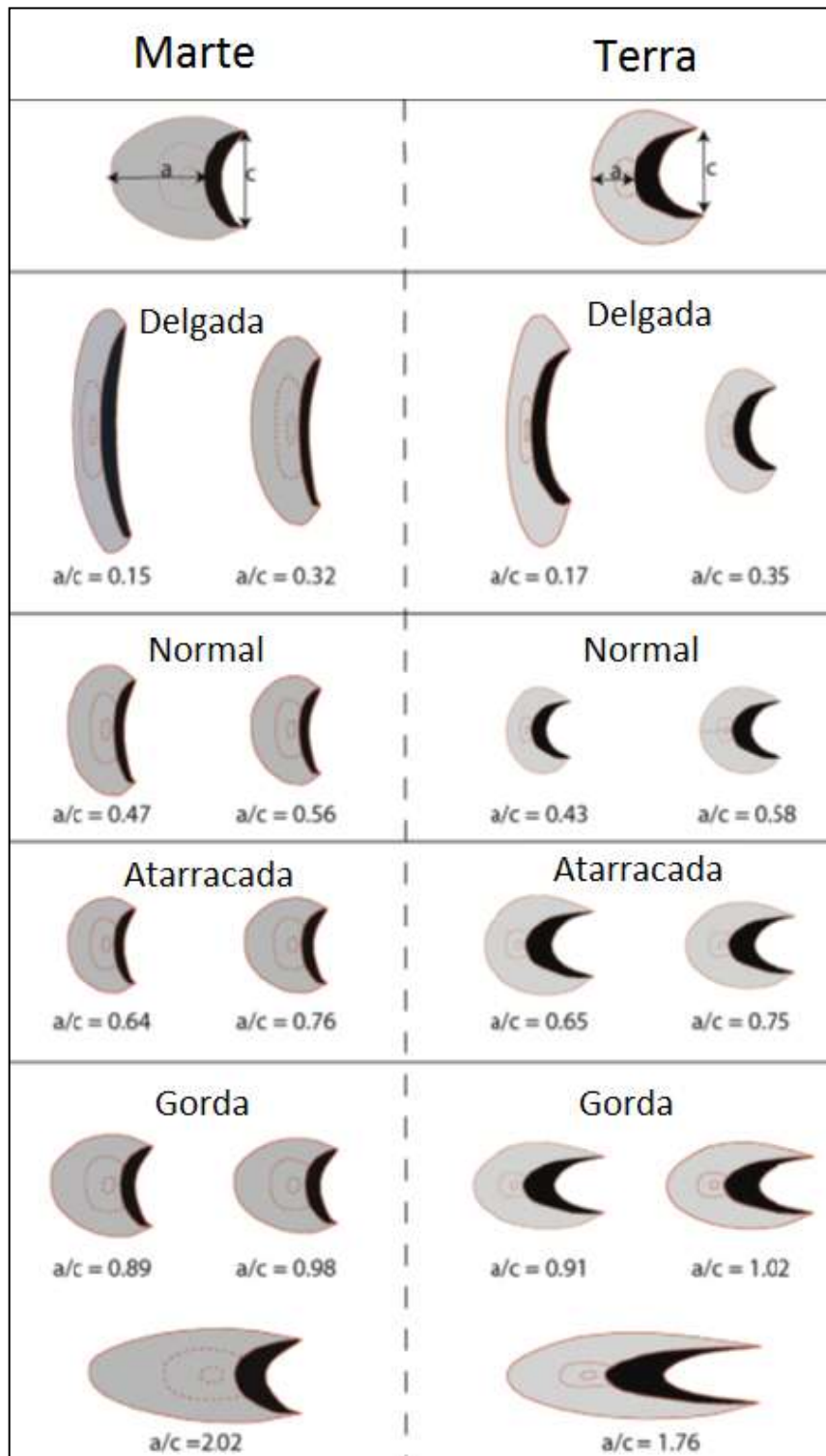
Dunas Normais 0,375- 0,625;

Dunas Atarracadas 0,625- 0,875;

Dunas Gordas >0.875;

Também foram medidos parâmetros verticais como altura da crista (Hc), altura da face de escorregamento (Hs), declividade da face de escorregamento e curvatura do topo (dado qualitativo significativo). Parâmetros horizontais como azimute e área completam a análise.

Figura 26 – Assimetria das barcanas



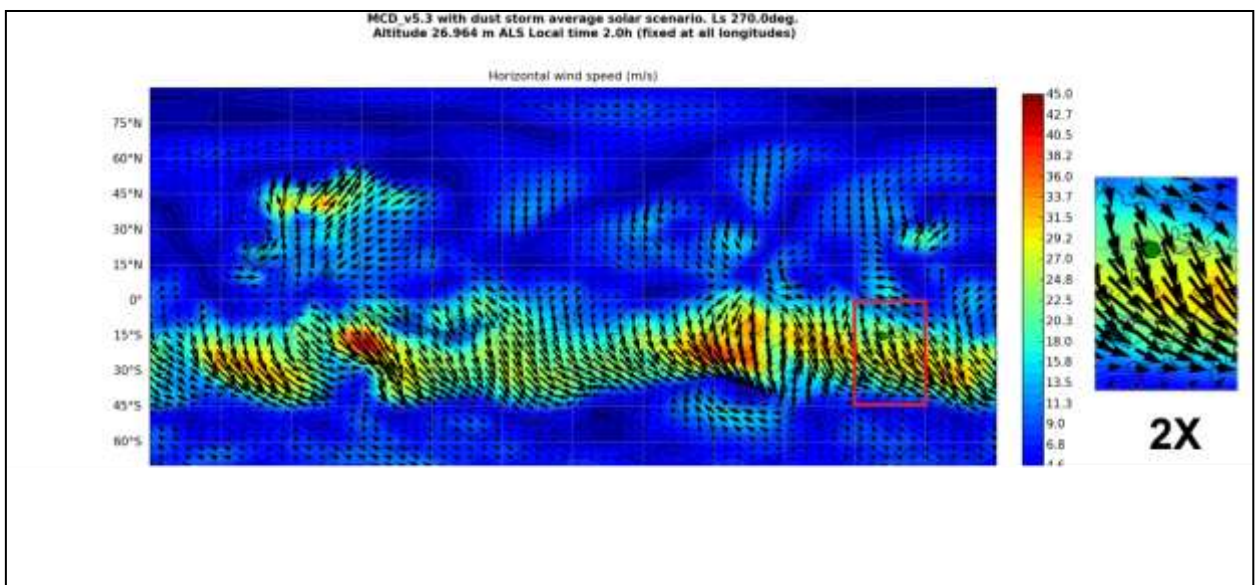
Fonte: Adaptado de Bourke e Goudie (2009).

4 ANÁLISE DOS DADOS

4.1 PADRÃO DE VENTOS

A Figura 27 mostra a modelagem da velocidade do vento horizontal em seu máximo, a uma altitude de 26,964 m, na crista da Duna 9E do campo *Herschel* Leste, durante o verão do hemisfério sul, na longitude solar Ls 270° (período máximo das tempestades globais), considerando condições médias de atividade solar, às 2h do horário local. Nota-se que as velocidades de vento mais altas estão próximas aos maiores extremos topográficos do relevo marciano, como os vulcões do platô de *Tharsis* no hemisfério norte, o sistema tectônico de *Valles Marineris* na região equatorial, a região de baixo albedo de *Syrtis Major* e as grandes bacias de impacto de *Hellas* e *Argyre* no hemisfério sul. No caso de *Herschel*, a origem do vento é a região de *Elysium*, localizada a 3000 km ao norte e do local de pouso da sonda *Insight*. A duna 9E de *Herschel* Leste está localizada ao lado de uma cratera de impacto (astroblema) de 947 m. O ponto destacado em verde é o campo *Herschel* leste. A velocidade horizontal do vento máxima é de 25,31 m/s. O componente N-S do vento apresenta velocidades de 23,63 e o componente W-E 9,07 m/s. O Stress de Cisalhamento é de 0,027 kg/m/s².

Figura 27 – Velocidade horizontal do vento durante a Ls 270° na duna 9E 26,964m de altitude às 2h

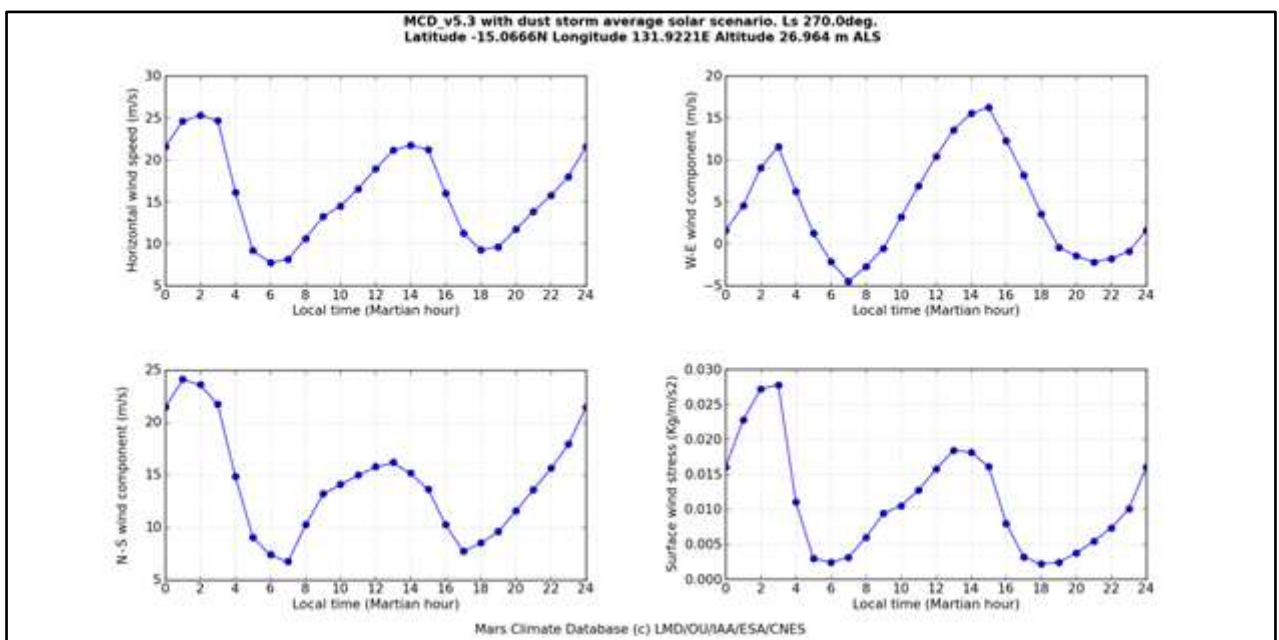


Fonte: LMD/OU/IAA/ESA/CNES.

A Figura 28 mostra a variação do ciclo diário da velocidade do vento horizontal sobre o cenário de condições de tempestades de areia na duna 9E. Por volta das 15h, a velocidade horizontal do vento é 21,23m/s. No eixo W-E 16,25 m/s, a velocidade no eixo N-S é de 13,66 m/s. O *Stress* de Cisalhamento é de 0,016 kg/m/s². Assim, pode-se considerar que, para dunas com azimute de aproximadamente 180°, há um padrão de migração do tipo Tsoar durante a maior parte do dia, e um padrão de migração do tipo Bagnold durante um breve período da tarde entre 14 e 17h.

A média horária da velocidade horizontal na duna 9E sobre condições de tempestade é de 15,86 m/s. A média na Componente N-S sobre condições de tempestade é de 14,08 m/s, e no componente W-E de 4,47 m/s. A média do *stress* de cisalhamento é de 0,010 kg/m/s². Valores de velocidade negativos indicam inversão do sentido do vento, soprando de E-W entre 6h e 9h da manhã e entre 18h e 22h, tendo o máximo da inversão -4,48 m/s às 7h.

Figura 28 – Ciclo diário da velocidade do vento na duna 9E

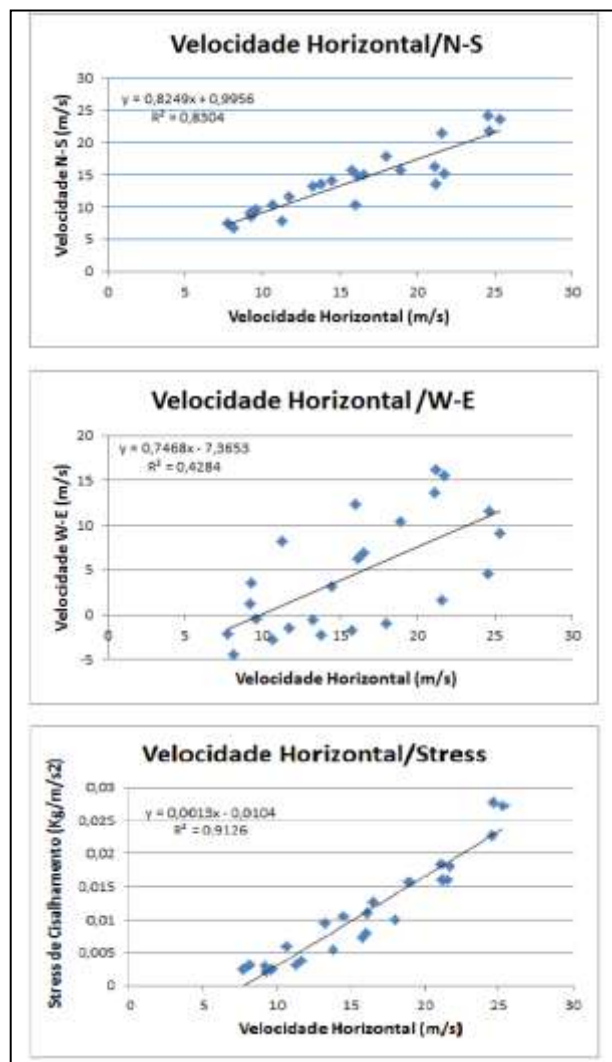


Fonte: LMD/OU/IAA/ESA/CNES.

A Figura 29 traz as correlações lineares entre o Vento Horizontal e o Vento N-S, o Vento W-E e o *Stress* de Cisalhamento na duna 9E sobre condições de tempestade na Ls 270°. A variação do ciclo diário do *stress* de cisalhamento apresenta uma fortíssima correlação com a velocidade horizontal, resultando em um valor de $R^2 = 0,9126$. A correlação linear entre o

Vento Horizontal e seu componente N-S é de $R^2 = 0,8306$, o que indica alta uniformidade de direção do vento. Esse resultado combina com a projeção do modelo de Fryberger (1979) para o desenvolvimento das dunas Barcanas. A correlação linear entre o Vento Horizontal e a componente W-E é de $R^2 = 0,4282$, o que se encaixa dentro de uma uniformidade mediana.

Figura 29 – Correlações lineares do vento horizontal na duna 9E



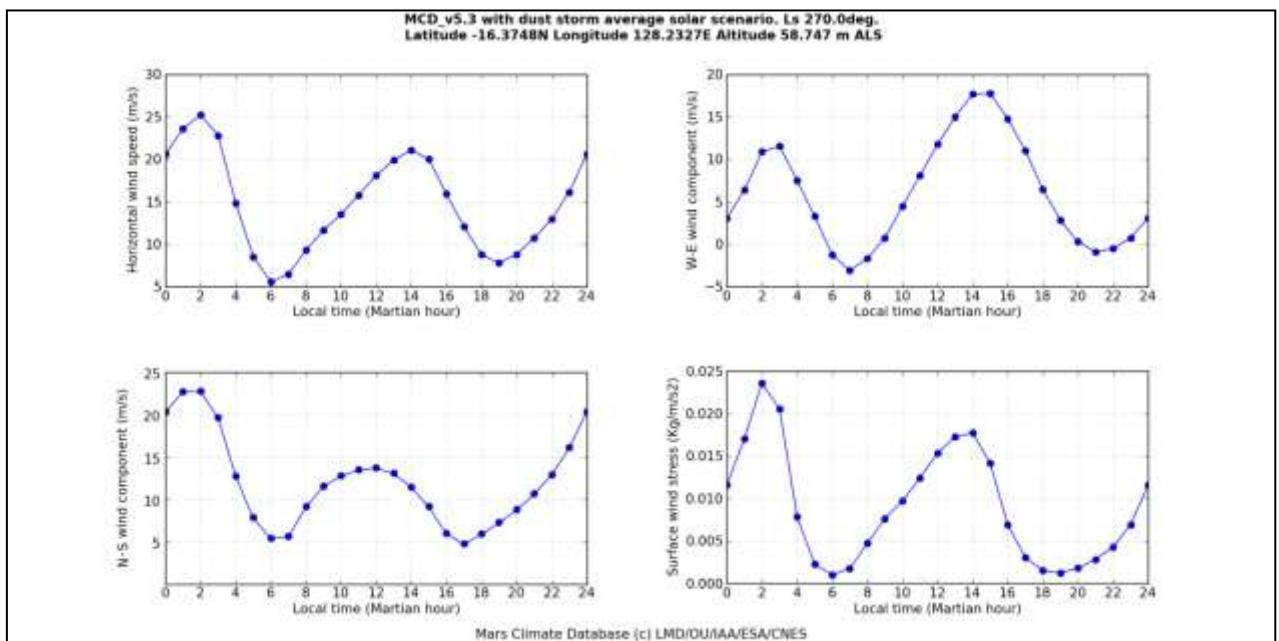
Fonte: Elaborado pelo autor (2021).

