

UNIVERSIDADE DO ALGARVE

Faculdade de Ciências do Mar e do Ambiente

Dissertação de Mestrado em Biologia e Geologia – Especialização em Educação

***COMPARAÇÃO GEOMORFOLÓGICA DE ALGUMAS
ESTRUTURAS DA SUPERFÍCIE DOS PLANETAS
MARTE E TERRA***

DAVID RODRIGUES PEREIRA

Faro

(2007)

UNIVERSIDADE DO ALGARVE

Faculdade de Ciências do Mar e do Ambiente

***COMPARAÇÃO GEOMORFOLÓGICA DE ALGUMAS ESTRUTURAS DA
SUPERFÍCIE DOS PLANETAS MARTE E TERRA***

DAVID RODRIGUES PEREIRA

Orientador: Doutor Paulo Manuel Carvalho Fernandes

Dissertação submetida à Universidade do Algarve, para obtenção do grau de Mestre em Biologia e Geologia – Especialização em Educação, e aprovada pelo seguinte júri:

Presidente: Doutora Maria Sofia Júdice Gamito Pires, Professora Auxiliar da Faculdade de Ciências do Mar e do Ambiente da Universidade do Algarve.

Vogais: Doutora Maria Manuela Marques, Professora Associada da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto;

Doutor Paulo Manuel Carvalho Fernandes, Professora Auxiliar da Faculdade de Ciências do Mar e do Ambiente da Universidade do Algarve.

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar, gostaria de agradecer ao meu orientador, Doutor Paulo Fernandes, pela disponibilidade manifestada, pelo apoio e pelo incentivo prestados durante a elaboração da presente dissertação. A sua orientação e empenho foram fundamentais na concretização deste trabalho.

Agradeço aos meus pais, pelo amor, carinho e apoio incondicional que sempre me demonstraram.

À minha namorada e agora esposa quero agradecer pela paciência e estímulo nos momentos mais complicados e pedir desculpa pelas horas de convívio de que foi privada.

Agradeço à minha irmã pela ajuda na revisão deste trabalho.

Agradeço aos meus amigos pelo apoio e incentivo, em especial à Fátima, pela sua ajuda na revisão do resumo em língua inglesa.

Agradeço a possibilidade de usar as imagens da Mars Orbiter Camera processadas pelo Malin Space Science Systems que se encontram disponíveis em http://www.msss.com/moc_gallery/.

Por fim a todos que, directa ou indirectamente, contribuíram para que este trabalho se tornasse uma realidade:

Muito obrigado!

“O verdadeiro Marte é um mundo de maravilhas... Nos nossos dias examinámos as areias de Marte, estabelecemos aí a nossa presença, concretizámos um século de sonhos!”

Carl Sagan, Cosmos

RESUMO

O trabalho apresentado nesta dissertação compreende estudos sobre vários aspectos geomorfológicos do planeta Marte e possíveis analogias com a superfície da Terra. Os dados utilizados resultam de 30 anos de observação de Marte por sondas não tripuladas, essencialmente imagens e informações altimétricas obtidas a partir da órbita do planeta. Os dados obtidos pela Mars Global Surveyor, que esteve em actividade entre 1997 e 2006, assumem alguma importância neste trabalho, concretamente as imagens de alta resolução e as informações do altímetro laser.

As estruturas geomorfológicas escolhidas para análise e comparação entre os dois planetas foram: estruturas de origem eólica, estruturas de origem fluvial e estruturas vulcânicas.

A acção do vento na mobilização de materiais à superfície de Marte foi estudada, existindo diversos tipos de estruturas análogas às dunas que se encontram nas regiões áridas secas da Terra. Estas estruturas foram designadas como dunas e verificou-se que se encontram concentradas nas latitudes mais elevadas do hemisfério norte mas, também, no interior de várias crateras disseminadas pelo planeta. As dunas analisadas nas regiões próximas do Pólo Norte podem ser classificadas como transversais, denunciando uma constância na direcção predominante do vento e um grande suprimento de materiais de tamanho areia. No interior das crateras estudadas existe uma maior variedade de formas de dunas, tendo-se observado barchans e dunas em estrela, o que reflecte diferenças na disponibilidade de material mobilizável e, no caso das dunas em estrela, variações na direcção predominante do vento.

A presença de estruturas de origem fluvial pode ser uma indicação de que já existiu água líquida à superfície de Marte. O Nirgal Vallis apresenta-se como um vale com baixa sinuosidade, escavado na superfície de Marte ao longo de cerca 700 km, em terrenos datados do Noachiano e Hesperiano. Ao contrário dos vales fluviais terrestres, apresenta um padrão dendrítico pouco desenvolvido e os seus afluentes iniciam-se em cabeceiras em forma de anfiteatro, o que aponta para uma possível origem em exurgências de águas subterrâneas, embora a possibilidade de ter existido um contributo de águas de escorrência superficiais não possa ser totalmente excluída.

Três vulcões de Marte foram alvo do nosso estudo com o fim de encontrar analogias com exemplos terrestres. Os vulcões escolhidos, Ceraunius Tholus, Uranus Tholus e Biblis Patera, situam-se na principal província vulcânica do planeta e parecem ter tido origem em escoadas de lava fluida, apresentando vertentes de baixo declive, semelhantes aos vulcões basálticos em escudo terrestres. Ceraunius Tholus e Uranus Tholus apresentam nos flancos estruturas semelhantes a canais, com disposição radial, que foram atribuídos à actividade fluvial. No caso de Ceraunius Tholus a disposição dos canais levou-nos a considerar a hipótese de estes poderem ter sido formados por águas provenientes de um glaciar de montanha bem como a possibilidade de ter existido um lago no interior da caldeira. Biblis Patera é um vulcão parcialmente soterrado por escoadas de lava mais recente, provenientes dos Tharsis Montes, e apresenta uma caldeira muito profunda e larga. O alargamento da caldeira parece ter ocorrido por colapsos sucessivos das paredes devido a um sistema de falhas circulares, apresentando muitas semelhanças com as caldeiras dos vulcões das ilhas Galápagos.

Palavras-chave: Marte, geomorfologia, dunas, redes fluviais, vulcões

ABSTRACT

The work presented in this dissertation comprises studies about planet Mars, several geomorphologic aspects and possible analogies with planet Earth landforms. The data used are the result of more than 30 years of Mars observation by unmanned spacecraft, essentially, images and altimetry information obtained from orbit. The data from Mars Global Surveyor, which has been in activity between 1999 and 2006, have some relevance in this work, more specifically, the high resolution images and laser altimetry.

The geomorphologic structures chosen for analysis and to be compared between the two planets were: aeolian landforms, fluvial landforms and volcanic landforms.

Wind action in mobilization of fine particles on Mars surface was studied, revealing different types of landforms similar to dunes that can be found in some dry arid zones of Earth. These landforms were also named dunes and show a large distribution area in the higher latitudes of the northern hemisphere, but they can also be found inside several craters around the planet. The dunes analyzed near the North Pole can be classified as transverse dunes, something that indicates a steady wind direction and abundant sand supply. Inside the studied craters, there is greater dune morphology, having been observed barchans and star dunes, which indicate differences in sand supply and, concerning the star dunes, variations in the winds regime.

The presence of fluvial landforms could be an indication that liquid water has once existed on the surface of Mars. Nirgal Vallis is a low sinuosity valley, carved on the surface of Mars throughout 700 km, in terrains which date back to Noachian and Hesperian periods. Contrary to Earth fluvial valleys, it presents a not very well developed dendritic network and its tributaries begin as amphitheater-like heads, which suggests possible erosion by emerging spring water, although there is a possibility of some contribution from runoff waters.

Our study focused on three volcanoes on Mars, aiming to find similarities to terrestrial examples. The chosen volcanoes are located at the main volcanic province of the planet. They are Ceraunius Tholus, Uranius Tholus and Biblis Patera. All of them seem to have been built by effu-

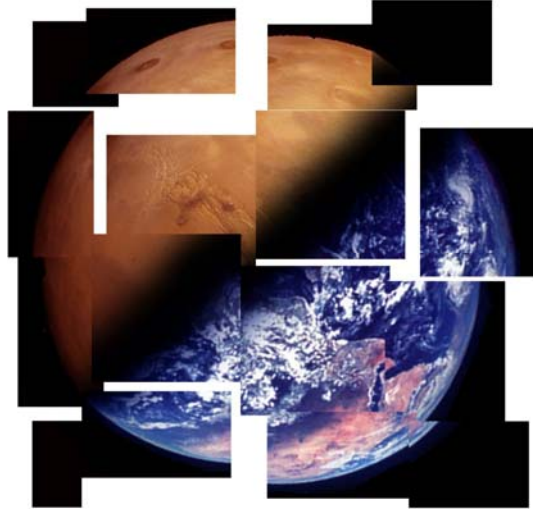
sive eruptions of low-viscosity lavas, having gentle slopes similar to basaltic shield volcanoes on Earth. The slopes of Ceraunius Tholus and Uranus Tholus present radial valley-like structures originated by fluvial erosion. As far as Ceraunius Tholus is concerned, the distribution and characteristics of its valleys lead to the interpretation that they formed by melting of summit snowpack. There is also the possibility of the existence of a summit caldera lake. Biblis Patera is a volcano that is partially buried by recent lava flows from the surrounding Tharsis Montes and has a very deep and large caldera. The relatively large size of the caldera seems to have its origin in the successive collapse of the walls due to the existence of concentric faults around it, and presenting many similarities with the calderas of the Galapagos volcanoes.

Key Words: Mars, geomorphology, dunes, fluvial landforms, volcanoes

ÍNDICE

1. Introdução.....	1
2. O Planeta Marte.....	4
2.1 Introdução.....	4
2.2 Principais características físicas.....	5
2.3 Cartografia.....	6
2.3.1 Evolução histórica.....	6
2.3.2 Estabelecimento de coordenadas geográficas e altitude zero.....	8
2.3.3 Nomenclatura das estruturas topográficas.....	8
2.4 Topografia.....	10
2.5 Geologia.....	14
3. Materiais e Métodos.....	16
3.1 Introdução.....	16
3.2 Mars Image Mining System (MIMS).....	17
3.3 Missões a Marte.....	18
3.4 Informação altimétrica.....	19
3.5 Imagens da Terra.....	20
4. Estruturas Eólicas.....	21
4.1 Introdução.....	21
4.2 Actividade eólica em Marte.....	22
4.2.1 Clima e dinâmica atmosférica.....	22
4.2.2 Vento e transporte de partículas.....	24
4.3 Dunas em Marte.....	26
4.3.1 Campo de dunas em Vastitas Borealis (Pólo Norte).....	27
4.3.2 Campo de dunas em Nili Patera.....	29
4.3.3 Campo de dunas na cratera Kaiser.....	31

4.3.4 Campo de dunas na cratera Bounge.....	34
5. Actividade Fluvial.....	36
5.1 Introdução.....	36
5.2 Estruturas de origem fluvial.....	37
5.2.1 Um rio em Marte: Nirgal Vallis.....	38
6. Vulcões.....	46
6.1 Introdução.....	46
6.2 Vulcões em Marte.....	47
6.2.1 Ceraunius Tholus.....	51
6.2.1.1 Cronologia dos acontecimentos geológicos.....	61
6.2.2 Uranius Tholus.....	61
6.2.2.1 Cronologia dos acontecimentos geológicos.....	70
6.2.3 Biblis Patera.....	70
6.2.3.1 Cronologia dos acontecimentos geológicos.....	76
6.3 Algumas comparações entre estruturas vulcânicas terrestres e marcianas.....	76
7. Considerações Finais.....	80
Referências Bibliográficas.....	82
Apêndice A	



1. INTRODUÇÃO

A geomorfologia é a ciência que estuda as formas da superfície terrestre e os processos que as constroem (Summerfield, 1991) e apesar de estar ligada ao estudo do nosso planeta, algumas das suas ferramentas podem ser aplicadas a planetas semelhantes à Terra. Estes planetas, conhecidos como telúricos, apresentam uma crosta sólida onde se podem desenvolver estruturas com formas semelhantes às terrestres. Usando naves espaciais não tripuladas, sondas, que em órbita observam estes planetas e recolhem informações da mesma forma que os satélites artificiais fazem para a Terra, é possível começar a estudá-los do ponto de vista da geomorfologia. É claro que para qualquer estudo geomorfológico ficar completo seria conveniente uma ida ao

campo, neste caso o envio de seres humanos a outro planeta do sistema solar. Como tal não parece ser viável para os anos mais próximos, teremos que nos contentar com um estudo à distância.

Marte, a seguir à Lua, é talvez o planeta do sistema solar que mais atenção mereceu por parte da astronomia desde a invenção do telescópio. O facto de se encontrar muito próximo permite distinguir algumas características da sua superfície, no entanto, estas encontram-se mesmo no limiar de resolução dos melhores telescópios e assim não há certezas sobre aquilo que se está a observar. Esta condição, de estar tão perto que quase se consegue distinguir algo mas ao mesmo tempo tão longe que tudo o que se vê é incerto, foi talvez o que levou muitos a sonhar com mares, canais e civilizações a habitarem Marte. Foi, também, esta aura de mistério e esperança em encontrar vida que levou as primeiras sondas até à órbita do planeta pouco mais de uma década após o lançamento do primeiro satélite artificial. No entanto, a realidade mostrada pelas primeiras sondas a fotografarem a superfície revelou-se bem diferente, mas ainda assim com estruturas que podem ser alvo de estudos geomorfológicos.

Os primeiros estudos foram realizados logo na década de 70 do século passado, baseados em informações recolhidas, primeiro pelas sondas Mariner e depois pelas sondas Viking, mas de então para cá a quantidade de informação recolhida é imensa e cada vez com melhor qualidade. A disponibilidade e facilidade de acesso a muita desta informação, através da Internet, possibilitaram a realização deste trabalho, que como é óbvio apenas faz uso de uma fracção mínima dessa informação.

A dissertação apresenta assim como objectivos, o estudo comparativo de estruturas geomorfológicas da superfície de Marte e Terra, através da análise de imagens e informações altimétricas.

A dissertação encontra-se organizada em 7 capítulos. No capítulo 2 procede-se a uma caracterização sumária do planeta Marte bem como da história da sua observação/exploração, apresentam-se ainda algumas noções relativas à cartografia e toponímia utilizada na descrição da sua superfície. Segue-se uma descrição topográfica das principais regiões baseada em dados

obtidos pela sonda Mars Global Surveyor (MGS). Por fim faz-se referência a algumas das características geológicas do planeta, nomeadamente à hipotética constituição interna, e à escala cronostratigráfica mais usada nos estudos geológicos de Marte.

No capítulo 3 apresentam-se as ferramentas que foram usadas ao longo da realização destes estudos, em especial a base de dados Mars Image Mining System (MIMS) e o programa de processamento dos dados altimétricos fornecidos por Mars Orbital Laser Altimeter (MOLA). São igualmente fornecidas algumas informações técnicas sobre as missões a Marte que forneceram mais dados para a realização deste trabalho, nomeadamente a MGS.

No quarto capítulo analisam-se estruturas de origem eólica (dunas) existentes na região de Vastitas Borealis, no interior das crateras Bounge e Kaiser e em Nili Patera, e sugerem-se possíveis analogias com dunas terrestres. O capítulo cinco trata da acção da água como agente modelador da superfície, utilizando como exemplo Nirgal Vallis, para o qual se apresentam alguns dados morfométricos. Avançamos com a hipótese da sua génese estar intimamente relacionada com exurgências de águas subterrâneas. No capítulo 6 são objecto de análise três vulcões da região de Tharsis: Ceraunius Tholus, Uranus Tholus e Biblis Patera. Para estes vulcões são apresentados dados morfométricos detalhados e tecidas algumas hipóteses que expliquem as estruturas observadas, recorrendo sempre que possível a analogias com o vulcanismo terrestre.

O sétimo e último capítulo, é dedicado à análise de algumas linhas de investigação que poderão ser aprofundadas em trabalhos futuros, em função do material existente ou da previsível melhoria de qualidade que a informação proveniente de Marte terá num futuro próximo.



2. O PLANETA MARTE

2.1 - Introdução

Marte apresenta uma tonalidade avermelhada quando observado no céu noturno, e as imagens recolhidas pelas diversas sondas que nele pousaram, confirmam que essa é a cor dominante da paisagem marciana. O planeta Marte é o quarto do sistema solar, em relação à distância ao Sol, e um dos que apresenta características físicas mais semelhantes às da Terra, sendo assim classificado como planeta telúrico. À semelhança da Terra possui uma superfície rígida e rochosa com montanhas, vales, crateras e vulcões.

A órbita de Marte é mais excêntrica do que a da Terra daí uma grande variação da sua distância ao Sol, e também à Terra, sendo as ocasiões em que os dois planetas mais se aproxi-

mas conhecidas por oposições. As melhores observações a partir da Terra são feitas durante as oposições e foram responsáveis pela maioria das informações obtidas antes do advento das sondas espaciais.

2.2 Principais características físicas

Na tabela 2.1 pode-se analisar alguns dados sobre os planetas Terra e Marte. É de salientar que este último apresenta cerca de metade das dimensões da Terra mas pouco mais de um décimo da sua massa, o que revela uma menor densidade e condiciona a força de atracção gravítica, que é cerca de 3.7 m/s^2 . Em relação à atmosfera esta é muito rica em dióxido de carbono mas, devido à fraca atracção gravítica é muito pouco densa, sendo a pressão atmosférica média cerca de 6 mbar.

Tabela 2.1 Dados referentes aos planetas Terra^a e Marte^a.

	TERRA	MARTE
Diâmetro	12 756 km	6 794 km
Massa (Terra = 1)	1	0.108
Gravidade à superfície (Terra = 1)	1	0.38
Densidade	5515 kg/m ³	3940 kg/m ³
Distância mínima ao Sol	1.471x10 ⁸ km	2.067x10 ⁸ km
Distância máxima ao Sol	1.521x10 ⁸ km	2.492x10 ⁸ km
Inclinação do eixo	23.45°	25.19°
Duração do dia	24 ^h 00 ^m	24 ^h 37 ^m
Duração do ano	365.25 dias	686.98 dias
Temperatura mínima à superfície	-90°C	-140°C
Temperatura máxima à superfície	60°C	20°C
Composição da atmosfera	77% N ₂ ; 21% O ₂ ; 2% outros	95% CO ₂ ; 3% N ₂ ; 2% outros

^aA partir de dados de Kaufmann III *et al.*, 1998.

O dia em Marte tem uma duração muito próxima do dia terrestre, com cerca de 37 minutos a mais, sendo designado por *sol*. O ano tem quase o dobro da duração mas devido à inclinação do eixo ser semelhante à da Terra, também pode ser dividido em quatro estações, se bem que mais longas do que as terrestres.

2.3 Cartografia

2.3.1 Evolução histórica

Marte foi o primeiro planeta a ser alvo de cartografia, se exceptuarmos a Lua, desde que o telescópio começou a ser utilizado e permitiu observações astronómicas mais pormenorizadas dos planetas do sistema solar. No entanto, e para desapontamento de muitos astrónomos durante vários séculos, o telescópio não resolvia praticamente nenhuns detalhes da superfície marciana ao contrário do que acontecia para a superfície da Lua. Apesar desta limitação, Christian Huygens, já em 1659, fez um esboço que é considerado a primeira tentativa válida de descrição da superfície de Marte, e em que aparecem duas manchas escuras, uma no pólo Sul (provavelmente a calote polar) e outra na região equatorial e parte do hemisfério norte que corresponde à região de Syrtis Major (fig. 2.1).



Figura 2.1 Desenho de Marte de C. Huygens, a calote do Pólo Sul aparece no topo devido às imagens fornecidas pelo telescópio estarem invertidas. (in Mutch *et al.*, 1976)

No século XIX o uso de telescópios com cada vez maior poder de resolução, levou a um levantamento topográfico mais detalhado, se bem que sempre em função de diferenças do albedo. Assim os mapas representavam regiões escuras, denominadas mares e zonas claras, continentes, à semelhança da Lua. Também nesta altura foram feitas as primeiras tentativas para estabelecer uma grelha de coordenadas geográficas. Em 1840, os alemães Wilhem Beer e Johann Mädler estabeleceram um sistema de latitude e longitude análogo ao usado na cartografia terrestre, estabelecendo para o efeito que o meridiano 0° atravessava uma pequena zona circular escura da superfície de Marte. Cerca de 20 anos mais tarde, Richard Proctor utilizou o sistema de coordenadas geográficas e desenhou um mapa bastante detalhado da superfície de Marte, no entanto as suas escolhas para a nomenclatura das regiões observadas bem como a utilização de uma projecção cartográfica polar não foram bem aceites pelos astrónomos em geral.

Foi com o astrónomo Giovanni Schiaparelli, que observou Marte entre 1877 e 1881, quando este se encontrava relativamente perto da Terra, que os primeiros mapas de Marte mostrando grande detalhe da sua superfície foram elaborados (fig. 2.2), associados a uma nomenclatura que passou a servir de base a todos os mapas procedentes. Apesar de Schiaparelli ter incorrido nos mesmos erros dos seus antecessores ao falar em mares e continentes, os nomes atribuídos às regiões com base na mitologia clássica e sempre latinizados ainda hoje perduram. Schiaparelli foi ainda o responsável pelo aparecimento da ideia da existência de canais (*canali*) na superfície do planeta, que transportariam água e que poderiam ter origem artificial. Na realidade estes canais não existem e deveriam ser artefactos das ópticas utilizadas nos telescópios da altura.

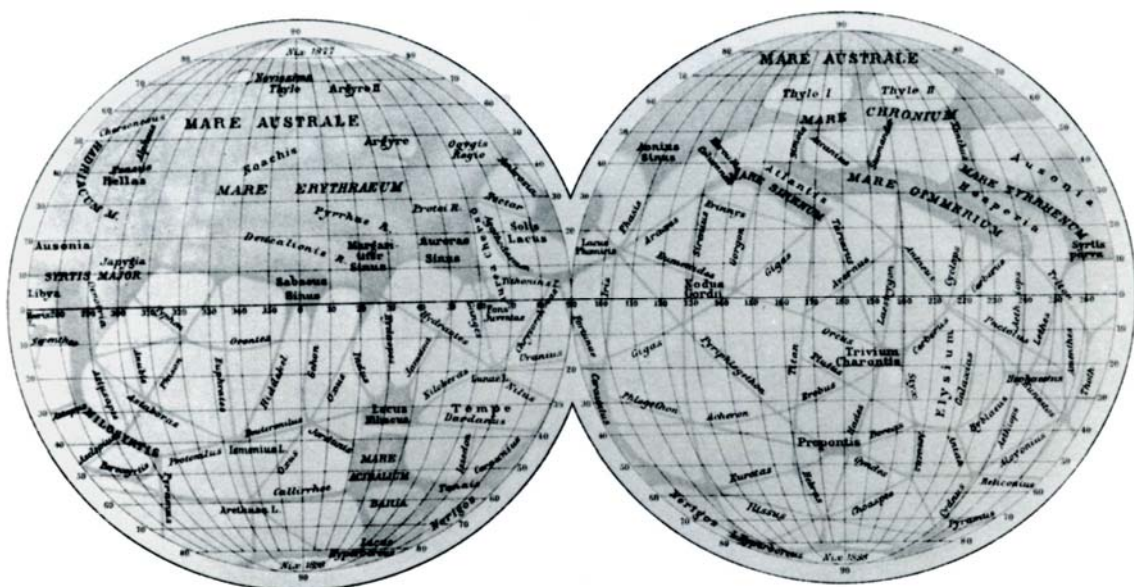


Figura 2.2 Mapa de Marte de Giovanni Schiaparelli. A nomenclatura elaborada por Schiaparelli foi adoptada por quase todos os astrónomos que o procederam. (in Mutch *et al.*, 1976)

Com a chegada das primeiras sondas espaciais a Marte – a primeira foi a Mariner 4 em 1965 – a superfície passou a ser observada e fotografada de muito perto, revelando por fim muitas das suas características e permitindo iniciar-se uma cartografia rigorosa (Mutch *et al.*, 1976). Esta cartografia foi em muito melhorada com a missão da Mars Global Surveyor, que entrou na órbita do planeta em 1996 e que, entre vários instrumentos científicos, transportava um altímetro

(Mars Orbiter Laser Altimeter – MOLA) que permitiu construir um mapa global bastante preciso da topografia de Marte (Smith *et al.*, 1999).

2.3.2 Estabelecimento de coordenadas geográficas e altitude zero

Uma vez que Marte não possui oceanos não existe um nível médio do mar ao qual se possam referenciar as altitudes dos elementos da topografia. A altitude zero, designada por *datum*, foi definida a partir de dados do campo gravitacional em conjunto com a pressão atmosférica de 6.105 mbar à temperatura de 273.16°K.

O sistema de coordenadas geográficas tem por referência o equador, definido em relação ao eixo de rotação do planeta, e, para a longitude, o meridiano 0°, que passa no centro de uma pequena cratera com cerca de 500 m de diâmetro que por sua vez, se encontra dentro de outra, a cratera Airy. Esta cratera foi escolhida por se encontrar nas imediações do meridiano 0° definido já no século XIX por Wilhem Beer e Johann Mädler. Actualmente considera-se que a longitude começa a ser contada para este, sistema aerocêntrico este, de acordo com as regras definidas pela International Astronomical Union (IAU) e a International Association of Geodesy (IAG) (Shieldman *et al.*, 2002).

2.3.3 Nomenclatura das estruturas topográficas

Os nomes atribuídos aos diversos elementos da paisagem marciana derivam em muitos casos de designações baseadas nas antigas observações feitas a partir da Terra, ou seja, nos aspectos relacionados com o albedo. As designações são escritas em latim e foram estabelecidas pela IAU. A seguir apresenta-se uma lista da nomenclatura mais vulgar e respectiva tradução:

Catena: cadeia de crateras (de origem tectónico/vulcânica)

Chasma: grande desfiladeiro (canhão)

Dorsum: elevação alongada

Fossa (pl. *fossae*): depressão linear, semelhante a um vale de graben

Labyrinthus: rede de vales que se intersectam

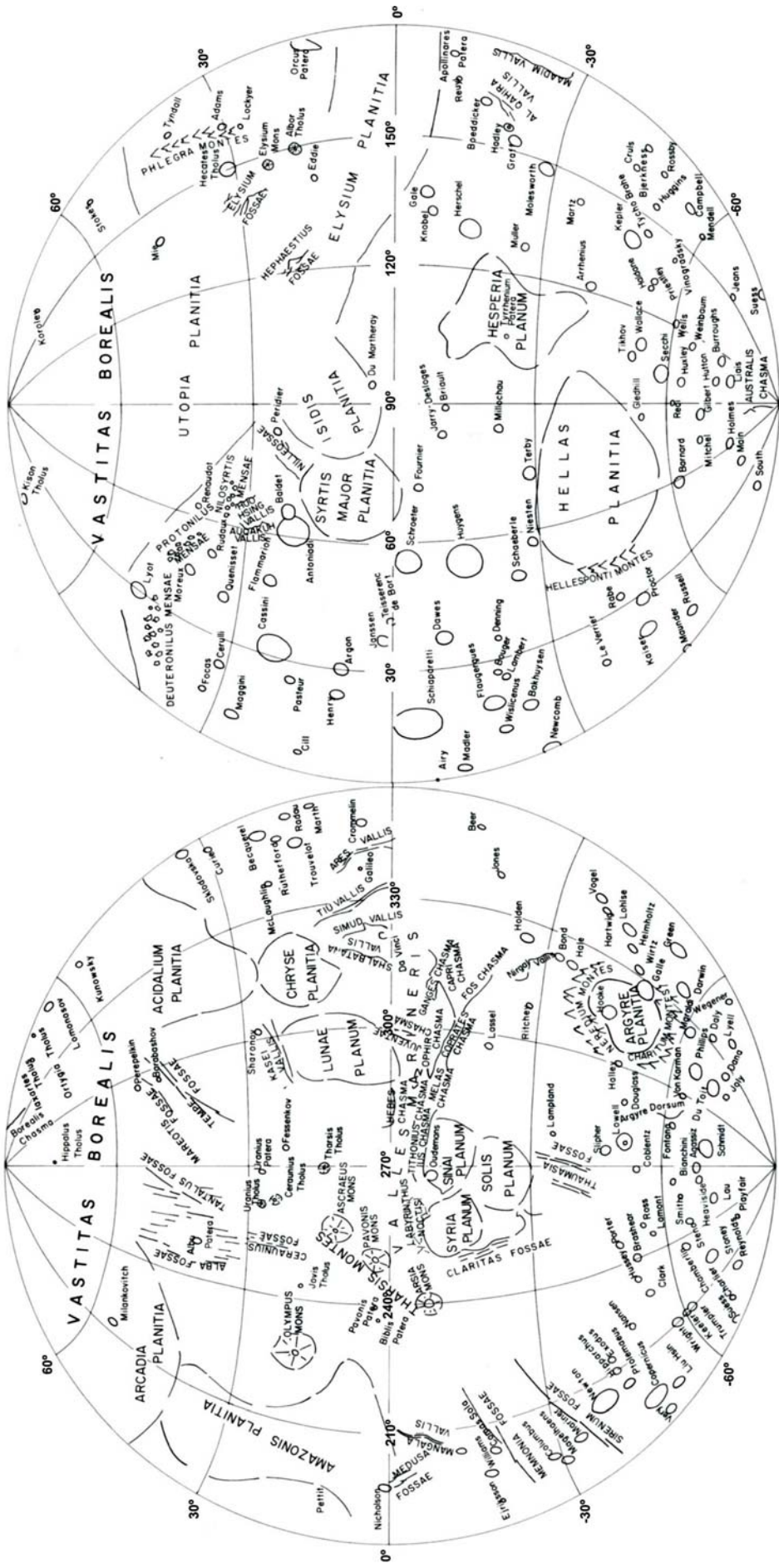


Figura 2.3 Mapa com algumas das principais estruturas topográficas de Marte e respectiva nomenclatura. (adaptado de Mutch *et al.*, 1976).

Mensa (pl. *mensae*): zona plana elevada, planalto

Mons (pl. *montes*): montanhas isoladas, a maioria são vulcões

Planitia: zona plana e pouco elevada

Planun: planalto

Patera: cratera rasa com os limites ligeiramente elevados e convexos.

Terra: região

Tholus: pequena elevação, isolada, com forma de domo, a maioria são vulcões

Vallis (pl. *valles*): vale

Vastitas: extensas planícies

Os nomes atribuídos às crateras são normalmente de cientistas que se evidenciaram no seu campo de investigação, assim temos por exemplo as crateras Schiaparelli e Darwin.

2.4 Topografia

Em termos gerais a superfície de Marte pode ser dividida em duas grandes regiões, uma a norte e outra a sul, delimitadas por um círculo inclinado cerca de 35° em relação ao equador

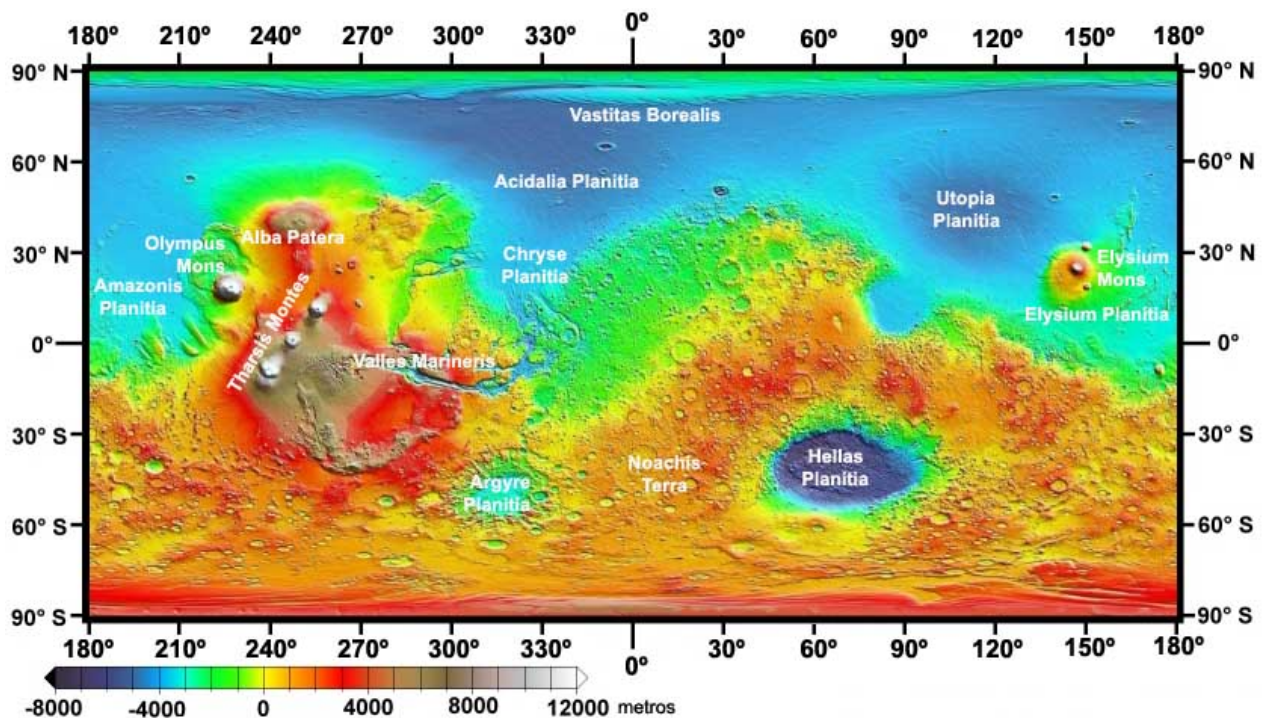


Figura 2.4 Mapa da topografia global de Marte, em projecção rectangular, obtido a partir dos dados de MOLA. A escala colorida satura a altitudes próximas dos 8000 metros. É de notar a diferença de altitudes entre os hemisférios norte e sul (adaptado de Smith *et al.*, 1999).

(Mutch *et al.*, 1976). A sul encontram-se regiões elevadas e altamente marcadas por crateras de impacto o que sugere uma grande antiguidade da crosta, pelo contrário a norte observam-se extensas planícies, com pouca elevação e uma superfície mais regular com poucas crateras de impacto.

