

FACULDADE DE CIÊNCIAS DA UNIVERSIDADE DO PORTO



**Estrutura e Morfologia**  
**dos Planetas Telúricos: o exemplo de Marte**

*Helena Isabel da Costa Correia*

(Dissertação apresentada para obtenção do grau de mestre em Geologia para o Ensino)

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA – FACULDADE DE CIÊNCIAS

2002

**Estrutura e Morfologia**  
**dos Planetas Telúricos: o exemplo de Marte**

*Helena Isabel da Costa Correia*

# Índice

	Página
Resumo .....	iv
Abstract .....	v
Résumé .....	vi
1. Introdução .....	1
2. Sistema Solar .....	5
2.1 Dados sobre a origem do Universo .....	5
2.2 Constituição do Sistema Solar .....	8
2.3 Modelos genéticos para o Sistema Solar (síntese histórica) .....	13
2.4 Modelo genético actual .....	17
3. Estrutura e morfologia dos planetas telúricos .....	25
3.1 Métodos de estudo dos planetas .....	25
3.2 Estrutura interna dos planetas .....	28
3.2.1 Terra .....	29
3.2.2 Lua .....	33
3.2.3 Mercúrio .....	36
3.2.4 Vénus .....	38
3.2.5 Marte .....	40
3.3 Morfologia dos planeta telúricos .....	43
3.3.1 Considerações gerais .....	43
3.3.2 Morfologias de referência .....	47
3.3.2.1 Morfologias devido a processos endógenos .....	47
3.3.2.2 Morfologias devido a processos exógenos .....	57
3.3.2.3 Morfologias devido a processos exóticos .....	60
3.3.3 Morfologias da Lua .....	65
3.3.4 Morfologias de Mercúrio .....	74
3.3.5 Morfologias de Vénus .....	82
3.3.6 Morfologias de Marte .....	99

4. Construção de materiais didácticos .....	122
4.1 Introdução .....	122
4.2 Materiais didácticos .....	125
Actividade 1 – Morfologias da superfície terrestre .....	126
Actividade 2 – Crateras de impacto .....	134
Actividade 3 – Idade relativa de morfologias em Marte .....	137
Actividade 4 – Mapeamento geológico de Marte .....	139
Actividade 5 – Estruturas morfológicas de Marte .....	143
4.3 Sugestões de resolução das actividades .....	151
5. Considerações finais .....	155
Bibliografia .....	157
Anexos .....	164

## Resumo

Os planetas telúricos possuem características individuais como a massa, dimensão, densidade, gravidade, velocidade de escape, que lhes confere um carácter próprio. No entanto, as semelhanças que apresentam aos níveis estrutural e morfológico permite considerá-los em conjunto.

Grande parte da informação geológica que actualmente temos sobre os planetas telúricos resulta do estudo das suas estruturas superficiais tendo como base de comparação a Terra. Esta informação têm sido complementada por dados de outra natureza, nomeadamente químicos e petrológicos. O conhecimento da composição dos planetas ajuda a compreender a forma como evoluíram bem como a perspectivar o futuro

Assim, este trabalho será orientado para o estudo dos planetas interiores visando a pesquisa das semelhanças e diferenças estruturais bem como a caracterização das morfologias dos planetas, desenvolvendo explicações/interpretações para tais factos. A vertente didáctica, desta temática, é atendida através da construção de materiais didácticos relacionados com as morfologias dos planetas telúricos, enfocando o planeta Marte. Desta inter-relação poder-se-á aproximar os planetas telúricos definindo uma identidade comum em vez de os encarar individualmente.

Este trabalho está dividido em quatro partes. A primeira dedica-se à compreensão da formação, evolução e constituição do Universo, em geral, até ao Sistema Solar, em particular, dando um enfoque histórico do conhecimento que se possui bem como das sucessivas teorias sobre a sua génese.

Na segunda parte procede-se a uma análise comparada da estrutura interna dos planetas telúricos, recorrendo a informações obtidas por diversas tecnologias.

O terceiro capítulo debruça-se sobre o estudo das morfologias dos planetas, tendo como base de comparação o planeta Terra e os processos geológicos que as originaram.

O quarto capítulo dedica-se à produção de materiais didácticos para os alunos, mais propriamente fichas de trabalho a serem desenvolvidas nas aulas. Estas fichas têm uma pequena introdução teórica e são direccionadas para um trabalho activo por parte do aluno. Contêm, também, algumas actividades de carácter experimental com o intuito de desenvolver alguns conhecimentos que serão utilizados, posteriormente, na análise de imagens. A análise de fotografias é um dos métodos mais utilizados no estudo das morfologias dos planetas pelo que, se pretende desenvolver este tipo de estudo/trabalho enfocando o planeta Marte.

## **Abstract**

Telurian planets have individual characteristics like mass, dimension, density and escape velocity, which confer them a unique character. However, structure and morphologic similarities between them allow us to approach them together as a single entity rather than a group of individual planets.

A great part of the geological information that we presently have about telurian planets results from the study of superficial structures having the Earth as a basis of comparison. This information has been completed with other', namely chemical and petrologic data. The knowledge of the planets' composition helps us to understand not only the way as they evolved but also to foresee the future.

So, this work will be oriented for the study of the interior planets aiming the research of the structural similarities and differences as well as the characterization of the planets' morphology, by developing explanations / interpretations of those facts.

The educational perspective of this subject is dealt through the construction of educational materials related to the telurian planets' morphology, focusing the planet Mars. From this inter-relation, we may get close to the telurian planets defining a common identity instead of facing them individually.

This work is divided in four parts. The first one is dedicated to the understanding of the formation, evolution and constitution of the Universe, in general, to the Solar System, particularly, giving a historic focus of the owned knowledge as well as the several theories about its genesis.

In the second part, we proceed a compared analysis of the internal structure of the telurian planets, using information obtained through different technologies.

The third chapter is about the planets' morphology, having as a basis of comparison the planet Earth and the geologic processes that originated them.

The fourth chapter is dedicated to the production of educational materials to the students, more specifically, worksheets to be solved during classes. These worksheets have a small theoretical introduction and they aim to an active work by the student. It also contains some experimental activities with the purpose of developing some knowledges that will be subsequently used in the analysis of images. The photo analysis is one of the most used methods in the study of the planets' morphology, so this kind of study / work will be developed focusing the planet Mars.

## Résumé

Les planètes telluriques possèdent des caractéristiques individuelles telles que la masse, la dimension, la densité, la gravitation, la vitesse d'échappement que leur donnent un caractère propre. Malgré leurs caractéristiques individuelles, nous pouvons les considérer comme un tout à cause des ressemblances qu'elles présentent au niveau structurel et morphologique.

La plupart d'information géologique qu'on possède, de nos jours, à propos des planètes telluriques est le résultat de l'étude de leurs structures superficielles ayant comme point de comparaison la Terre. Cette information a été complétée par des détails de nature diversifiée, notamment des détails chimiques et pétrologiques.

La connaissance de la composition des planètes aide à mieux comprendre non seulement la façon dont elles ont évolué mais aussi à perspectiver l'avenir.

Ainsi, ce travail sera dirigé vers l'étude des planètes intérieures ayant comme objectif non seulement la recherche des ressemblances et des différences structurelles mais aussi la caractérisation des morphologies des planètes, en développant des explications / interprétations sur tels événements. En ce qui concerne la dimension didactique de cette thématique, elle est prise en considération à travers la réalisation de matériels didactiques rapportés aux morphologies des planètes telluriques, en mettant en relief la planète Mars. À partir de ce rapport on pourra approcher les planètes telluriques en définissant une identité commune, au lieu de les envisager individuellement.

Ce travail est organisé en quatre chapitres. Le premier chapitre est dédié à la compréhension de la formation, de l'évolution et de la constitution de l'Univers, en général, jusqu'au Système Solaire, en particulier, en mettant en évidence la perspective historique de la connaissance qu'on a sur ce sujet, ainsi que les successives théories sur son origine.

Au deuxième chapitre on fait une analyse comparée à la structure interne des planètes telluriques, en nous appuyant sur des informations obtenues par des technologies diversifiées.

Au troisième chapitre on effectue une étude des morphologies des planètes, ayant comme point de référence la planète Terre et les procédés géologiques qui les ont originées.

Le quatrième chapitre est dédié à la réalisation de matériels didactiques pour les élèves, plus concrètement de fiches de travail, à fin d'être développées pendant les cours. Les fiches ont petite introduction théorique et leur objectif est le travail actif de l'élève. Elles contiennent aussi quelques activités de valeur expérimental ayant comme objectif le développement de quelques connaissances qui seront postérieurement utilisées à l'analyse des images. L'analyse des

photographies c'est une des méthodes les plus utilisées à l'étude des morphologies des planètes par conséquent on veut développer ce genre d'étude / travail, en mettant en relief la planète Mars.

## **Agradecimentos**

Gostaria de expressar o meu agradecimento a todos quantos de variadas formas suavizaram esta viagem que me encaminhou até ao trabalho que a seguir apresento. Na impossibilidade de enunciar aqui todos os professores, amigos e colegas que, desde a fase de concepção da ideia inicial até à sua fase final, me apoiaram incondicionalmente, gostaria de particularizar algumas das pessoas, cuja forma como se excederam na ajuda que me foram prestando, não poderia deixar de destacar.

À minha orientadora de dissertação Dra. Manuela Marques do Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto pelos conselhos, sugestões, apoio bibliográfico e paciência que me disponibilizou ao longo deste trajecto. Desde já os meus agradecimentos quanto à leitura atenta e crítica que prestou a este trabalho.

Ao Dr. Eugénio Correia do Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto por algum apoio bibliográfico e esclarecimento de dúvidas.

Ao Dr. Jacinto Galvão, Presidente da Comissão Executiva Instaladora da Escola Secundária de Mogadouro; ao Dr. Costa, Presidente do Conselho Executivo da Escola Secundária da Lixa e ao Dr. Carlos Neto, Presidente do Conselho Executivo da Escola EB 2,3 de Cerva pela flexibilidade de horários concedidos. Sem este auxílio seria muito mais difícil concretizar esta dissertação.

À minha família pelo apoio e incentivo, designadamente ao meu pai pela revisão literária, aos meus irmãos, Pedro e Claudia, pelo apoio informático, tratamento de imagem e de pesquisa na Internet e aos meus tios, Alcina e Armando Fraga. A todos, obrigada.

Ao meu namorado, Marco Neto, por me ter acompanhado e apoiado nos momentos mais difíceis.

Uma palavra especial às amigas Ana Luísa Alves e Aurora Morais pelo apoio, incentivo e carinho nas horas mais difíceis e às amigas Fátima Fernandes, Anabela Vilela e Rosa Camilo pela preciosa ajuda na tradução do resumo.