A duna 5W de Herschel Oeste está localizada a sotavento. A velocidade máxima horizontal do vento ocorre às 2h de 25,24 m/s. O componente N-S do vento apresenta velocidades de 22,77 m/s e o componente W-E de 10,90 m/s. O *Stress* de Cisalhamento é de 0,024 kg/m/s².

A Figura 30 mostra a variação do ciclo diário da velocidade do vento horizontal sobre o cenário de condições de tempestades de areia na duna 5W. Por volta das 15h, a velocidade horizontal do vento é 20,23m/s; no eixo W-E de 17,80 m/s; no eixo N-S de 9,16 m/s; e o *Stress* de Cisalhamento é de 0,014 kg/m/s². Assim, pode-se considerar, para dunas com azimute de aproximadamente 270°, um padrão de vento do tipo Bagnold durante a maior parte do dia, e um padrão de migração do tipo Tsoar durante um breve período da tarde entre 14h e 17h.

A média horária da velocidade horizontal na duna 5W sobre condições de tempestade é de 14,60 m/s. A média na Componente N-S sobre condições de tempestade é de 11,86 m/s, e no componente W-E de 6,13 m/s. A média do *stress* de cisalhamento, por sua vez, é de 0,009 kg/m/s². Valores de velocidade negativos indicam inversão do sentido do vento, soprando de E-W entre as 6h e 9h da manhã e entre 18h e 22h, tendo o máximo da inversão – 3,08 m/s – às 7h.

Figura 30 – Ciclo diário da velocidade do vento na duna 5W

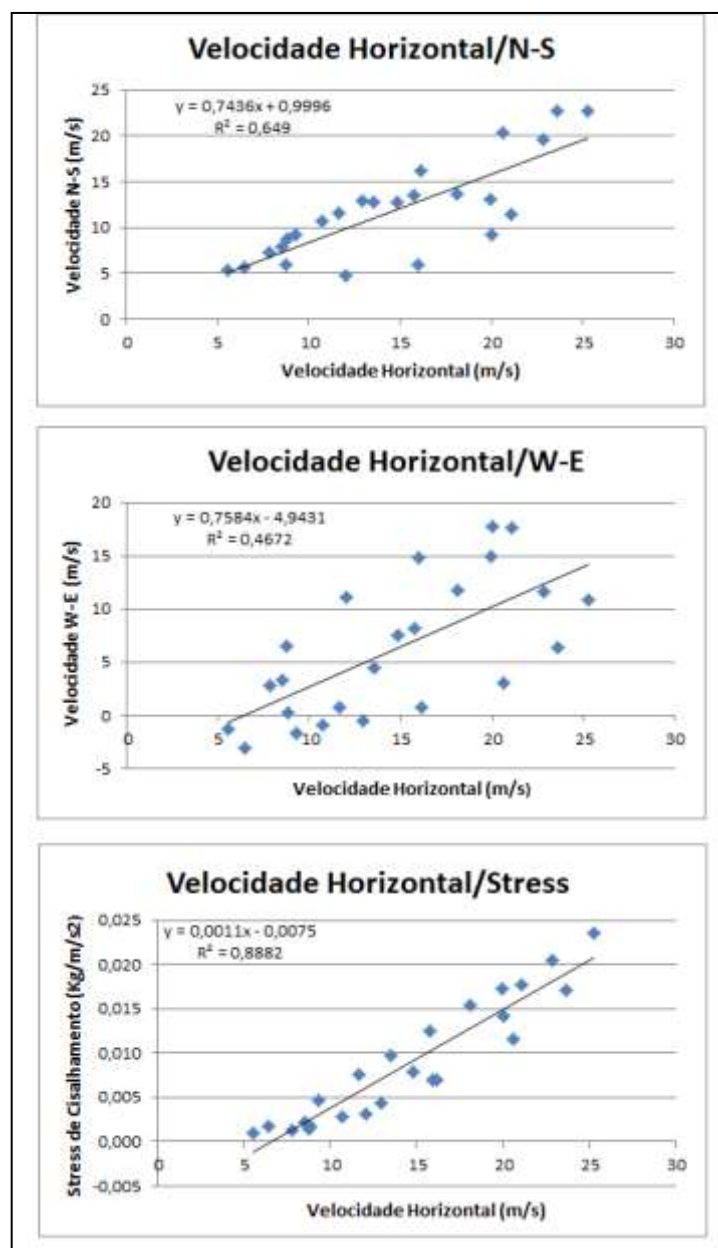


Fonte: LMD/OU/IAA/ESA/CNES.

A Figura 31 ilustra as correlações lineares entre o Vento Horizontal e o Vento N-S, bem como entre o Vento W-E e o *Stress* de Cisalhamento na duna 5W sobre condições de tempestade na Ls 270°. A variação do ciclo diário do *stress* de cisalhamento apresenta uma

forte correlação com a velocidade horizontal, resultando em um valor de $R^2 = 0,8882$. Uma correlação alta, porém ligeiramente menor do que em Herschel Leste. A correlação linear entre o Vento Horizontal e sua componente N-S é de $R^2 = 0,649$, o que combina com a projeção do modelo de Fryberger (1979) para o desenvolvimento das dunas transversais. A correlação linear entre o Vento Horizontal e a componente W-E é de $R^2 = 0,4672$, Bimodal agudo.

Figura 31 – Correlações lineares do vento horizontal na duna 5W

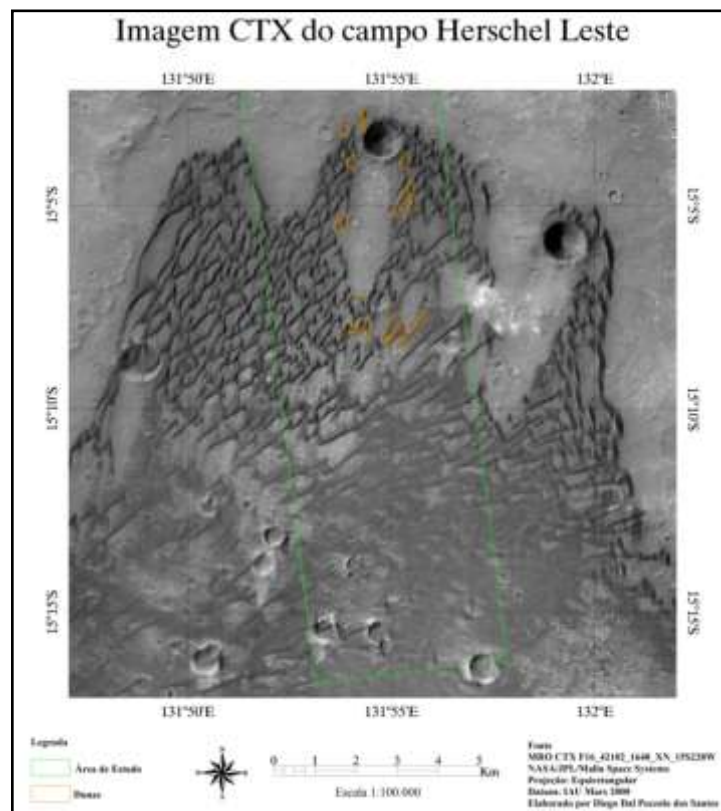


4.2 MORFOLOGIA DAS DUNAS EM HERSCHEL LESTE

O Herschel leste é um campo de dunas livre, situado entre pequenas crateras simples. Enquadrando dentro do mapa de Greeley e Guest (1987) na unidade, Hr é caracterizada por amplas superfícies planas com algumas colinas do tipo cumes enrugados (*wrinkled ridges*) semelhantes às *maria* basálticas lunares. Interpretação: lava de baixa viscosidade. O Mapa geomorfológico de Edgett (1991) enquadra o leste de Herschel dentro da unidade ih-depósitos interiores com colinas que podem ser uma mistura de brecha de impacto com depósitos sedimentares, típicos de áreas entre os anéis de impacto erodidos e a borda da cratera.

A Figura 32 representa uma imagem de contexto da Câmera CTX, do campo de dunas no setor Leste da Cratera Herschel. Percebe-se que o padrão de proto-megabarcana, similar às observadas no Deserto na Namíbia, é interrompido por uma cratera de impacto simples de 947 m de diâmetro e 32,12 m de altura da borda. Esses intervalos possuem cerca de 1,11 km de largura e 3,3 km de comprimento. A direção dos braços mais longos aponta para o centro.

Figura 32 – Imagem CTX do campo Herschel Leste



Fonte: elaborado pelo autor com base em NASA (2000)

A Figura 33 traz a imagem do sensor HiRISE do campo de dunas do campo Herschel Leste. As dunas 1E e 2E estão localizadas a NW, barlavento de uma cratera de impacto simples de 947 m de diâmetro. Um dos braços da duna 1E está escalando a borda da cratera principal. A duna 3E está localizada na saída. A duna 4E situa-se ao lado de uma cratera de 242 m de diâmetro e apresenta depósitos de transgressão e acresção bem definidos. A duna 5E localiza-se próxima à junção dos campos no final da zona de sombra da cratera. A duna 6E apresenta-se no interior de uma cratera de impacto. Manchas (*Splotches*) de material escuro deflatado da cratera. A orientação dos *Splotches* também é um indicador da direção do vento. A duna 7E é formada por duas dunas aglutinadas. A duna 8E localiza-se ao sul do campo, sendo uma transição/colisão com dunas transversais. A duna 9E, a maior em altura, colisão lateral de Barcanas gordas, e a duna 10E a sotavento da cratera, com uma colisão fora de centro (*off-center*) de múltiplas dunas e um dos chifres sendo capturado por uma pequena cratera de 202 m de diâmetro.

Na zona de sombra e no interior das crateras, ocorrem Ripple Marks de material félsico, em média de aproximadamente 1,5 m de altura e 50 m de comprimento. Algumas possuem orientação NE-SW, acompanhando a direção geral do campo, porém outras, na região central da sombra de vento, apresentam orientação W-E. Na área, ocorrem pequenas crateras de aproximadamente 25 m de diâmetro e 1 m de profundidade. Em verde, pode-se ver a demarcação dos perfis topográficos, de onde foram medidos os valores de comprimento das dunas e que podem ser vistos no anexo A. O espaçamento médio entre as dunas é de aproximadamente 600 m.

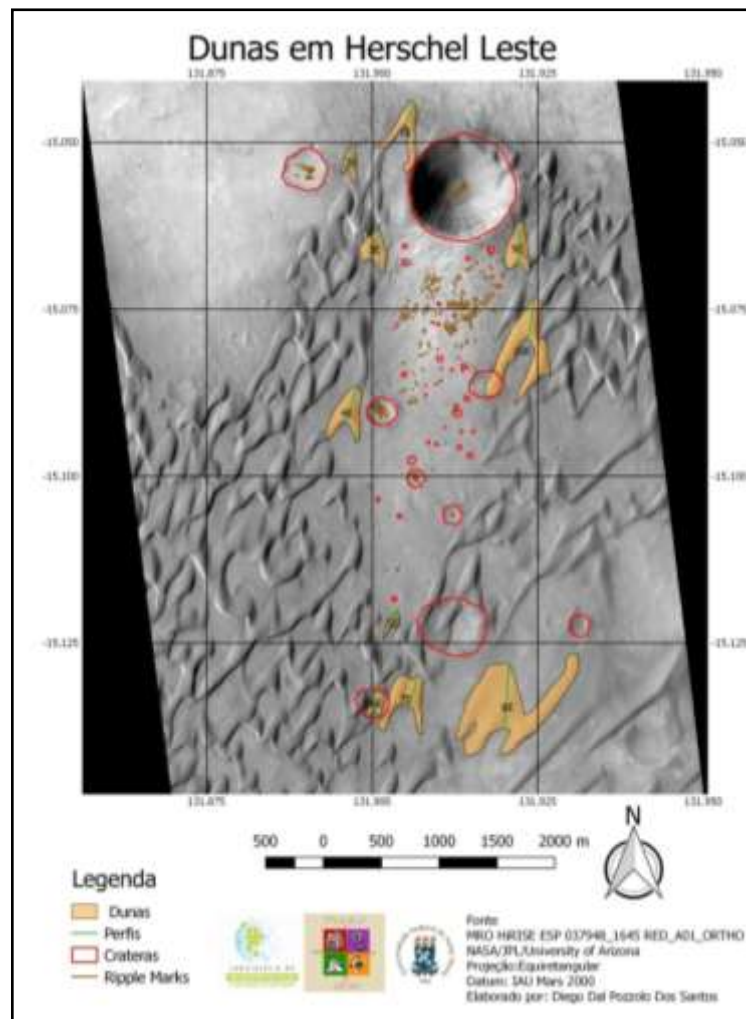
Além das Megabarcanas da Namíbia anteriormente descritas, existem outros ambientes análogos terrestres que apresentam algumas características similares às observadas em Heschel, Wolfe Creek, Austrália. Miller et al (2018) apresenta uma cratera de impacto (Astroblema) bem preservada de aproximadamente 885 m de diâmetro e 30 m de altura da borda, praticamente idêntica em dimensões à cratera principal presente no campo Herschel Leste. Porém, o tipo de dunas presentes são as dunas lineares, e o vento predominante na região é o E-W.

O campo de dunas entre a Praia da Joaquina e a Lagoa da Conceição, na porção sudeste da Ilha de Santa Catarina, conforme Bigarella (1979), apresenta ventos predominantes de Norte e uma escarpa com afloramentos graníticos que criam também uma zona de sombra. Entretanto, as dunas apresentam-se alongadas (parabólicas) por causa de tempestades vindas do Sul (frentes frias associadas à Massa Polar Atlântica), umidade e vegetação. Também

ocorrem dunas domo, já estacionárias sem face de escorregamento, a barlavento das escarpas. Há ocorrência de *blowout pits*, uma vez que a Praia da Joaquina, principal área fonte, possui pouca areia para compensar a deflação dos ventos de tempestade vindos do Sul.

Dunas gordas ocorrem em locais como os Lençóis Maranhenses, um grande campo de dunas de 1550 km² no Nordeste do Brasil. Diferente de outras áreas com dunas similares, como Sinai ou White Sands, essa é uma região de clima úmido, com precipitação entre 1500 e 2000 mm anualmente. De acordo com Parteli (2009), as velocidades do vento máximas são de 19,4 m/s, com médias de velocidades de 8.3 m/s durante a estação seca (Agosto-Dezembro) e 6,1 m/s durante a estação úmida (Janeiro-Julho), predominando direção E-W.

Figura 33 – Imagem HiRISE do Campo Herschel Leste



Fonte: NASA/JPL/University of Arizona.

A Tabela 4 descreve parâmetros horizontais das dunas no campo Herschel Leste. Todas as barcanas identificadas no campo a leste de Herschel são de barcanas gordas. Conforme Hargitai (2014), caracterizadas com amplas faces de barlavento, as barcanas gordas se desenvolvem sobre baixa velocidade de cisalhamento e substancial suprimento de areia. Dunas Gordas e atarracadas tendem a ocorrer nas bordas de campos de dunas, especialmente em locais onde o controle topográfico do vento se faz presente, como complementam Bourke e Goudie (2009). Outro parâmetro horizontal é a área cuja média das dez dunas é de 104.970m². A maior área é a da duna 8E com 422.102 m² e a menor área a 5E com 13.077m². O azimute médio é de 189° 29'34.