A diferença de altitude entre os dois hemisférios, é em média cerca de 5 km e corresponde a um declive médio entre o pólo norte e sul de $0,036^\circ$ (Smith *et al.*, 1999), o que levaria à acumulação no hemisfério norte de qualquer substância líquida existente na superfície de Marte! Apesar da diferença de altitude entre os dois hemisférios existem duas zonas que se destacam por não respeitarem esta regra, a região elevada de Tharsis no hemisfério norte, onde se encontra o ponto mais alto de Marte, o monte Olimpo, e a região de Hellas, no hemisfério sul, onde se encontra o ponto mais baixo do planeta (fig. 2.5).

A região de Tharsis (fig. 2.4) é uma vasta elevação de origem vulcânica-tectónica, centrada na zona equatorial, entre as longitudes de 220°E e 300°E . Esta região parece ter tido origem em dois episódios de elevação da topografia, um a sul e outro a norte (Smith *et al.*, 1999). A zona sul tem uma área de cerca de 10^7 km^2 e possui maior cota do que as já elevadas terras do hemisfério sul, com uma forma quase circular desde $\sim 220^\circ\text{E}$ a $\sim 300^\circ\text{E}$ e de $\sim 50^\circ\text{S}$ a $\sim 20^\circ\text{N}$, e contém os Tharsis Montes, uma cadeia de três montanhas vulcânicas: Ascraeus Mons, Pavonis Mons e Arsia Mons. A zona norte é mais pequena e cobre aproximadamente a mesma banda de longitudes mas estende-se até $\sim 60^\circ\text{N}$ e é dominada pela estrutura vulcânica de Alba Patera, centrada a 42°N e 252°E . Ainda associado ao vulcanismo que originou a região de Tharsis estará o Olympus

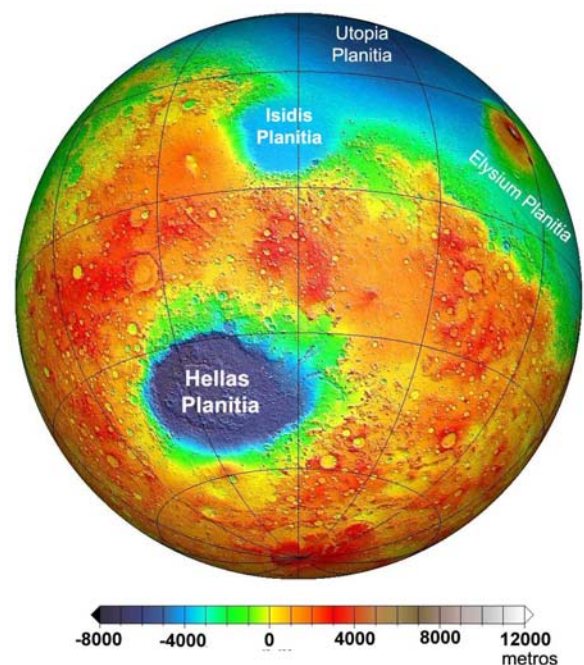


Figura 2.5 Mapa da topografia de Marte, em projecção hemisférica, centrado na região entre Isidis Planitia e Hellas Planitia, obtido a partir dos dados de MOLA (adaptado de Smith *et al.*, 1999).

Mons, que se situa ligeiramente fora desta região, na zona oeste junto à Amazonis Planitia, a 18°N e 225°E.

A região de Hellas (Hellas Planitia) domina uma grande parte do hemisfério sul, com uma extensão de cerca de 2000 km este-oeste por 1600 km norte-sul. A região é uma enorme depressão que terá sido provocada pelo impacto de um meteorito há cerca de 4 mil milhões de anos (fig. 2.5). O material removido pela força do impacto e que se distribuiu por uma boa parte do hemisfério sul, será responsável pela significativa elevação média deste em relação ao hemisfério norte (Smith *et al.*, 1999).

No hemisfério norte existe ainda uma região a Elysium Planitia, presumivelmente de origem vulcânica, que se eleva acima da Utopia Planitia, e onde se localizam algumas montanhas vulcânicas, das quais a maior é o Elysium Mons (15°N e 146°E). No hemisfério sul para além da Hellas Planitia encontra-se outra depressão circular, a Argyre Planitia, centrada a ~50°S e 313°E com cerca de 900 km de diâmetro e cuja orla se encontra cortada por várias falhas/vales radiais.

Um grande sistema de vales ou canhões rasga a superfície de Marte, iniciando-se na região de Tharsis e correndo mais ou menos paralelos ao equador, entre 0° e ~15°S, ao longo de mais de 5000 km. Este sistema, conhecido por Valles Marineris, é caracterizado por grandes variações de altitude, apresentando depressões de mais de 5000 m de profundidade em Coprates Chasma, que fica localizado na zona central, a ~300°E; nesta zona os vales são também mais largos e lineares, semelhantes aos vales do rifte africano, embora de dimensões muito superiores. Na zona

mais a oeste, junto à região de Tharsis existe uma complexa rede de vales pouco profundos e

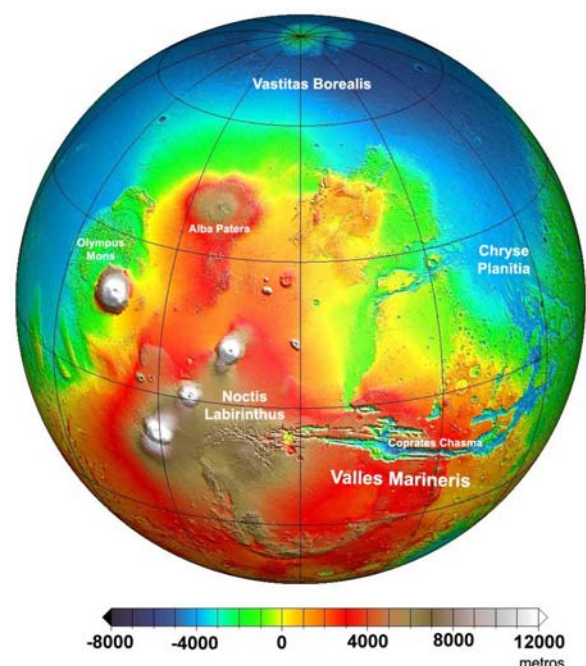


Figura 2.6 Mapa da topografia de Marte, em projecção hemisférica, centrado na região de Tharsis, obtido a partir dos dados de MOLA (adaptado de Smith *et al.*, 1999).

estreitos, que se intersectam e que foi baptizada de labirinto, o Noctis Labirynthus. A oriente, os vales alargam e curvam na direcção norte contactando com as zonas planas de Chryse Planitia (fig. 2.6). Existem outros sistemas de vales, em especial na fronteira entre as zonas elevadas a sul e as planícies do norte, mas nenhum com as dimensões planetárias de Valles Marineris.

Além dos elementos topográficos já referidos podemos ainda mencionar que no hemisfério norte existem três grandes regiões aplanadas: a Amazonis Planitia, a Acidalia Planitia e a Utopia Planitia. No hemisfério sul dominam os relevos marcados por crateras de impacto, destacando-se Noachis Terra como uma das zonas do planeta mais densamente “povoadas” de crateras (fig. 2.4).

A topografia das regiões polares acompanha a do respectivo hemisfério, apresentando todavia algumas especificidades, provavelmente devidas à existência de calotes polares e à sua dinâmica sazonal (estas chegam por vezes a ocupar regiões próximas dos 50° de latitude). Esta dinâmica está evidenciada pela existência de depósitos em camadas que são perceptíveis nas fotografias pela alternância de bandas claras e escuras (fig. 2.7). Estes depósitos consistem em camadas horizontais, com dezenas de metros de espessura que formam uma sucessão de vertentes e terraços que se podem estender lateralmente por mais de 1000 km (Malin *et al.*, 1998).



Figura 2.7 Camadas de depósitos na região de Chasma Boreale, pólo norte. Imagem obtida pela câmara High Resolution Imaging Science Experimente (HiRISE) a bordo da Mars Reconnaissance Orbiter, em cores falsas, com uma resolução máxima de 31.8 cm pixel.

2.5 Geologia

A densidade média de Marte sugere que este será constituído essencialmente por materiais silicatados, associados a ferro que possivelmente se terá acumulado num núcleo tal como sucede na Terra. A análise dos dados fornecidos pelas sondas que pousaram na superfície bem como dos meteoritos SNC¹ corrobora esta hipótese.

A constituição interna e a possível diferenciação do planeta ainda são de difícil caracterização apesar de não se pôr em causa a sua ocorrência, admitindo-se que possuirá um núcleo, um manto e uma crosta. Os valores para as espessuras relativas das várias camadas podem ser calculados com base na densidade média e no valor do momento de inércia² do planeta, assim calcula-se que o núcleo poderá ter 1300 a 2400 km de espessura, o manto 900 a 2000 km e a crosta 25 a 70 km. O elevado grau de incerteza deve-se em grande parte à dificuldade em calcular o valor exacto do momento de inércia do planeta.

A actividade tectónica parece ter estado restrita ao passado com evidências de vulcanismo, de fracturas e falhas bem como de elevação da crosta, especialmente na região de Tharsis. A possibilidade de ter existido alguma forma de movimento de placas tectónicas, foi postulada com base na geometria da dicotomia entre os terrenos do hemisfério norte e os do hemisfério sul, bem como pela distribuição de estruturas vulcânicas no hemisfério norte (Sleep, 1994). A observação do magnetismo de rochas em bandas, semelhantes às registadas no fundo dos oceanos terrestres, pelos sensores a bordo da Mars Global Surveyor, também permitiu sugerir a hipótese da existência de tectónica de placas em Marte (Kerr, 1998).

Para a compreensão da geologia é essencial o estabelecimento de uma escala temporal para os acontecimentos geológicos. Em Marte essa cronologia foi estabelecida sobretudo com base na contagem de crateras de impacto. Este método é relativamente impreciso, com margens de erro que chegam aos 2 Ga (Doran *et al.*, 2004), no entanto permite realizar datações relativas para a totalidade da superfície do planeta. Estas datações baseiam-se na ideia de que superfícies

¹ Classe de meteoritos de composição semelhante dos quais os mais importantes são Shergothy, Nakhla e Chassigny e que se considera serem rochas oriundas do planeta Marte.

² O momento de inércia depende da distribuição interna da massa num planeta.

mais antigas têm maior número de crateras e superfícies com uma frequência de impactos semelhante, tanto em número como em dimensões da cratera terão idades semelhantes.

A história do planeta foi dividida em três eras que são identificadas por designações derivadas de regiões do planeta onde o período foi caracterizado (Tanaka, 1986). As eras são, da mais antiga para a mais recente: era Noachiana, era Hesperiana e era Amazoniana (fig. 2.8). A era Noachiana (cujo nome deriva da região Noachis Terra) é representada pelas formações mais antigas existentes na superfície com idades superiores a 3.8 Ga. Comparando com as formações Noachianas, os terrenos da era Hesperiana (com base nas formações de Hesperia Planum) consistem em planícies com menos crateras e provavelmente de origem vulcânica, com idades compreendidas entre 3.5 e 3.8 Ga. A era Amazoniana (formação tipo encontra-se na Amazonis Planitia) é a mais longa, prolongando-se desde os 3.5 Ga até à actualidade, e caracteriza-se por apresentar extensas planícies de origem vulcânica bem como formações de origem eólica e fluvial. Neukum *et al.* (2001), redefiniu o limite inferior da era Amazoniana, colocando o seu início há cerca de 3.1 Ga, com base em novos cálculos da frequência de impactos de meteoritos.

A era Noachiana será aquela em que a datação absoluta se encontra estabelecida com algum rigor devido a correlações efectuadas com a Lua, da qual se possui amostras de rochas, recolhidas pelas missões Apolo, de terrenos com taxas de impacto de meteoritos semelhantes aos de Noachis Terra (Doran *et al.*, 2004).



Figura 2.8 Escala geocronológica de Marte segundo o modelo proposto por Tanaka, 1986.



3. MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 Introdução

Apesar de nenhum ser humano ter pisado a superfície de Marte a quantidade de informação existente sobre o planeta é impressionante, permitindo compreender muitos dos processos que modelaram a sua superfície.

As missões não tripuladas já recolheram um grande número de imagens, que cobrem toda a superfície de Marte, só a Mars Global Surveyor enviou para a Terra cerca de duzentas mil imagens, e foi com base na análise de muitas dessas imagens que uma grande parte deste trabalho foi efectuado. Outro tipo de dados enviado para a Terra, e que é de grande importância para a com-

preensão das estruturas topográficas observadas nas imagens, são relativos à altimetria, sendo que também neste aspecto a informação está disponível em grande quantidade e qualidade (em alguns pontos é até superior à existente para a Terra).

3.2. Mars Image Mining System (MIMS)

Um instrumento imprescindível para a procura e consulta das imagens existentes da superfície de Marte foi a base de dados denominada Mars Image Mining System (MIMS), disponibilizada pelo Centro de Geofísica da Universidade de Coimbra (Alves *et al.*, 2007). Esta base de dados simplifica a tarefa de pesquisa de imagens da superfície de Marte, uma vez que apesar do livre acesso através da Internet, a quase todas as imagens, este é dificultado pela forma como se encontram catalogadas nos diferentes sítios.

A MIMS é uma base de dados que opera em ambiente Windows[®] XP (SP2), construída com o Microsoft[®] Office Access 2003, em língua inglesa, e que possui 329240 registos de endereços da Internet de imagens da superfície de Marte. Cada registo contém 8 tipos de informação sobre a imagem: “missão”; “nome da imagem”; “data de aquisição”; “resolução”; “longitude do

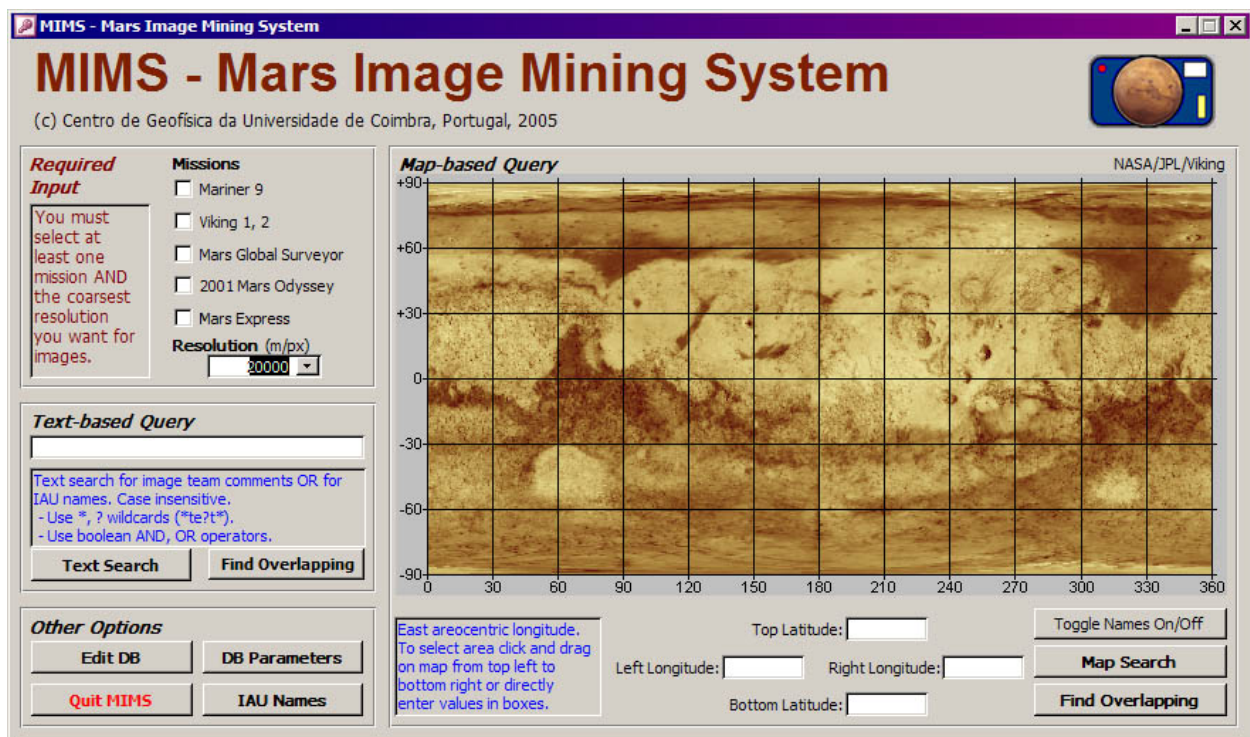


Figura 3.1 Formulário inicial da MIMS.

centro da imagem”; “latitude do centro da imagem”; “comentários”; “designação da International Astronomical Union (IAU)”.

O utilizador pode efectuar uma pesquisa na MIMS usando uma interface com um mapa de Marte interactivo (fig. 3.1), em que é possível delimitar, com o cursor, uma área de interesse. A pesquisa também pode ser realizada escrevendo as coordenadas geográficas que delimitam a área a estudar ou o nome atribuído pela IAU ao local. O sistema de coordenadas geográficas usado é aerocêntrico este, que nos últimos anos se tem imposto como o sistema de referência mais generalizado na cartografia de Marte.

Os resultados da pesquisa podem ser ordenados em função de qualquer um dos 8 diferentes tipos de informação associada a cada imagem. O acesso à imagem pretendida é conseguido através da ligação à Internet usando o link associado a cada imagem.

3.3 Missões a Marte

A maioria das imagens usadas neste trabalho foram recolhidas pelas missões da Mars Global Surveyor (MGS) e da 2001 Mars Odyssey pelo que iremos abordar alguns aspectos técnicos destas missões.

A MGS chegou a Marte em Setembro de 1997 e deixou de contactar a Terra em Novembro de 2006; durante o tempo de funcionamento cumpriu uma série de objectivos científicos, entre os quais a aquisição de imagens de alta resolução da superfície com a Mars Orbital Camera (MOC). A MOC era uma única estrutura que compreendia três câmaras Charge Coupled Device (CCD), uma de pequena angular e duas de grande angular. As resoluções máximas da MOC eram cerca de 1 m/pixel, com a câmara de pequena angular, e cerca de 230 m/pixel com as duas câmaras de grande angular (Malin *et al.*, 1991; 1992). As imagens adquiridas pela MOC encontram-se disponíveis no sítio da internet http://www.msss.com/moc_gallery/.

A 2001 Mars Odyssey entrou na órbita de Marte em Outubro de 2001 e ainda continua em funcionamento. Entre os seus objectivos científicos encontra-se o estudo da morfologia da superfície, em particular a recolha de informações sobre a composição química e mineralógica

dos primeiros centímetros da superfície de Marte. Para tal, possui um espectrofotómetro térmico de infravermelhos, designado por THEMIS (Thermal Emission Imaging System), capaz de obter imagens tanto nos espectros infravermelho como no visível. As imagens da THEMIS têm uma resolução máxima, no espectro visível, de 18 m/pixel a partir de uma órbita de 400 km de altitude (Christensen *et al.*, 2004), e encontram-se disponíveis a partir do sítio <http://themis-data.asu.edu/pds/index/>.

Algumas das imagens de outras missões como Viking, Mars Express e Mars Reconnaissance Orbiter também foram usadas neste trabalho. As missões Viking chegaram a Marte em 1976 e deixaram de contactar em 1980. As missões Mars Express e Mars Reconnaissance Orbiter foram inseridas na órbita de Marte em 2003 e 2006, respectivamente, e ainda se encontram em funcionamento.

Todas as imagens, com origem nas várias missões a Marte usadas neste trabalho, estão listadas no Apêndice A.

3.4 Informação altimétrica

Além da informação visual, contida em imagens, neste trabalho também se utilizou dados altimétricos que permitiram traçar perfis topográficos. Os dados altimétricos usados foram obtidos pelo altímetro, instalado a bordo da MGS, designado por Mars Orbital Laser Altimeter (MOLA).

O MOLA funcionava através da medição do intervalo de tempo da viagem, de ida e volta, de um feixe laser infravermelho, entre a sonda MGS e a superfície de Marte. A precisão absoluta, em condições ideais, era de 37,5 cm em superfícies planas lisas e cerca de 10 m em zonas de declive até 30° (Smith *et al.*, 1999). A precisão da medição depende do conhecimento da posição exacta da nave, do geóide que melhor descreve a forma do planeta e dos erros associados ao funcionamento do próprio aparelho, sendo que a precisão vertical média foi considerada como sendo cerca de 1 m (Smith *et al.*, 2001).

Os dados de MOLA foram processados em mapas topográficos com resoluções de 4, 6, 16, 32, 64 e 128 pixels por grau pela Mission Experiment Gridded Data Record (MEGDR), (Smith *et al.*, 2003). Os mapas foram construídos em projecção cilíndrica e podem ser descarregados a partir de <http://pds-geosciences.wustl.edu/missions/mgs/megdr.html>. Os mapas com melhor resolução (128 pixels/grau) encontram-se divididos em 16 ficheiros de imagem (*.img), cada ficheiro cobre uma área de 90° de longitude por 44° de latitude.

Os ficheiros podem ser lidos por programas que lidam com DEMs (Digital Elevation Models), como o programa usado na execução deste trabalho – 3DEM[®]. A interface apresentada ao utilizador por este programa (fig. 3.2.), permite seleccionar a área geográfica pretendida através de um mapa interactivo da superfície de Marte. O programa gera uma superfície topográfica a partir dos dados de altitude digitalizados, podendo também criar modelos tridimensionais bem como perfis topográficos ao longo de qualquer direcção definida pelo cursor.

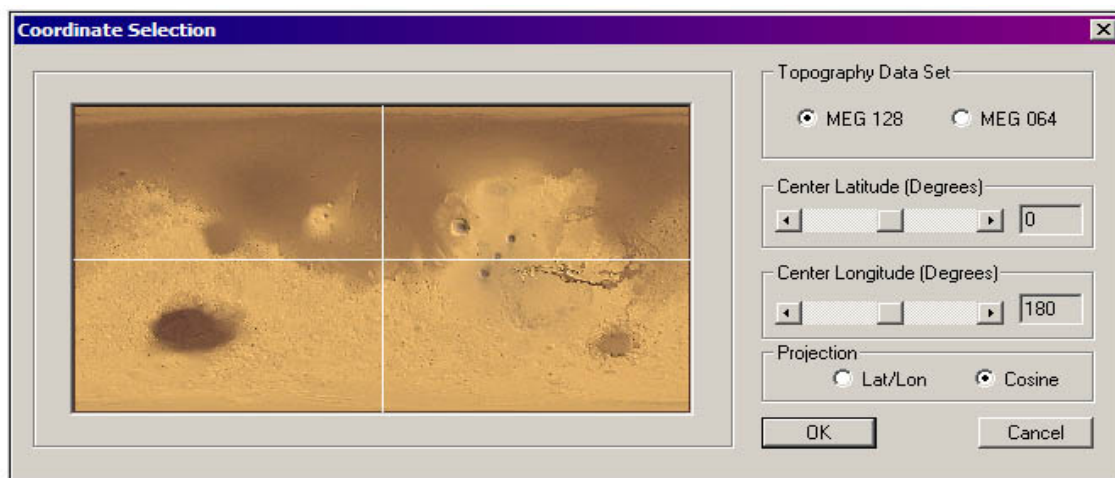
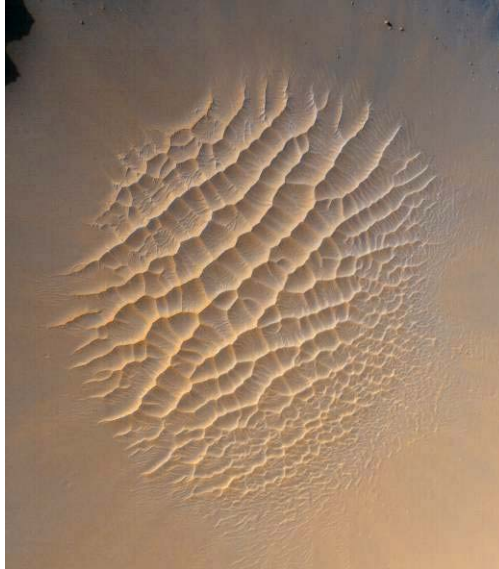


Figura 3.2 Interface inicial do programa 3DEM[®] para os dados de MOLA.

3.5 Imagens da Terra

A ferramenta usada na aquisição de imagens de satélite da Terra foi o Google[®] Earth, que permite através da Internet aceder rapidamente a qualquer ponto da superfície terrestre. Após consulta bibliográfica foram identificados locais de interesse, que poderiam apresentar as estruturas geomorfológicas estudadas neste trabalho. Esta ferramenta foi usada para encontrar imagens referentes a dunas e redes fluviais.



4. ESTRUTURAS EÓLICAS

4.1 Introdução

O astrónomo italiano Giovanni Schiaparelli terá sido o primeiro a observar que algumas regiões de Marte apareciam sistematicamente cobertas de nuvens, tendo escrito no seu caderno de notas, em Setembro de 1877, após uma noite de observações: “ *O Mare Erythraeum encontra-se praticamente todo coberto de nuvens. O continente Deucalion dificilmente se consegue observar. Noachis aparece ténue. No entanto, Arabia encontra-se perfeitamente visível, ...*” (in Sheehan, 1996). O aparecimento e desaparecimento destas nuvens levou à noção de que a atmosfera de Marte era dinâmica e que poderia contribuir para a modificação da superfície.

A possibilidade de que o vento podia actuar sobre a superfície ficou provada aquando da chegada de uma das primeiras sondas não tripuladas, a Mariner 9 em 1971, que teve de esperar cerca de um mês em órbita, até que uma tempestade de pó/areia se dissipasse e permitisse observar a superfície e iniciar a missão fotográfica. As imagens obtidas revelaram uma série de estruturas na superfície de Marte que não deixaram dúvidas sobre a existência de transporte de materiais pelo vento (Sagan *et al.*, 1972). Entre as estruturas observadas encontravam-se campos de dunas semelhantes aos das regiões áridas da Terra.

4.2 Actividade eólica em Marte

4.2.1 Clima e dinâmica atmosférica

A dinâmica da atmosfera de Marte é relativamente mais simples do que a da Terra, em parte porque é menos densa (cerca de mil vezes), possuindo uma menor capacidade calorífica. O maior afastamento do Sol implica também que receba menos energia, cerca de metade daquela que a Terra recebe (Cattermole, 2001). Apesar das condições da atmosfera marciana podem-se gerar movimentos de massas de ar – vento – com velocidades bastante elevadas, responsáveis por autênticas tempestades globais, como aquela que esperava a sonda Mariner 9 em 1971.

Como já referido no capítulo 2, Marte possui quatro estações tal como a Terra, embora devido à maior excentricidade da órbita haja diferenças significativas entre a duração das mesmas em relação a cada hemisfério. A Primavera e o Verão no hemisfério norte são 51 e 34 sols (dias marcianos), respectivamente, mais longos do que no hemisfério sul. As temperaturas médias registadas também são diferentes, sendo mais elevadas no Verão do hemisfério sul do que no do hemisfério norte.

A nível global a movimentação do ar em Marte está relacionada com a estação do ano. O ar quente, menos denso, eleva-se no hemisfério de Verão e desce no outro hemisfério. Este movimento é acentuado pelo facto de no hemisfério de Inverno as temperaturas muito baixas sobre o pólo levarem à condensação da atmosfera, essencialmente CO₂, que irá engrossar as calotes polares. Como a atmosfera é já por si muito pouco densa, esta condensação provoca uma

zona de baixas pressões nas latitudes mais elevadas, originando um gradiente de pressão atmosférica que favorece a circulação em direcção ao hemisfério que está na estação de Inverno.

As observações feitas com o telescópio Hubble, do movimento de nuvens, mostram que os ventos dominantes no hemisfério de Inverno têm uma direcção para oeste, com a formação de ciclones e anticiclones. Nos trópicos os ventos dominantes têm uma direcção para este e deslocam-se em direcção ao hemisfério de Verão na altura do solstício. Os Invernos são relativamente semelhantes, tanto no hemisfério sul como no norte, mas o mesmo já não acontece com os Verões. Quando o hemisfério sul se encontra no Verão ocorrem frequentemente tempestades de pó que podem alterar os padrões de circulação de ar de todo o planeta.

A ausência de oceanos em Marte leva a que toda a superfície responda rapidamente ao aquecimento solar, uma vez que a rocha sólida é boa condutora de calor. A topografia deverá ser um dos elementos que mais influencia a formação e a velocidade do vento a nível local, em particular em zonas de vertente. Por exemplo, a temperatura na base do Olympus Mons pode ser a mesma que no seu topo, a mais de 27 km de altitude, devido à rápida resposta da atmosfera ao aquecimento do solo e, ao facto, deste aquecimento depender apenas da altura do dia e do tipo de rocha. Este aquecimento em redor da montanha irá criar um gradiente horizontal de temperaturas que podem provocar ventos bastante fortes. O vento irá soprar em direcção ao cume ou em direcção à base de Olympus Mons, consoante seja, dia ou noite, respectivamente. A sonda Viking 1, que se encontrava estacionada numa zona de declive regional registou um padrão geral na direcção do vento durante o dia consistente com esta teoria. O vento tinha uma direcção a favor do declive à noite e início da manhã, enquanto que apresentava uma direcção contrária durante o resto do dia. Também o módulo da Mars Pathfinder registou ligeiras variações durante o dia na direcção do vento que poderão ter origem em ventos de origem topográfica, uma vez que a sonda pousou a norte de Ares Vallis, um canal que desagua em Chryse Planitia.

Os dados enviados pelas sondas Viking que pousaram na superfície de Marte, indicam que a velocidade do vento a 1,3 m do solo é geralmente baixa, inferior a 6 ms^{-1} , e varia de forma

cíclica durante um *sol*. Assim, nas planícies Chryse (Viking 1) e Utopia (Viking 2), as medições efectuadas revelaram que durante a noite a velocidade do vento era menor ($\sim 2 \text{ ms}^{-1}$) mas que à medida que o dia avançava aumentavam até cerca de 6 ms^{-1} . Ocasionalmente, foram registados picos de velocidade que atingiram os 25 ms^{-1} . Outro facto registado pelas sondas Viking foi que a direcção predominante do vento também variava durante um *sol*, sendo que ao pôr-do-sol passava de este para sudoeste e ao nascer do sol mudava novamente de direcção para su-sudoeste (Hess *et al.*, 1976). O sensor ASI/MET (Atmospheric Science/Meteorology) da Mars Pathfinder, colocado a cerca de 1,1 m do solo, registou durante os primeiros 30 *sols*, uma rotação no sentido do ponteiro dos relógios na direcção do vento ao longo de cada *sol*. Assim, o vento movia-se na direcção sul durante a noite e início da manhã, rodando em seguida para oeste, norte e este. Durante este período de 30 *sols*, o vento nocturno manteve uma direcção constante, mas durante o dia ocorriam variações na direcção do vento (Schofield *et al.*, 1997).

A circulação atmosférica tem sido modelada com recurso a sistemas informáticos, um dos mais usados é o NASA Ames General Circulation Model (GCM), que permite descrever a circulação atmosférica a longo prazo e a forma como esta responde a variações sazonais e à existência de pó na atmosfera, (Pollock *et al.*, 1990). As modelações efectuadas apresentam a hipótese de existirem células de Hadley (convecção), duas durante os equinócios relativamente simétricas e que contactam na região sobre o equador, e uma durante o solstício, centrada no equador (Haberle *et al.*, 1993).

4.2.2 Vento e transporte de partículas

A capacidade de transporte de partículas pelo vento depende de vários factores físicos. A fórmula geral que relaciona a velocidade mínima do vento necessária para levantar uma partícula do chão, as características da partícula e as condições do meio envolvente é a seguinte:

$$V_{*t} = A \left(\frac{\rho_{particula} g d}{\rho_{atmosfera}} \right)^{1/2} \quad (\text{Eq. 4.1})$$

onde V_{*t} é a velocidade do vento; A é uma constante (parâmetro de Shields) que relaciona a turbulência do vento e a superfície do solo; g a aceleração gravítica; d o diâmetro da partícula; $\rho_{particula}$ a densidade da partícula; $\rho_{atmosfera}$ a densidade da atmosfera.

Analisando a equação (4.1) pode-se afirmar que a velocidade inicial necessária para elevar uma partícula do solo aumenta com a gravidade, a densidade e o tamanho da partícula, mas diminui com a densidade da atmosfera.

Usando valores de Marte e da Terra para as diferentes variáveis obtêm-se as soluções com as quais foi construído o gráfico da figura 4.1. As velocidades iniciais de elevação de partículas são bastante superiores em Marte para partículas do mesmo tamanho, o que mostra que a menor gravidade não compensa a baixa pressão atmosférica. Assim uma partícula com 0,2 mm em Marte neces-

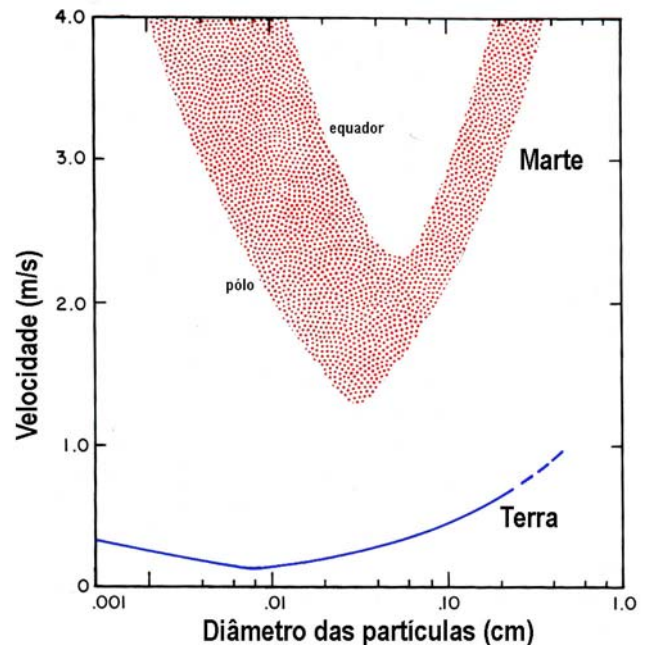


Figura 4.1 Relação entre a velocidade mínima necessária para elevar uma partícula e o tamanho da partícula, em Marte e na Terra. O limite superior de Marte corresponde ao equador (menor densidade da atmosfera) e o inferior à região polar (maior densidade) (adaptado de Mutch *et al.*, 1976).

sita de uma velocidade inicial do vento para ser levantada cerca de dez vezes superior à da Terra.

Apesar destas condições o vento em Marte não desloca só partículas muito pequenas, causando as já mencionadas tempestades de pó, uma vez que a formação de dunas requer partículas de dimensões do tamanho da areia.