Aos amigos de Mestrado Helena Cleto e José Carlos Silva pelas horas de boa disposição e companheirismo que sempre demonstraram.

A todos os outros que sempre me acompanharam, directa ou indirectamente, expresso o meu muito obrigada.

## 1. Introdução

Desde sempre que assuntos relacionados com o Sistema Solar, em particular, e o Universo, em geral, me fascinam e suscitam grande interesse.

A astrogeologia é um campo de estudo que, embora bastante desenvolvido noutros países, tal como os E.U.A., em Portugal está, ainda, no estado embrionário. Devido à sua importância, foi inserida uma unidade de ensino subordinada a este tema na disciplina de Ciências da Terra e da Vida no ensino secundário. Esta situação espoletou alguns problemas, os quais foram vincados pelo grande acesso que os alunos têm a informações variadas e recentes neste campo, via Internet.

Na escolha deste tema de dissertação pesou, também, o facto dos professores que leccionam Ciências da Terra e da Vida no ensino secundário não terem tido uma formação curricular específica sobre este assunto, ao nível dos cursos universitários, promovendo uma lacuna nesta área de conhecimento. Esta situação repercute-se numa maior dificuldade na exploração e inter-relação de outros conteúdos, nomeadamente a evolução do nosso planeta e a origem da vida. Foi relevante, ainda, a inexistência de uma grande variedade de materiais, no âmbito desta temática, a poderem ser usados na sala de aula.

Ao desenvolver este trabalho pretendo, além do enriquecimento pessoal, contribuir para proporcionar um conhecimento a ser utilizado e continuado por outros. Note-se que a construção do saber, seja qual for a área disciplinar, é pela sua natureza uma tarefa não terminada.

Os objectivos centrais deste trabalho consistem em:

- ↳ Pesquisar as semelhanças e diferenças da estrutura dos planetas telúricos sob o ponto de vista químico, petrológico, densidade, propriedades internas, por forma a fundamentar alguns processos geológicos à superfície.
- ↳ Caracterizar as morfologias dos planetas telúricos tendo por base de comparação o planeta Terra.
- ↳ Construir materiais didácticos relacionados com as morfologias dos planetas telúricos, enfocando o planeta Marte.

Além dos objectivos gerais, anteriormente referidos, consideram-se ainda os seguintes objectivos parcelares:

- Alertar para a necessidade de implementação de uma disciplina de cariz astrogeológico nas Universidades como base para melhor compreensão da origem da vida e da evolução no nosso próprio planeta, bem como para melhorar a formação dos professores.
- Abordar a génese do Sistema Solar, segundo a teoria mais aceite, por forma a permitir uma melhor compreensão das características dos planetas telúricos.
- Pesquisar a estrutura interna dos planetas telúricos abordando a sua constituição e propriedades internas.
- Relacionar aspectos morfológicos da superfície dos planetas telúricos com a acção de agentes externos e internos, tendo como base o que acontece na Terra.
- Preparar materiais didácticos relacionados com as morfologias dos planetas telúricos, em especial do planeta Marte, para poderem ser usados na sala de aula.
- Permitir que este trabalho funcione como um material de apoio para a formação de professores.

A Terra é um planeta único com características especiais que propiciam a existência de mais de um milhão de formas de vida. Faz parte do Sistema Solar que inclui outros planetas, cometas e asteróides, originados, todos eles, juntamente com o Sol, há cerca de 4600 milhões de anos, a partir de uma nuvem de gases (Uchupi e Emery 1993, Audoze e Israël 1996). Os planetas telúricos que integram o Sistema Solar, Mercúrio, Vénus, Terra e Marte, vão ser alvo de destaque, neste trabalho, pois as semelhanças que apresentam ao nível estrutural e morfológico permitem definir-lhes uma identidade comum em vez de os encarar individualmente.

A exploração do Sistema Solar providenciou uma enorme quantidade de informação, a maioria obtida pelas novas tecnologias, que permitiu estudar a história dos corpos planetários, determinar a sua composição, morfologias da superfície e interpretar os processos que as

originaram. O conhecimento da composição dos planetas ajuda a compreender a forma como evoluíram bem como a perspectivar o futuro.

O estudo dos membros rochosos do Sistema Solar é feito com base em investigações conduzidas pela Terra. Os dados coligidos pelos telescópios de luz visível, pelos radiotelescópios e pelos detectores de outros comprimentos de onda que revelam quantidades enormes de informação: as dimensões, a temperatura, a composição química, a estrutura interna, a distância e a velocidade de rotação. A comparação baseada na morfologia é, também, apoiada pelos dados obtidos pelas sondas espaciais e satélites, mormente pela análise de imagens. Estas últimas sugerem uma estreita relação entre os planetas telúricos, tendo as amostras de rochas e solo trazidas da Lua apresentado semelhanças notáveis com os materiais terrestres. Este tipo de estudo associado às visitas *in situ* tornam os conhecimentos mais precisos. Porém, não se pode ignorar a importância dos estudos dos cometas e dos asteróides, da informação fornecida pelos meteoritos e, acima de tudo, da exploração directa da Lua, a qual não experimentou alterações nos últimos 3000 M.a. (Uchupi e Emery 1993, Taylor 1997, Freedman e Kaufmann 1998).

Para tratar essas informações recorre-se a um princípio fundamental da geologia, avançado no século XVIII por James Hutton (in Press e Siever 1998), o qual diz que “*o presente é a chave para o passado*”. Este princípio, do uniformismo, defende que a forma como os processos ocorrem hoje terão ocorrido no passado. Muito do que compreendemos do passado geológico é baseado na observação do nosso planeta e compreendendo as forças que modelam a Terra, os geólogos podem efectuar comparações mais significativas com outros planetas. Assim, as forças que determinaram a evolução do nosso planeta e que modelaram a sua superfície devem, também, ter operado noutros locais do Sistema Solar. Os cientistas tentam reconhecer essas forças nos outros planetas e explicar as diferenças de manifestação dos mesmos processos nos outros planetas.

O conhecimento dos corpos celestes *per se* ficará descaracterizado se não tivermos sempre em atenção o todo. Uma vez que a Terra está inserida no Universo, é pertinente fazer uma primeira abordagem que a enquadre neste amplo espaço, bem como aos diferentes astros. Importa, também, compreender a formação e evolução do Universo, sob o ponto de vista histórico relevando, em especial, a teoria que hoje se aceita. Esta visão, do geral para o particular, e tendo em atenção as partes constituintes neste todo, permite construir e explicar modelos que caracterizam os planetas, nomeadamente os telúricos.

Deve-se, pois, fazer um retorno ao ponto onde tudo começou, pois terá sido o momento responsável por tudo que hoje existe e cuja evolução conduziu à formação de galáxias, de vários

Sistemas, entre os quais o Solar, e de um planeta especial, a Terra. Nesse momento, Big-Bang, ter-se-á formado a matéria que constitui o Universo. Numa primeira fase formaram-se os elementos mais leves, hidrogénio e hélio, que representam 98% da matéria do Universo. Os elementos pesados foram produzidos mais tarde no centro de estrelas que após a sua morte, supernovas, os disseminaram pelo espaço originando uma nuvem constituída por elementos leves e pesados.

A teoria mais aceite para a formação do Sistema Solar baseia-se na convicção de que numa região da Via Láctea se tenha formado uma nuvem cuja evolução, por rotação e gravidade, conduziu à formação do Sol, gastando 99% da matéria da nuvem. Com o restante 1% formaram-se os planetas por acreção. As características físicas dos planetas serão consequência da quantidade de matéria que cada um agregou, da sua distância ao Sol e das espécies químicas que entraram na composição respectiva. A existência de uma zonagem química, de acordo com a distância ao Sol, conferiu o carácter químico próprio e a composição original de cada planeta.

O estudo comparado dos diferentes planetas, é pois, possível, embora permaneça em aberto, dada a diversidade de informação que se obtém diariamente.

## **2. Sistema Solar**

A constituição química e evolução do Universo condicionou, não só, a génese do Sistema Solar como também definiu as características que actualmente apresentam os seus corpos constituintes. Os resultados de muitos estudos astronómicos, geológicos e geoquímicos feitos nas últimas décadas levam a aceitar que os planetas são um produto da formação de estrelas e, no caso do Sistema Solar, o Sol e os planetas formaram-se, quase simultaneamente, há 4.55 G.a. (Uchupi e Emery 1993, Audoze e Israel 1996). Desde a sua formação o Universo tem-se expandido, arrefecido e tornado menos denso, permitindo que se formassem as galáxias, as estrelas e os planetas (Clark, S. 1996).

### **2.1 Dados sobre a origem do Universo**

Em 1920, Edwin Hubble determinou as distâncias entre as galáxias e a velocidade com que se moviam relativamente à Terra. Isto permitiu-lhe descobrir que as galáxias mais longínquas estavam a movimentar-se, afastando-se da Terra, pelo que inferiu que o Universo se encontrava em expansão (Cattermole 1996, Clark, S. 1996, Freedman e Kaufmann 1998).

Ao estudar as linhas espectrais características de certos elementos na luz emitida pelas galáxias distantes, Hubble descobriu que todas as linhas se deslocavam para a extremidade vermelha do espectro (maior comprimento de onda), o que implicava que as ondas se tinham distendido. Isso podia dever-se ao facto das galáxias se estarem a afastar de nós. No entanto as galáxias não se movem, mas é o próprio espaço que está em expansão, embora essa expansão possa ser localmente contrariada pela força da gravidade. À medida que o Universo se expande, as ondas luminosas provenientes dessas galáxias distendem-se, desviando-se na direcção da extremidade vermelha do espectro (desvio para o vermelho) (Cattermole 1996, Clark, S. 1996, URL1, URL2, URL3, URL5). Os estudos de Hubble mostraram que o Universo está em expansão há vários milhares de milhões de anos, o que significa que, no passado, a matéria do Universo devia estar toda junta e portanto mais densa do que hoje. Presumivelmente uma explosão colossal desta matéria ultradensa marcou a génese do Universo há cerca de 15 G.a. (Freedman e Kaufmann 1998). Note-se, porém, que a idade do Universo não é um valor fixo,

sendo calculada a partir da equação de Hubble e depende da constante de Hubble<sup>1</sup>. A lógica conduziu à teoria do Big-Bang, acontecimento inicial a partir do qual foi formado o Universo, incluindo a matéria e o espaço. Antes desse momento nada existia, nem o próprio tempo. Segundo esta teoria, nas primeiras frações de segundo após o Big-Bang ocorreram os processos essenciais que levaram à formação dos elementos químicos pesados com base em reacções termonucleares (Cattermole 1996, Clark, S. 1996, URL3, URL5, URL7, URL12). De acordo com Clark (1995), as radiações cósmicas de fundo (microondas), remanescentes da explosão inicial, são uma espécie de fóssil deixado pelo Big-Bang, apoiando a teoria, assim denominada por Fred Hoyle em 1950.