Tabela 4 – Dunas no leste de Herschel (Parâmetros Horizontais)

| Duna | Comprimento a (m) | Largura c (m) | a/c | Área (m²) | Tipo | Azimute |
|-------------|----------------------------------|------------------------------|------------|---------------------------------|-------------|----------------|
| 1E | 209,168 | 111,342 | 1,878 | 67.079 | Gorda | 196° 15' 33'' |
| 2E | 162,533 | 77,584 | 2,095 | 24.749 | Gorda | 188° 25' 26'' |
| 3E | 272,587 | 190,182 | 1,433 | 54.980 | Gorda | 190° 08' 08'' |
| 4E | 275,893 | 249,098 | 1,108 | 81.055 | Gorda | 194° 46' 21'' |
| 5E | 118,075 | 114,190 | 1,034 | 13.077 | Gorda | 194° 59' 06'' |
| 6E | 112,703 | 96,898 | 1,163 | 22.552 | Gorda | 182° 12' 51'' |
| 7E | 273,501 | 279,087 | 0,980 | 98.813 | Gorda | 196° 00' 20'' |
| 8E | 345,820 | 352,339 | 0,981 | 422.103 | Gorda | 183° 28' 44'' |
| 9E | 201,652 | 116,744 | 1,727 | 63.191 | Gorda | 180° 20' 05'' |
| 10E | 333,746 | 255,223 | 1,308 | 202.108 | Gorda | 188° 19' 04'' |
| Médias | 230,568 | 184,269 | 1.371 | 104.971 | - | 189° 29' 34'' |

Fonte: Elaborado pelo autor (2021)

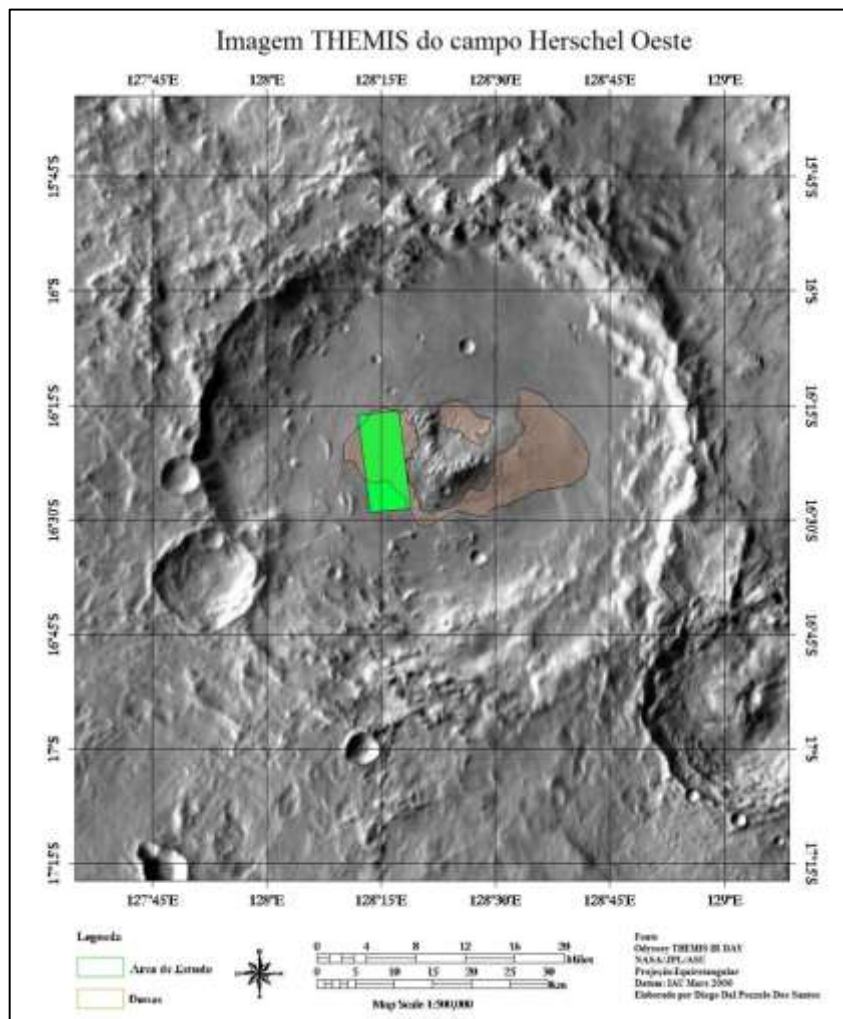
4.3 MORFOLOGIA DAS DUNAS EM HERSCHEL OESTE

O campo Herschel Oeste localiza-se no interior da grande cratera de impacto complexa, de 64,18 km de diâmetro na margem sudoeste da cratera Herschel. Esse campo está distante 231 km a SW do Campo Herschel Leste. A cratera possui 2634,39 m de profundidade e apresenta um pico central soerguido em forma de L, com 1100,69 m de altitude, rotacionado 25° no sentido anti-horário. A grande variação de tipos de dunas incluindo barcanas, barcanóides alongadas e dunas Estrela, refletem ventos de diferentes direções influenciados

pela topografia, e as orientações das faces de escorregamento apresentam uma grande dispersão, o que está relacionado a um complexo regime local de ventos.

De acordo com o mapa de Greeley e Guest (1991), o campo está localizado na unidade cs, onde se formam assoalhos planos a moderadamente ondulados na maioria das crateras de impacto que possuem bordas contínuas. Interpretação: principalmente depósitos eólicos, movimentos de massa ou depósitos de fluviais, principalmente de idade amazoniana, considerado no mapa de Edgett (1991) unidade sm – depósitos aplainados. A Figura 34 traz uma imagem de contexto Themis. O retângulo verde é o *footprint* da imagem PSP 04350_1650.

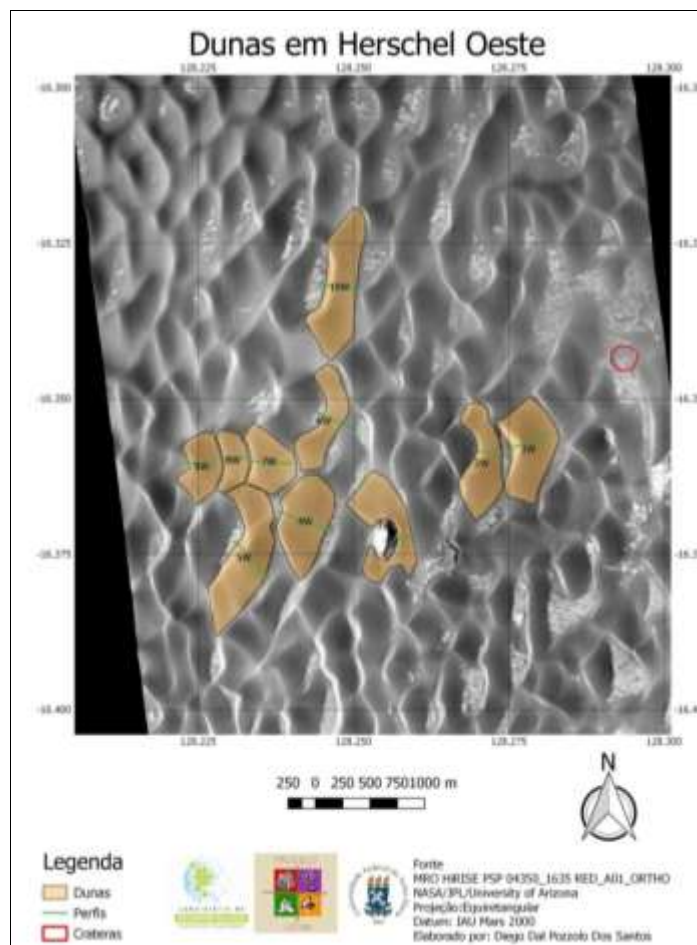
Figura 34 – Imagem THEMIS do campo Herschel Oeste



Fonte: Elaborado pelo autor com base em NASA/JPL/ASU.

A imagem HiRISE (Figura 35) mostra o campo de Herschel Oeste em detalhes. Observa-se que as dunas 1W, 2W, 6W, 7W, 8W e 9W formam um comboio, enquanto 3W, 4W e 5W formam outro. A duna 3W, extremamente delgada, na forma de uma letra C invertida, que inicia o segundo comboio, encontra-se ancorada em um *Yardang* de 385,64 m de largura e 37,80 m de altura. *Yardangs*, conforme Bridges e Laity (2013), são cumes, de forma geralmente alongada com um grande eixo paralelo à direção do vento mais forte, compostos por facetas planas e polidas como clara indicação de abrasão eólica. Em Marte, *yardangs* são amplamente alastrados, indicando que a abrasão é significativa em escala planetária. Em comparação ao campo Herschel Leste, aparenta possuir um maior depósito de areia. Em verde, pode-se ver os perfis topográficos das dunas em Herschel Oeste (cf. Anexo B). O espaçamento médio entre as dunas é de, aproximadamente, 300m. Ocorre nesse campo apenas uma única cratera de impacto por volta de 240 m de diâmetro e 9,1 m de profundidade, localizada no extremo leste da imagem.

Figura 35 – Imagem HiRISE do Campo Herschel Oeste



Fonte: Elaborado pelo autor com base em NASA/JPL/University of Arizona

No campo oeste da cratera Herschel, como visto na Tabela 5, das 10 dunas estudadas, cinco são delgadas e 2 normais. Bourke e Goudie (2009) caracterizam esses tipos de dunas como feições de área com regime de vento unidirecional, com pouco influxo de areia e altas velocidades de vento *stress* de cisalhamento. A média das 10 áreas é de 305.268,700 m², sendo a maior área 476.275 m² na duna 5W, e a menor duna é a 8W com 129.736 m². A média dos azimutes é de 278°18'59.

Tabela 5 – Dunas no Oeste de Herschel (Parâmetros Horizontais)

| Duna | Comprimento Largura | | a/c | Área (m ²) | Tipo | Azimute |
|--------|---------------------|----------|-------|---------------------------|------------|------------|
| | a (m) | c (m) | | | | |
| 1W | 336,599 | 672,886 | 0,500 | 370.913,460 | Normal | 248°44'21" |
| 2W | 186,420 | 552,829 | 0,337 | 301.545,641 | Delgada | 272°10'48" |
| 3W | 91,283 | 603,407 | 0,151 | 325.617,960 | Delgada | 272°14'49" |
| 4W | 428,643 | 248,139 | 1,727 | 360.582,908 | Gorda | 290°19'18" |
| 5W | 305,972 | 857,343 | 0,357 | 476.275,511 | Delgada | 318°34'43" |
| 6W | 272,091 | 649,557 | 0,419 | 237.862,839 | Normal | 293°02'40" |
| 7W | 307,468 | 419,423 | 0,733 | 222.756,177 | Atarracada | 273°23'20" |
| 8W | 183,086 | 506,224 | 0,362 | 129.736,317 | Delgada | 267°05'23" |
| 9W | 188,607 | 284,443 | 0,663 | 193.486,447 | Atarracada | 271°23'48" |
| 10W | 229,412 | 754,758 | 0,304 | 433.909,736 | Delgada | 276°10'36" |
| Médias | 252,958 | 530,083 | 0,566 | 305.268,700 | - | 278°18'59" |

Fonte: Elaborado pelo autor (2021).

4.4 ANÁLISE DOS PERFIS TOPOGRÁFICOS

A análise dos parâmetros verticais das dunas no campo Herschel leste é descrita na Tabela 6 e que pode ser vista no anexo A. A Altura média das cristas (Hc) é de 14,420m, sendo a duna 9E a mais alta com 26,964m, e a 2E a mais baixa do campo com 8,416m. É um fato notável que as dunas mais altas e íngremes são justamente aquelas localizadas ao lado das crateras de impacto. Existe uma predominância de dunas de topo com curvatura convexa, como as dunas 3E e 9E que apresentam a curvatura do topo retilíneo. Esse efeito é causado pelos ventos mais intensos, gerado pelos vórtices ferradura, que levam à deposição de material que foi erodido das bordas da cratera. As dunas 1E, 3E, 4E e 9E possuem declividade acima dos 32° na face de escorregamento. A duna 8E apresenta uma declividade bastante

suave de 4,28°. A média das 10 dunas é de 27,83°, porém, ao se desconsiderar a duna 8E (valor *outlier*), essa média sobe para 30,45°.

Tabela 6 – Dunas no campo Herschel Leste (Parâmetros Verticais)

| Duna | Altura da Crista (Hc) m | Altura da Face (Hs) m | Curvatura | Declividade (°) |
|--------|----------------------------|--------------------------|-----------|--------------------|
| 1E | 17,112 | 15,511 | Convexa | 33,78° |
| 2E | 8,416 | 4,035 | Convexa | 25,04° |
| 3E | 10,491 | 9,962 | Retilínea | 34,77° |
| 4E | 20,571 | 18,698 | Convexa | 32,47° |
| 5E | 8,507 | 7,080 | Convexa | 29,31° |
| 6E | 9,718 | 8,155 | Convexa | 28,49° |
| 7E | 11,151 | 8,815 | Convexa | 31,34° |
| 8E | 10,120 | 7,899 | Convexa | 4,28° |
| 9E | 26,964 | 25,754 | Retilínea | 32,34° |
| 10E | 21,155 | 11,199 | Convexa | 26,49° |
| Médias | 14,420 | 11,710 | - | 27,83° |

Fonte: Elaborado pelo autor (2021)

Os parâmetros verticais dos perfis topográficos de Herschel Oeste são descritos na Tabela 7 e podem ser vistos no anexo B. A Altura média das cristas (Hc) é de 25,443, sendo a duna 5W a mais alta com 58,747m, e a 8W a mais baixa do campo com 7,693m. Também ocorre uma predominância de dunas com perfil convexo, com as dunas 1W, 3W, 5W retilíneas, e a duna 7W com um topo convexo-retilíneo. Apenas a duna 2W possui ângulo de declividade acima dos 32°. A média das declividades na face escorregamento é de 27,08°. Em geral, as duas áreas apresentam declividades médias similares, porém o Campo Oeste apresenta uma variabilidade menor.