O movimento de partículas pelo vento pode ser efectuado de diversas formas: suspensão, saltação e por arrasto (fig. 4.2), dependendo da força do vento e do tamanho da partícula. A saltação é o tipo de transporte predominante das areias na Terra e caracteriza-se por um movimento balístico da partícula junto ao solo. O vento tem energia suficiente para elevar a partícula do solo mas não a consegue manter em suspensão pelo que esta cai mais à frente. O impacto da queda

põe em movimento mais partículas criando-se uma nuvem de partículas saltitantes que se estende por alguns centímetros acima do solo. Se existir uma quantidade de partículas suficiente pode ocorrer a formação de vários tipos de dunas.

Em Marte a formação de dunas deverá ser semelhante, uma vez que, as formas observadas não diferem muito das formas terrestres. Assim terão de existir partículas com tamanho suficiente para não ficarem indefinidamente em suspensão e vento com energia suficiente para as deslocar.

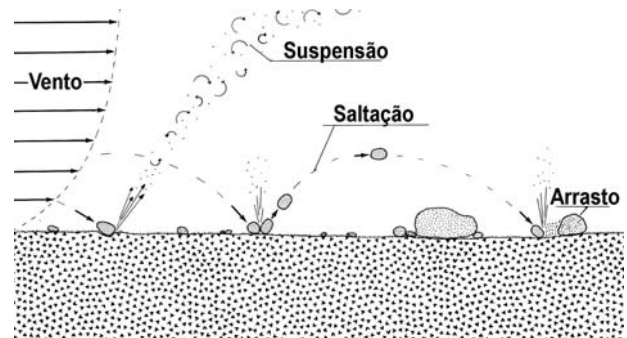


Figura 4.2 Três formas de transporte de partículas pelo vento (adaptado de Mutch *et al.*, 1976).

4.3 Dunas em Marte

Existem dunas em Marte dispersas por quase toda a superfície do planeta, no entanto, a sua distribuição não é homogênea. As estruturas dunares estão concentradas nas regiões polares, em especial no pólo norte, e no interior de crateras ou outros acidentes geográficos como Chasmas. Barchans e dunas transversais são as estruturas mais comuns em Marte (Breed *et al.*, 1979) mas outros tipos de dunas como dunas lineares e em estrela também podem ser observados.

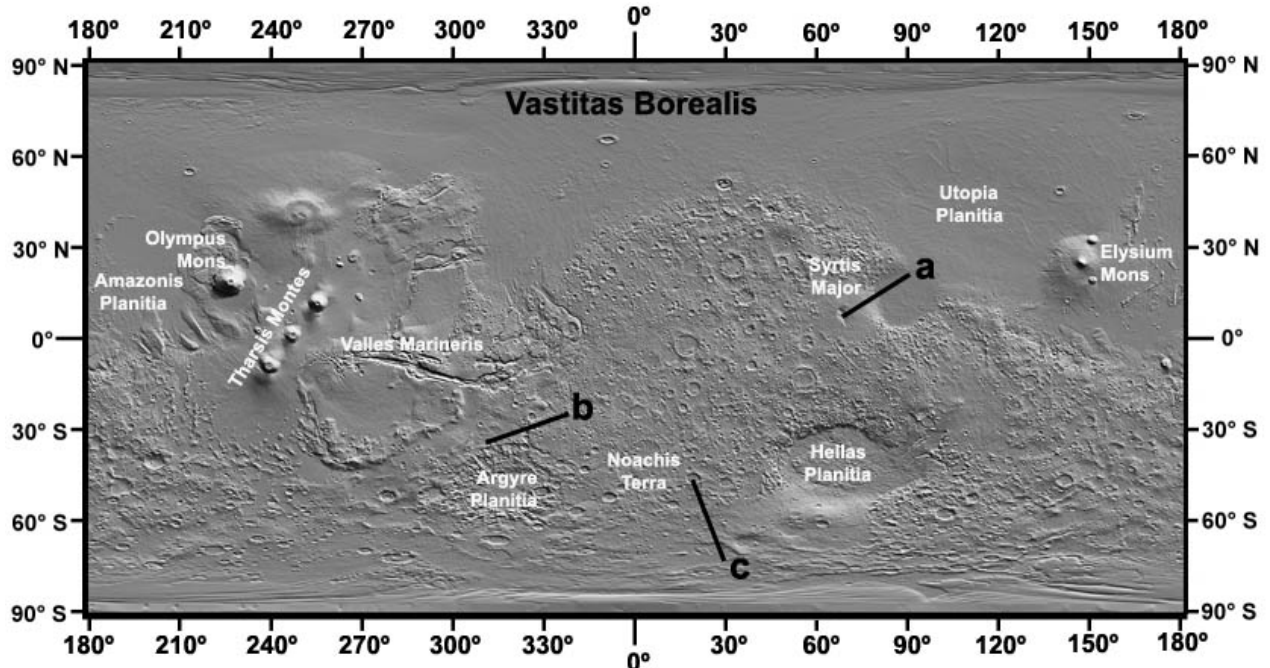


Figura 4.3 Mapa em relevo de Marte, construído a partir de dados de MOLA, com a indicação de alguns locais onde existem campos de dunas: (a) Nili Patera; (b) cratera Bounge; (c) cratera Kaiser; (Vastitas Borealis) zona polar norte.

4.3.1 Campo de dunas em Vastitas Borealis (Pólo Norte)

A actividade eólica no hemisfério norte é responsável, a partir de latitudes superiores a 80°N, pela existência de vastos campos de dunas circumpolares. Estes campos de dunas estendem-se, às vezes ininterruptamente, por centenas de quilómetros (fig. 4.4) e pensa-se que serão constituídos por materiais transportados de latitudes equatoriais e tropicais, devido ao regime de ventos, para a zona polar.

Estes campos de dunas podem ser comparados em dimensão aos mares de dunas terrestres ou ergs. O maior dos ergs terrestres, o Rub'al Khali (Arábia Saudita), tem uma área de 560000 km², que corresponde a cerca de metade da área total ocupada pelos campos de dunas polares em Marte, 1000000 km² (Cattermole, 2001).

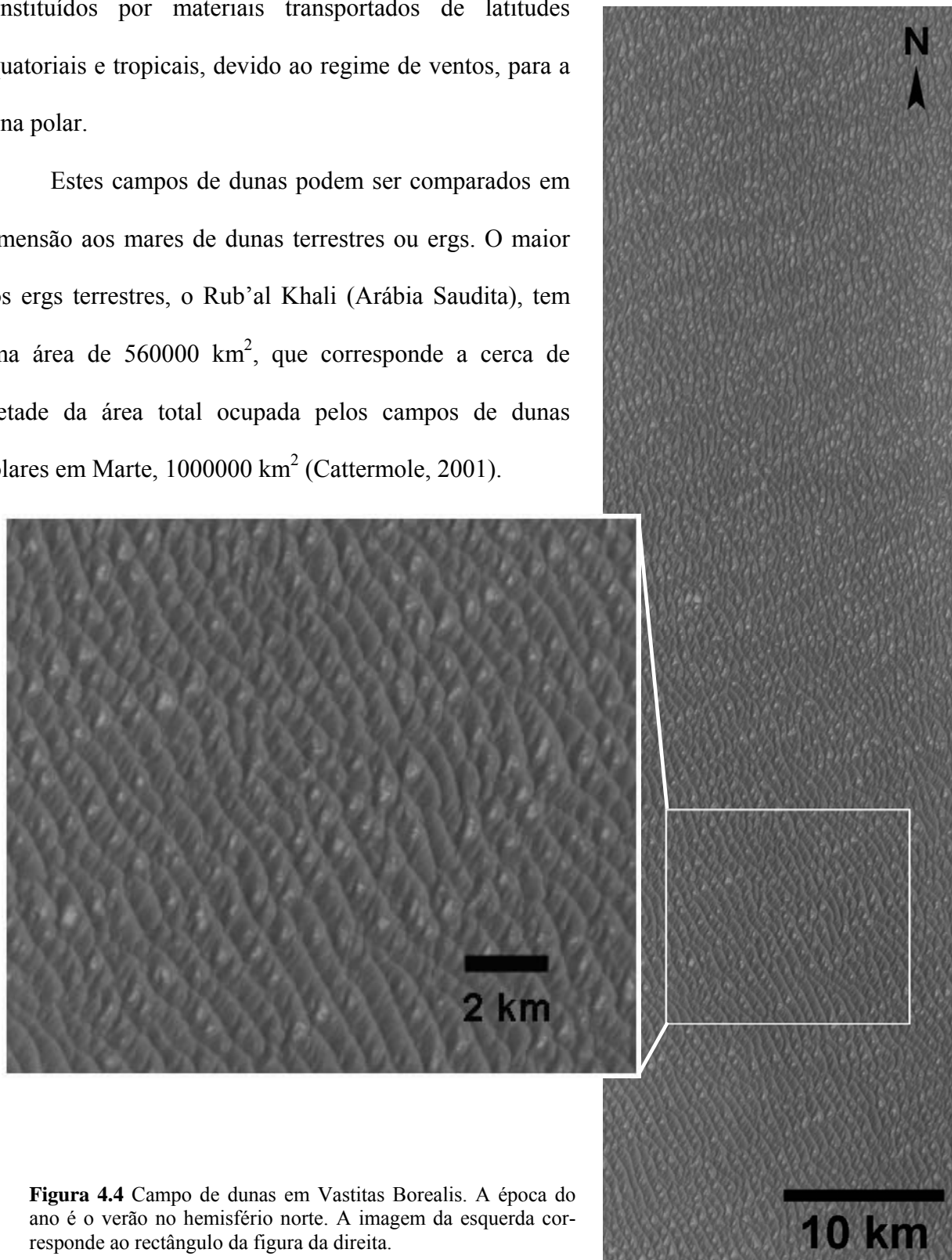


Figura 4.4 Campo de dunas em Vastitas Borealis. A época do ano é o verão no hemisfério norte. A imagem da esquerda corresponde ao rectângulo da figura da direita.

As dunas que se observam na figura 4.4 são análogas a dunas transversais terrestres. As dunas transversais formam-se em zonas de regime de vento unidireccional, com as cristas alinhadas perpendicularmente (transversalmente) à direcção do vento (fig. 4.5), em locais onde o suprimento de sedimento é abundante.



Figura 4.5 Formação de uma duna do tipo transversal na Terra (adaptado de Press *et al.*, 2001).

As dunas observadas encontram-se regularmente espaçadas, com distâncias entre cristas de cerca de 600 a 700 m. A direcção predominante do vento não é óbvia uma vez que a face com declive menos acentuado, face virada para o vento, não é claramente distinguível da face a sotavento.

Estes campos de dunas estão sujeitos ao crescimento sazonal da calote polar, ficando cobertos de gelo durante o Inverno. Na primavera o gelo sublima, inicialmente nas cristas, que assim se destacam pela cor escura (cor do material que constitui as dunas) em relação às zonas ainda cobertas de gelo, mais claras (fig. 4.6).

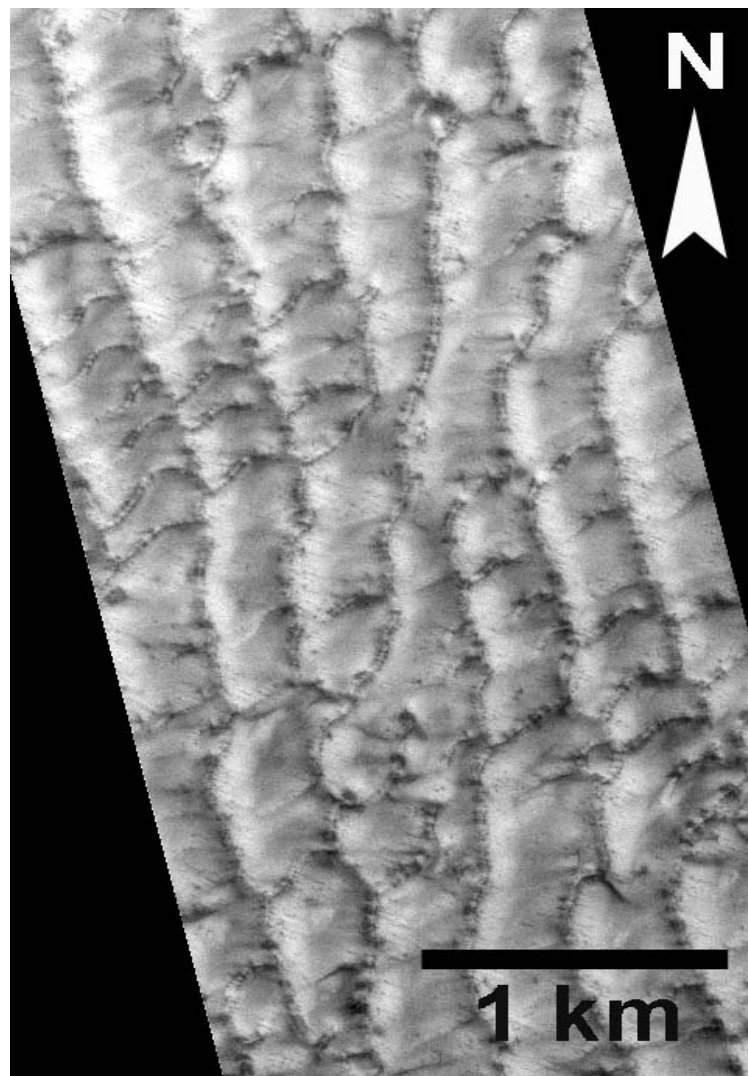


Figura 4.6 Campo de dunas em Vastitas Borealis, mas agora no início da primavera, com sinais de degelo (pontos mais escuros).

4.3.2 Campo de dunas em Nili Patera

Este campo de dunas situa-se no interior de uma *patera*, atribuída a uma antiga caldeira de um vulcão, localizada na região de Syrtis Major. As dunas (fig. 4.7) são constituídas por material de cor escura, aliás esta região é conhecida por ser uma das regiões mais escuras da superfície de Marte, e têm o aspecto de um crescente sendo análogas às barchans terrestres. Ocorrem dunas isoladas nas margens do campo mas no seu interior a tendência é para se fundirem formando bandas sinuosas.

Na Terra este tipo de dunas forma-se sobre solos rochosos em zonas onde o suprimento de areia é escasso e o regime de ventos é unidireccional.

As barchans apresentam, como todas as dunas, um declive mais suave no lado que está sujeito à acção do vento, e um declive acentuado no lado oposto (sotavento). Nas extremidades a duna curva na direcção em que sopra o vento, formando dois braços paralelos que rodeiam a face

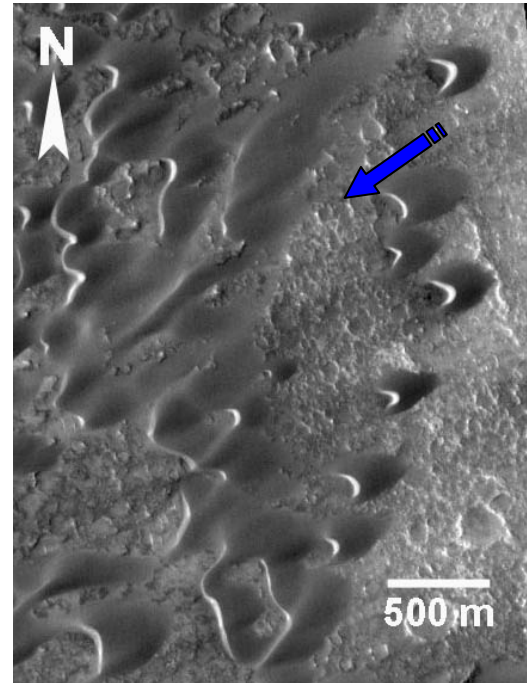


Figura 4.7 Dunas com forma de crescente na caldeira de Nili Patera. A seta azul indica a direcção predominante do vento

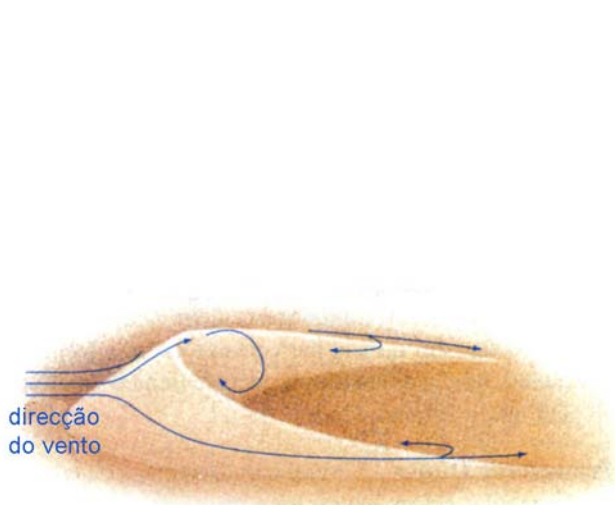


Figura 4.8 Formação de uma duna do tipo barchan na Terra (adaptado de Press *et al.*, 2001).

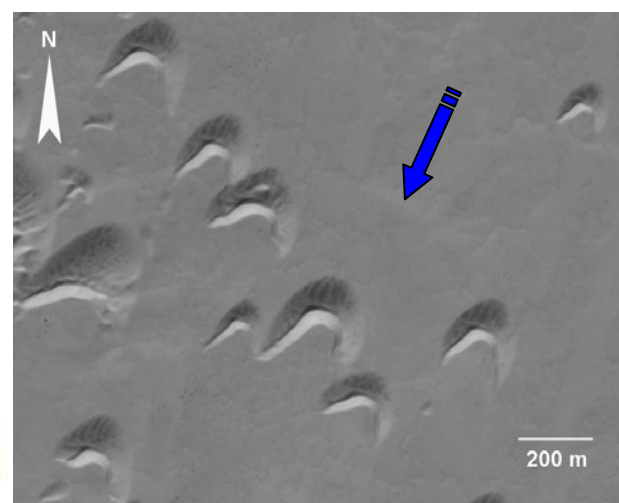


Figura 4.9 Dunas do Sara Ocidental, Marrocos, a cerca de 26° N e 13°W (imagem obtida a partir do Google Earth). A seta azul indica a direcção predominante do vento.

côncava da duna (fig. 4.8). Estas dunas podem-se encontrar isoladas ou em grupos, em várias zonas áridas terrestres (fig. 4.9). As dimensões das barchans terrestres variam entre 1 a 30 m de altura e 10 a 300 m de comprimento e largura, sendo que estes valores se relacionam de forma linear (Hersen, 2004). O declive da face a sotavento é cerca de 33° , que corresponde ao ângulo de repouso de uma pilha de areia solta.

Aplicando a informação existente sobre este tipo de dunas na Terra podemos presumir que as dunas de Nili Patera foram formadas por um regime de ventos unidireccional proveniente de nordeste, sobre um substrato rochoso e com um suprimento de sedimento escasso. Utilizando como exemplo as dunas da figura 4.10 calculámos as dimensões aproximadas de forma a compará-las com as dunas terrestres. As dunas (1) e (2), com uma dimensão média em relação às res-

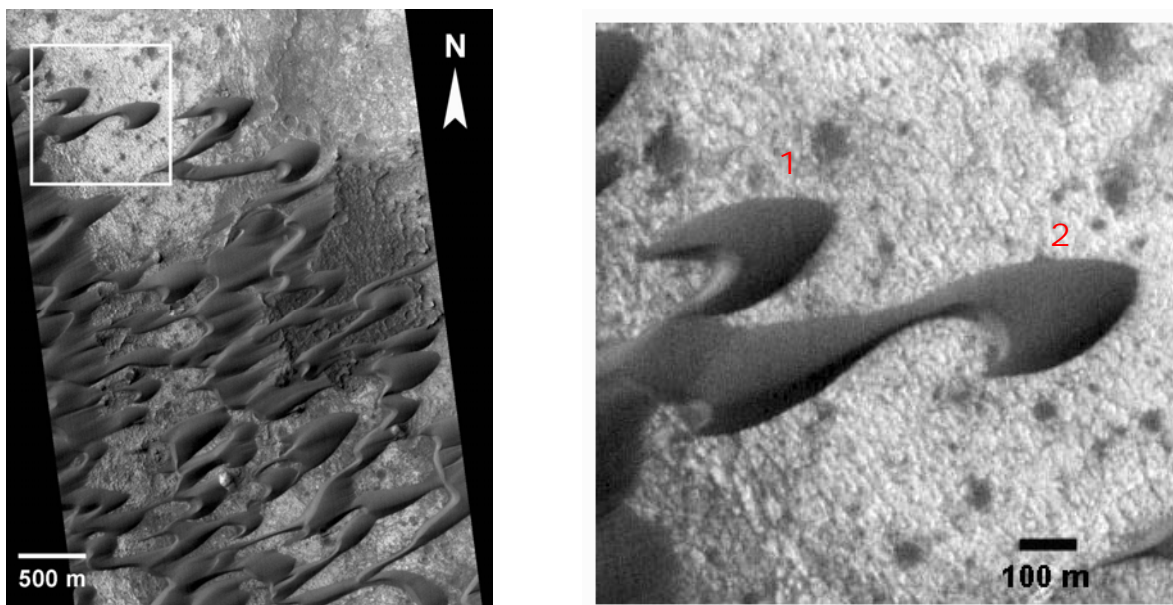


Figura 4.10 Dunas em Nili Patera. As dunas (1) e (2) na área ampliada serviram de modelo para o cálculo de dimensões incluindo uma estimativa da respectiva altura máxima.

tantes do campo de dunas, têm cerca de 233 m e 286 m de comprimento, por 180 m e 200 m de largura, respectivamente. No cálculo da altura usámos a relação trigonométrica:

$$h = c \cdot \text{sen } \alpha \quad (\text{Eq. 4.1})$$

em que h é a altura da duna, c o comprimento da face a sotavento e α o ângulo de repouso de uma pilha de areia. Aplicando ao caso da duna (1) da figura 4.10 temos os seguintes cálculos (fig. 4.11):

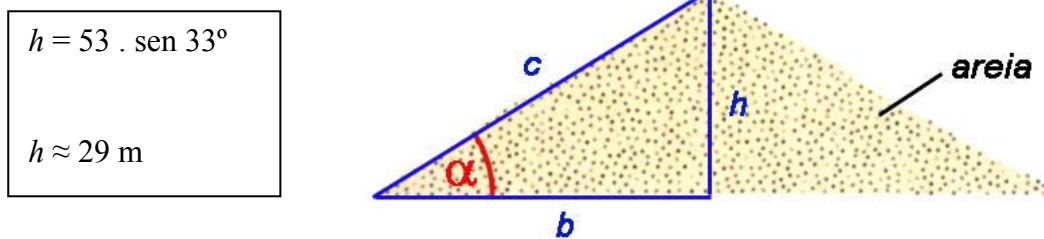


Figura 4.11 Exemplificação do cálculo da altura de uma duna com base em relações trigonométricas.

Assumindo que o ângulo de repouso de uma pilha de areia solta em Marte é semelhante ao da Terra (Bourke *et al.*, 2006), obtemos um valor para altura da duna, de cerca 29 m para a duna (1) e 14 m para a duna (2). Ressalvamos que estes valores possuem uma margem de erro considerável, possivelmente superior a 5 m para as dimensões horizontais e 10 m para a altura, dado o limite de resolução da imagem usada (cerca de 2,95 metros por pixel (m/px)), e a dificuldade em estabelecer com exactidão os limites entre a duna e o substrato e entre a face a sotavento e a crista da duna, de modo a conhecer o valor do comprimento da face a sotavento. Apesar das limitações podemos afirmar que estas barchans seriam consideradas na Terra como gigantes, encontrando-se próximas do limite superior conhecido para estas estruturas. Considerando que, neste local existem várias dunas de dimensões superiores às analisadas, podemos afirmar que nesta área as barchans são em média maiores do que as mesmas estruturas da Terra.

4.3.3 Campo de dunas na cratera Kaiser

A cratera Kaiser encontra-se no hemisfério sul, nas coordenadas 46,3°S e 19,2°E, em Noachis Terra. É uma cratera de grandes dimensões, com cerca de 200 km por 170 km, e uma profundidade de cerca 1200 m (dados de MOLA).

O campo de dunas situa-se na zona sul da cratera (fig. 4.12), destacando-se no fundo da cratera devido à coloração escura.

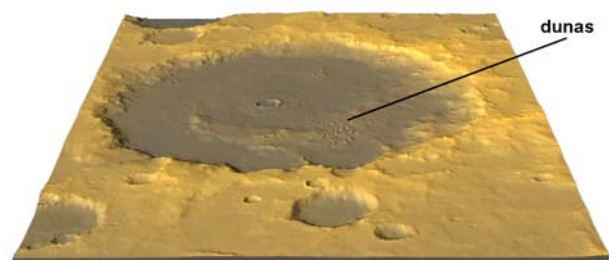


Figura 4.12 Perspectiva da cratera Kaiser, observada de sul, construída a partir de dados de MOLA. O exagero vertical é cerca de 3,5 vezes.

As dunas apresentam uma disposição de transição entre dunas transversais e barchans, com as cristas a formarem uma linha sinuosa e o espaço interdunar em certos locais já desprovido de sedimento, deixando exposto o chão da cratera. Em cima das faces das dunas, bem como nos espaços interdunares, desenvolvem-se ripples (fig. 4.13).

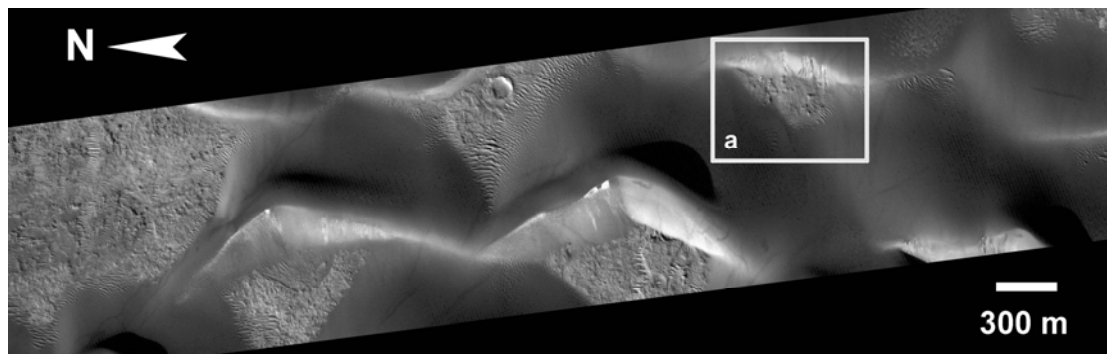


Figura 4.13 Dunas e ripples na cratera Kaiser. (a) área ilustrada na fig. 4.16.

Na Terra, dunas com este aspecto formam-se em locais com um regime de vento unidireccional mas em que a crista é distorcida devido a um efeito de vórtices longitudinais, onde o ar flúi num movimento em espiral (fig. 4.14). Isto origina variações da velocidade do vento ao longo da crista da duna o que por sua vez origina diferenças de altura; como dunas mais altas se movem mais lentamente, as secções mais baixas da crista avançam mais do que as mais altas. O resultado final é uma crista sinuosa composta de secções mais avançadas e outras mais recuadas. Se o suprimento de sedimento for escasso esta situação pode evoluir para dunas do tipo barchans.

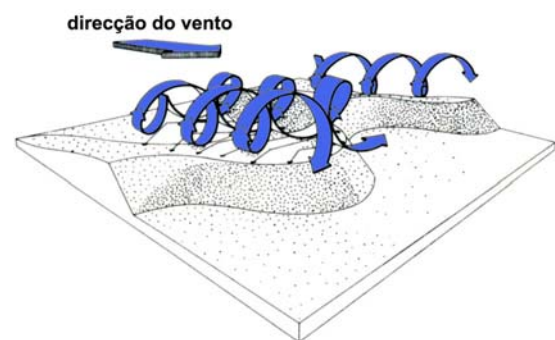


Figura 4.14 Formação de uma duna transversal sinuosa (adaptado de Summerfield, 1991).

As dunas da cratera Kaiser deverão ter sido formadas por ventos de direcção relativamente constante, direcção essa que de acordo com o formato da duna (face de declive menos acentuado está do lado este) deverá ter sido de este para oeste. A formação de cristas sinuosas terá sido provocada por um fenómeno análogo ao terrestre. As ripples que aparecem sobrepostas às

dunas e no chão da cratera, serão construídas por material mais facilmente mobilizável, possivelmente mais fino do que o das dunas, e de formação mais recente.

Na face a sotavento de uma das dunas (fig. 4.15), observa-se uma estrutura que indica um deslizamento de grande quantidade de materiais. Na Terra, este tipo de estruturas deve-se a fenómenos de fluidização das partículas devido a infiltrações de água. A ausência de água líquida à superfície de Marte inviabiliza uma explicação semelhante, no entanto outra possibilidade poderá ser a sublimação de gelo de CO₂. A calote polar do hemisfério sul apresenta uma variação sazonal que a leva a estender-se até latitudes de cerca 50°S (Cattermole, 2001). Assim, durante a Primavera, o degelo da calote pode levar a que a libertação do CO₂, aprisionado nos primeiros centímetros de sedimento da duna, provoque um fenómeno de perda de coesão e conseqüente fluidização.

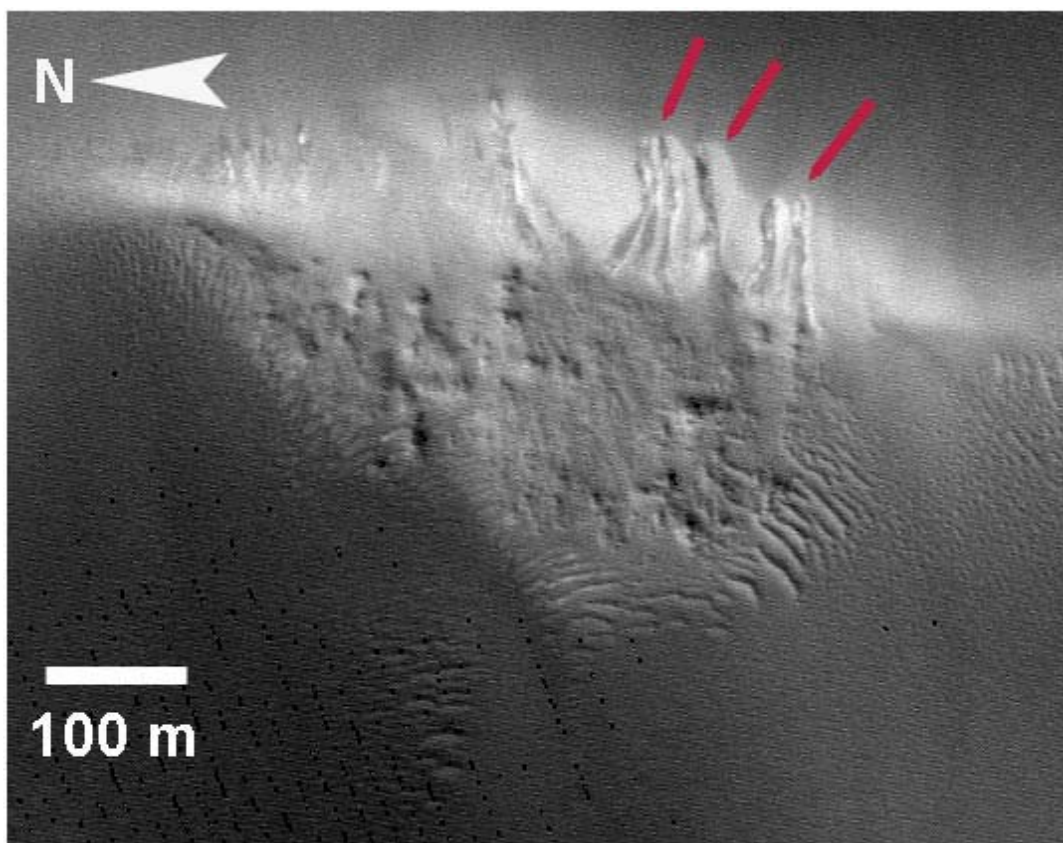


Figura 4.15 Deslizamento de materiais na face a sotavento (setas vermelhas) de uma duna na cratera Kaiser.

4.3.4 Campo de dunas na cratera Bounge

A cratera Bounge localiza-se no hemisfério sul, a norte da Argyre Planitia e centrada nas coordenadas 33,8°S e 311,4°E. Tem cerca de 70 km de diâmetro e uma profundidade máxima de 1200 m (dados de MOLA). O campo de dunas localiza-se na zona norte do chão da cratera (fig. 4.16), a uma profundidade de cerca de 1 km, destacando-se pela cor mais escura em relação à zona circundante.

As dunas observadas dispõem-se de forma pouco ordenada, sem apresentarem uma

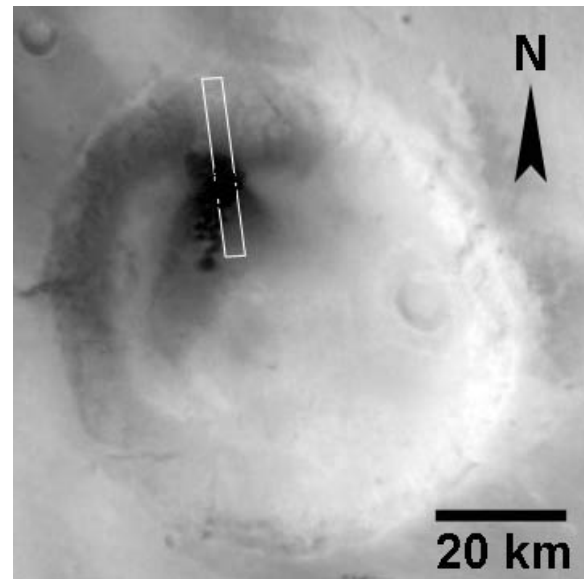


Figura 4.16 Cratera Bounge, a zona escura corresponde a um campo de dunas. A área em realce encontra-se ampliada na figura 4.18.