Presentemente, há o consenso de que a expansão do Universo, depois do Big-Bang, passou por um primeiro período de rápida aceleração, período de inflação, seguido de uma fase em que o Universo desenvolveu o seu estado de expansão altamente simétrico (Uchupi e Emery 1993).

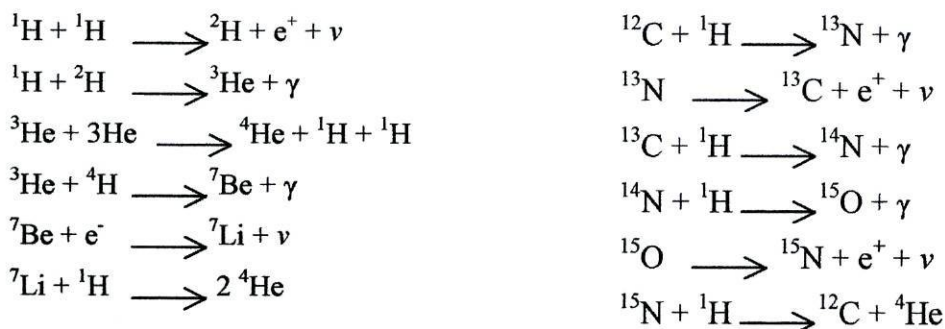
Um dos maiores sucessos da astronomia moderna envolve a descoberta dos elementos pesados. Sabe-se que os elementos pesados se geraram no centro de estrelas (supernovas). Ralph Alpher e Robert Hermann (in Freedman e Kaufmann 1998), logo após a segunda guerra mundial, propuseram que o Universo, a seguir ao Big-Bang, estava tão quente que ocorreram reacções termonucleares em todo o espaço. Depois disto, em 1960, Robert Dicke e P.J.E. Peebles (in Freedman e Kaufmann 1998), descobriram que essas reacções podem ter sido as responsáveis pela abundância de hélio que existe hoje, uma vez que o Universo estava tão quente que o produziu. O Sol, por exemplo, tem uma massa que é constituída por cerca de 74% de hidrogénio e 25% de hélio, restando apenas 1% de elementos pesados que podem ter sido produzidos nas estrelas por fusão termonuclear (Freedman e Kaufmann 1998, URL5).

As supernovas são, pois, extremamente importantes para compreender a nossa galáxia. O seu estudo permite entender e conhecer melhor certos fenómenos ligados à formação do Sistema Solar. As supernovas aqueceram o meio interestelar, distribuindo os elementos pesados pela galáxia e aceleraram os raios cósmicos. As estrelas, com massa 5 vezes superior ao Sol tornam-se, muitas vezes, supernovas. Quando uma estrela chega ao fim da vida, ocorrem processos de fusão nuclear, possivelmente em simultâneo, nas camadas do seu núcleo (URL5).

---

<sup>1</sup> A Equação de Hubble é uma relação linear entre a distância da Terra a uma galáxia ( $d$ ) e a velocidade de recessão dessa galáxia ( $v$ ) que se traduz da seguinte forma  $v = H_0 d$ , sendo  $H_0$  a constante de Hubble. A constante de Hubble ( $H_0 = v/d$ ), não é sabida com certeza pois a dificuldade em medir a distância às galáxias imprimiu uma incerteza de cerca de 20% ao valor  $d$  (Freedman e Kaufmann 1998, Clark, S. 1996). Quanto maior for a distância a uma galáxia, maior será o desvio para o vermelho da mesma. Assim, uma galáxia afasta-se de nós a uma velocidade proporcional à sua distância à Terra.

A fusão nuclear é um processo pelo qual dois ou mais núcleos atômicos se fundem, mais precisamente os seus prótons e neutrões, em condições de temperatura extrema, pressão extrema ou ambas, para formar um núcleo mais pesado. Assim, aquando da fusão de dois núcleos de hidrogénio os seus prótons fundem-se originando o deutério. Os núcleos de deutério e hidrogénio, quando colidem formam o hélio<sub>3</sub> e depois o hélio<sub>4</sub>. O processo de fusão nuclear explica-se pelas seguintes equações:



$e^+$  - positrão,  $e^-$  - electrão,  $\nu$  - neutrino,  $\gamma$  - energia sob a forma de raios fotónicos gama, H- hidrogénio, He- hélio, Be- berílio, Li- lítio, C- carbono, N- azoto, O- oxigénio

---

Neste processo de fusão nuclear é perdida massa que é convertida em energia segundo a equação de Einstein  $E=mc^2$ , sendo  $c= 3 \times 10^8$  m/s (Cattermole 1996, Clark, J. 1996, Clark, S. 1996, Freedman e Kaufmann 1998).

Em suma, a fusão nuclear do hidrogénio produz hélio, a fusão nuclear do hélio dá origem ao carbono e ao oxigénio, a fusão nuclear do carbono produz azoto e magnésio e a fusão nuclear do oxigénio gera silício e enxofre. Por fim, a fusão nuclear do silício e do enxofre origina o ferro. A fusão do ferro requer o fornecimento de energia adicional, de modo que o ferro se acumula num núcleo inerte (URL5).

A explosão de uma supernova ocorre quando não existe mais combustível para assegurar os processos de fusão no núcleo, gerando uma pressão exterior que contrabalança a força de atracção gravitacional interna da estrela. Primeiro, a estrela aumenta de volume/tamanho formando uma supergigante, pelo menos na parte exterior. No interior, o núcleo cede à gravidade e começa a contrair-se. À medida que contrai fica cada vez mais quente e denso. Ocorrem novamente uma série de reacções nucleares e quando o núcleo fica constituído essencialmente por ferro, cessa a fusão, uma vez que a estrutura nuclear do ferro não permite aos seus átomos fundir em elementos mais pesados. Após este acontecimento, e em menos de um segundo, a

estrela entra numa fase de colapso gravitacional. A temperatura do núcleo aumenta cerca de 100 biliões de graus à medida que os átomos de ferro chocam entre si (URL2, URL5).

A gravidade fornece à supernova a energia que permite iniciar a produção de elementos mais pesados que o ferro. O núcleo é, pois, um pequeno centro, de uma grande estrela, que durante milhares de anos formaram muitos dos elementos que hoje encontramos na Terra. Quando o núcleo da estrela colapsou, formou-se um enorme vento estelar com uma energia de  $10^{28}$  mega-toneladas. Este vento estelar arrastou a atmosfera estelar para o espaço interestelar, propulsando os elementos, mais pesados que o hélio, para o exterior, à medida que a estrela se torna supernova remanescente. A maioria dos elementos mais comuns foram gerados pela fusão nuclear que ocorreu no núcleo das estrelas, tendo muitos sofrido transformações desde então. Assim, os elementos produzidos pela supernova são posteriormente dispersos pelo meio interestelar (URL1, URL2, URL3, URL4, URL5, URL7). De acordo com URL4, os elementos leves (até ao lítio) foram gerados principalmente no Big-Bang, sendo os elementos pesados o produto das reacções nucleares que ocorreram nas estrelas (supernovas).

## 2.2 Constituição do Sistema Solar

O Universo é constituído por várias galáxias entre as quais a Via Láctea (figura 2.1). Trata-se de uma galáxia em espiral, constituída por um conjunto de estrelas com massa, propriedades e idades diferentes, mergulhadas num meio interestelar mais ou menos denso. Além de estrelas contém nuvens de poeiras e gás (nebulosas), planetas e asteróides. As estrelas, poeiras e gás prolongam-se formando os braços da espiral, sete principais e quatro segmentos menores. O Sistema Solar situa-se num dos braços espirais da Via Láctea, um vasto sistema que contém mais de 100 biliões de estrelas numa área de 80 000 a 100 000 anos-luz de diâmetro, com o Sol a uma distância de cerca de 27 000 anos-luz do centro. O Sol, apesar de o seu raio ser próximo dos 700 000 km, não passa de uma estrela muito modesta pelo seu tamanho e brilho (Uchupi e Emery 1993, Encrenaz et al. 1995, Audoze e Israël 1996, Cattermole 1996, Clark, S. 1996, Mursky 1996, Freedman e Kaufmann 1998).

O Sol contém cerca de 99% da massa total do Sistema Solar. É uma enorme estrela gasosa constituída por 74% de hidrogénio, 25% de hélio e 1% dos restantes elementos químicos. Em cada segundo, no núcleo do Sol, são convertidos 710 milhões de toneladas de hidrogénio em 705 milhões de toneladas de hélio, por reacções termonucleares. Os restantes 5 milhões de

toneladas são convertidos em energia, que faz brilhar o Sol. Esta estrela brilha hoje mais 25% a 30% do que há 4000 M.a. Contudo, embora a quantidade de hidrogénio seja grande não é infinita, pelo que o Sol não brilhará para sempre. A massa do Sol é 332 300 vezes superior à massa da Terra e apresenta uma temperatura à superfície da ordem dos 6000 K e de  $15 \times 10^6$  K no interior (tabela 2.1) (Cattermole 1996, Clark, S. 1996, Mursky 1996, Freedman e Kaufmann 1998).

Tabela 2.1 – Algumas informações sobre o Sol (segundo Freedman e Kaufmann 1998).

Diâmetro – $1.39 \times 10^6$ km (109 vezes o diâmetro da Terra)	Temperatura à superfície – 6000 K
Massa – $1.99 \times 10^{30}$ kg ( $3.33 \times 10^5$ vezes a massa da Terra)	Temperatura no interior (centro) – 15 000 000 K
Densidade média do Sol – $1.41 \text{ g/cm}^3$	Luminosidade – $3.9 \times 10^{26}$ W
Densidade no centro do Sol – $160 \text{ g/cm}^3$	

Segundo Audoze e Israël (1996), os cientistas concordam em pensar que os planetas são um produto da formação de estrelas e que, no caso do Sistema Solar, o Sol e os planetas se formaram quase simultaneamente há cerca de 4.55 G.a.