Tabela 7 – Dunas no Herschel Oeste (Parâmetros Verticais)

| Duna | Altura da Crista (Hc) m | Altura da Face (Hs) m | Curvatura | Declividade (°) |
|------|----------------------------|--------------------------|--------------------|--------------------|
| 1W | 48,672 | 46,551 | Retilínea | 29,58° |
| 2W | 26,284 | 19,653 | Convexa | 32,93° |
| 3W | 14,997 | 13,937 | Retilínea | 31,31 |
| 4W | 26,214 | 19,829 | Convexa | 30,79° |
| 5W | 58,747 | 55,551 | Retilínea | 29,48° |
| 6W | 10,452 | 8,700 | Convexa | 23,77° |
| 7W | 18,899 | 14,866 | Convexa- Retilínea | 29,34° |

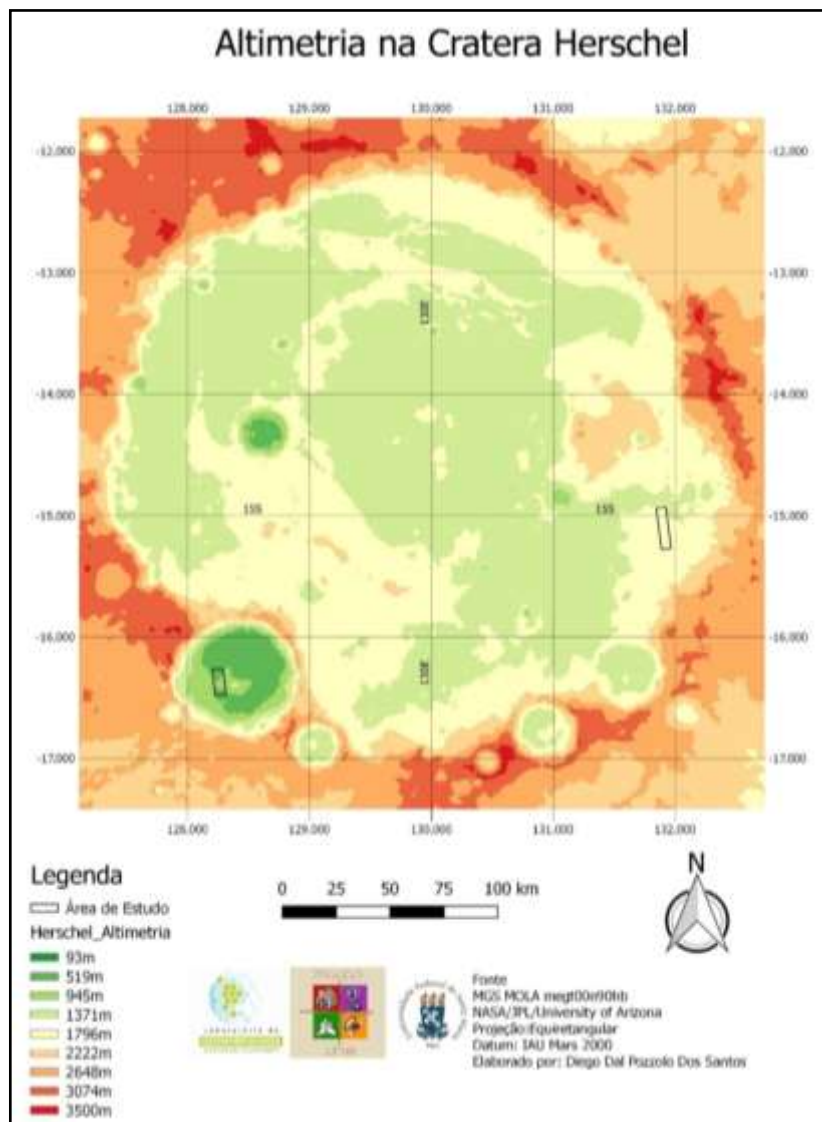
| | | | | |
|--------|--------|--------|---------|--------|
| 8W | 7,693 | 4,408 | Convexa | 15,10° |
| 9W | 19,325 | 15,449 | Convexa | 30,20° |
| 10W | 23,142 | 20,275 | Convexa | 18,30° |
| Médias | 25,443 | 21,921 | - | 27,08° |

Fonte: Elaborado pelo autor (2021)

4.5 ANÁLISES DOS MAPAS ALTIMÉTRICOS

A avaliação geral da topografia da cratera Herschel pode ser avaliada na Figura 36 e na Tabela 8.

Figura 36 – Mapa Altimétrico da Cratera Herschel



Fonte: Elaborado pelo autor com base em Nasa (2000).

A Classe 1, no intervalo altimétrico 93-518m, representa os pontos mais baixos na topografia da cratera Herschel, marcando o fundo de crateras menores no interior e na borda Oeste. A área de estudo Herschel Oeste está localizada em uma região que engloba a Classe 1 e a Classe 2 de 519-944m. A maior área no mapa é a da Classe 3 de 33.575,083km², no intervalo altimétrico de 945-1370 m, equivalente a 27,81% do total da imagem, localizada na porção central da cratera Herschel e marcada por cordilheiras dobradas. A área de estudo de Herschel Leste está inserida na Classe altimétrica 4 no intervalo 1371-1796 m e ocupa uma área de 27.992,875km², disposta na borda interna da cratera, equivalente a 23,186% da imagem. No mapa de Edgett (1991), a Classe 5, na faixa de altimetria 1797-2222m, corresponde à unidade im, o material restante do centro da cratera de impacto e regiões planas ao redor da cratera. As classes acima de 2223 m equivalem à borda externa da cratera. 68,26% da imagem está nas classes 3,4 e 5, no intervalo altimétrico 945-2222m.

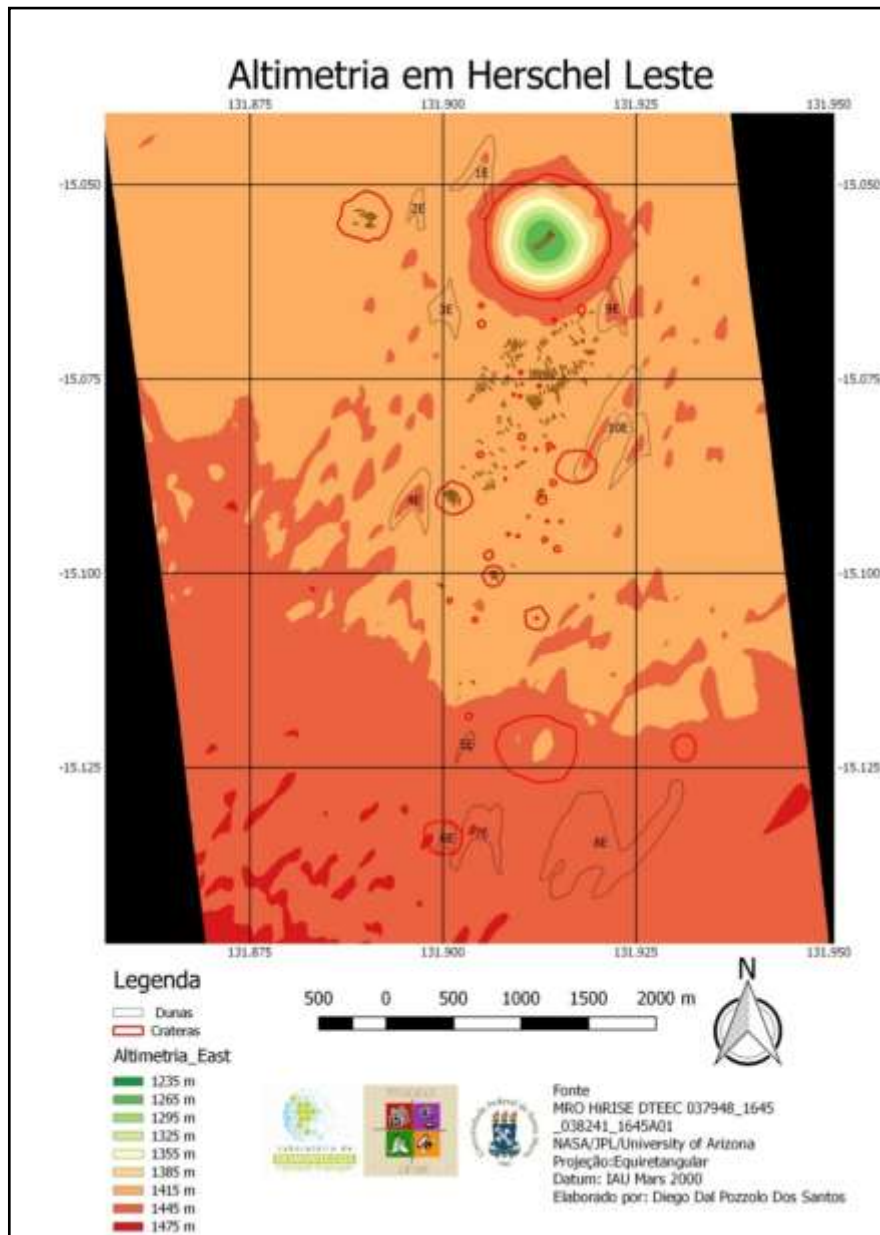
Tabela 8 – Classes altimétricas da Cratera Herschel

| Classe | Intervalo (m) | Área (Km²) | % |
|---------------|----------------------|------------------------------|------------|
| 1 | 93-518 | 1.236,205 | 1,024 |
| 2 | 519-944 | 1.061,166 | 0,879 |
| 3 | 945-1370 | 33.575,083 | 27,810 |
| 4 | 1371-1796 | 27.992,876 | 23,186 |
| 5 | 1797-2222 | 20.842,810 | 17,264 |
| 6 | 2223-2648 | 23.505,258 | 19,469 |
| 7 | 2649-3074 | 11.644,755 | 9,645 |
| 8 | 3075-3500 | 873,699 | 0,724 |
| Total | | 120.751,852 | 100 |

Fonte: Elaborado pelo autor (2021)

O campo de Herschel Leste, na Figura 37, é marcado por dunas em suave acrive. A altimetria varia em 250 m. As dunas 1E, 2E, 3E, 4E, 9E, 10E localizam-se entre níveis altimétricos 1385m-1415m na base e ocupam a posição central-norte da área de estudo. As dunas 1E, 4E, 9E, 10E, as mais altas do campo, apresentam topos acima de 1415 m. As dunas 5E, 6E, 7E, 8E possuem 1415-1445 na base. Partes da duna 7E apresentam altitudes acima de 1445m.

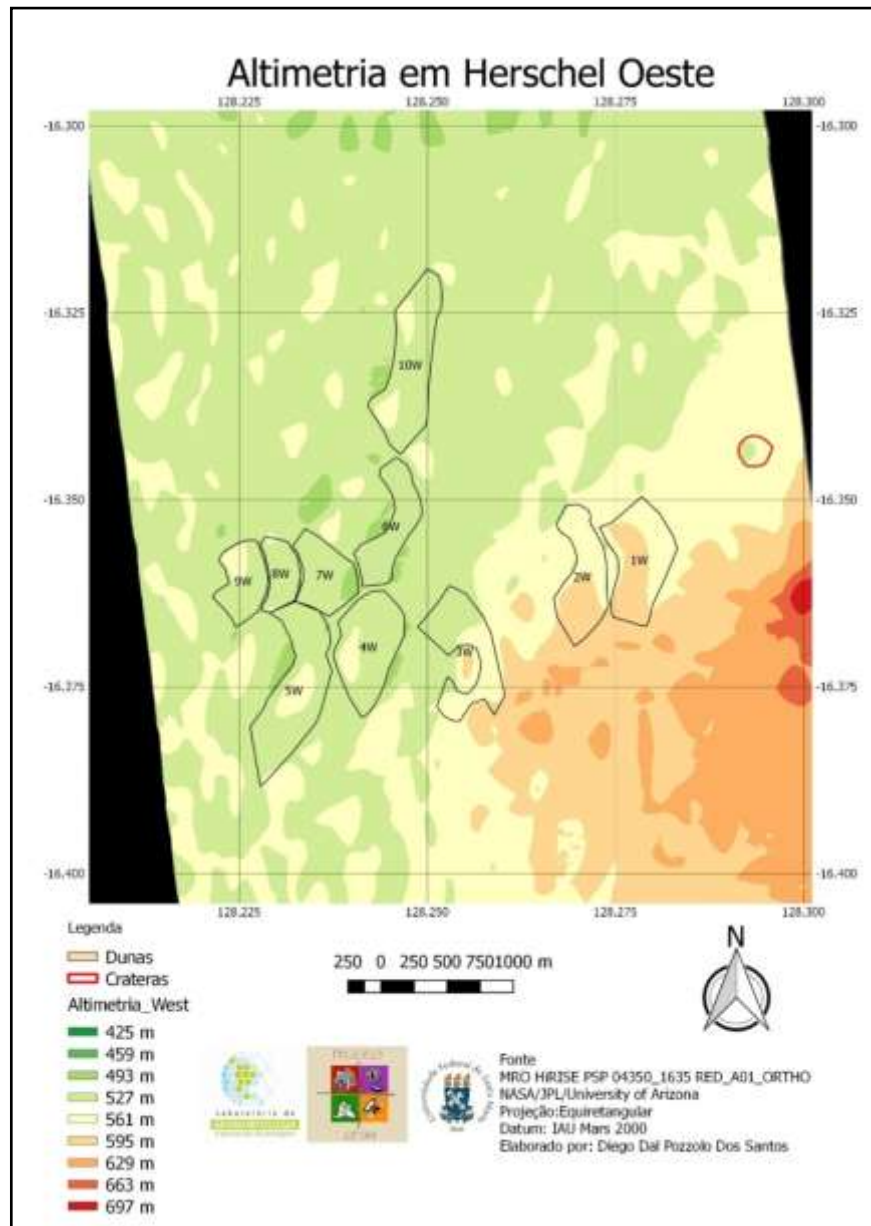
Figura 37 – Mapa Altimétrico em Herschel Leste



Fonte: Elaborado pelo autor com base em Nasa (2000).

O campo Herschel Oeste, ilustrado na Figura 38 caracteriza-se por estar em declive com 272 m de amplitude altimétrica. As dunas 1W e 2W estão no patamar acima de 561m, e as dunas 4W, 5W, 6W, 7W, 8W, 9W, 10W em um nível inferior, abaixo de 561 m, quanto à direção da migração. As dunas 1W, 2W, 7W, 8W, 9W para oeste; a 3W para sudoeste, e 4W, 5W, 6W e 10W para noroeste.

Figura 38 – Mapa Altimétrico em Herschel Oeste



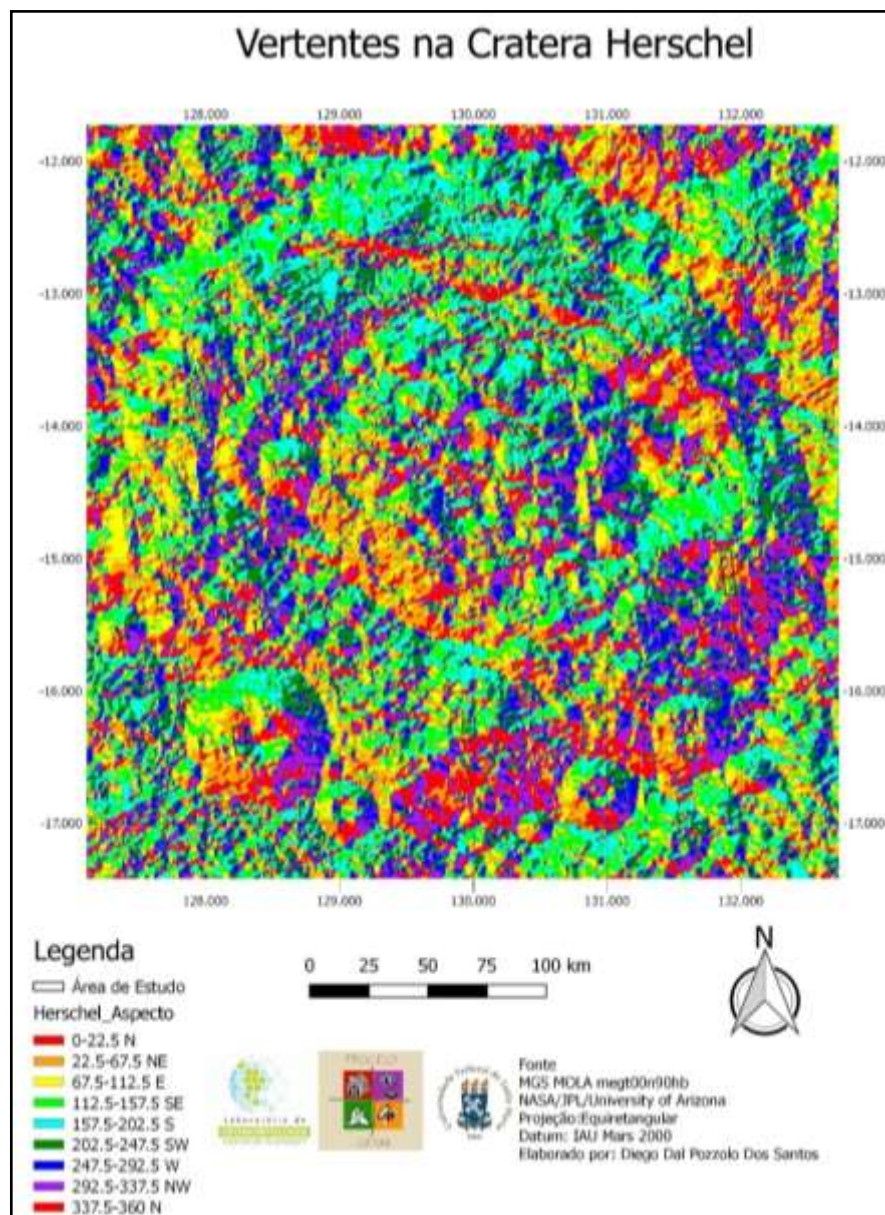
Fonte: Elaborado pelo autor com base em Nasa (2000).