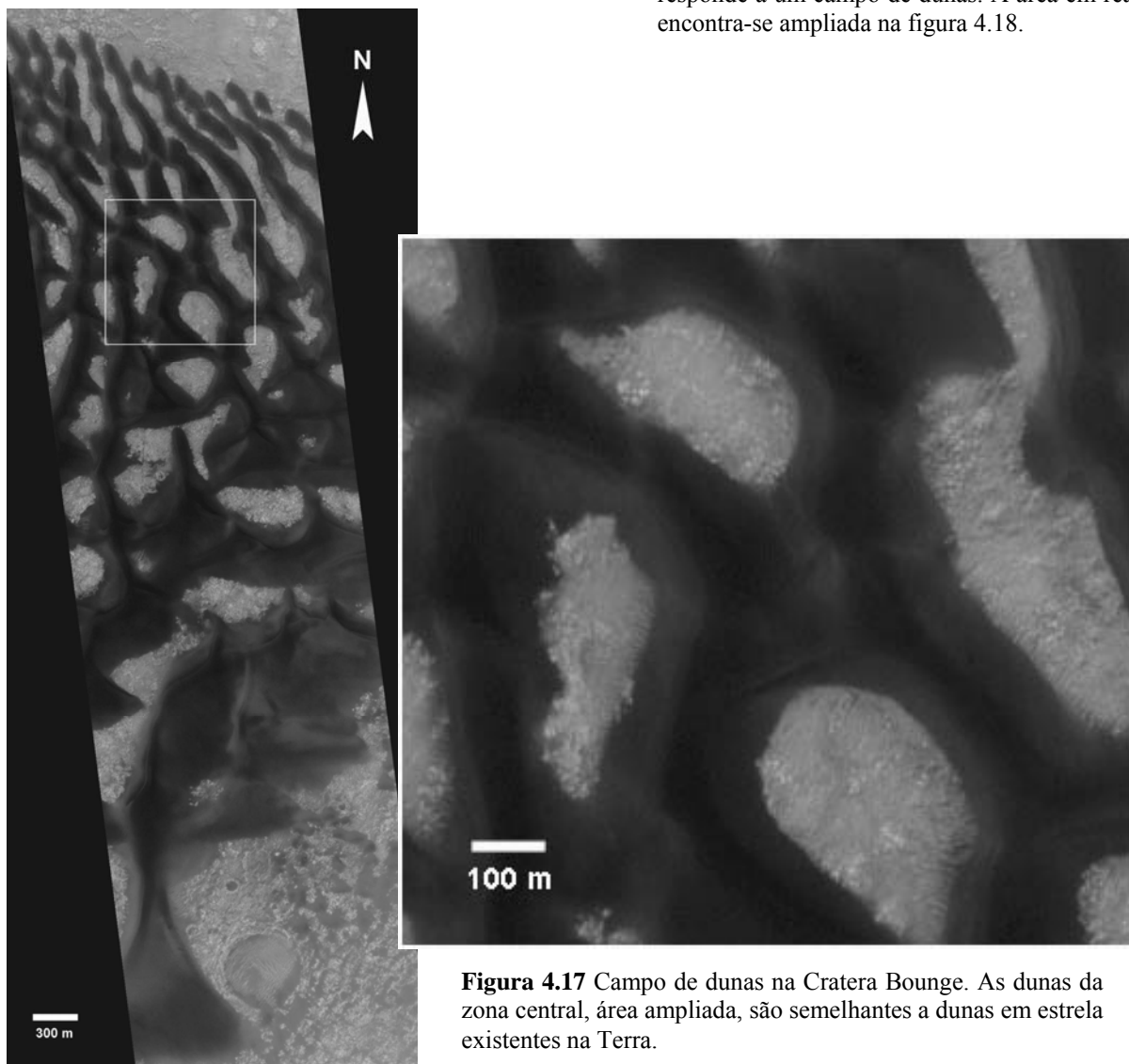


Figura 4.17 Campo de dunas na Cratera Bounge. As dunas da zona central, área ampliada, são semelhantes a dunas em estrela existentes na Terra.

orientação bem definida, excepto na zona mais a norte onde formam várias linhas paralelas de direcção norte-sul (fig. 4.17). A quantidade de sedimento disponível deverá ser baixa uma vez que o espaço interdunar se encontra limpo de sedimento, com a superfície rochosa do fundo da cratera exposta. Na zona central e na extremidade sul as dunas apresentam uma forma análoga à de dunas terrestres conhecidas como dunas em estrela. Na Terra estas dunas formam-se em zonas em que o vento não tem uma direcção predominante, existindo um complexo regime de ventos, sendo que várias faces da duna sofrem o efeito do vento (fig. 4.18). As dunas resultantes deste tipo de regime têm uma forma sensivelmente piramidal com alguns braços alongados e irregulares (fig. 4.19).

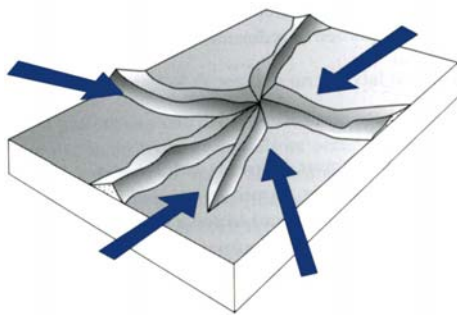


Figura 4.18 Formação de uma duna em estrela, em resposta a diferentes direcções de vento (setas), (adaptado de Nichols, 1999).

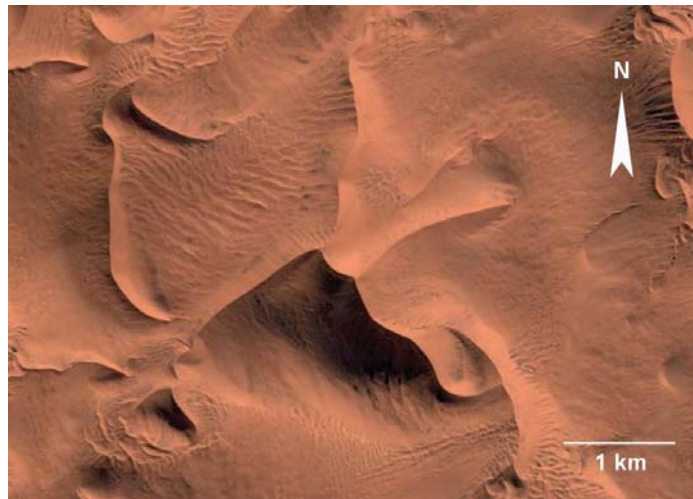


Figura 4.19 Dunas em estrela no deserto da Namíbia, a cerca de 24°S e 15°E. (imagem obtida no Google Earth).

A formação deste tipo de dunas, dentro da cratera Bounge, deverá estar relacionada com a circulação do vento no interior da cratera, que, sendo um espaço confinado, deverá criar turbilhões em que os materiais são deslocados em diferentes direcções. Na zona perto da parede da cratera a direcção do vento deverá ser mais constante, daí a regularidade na formação das dunas, enquanto que na zona central os regimes de vento se tornam mais complexos, arrastando e depositando as partículas em várias direcções (fig. 4.20).

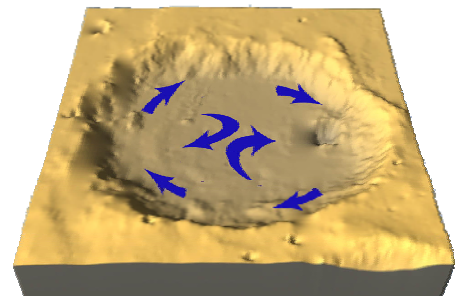


Figura 4.20 Modelo tridimensional da cratera Bounge, construído a partir dos dados de MOLA, o exagero vertical é 3,5 vezes. As setas indicam uma possível direcção de circulação do vento no interior da cratera.



5. ACTIVIDADE FLUVIAL

5.1 Introdução

A existência de água em Marte tem sido uma das questões mais debatidas no âmbito do estudo do sistema solar uma vez que a associação de água com vida torna esta questão bastante sensível.

Nas condições atmosféricas actuais a existência de água líquida na superfície de Marte é impossível, as temperaturas variam entre -140°C e 20°C e a pressão atmosférica entre 5 e 10 mbar, condições físicas em que a água evapora ou congela. No entanto, e logo nas primeiras imagens da superfície de Marte enviadas pela sonda Mariner 9, em 1971, apareceram estruturas que evidenciavam erosão por fluidos, semelhantes a vales fluviais, que apoiam a hipótese da existên-

cia de água líquida. A aparente contradição pode ser resolvida se admitirmos que as condições actuais não são iguais às do passado, ou seja, no tempo em que as estruturas de origem fluvial foram formadas existiam condições para que água líquida pudesse fluir sobre a superfície de Marte.

Actualmente, a maioria dos autores considera que, no passado, Marte já teve água líquida na sua superfície, sendo que esse passado pode não ser tão longínquo como inicialmente proposto. Alguns vales de origem fluvial, Marte Valles, cortam fluxos de lava na Elysium Planitia que estão datados como tendo entre 100 a 200 milhões de anos. Berman *et al.* (2002), admitem que essa actividade fluvial possa ter ocorrido há cerca de 20 milhões de anos.

5.2 Estruturas de origem fluvial

Os vales de origem fluvial em Marte são designados por canais, mais por razões históricas do que científicas, e foram divididos em três categorias (Sharp *et al.*, 1975): canais de escorrência (*runoff*); canais de descarga (*outflow*) e canais de erosão (*fretted*).

Os canais de escorrência são os mais comuns e também os mais parecidos com estruturas fluviais existentes na Terra. São constituídos por vales que se interceptam, formando padrões dendríticos (semelhante às ramificações de uma árvore), apresentando muitas semelhanças com as bacias hidrográficas de rios terrestres. Os vales começam por ser estreitos e aumentam de tamanho e número de afluentes à medida que se afastam da origem em direcção a jusante. A maioria deste tipo de canais encontra-se no hemisfério sul, nas zonas com grande densidade de crateras que também são consideradas as zonas com rochas mais antigas de Marte. A formação destes canais pela acção da água não está completamente esclarecida, podendo ter sido por circulação de água acima da superfície (chuva) ou abaixo da superfície (exurgências de aquíferos).

Os canais de descarga são estruturas de erosão hidráulica com várias dezenas de quilómetros de largura e centenas de quilómetros de comprimento. Apresentam semelhanças com os canais das Scablands do estado de Washington nos EUA (Baker *et al.*, 1974), embora de dimensões muito superiores, o que sugere que outrora cheias catastróficas afectaram extensas áreas da

superfície de Marte. Geralmente não possuem uma rede bem definida de afluentes e têm origem em terreno muito acidentado como por exemplo o Valles Marineris. Ao contrário dos canais de escorrência estes afectam parte das planícies recentes do hemisfério norte embora também se observem na zona de Hellas Planitia. Entre as formas mais características destes canais encontram-se as ilhas em forma de lágrima, normalmente com uma cratera na parte mais larga (fig. 5.1).

Os canais de erosão observam-se na transição entre os terrenos altos do hemisfério sul e as planícies do hemisfério norte, sendo caracterizados por terem leitos largos e paredes íngremes. Na fase terminal do canal encontram-se grandes acumulações de detritos que parecem ter sido arrastados dos terrenos a montante.

Cronologicamente os canais mais antigos serão os que se localizam nos terrenos mais antigos, no hemisfério sul, com idades atribuídas ao Noachiano e Hesperiano e são canais de escorrência, enquanto que os mais recentes são os que atravessam planícies do Amazoniano, essencialmente canais de descarga. Esta diferenciação deverá estar relacionada com alterações climáticas e atmosféricas do planeta Marte ao longo da sua história (Cattermole, 2001). Como exemplo de uma estrutura de origem fluvial iremos analisar o canal conhecido por Nirgal Vallis.

5.2.1 Um rio em Marte: Nirgal Vallis

No hemisfério sul de Marte, a norte de Argyre Planitia, encontra-se um dos canais mais longos do planeta, conhecido como Nirgal Vallis (Nirgal era o nome pelo qual Marte era conhecido na antiga Babilónia). Este vale estende-se por mais de 700 km, entre as latitudes 27°S a 30°S e longitudes 313°E a 322°E, numa região relativamente plana, atravessando terrenos datados do Noachiano Médio e Tardio (Tanaka, 1986). O vale corre numa direcção E-W apresentando vários afluentes que se intersectam criando um padrão dendrítico pouco desenvolvido (fig. 5.2).

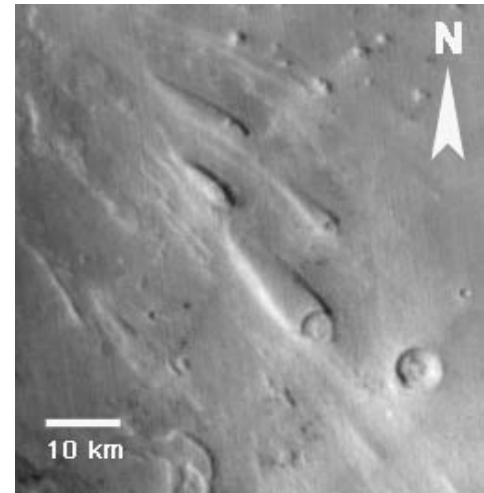


Figura 5.1 Ilhas em forma de lágrima na parte terminal de Ares Vallis.

A orientação do vale é concordante com a direcção E-W dos sistemas de falhas e grabens a norte (Valles Marineris) o que sugere um certo controlo estrutural na sua génese, em detrimento da topografia (Jaumann *et al.*, 2002).

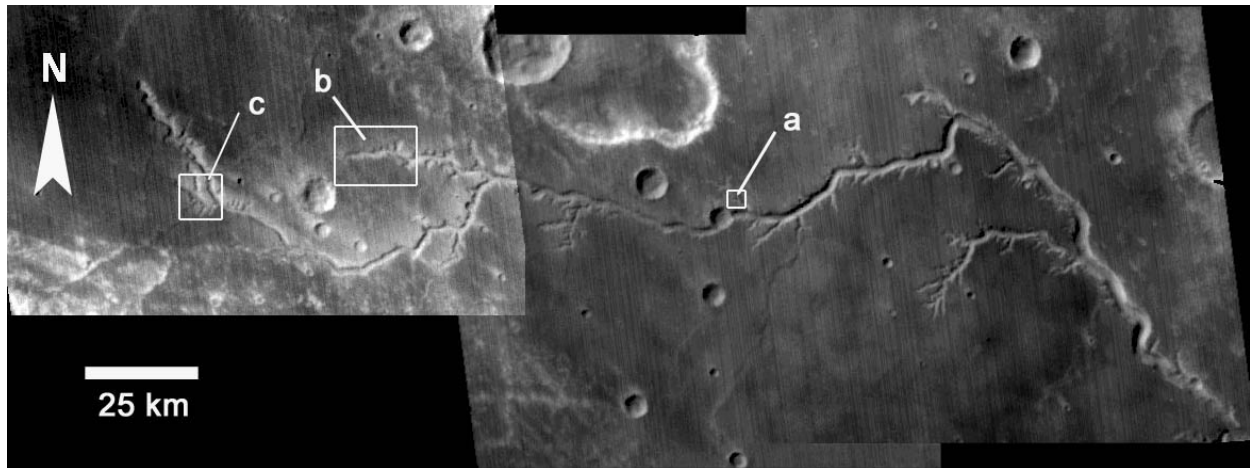


Figura 5.2 Secção inicial de Nirgal Vallis, primeiros 250 km e afluentes. (a) área ilustrada na fig. 5.3; (b) área ilustrada na fig. 5.8; (c) área ilustrada na fig. 5.9.

A formação de Nirgal Vallis terá ocorrido num passado relativamente longínquo, não só porque atravessa terrenos muito antigos, mas devido ao grau de alteração das paredes e do leito do vale. Quase todo o leito se encontra coberto por depósitos que formam estruturas, semelhantes a dunas e ripples de origem eólica, perpendiculares à direcção do vale e que se depositaram após a cessação da actividade fluvial do vale. Estas ripples parecem estar estabilizadas uma vez que são interceptadas por crateras de impacto não degradadas (fig. 5.3), algo que não é comum

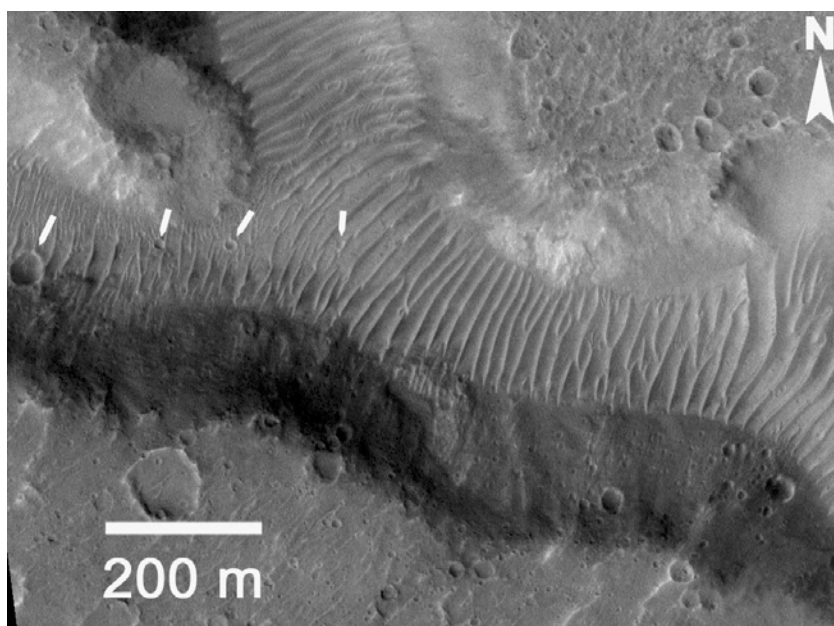


Figura 5.3 Leito de Nirgal Vallis na zona de confluência com um afluente de norte. As setas indicam crateras de impacto sobrepostas aos ripples eólicos.

nas dunas de Marte, e que atesta a sua antiguidade. As paredes do vale também apresentam muitas crateras de impacto, que terão sido formadas após o termo da actividade fluvial, e uma cratera de grandes dimensões corta por completo o vale na zona a oeste da área ilustrada na fig. 5.3. Segundo Fassett *et al.* (2007a), a formação de Nirgal Vallis poderá ser do Amazoniano Inicial, o que, na escala de cronologia absoluta de Neukum (Neukum *et al.*, 2001), dá uma idade de cerca 3,7 mil milhões de anos.

A partir da informação fornecida por MOLA, procedeu-se à criação de um mapa topográfico e foram construídos vários perfis topográficos que permitiram calcular alguns parâmetros morfométricos do vale. O local de início do vale, a cerca de 26,8°S e 313,5°E, encontra-se a uma altitude de cerca de 500 m, enquanto que a zona terminal, a cerca de 30°S e 322°E, tem uma alti-

tude média de 400 m, não existindo variações de altitude acentuadas ao longo de todo o percurso (fig.5.4). O vale termina numa grande depressão, um provável canal de des-

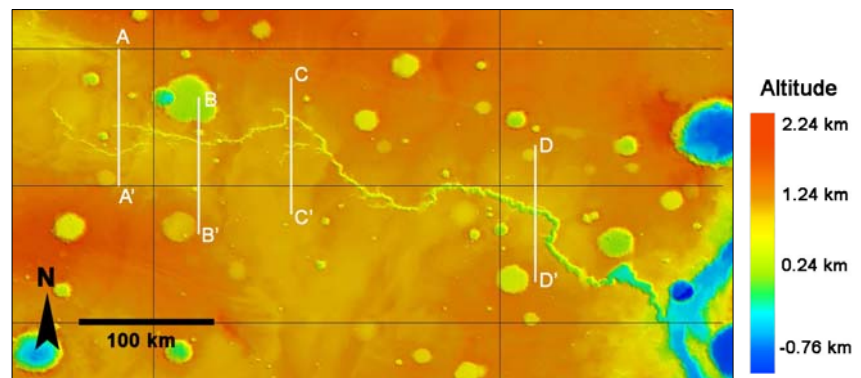


Figura 5.4 Mapa topográfico de Nirgal Vallis processado a partir dos dados de MOLA. As linhas verticais marcam a localização dos perfis apresentados na fig. 5.5.

carga de orientação N-S, Uzboi Vallis, com cerca de 200 km de comprimento por 20 km de largura, e uma profundidade média de -1200 m.

A profundidade do vale aumenta à medida que se avança para jusante, na parte inicial (perfis AA' e BB' da fig. 5.5) tem cerca de 250 m e na parte final (perfil DD' da fig. 5.5) chega aos 800 m. A largura do vale é relativamente constante, cerca de 4 a 5 km na parte inicial do percurso (perfis AA', BB' e CC'), alargando na secção terminal para cerca de 10 km (perfil DD'), existindo uma área de grande alargamento muito perto do fim do vale, com mais de 20 km de largura, que poderá corresponder a uma cratera de impacto degradada. Os afluentes de maior dimensão (perfis AA' e CC') apresentam vales com larguras semelhantes às do vale principal.

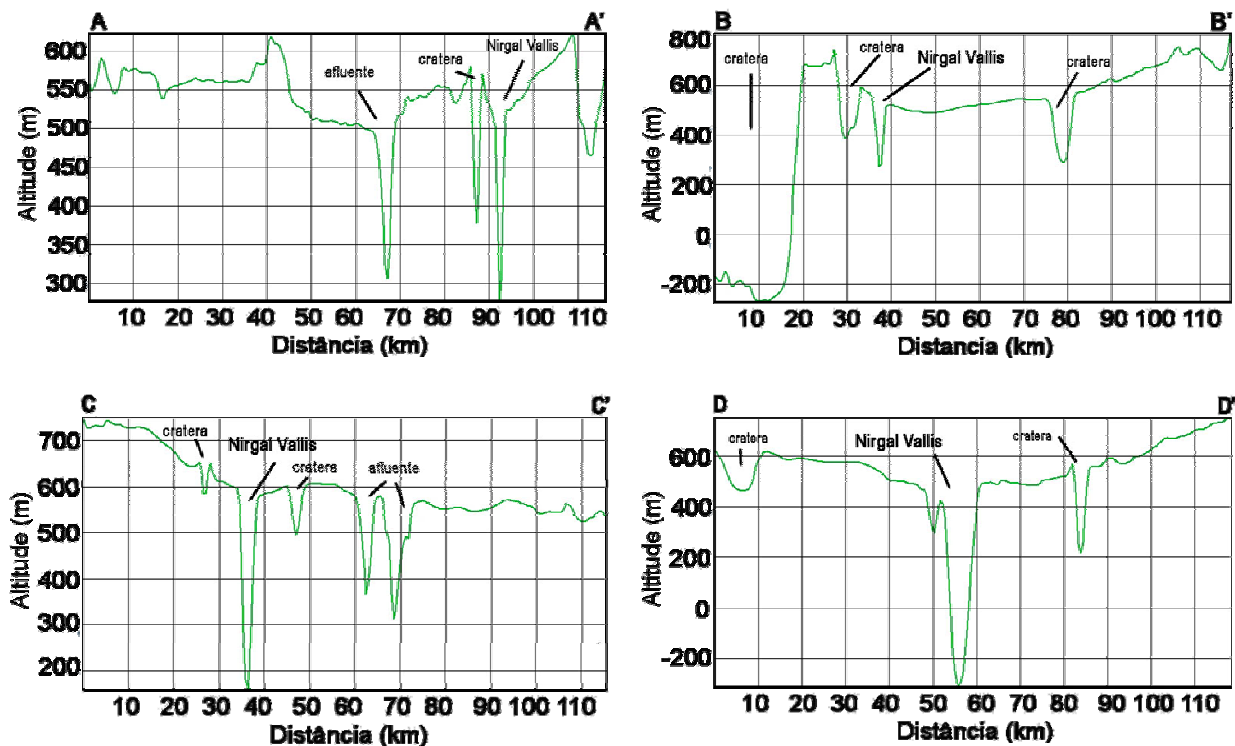


Figura 5.5 Perfis topográficos N-S de Nirgal Vallis, obtidos a partir dos dados de MOLA. O exagero vertical no perfil: AA' é cerca de 150x; BB' e DD' é cerca de 60x; CC' é cerca de 200x.

A sinuosidade é um parâmetro morfométrico que pode ser calculado, com base nas imagens de resolução média (fig. 5.2), e consiste no quociente entre o comprimento do canal (medido no centro do leito) e o comprimento do vale (medido ao longo do eixo principal do vale). A sinuosidade para a região inicial de Nirgal Vallis (fig. 5.2) foi calculada tendo-se obtido o resultado de $\sim 1,3$. Na Terra, considera-se que para valores superiores a 1,5 pode ocorrer a formação de meandros (Summerfield, 1991), pelo que o segmento estudado se encontra perto deste ponto, apesar de as imagens não revelarem nenhum local onde tal tenha acontecido.

Outro parâmetro usado na caracterização da morfologia de vales fluviais na Terra é o quociente de bifurcação, calculado como a razão entre o número de afluentes de uma determinada ordem e o número de afluentes da ordem imediatamente superior, seguindo um sistema de ordenação dos afluentes proposto por Strahler (Summerfield, 1991). Em média, um valor de quociente de bifurcação baixo (3-4) corresponde a um vale de escorrência de águas superficiais enquanto que um valor elevado (4 a 14) é típico de vales com origem em fenómenos de erosão dominados por águas subterrâneas (Schumm *et al.*, 1995). Um valor elevado para o parâmetro de

bifurcação revela um grande número de afluentes de 1ª ordem, ou seja uma rede pouco bifurcada, um valor baixo mostra uma distribuição mais uniforme de afluentes de várias ordens ao longo do vale, o que é típico de vales fluviais terrestres muito ramificados com um padrão dendrítico (fig. 5.6).

Os resultados obtidos para a secção inicial de Nirgal Vallis (fig. 5.7), entre os afluentes de 1ª e 2ª ordem, dão um valor próximo de 7. Este valor é semelhante ao obtido por Jaumann *et al.* (2002), para todo



Figura 5.6 Parte de uma rede fluvial no Iémen, muito bifurcada, que evidencia um padrão dendrítico (Imagem obtida partir do Google Earth, centrada a cerca de 17°15'N e 48°50'E).

o vale, e parece apontar para uma erosão por águas subterrâneas em Nirgal Vallis, apesar deste não ser um parâmetro que por si só possa esclarecer a questão da origem do vale.

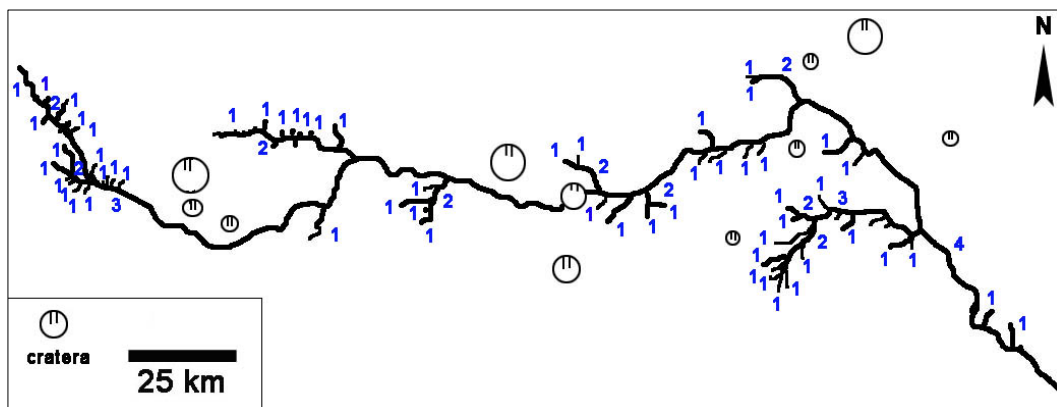


Figura 5.7 Esquema da secção inicial de Nirgal Vallis, com a ordenação de afluentes, seguindo o sistema de Strahler.

A densidade de drenagem, que relaciona o comprimento médio dos canais de um sistema hidrográfico com a área onde se encontra inserido e reflecte o balanço entre as forças erosivas, que escavam os canais, e a resistência da superfície, é de cerca de 0.0074 km^{-1} enquanto que os valores médios, na Terra, se situam entre $0,3$ e 2 km^{-1} (Jaumann *et al.*, 2002). Na Terra, os valores tendem a ser elevados quando há uma grande circulação de águas superficiais, por outro lado se a água se infiltra facilmente, alimentando aquíferos e movimentando-se em profundidade, os valores da densidade de drenagem baixam. No entanto, densidades de drenagem baixas também

podem ser indicadoras de um sistema fluvial pouco desenvolvido em que o período de actividade foi relativamente curto.

A principal evidência que aponta para uma origem de Nirgal Vallis pela acção de águas subterrâneas é, provavelmente, a morfologia das cabeceiras de muitos afluentes de grandes dimensões, que não passam de depressões nas paredes do vale. Estas zonas apresentam-se em forma de anfiteatro (fig. 5.8), com depressões côncavas (em U), com uma largura razoável e que se mantém ao longo do seu percurso (fig. 5.9). Ao contrário da forma típica dos vales de drena-

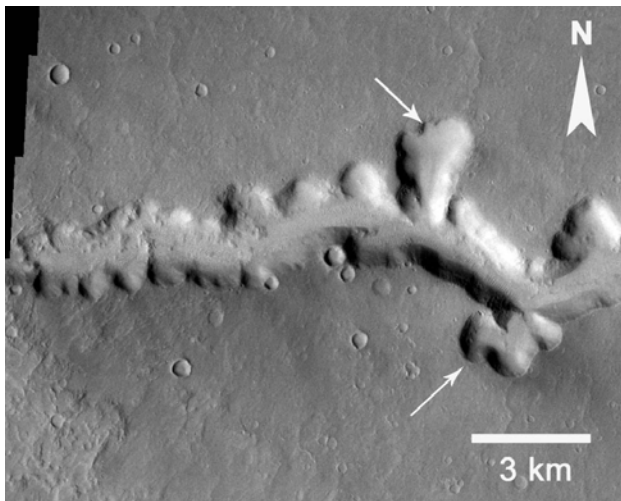


Figura 5.8 Segmento inicial de um afluente de Nirgal Vallis, observam-se várias depressões com forma de anfiteatro nas paredes do vale, as maiores (setas) com mais de 1 km de diâmetro.

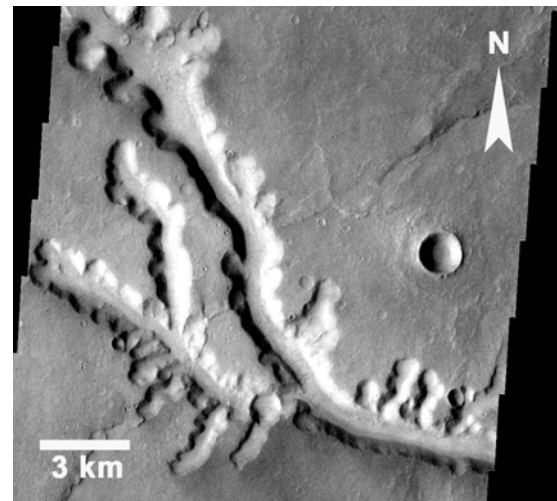


Figura 5.9 Nirgal Vallis e vários afluentes na margem sul, a largura dos vales dos afluentes mantém-se relativamente constante em todo o percurso.

gem terrestres (em V) que começam estreitos e se vão alargando para jusante.

As depressões em anfiteatro no início dos vales podem dever-se a erosão por exurgências de águas subterrâneas, aquíferos, mais precisamente em locais onde estes contactam a superfície, originando nascentes. Propomos assim que o Nirgal Vallis se terá formado de jusante para montante, através do recuo progressivo da cabeceira do vale por erosão associada às exurgências (fig. 5.10). Este processo poderá ter sido iniciado por um acontecimento que rompeu o equilíbrio de um aquífero confinado preexistente permitindo o seu esvaziamento.

A topografia da região apresenta declives em direcção à zona do vale, com um estrangulamento na zona marcada com (X) na fig. 5.11. A possível queda de um meteorito, na zona (X), a cratera assinalada na fig. 5.11, pode ter sido o acontecimento que permitiu a saída da água do

aquífero ao cortar as camadas que o confinavam, levando ao seu esvaziamento. A presença de uma zona com uma cota muito inferior, Uzboi Vallis, nas imediações terá contribuído para acelerar este processo. A formação do Nirgal Vallis poderá ter sido

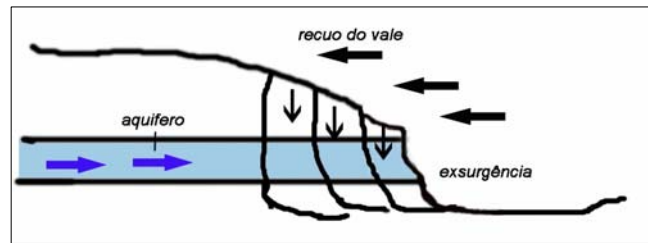


Figura 5.10 Representação esquemática do recuo da cabeceira de um vale devido a exsurgências de águas subterrâneas.

relativamente rápida o que explica a não formação de meandros, apesar da topografia quase plana da zona e de alguma sinuosidade do vale. Isto significa que o canal terá estado activo durante pouco tempo, não tendo ocorrido recarga dos aquíferos, talvez porque as condições ambientais já não o permitiam, não existindo um ciclo hidrológico activo no momento.

A hipótese apresentada requer algumas condições indiciais que não podem, no momento, ser verificadas: a existência de camadas pouco consolidadas, com material poroso e permeável, de modo a poder estabelecer-se um aquífero regional; a existência de camadas impermeáveis que permitissem o confinamento do aquífero; a percolação das águas subterrâneas para a zona do vale (fig. 5.11); e a queda de um meteorito que tenha cortado as camadas do aquífero.