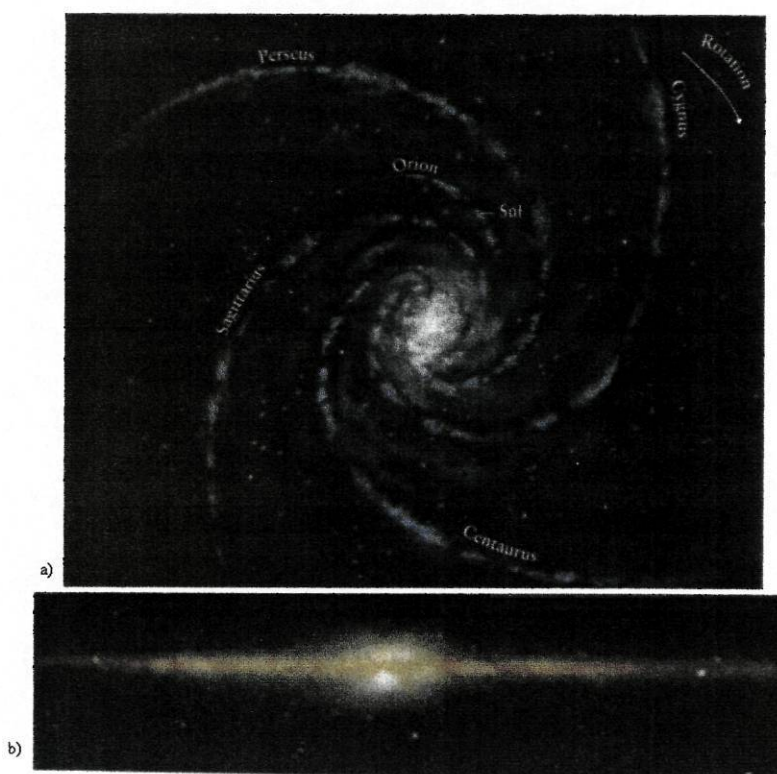


Figura 2.1 – A Via Láctea no Universo (a - Via Láctea, em forma espiral; b – Via Láctea, vista de perfil) (modificado de Freedman e Kaufmann 1998).

De acordo com Uchupi e Emery (1993) e Mursky (1996), o Sistema Solar é constituído por uma estrela, o Sol, em torno da qual orbitam nove planetas (Mercúrio, Vénus, Terra, Júpiter, Saturno, Urano, Neptuno e Plutão), 60 satélites naturais, asteróides e cometas (figura 2.2).

Estes nove planetas podem agrupar-se em duas classes de acordo com o tamanho das suas órbitas e características físicas (tabela 2.2). Os planetas situados mais perto do Sol, Mercúrio, Vénus, Terra e Marte são denominados planetas interiores (relativamente à cintura de asteróides), telúricos ou rochosos, sendo as suas características muito idênticas. Os corpos telúricos são heterogéneos, sendo constituídos por camadas concêntricas com densidades crescentes em direcção ao centro. Na generalidade a estrutura consiste numa camada exterior fina, a crosta, num manto, mais ou menos rígido, e num núcleo central denso, líquido ou sólido (Uchupi e Emery 1993, Encrenaz et al. 1995, Audoze e Israël 1996, Freedman e Kaufmann 1998).

Os planetas mais afastados do Sol designam-se por planetas exteriores (relativamente à cintura de asteróides), gigantes, jovianos ou gasosos, são de maior tamanho, menor densidade (devido aos elementos que os constituem serem mais leves). Júpiter e, possivelmente, Saturno têm na sua composição hidrogénio e hélio, mas, Urano e Neptuno possuem combinações de carbono, nitrogénio e oxigénio.

No século XVI, Kepler descobriu que as órbitas que os planetas efectuem são na realidade elípticas, embora a excentricidade seja muito próxima do zero, isto é, quase circulares (figura 2.3). As órbitas situam-se quase todas no mesmo plano, inclinando-se ligeiramente ao plano da elíptica, que é o plano da órbita terrestre, devido à atracção gravitacional exercida pelo Sol. Mercúrio e Plutão são excepções, pois apresentam inclinações de  $7^\circ$  e  $17,14^\circ$ , respectivamente, além de definirem órbitas mais excêntricas. Relativamente à rotação dos planetas (movimento dos planetas em torno do seu eixo imaginário), Vénus, Urano e Plutão são os únicos com movimento retrógrado, ou seja, no sentido inverso ao dos ponteiros do relógio (Encrenaz et al. 1995, Audoze e Israël 1996, Cattermole 1996, Freedman e Kaufmann 1998).

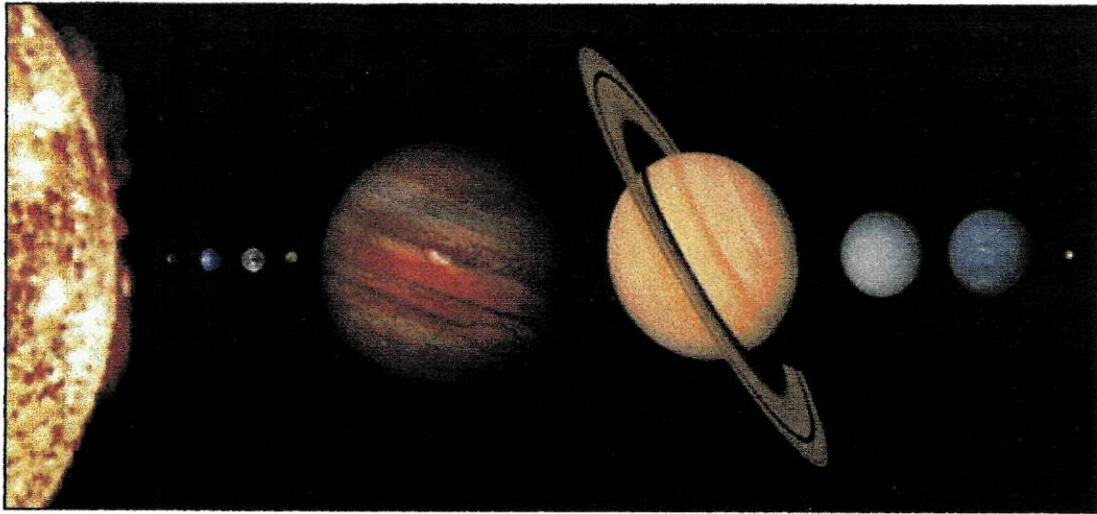


Figura 2.2 - Representação esquemática da dimensão dos planetas do Sistema Solar (URL10).

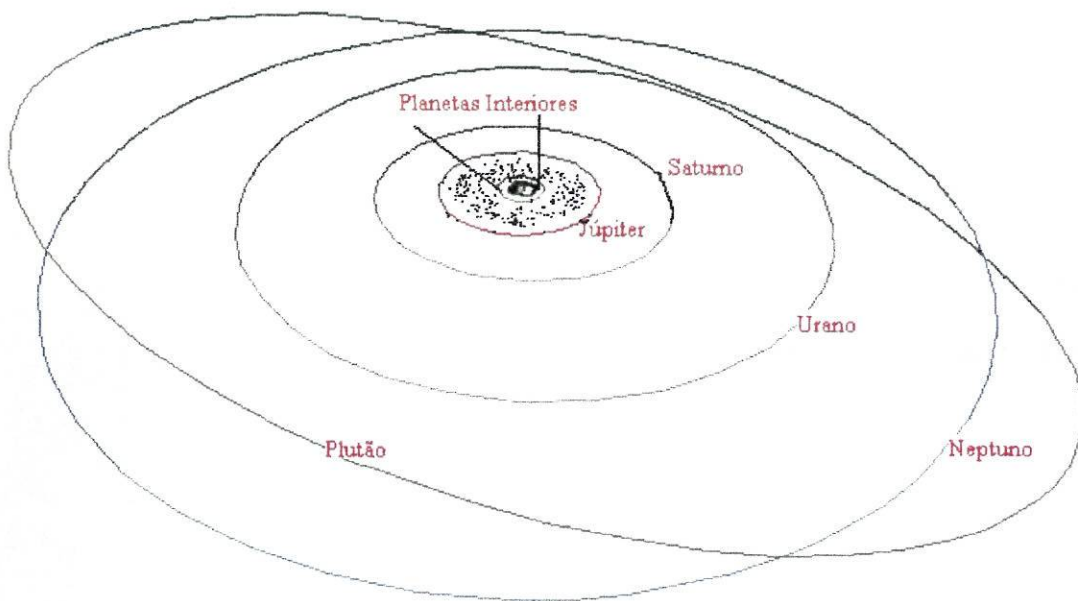


Figura 2.3 - Representação esquemática à escala das órbitas (URL10).

Tabela 2.2 - Características dos planetas (Massa da Terra -  $6.0 \times 10^{24}$  kg ; Gravidade da Terra -  $9.79 \text{ m/s}^2$ ; H – hidrogénio; He – hélio; O – oxigénio;  $\text{CO}_2$  – dióxido de carbono; N – azoto; Ar – árgon;  $\text{CH}_4$  – metano; a) temperatura medida ao nível das nuvens) (Uchupi e Emery 1993, Audoze e Israël 1996, Freedman e Kaufmann 1998).

Planetas Parâmetros	Planetas interiores ou telúricos				Planetas exteriores ou gasosos				
	Mercúrio	Vénus	Terra	Marte	Júpiter	Saturno	Urano	Neptuno	Plutão
Distância média ao Sol (milhões de km)	57.9	108.2	149.6	227.9	778.3	1 429	2 875	4 504	5 916
	0.4 u.a.	0.72 u.a.	1 u.a.	1.5 u.a.	5.2 u.a.	9.5 u.a.	19.2 u.a.	30.11 u.a.	39.5 u.a.
Diâmetro equatorial (km)	4 879	12 1040	12 756	6 794	142 984	120 536	51 118	49 528	2 302
Massa (Terra = 1)	0.055	0.815	1	0.107	317.83	95.16	14.50	17.20	0.0025
Densidade ( $\text{g/cm}^3$ )	5.4	5.2	5.5	3.9	1.3	0.7	1.3	1.7	2 ?
Gravidade relativa (Terra = 1)	0.39	0.91	1.0	0.38	2.5	1.1	0.9	1.1	0.07
Velocidade de escape (km/s)	4.3	10.4	11.2	5.0	59.5	35.5	21.3	23.5	1.2
Período de rotação (dias terrestres)	58.646	243.0 retrógrado	1	1	0.4	0.4	0.7 retrógrado	0.7	6.387 retrógrado
Período de revolução (dias/anos terrestres)	87.969 dias	224.7 dias	365.256 dias	1.88 anos	11.86 anos	29.42 anos	83.75 anos	163.73 anos	248 anos
Excentricidade	0.206	0.007	0.017	0.093	0.048	0.056	0.046	0.009	0.249
Inclinação à elíptica (°)	7.00	3.39	0	1.85	1.30	2.49	0.77	1.77	17.14
Número de luas conhecidas	0	0	1	2	16	Pelo menos 19	17	8	1
Temperatura à superfície (K)	103 - 623	750	133 - 333	133 - 293	163 a)	93 a)	55 a)	55 a)	50 aproximadamente
Pressão (Mbar)	<0.3	90 000	1000	10	alta	alta	alta	alta	0.3-0.9
Composição atmosférica	vestígios negligenciáveis de Na, He, H e O	96% $\text{CO}_2$ 3.5% N	78% N 21% O 0.9% Ar	95% $\text{CO}_2$ 3% N 1.6% Ar	90% H 10% He vestígios de metano	97% H 3% He vestígios de metano	83% H 15% He 2% $\text{CH}_4$	84% H 14% He 2% $\text{CH}_4$	Provavelmente $\text{CH}_4$ Possivelmente N e $\text{CO}_2$

### 2.3 Modelos genéticos para o Sistema Solar (síntese histórica)

Desde sempre o espaço, para além dos limites da Terra, causou fascínio e interesse no Homem, levando-o a tentar compreendê-lo, formulando teorias à cerca da sua formação. As primeiras explicações, para a formação do Universo e do Sistema Solar, remontam a algumas centenas de anos antes de Cristo. Não obstante, os séculos XIX e XX foram os mais produtivos na formulação de teorias explicativas, o que está intimamente associado ao desenvolvimento tecnológico e à cooperação / desenvolvimento de várias áreas do saber.