4.6 ANÁLISE DOS MAPAS DE ORIENTAÇÃO DE VERTENTES

A Figura 39 e a Tabela 9 apresentam o mapa de orientação de vertentes da cratera Herschel. A maior área do mapa pertence a S com 14,70% da área total da imagem. Na área do Campo Herschel Leste predominam as orientações N, NE, E, SE. A 17 km NW da área de estudo, encontra-se uma cadeia de montanhas de 527m de altura (cota altimétrica 1748m), com

as orientações de vertentes em S, SE, acompanhando a direção predominante dos ventos na área; enquanto em Herschel Oeste as orientações predominantes são S, SW, W, NW, N. O campo Herschel Oeste localiza-se a 7 km a Oeste do pico central. A direção do vento predominante durante a maior parte do dia (E-W) é oposta às direções das vertentes do local onde se localiza o campo de dunas.

Figura 39 – Mapa de Orientação de vertentes da Cratera Herschel



Fonte: Elaborado pelo autor com base em Nasa (2000).

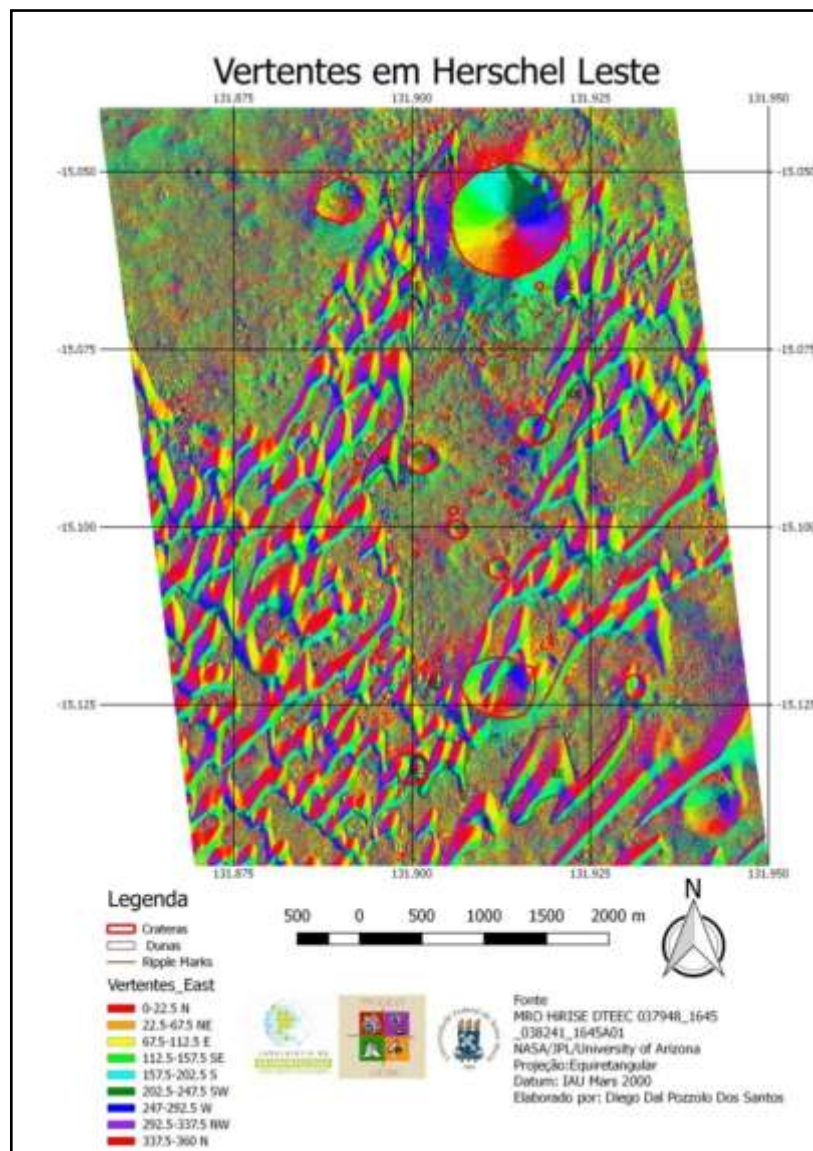
Tabela 9 – Orientação de Vertentes da cratera Herschel

| Ângulo | Quadrante | Área (Km ²) | % |
|---------------|-----------|-------------------------|--------|
| 337.5°-22.5° | N | 15.623,752 | 12,941 |
| 22.5°-67.5° | NE | 14.879,243 | 12,324 |
| 67.5°-112.5° | E | 14.296,063 | 11,841 |
| 112.5°-157.5° | SE | 15.243,892 | 12,626 |
| 157.5°-202.5° | S | 17.749,297 | 14,701 |
| 202.5°-247.5° | SW | 15.707,522 | 13,010 |
| 247.5°-292.5° | W | 13.580,906 | 11,249 |
| 292.5°-337.5° | NW | 13.651,179 | 11,307 |
| Total | | 120.751,854 | 100 |

Fonte: Elaborado pelo autor (2021)

Das dez dunas estudadas no campo Herschel Leste, oito são consideradas como barcanas clássicas (1E, 2E, 3E, 4E, 5E, 6E, 7E e 9E) e duas encontram-se na situação de colisão e transição com dunas transversais com valores outliers (8E e 10E), sendo as duas últimas suprimidas. A Figura 40 mostra a orientação de vertentes em Herschel Leste. É observado um padrão de estratificação de superposição linear similar aos identificados por Ewing (2017) no campo de Dunas Bagnold.

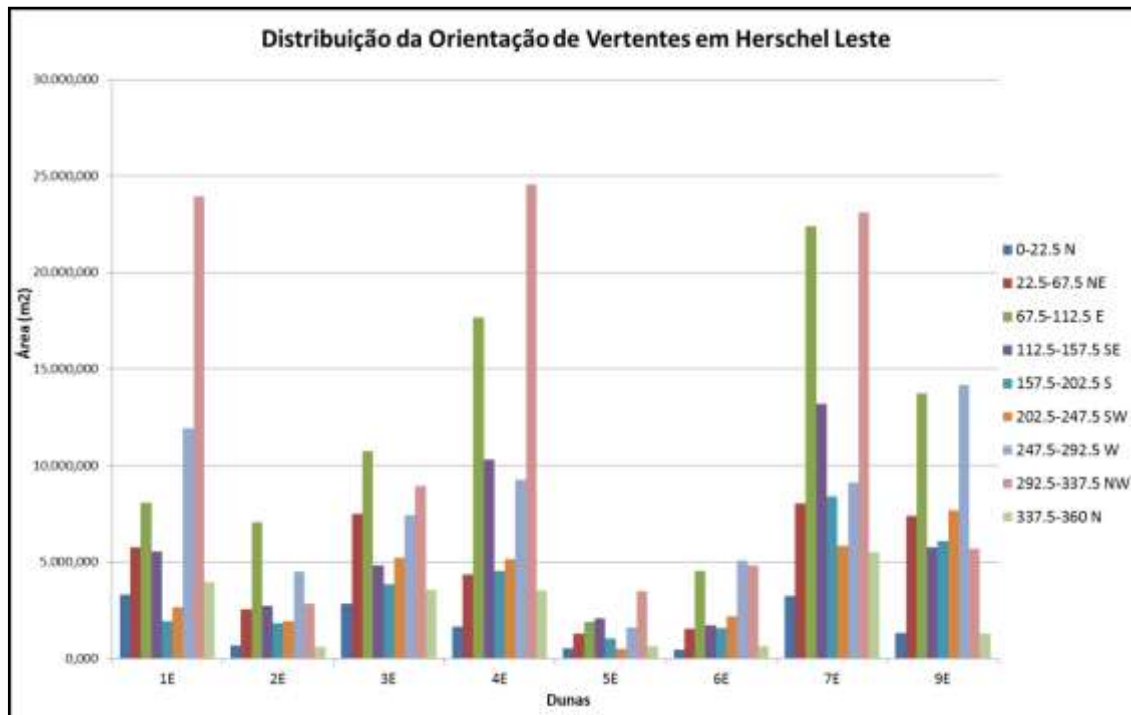
Figura 40 – Mapa de Orientação de vertentes no campo Herschel Leste



Fonte: Elaborado pelo autor (2021).

A Figura 41 mostra o histograma da distribuição de vertentes em Herschel Leste. Na face de barlavento, sobressaem-se com a maior área as dunas na vertente NW 4E (30,28%), 1E (35,70%), 7E (23,38%), na vertente E, 2E (28,48%) 7E (22,65%), 9E (21,77%) e na vertente W 9E (22,41%), 1E (17,78%), 4E (11,43%). A orientação de vertentes na face de escorregamento SE predomina nas dunas 5E (15,94%), 7E (13,35%), 4E (12,73%), 9E (9,12%). A orientação N (Crista, *ripple marks* que ocorrem na face de barlavento) 1E (10,83%), 7E (8,86%) e 4E (6,38%).

Figura 41 – Histograma da distribuição de vertentes em Herschel Leste



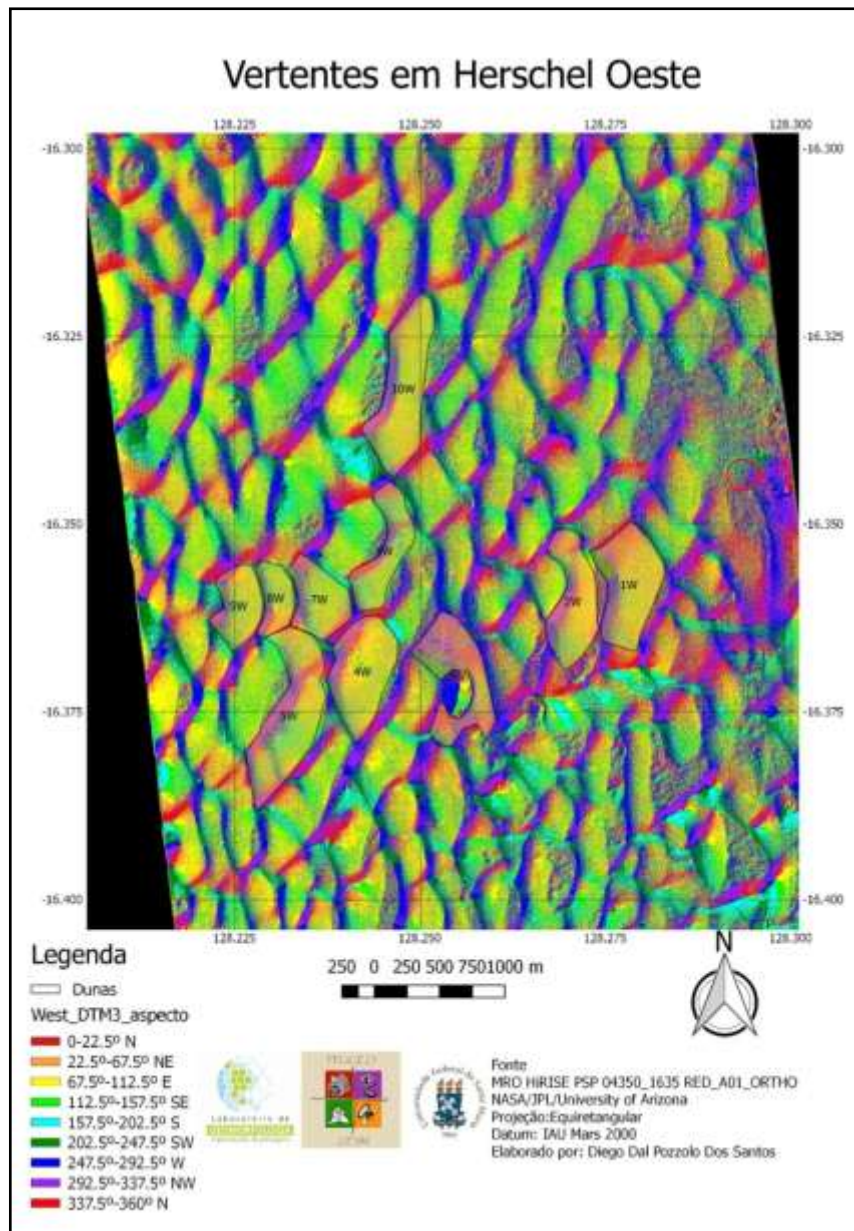
Fonte: Elaborado pelo autor (2021).

No caso de Herschel Oeste (Figura 42), é notável o processo de alongação das dunas, considerando que os ventos predominantes são oblíquos ou opostos à face de escorregamento das dunas. Nota-se um formato diferenciado nas dunas com amplas faces de barlavento que acabam tornando-se área de deposição, gerando uma forma trapezoidal ou de dente molar. Há pouquíssimo desenvolvimento dos chifres, como ocorre no campo de Herschel Leste. Predomina nas faces de barlavento com orientação de vertente E (67.5°-112.5°) com *ripple marks* de orientação SE (112.5°-157.5°). As faces de escorregamento apresentam orientação W (247.5°-292.5°) e NW (292.5°-337.5°).

Segundo Tsoar (2004), a ocorrência de erosão ou deposição depende do ângulo de incidência entre o vento e a linha da crista. Quando o ângulo é $< 40^\circ$, o vento defletido tem o poder de erodir areia ao longo da face de barlavento. Quando o vento é próximo de 90° , a velocidade do vento divergente cai e ocorre a deposição. Os ventos bidirecionais geram picos e alças na face de escorregamento. A falta de uniformidade na direção dos ventos resulta em uma irregularidade nas taxas de erosão e deposição. Como resultado, ocorre a formação de uma série de picos e alças ao longo do comprimento das dunas. Os picos resultam da

deposição mais efetiva e são erodidos pela menos efetiva. O oposto ocorre com as alças, recebendo a deposição dos ventos menos efetivos e a erosão dos ventos mais efetivos.

Figura 42 – Mapa de Orientação de Vertentes do Campo Herschel Oeste

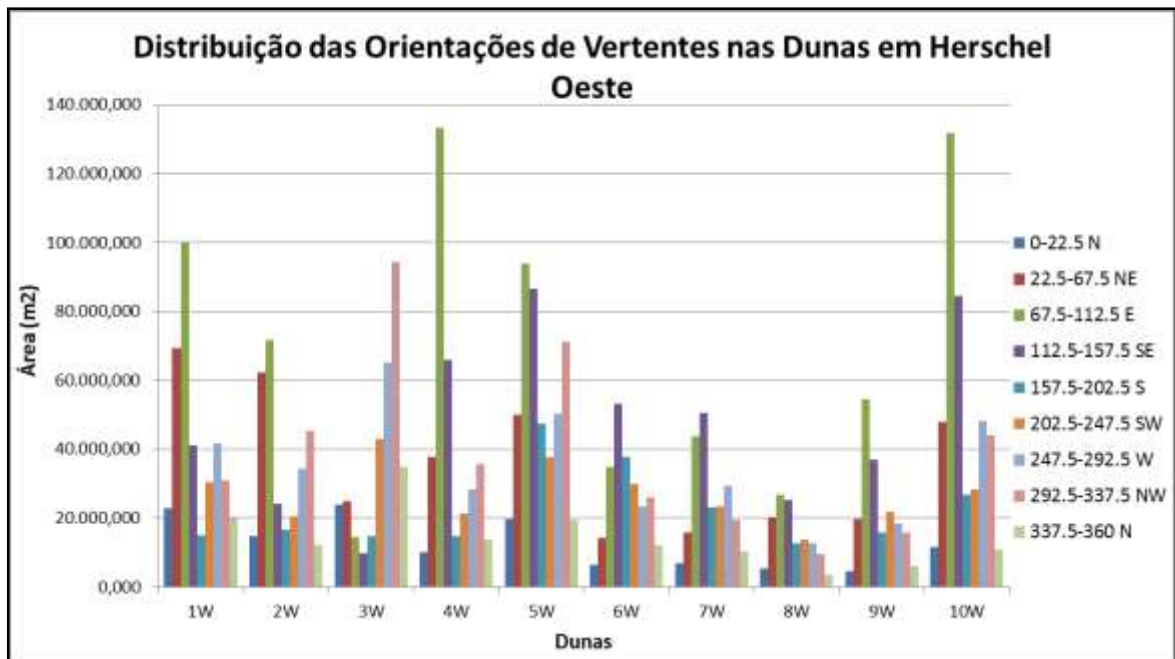


Fonte: Elaborado pelo autor (2021).