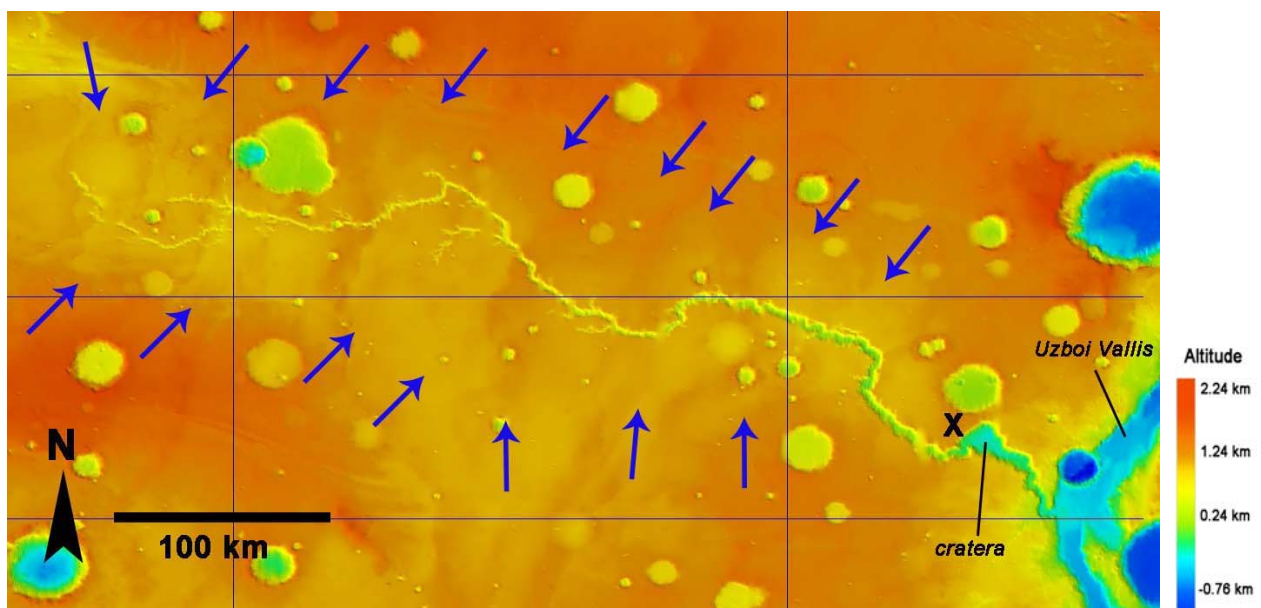


Figura 5.11 Mapa topográfico de Nirgal Vallis processado a partir dos dados de MOLA. As setas representam uma hipotética movimentação de águas subterrâneas, em função do relevo, o (x) o ponto por onde terá ocorrido a descarga inicial do aquífero.

Segundo Reiss *et al.* (2002), existem evidências de poderem existir dois níveis de erosão, a altitudes diferentes, o que será um indício da presença de dois aquíferos confinados por camadas impermeáveis, um mais antigo num nível inferior e outro mais recente num nível superior.

Estas estruturas em anfiteatro podem também, simplesmente, ser um produto da erosão dos vales após o término da actividade hidráulica. Assim, depósitos resultantes de movimentos de massa (mass wasting) nas paredes do vale podem ter preenchido grande parte dos vales mais pequenos. O resultado final é uma alteração do perfil dos vales mais pequenos para a forma de U, devido ao preenchimento sedimentar e os afluentes existentes nas vertentes desses vales completamente erradicados (Lamb *et al.*, 2006).

Apesar da erosão por actividade de exurgências de águas subterrâneas ser a que mais é referida, não só para Nirgal Vallis mas também para outros locais de Marte, ela não nos parece uma hipótese definitiva. Será necessário mais informação litológica de forma a compreender se a erosão por nascentes teria capacidade para formar o vale. A combinação entre a acção erosiva de águas superficiais com a acção das águas subterrâneas poderá também ser uma hipótese adequada.

Em jeito de conclusão a observação e análise de algumas imagens de MOC e de THEMIS, parecem indicar que ainda existe alguma actividade de origem hidráulica em Nirgal Vallis. A comparação entre uma imagem obtida pela Mars Orbiter Camera (MOC), em 12 de Julho de 1999 e uma imagem obtida pela câmara THEMIS, em 18 de Março de 2002, mostra uma nova depressão na parede norte de Nirgal Vallis, a cerca de 29,7°S e 321,4°E, associada a um leque de sedimentação (Alves *et al.*, 2003). A menor resolução da câmara THEMIS não permitiu, contudo, obter informações detalhadas sobre a nova depressão, deixando em aberto a questão da existência de água e o seu papel como agente modelador da superfície de Marte.



6. VULCÕES

6.1 – Introdução

O vulcanismo é uma característica comum a quase todos os corpos rochosos do sistema solar, incluindo planetas, satélites e até asteróides. A presença de vulcões ou de campos de lava solidificada atestam uma evolução planetária a partir de corpos quentes que com o tempo foram arrefecendo. O vulcanismo é o mecanismo fundamental que permite aos planetas arrefecerem, transportando calor do interior destes em direcção à superfície, de onde irradia para o espaço (Frankel, 1996).

O estudo dos vulcões de outros planetas poderá ter como ponto de partida o conhecimento destas estruturas na Terra dada a abundância de dados existentes e o facto de muitos se encontrarem activos, permitindo um estudo apurado dos vários mecanismos e materiais envolvidos na sua construção.

6.2 – Vulcões em Marte

O vulcanismo foi um dos processos geológicos mais importantes em Marte, grandes extensões da sua superfície são atribuídas a derrames de lavas a partir de zonas de fractura na crosta. Estas planícies de lava cobrem perto de 60% da superfície do planeta – cerca de 80% no hemisfério norte (Frankel, 1996). Para além deste tipo de vulcanismo existem várias estruturas resultantes de vulcanismo do tipo central estando recenseados, na superfície de Marte, cerca de duas dezenas de vulcões.

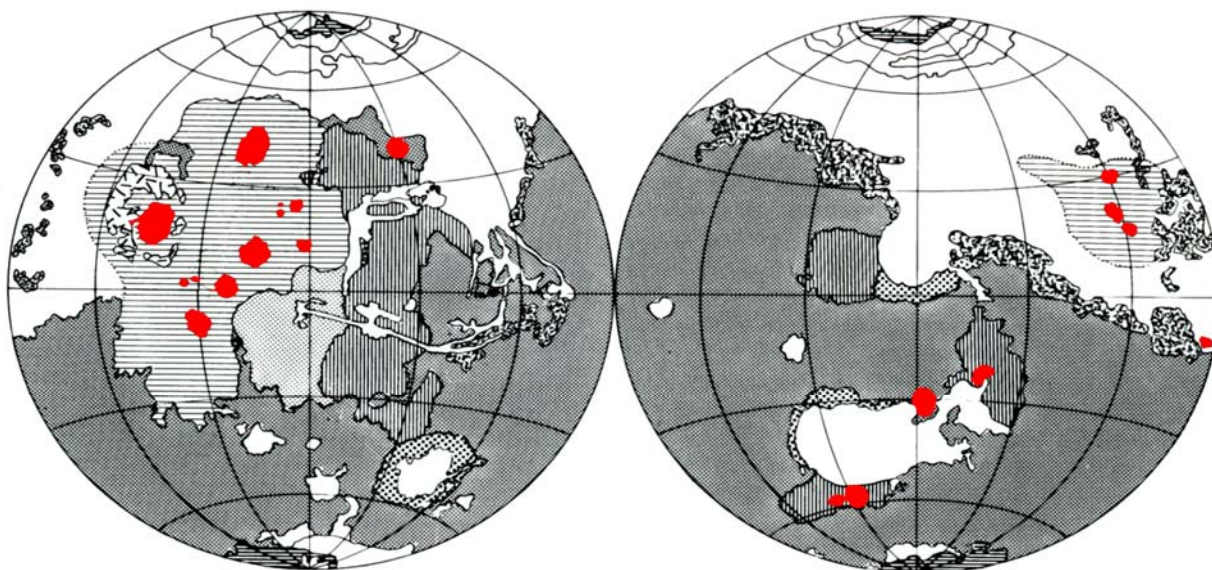


Figura 6.1 Mapa global de Marte, a vermelho os principais locais de actividade vulcânica do tipo central. (adaptado de Cattermole, 2001)

A distribuição global dos vulcões em Marte não é linear (fig. 6.1) como acontece na Terra, devido à actividade das placas tectónicas, assim muitos dos vulcões foram presumivelmente construídos sobre pontos-quentes estáveis no manto (Cattermole, 2001). Esta estabilidade da fonte de magma será um dos vários factores responsáveis pelas dimensões impressionantes que os vulcões de Marte atingem.

Na região de Tharsis encontra-se a maior concentração de vulcões e também os vulcões mais recentes. Esta região, já caracterizada no capítulo 2, representa uma enorme intumescência de origem vulcânico-tectónica na crosta de Marte, com uma altitude média de 9000 m. O grupo de vulcões que mais se salienta nesta região é conhecido como Montes Tharsis e é constituído

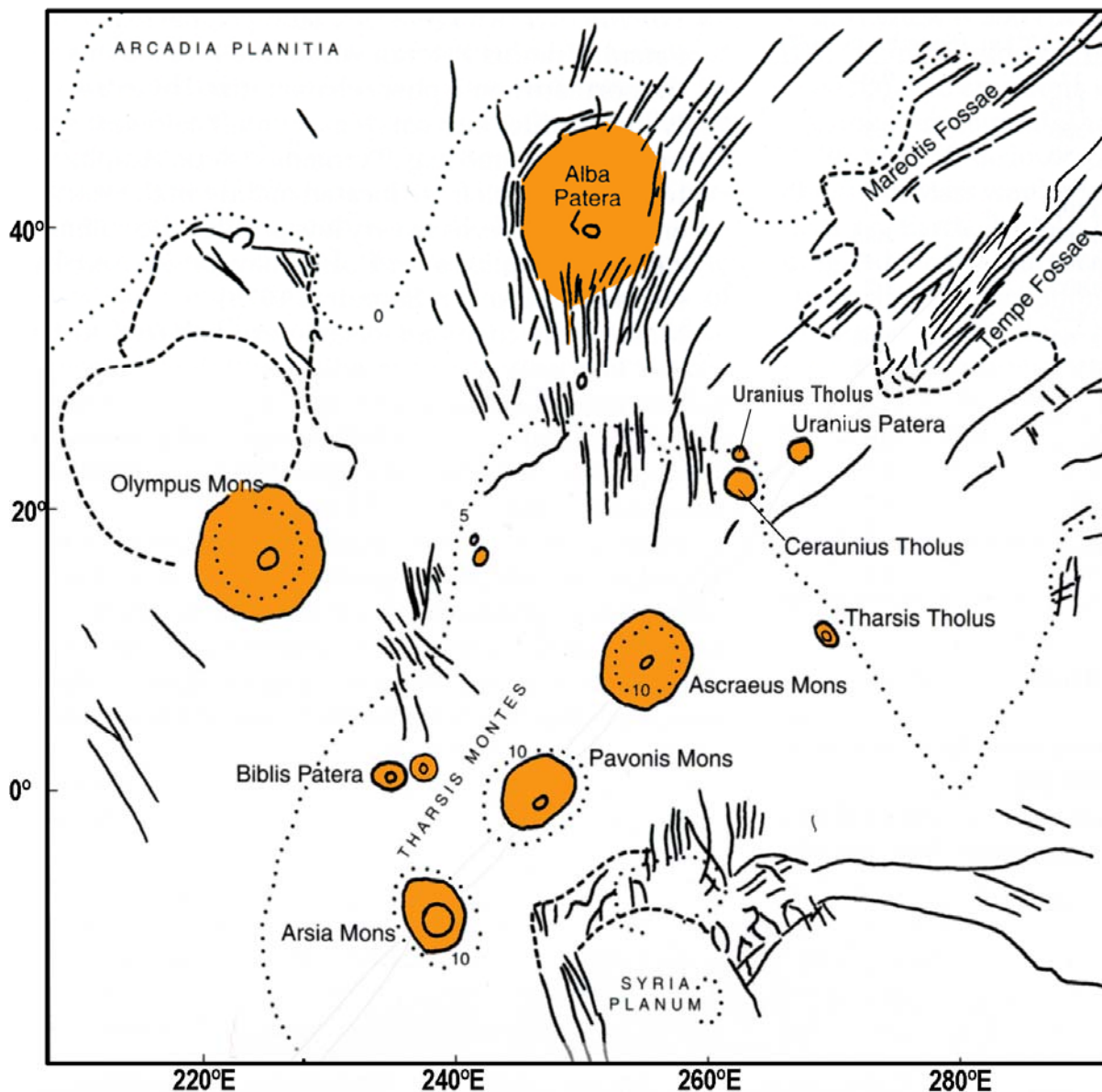


Figura 6.2 Mapa da região Tharsis, as áreas a laranja marcam a presença de vulcões, as linhas a cheio falhas, as linhas pontilhadas são curvas de nível (5 km) (adaptado de Cattermole, 2001).

por três vulcões – Monte Arsia, Pavonis e Ascræus – separados por cerca de 700 km e alinhados na direcção SW-NE (fig. 6.2). Vários vulcões mais pequenos encontram-se perto da continuação deste alinhamento a norte (grupo Uranus), outros encontram-se a este e oeste (fig. 6.2). O Olympus Mons encontra-se a cerca de 1200 km a nordeste, sendo o maior e o mais recente dos vulcões

desta zona. Alba Patera é outro vulcão de dimensões impressionantes, que se encontra no extremo norte da região sendo, no entanto, uma construção com pouca altitude e relativamente antiga. Outra zona vulcânica, ainda no hemisfério norte, é Elysium Planitia com um vulcão de grandes dimensões, Elysium Mons e vários mais pequenos.

No hemisfério sul encontram-se vários vulcões de idades aparentemente muito antigas, dado o grau de degradação das estruturas, em especial em redor da depressão conhecida como Hellas Planitia.

Os vulcões de Marte são, normalmente, classificados em três grupos principais (Cattermole, 2001):

- *vulcões escudo* – construídos a partir de inúmeras escoadas de lava, apresentam grandes caldeiras no topo e um perfil suave, com flancos de declive pouco acentuado (ex: Olympus Mons);
- *tholi* (singular tholus) ou *domos* – semelhantes aos escudos mas com flancos mais inclinados, possivelmente devido a lavas mais viscosas; as taxas de emissão de lavas terão sido mais baixas ou então intercaladas com emissões piroclásticas o que explica a menor dimensão destes vulcões (ex: Tharsis Tholus);
- *paterae* (singular patera) – que se podem ainda dividir em duas categorias distintas, uma característica do hemisfério norte (ex: Alba Patera) em que as estruturas apresentam perfis muito suaves e baixos, com caldeiras muito grandes e complexas, e a outra é característica do hemisfério sul (ex: Tyrrhena Patera) que também apresenta perfis muito suaves, baixa altitude e caldeiras complexas mas em que os flancos se encontram dissecados por grandes canais/vales. Os *paterae* do hemisfério sul são atribuídos a actividade vulcânica muito antiga e em grande parte constituída por fluxos piroclásticos (Gregg *et al.*, 2006).

Os *tholi* e os *paterae* do hemisfério norte apresentam dimensões que são semelhantes às de alguns dos maiores vulcões terrestres e por isso resolvemos analisar geomorfologicamente

três desses vulcões: Ceraunius Tholus, Uranus Tholus e Biblis Patera, todos localizados na região de Tharsis (fig. 6.3). Esta análise terá como finalidade efectuar uma comparação com alguns processos vulcânicos terrestres.

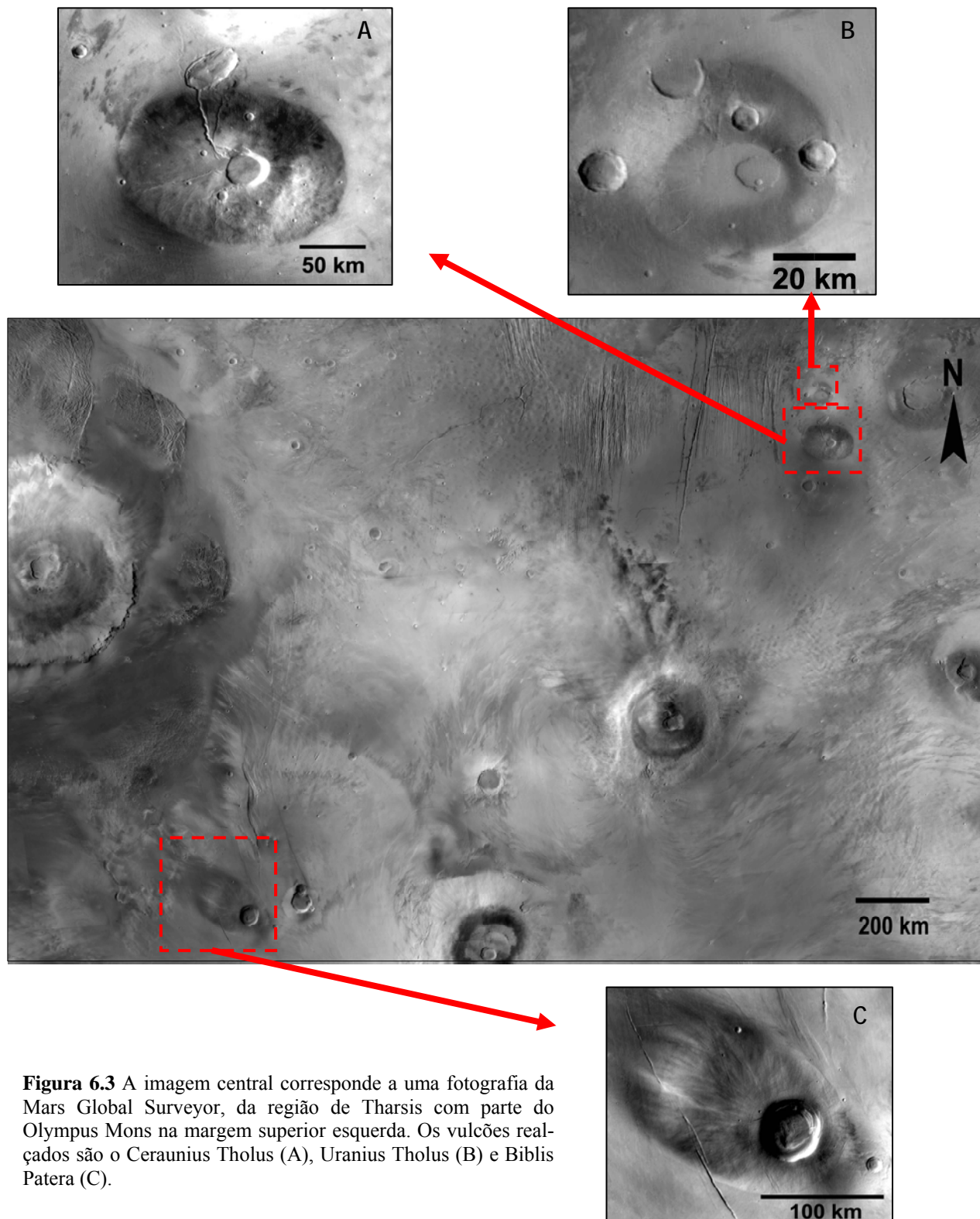


Figura 6.3 A imagem central corresponde a uma fotografia da Mars Global Surveyor, da região de Tharsis com parte do Olympus Mons na margem superior esquerda. Os vulcões realçados são o Ceraunius Tholus (A), Uranus Tholus (B) e Biblis Patera (C).

6.2.1 – Ceraunius Tholus

Ceraunius Tholus é um vulcão que se localiza na província vulcânica-tectônica de Tharsis, no hemisfério norte, a norte dos Montes Tharsis, estando centrado a cerca de 24°N e 263°E. Este vulcão faz parte de um grupo de três vulcões conhecido como Grupo Uranus, do qual fazem parte ainda o Uranus Patera e o Uranus Tholus (Plescia, 2000).

Em 1975, a partir dos dados da Mariner 9, no mapa geológico da região de Tharsis, é feita referência a este grupo de vulcões, sendo sugerido que seriam formados por lava pouco viscosa (Carr, 1975). Plescia

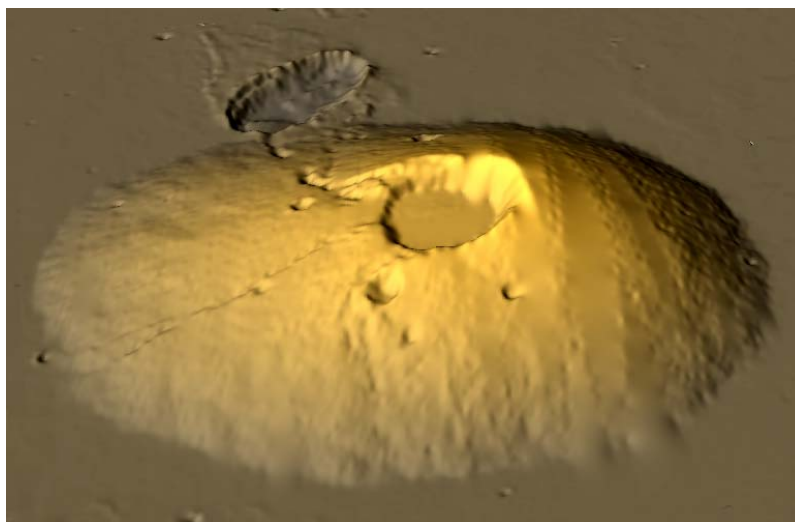


Figura 6.4 Modelo tridimensional de Ceraunius Tholus e da cratera Rahe, obtido a partir dos dados de MOLA, observado de sul. O exagero vertical é de 3,5 vezes.

(2000), considera que Ceraunius Tholus será um vulcão em escudo de origem basáltica.

Este vulcão apresenta como característica particular a existência de vários vales que correm as vertentes, em especial um de grandes dimensões que está associado a uma cratera de impacto, de formato elíptico (cratera Rahe), localizada na base do flanco norte (fig. 6.4). Os vales existentes nos flancos de Ceraunius Tholus foram estudados e divididos em quatro grupos (Gulick *et al.*, 1990; Fassett *et al.*, 2007b) em função do tamanho e possível gênese.

Ceraunius Tholus faz parte do grupo de “pequenos” vulcões existentes em Marte, em oposição aos gigantescos Montes Tharsis ou ao Olympus Mons. As suas dimensões estão dentro dos limites do que seria considerado uma grande montanha na Terra, apresentando na base um diâmetro máximo de cerca de 130 km (E-W) por 100 km (N-S). A forma geral da estrutura é cônica/convexa, com uma depressão no topo – a caldeira – ligeiramente deslocada para sudeste

(fig. 6.5). A altitude máxima é de cerca de 8700 m e assenta em terrenos com uma altitude média de 2000 m, logo apresenta uma elevação média de 6000 em relação à região circundante.

O diâmetro da caldeira é de cerca de 25 km, sendo que a orla apresenta uma elevação média bastante variável, atingindo o máximo na zona este (~8700 metros) e decrescendo em direcção à orla oeste onde tem altitudes inferiores a 7000 m. O fundo da caldeira encontra-se a uma altitude de cerca de 6500 m sendo relativamente plano.

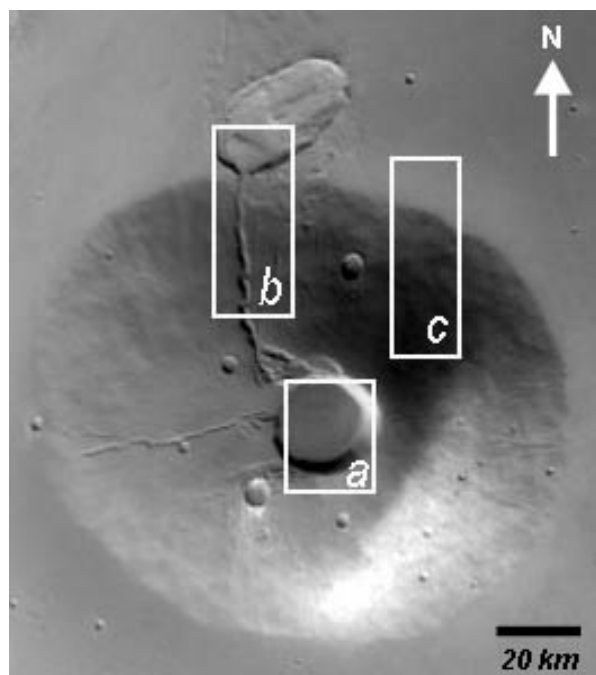


Figura 6.5 Ceraunius Tholus e cratera Rahe. (a) área ilustrada na fig. 6.7; (b) área ilustrada na fig. 6.11; (c) área ilustrada na fig. 6.8.

Do perfil topográfico construído a partir dos dados de altimetria de MOLA (fig. 6.6) cal-

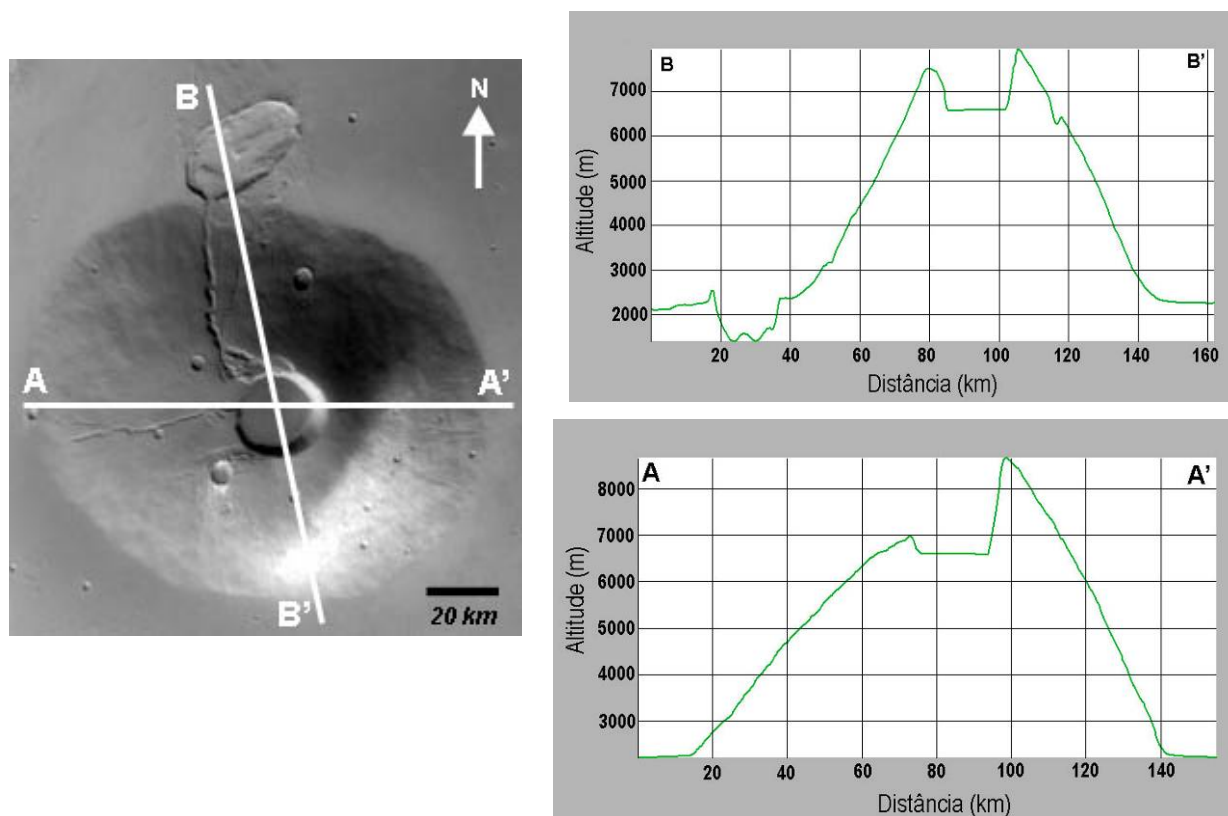


Figura 6.6 Perfis topográficos de Ceraunius Tholus, ao longo das linhas A-A' e B-B', obtidos a partir dos dados de MOLA. O exagero vertical é cerca de 12 vezes.

culou-se uma inclinação média das vertentes inferior a 10°. A vertente oeste apresenta o declive menos acentuado com uma inclinação média de cerca de 5° e a vertente este o mais acentuado, cerca de 8°. As vertentes norte e sul apresentam declives semelhantes, cerca de 7,5°. Estes valores foram obtidos usando a seguinte relação trigonométrica:

$$\alpha = \text{tg}^{-1}\left(\frac{h}{c}\right) \quad (\text{Eq. 6.1})$$

em que α é o ângulo do declive, h a altura máxima e c o comprimento da base do declive.

Os perfis mostram de forma clara a diferença de altitude entre as orlas este e oeste da caldeira (fig. 6.6).

A observação de fotografias de grande angular em conjunto com fotografias de alta resolução permite fazer uma caracterização detalhada da morfologia da superfície da estrutura vulcânica de Ceraunius Tholus (fig. 6.9). Começando pelo cume, este é constituído por uma grande caldeira (C2) e um pequeno pedaço do fundo de uma caldeira mais antiga (C1) a norte. A parede oeste da caldeira apresenta menor altitude que as restantes e é nessa zona que

Tabela 6.1
Parâmetros morfométricos
de Ceraunius Tholus

Parâmetros	Valor
Diâmetro (km)	130 x 100
Altitude máxima (km)	8,7
Relevo ^a (km)	6
Declive médio (°)	7
Diâmetro da caldeira (km)	25
Altitude do fundo da caldeira (km)	6,5

^a Em relação à região circundante

têm início os três canais de maiores dimensões que se observam nos flancos. O fundo da caldeira (C2) é relativamente liso observando-se algumas cavidades circulares, principalmente na zona norte (setas vermelhas na fig. 6.7), que poderão corresponder a crateras de impacto ou a estruturas de colapso após o arrefecimento da lava. Algumas estruturas lineares junto à parede este poderão ser tubos de lavas que colapsaram (setas brancas na fig. 6.7). Na parte norte da caldeira o terreno não é tão liso (C3) apresentando uma textura rugosa, semelhante a lava encordoada e ligeiramente sobreelevada em relação ao resto do chão da caldeira.

Nos flancos de Ceraunius Tholus observam-se inúmeros canais/vales lineares (fig. 6.8) e bastantes crateras de impacto, algumas com mais de 1 km de diâmetro. Os canais encontram-se

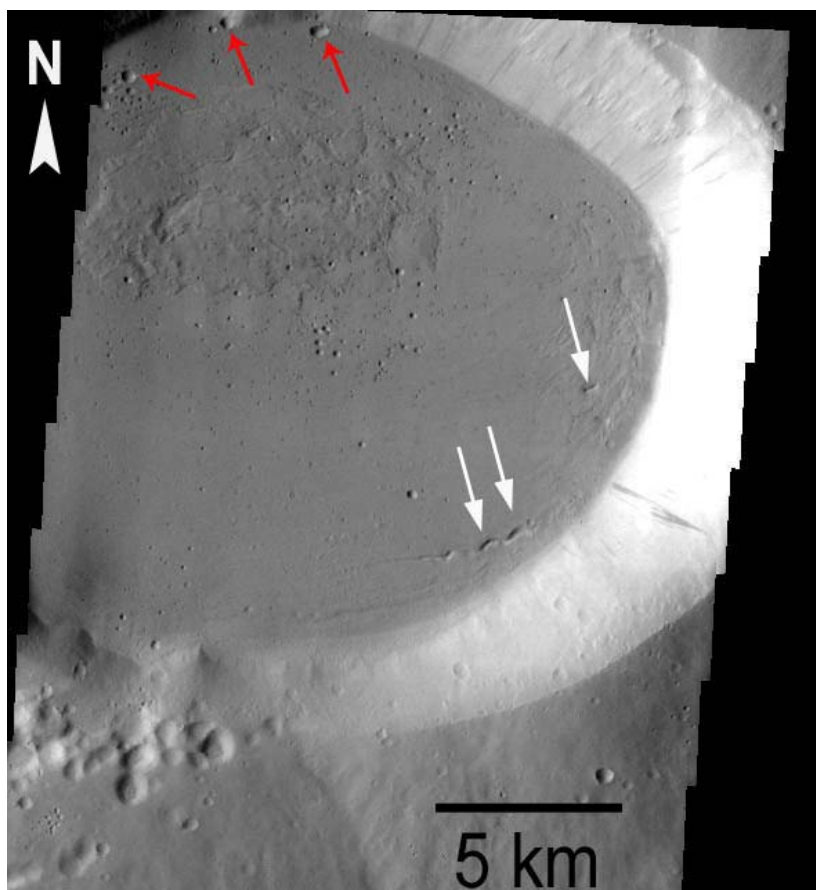


Figura 6.7 Caldeira de Ceraunius Tholus. Observam-se várias estruturas côncavas circulares (setas vermelhas) e estruturas lineares (setas brancas).