As explicações primitivas ignoravam as questões relacionadas com a composição, idade e origem do Sistema Solar. Os antigos egípcios atribuíam o poder de formação do Sistema Solar à energia que o Sol irradiava. Outros, defendiam origens anímicas, considerando que o Sistema Solar emergira de um estado embrionário, ovo cósmico, ou mesmo de um mundo paralelo. Existem, também, referências de que a Terra havia surgido de um mar, mas, perante o reconhecimento da irrealidade destas explicações, surgiram as explicações divinas (Encrenaz et al. 1995).

Segundo Uchupi e Emery (1993), os textos Assírio-Babilónios (2500 a. C.) descrevem a génese da Terra em 6 dias a partir do corpo do monstro Tiamat. Mais tarde esta origem foi reescrita pelos hebraicos (no livro Génesis, 586 – 538 a.C.), segundo o qual as estrelas, o Sol, a Terra, a Lua, as plantas e os animais, se formaram em 6 dias por ordem de Deus.

A crença de que a Terra estava no centro do Sistema Solar era suportada pela bíblia (1403-710 a.C.).

Aristarchos de Samos (280 a.C.) (in Encrenaz et al. 1995). pertencente à escola grega, propôs a teoria heliocêntrica segundo a qual os planetas giravam em torno do Sol, seguindo órbitas circulares. O seu modelo contrariava a ideia da Terra fixa, teoria geocêntrica, como havia avançado Aristóteles (384-322 a.C.), razão pela qual caiu no esquecimento. No século II, Ptolomeu defendeu o sistema aristotélico que dominou a astronomia durante 1500 anos.

Nicholas de Cusa (1401-1464) retomou a teoria de Aristarchos que, porém, não foi aceite. Posteriormente, Copérnico (1473-1543) propôs o moderno conceito de Universo, modelo de Copérnico, segundo o qual os planetas giravam em torno do Sol, possuindo, também, movimentos de rotação em torno dos seus eixos. Considerou, ainda, que as dimensões referentes ao Sistema Solar são pequenas, quando comparadas com as distâncias entre as estrelas (Encrenaz et al. 1995).

Este trabalho de Copérnico, publicado em 1543 num livro intitulado “*De revolutionibus orbitum celestium libri VI*”, desafiou a ortodoxia estabelecida, que prevalecia desde o tempo de Ptolomeu, entrando em contradição com a Igreja. No entanto, só cerca de 100 anos depois é que a teoria de Copérnico foi comprovada devido aos trabalhos de vários cientistas, entre os quais Tycho Brahe (1546-1601), que catalogou com grande exactidão a posição e os movimentos de mais de 1000 astros e o seu discípulo Johannes Kepler (1571-1630), com as leis das órbitas elípticas. Foram, também, de grande importância os contributos de Galileu Galilei (1564-1642), que fez várias observações de estrelas e galáxias por meio de um telescópio astronómico. Finalmente, Isaac Newton (1642-1727) forneceu as provas matemáticas que permitiram o cálculo preciso das órbitas dos planetas o que, juntamente com as leis de Kepler e de Galileu, vieram a sustentar o modelo de Copérnico (Uchupi e Emery 1993, Encrenaz et al. 1995).

Foi, no entanto, Descartes (1596-1650) o primeiro a tentar explicar, cientificamente, a existência do Sistema Solar, e o primeiro a introduzir a ideia de evolução. Segundo a sua publicação em 1644 (*Théorie de Vortex*), o Universo seria constituído por éter e matéria, tendo-se formado o Sistema Solar por fenómenos de fricção e turbulência. Com o aparecimento das leis do movimento de Newton esta teoria foi abandonada. No entanto, os fenómenos referidos serão reconsiderados por vários autores do século XX.

O naturalista Buffon (1707-1788) propôs a primeira teoria catastrófica para a génese do Sistema Solar e sugerindo que este se teria formado por uma ejeção de material solar causado pela colisão do Sol com um cometa, há 70 000 anos atrás.

No entanto, de acordo com Backer (1971) e Encrenaz et al. (1995), a hipótese da nebulosa de Laplace, publicada em 1796, é a mais célebre, apesar de, já em 1755, Kant ter proposto uma semelhante, embora ignorada por Laplace, à qual não foi prestada a devida atenção.

Segundo a teoria de Laplace, o Sistema Solar teve origem num invólucro gasoso com movimento de rotação directo em torno do Sol primitivo. À medida que este invólucro se contraía, provocou um aumento na rotação originando um bojo no equador. Quando a força centrífuga, devido à rotação, igualou a atracção gravitacional do centro deste sistema, libertou-se, da massa que se havia contraído, um anel equatorial de gás. Foram-se libertando sucessivos anéis, a partir dos quais se formaram os planetas principais do Sistema Solar, com órbita em torno do Sol. Os anéis de Saturno parecem dar o aval a esta teoria (Backer 1971).

Este modelo conseguia explicar os fenómenos relacionados com o movimento dos planetas, observado já desde o século XVIII. Porém, duas objecções foram levantadas no final do

século XIX. A primeira por Maxwell (1831-1879) que mostrou ser difícil, com este modelo, explicar a acreção de um planeta a partir de anéis de planetóides. A segunda, baseada no facto de a maior parte do momento angular do Sistema Solar estar contido nos planetas e não no núcleo do sistema.

Várias observações de estrelas mostraram que as estrelas novas parecem ter uma intensa actividade magnética e uma elevada perda de massa. À medida que envelhecem a sua rotação diminui bem como o seu campo magnético. O Sol é um simples exemplo dessa evolução. Esta explanação magneto-hidrodinâmica põe de parte as objecções à cerca do momento angular (Encrenaz et al. 1995).

Mais tarde, Bickerton (1880), T. C. Chamberlain (1901) e F. R. Moulton (1905) (in Encrenaz et al. 1995) propuseram a hipótese planetesimal, segundo a qual defendiam a passagem de uma estrela perto do Sol, que teria provocado a libertação de gás deste último. O invólucro gasoso, então formado, condensou-se em pequenas partículas sólidas, planetesimais, que se agregaram originando os membros planetários do Sistema Solar (Backer 1971, Encrenaz et al 1995). Esta hipótese mostrou-se improficua, tendo sido abandonada.

Recentemente, foi sugerido por Wolfson (in Encrenaz et al 1995) que, do encontro entre o Sol e uma proto-estrela se formou um filamento que mais tarde se condensou em planetas. Este último modelo baseou-se em novos dados, oriundos de determinações da composição química e isotópica dos planetas, que mostram que o material planetário provém de um meio frio e não de um filamento estelar quente.

Em 1945, o fisico C. F. von Weizsäcker, propôs uma versão revista da hipótese de Laplace, defendendo que a nebulosa foi dividida para a evolução dos planetas, não por instabilidade rotacional, como na teoria de Laplace, mas por remoinhos turbulentos provocados pela sua rotação, de acordo com a terceira lei de Kepler. O mesmo formulou uma hipótese à cerca da evolução da galáxia que explica a sua forma. A sua descrição remonta há alguns biliões de anos partindo de *“uma grande nuvem cósmica aos turbilhões, principalmente de hidrogénio gasoso, em rotação em torno do seu centro. A nuvem original condensou-se até que se fracturou em nuvens mais pequenas. A maioria das nuvens dirigiu-se finalmente para o plano equatorial da massa em rotação, formando-se o disco achatado de gás no qual se desenvolveriam os braços espirais e condensaram as estrelas da Via Láctea.”* (in Backer 1971). Da mesma maneira, a formação dos planetas deveu-se a remoinhos turbulentos da nebulosa, por rotação instável.

A hipótese protoplanetária de Kuiper, publicada em 1949, é o exemplo mais recente da hipótese nebulosa de Laplace, conseguindo contornar algumas dificuldades, ao permitir que a nebulosa solar contivesse matéria suficiente para que se tenham formado os planetas actuais, com as suas composições distintas. Isto conduz a uma nebulosa solar detentora de 5-10% da massa do Sol, que após a condensação e achatamento, se tornou gravitacionalmente instável devido à sua própria atracção. Consequentemente, fragmentou-se em nuvens discretas ou proto-planetas. A condensação ocorreu nestes proto-planetas, conduzindo à migração dos materiais sólidos para o centro. Assim, formaram-se núcleos rodeados por invólucros gasosos constituídos, principalmente, por hidrogénio, hélio, amónia, metano e néon. A massa máxima que cada proto-planeta poderia atingir estaria dependente da densidade do local inicial da nebulosa. Uma grande densidade implicaria a formação de um planeta de grande massa e, portanto, de grande diâmetro.

A formação de satélites seria explicada como uma repetição do processo de formação dos planetas, mas a uma escala menor. Os proto-satélites ter-se-iam formado por fragmentação gravitacional, dependendo da distribuição de densidade no interior do disco em rotação. Mercúrio e Vénus não têm satélites porque não se puderam fragmentar (Uchupi e Emery 1993, Encrenaz et al. 1995).

Segundo Alfvén e Arrhenius (in Encrenaz et al. 1995), o Sol deve ter encontrado duas nebulosas, uma delas constituída por material não volátil, a partir da qual se formaram os planetas interiores e outra constituída por hidrogénio, que foi constituir os planetas exteriores. Alfvén defende ainda que as colisões entre as partículas levariam à formação de jactos de material, a partir dos quais os planetas se teriam, provavelmente, formado. Esta ideia foi rejeitada por outros autores que mostraram que a colisão levaria à dispersão das partículas, excepto no caso onde se formaram anéis em torno de um ou mais satélites. Esta explicação implicaria que o Sol e os planetas não se tivessem originado ao mesmo tempo.