A Figura 43 destaca o predomínio de áreas com orientação E: as dunas 10W (30,37% da área) 4W (36,93%) e 1W (26,94%). No direcionamento SE, as dunas mais destacadas em área são 6W (22,38%), 7W (22,72%) e 10W (19,49%). Na orientação W, as dunas mais

proeminentes são 3W (20,04%), 7W (13,15%) e 2W (11,37%). Com o direcionamento NW, as dunas mais destacadas são 3W (29,02%), 2W (15%) e 5W (14,92%).

Figura 43 – Histograma da distribuição de vertentes em Herschel Oeste

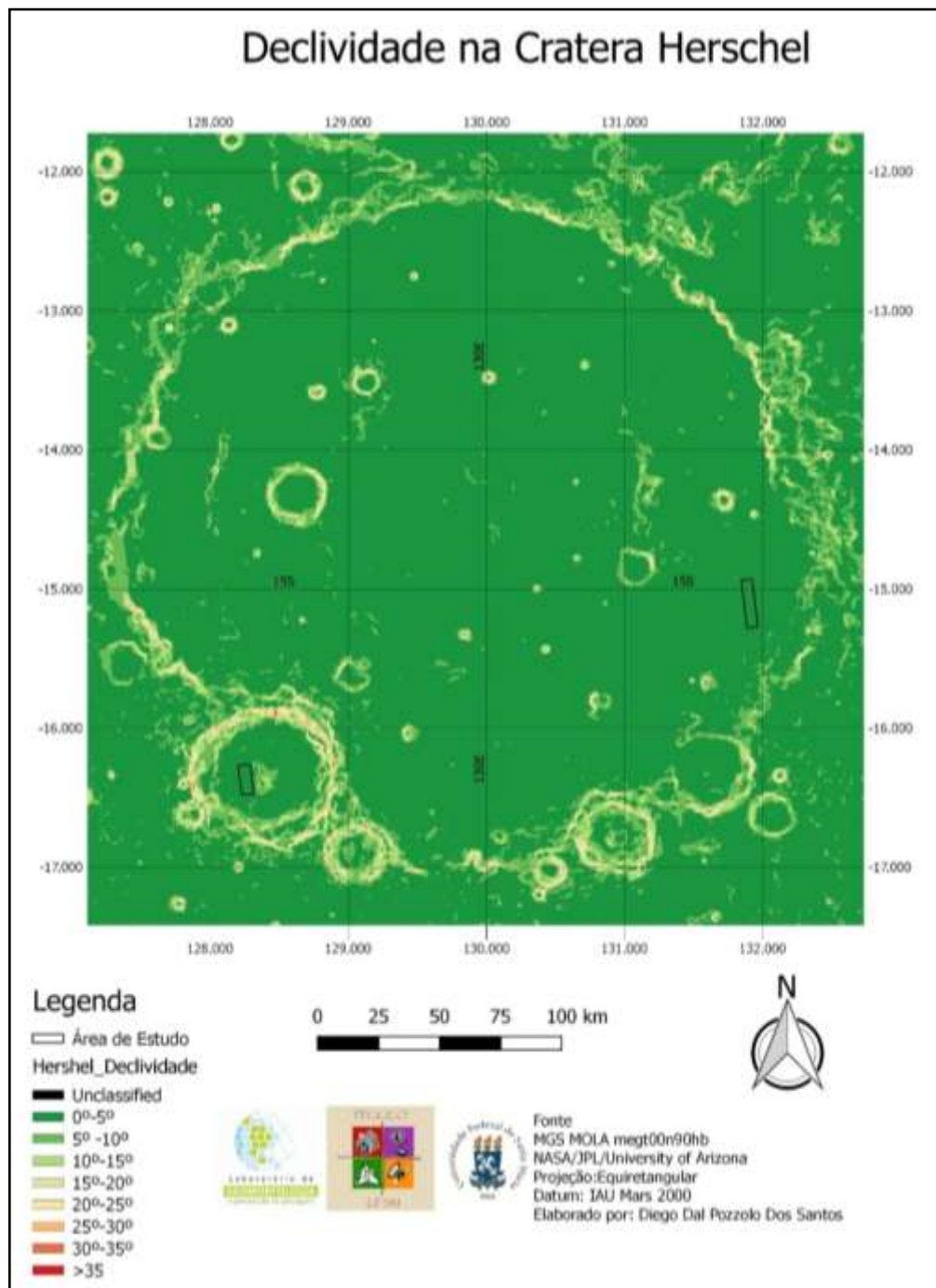


Fonte: Elaborado pelo autor (2021).

4.7 ANÁLISE DOS MAPAS DE DECLIVIDADE

O mapa de declividades da cratera Herschel pode ser visto na Figura 44 e na Tabela 10. Pode-se considerar que a área da cratera Herschel é extremamente plana: 85,55% da área total está entre 0°-5° de declividade. Esse fato poderia torná-la uma zona de pouso interessante para sistemas baseados em *airbags*, como nas missões *Pathfinder*, *Spirit* e *Opportunity*, que exigem grandes áreas planas. As declividades mais altas estão localizadas nas bordas das crateras de impacto, estando os valores mais altos justamente ao norte da cratera que abriga o campo Herschel Oeste – cratera que também apresenta valores entre 10°-15° no pico central de impacto localizado a leste.

Figura 44 – Mapa de declividades da Cratera Herschel



Fonte: Elaborado pelo autor (2021).

Tabela 10 – Declividades da Cratera Herschel

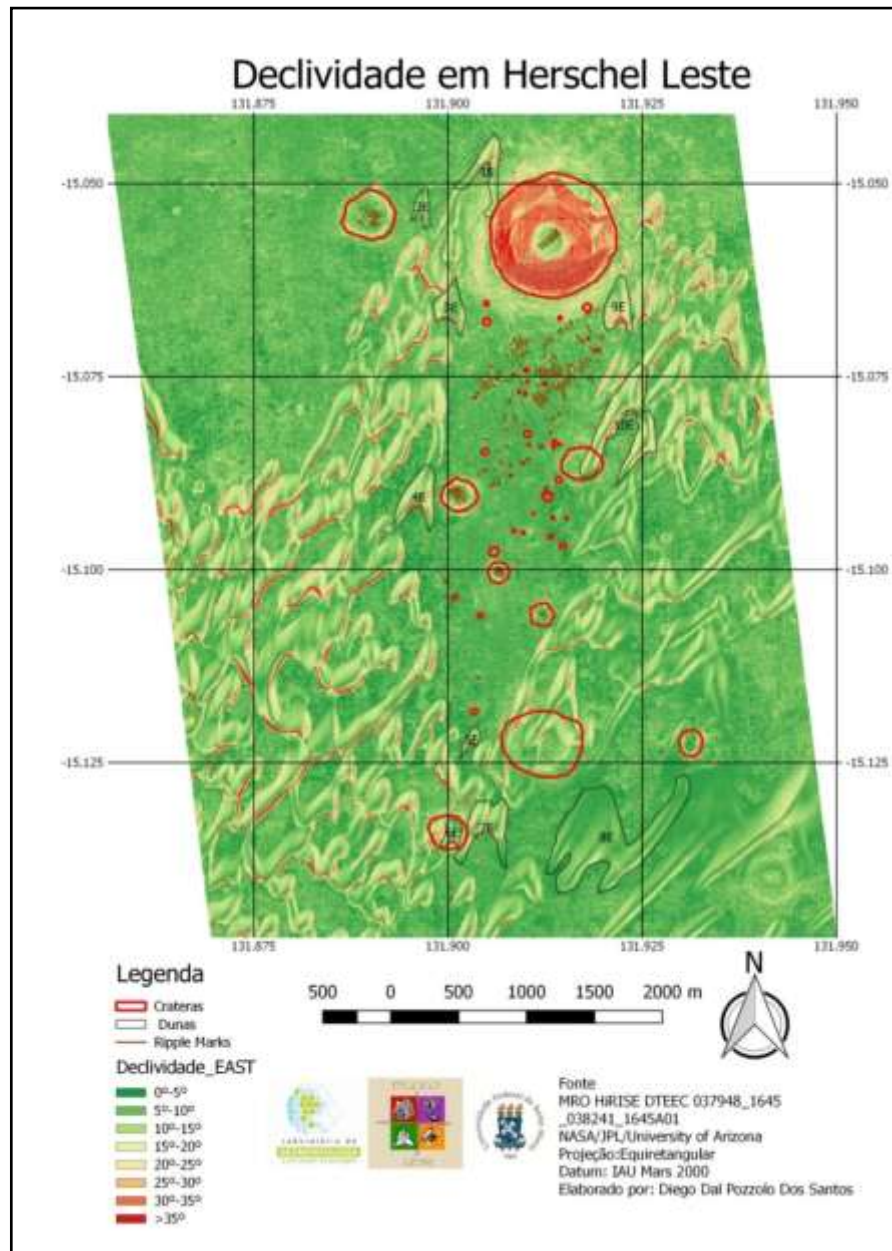
| Classe | Declividade (°) | Área (Km²) | % |
|---------------|------------------------|------------------------------|------------|
| 1 | 0-5 | 103.307,997 | 85,554 |
| 2 | 5-10 | 11.818,724 | 9,788 |
| 3 | 10-15 | 3.661,268 | 3,032 |
| 4 | 15-20 | 1.346,971 | 1,115 |
| 5 | 20-25 | 485,055 | 0,402 |
| 6 | 25-30 | 103,696 | 0,086 |
| 7 | 30-35 | 8,570 | 0,007 |
| 8 | >35 | 1,285 | 0,001 |
| | Unclass | 18,288 | 0,15 |
| | Total | 120.751,854 | 100 |

Fonte: Elaborado pelo autor (2021).

A Figura 45 apresenta o mapa de declividades no campo Herschel Leste. Notam-se as declividades maiores no interior das crateras de impacto e nas faces de escorregamento das dunas. Algumas áreas são profundamente sombreadas, gerando descontinuidade nos dados da estereoscopia, especialmente no setor Oeste da cratera de impacto principal.

As dunas de Herschel Leste, quando comparadas nas dunas do campo Bagnold na cratera Gale, são especialmente íngremes, com a ocorrência de declividades maiores mesmo na face de barlavento, principalmente nas vertentes voltadas ao centro da sombra do vento, gerando faces de escorregamento secundárias. Formas lineares sobrepostas são similares às identificadas nas faces de Barlavento no Campo Bagnold e White Sands.

Figura 45 – Mapa das declividades do Campo Herschel Leste

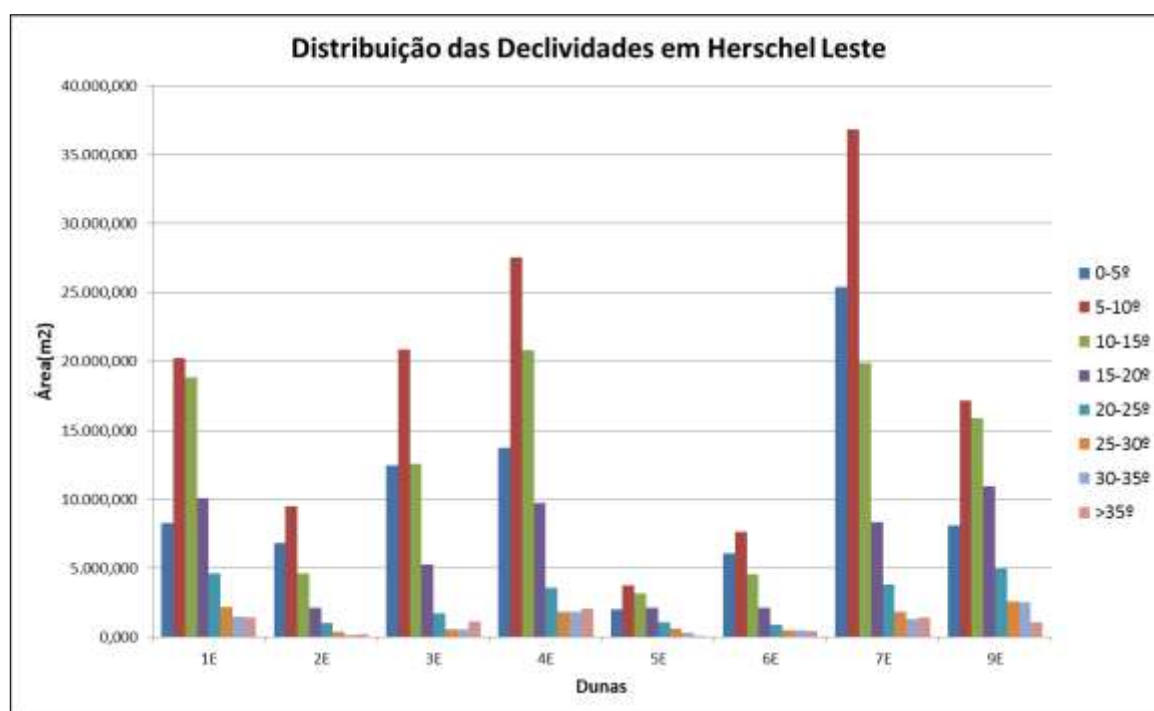


Fonte: Elaborado pelo autor (2021).

As dunas em Herschel são maiores do que as dunas do campo Bagnold, sendo estas comparáveis em tamanho à duna 5E, a menor duna em Herschel Leste. Porém, como mostra o histograma da Figura 46, pode-se ver que a maior parte da área das dunas do campo Herschel Leste concentra-se entre 5°-10°, com destaque especial para as dunas 3E (37,99%), 7E (37,31%) e 4E (34,01%). No intervalo 30°-35°, marcado pelas faces de escorregamento, as mais distintas são 9E (3,94%), 4E (2,25%) e 5E (2,43%). Em nível de comparação, a duna 8E,

excluída da análise por ser considerada um valor *outlier*, apresentou 60,87% da sua área entre 0°-5°.

Figura 46 – Histograma da distribuição das declividades do Campo Herschel Leste

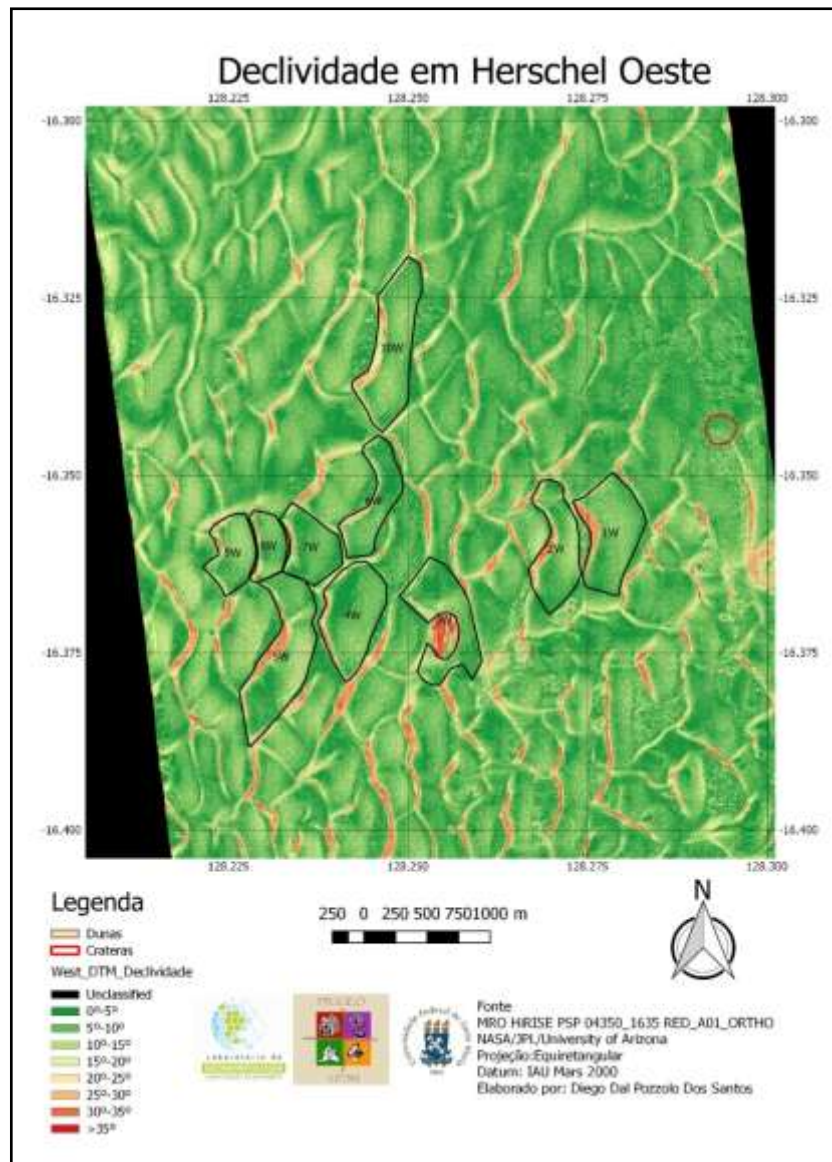


Fonte: Elaborado pelo autor (2021).