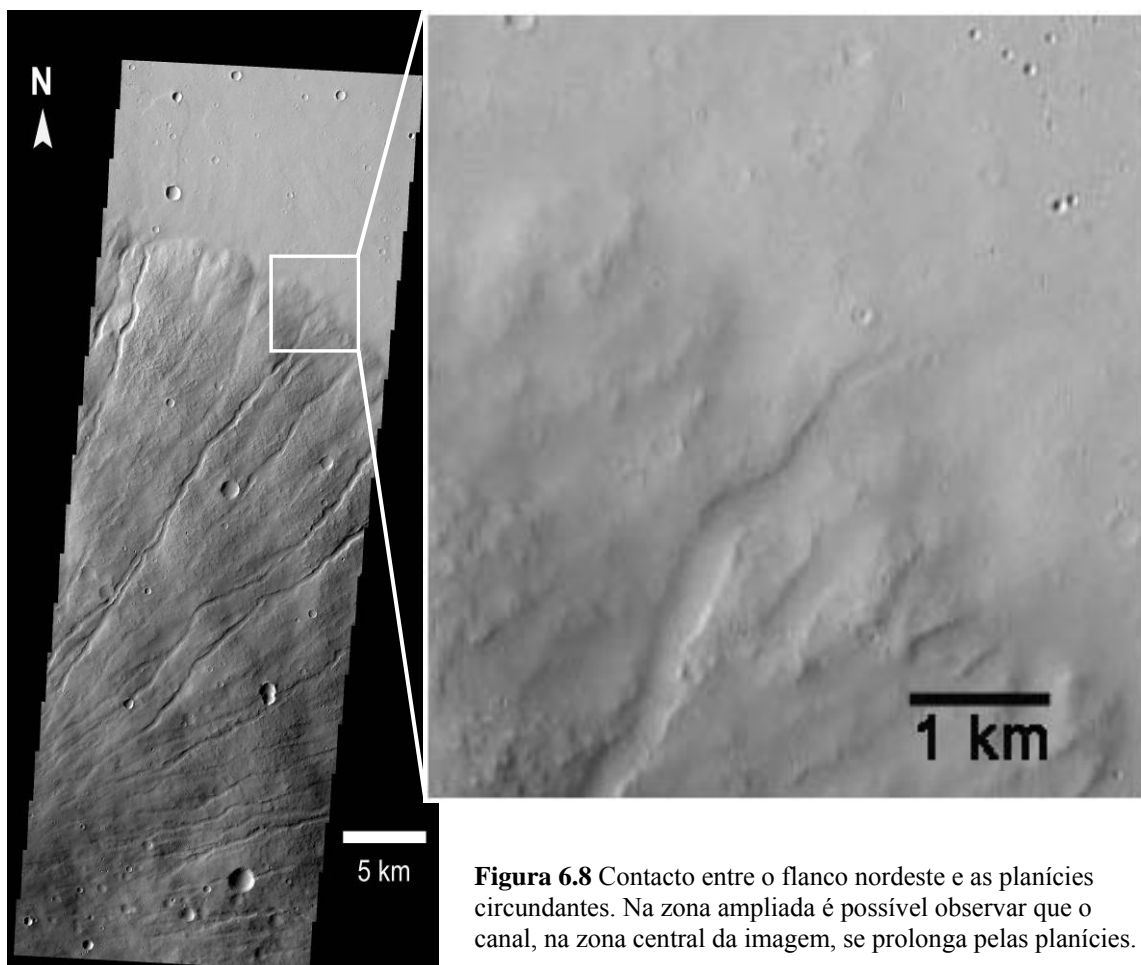


Figura 6.8 Contacto entre o flanco nordeste e as planícies circundantes. Na zona ampliada é possível observar que o canal, na zona central da imagem, se prolonga pelas planícies.

regularmente distribuídos ao longo de todos os flancos, excepto numa porção do flanco oeste (fig. 6.9) onde são em menor quantidade. A maioria destes vales/canais apresentam leques de sedimentação no final e prolongam-se pelas planícies que rodeiam o vulcão (fig. 6.8). No topo do flanco norte, junto à unidade (C1) o terreno é caótico e constituído por uma série de blocos e terraços onde se iniciam dois canais de grandes dimensões que percorrem este flanco. Outro

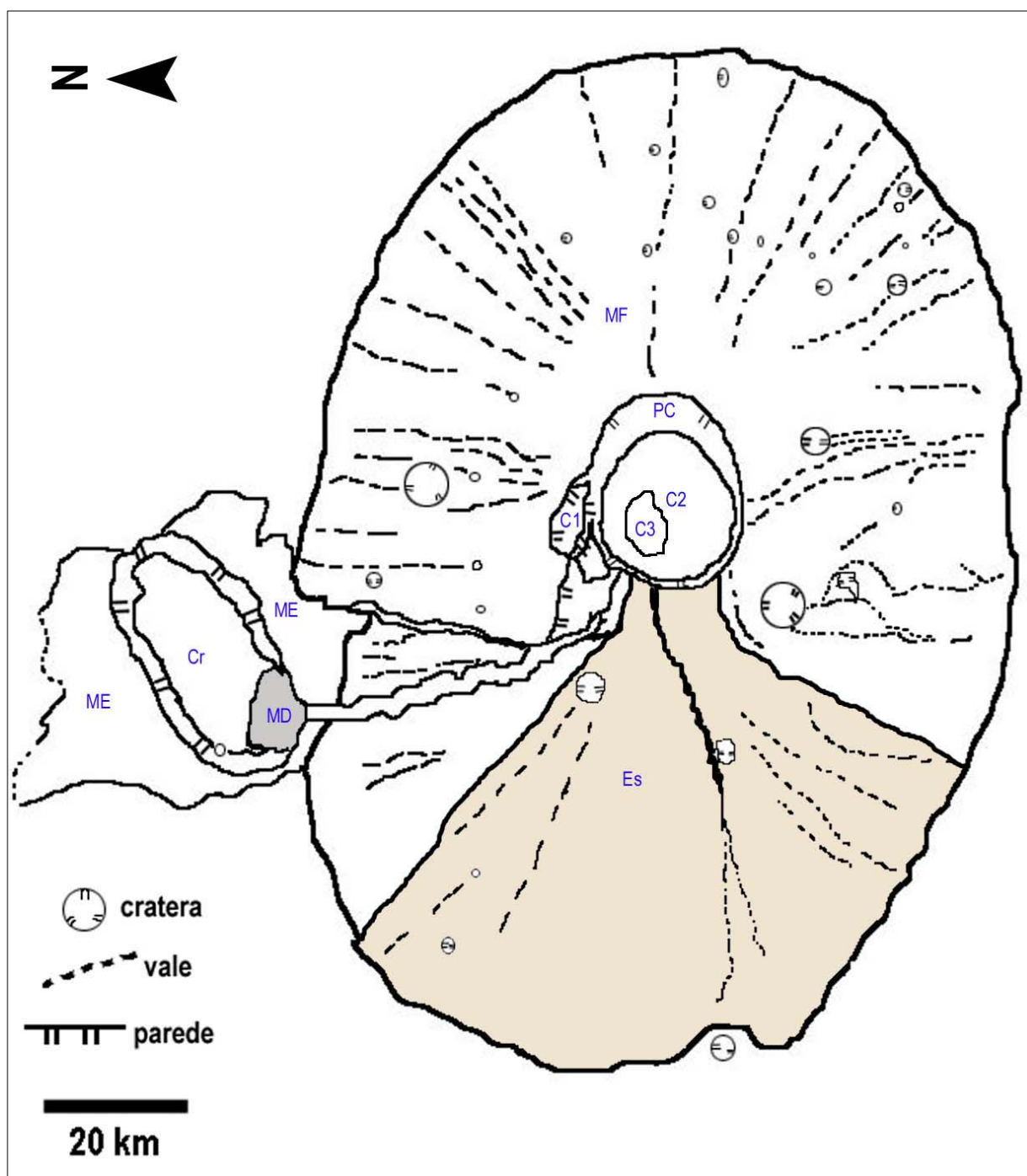


Figura 6.9 Mapa geológico de Ceraunius Tholus. Unidades: C1, chão de antiga caldeira; C2, chão de caldeira actual; C3, chão da caldeira actual de aspecto mais rugoso; Es, escoada de lava (área colorida); MF, material de cobertura dos flancos; MD, material depositado no interior da cratera Rahe (área cinzenta); Cr, chão da cratera Rahe; ME, material ejectado pelo impacto que originou a cratera Rahe; PC, parede da caldeira.

canal de grandes dimensões, no flanco oeste, parece emergir de uma zona de poços coalescentes, interpretados como sendo tubos de lava por Plescia (2000), parcialmente colapsados. No entanto, a análise de imagens mais recentes, de maior resolução, mostra que se trata de um vale muito sinuoso (Fassett *et al.*, 2007b).

Na base do flanco norte encontra-se a cratera Rahe à qual se associa uma formação de aspecto lobado, semelhante a pétalas de flor (fig. 6.9; ME), constituída por material ejectado após o impacto, e que é típica de muitas crateras marcianas. Tradicionalmente, estas estruturas são interpretadas como tendo origem na existência de substâncias voláteis abaixo da superfície (Carr *et al.*, 1977). Uma parte do flanco norte está coberto pelo material ejectado o que indica ser o impacto posterior à existência do vulcão. Para Mouginiis-Mark *et al.* (1992), o facto desta cratera ser elíptica torna-a candidata a ser a origem dos meteoritos da classe SNC, já mencionados no capítulo 2. Como já referido, um grande canal desagua no seu interior, na zona sul.

A morfologia assimétrica de Ceraunius Tholus merece alguma reflexão, alguns autores propõem o colapso da parede oeste da caldeira como explicação para a sua menor altitude nesta zona. Outras hipóteses são uma actividade explosiva com a pulverização de parte do vulcão ou então uma intrusão assimétrica (Plescia, 2000).

O desaparecimento de parte da parede oeste e o alargamento do flanco oeste são duas características que parecem estar relacionadas. Analisando diversos perfis (fig. 6.11) em que se admite a simetria inicial da estrutura vulcânica (linha a vermelho) é evidente que o vulcão cresceu na direcção oeste. Indo ainda mais longe nesta extrapolação, podemos admitir que o volume perdido na parte superior oeste do vulcão é idêntico ao volume extra na parte inferior oeste. Esta análise poderá estar oculta pelo facto de alguns materiais que se poderiam encontrar na base do vulcão estarem soterrados por campos de lavas mais recentes, provenientes do próprio vulcão e, por cima destas, outras relacionadas com a actividade vulcânica de toda a região de Tharsis. Estas planícies que circundam Ceraunius Tholus estão datadas do Hesperiano tardio, tal como os flancos do vulcão, no entanto devido a limitações do método de datação (contagem de crateras),

esta apresenta uma margem de erro superior no caso dos flancos devido à sua menor área (Plescia, 2000). A análise dos perfis topográficos (fig. 6.10) favorece a hipótese do desaparecimento

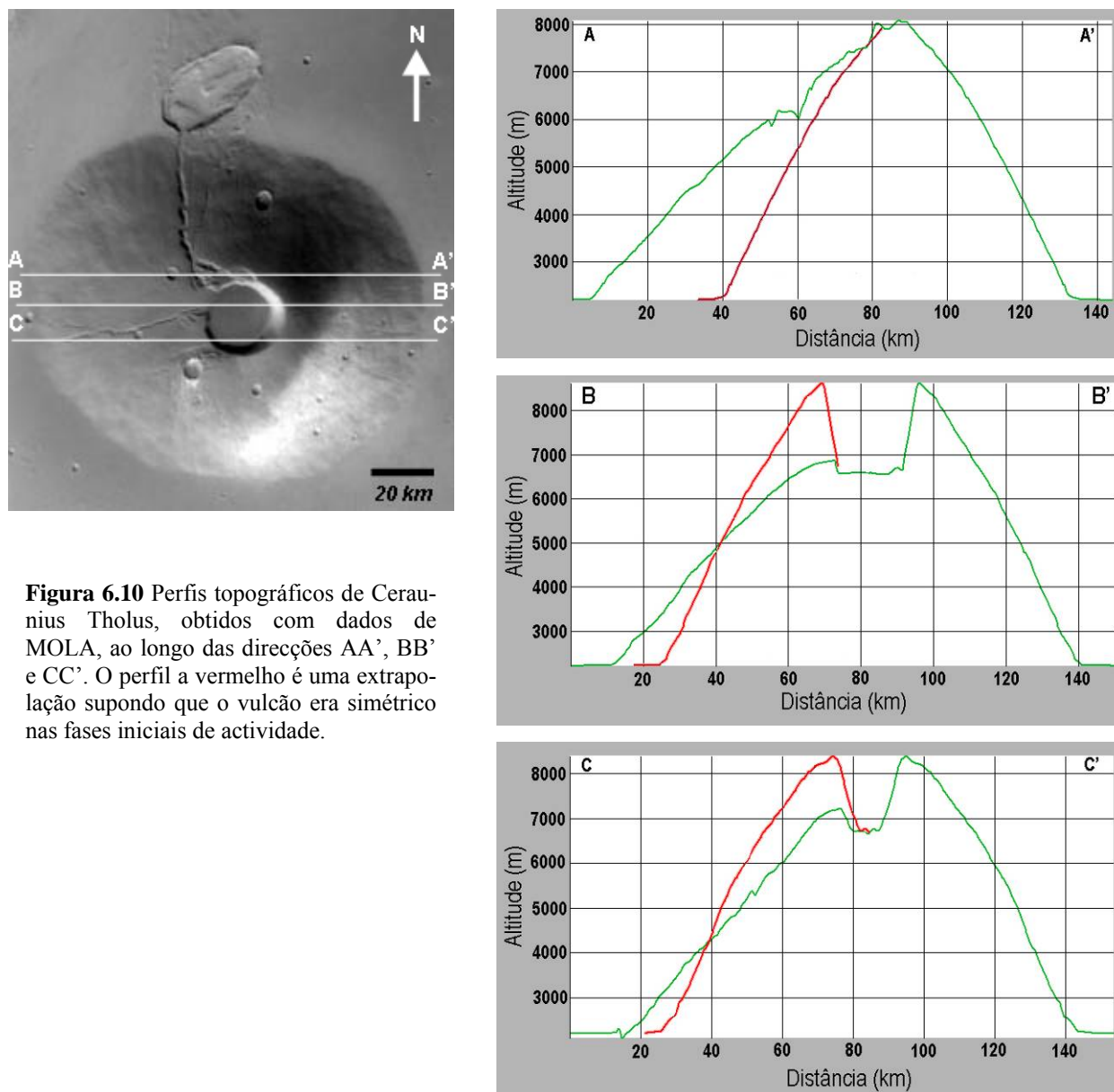


Figura 6.10 Perfis topográficos de Ceranius Tholus, obtidos com dados de MOLA, ao longo das direcções AA', BB' e CC'. O perfil a vermelho é uma extrapolação supondo que o vulcão era simétrico nas fases iniciais de actividade.

da parede oeste da caldeira e posterior derrame diferencial de lavas por este flanco. A causa para o desaparecimento do topo oeste é que será mais especulativa, mantendo-se as hipóteses avançadas por Plescia (2000), cada uma com as suas deficiências. Se por um lado não nos parece plausível que possa ter ocorrido uma explosão, uma vez que toda a estrutura vulcânica é consistente com episódios de actividade vulcânica efusiva, por outro lado a ausência de falhas na estrutura também não aponta para um colapso ou subsidência da parede da caldeira, como é o caso em outros vulcões onde isto é claramente perceptível (Biblis Patera). Relacionada com a assimetria

das paredes da caldeira deverá estar o facto de o flanco oeste aparentar ser constituído por material de cobertura com características diferentes dos outros flancos, uma vez que apresenta menos vales, menos crateras de impacto, além de um declive mais suave ($\sim 5^\circ$) e daí a atribuição a esta unidade uma possível génese como escoada de lava (fig. 6.9; Es). Assim, após o desaparecimento de parte substancial da parede oeste da caldeira, teria ocorrido um período de actividade vulcânica do tipo efusivo, com lavas fluidas, que aumentaram a extensão deste flanco e que, ao solidificarem originaram um material de cobertura mais competente e de difícil erosão. O menor número de crateras de impacto indica que este pode ter sido um dos últimos episódios de actividade vulcânica. A inflexão para norte, após uma fase inicial em direcção oeste, do grande vale que desagua na cratera Rahe também é consistente com a ideia de esta unidade representar um material mais resistente à erosão.

A presença de canais/vales nos flancos é outro dos aspectos que interessa aprofundar; apesar de não ser óbvia a associação com o vulcanismo, esta não é de todo inadmissível. O facto de vales pouco degradados estarem intercalados com vales muito degradados sugere múltiplos episódios de formação, alguns possivelmente ainda durante o período de actividade vulcânica.

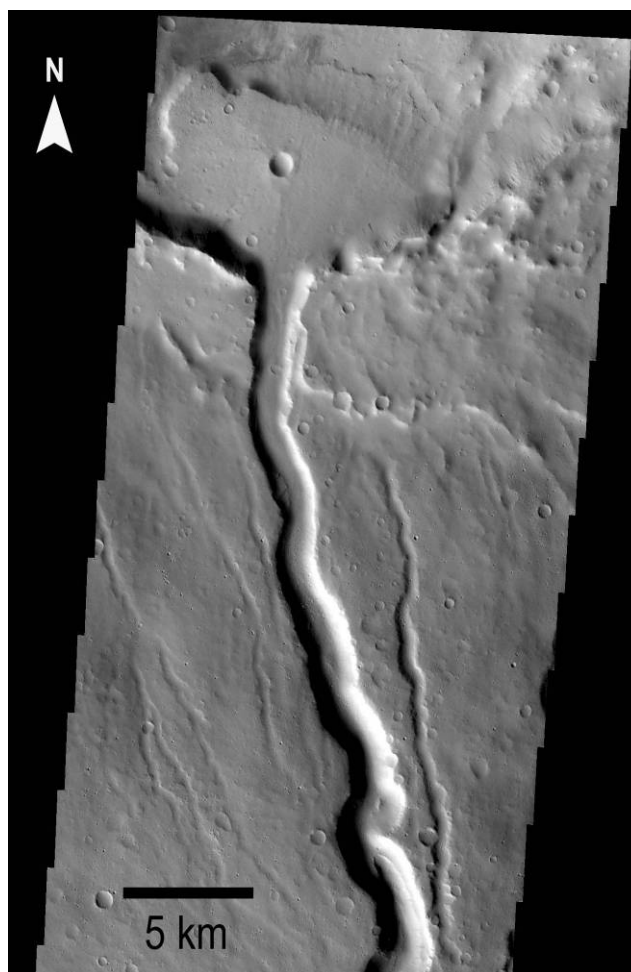


Figura 6.11 Vale no flanco norte e leque de sedimentação no interior da cratera Rahe.

Os canais/vales existentes nos flancos de Ceraunius Tholus têm ao longo do tempo sido interpretados de diversas formas: de origem fluvial (Gulick *et al.*, 1990) ou vulcanismo fissural (Carr, 1974). Fassett *et al.* (2007b), associam a formação destes vales com o degelo de glaciares que cobriam o topo do vulcão, devido ao calor libertado por actividade vulcânica. Esta tese é apoiada pela evidência de que muitos vales têm início vários quilómetros abaixo da orla da caldeira, cerca dos 5000 m de altitude, no que poderia ser o limite de um glaciar de montanha, que episodicamente fundia originando cursos de água.

O problema da origem fluvial destes canais, tanto por chuvas como degelo de glaciares, deve-se à necessidade de admitir condições climáticas propícias para a existência de água líquida na superfície de Marte. Durante muito tempo pensou-se que apenas durante o período Noachiano existiram condições de temperatura e pressão atmosférica que permitiram que água líquida escavasse muitos dos canais existentes no hemisfério sul de Marte. Actualmente começam a surgir evidências de que o clima de Marte pode sofrer alterações bastante profundas, devido a variações na inclinação do eixo de rotação, e que assim períodos em que a temperatura e pressão atmosférica foram compatíveis com a presença de água líquida podem ter ocorrido durante o Hesperiano e mesmo no Amazoniano (Marquez *et al.*, 2004).

A formação dos grandes canais, nomeadamente os do flanco norte, um dos quais desagua no interior da cratera Rahe (fig. 6.11), tem sido atribuída à actividade vulcânica (Carr, 1974; Reimers, 1979; Plescia, 2000), no entanto a presença de um leque de sedimentos bem definido no interior da cratera Rahe permitiu a Fassett *et al.* (2007b), apontar para uma origem fluvial. Os canais de maior dimensão terão sido escavados por grandes quantidades de água, num único episódio de inundação ou em vários, sendo para tal necessário admitir a existência de um reservatório de água líquida no topo do vulcão, na actual caldeira. O degelo completo de um glaciar de montanha terá preenchido o interior da caldeira com água que, por várias vezes, terá rompido a orla e escavado estes vales. No interior da caldeira, no chão junto às paredes, é possível observar

uma série de linhas concêntricas que parecem corresponder a antigas margens de um corpo de água que terá preenchido o interior da caldeira (fig. 6.12).

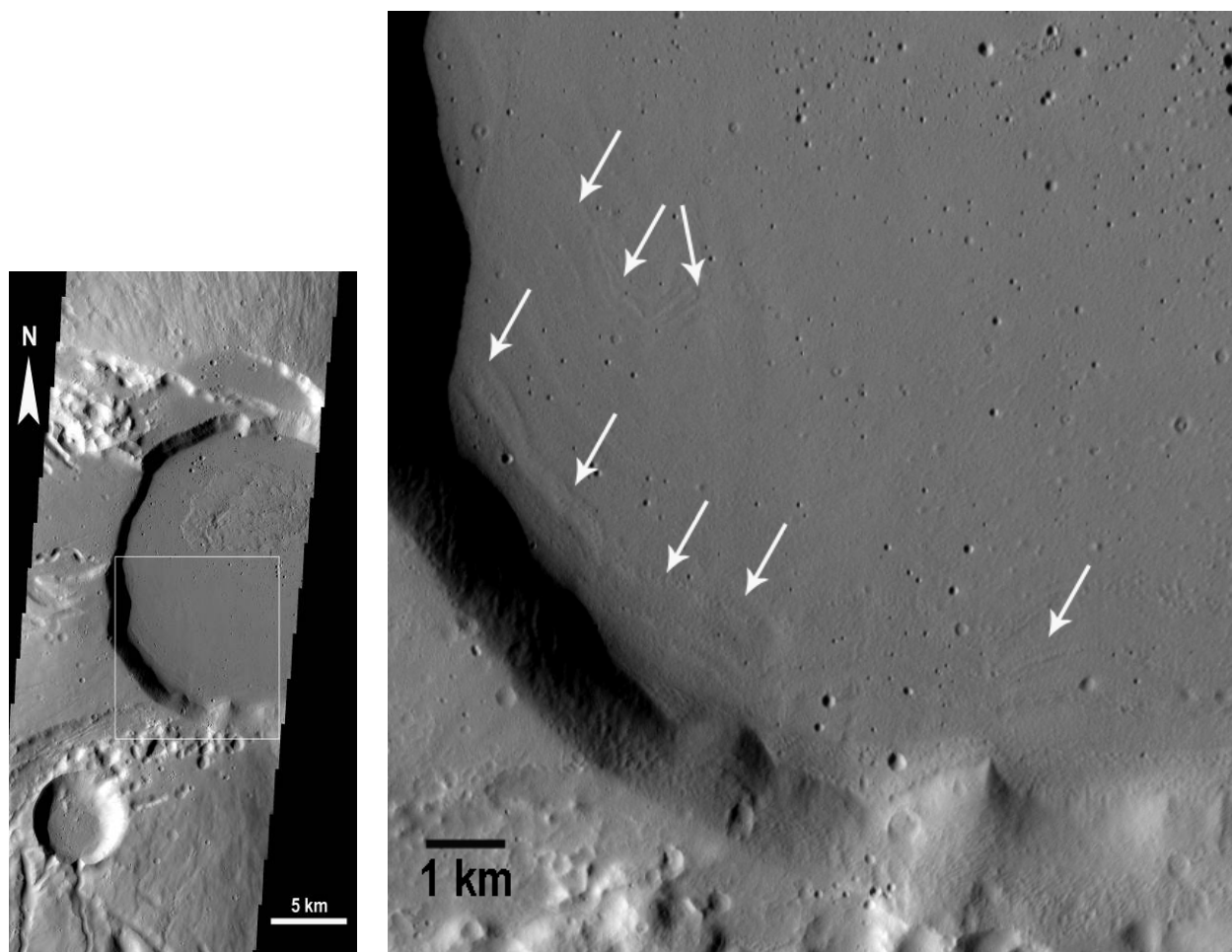


Figura 6.12 Pormenor da zona sul do chão da caldeira de Ceraunius Tholus. As setas apontam diversas linhas que acompanham as paredes da caldeira e correspondem a diversos patamares de altitude decrescente em direcção ao interior da caldeira, interpretados como possíveis margens de um antigo lago.

Em conclusão Ceraunius Tholus é um vulcão que apresenta várias características particulares que podem ser análogas a algumas encontradas em vulcões terrestres. A estrutura tem a morfologia geral de um vulcão de escudo, de vertentes pouco inclinadas, semelhantes aos do Havai ou das Galápagos. Possui evidências de poder ter sido coberto numa fase tardia por um glaciar de montanha, a que se seguiu o enchimento da caldeira por um lago, comparável ao que observamos nos Açores, por exemplo na Lagoa das Sete Cidades.

6.2.1.1 Cronologia dos acontecimentos geológicos

A actividade efusiva pode ter sido intercalada com emissões piroclásticas que explicam a superfície erodida e a presença de vales, excepto no flanco oeste onde, possivelmente, ocorreu um episódio mais tardio de derrame de lavas a partir do colapso da parede oeste da caldeira. Intercalado com esta actividade ou num período posterior ter-se-á instalado uma ou mais coberturas de gelo (glaciar) cuja fusão terá originado os vales mais pequenos. Uma vez que muitos destes vales são posteriores ao estabelecimento das planícies circundantes e que estas são datadas como sendo mais recentes que Ceraunius Tholus parece-nos mais provável que este glaciar se tenha instalado numa fase final da actividade vulcânica ou mesmo após o término desta.

A cratera Rahe e a sua relação com o vulcão é também interessante, a presença de material ejectado nos flancos indicam que é posterior ao aparecimento do vulcão, no entanto não é claro se este já estava completamente inactivo ou até se o impacto não terá sido responsável por um reactivar da actividade vulcânica. Esta última hipótese poderia explicar a fonte de energia que levou á fusão completa do glaciar de montanha e preenchimento da caldeira por um lago, que ao extravasar escavou os vales existentes nos flancos oeste e norte. Este terá sido o último grande episódio de actividade geológica que ocorreu em Ceraunius Tholus.

6.2.2 – Uranius Tholus

Uranius Tholus é o vulcão mais pequeno do Grupo Uranius, situando-se cerca de 50 km a norte de Ceraunius Tholus. Está centrado nas coordenadas: latitude 26°N e longitude 262,5°E.

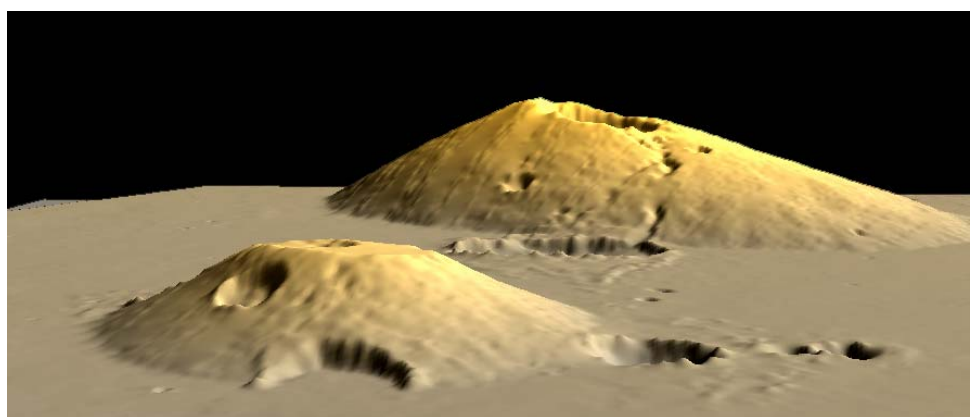


Figura 6.13 Perspectiva de Uranius Tholus observado de norte, com Ceraunius Tholus em segundo plano, construída a partir dos dados de MOLA. O exagero vertical é de 3,5 vezes.

Carr (1975) menciona esta estrutura em conjunto com os outros pequenos vulcões, da região de Tharsis, sugerindo que seriam formados por lava pouco viscosa. Plescia (2000), considera que este terá uma génese semelhante à dos outros vulcões do grupo Uranus, ou seja, escudos de origem basáltica.

Este vulcão apresenta quatro crateras de impacto de grandes dimensões (com cerca de 6, 10, 13 e 14 km de diâmetro) nos seus flancos (fig. 6.14), além de, tal como em Ceraunius Tholus, serem visíveis vales, se bem que não tão desenvolvidos (Gulick *et al.*, 1990).

A forma geral deste vulcão é de um cone com o topo achatado onde se insere uma pequena caldeira na zona este. O diâmetro na base da estrutura vulcânica é de cerca de 60 km. A altitude máxima é de cerca de 4700 m na zona norte do topo, mas a maior parte deste eleva-se a cerca de 4600 m, uma vez que este assenta em planícies com uma altitude média de 2000 m podemos dizer que apresenta um relevo médio de 2600 m. O topo achatado é relativamente circular com um diâmetro de cerca de 20 km e corresponderá, provavelmente, a uma antiga caldeira (Plescia, 2000) onde se insere uma caldeira mais recente, com cerca de 10 km de diâmetro. Existem vestígios da parede da caldeira mais antiga na zona norte e nordeste do topo, com pouco mais de 100 m de altura (fig. 6.18), mas

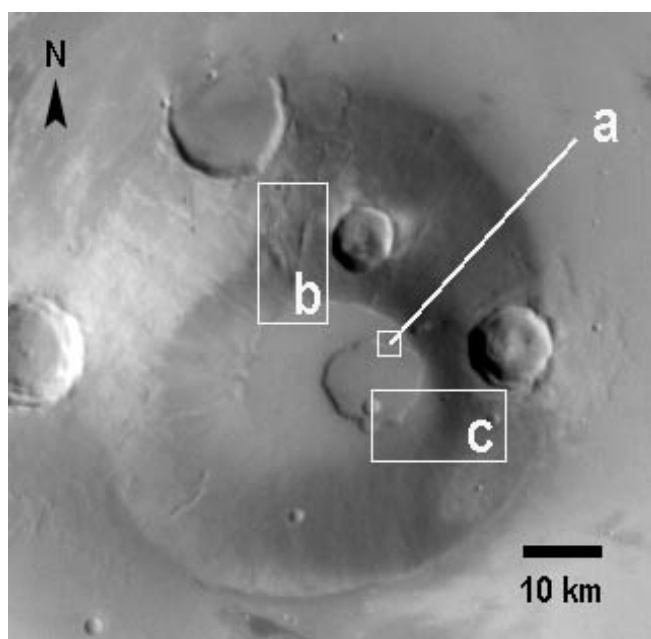


Figura 6.14 Uranus Tholus. (a) área ilustrada na fig. 6.16; (b) área ilustrada na fig. 6.19; (c) área ilustrada na fig. 6.18.

no resto do perímetro o contacto com os flancos é marcado apenas por um aumento do declive. A caldeira mais recente, que apresenta uma cratera de impacto no seu interior, tem o seu fundo a cerca de 4400 m de altitude.

Os perfis topográficos construídos a partir dos dados de MOLA (fig. 6.15) indicam um valor do declive médio das vertentes entre 7° e $8,5^\circ$. O topo da estrutura também se encontra em ligeiro declive com uma inclinação de cerca 2° na direcção su-sudoeste.

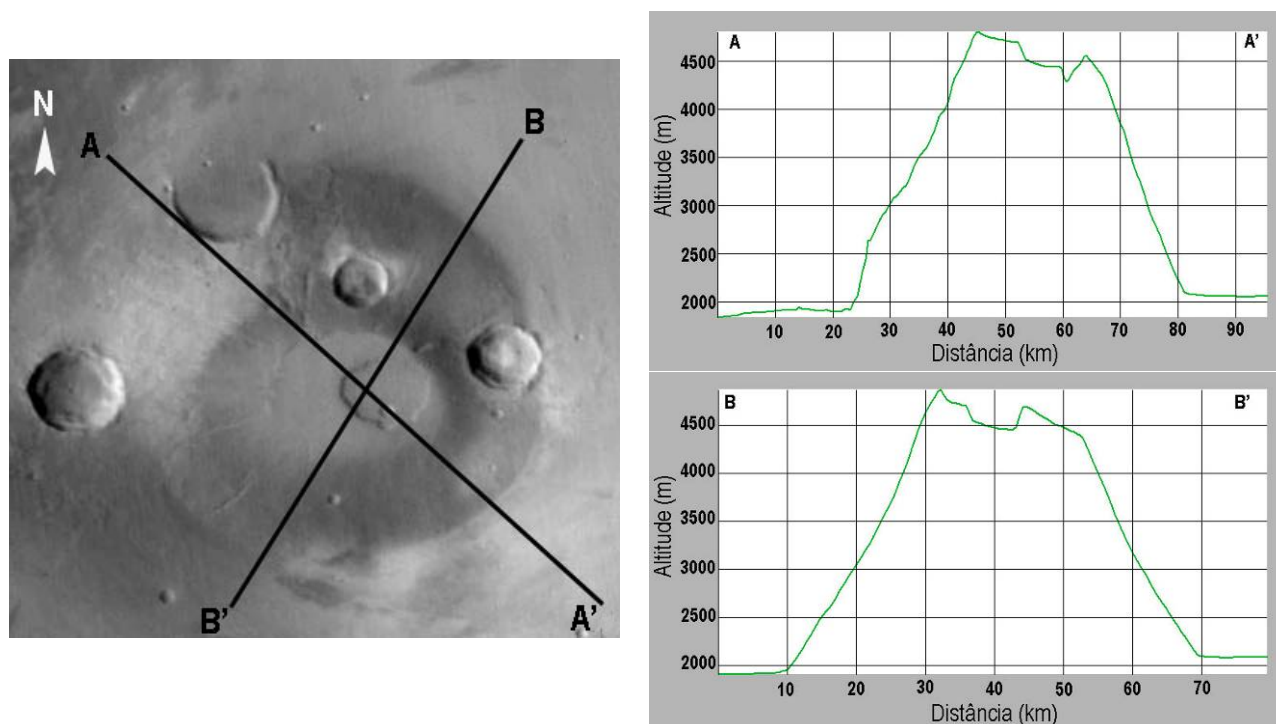


Figura 6.15 Perfis topográficos de Uranus Tholus, ao longo das linhas A-A' e B-B', obtidos a partir dos dados de MOLA. O exagero vertical é cerca de 17 vezes.

A partir da observação de um conjunto de várias imagens construiu-se o esboço de unidades geológicas apresentado na figura 6.17. As principais unidades são o material de cobertura de flanco (MF), as duas caldeiras (C1 e C2) e quatro crateras de impacto de grandes dimensões no flanco (Cr) e respectivos materiais ejectados (ME) que cobrem grande parte dos flancos.

O topo do vulcão está ocupado por uma antiga caldeira, ligeiramente deslocada do centro da estrutura vulcânica para SE. O fundo é constituído por material liso e apresenta muitas crateras de impacto de pequenas dimensões ligeiramente degradadas e cobertas por

Tabela 6.2
Parâmetros morfométricos de Uranus Tholus

Parâmetros	Valor
Diâmetro (km)	60
Altitude máxima (km)	4,7
Relevo ^a (km)	2,7
Declive médio ($^\circ$)	7,8
Diâmetro da caldeira (km)	20
Altitude do fundo da caldeira (km)	4,4

^a Em relação à região circundante

um material depositado, de aparente origem eólica, que forma pequenas dunas ou ripples (fig. 6.16).

A caldeira mais recente encontra-se na zona este e tem limites bem definidos por escarpas com cerca de 200 m de altura. O fundo desta caldeira é morfologicamente semelhante ao da caldeira mais antiga.