Em suma, as teorias mais antigas davam mais ênfase às características mecânicas do Sistema Solar (Backer 1971). Segundo Encrenaz et al. (1995), as teorias desenvolvidas no século XIX tiveram em conta o facto das órbitas dos planetas serem aproximadas ao plano da órbita da Terra e, essencialmente, circulares (exceptuando Plutão que só foi descoberto em 1930) e, ainda, o facto dos planetas possuírem movimento de rotação no mesmo sentido que o Sol e as

diferentes distâncias dos planetas à sua estrela serem obtidas pela lei de Titius-Bode<sup>2</sup>.

As teorias mais recentes valorizaram, também, as características dos corpos constituintes do Sistema Solar, tais como as composições e densidades (Backer 1971). No final do século XIX e começo do século XX, começaram a dar atenção ao problema do momento angular. O momento angular do Sol, que contém cerca de 99.8% da massa do Sistema Solar, representa 2% do momento angular possuído pelos planetas (Encrenaz et al. 1995).

As novas informações sobre a idade dos vários corpos planetários e sobre a sua composição, permitiram, na segunda metade do século XX, propor novas teorias, com base no estudo da formação das estrelas.

## 2.4 Modelo genético actual

Tendo por base a datação radiométrica de meteoritos, de amostras lunares e materiais terrestres, concluiu-se que o Sistema Solar é recente na história do Universo. Os planetas que constituem o Sistema Solar orbitam em torno do Sol na mesma direcção e quase no mesmo plano. Alguns cientistas propõem que o Sistema Solar (Sol, planetas, satélites, asteróides, cometas) teve origem a partir de uma vasta nuvem de gás (70% de hidrogénio, 27% de hélio e 3% de elementos pesados) e de poeiras, em rotação, denominada nébula solar. Pensa-se que estes corpos planetários tenham evoluído pelos mesmos processos e ao mesmo tempo, há cerca de 4600 M.a. Uma das hipóteses mais aceites, actualmente, relativamente à formação do Sistema Solar, é a **hipótese nebular** (Uchupi e Emery 1993, Audoze e Israel 1996, Cattermole 1996, Mursky 1996, Freedman e Kaufmann 1998, Press e Siever 1998).

Segundo esta hipótese, a nébula ter-se-ia contraído, graças à existência de forças de atracção gravítica, entre as diferentes partículas que a constituíam. À medida que contraía ocorria uma maior concentração de matéria no centro da nebulosa, que começou a girar lentamente, formando uma região relativamente densa, o proto-Sol, cuja evolução terá originado o Sol. Os planetas formaram-se com muito menor quantidade de material, nas regiões mais exteriores da nébula (figura 2.4). Na realidade, a massa de todos os planetas do Sistema Solar representa menos que 1% da massa do Sol. Se a nébula não tivesse rotação, toda a matéria cairia no centro,

---

<sup>2</sup>No século XVIII Titius-Bode mostraram que as distâncias heliocêntricas médias dos planetas seguiram uma lei empírica ( $D=0.4+0.3x2^n$ , em que  $D$ -distância heliocêntrica em U. A.,  $n$ -toma o valor  $-\infty$  para Mercúrio, 0 para Vénus e é incrementado de 1 para cada planeta seguinte, sendo  $n=3$  a cintura de asteróides). Inicialmente aplicada aos planetas desde Mercúrio a Saturno, e mais tarde também a Urano. A lei tem um erro de 5%, até Urano. Para Neptuno e Plutão apresenta erros de 22% e 49%, respectivamente. Assim, esta lei reflecte apenas uma coincidência e não uma lei da física.

no proto-Sol, não restando matéria para os planetas. No entanto, o seu núcleo começou a girar lentamente, de acordo com a lei de conservação do momento angular<sup>3</sup>, o que forçou a nuvem a achatar-se num disco, permitindo a evolução de diferentes constituintes. Esse disco, com o Sol no centro, expandiu-se e rodou cada vez mais depressa. ( Audoze e Israel 1996, Cattermole 1996, Mursky 1996, Freedman e Kaufmann 1998, Press e Siever 1998).

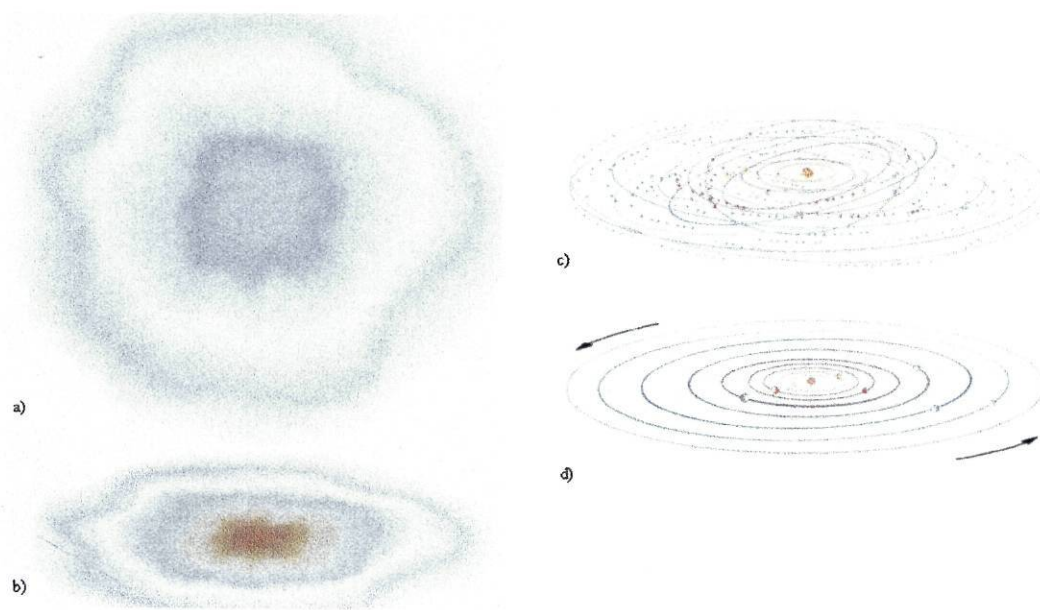


Figura 2.4 – Formação do Sistema Solar a partir da nebulosa solar - a) nébula difusa e ligeiramente esférica, a girar lentamente, começa a contrair-se, b) formação de um disco em rápida rotação que aliado à contração aglomera matéria no centro (futuro proto-Sol), c) o disco de gás e poeiras forma grãos que colidem e formam pequenos agrupamentos (planetesimais), d) formação dos planetas telúricos devido a múltiplas colisões e acreção de planetesimais por atracção gravítica (*adaptado de Press e Siever 1998*).

Durante uns milhões de anos, as poeiras e gases aglomeraram-se formando planetesimais ( $\pm 10$  km de diâmetro). Numa fase seguinte, a atracção gravitacional entre esses corpos causou a sua colisão e agregação formando corpos maiores, proto-planetas, que tinham aproximadamente o tamanho e massa da nossa Lua. Esta acumulação da material, para formar corpos cada vez maiores, é chamada **acreção**<sup>4</sup>. Durante a fase final, esses proto-planetas colidiram para formar

<sup>3</sup> O momento angular de um objecto de massa  $m$  que se desloca a uma velocidade  $v$  numa órbita circular de raio  $R$  exprime-se por  $mvR$ . De acordo com as leis da física, o momento angular de qualquer corpo em órbita mantém-se constante em todos os pontos da órbita pois, se a órbita for elíptica, o raio é variável e se o raio se altera a velocidade também muda (Clark, J. 1996, Clark, S. 1996).

<sup>4</sup> A teoria da acreção foi desenvolvida em 1970 pelo astrónomo soviético Safronov, que defendia três fases de acreção (Audoze e Israel 1996): 1) fase rápida durante a qual se formam pequenos planetóides (1-5 km) como resultado de pequenas instabilidades gravitacionais nos grãos sólidos da nébula; 2) fase de crescimento controlada por uma rápida destruição por colisão e uma lenta agregação por encontro, originando planetas embrionários ( $\pm 1000$  km); 3) fase de crescimento dos planetas embrionários dominada por interações gravitacionais entre os mesmos. Porém, Hartmann em 1983 (in Uchupi e Emery 1993), defendia quatro etapas: 1) condensação química dos grãos; 2) agregação electrostática dos grãos; 3) agregação dos agregados por colisão; 4) colapso gravitacional de grãos e conjuntos de grãos.

corpos do tamanho dos planetas telúricos. Aqueles que possuíam núcleos grandes, atraíram o gás da nebulosa e formaram os invólucros gasosos dos planetas gigantes. A pequena massa dos planetas telúricos impediu-os de atrair e manter atmosferas grandes, de elementos leves como o hidrogénio e hélio (Ahrens 1990, Uchupi e Emery 1993, Encrenaz et al. 1995, Audoze e Israël 1996, Cattermole 1996, Mursky 1996, Freedman e Kaufmann 1998, Press e Siever 1998, URL13). O processo de formação dos planetas foi gradual, acumulando objectos cada vez maiores (figura 2.5).

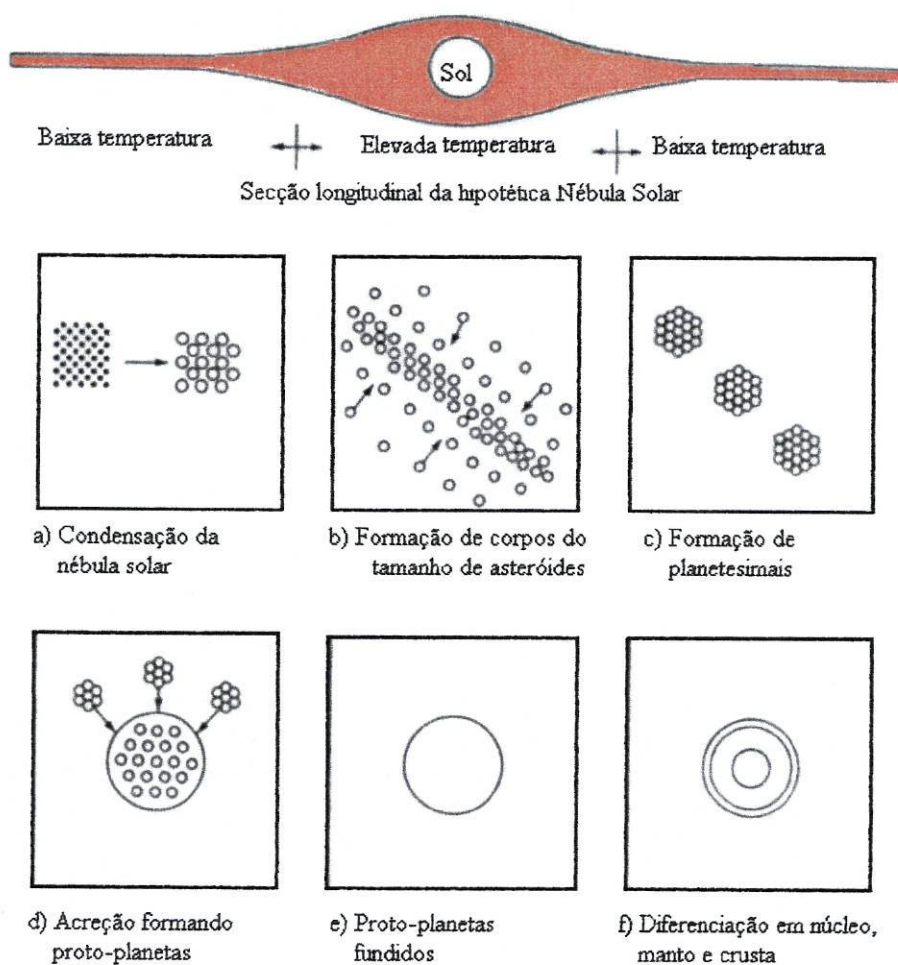


Figura 2.5 – Representação esquemática do desenvolvimento dos planetas (modificado de Mursky 1996).