A Figura 47 representa o mapa de declividades de Herschel Oeste. As declividades maiores ocorrem nas faces de escorregamento, as quais acontecem em função do formato assimétrico das dunas. O principal obstáculo ao avanço das dunas é justamente o *Yardang* circundado pela duna 3W. Como um análogo terrestre ao formato de dunas em forma de Oasis de Liwa, cita-se uma megabarcana composta e complexa, marcada pela sobreposição de dunas menores, na tríplice fronteira entre Emirados Árabes Unidos, Oman e a Arábia Saudita, na margem do mar de areia de Rub Al Khali (EL SAYED, 2000). Devido ao tamanho gigante das barcanas, as áreas interdunas aparecem como depressões fechadas que podem variar em forma irregular, triangular a circular ou semicircular. A direção das faces de escorregamento é oposta à direção do vento predominante atual (Shamal, NNW) e em declive. Da perspectiva orbital pelo relato de Bishop (2010), as mudanças quanto à morfologia, à orientação e ao tamanho das dunas podem ser explicadas pelas alterações direcionais e de intensidade do

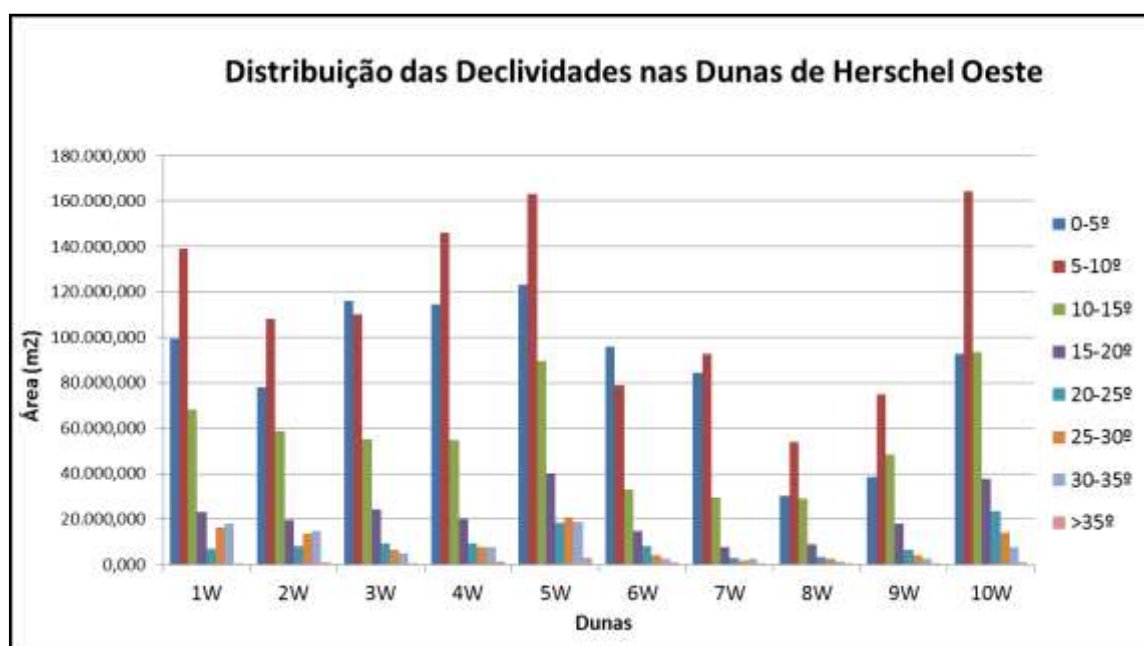
vento. As variações na topografia tiveram como consequência no volume de sedimento, crescimento das dunas e na disponibilidade para o transporte.

Figura 47 – Mapa das declividades do Campo Herschel Oeste



Com relação ao estudo das declividades no campo Oeste, na Figura 48, nota-se que a maior parte da área das dunas também se concentra entre 5°-10°, com destaque especial para as dunas 7W (41,57%), 8W (41,50%) e 4W (40,47%). No intervalo 30°-35°, marcado pelas faces de escorregamento, as mais distintas são 2W (4,92%), 1W (4,88%) e 5W (3,95%). A duna 6W, com declividade 0°-5°, ocupa 40,19% da área total da duna.

Figura 48 – Histograma da distribuição das declividades do Campo Herschel Oeste



Fonte: Elaborado pelo autor (2021).

5 CONCLUSÕES

O Estudo dos campos de dunas na cratera Herschel, por meio da análise de modelos climáticos, de imagens orbitais de alta resolução espacial e de modelos de terreno, demonstra o controle topográfico sobre a atividade eólica e seus reflexos sobre os campos de dunas de forma distinta que podem ser resumidos da seguinte maneira:

- o Campo Herschel Leste caracteriza-se pelo regime de ventos unimodal no Eixo predominante N-S e por padrões de vento do tipo Tsoar durante a noite e Bagnold durante o dia. Apresenta barcanas gordas e livres em aclave. Possui evolução para barcanóides axiais, com Dunas transversais. Tem predomínio das orientações NW, E, W (Barlavento) SE, (escorregamento). Possui megabarcana interrompida por cratera de impacto de 947 m de diâmetro. Destaca-se como fenômeno a sombra de vento gerada pela cratera de impacto principal. Possui pouca variação de azimute e predomínio da declividade de 5-10°. Há *Ripple marks* na região interduna que foram influenciados pelo vento noturno e pela topografia. Em suma, condições similares foram identificadas em ambientes análogos terrestres, como White Sands, (Novo México), Wolfe Creek (Austrália) e Lagoa da Conceição (Santa Catarina);

b) o Campo Herschel Oeste bimodal agudo, no Eixo predominante W-E, possui padrão de vento do Tipo Bagnold durante a noite e Tsoar durante o dia. Apresenta dunas normais e delgadas em declive, algumas ancoradas em *Yardangs*. Há predomínio das orientações E, SE, NE (barlavento), W, NW (escorregamento) e da declividade de 5-10°. Além disso, possui muita variação de azimute. Como análogo terrestre, tem-se o Oasis de Liwa (Emirados Árabes Unidos /Arábia Saudita).

A aplicação de diversas técnicas levou a um todo coerente. Este trabalho de mapeamento planetário não apenas gera uma visão das relações espaciais e a evolução geomorfológica das dunas dos campos de dunas em Marte e sua interação com as crateras, como também estabelece análogos com ambientes terrestres que possuem condições similares. O mapeamento de alta resolução, os estudos de padrões de dunas, as informações morfométricas e os modelos de vento de mesoescala são ferramentas familiares dos geógrafos. Os dados podem diferir, o planeta pode ser outro, mas as estratégias e os princípios da pesquisa geográfica são os mesmos.

Ao longo desta pesquisa, alguns desafios enfrentados decorreram da integração e da análise de uma grande quantidade de dados de diversas fontes, o que demandou longo tempo de processamento. Novas técnicas de análise baseadas em Inteligência Artificial, como *Data Mining* e *Machine Learning* e como classificações baseada em objeto (OBIA), poderão acelerar esses processos, da forma mais precisa, eficiente, rápida e automatizada. A exploração planetária progride com novas missões, como HOPE e *Perseverance* a caminho de Marte. Outras áreas como o grande erg circumpolar do polo norte apresenta características diferenciadas relacionadas à sublimação sazonal do dióxido de carbono.

REFERÊNCIAS

- ADAMS, J. B.; GILLESPIE, A. R. **Remote Sensing of Landscapes with Spectral Images: A Physical Modeling Approach**. New York: Cambridge University Press, 2006. 379 p.
- ADCOCK, C. T. **Determining Formative winds Through Geomorphology: Herschel Crater, Mars**. Master's degree in Geology. Stillwater: Oklahoma State University, 2004, 173 p.
- ALBEE, A. L. et al. Overview of the Mars Global Surveyor mission. **Journal of Geophysical Research**, v. 106, n. E10, p. 23291-23316, 2001.
- ALLEN, C. C. et al. Martian regolith simulant JSC Mars-1. **29th Annual Lunar and Planetary Science Conference**, mar. 1997, Houston, TX, abstract n. 1690.
- BAGNOLD, R. A. **The physics of blown sand and desert dunes**. 2. ed. London: Chapman and Hall, 1954, 265 p.
- BAK, P. et al. Self-organized criticality. **Physical Review**, v. 38, n. 1, p. 364-376, 1988.
- BAKER, V. R.; TWIDALE, C. R. The Reenchantment of geomorphology. **Geomorphology**, v. 4, p. 73-100, 1991.
- BAKER, V. R. Planetary landscape systems: A limitless frontier. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 33, p. 1341-1353, 2008.
- BOURKE, M. C. et al. Extraterrestrial dunes: An introduction to the special issue on planetary dune systems. **Geomorphology**, v. 121, p. 1-14, 2010.
- BOURKE, M. C.; GOUDIE, A. S. Varieties of barchan form in the Namib Desert and on Mars. **Aeolian Research**, v. 1, n.1, p. 45-54, 2009.
- BOURKE, M. C. Barchan dune asymmetry: Observations from Mars and Earth. **Icarus**, v. 205, n.1, p. 183-197, 2010.
- BIGARELLA, J. J. The Lagoa dune field. In: MCKEE, E. D. **A study of global sand seas**. Geological Survey Professional Paper 1052. Washington D.C: United States Government Printing Office, p. 114-134, 1979.
- BRIDGES, N. T.; LAITY, J. E. Fundamentals of Aeolian Sediment Transport: Aeolian Abrasion. In: LANCASTER, N.; SHERMAN, D. J. (ed.). **Treatise of Geomorphology**, v. 11, Aeolian Geomorphology. San Diego: Academic Press, 437 p., 2013.
- BISHOP, M. A. Nearest neighbor analysis of mega-barchanoid dunes, Ar Rub' al Khali, sand sea: The application of geographical indices to the understanding of dune field self-organization, maturity and environmental change. **Geomorphology**, v. 120, p. 186-194, 2010.

CARDINALE, M. et al. The influence of local topography for wind direction on Mars: two examples of dune fields in crater basins Earth Surf. Process. **Landforms**, v. 37, 1437-1443, 2012.

CARDINALE, M. et al. Dunes. In: HARGITAI, H.; KERESZTURI, Á. **Encyclopedia of Planetary Landforms**. New York : Springer Science+Business Media, 2015, 2460 p.

CARNEIRO, M. V.; CHARRET, I. C. A criticalidade auto-organizada na pilha de areia. **Revista Brasileira de Ensino de Física**, v. 27, n. 4, p. 571-576, 2005.

CHOJNACKI, M. Echo Dune in Hargitai. In: HARGITAI, H.; KERESZTURI, Á. **Encyclopedia of Planetary Landforms**. New York: Springer Science+Business Media, 2015, 2460 p.

DELAMERE, A. "MRO HiRISE: Instrument Development. **6th International Mars Conference**, 2003. Disponível em <http://marsweb.nas.nasa.gov/HiRISE/papers/6th_int_mars_conf/Delamere_HiRISE_InstDev.pdf>. Acesso em: 21 out. 2016.

DOHM, J. M et al. Geologic map of Thaumasia region, Mars: U.S. **Geological Survey Scientific Investigations** Map I-2650, sheet 1 scale 1:5,000,000, 2001. Disponível em: <<https://pubs.usgs.gov/imap/i2650/>>. Acesso em: 24 set. 2018.

EDGETT, K. S. **The ejecta deposit of the ancient basin Herschel** - an example of a generally unrecognized Martian sedimentological unit. Houston, TX, Lunar and Planetary Institute, 1991, p. 657-667.

EDGETT, K. S.; CHRISTENSEN, P. R. The Particle Size of Martian Aeolian Dunes. **Journal of Geophysical Research**, v. 96, p.765-776, 1991.

EL-SAYED, M. I. The nature and possible origin of mega-dunes in Liwa, Ar, Rub' Al Khali, UAE. **Sedimentary Geology**, v. 134, n. 3, p. 305-330, 2000.

EHLMANN, B. L. et al., Chemistry, mineralogy, and grain properties at Namib and High dunes, Bagnold dune field, Gale crater, Mars: A synthesis of Curiosity rover observations, **J. Geophys. Res. Planets**, v. 122, p. 2510-2543, 2017.

EIGENBRODE, J. et al. Organic matter preserved in 3-billion-year-old mudstones at Gale crater, Mars. **Science**, v. 360, n. 6393, p. 1096-1101, 2018.

EWING, R. C. et al. Sedimentary processes of the Bagnold Dunes: Implications for the eolian rock record of Mars, **J. Geophys. Res. Planets**, v. 122, p. 2544-2573, 2017.

FENTON, L. K. et al. Extraterrestrial Aeolian Landscapes. In: LANCASTER, N.; SHERMAN, D. J. (ed.). **Treatise of Geomorphology**, v. 11, Aeolian Geomorphology. San Diego: Academic Press, 2013, 437 p.

FORGET, F. **A model based Mars Climate Database for Mission design**. Disponível em: <https://solarsystem.nasa.gov/docs/2.6_Forget.pdf>. Acesso em: 08 out. 2017.

FRENCH, B. M. **Traces of Catastrophe: A Handbook of Shock-Metamorphic Effects in Terrestrial Meteorite Impact Structures**, Houston, TX: Lunar and Planetary Institute, LPI Contribution, n. 954, 1998.

FRYBERGER, S. G. Dune forms and wind regime. In: MCKEE, E. D. (ed.). A study of global sand seas. **Geological Survey Professional Paper 1052**. Washington D.C: United States Government Printing Office, 1979. p 114-134.

GAIDA, W. et al. Avaliação da topografia do Parque Estadual do Turvo, RS, utilizando o modelo digital de elevação ASTER GDEM versão 2. In: **Anais do XXVI Congresso Brasileiro de Cartografia, V Congresso Brasileiro de Geoprocessamento e XXV Expositiva**. Gramado, RS. 2014.

GRANELL-PEREZ, M. C. **Trabalhar geografia com cartas topográficas**. Ijuí: UNIJUÍ, 2001, p. 128.

GREELEY, R.; IVERSEN, J. D. **Wind as geological process: on Earth, Mars, Venus and Titan**. 1. ed. Cambridge : Cambridge University Press, 1985, 333 p.

GREELEY, R. **Planetary Landscapes**. 2. ed. New York: Chapman & Hall, 1993, 286 p.

GREELEY, R. et al. **Threshold windspeeds for sand on Mars: Wind tunnel simulations**, Geophysical Research Letters, v. 7, n. 2, p.121-124, 1980.

GREELEY, R.; GUEST, J. E. **Geologic Map of the Eastern Equatorial Region of Mars**. U.S Geological Survey Miscellaneous Investigations Series Map 1-1802-B, scale 1:15.000.000. U.S Geological Survey, 1987.

HAYWARD, R. K. et al. Mars Digital Dune Database: Progress and Application. **37th LPSC**, 2007.

HARGITAI, H. **Mars Climate Zone Map based on TES data**. 41th LPSC, 2010.
HARGITAI, H. Dune-Field Patterns in Hargitai, H. & Kereszturi, A. **Encyclopedia of Planetary Landforms**. New York: Springer Science+Business Media, 2015, 2460p.

HOWARD, A. D. et al. Sand transport model of barchan dune equilibrium. **Sedimentology**, v. 25, p. 307-338, 1978.

PARKER, S. Observations regarding the movement of barchan sand dunes in the Nazca to Tanaca area of southern Peru. **Geomorphology**, v. 27, n. 3-4, p. 279-293, mar. 1999.

PYE, K.; TSOAR, H. **Aeolian Sand and Sand Dunes**. Berlin: Springer-Verlag, 2009, 475p.