Os flancos apresentam canais/vales, bem definidos, principalmente junto à orla norte da caldeira

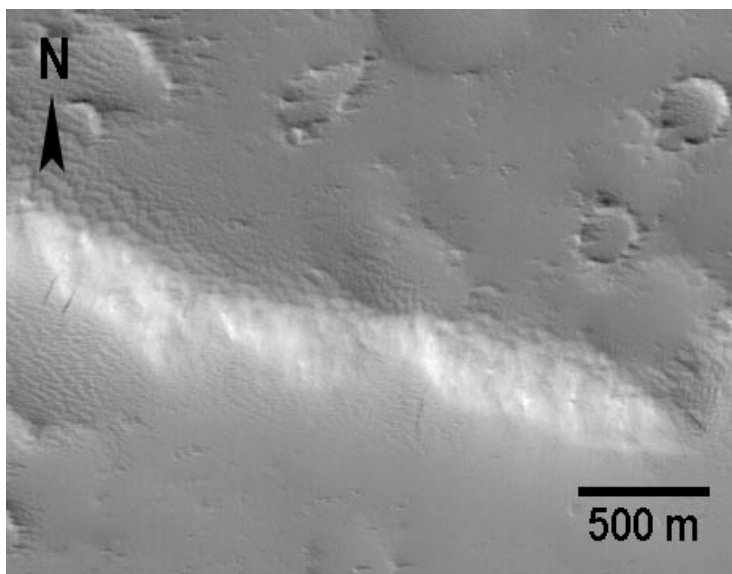


Figura 6.16 Chão da caldeira de Uranus Tholus e escarpa de contacto entre a caldeira recente e a mais antiga.

ra (fig. 6.17), mas também nos flancos sudoeste e este. Alguns canais parecem ter-se desenvolvido a partir de estruturas colapsadas de forma circular ou elíptica, talvez tubos de lava (Plescia, 2000).

Uma parte considerável dos flancos este e oeste está soterrada por material ejetado pelas crateras Cr1 e Cr4 (fig. 6.17), que tal como a cratera Rahe, em Ceraunius Tholus, também foram associadas com a origem dos meteoritos da classe SNC (Mouginis-Mark *et al.*, 1992). O material ejetado apresenta a morfologia lobada típica de muitas crateras marcianas e associada à existência de material volátil no subsolo (Carr *et al.*, 1977). A cratera Cr3 (fig. 6.17) não apresenta material ejetado visível.

A cratera Cr2 (fig. 6.17) na base norte do vulcão encontra-se parcialmente soterrada por lavas que cobrem as planícies circundantes, observando-se apenas a parte do material ejetado que cobre o flanco norte do vulcão. Este material é atravessado e rodeado por vários canais/vales com origem no topo norte do vulcão (fig. 6.18).

A actividade vulcânica de Uranus Tholus terá sido predominantemente do tipo efusiva, com emissão de lavas pouco viscosas, em pelo menos dois episódios distintos a que correspon-

dem as duas caldeira identificadas. A caldeira mais antiga, maior, terá sido preenchida, numa fase final de actividade, por lavas muito fluidas - daí apresentar pouca profundidade - que transbordaram na orla sul, o ponto de menor altitude no topo do vulcão.

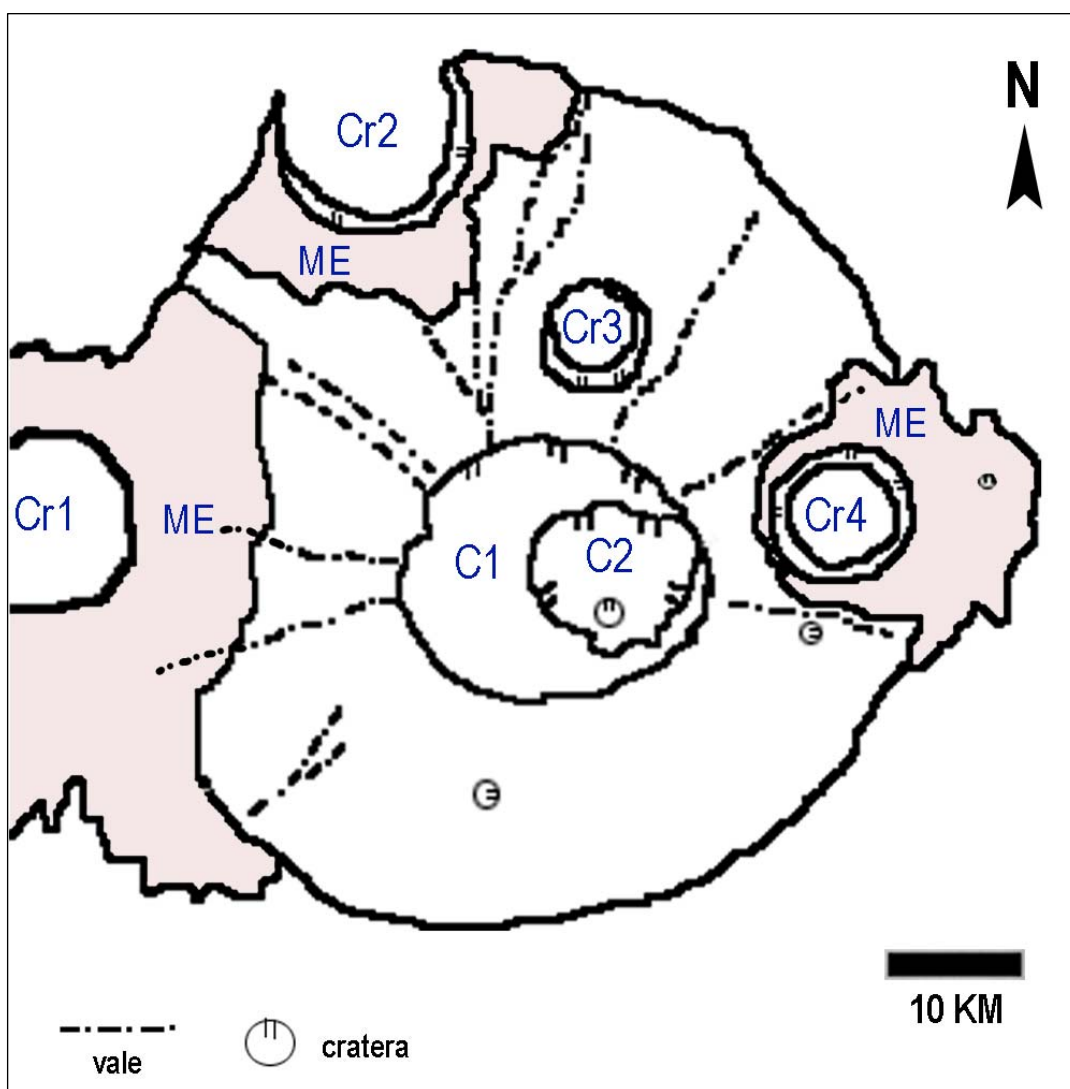


Figura 6.17 Mapa geológico de Uranus Tholus. Unidades: C1, chão de antiga caldeira; C2, chão de caldeira actual; Cr1, Cr2, Cr3, Cr4, crateras; ME, material ejectado pelo impacto (áreas coloridas).

A caldeira mais pequena (fig. 6.17; C2), deverá corresponder a um episódio mais recente de actividade vulcânica em que a lava também seria muito fluida e parece ter saído pela orla este, possivelmente antes do impacto que originou a cratera Cr4 (fig. 6.17). O impacto que originou a cratera Cr4, poderia também ser uma hipótese para o mecanismo que despoletou a actividade vulcânica e que originou a caldeira C2, uma vez que a zona de material ejectado é muito pequena, podendo estar coberta por material expelido pela actividade da caldeira C2; por outro lado, os

dois canais que ladeiam a cratera parecem ser tubos de lava colapsados que têm início junto à caldeira C2. Se esta actividade foi posterior ao impacto não deve ter sido muito intensa uma vez que a cratera não se encontra preenchida e parte do manto de material ejectado, na zona inferior do flanco, ainda é bem visível. Provavelmente, houve alguma actividade vulcânica no interior da caldeira primitiva, na forma de pequenas caldeiras que acabaram por coalescer numa única, daí o aspecto polilobado dos seus limites, seguido de um colapso que deixou a depressão que se observa actualmente.

A cratera Cr3 (fig. 6.17) coloca a questão de não apresentar um manto de material ejectado, como as outras três crateras de grandes dimensões presentes nos flancos de Uranus Tholus.



Figura 6.18 Vestígio da parede da caldeira mais antiga de Uranus Tholus cortada pela formação de um canal.

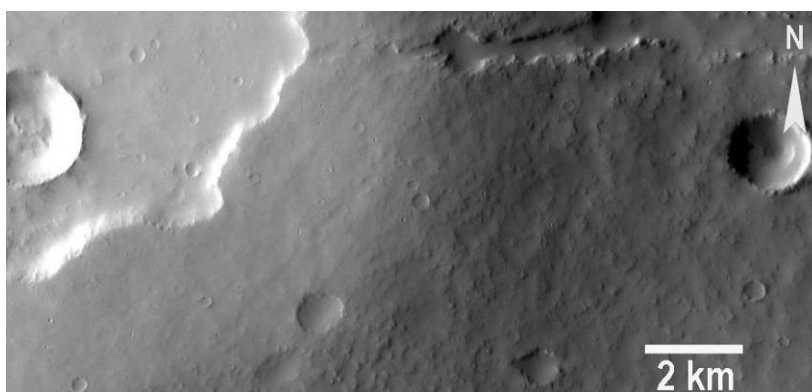


Figura 6.19 Zona sudoeste do complexo da caldeira de Uranus Tholus e parte do flanco este cortado por um canal.

Esta ausência poderá significar que nunca existiu ou então que foi removido ou soterrado por outro material mais recente. A hipótese de ter sido soterrado não é muito aceitável, pois assim, também a cratera se deveria encontrar, pelo menos parcialmente soterrada, o que não é o caso. A

hipótese da remoção por actividade erosiva também deixa algumas dúvidas uma vez que só afectou o material ejectado desta cratera, o que poderia ser possível se esta fosse uma cratera muito mais antiga do que as outras três e por isso sujeita a um maior período de desgaste. A primeira hipótese, nunca ter existido um manto de material ejectado, poderá ser a mais aceitável para tal podemos supor que não existiam quantidades apreciáveis de material volátil no subsolo aquando do impacto. Com esta hipótese, o impacto terá de ter sido desfasado no tempo dos outros três grande impactos, tanto em direcção ao passado como ao futuro, uma vez que as condições ambientais também são diferentes.

A cratera Cr2 é de fácil datação relativa, já que grande parte se encontra soterrada por lavas que rodeiam o vulcão, sendo a mais antiga das três crateras com manto de material ejectado (Cr1, Cr2 e Cr4). Entre as crateras Cr1 e Cr4 a relação cronológica é ambígua, bem como entre a cratera Cr3 e todas as outras estruturas.

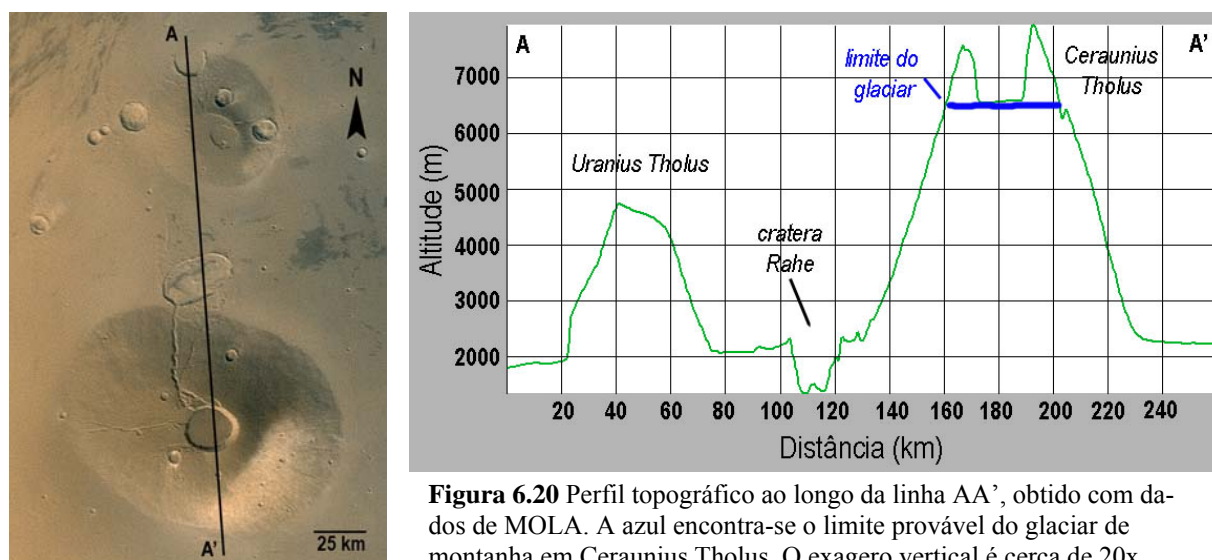
A génese dos vales/canais que percorrem os flancos de Uranius Tholus, em especial os de maiores dimensões (fig. 6.17), parece estar relacionada com água líquida superficial e/ou subterrânea, que trabalhou no interior de antigos tubos de lava. É o caso dos vales/canais no flanco norte (fig. 6.18) e este (fig. 6.19), que se iniciam muito próximo da caldeira, em zonas claramente deprimidas de formato circular a elíptico. Na parte mais a sul do flanco oeste, os vales/canais também se iniciam a meio do flanco em zonas de aparente colapso. A formação de alguns dos vales presentes nos flancos de vulcões do Havai, que são erodidos pela acção de água a correr no interior de tubos de lava, dá origem a estruturas morfológicamente semelhantes a estes vales (Kochel *et al.*, 1986).

Os vales/canais mais pequenos, abaixo do limite de resolução usado no mapa da figura 6.17, são pouco profundos e iniciam-se quase todos no topo do aparelho vulcânico, estando distribuídos de forma uniforme por todos os flancos.

A origem da água que percorreu estes vales/canais, tal como no caso de Ceraunius Tholus, coloca algumas questões uma vez que a estrutura vulcânica está datada do Hesperiano tardio

(Plescia, 2000), quando o clima e atmosfera de Marte não seriam propícios à existência de água líquida na sua superfície. Se admitirmos que o planeta apresenta ciclos de grande alteração climática e que a atmosfera em períodos relativamente recentes (posteriores ao Noachiano) foi mais densa e húmida, e que a temperatura foi mais elevada (Marquez *et al.*, 2004), a presença de água na superfície de Marte deixa de ser impossível.

A hipótese de um glaciar de montanha ter ocupado o topo da estrutura, dada a proximidade de Ceraunius Tholus, não é plausível em face dos seguintes aspectos: (1) a altitude máxima de Uranus Tholus é inferior à altitude em que a maioria dos canais de Ceraunius Tholus, associados ao degelo de um glaciar, têm início (fig. 6.21); (2) como já referido a maioria dos canais têm origem no topo da estrutura vulcânica.



A água líquida poderá provir da atmosfera ou de água subterrânea de origem magmática, que aproveitou antigos tubos de lava e os alargou, provocando por vezes o seu colapso. A presença de água terá sido posterior ao fim da actividade vulcânica e ao impacto de meteoritos que originou as crateras de grandes dimensões. Vários vales atravessam as orlas das crateras de impacto e respectivos mantos de material ejectado (fig. 6.21) enquanto que outros continuam sobre as planícies que rodeiam o aparelho vulcânico e apresentam leques de sedimentação (fig. 6.22). A formação dos vales/canais terá assim sido um dos últimos episódios de actividade na estrutura de Uranus Tholus.

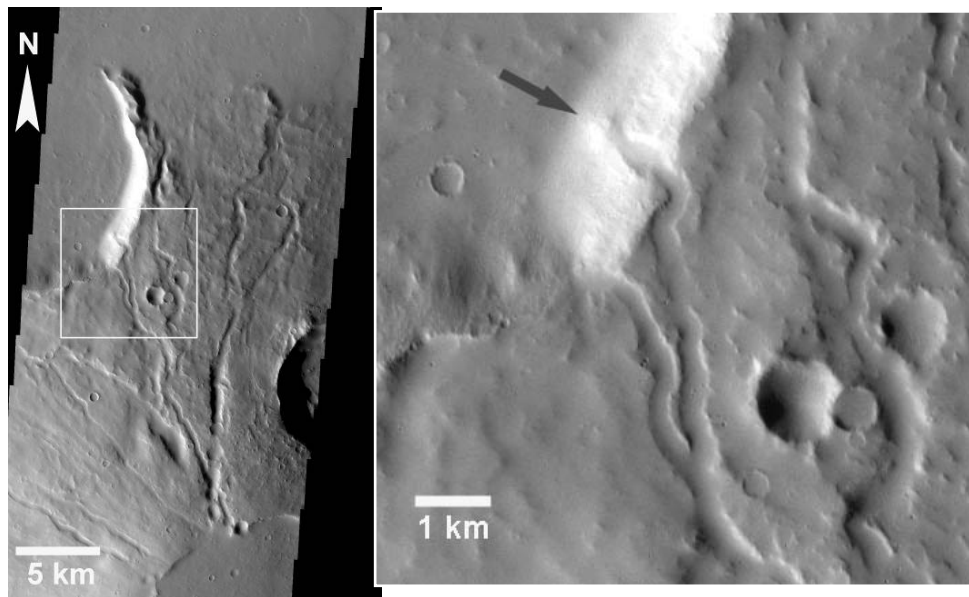


Figura 6.21 Flanco norte de Uranus Tholus, área ampliada mostra que os vales cortam o manto de material ejectado bem como a crista da cratera, existindo um leque de sedimentação no interior desta (seta negra).

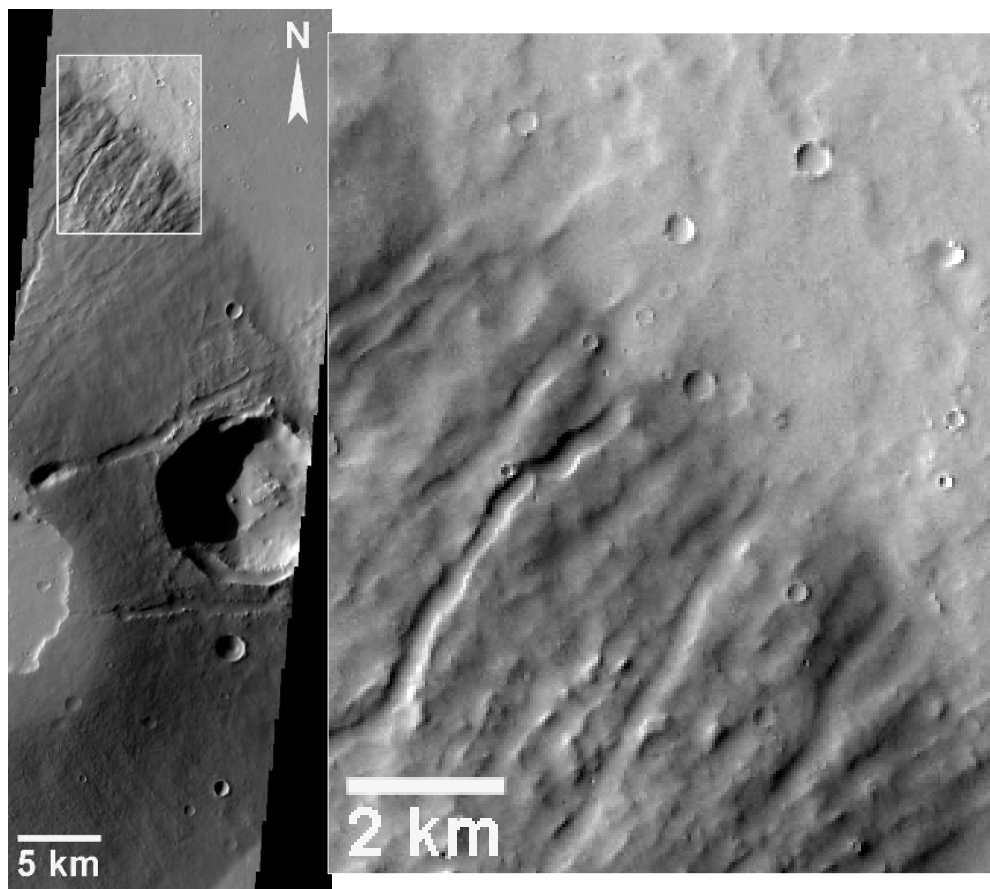


Figura 6.22 Vales no flanco nordeste de Uranus Tholus e contacto com as planícies na base do vulcão.

6.2.2.1 Cronologia dos acontecimentos geológicos

A cronologia de acontecimentos é esquematizada na figura 6.23, com os episódios em que não existem evidências seguras assinalados a vermelho.

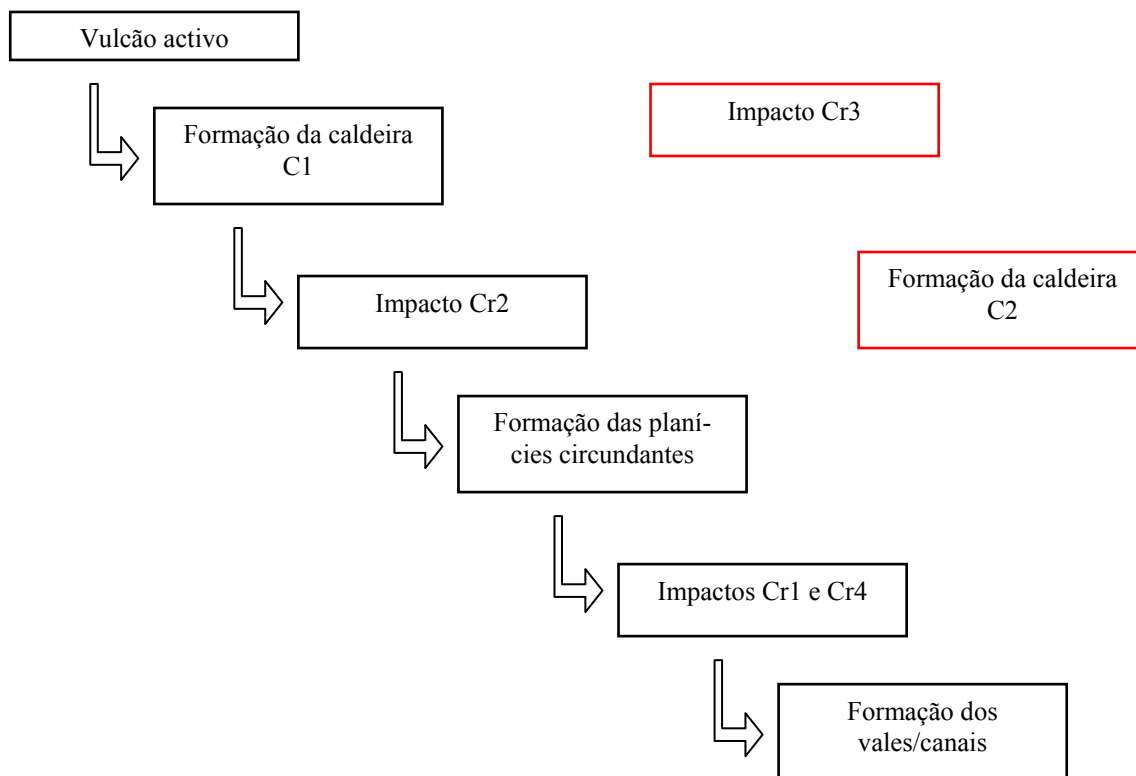


Figura 6.23 Proposta de cronologia dos acontecimentos que levaram à formação da estrutura actual de Uranius Tholus

6.3.3 – Biblis Patera

O vulcão Biblis Patera (latitude $\sim 2^\circ$ N e longitude $\sim 236^\circ$ E) localiza-se na zona central oeste da região de Tharsis (fig. 6.3), entre o Olympus Mons e os montes Tharsis. Este vulcão faz parte de um grupo de pequenos vulcões, localizados na zona oeste de Tharsis, onde se incluem também o Ulysses Patera e o Jovis Tholus. Plescia (1994) considera-os todos como sendo vulcões em escudo de origem basáltica de construção anterior aos montes Tharsis.

Biblis Patera apresenta como característica particular a existência de várias depressões rectilíneas, grabens, no flanco oeste, que se prolongam pelas planícies circundantes (fig. 6.24). A

estrutura do vulcão é alongada na direcção noroeste, estando parte dos seus flancos soterrados por lavas provenientes de episódios vulcânicos recentes, relacionados, provavelmente, com a génese dos montes Tharsis (Plescia, 1994). A caldeira é de grandes dimensões e encontra-se desviada para sudeste, em relação ao centro da estrutura vulcânica visível.

O aparelho vulcânico tem um diâmetro aproximado de 170 km (NW-SE) por 130 km (NE- SW) com uma altitude máxima de cerca de 7300 m, na orla oeste da caldeira. A caldeira é uma estrutura bastante complexa, com evi-

dências de vários episódios de abatimento e queda de blocos ao longo da orla com conseqüente alargamento da depressão (fig. 6.25). Actualmente o diâmetro da caldeira é de cerca de 50 km mas, segundo Plescia (1994), teria cerca de 38 km se não tivesse sido alargada pela queda de blocos laterais para o seu interior. O fundo da caldeira encontra-se a cerca de 2700 m de altitude o que dá uma profundidade de 4600 m em relação à orla oeste da caldeira. No entanto e devido à



Figura 6.24 Perspectiva de Biblis Patera, observado de sul, construída a partir dos dados de MOLA. O exagero vertical é cerca de 3,5 vezes.

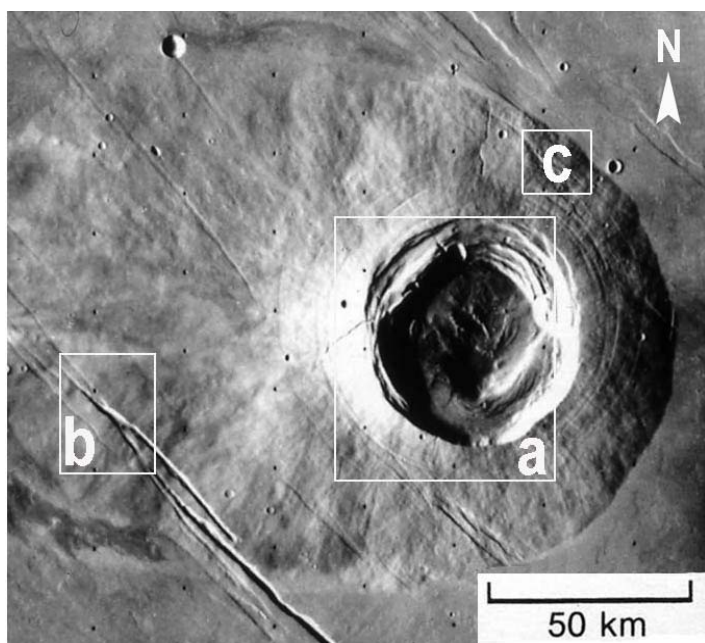


Figura 6.25 Biblis Patera. Pormenor da foto 44B50 tirada pela sonda Viking 2. (a) área ilustrada na fig. 6.26; (b) área ilustrada na fig. 6.29; (c) área ilustrada na fig. 6.30.

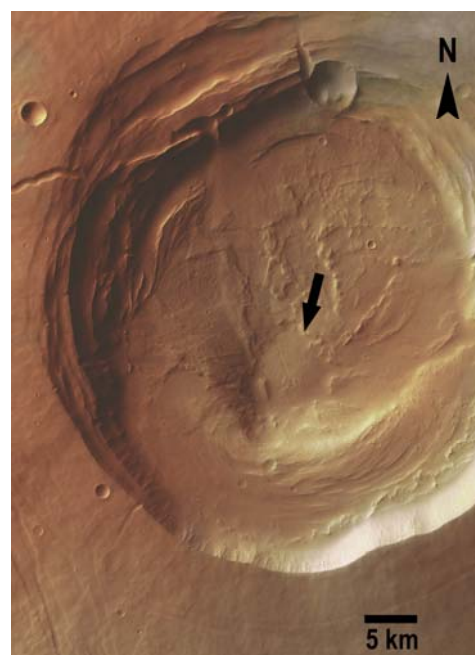


Figura 6.26 Caldeira de Biblis Patera, a seta marca o local mais profundo.

queda de blocos o fundo é bastante irregular, existindo diversos patamares com diferentes altitudes ao longo das margens da caldeira. O ponto mais profundo encontra-se na parte central da caldeira e corresponde a uma depressão de formato sensivelmente circular (fig. 6.26).

O declive dos flancos, calculado a partir dos perfis topográficos (fig. 6.27) obtidos com os dados de MOLA, é em média inferior a 4° . Não existe diferença significativa entre os declives dos flancos NW (cerca de 2°) e SE (cerca de $2,5^\circ$) apesar da grande diferença em extensão, o flanco NW estende-se por mais de 140 km, enquanto que o flanco SE não chega aos 40 km, o que parece confirmar a tese de Plescia (1994), ou seja, o soterramento de parte da estrutura por lavas mais recentes provenientes de sudeste (montes Tharsis). O vulcão encontra-se numa zona em que as planícies da região de Tharsis se inclinam para oeste, apresentando declives inferiores a 1° . A diferença de altitudes entre o contacto da base do vulcão com as planícies circundantes, em pontos opostos, a noroeste e a sudeste, é de cerca de 2400 m. Os vales ou grabens existentes no flanco oeste atingem uma profundidade máxima de 300 m e uma largura máxima de cerca de 3 km.

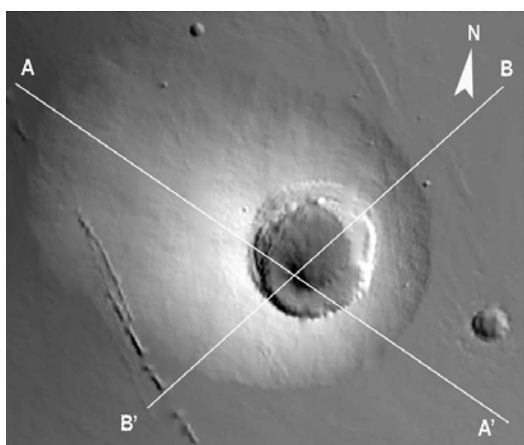
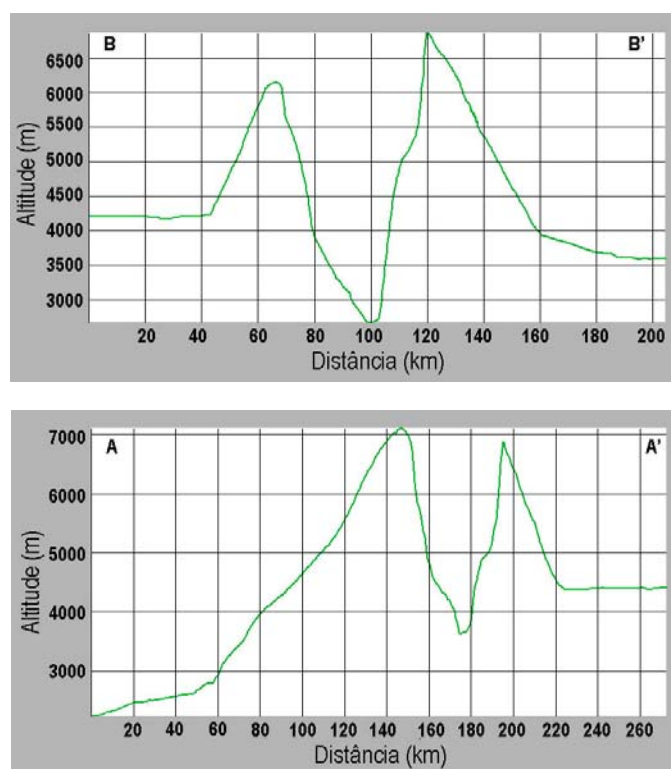


Figura 6.27 Perfis topográficos, obtidos com os dados de MOLA, ao longo das direcções NW-SE e NE-SW. O exagero vertical é cerca de 20 vezes.



O declive dos flancos nordeste e sudoeste é semelhante, cerca de 5°, e a altitude das planícies que contactam com os dois flancos é de cerca de 4000 m.

A idade relativa do aparelho vulcânico é superior à dos grandes vulcões de Tharsis, os Montes Tharsis, datando provavelmente do Hesperiano, embora seja possível que a sua actividade se tenha iniciado ainda no Noachiano final e prolongado ao longo do Hesperiano (Plescia, 1994). Às planícies que rodeiam Biblis Patera foi atribuída a idade relativa correspondente ao Amazoniano médio (Tanaka, 1986).

A profundidade e largura da caldeira apontam para um corpo de grandes dimensões, no interior de uma câmara magmática, que desapareceu e levou ao colapso da estrutura superior.

O alargamento da caldeira terá resultado do colapso sucessivo de blocos das paredes devido à existência de um sistema de falhas circulares que rodeiam a caldeira. Alguns destes colapsos ocorreram ainda durante a actividade do vulcão (fig. 6.28, C2) uma vez que se encontram cobertos por material que posteriormente preencheu a caldeira, de forma que o fundo da caldeira nessa zona é relativamente liso. Esta análise é compatível com o estudo de caldeiras de vulcões terrestres, nomeadamente no Havai e nas Galápagos, em que após o colapso ocorre, muitas vezes, um novo episódio de enchimento da caldeira com lava (Mouginis-Mark *et al.*, 2001).

Nos vulcões terrestres, o esvaziamento de uma caldeira destas dimensões costuma estar relacionado com actividade explosiva (Santorini, Krakatoa, Toba, etc.), mas toda a morfologia de Biblis Patera é idêntica à de um vulcão construído por lavas fluidas, nomeadamente o declive, que é inferior a 5°. As dimensões da caldeira e a sua profundidade, se analisadas considerando que uma grande parte do vulcão pode estar soterrado por lavas mais recentes, deixam de ser tão

Tabela 6.3
Parâmetros morfométricos
de Biblis Patera

Parâmetros	Valor
Diâmetro (km)	170 x 130
Altitude máxima (km)	7,3
Relevo ^a (km)	5 a 2
Declive médio (°)	3,6
Diâmetro da caldeira (km)	50
Altitude do fundo da caldeira (km)	2,7

^a Em relação à região circundante e consoante o flanco considerado

impressionantes e estão dentro dos limites dos grandes vulcões marcianos, a cratera de Ascræus Mons tem uma profundidade de cerca de 3700 metros e um diâmetro de cerca de 60 km, sendo este considerado um vulcão formado por emissão de lavas fluidas.