Actualmente defende-se a teoria de que, os planetas telúricos, após o processo de acreção, quando atingiram praticamente o seu tamanho actual em massa, aqueceram e tornaram-se parcialmente fundidos. A energia que promoveu a fusão deve ter sido libertada pelas colisões, atracção gravitacional e pelo decaimento de isótopos radioactivos de vida curta, como o  $Al^{26}$ . Como resultado do aquecimento, o material dos corpos planetários tornou-se móvel, permitindo

a **diferenciação química** (figura 2.6). A força de gravidade condicionou a deposição de materiais mais densos no núcleo, forçando os menos densos a subir à superfície. Assim, o ferro, o níquel e o enxofre concentram-se no núcleo, os silicatos de magnésio e de ferro no manto e os silicatos dos metais alcalinos e de alumínio, a par com os elementos voláteis, na crosta (Cattermole e Moore 1985, Cattermole 1996, Mursky 1996, Freedman e Kaufmann 1998).

A energia libertada produziu, não só, uma estrutura interna, mas também se manifestou à superfície. Após a acreção a energia libertada pela radioactividade gerou uma temperatura interna, que aumentou com o tempo. A perda de energia à superfície condicionou o aumento da temperatura interna, só atingindo o pico centenas de milhões de anos após a acreção, altura em que a actividade magmática atingiria o seu auge (Mursky 1996). O calor interno dos planetas interiores conduziu a uma actividade magmática em todos os planetas interiores, inclusivé na Lua e em Mercúrio, sendo responsável pelo preenchimento de grandes bacias de impacto (ex. mares lunares) (Encrenaz et al. 1995).

A evolução da actividade interna é determinada pelo calor interno, o qual, está intimamente relacionado com a massa dos planetas. O calor interno é proporcional ao quadrado do raio do planeta, pelo que, os planetas de menor massa se tornaram inactivos mais cedo, uma vez que a fonte de energia, por decaimento de isótopos radioactivos de elementos de vida longa, diminuem com o tempo. Assim, a Lua e Mercúrio tornaram-se geologicamente inactivos 1 G.a. após a acreção enquanto, Marte permaneceu activo por mais tempo, gerando um vulcanismo intenso. Porém, nos últimos milhares de M.a. esta actividade geológica extinguiu-se (Cattermole e Moore 1985, Encrenaz et al. 1995).

É, também, aceite que as atmosferas dos planetas telúricos foram consequência da actividade interna que promoveu a libertação de voláteis. A evolução da atmosferas primordiais diferiu em cada um deles devido às diferenças em termos de massa e temperatura à superfície.

A actividade interna determina, hoje, a velocidade de escape e o grau de actividade planetária, contribuindo para o vulcanismo, tectónica, sismologia e abundância de compostos na atmosfera.

A estrutura interna e propriedades dos planetas telúricos reflectem as suas condições iniciais de formação (massa, distância heliocêntrica, composição, cinética da acreção), bem como os processos físicos e químicos que influenciaram a sua evolução (Ahrens 1990, Encrenaz et al. 1995).

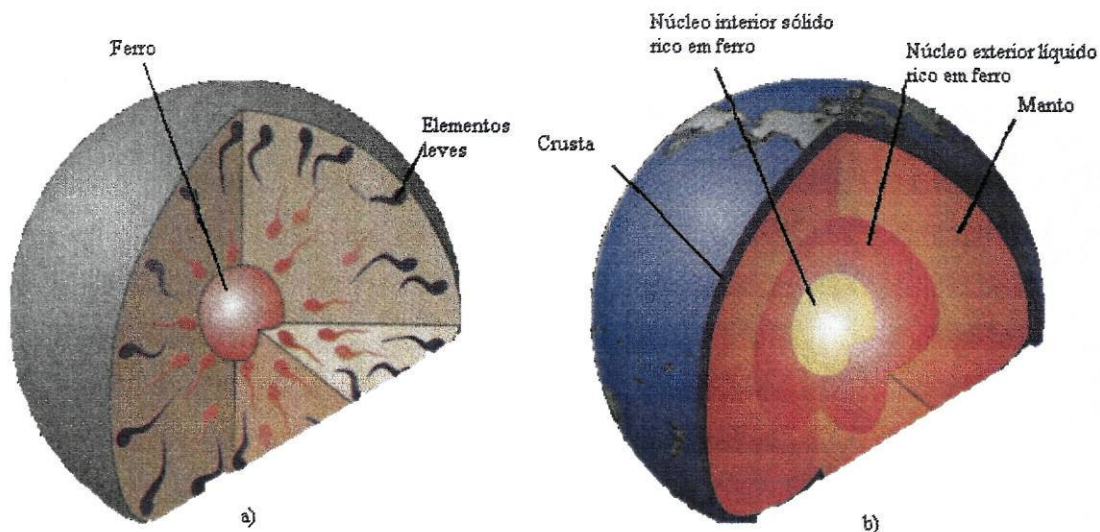


Figura 2.6 - Diferenciação química (a) e estrutura interna da Terra (b) (modificada Freedman e Kaufmann 1998).

Existe uma segunda teoria, porém posta de lado, que defende que a diferenciação química possa ter ocorrido durante o processo de acreção. Deste modo, presume-se que numa fase inicial da nebulosa, quando o gás e poeiras estavam muito quentes, os densos compostos ricos em ferro se condensaram para formar proto-planetários, que eventualmente se tornariam núcleos planetários. À medida que a nébula arrefeceu, os silicatos de menor densidade começaram a condensar e foram integrados pelos proto-planetários, formando os mantos e crustas. De acordo com este cenário, a diferenciação química teria que ter ocorrido enquanto os planetas estavam em formação (Mursky 1996).

O processo de formação dos planetas teve também uma evolução ao nível da sua constituição, o que determinou todas as características observáveis, hoje, no Sistema Solar. Assim, no centro do proto-Sol as temperaturas começaram a subir devido aos efeitos das colisões crescentes entre as partículas da nuvem, o que provocou a vaporização dos materiais voláteis.

O gradiente de temperatura da nebulosa, cerca de 2000 K próximo do proto-Sol e 50 K nas regiões mais exteriores, afectou a distribuição dos materiais. Assim, as baixas temperaturas nas regiões dos planetas jovianos permitiram a condensação de gelo, amónia e metano, enquanto nas regiões de maior temperatura, junto ao proto-Sol, se formaram silicatos e metais. A diminuição progressiva da temperatura levou à condensação dos elementos. Tendo, por base, as reacções químicas que teriam ocorrido na nébula solar, é possível inferir os compostos e minerais que se teriam formado a partir do disco em arrefecimento (tabela 2.3).

Tabela 2.3 – Sequência, aproximada, de condensação química na nébula solar, mostrando as espécies minerais que se teriam formado à medida que a temperatura diminuía (*traduzido de Mursky 1996*).

Temperatura (K)	Principais constituintes químicos	Exemplos de minerais	Temperatura aproximada da acreção dos corpos planetários
2000 –	Vapor de água	Não existem minerais	
–	Óxidos de Ti e Al	Corindo ( $Al_2O_3$ ) Perovskite ( $CaTiO_3$ ) Espinel ( $MgAl_2O_4$ )	Mercúrio
1500 –	Ligas de ferro-níquel		
–	Silicatos de Mg, Fe, Ca, Al	Olivina ( $(Mg, Fe)_2SiO_4$ ) Piroxenas ( $Mg, Fe, Ca$ ) $SiO_3$ Plagioclase ( $Ca, Al, Na, Si$ ) $AlSi_2O_8$	Vénus
1000 –			
–	Sulfuretos de ferro	Troilite ( $FeS$ )	Terra
500 –	Minerais hidratados Sulfatos Carbonatos	Serpentina ( $Mg_3Si_2O_5(OH)_4$ ) Gesso ( $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ ) Calcite ( $CaCO_3$ )	Marte
–			
0 –	Gelos	Água ( $H_2O$ ) Amónia ( $NH_3$ ) Metano ( $CH_4$ )	Satélites de Júpiter, Saturno, Urano, Neptuno e Plutão

Os primeiros elementos (tungsténio, ósmio e zircão) e compostos (óxidos de cálcio, de titânio e de alumínio) a formar-se foram os mais refractários, a temperaturas inferiores a 2000 K, seguidos de ligas de ferro e níquel (1400 K). Os silicatos de magnésio, sódio e potássio (compostos de silício e oxigénio, existentes em elevada quantidade na crosta) solidificaram a temperaturas entre 1400-1300 K. À medida que a temperatura diminuía as substâncias de menor temperatura de condensação formaram grãos, nomeadamente de olivina, feldspatos e óxidos de ferro aos 500 K. A grafite, silicatos ricos em carbono e moléculas orgânicas complexas formaram-se de seguida, e entre os 500-300 K condensaram os minerais hidratados. Assim, ter-se-iam gerado zonas mais densas que continham metais e minerais silicatados (condensados a temperaturas de cerca de 1500 K) e que eram mantidas pela atracção gravitacional do proto-Sol. Aglomeraram-se, pois, nas regiões interiores da nebulosa, originando os planetas interiores por acreção. Os gelos e gases (água, dióxido de carbono, metano e amónia, hidrogénio e hélio), mais

leves, condensaram-se a temperaturas inferiores a 200 K, tendo sido empurrados para o exterior, formando os grandes planetas gasosos exteriores. A sequência de condensação pode explicar a diferença de composição entre os planetas interiores e exteriores do Sistema Solar, como resultado do gradiente de temperatura no tempo e localização da sua formação (Ahrens 1990, Uchupi e Emery 1993, Cattermole 1996, Clark, S. 1996, Mursky 1996).