JAUMANN, R. et al. The high-resolution stereo camera (HRSC) experiment on Mars Express: Instrument aspects and experiment conduct from interplanetary cruise through the nominal mission. **Planetary and Space Science**, v. 55, p. 928-952, 2007.

JOHNSON, R. C. et al. Visible/Near-infrared spectral diversity from in situ observations of Bagnold Dune Fields sands in Gale Crater, Mars. **J. Geophys. Res. Planets**, v. 122, n. 12, 2017, p. 2655–2684.

LAPOTRE, M. G. A. et al. Compositional variations in sands of the Bagnold Dunes, Gale crater, Mars, from visible-shortwave infrared spectroscopy and comparison with ground truth from the Curiosity rover. **J. Geophys. Res. Planets**, v. 122, p. 2489–2509, 2017.

LAKDAWALLA, E. **The Design and Engineering of Curiosity**. How the Mars Rover Performs Its Job. Chichester: Springer-Praxis, 2018, 394 p.

LORENZ, R. D.; ZIMBELMAN, J. **Dune Worlds: How Windblown Sand Shapes Planetary Landscapes** Berlin: Springer-Verlag, 2014, 311 p.

MALIN, M. C., et al. Context Camera Investigation on board the Mars Reconnaissance Orbiter. **J. Geophys. Res.**, v. 112, 2007.

MCEWAN, A. S. et al. Mars Reconnaissance Orbiter's High Resolution Imaging Science Experiment (HiRISE). **J. Geophys. Res.**, v. 112, 2007.

MELOSH, H. J. **Planetary Surface Processes**, Cambridge Univ. Press, Cambridge, 2011, 416 p.

MENDONÇA, F. A conquista de Marte e a expansão da análise geográfica (Notas para um debate). **Raega – O Espaço Geográfico em Análise**, [S.l.], v. 1, dez. 1997. ISSN 2177-2738. Disponível em: <<https://revistas.ufpr.br/raega/article/view/17913>>. Acesso em: 03 maio 2021.

MILLER, G. H. et al. Wolfe Creek: a continuous Sediment Fill in the Australian Arid Zone records changes monsoon. **Quaternary Science Reviews**, v. 199, nov. 2018, p. 108-125.

MOROZ, V. I. **Experimental Data on Aerosols on Mars: Viking, Phobos and Future Missions Advances in Space Research**, v. 16, n. 6, p. 35-44, 1995.

MOORE, H. J. The Martian Dust Storm of Sol 1742. **Journal of Geophysical Research**, v. 90, n. 1, 163 p., 1985.

MOREIRA, M. A. M. **Fundamentos do Sensoriamento Remoto e metodologias de aplicação**. 2. ed. Viçosa: UFV, 2003. 307 p.

National Aeronautics and Space Administration. **Mars Reconnaissance Orbiter Launch Press Kit**. Disponível em: <<http://mars.nasa.gov/mro/files/mro/mro-launch.pdf>>. Acesso em: 21 out. 2016.

NICHOLSON, S. E. **Dryland Climatology**. New York: Cambridge University Press, 2011. 516 p.

O'CONNOR, A. **Using ENVI with HiRISE Data sets**. Disponível em <http://davinci.asu.edu/examples/CAT_ENVI/save_add/HiRISE_Toolkit/>. Acesso em: 21 out. 2016.

PARKER, T. J. A reassessment of Mars Ocean Hypotesis. **Second Conference on Early Mars**, Houston, TX: Lunar and Planetary Institute 3054, 2005.

PARTELI, E. J. **Sand Dunes on Mars and on Earth**. Ph.D. Thesis. Institut fur Computerphysik der Universität Stuttgart, 2007, p.171.

RUNYON, K. D.; BRIDGES, N. T.; AYOUB, F.; MATTSON, S. Aeolian Provinces & Activity in Herschel Crater, Mars: Houston, TX, 45. **LPSC**, 2014.

SAUNDERS, R. S, et al. 2001 Mars Odyssey Mission summary. **Space Sci. Rev.**, v. 110, n. 1-2, 1-36, 2004.

SCOTT, D. H.; TANAKA, K. L. **Geologic map of Mars**: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Map I-1802, scale 1:15,000,000, 1986. Disponível em: <<https://astrogeology.usgs.gov/search/map/Mars/Geology/Mars15MGeologicGISRenovatio>>. Acesso em: 14 maio 2017.

SEIDELMANN, P. K. et al. Report of the IAU/ IAG working group on cartographic coordinates and rotational elements of the planets and satellites. 2000. **Celest. Mech. Dyn. Astron.**, v. 82, n. 1, 2002, p. 83-111.

SMITH, D. E, et al. Mars Orbiter Laser Altimeter - Experiment summary after the first year of global mapping of Mars. **Journal of Geophysical Research**, v. 106, n. E10, 200123689–23722.

TANAKA, K. L. et al. Geologic map of Mars: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Map I-3292, scale 1:20,000,000,2014, pamphlet 43p. Disponível em <<https://pubs.usgs.gov/sim/3292/>>. Acesso em: 14 maio 2017.

TARBOTON, D.H.et al. The fractal nature of river networks.**Water studies Research**, v. 24,n.8, 1988, p. 1317-1322.

THOMAS, P. C.; GIERASCH, P. J. Polar Margin dunes and Winds on Mars. **Journal of Geophysical Research**, v. 100, 1995, p. 5397-5406.

TIRSCH, D. **Dark Dunes on Mars**: Analyses on Origin, Morphology, and Mineralogical Composition of the Dark Material in Martian Craters. Ph.D dissertation, Deutsches Zentrum fur Luft- und Raumfahrt (DLR), Berlin – Adlershof, p. 146.

TIRSCH, D. Dark Deposits (Mars). In: HARGITAI, H.; KERESZTURI, Á. (ed.) **Encyclopedia of Planetary Landforms**. New York: Springer Science+Business Media, 2015, 2460 p.

TSOAR, H. The formation of seif dunes from barchans: A discussion. **Zeitschrift für Geomorphologie**, v. 28, p. 99-103, 1984.

TSOAR, H. Types of Aeolian Sand Dunes and Their Formation. In: BALMFORTH, N. J.; PROVENZALE, A. **Geomorphological Fluid mechanics**. Berlin: Springer-Verlag, p. 403-429, 2011.

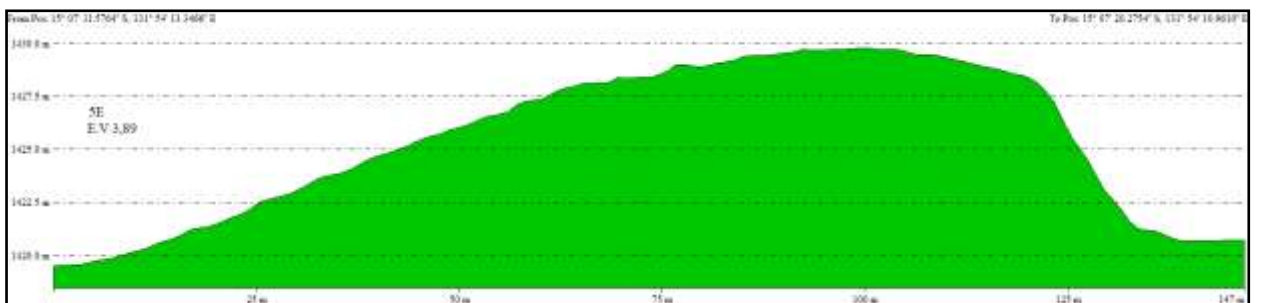
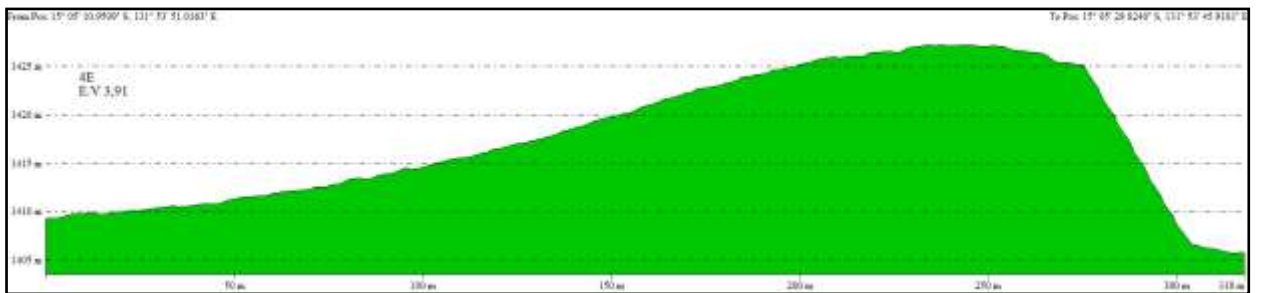
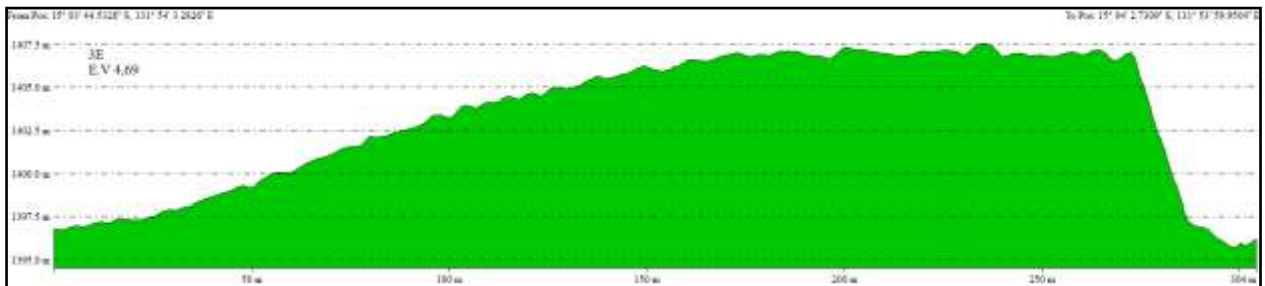
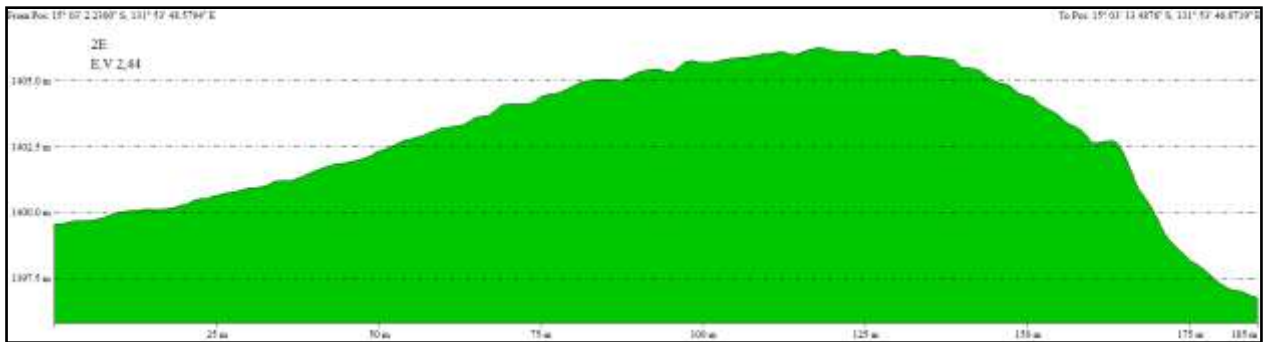
TSOAR, H.; BLUMBERG, D. Elongation and Migration of sand dunes. **Geomorphology**, v. 57, 2004, p. 293-302.

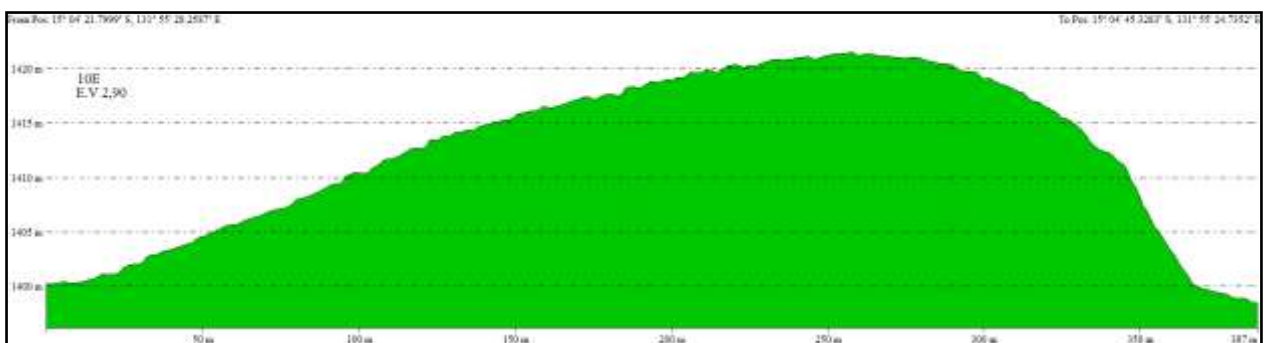
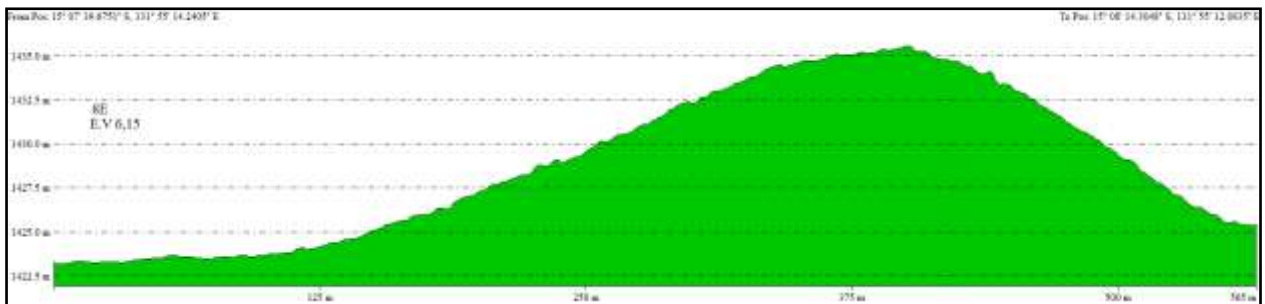
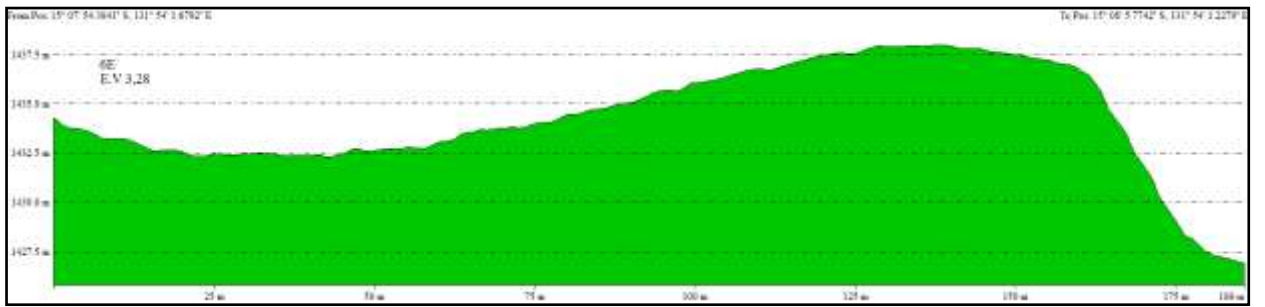
WALKER, I. J.; HESP, P. A. Fundamentals of Aeolian Sediment Transport: Airflow Over Dunes. In: LANCASTER, N.; SHERMAN, D. J. (ed.). **Treatise of Geomorphology**, v. 11, Aeolian Geomorphology. San Diego: Academic Press, 2013. 437p.

WASSON, R. J.; HYDE, R. Factors determining desert dune type. **Nature**, v. 304, jul. 1983.

ZOLNERKEVIC, I. **Segredos nos Lençóis Maranhenses**. Pesquisa Fapesp 205, p. 64-67 mar. 2013.

ANEXO A – PERFIS TOPOGRÁFICOS DAS DUNAS DE HERSCHEL LESTE





ANEXO B – PERFIS TOPOGRÁFICOS DAS DUNAS DE HERSCHEL OESTE