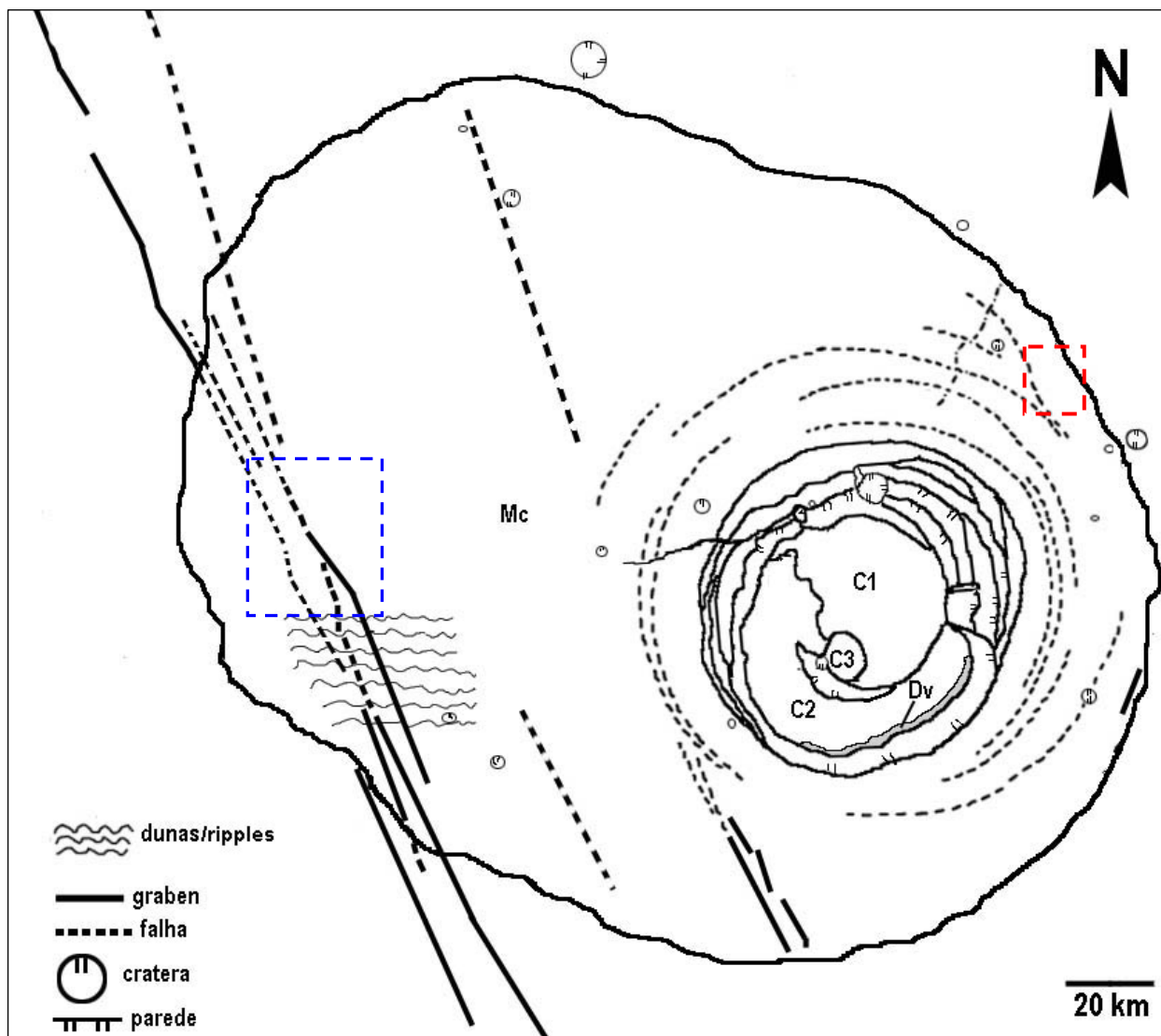


Figura 6.28 Mapa geológico de Biblis Patera. Unidades: Mc, material de cobertura; C1, C2 e C3, chão da caldeira; Dv, depósitos de vertente. O rectângulo azul delimita a área da imagem na fig. 6.29, o rectângulo vermelho delimita a área da imagem na fig. 6.30.

Uma hipótese para o esvaziamento da câmara magmática poderá ser a saída do magma por outro local que não a caldeira principal, tendo em conta a grande actividade vulcânica da região de Tharsis não é difícil compreender a deslocação da fonte de magma para outro ponto, podendo este ter sido expelido por vulcanismo central agora completamente soterrado pelas

mesmas lavas que cobrem grande parte de Biblis Patera, ou podendo até ter contribuído para a formação dos Montes Tharsis.

Analisando ainda a estrutura da caldeira é possível inferir que a zona sul colapsou ainda durante o período de actividade vulcânica, tendo sido coberta pela unidade C2 (fig. 6.28). Na zona norte ocorreram múltiplos episódios de colapso, que serão mais recentes e formam uma série de patamares, que poderão estar relacionados com a distensão a que toda a estrutura vulcânica esteve sujeita, devido ao estabelecimento do sistema de falhas regionais que a atravessam na porção mais a oeste. Esta distensão poderá ter reactivado as falhas circulares em torno da caldeira e permitido que vários blocos de parede caíssem para o seu interior.

A estrutura vulcânica está coberta por material em pequenos montículos e que na zona oeste forma um campo de dunas ou ripples (fig. 6.29) de orientação NE-SW.

Alguns vales, que parecem ser independentes e posteriores às falhas que rodeiam a caldeira, percorrem uma pequena porção do flanco norte (fig. 6.30). Estes

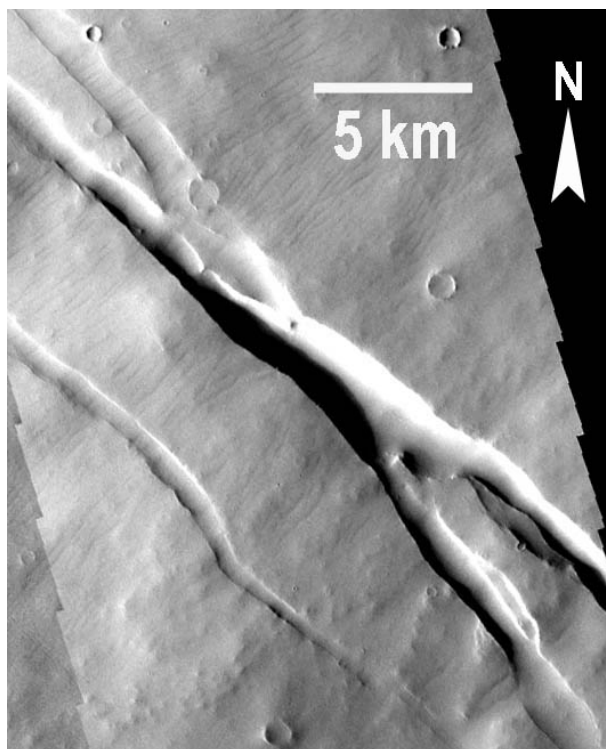


Figura 6.29 Graben no flanco oeste de Biblis Patera e campo de dunas alinhadas na direcção NE-SW.

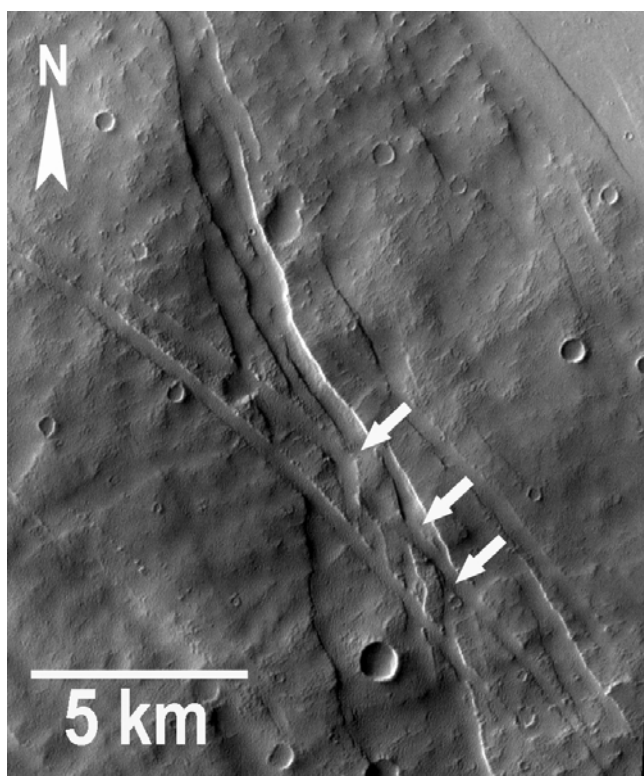


Figura 6.30 Falhas circulares no flanco de Biblis Patera intersectadas por vários canais.

vales apresentam algumas semelhanças com os canais entrançados, escavados por água líquida em certas regiões glaciares na Terra. A origem destes vales em Biblis Patera parece ser devida à presença de água líquida, em períodos posteriores à formação da estrutura vulcânica. Alguns destes vales prolongam-se paralelamente à caldeira terminando no graben existente no flanco este (fig. 6.28).

6.2.3.1 Cronologia dos acontecimentos geológicos

A história geológica deste vulcão terá tido o seguinte desenvolvimento, do mais antigo para o mais recente: (1) erupção do estilo efusivo, com derrames de grandes quantidades de lava fluida e talvez alguma actividade explosiva final, o que seria uma explicação para a profundidade da caldeira; (2) vários episódios de colapso do fundo e das paredes da caldeira, alguns destes possivelmente associados à deformação tectónica da região de Tharsis e ao estabelecimento do sistema de falhas que cortam a estrutura vulcânica; (3) após a formação do vulcão e antes do aparecimento do sistema de falhas as planícies circundantes foram inundadas por vários derrames de lava muito fluida que poderão ter soterrado grande parte dos flancos sul, este e norte.

6.4 – Algumas comparações entre estruturas vulcânicas terrestres e marcianas

Os vulcões analisados apresentam um certo número de aspectos morfológicos que têm paralelismo com vulcões terrestres embora possuam também características únicas. Assim todos apresentam flancos com declives cuja média é baixa, inferior a 10°, o que os coloca dentro do grupo dos vulcões em escudo existentes na Terra, como por exemplo os vulcões havaianos.

Em relação a Ceraunius Tholus vamos aprofundar um pouco a analogia com vulcões terrestres que possuem um glaciar de montanha no topo da estrutura que ao fundir escava um sistema de vales com características semelhantes aos que encontramos neste vulcão. Na Islândia existem vários vulcões com estas características, o exemplo do glaciar Myrdalsjokull, que cobre um vulcão activo é descrito por Björnsson *et al.* (2000). Este glaciar cobre uma caldeira com cerca de 9x13 km e 600 a 750 m de profundidade e está sujeito a episódios de grande actividade vulcânica, em média duas vezes por século. As erupções derretem grandes quantidades de gelo,

originando episódios de grandes inundações (conhecidas por *jökulhaups*) formadas por água e lama, que normalmente drenam numa direcção bem definida relacionada com a topografia da caldeira, resultando num fluxo hiper-concentrado que invade as planícies adjacentes num único ponto. Um episódio ou vários de *jökulhaups* poderia ter ocorrido em Ceraunius Tholus, deixando como testemunho os grandes vales escavados nos flancos norte e oeste. Ainda considerando esta analogia, a fusão basal do glaciário, que ocorre por fluxo geotérmico, bem como a fusão superficial devida à energia solar, origina fluxos de água líquida que coalescem em correntes de maior dimensão, que por sua vez deixam o glaciário através de uma série de vales distribuídos radialmente em torno do edifício vulcânico. Estes vales iniciam-se nos limites do glaciário e formam um padrão que pode ser comparado com os vales de menores dimensões em Ceraunius Tholus (Fassett *et al.*, 2007b).

As caldeiras observadas nestes vulcões, apesar de serem relativamente grandes, em relação às caldeiras de vulcões terrestres formados por lavas fluidas (Tabela 6.4), apresentam ainda assim algumas semelhanças, em particular com as caldeiras de alguns vulcões das ilhas Galápagos. As caldeiras destes vulcões são caracterizadas por possuírem grandes diâmetros e profundi-

Tabela 6.4

Comparação das dimensões das caldeiras de vulcões terrestres^a (Galápagos e Havai) e de Marte.

Nome do Vulcão	Largura máxima (km)	Largura mínima (km)	Profundidade máxima ^b (m)
Wolf	6.4	5.1	660
Darwin	5.6	5.5	200
Alcedo	7.4	6.1	260
Sierra Negra	9.3	7.4	110
Cerro Azul	4.3	3.2	480
Fernandina	6.5	4.6	1100
Kilauea	5.0	3.1	140
Mauna Loa	4.5	2.7	176
Ceraunius Tholus	25	25	2200
Biblis Patera	50	50	4600
Uranus Tholus	20	20	300

^a A partir de dados de Munro *et al.*, 1996.

^b A profundidade foi medida do ponto mais alto da orla da caldeira ao ponto mais profundo do chão da caldeira.

dades, relativamente à dimensão do edifício vulcânico, bem como evidências de vários episódios de subsidência do fundo da caldeira e formação de patamares laterais ao longo da parede interna da caldeira, devido à queda de blocos (Munro *et al.*, 1996). A caldeira do vulcão da ilha Fernan-

dina (fig. 6.31) é a que apresenta maior profundidade, mais de 1000 metros no ponto mais profundo, apesar de não nos podermos esquecer que estes vulcões ainda se encontram activos e que sofrem episódios periódicos de enchimento e esvaziamento das caldeiras, sendo a sua profundidade um valor variável.



Figura 6.31
Fotografia, em perspectiva oblíqua, do vulcão da ilha Fernandina, observado do espaço a partir da ISS (International Space Station), o diâmetro máximo da caldeira é cerca de 6.5 km.

A caldeira de Biblis Patera será a que apresenta mais aspectos geomorfológicos em comum com as dos vulcões das Galápagos não só pela elevada profundidade mas também pela presença de grandes patamares laterais no interior da cratera (fig. 6.32).

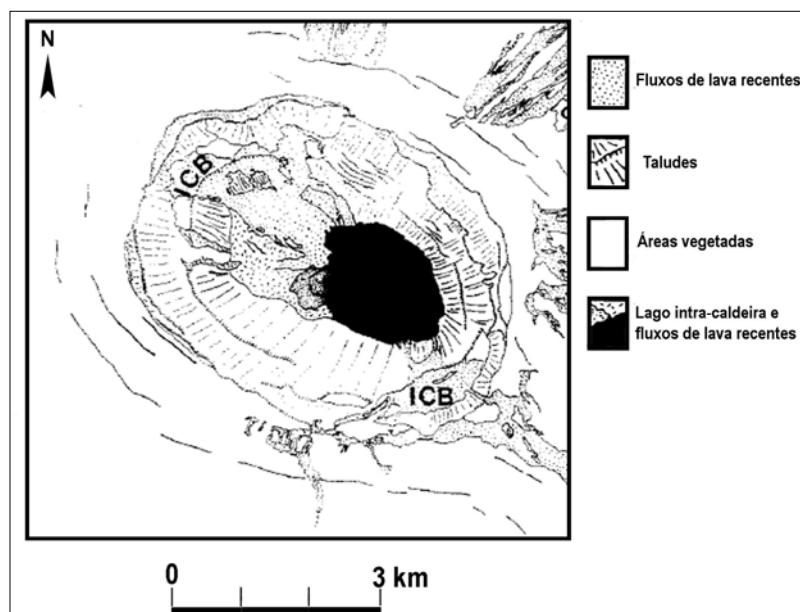
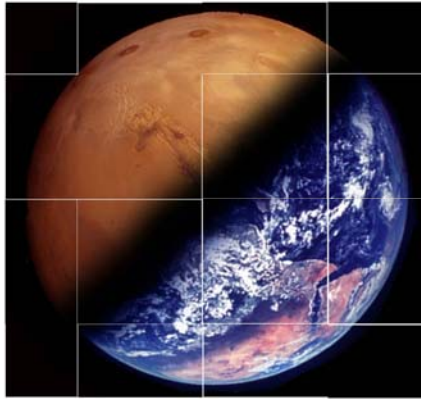


Figura 6.32 Mapa de unidades geológicas da caldeira do vulcão da ilha Fernandina. Unidade: ICB, patamares. (adaptado de Munro *et. al.*, 1996)

A génese deste tipo de caldeiras profundas e largas em vulcões que libertam lavas fluidas não está completamente explicada, sendo uma hipótese a competição pelo suprimento de magma entre vários vulcões activos na mesma área. Deste modo, variações locais no fornecimento de magma aos vários vulcões, poderão explicar a existência de caldeiras muito profundas (Wolf, Cerro Azul e Fernandina) a par de outras pouco profundas (Darwin, Alcedo e Sierra Negra) (Munro *et al.*, 1996). No caso de Biblis Patera, como já aventado anteriormente, a profundidade da caldeira poderia dever-se à deslocação da fonte de magma para outra posição.



7. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A realização deste trabalho demonstrou ser possível aplicar ferramentas da geomorfologia ao planeta Marte e que este possui estruturas na sua superfície similares às existentes na Terra. Os estudos efectuados revelaram que existem dunas semelhantes às dunas terrestres, vales escavados pelo fluxo de água líquida e vulcões com características comuns aos existentes na Terra.

Em futuros estudos algumas das hipóteses levantadas ao longo deste trabalho poderão ser melhoradas, quer com base em novas informações quer reavaliando as já existentes. Assim, a origem e a idade dos vales observados em Ceraunius Tholus seriam melhor compreendidas se existissem mais informações sobre o clima passado do planeta, algo que pode ser conseguido se

a missão Mars Phoenix for bem sucedida. Esta missão pretende aterrar no Pólo Norte em 2008, e tem, entre outros objectivos, o estudo das camadas aí depositadas em busca de informações sobre a história climática de Marte.

O estabelecimento de uma escala cronológica absoluta seria outro grande avanço, ao permitir estabelecer correlações estratigráficas mais fidedignas e assim compreender a génese de várias estruturas geomorfológicas, isto poderia ser conseguido com o envio de amostras de material rochoso para a Terra, de várias regiões de Marte, de modo a poderem ser datadas. No entanto, e apesar de existirem planos para missões com este objectivo, a sua execução tem-se revelado difícil, tanto por razões tecnológicas como financeiras.

Outras hipóteses aqui propostas, como a formação de Nirgal Vallis, provavelmente só seriam completamente elucidadas com estudos feitos no local, e por seres humanos. Como a ida de seres humanos a Marte ainda é algo bastante distante algumas questões permanecerão sem resposta por mais algum. Apesar de tudo planeta o Marte continuará a constituir um campo de trabalho para a geologia durante muitos anos, uma vez que, só a informação já disponível é suficiente para sustentar muitos estudos futuros.

- Alves, E. I. & Vaz, D. (2007). MIMS – A relational database of imagery on Mars. *Computers & Geosciences*. **33**: 318–324.
- Alves, E. I., Baptista, A. R., Conde, L. N., Azevedo, J. M. (2003). Identification of present fluid seepage in Nirgal Vallis, by comparing Mars Global Surveyor and Mars Odyssey images. *Geophysical Research Abstracts*. **5**: 12651.
- Baker, V. R. & Milton, D. J. (1974). Erosion by catastrophic floods on Mars and Earth. *Icarus*. **23**: 27-41.
- Berman, D. C. & Hartmann, W. K. (2002). Recent Fluvial, Volcanic, and Tectonic Activity on the Cerberus Plains of Mars. *Icarus*. **159**: 1–17.
- Björnsson, H., Pálsson, F., Gudmundsson, M. T. (2000). Surface and bedrock topography of the Myrdalsjökull ice cap, Iceland: The Katla caldera, eruption sites and routes of jökulhaups. *Jökull* **49**: 29–46.
- Bourke, M. C., Balme, M., Beyer, R.A., Williams K. K., Zimbelman, J. (2006). A comparison of methods used to estimate the height of sand dunes on Mars. *Geomorphology*. **81**: 440–452.
- Breed, C. S., Grolier, M. J., McCauley, J. F. (1979). Morphology and Distribution of Common ‘Sand’ Dunes on Mars: Comparison With the Earth. *Journal of Geophysical Research*. **84**: 8183–8204.
- Carr, M. H. (1974). The role of lava erosion in the formation of lunar rilles and martian channels. *Icarus*. **22**: 1–23.
- Carr, M. H. (1975). *Geologic Map of the Tharsis Quadrangle of Mars*. U. S. Geological Survey Miscellaneous Investigation Series Map I-893.
- Carr, M. H., Crumpler, L., Cutts, J. A., Greeley, R., Guest, J. E., Masursky, H. (1977). Martian impact craters and emplacement of ejecta by surface flow. *Journal of Geophysical Research*. **82**: 4055–4065.
- Cattermole, P. (2001). *Mars, The Mystery Unfolds*. Oxford University Press. Oxford. pp 186.

- Christensen, P.R., Jakosky, B. M., Kieffer, H. H., Malin, M. C., McSween Jr., H. Y., Neelson, K., Mehall, G. L., Silverman, S. H., Ferry, S., Caplinger, M. (2004). The thermal emission imaging system (THEMIS) for the mars 2001 odyssey mission. *Space Science Reviews* .**110**: 85–130.
- Doran, P. T., Clifford, S. M., Forman, S. L., Nyquist, L., Papanastassiou, D. A., Stewart, B. W., Sturchio, N. C., Swindle, T. D., Cerling, T., Kargel, J., McDonald, G., Nishiizumi, K., Poreda, R., Rice, J. W., Tanaka, K. (2004). Mars chronology: assessing techniques for quantifying superficial processes. *Earth-Science Reviews*. **67**: 313–337.
- Fassett, C. I. & Head III, J. W. (2007a). Age constraints on martian valley networks from buffered crater counting. *Proc. Lunar Planet Sci. Conf. XXXVIII*. Abstract 1030.
- Fassett, C. I. & Head III, J. W. (2007b). Valley formation on martian volcanoes in the Hesperian: Evidence for melting of summit snowpack, caldera lake formation, drainage and erosion on Ceraunius Tholus. *Icarus*. doi:10.1016/j.icarus.2006.12.021.
- Frankel, C. (1996). *Volcanoes of the solar system*. Cambridge University Press. Cambridge. pp. 232.
- Gregg, T. K. P. & Farley, M. A. (2006). Mafic pyroclastic flows at Tyrrhena Patera, Mars: Constraints from observations and models. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. **155**: 81–89.
- Gulick, V. C. & Baker, V. R. (1990). Origin and evolution of valleys on martian volcanoes. *Journal of Geophysical Research*. **95**: 14325–14344.
- Haberle, R. M.; Houben, H. C.; Hertenstein, R.; Herdtle, T. (1993). A boundary-layer model for Mars - Comparison with Viking lander and entry data. *Journal of the Atmospheric Sciences*. **50**: 1549-1559.
- Hersen, P. (2004). On the crescentic shape of barchan dunes. *The European Physical Journal B*. **37**: 507-514.
- Hess, S. L., Henry, R. M., Leovy, C. B., Ryan, J. A., Tillman, J. E., Chamberlain, T. E., Cole, H. L., Dutton, R. G., Greene, G. C., Simon, W. E., Mitchell, J. L. (1976). Preliminary Meteorological Results on Mars from the Viking 1 Lander. *Science*. **193**: 788-791.

- Jaumann, R., & Reiss, D. (2002). Nirgal Vallis: Evidence for extensive sapping. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. XXXIII*. Abstract 1579.
- Kaufmann III, W. J. & Freedman, R. A. (1998). *Universe*. 5th Ed. W. F. Freeman and Company. New York. pp. 823.
- Kerr, R. A. (1998). Signs of plate tectonics on an infant Mars. *Science*. **279**: 1607-1607.
- Kochel, R.C. & Piper, J.F. (1986). Morphology of large valleys on Hawaii - evidence for groundwater sapping and comparisons with Martian valleys. *Journal of Geophysical Research*. **91**: E175-E192.
- Lamb, M. P., Howard, A. D., Johnson, J., Whipple, K. X., Dietrich, W. E., Perron, J. T. (2006). Can springs cut canyons into rock? *Journal of Geophysical Research*. **111**: E07002, doi:10.1029/2005JE002663.
- Malin, M. C., Carr, M. H., Danielson, G. E., Davies, M. E., Hartmann, W. K., Ingersoll, A. P., James, P. B., Masursky, H., McEwen, A. S., Soderblom, L. A., Thomas, P., Veverka, J., Caplinger, M. A., Ravine, M. A., Soulanille, T. A., Warren, J. L. (1998). Early Views of the Martian Surface from the Mars Orbiter Camera of Mars Global Surveyor. *Science*. **279**: 1681-1685.
- Malin, M. C., Danielson, G. E., Ravine, M. A., Soulanille, T.A., (1991). Design and development of the Mars Observer Camera. *Int. J. Imag. Syst. Technol.* **3**: 76–91.
- Malin, M.C., Danielson, G.E., Ingersoll, A.P., Masursky, H., Veverka, J., Ravine, M.A., Soulanille, T.A. (1992). Mars Observer Camera. *Journal of Geophysical Research*. **97**: 7699–7718.
- Marquez. Á., Fernández, C., Anguita, F., Farelo, A., Anguita, J., Casa, M. (2004). New evidence for a volcanically, tectonically, and climatically active Mars. *Icarus* **172**: 573–581.
- Mouginis-Mark, P. J. & Rowland, S. K. (2001). The geomorphology of planetary calderas. *Geomorphology*. **37**: 201-223.
- Mouginis-Mark, P. J., McCoy, T. J., Taylor, G. J., Keil, K. (1992). Martian parent craters for the SNC meteorites. *Journal of Geophysical Research*. **97**: 10213–10225.
- Munro, D. C. & Rowland, S. K. (1996). Caldera morphology in the western Galápagos and implications for volcano eruptive behavior and mechanisms of caldera formation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. **72**: 85-100.

- Mutch, T. A., Arvidson, R. E., Head III, J. W., Jones, K., Saunders, R. S. (1976). *The Geology of Mars*. Princeton University Press. Princeton, New Jersey. pp. 400.
- Neukum, G. & Ivanov, B. A. (2001). Crater production function for mars. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. XXXII*. Abstract 1757.
- Nichols, G. (1999). *Sedimentology and Stratigraphy*. Blackwell Science Ltd. Oxford. Chapter 8: Arid Continental Depositional Environments, pp 96-110.
- Plescia, J. B. (1994). Geology of the small Tharsis volcanoes: Jovis Tholus, Ulysses Patera, Biblis Patera, Mars. *Icarus*. **111**: 246-269.
- Plescia, J. B. (2000). Geology of the Uranus Group Volcanic Constructs: Uranus Patera, Ceraunus Tholus and Uranus Tholus. *Icarus*. **143**: 376–296.
- Pollack, J. B., Haberle, R. M., Scaffer, J., Lee, H. (1990). Simulations of the general circulation of the Mars atmosphere, I: polar processes. *Journal of Geophysical Research*. **95**: 1447-1473.
- Press, F. & Siever, R. (2001). *Understanding Earth*. 3rd Ed. W.H. Freeman and Company. New York. Chapter 14: Winds and Deserts, pp. 307-327.
- Reimers, C. E. & P. D. Komar (1979). Evidence for explosive volcanic density currents on certain martian volcanoes. *Icarus* **39**: 88–110.
- Reiss, D. & Jaumann, R. (2002). Characteristics of groundwater aquifers in the Nirgal Vallis drainage basin. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. XXXIII*. Abstract 1606.
- Sagan, C., Veverka, J., Fox, P., Dubisch, R., Lederberg, J., Levinthal, E., Quam, L., Tucker, R., Pollack, J. B., Smith, B. A. (1972). Variable Features on Mars: Preliminary Mariner 9 Television Results. *Icarus*. **17**: 346–372.
- Schofield, J. T., Barnes, J. R., Haberle, R. M., Magalhães, J. A., Murphy, J. R., Larsen, S., Wilson, G. (1997). The Mars Pathfinder Atmospheric Structure Investigation / Meteorology (ASI/MET) experiment. *Science*. **278**: 1752-1758.
- Schumm, S. A., Boyd, K. F., Wolff, C. G., Spitz, W. J. (1995). A groundwater sapping landscape in the Florida Panhandle. *Geomorphology*. **12**: 281– 297.

- Seidelmann, P. K., Archinal, B. A., A'Hearn, M. F., Cruikshank, D. P., Hilton, J. L., Keller, H. U., Oberst, J., Simon, J. L., Stooke, P., Tholen, D. J., Thomas, P. C. (2005). Report Of The Iau/Iag Working Group On Cartographic Coordinates And Rotational Elements: 2003. *Celestial Mechanics and Dynamical Astronomy*. **91**: 203–215.
- Sharp, M. P. & Malin, M. C. (1975). Channels on Mars. *Bulletin of the Geological Society of America*. **86**: 593-609.
- Sheehan, W. (1996). *The Planet Mars: A History of Observation and Discovery*. The University of Arizona Press, Tucson. pp 270
- Sleep, N. H. (1994). Martian plate tectonics. *Journal of Geophysical Research*. **99**: 5639-5655.
- Smith D. E., Zuber, M. T., Frey, H. V., Garvin, J. B., Head, J. W., Muhleman, D. O., Pettengill, G. H., Phillips, R. J., Solomon, S. C., Zwally, H. J., Banerdt, W. B., Duxbury, T. C., Golombek, M. P., Lemoine, F. G., Neumann, G. A., Rowlands, D. D., Aharonson, O., Ford, P. G., Ivanov, A. B., Johnson, C. L., McGovern, P. J., Abshire, J. B., Afzal, R. S., Sun, X. (2001). Mars orbiter laser altimeter: experiment summary after the first year of global mapping of mars. *Journal of Geophysical Research*. **106**: 23689–23722.
- Smith, D., Neumann, G., Arvidson, R. E., Guinness, E. A., Slavney, S. (2003). "Mars Global Surveyor Laser Altimeter Mission Experiment Gridded Data Record", NASA Planetary Data System, MGS-M-MOLA-5-MEGDR-L3-V1.0.
- Smith, D.E., Zuber, M.T., Solomon, S. C., Phillips, R. J., Head, J. W., Garvin, J. B., Banerdt, W. B., Muhleman, D. O., Pettengill, G. H., Neumann, G. A., Lemoine, F. G., Abshire, J. B., Aharonson, O., Brown, C. D., Hauck, S. A., Ivanov, A. B., McGovern, P. J., Zwally, H. J., Duxbury, T. C. (1999). The Global Topography of Mars and Implications for Surface Evolution. *Science*. **284**: 1495-1503.
- Summerfield, M. A. (1991). *Global Geomorphology*. John Wiley & Sons, Inc. New York, NY. pp. 537.
- Tanaka, K.L. (1986). The stratigraphy of Mars. *Journal of Geophysical Research*. **91**: 139–158.

APÊNDICE A – LISTA DE IMAGENS

Figura	Identificação da imagem	Latitude ^a (°)	Longitude ^b (°)	Resolução (m/pixel)	Missão	Créditos
2.7	PSP_001334_2645	84.4	343.5	0.3	MOR	HiRISE. Mars Space Flight Facility, Arizona State University
4.4	V12826005	80.138	177.513	40	2001 MO	THEMIS. Mars Space Flight Facility, Arizona State University
4.6	E16-01777	80.13	174.59	5.08	MGS	NASA/JPL/MSSS
4.7	M17-00435	8.99	66.71	5.84	MGS	NASA/JPL/MSSS
4.10	FHA-00451	8.83	67.07	2.95	MGS	NASA/JPL/MSSS
4.13	R23-01301	-47.06	19.19	1.41	MGS	NASA/JPL/MSSS
4.15	R23-01301	-47.06	19.19	1.41	MGS	NASA/JPL/MSSS
4.16	E10-04446	-33.92	311.41	248.68	MGS	NASA/JPL/MSSS
4.17	E10-04445	-33.82	310.97	2.93	MGS	NASA/JPL/MSSS
5.1	M02-04610	15.96	329.69	248.64	MGS	NASA/JPL/MSSS
5.2	M03-00610	-27.70	315.62	235.2	MGS	NASA/JPL/MSSS
5.2	M03-01844	-27.55	316.7	235.2	MGS	NASA/JPL/MSSS
5.2	M04-00322	-27.14	313.17	235.2	MGS	NASA/JPL/MSSS
5.3	R10-01276	-27.62	315.71	1.48	MGS	NASA/JPL/MSSS
5.8	V16690003	-27.21	314.55	17	2001 MO	THEMIS. Mars Space Flight Facility, Arizona State University
5.9	V17601004	-27.38	315.02	17	2001 MO	THEMIS. Mars Space Flight Facility, Arizona State University
6.3	mc-09	-	-	231.56	MGS	NASA/JPL/MSSS
6.5	E11-03518	25.04	262.59	534.25	MGS	NASA/JPL/MSSS
6.7	V02787010	23.754	262.915	37	2001 MO	THEMIS. Mars Space Flight Facility, Arizona State University
6.8	V11487005	24.439	263.456	18	2001 MO	THEMIS. Mars Space Flight Facility, Arizona State University

6.11	V01002003	24.570	262.429	18	2001 MO	THEMIS. Mars Space Flight Facility, Arizona State University
6.12	V10576014	24.019	262.764	18	2001 MO	THEMIS. Mars Space Flight Facility, Arizona State University
6.14	E04-01058	26.35	262.65	254.51	MGS	NASA/JPL/MSSS
6.16	M0806049	26.53	262.34	6.2	MGS	NASA/JPL/MSSS
6.18	V04610006	26.364	262.422	18	2001 MO	THEMIS. Mars Space Flight Facility, Arizona State University
6.19	V11200007	26.192	262.769	18	2001 MO	THEMIS. Mars Space Flight Facility, Arizona State University
6.20	E14-01248	24.89	265.46	354.56	MGS	NASA/JPL/MSSS
6.21	V09665014	26.687	262.370	18	2001 MO	THEMIS. Mars Space Flight Facility, Arizona State University
6.22	V12423010	25.042	262.621	37	2001 MO	THEMIS. Mars Space Flight Facility, Arizona State University
6.25	44B50	2	236	-	Viking 2	NASA
6.26	SEM8D808BE	2	236	10.8	Mars Express	ESA/DLR/FU Berlin (G. Neukum)
6.29	V13260004	2.826	234.696	36	2001 MO	THEMIS. Mars Space Flight Facility, Arizona State University

^a Latitudes positivas no hemisfério norte e negativas no sul

^b Longitude este.

MOR - Mars Orbiter Reconnaissance

MGS - Mars Global Surveyor

MO - 2001 Mars Odyssey

NASA/JPL/MSSS – National Aeronautics and Space Administration/Jet Propulsion Laboratory/ Malin Space Science Systems

THEMIS – Thermal Emission Mars Imaging System

HiRISE - High Resolution Imaging Science Experiment

ESA – European Space Agency