Assim que as temperaturas no núcleo do proto-Sol atingiram  $10^7$  K a  $15 \times 10^6$  K provocaram a fusão do hidrogénio em hélio. O Sol começou a emitir enormes quantidades de energia e, no seu interior, iniciaram-se fortes correntes de convecção. Durante as primeiras fases do desenvolvimento da estrela pode ter-se verificado uma perda constante de massa por meio dos ventos solares. Este fenómeno ocorreu rapidamente durante a fase T Tauri<sup>5</sup>, quando a fusão nuclear estava no seu início. O poderoso vento solar da fase T Tauri levou para fora do Sistema Solar os gases em excesso e afastou os voláteis dos proto-planetários situados nas proximidades do Sol (Cattermole 1996, Clark, S. 1996).

A maior parte das explicações sobre a formação dos corpos planetários está ligada à nebulosa solar, tendo os planetas crescido por acreção a partir de corpos mais pequenos, à medida que as suas órbitas os colocavam em colisão ou à medida que a força de gravidade atraía os corpos mais pequenos para os maiores.

O processo inicial de formação é defendido por alguns cientistas como tendo origem em poeiras de matéria quente, que se tinham condensado na nebulosa, e se foram agregando, por acreção, até formarem os planetas. Outros, como Kuiper, defendem que a nebulosa inicial se dividiu em nuvens discretas que arrefeceram para dar lugar a um grupo de corpos denominados planetesimais ou proto-planetários. Atribuem às colisões entre os proto-planetários a acreção dos planetas. A maioria dos cientistas actuais aceita a formação dos planetas por acreção a partir de corpos originais maiores (Cattermole 1996).

As unidades de construção dos planetas modernos incluíram, certamente, fragmentos bastante maiores do que partículas de poeira, visto que enormes crateras de impacte pontilham as superfícies mais antigas da maior parte dos corpos sólidos do Sistema Solar. Devem ter sido produzidas pelo impacte de corpos que podem atingir um quilómetro de diâmetro.

As colisões entre partículas de movimento rápido, tanto grandes como pequenas, eram certamente muito frequentes na nebulosa solar. No decurso de algumas colisões, um fragmento

---

<sup>5</sup> Quando os planetas se estavam a formar, o proto-Sol estava a evoluir para uma estrela com reacções nucleares a ocorrer no núcleo. O tempo que isto demorou foi o mesmo que levou para que se formassem os planetas interiores ( $\pm 100$  M.a.). Contudo, antes das referidas reacções, podiam estar a ocorrer instabilidades entre as estrelas jovens o que causou uma libertação da camada mais exterior para o espaço. Esta breve e intensa perda de massa incandescente, observada em muitas estrelas jovens ao longo do espaço, é chamada vento T-Tauri. Esta actividade foi precursora do nascimento do Sol e pode ter ajudado a limpar o Sistema Solar do excesso de gases, evitando a continuação da acreção nos planetas.

pode ter-se desfeito completamente ou até mesmo vaporizado. Noutras colisões, em particular colisões entre um corpo grande e outro bastante mais pequeno, parte do corpo mais pequeno pode ter-se incorporado no corpo maior, fazendo aumentar a sua massa. Deste modo, os corpos maiores cresceram à custa dos mais pequenos. O modo exacto como os fragmentos se aglomeraram (acrecção) não está inteiramente compreendido, mas pensa-se que o estudo duma superfície de solo poeirenta, chamada rególito, possa facilitar o processo.

Cada colisão fez com que a enorme quantidade de energia associada ao movimento rápido fosse instantaneamente transferida de uma partícula para outra. Uma parte desta energia cinética foi convertida em energia térmica, gerando assim um calor intenso. Quando se tratava de fragmentos pequenos, este calor perdia-se logo para o espaço, mas no caso de fragmentos maiores, acumulava-se, gradualmente, no interior, a grandes profundidades. Em consequência disso, os planetesimais maiores aqueciam lentamente à medida que iam crescendo por acreção (Ahrens 1990, Encrenaz et al. 1995, Cattermole 1996, Freedman e Kaufmann 1998).

Acabaram por se formar três tipos distintos de planetas, associados a diferentes regiões do Sistema Solar - os planetas interiores pequenos e rochosos, os gigantes gasosos e os gigantes gelados. Todos eles, juntamente com milhões de corpos mais pequenos (asteróides, meteoritos e cometas), formaram-se da nebulosa solar, à medida que esta arrefeceu e evoluiu até chegar à sua configuração estável actual.

Cada planeta descreve uma órbita levemente elíptica em torno do Sol, estando as órbitas planetárias, todas elas, compreendidas no plano da nebulosa solar original. As atracções gravitacionais mútuas do Sol e dos planetas, devido às suas diferentes massas, mantêm a coesão do sistema (Uchupi e Emery 1993, Encrenaz et al. 1995, Cattermole 1996, Freedman e Kaufmann 1998).

A análise sistemática dos planetas do Sistema Solar põe em evidência, para além da sua origem comum, a diversidade, tanto estrutural como morfológica. A existência de uma zonagem química, de acordo com a distância ao Sol, conferiu o carácter químico próprio e a composição original da cada planeta (Press e Siever 1998).

### 3. Estrutura e morfologia dos planetas telúricos

#### 3.1 Métodos de estudo dos planetas

O estudo dos corpos planetários é feito utilizando várias técnicas que fornecem informações sobre a sua estrutura interna, propriedades físicas e químicas dos materiais que os constituem e morfo-estruturas superficiais.

O modelo da estrutura interna é construído com base em vários parâmetros dos quais se destacam: a massa, o raio e a densidade<sup>6</sup>, que permitem inferir a composição do corpo<sup>7</sup> e pressão no centro, o momento de inércia que evidencia como varia a densidade para o interior<sup>8</sup> e, no caso da Terra e da Lua, as informações sísmicas que indicam uma estruturação em camadas com propriedades físicas distintas. As ondas sísmicas, detectadas e registadas por sismógrafos, permitem inferir a composição e estado do interior do planeta. Contudo, para além da Terra estes aparelhos só foram usados na Lua e em Marte. Da impossibilidade de obter estudos sismológicos nos outros planetas telúricos os seus modelos de estrutura interna são apoiados nos parâmetros referidos anteriormente aliados as propriedades eléctricas e magnéticas tendo como base de comparação a Terra e a Lua (Encrenaz et al. 1995, Mursky 1996, Freedman e Kaufmann 1998).

O campo magnético de um planeta é gerado internamente, sendo tanto maior quanto maior for a aceleração da condutividade eléctrica de um material metálico. No caso da Terra, a sua rotação influencia a rotação do núcleo metálico de ferro, produzindo uma corrente eléctrica que, associada à condutividade e ao movimento, gera um campo magnético (Encrenaz et al. 1995, Mursky 1996).

O fluxo de calor de um corpo planetário pode ser medido à superfície usando um termómetro ou medindo as radiações (infravermelho e microondas) libertadas pelo planeta. Este calor pode ter sido inicialmente originado pelo processo de acreção (transformação da energia cinética em calor) ou, ainda, pelos processos subsequentes de contracção do corpo planetário, diferenciação e formação do núcleo. O decaimento dos isótopos radioactivos de urânio, tório e

---

<sup>6</sup> A densidade é determinada tendo por base o tamanho e massa que, por sua vez, são inferidos recorrendo às leis da física e às técnicas espaciais desenvolvidas.

<sup>7</sup> A composição de um corpo planetário estima-se a partir da sua massa e momento de inércia sendo complementada com informações referentes à sua localização em relação ao Sol e aos materiais constituintes da nébula solar inicial.

<sup>8</sup> O momento de inércia permite descrever a variação da densidade no interior de um corpo planetário. Quando o momento de inércia é igual a zero, a massa do corpo está essencialmente concentrada no centro, aumentando a densidade em direcção ao interior quando esse parâmetro é menor que 0.4. Se o corpo é homogéneo o momento de inércia é igual a 0.4.

potássio presentes no planeta e a atracção gravitacional do planeta ao seu satélite são ainda factores que condicionam a temperatura dos corpos planetários. Porém, para determinar a variação de temperatura com a profundidade tem de se combinar os estudos sísmicos com o fluxo de calor e propriedades dos materiais (Encrenaz et al. 1995, Audoze e Israel 1996, Mursky 1996).

O estudo da superfície dos planetas telúricos pode ser feito por observação directa e por mapeamento, recorrendo aos dados adquiridos pelas aterragens e bem como às imagens obtidas por intermédio das estações orbitais e telescópios, por radar, radiómetro de alta resolução, sondas-altímetros, infravermelhos, óptica, raios ultravioleta, imagens aéreas (Anexo 1), espectroscopia e polarimetria. O mapeamento geológico da superfície visa a caracterização das morfologias bem como a definição da sua composição mineralógica das diferentes estruturas geológicas (Encrenaz et al. 1995, Audoze e Israel 1996, Mursky 1996).

A identificação da composição de uma rocha pode ser feita pela determinação da intensidade da reflectividade da luz em diferentes comprimentos de onda. A absorção preferencial de alguns comprimentos de onda por parte dos minerais constituintes de uma rocha permitem definir um espectro de reflectância indicador do tipo de rocha. Esta técnica permite distinguir diferentes unidades geológicas bem como fornecer informações geoquímicas quantitativas (Encrenaz et al. 1995, Mursky 1996). O estudo do espectro dos raios gama emitidos pela superfície dos corpos planetários, com escassa ou nenhuma atmosfera, permite medir a concentração de urânio, tório e potássio devido ao decaimento dos isótopos radioactivos destes elementos. Durante a diferenciação planetária estes elementos concentram-se nas rochas crustais silicatadas, pelo que a sua abundância indica o grau de diferenciação planetária (Mursky 1996).

A fluorescência de raio-X permite determinar elementos com número atómico inferior a 14 (silício). Este tipo de raios resultam do bombardeamento da superfície dos planetas pelos raios-X solares (Encrenaz et al. 1995, Mursky 1996, Freedman e Kaufmann 1998).

As análises fotométricas (albedo) podem ser usadas para determinar as propriedades ópticas de uma superfície planetária, fornecendo informações sobre a microestrutura e composição do material da superfície. O estudo do albedo permite distinguir os materiais claros como o gelo (que tem elevados valores de reflectividade) de materiais escuros, com baixos valor de albedo, como os basaltos (Encrenaz et al. 1995, Audoze e Israel 1996, Mursky 1996).

O estudo dos infravermelhos pode ser feito procedendo à sua medição por *radiómetros*, que medem a energia total reflectida num dado intervalo de comprimento de onda ou por um *interferómetro*, usado para distâncias curtas, medindo a interferência de dois raios de luz. O

espectro de infravermelhos fornece informações sobre a composição da atmosfera e superfície dos corpos planetários permitindo, também, determinar a perda de calor ao nível da superfície.

O radar<sup>9</sup> é um sistema que fornece informações sobre a topografia e estado físico da superfície. As imagens topográficas, por radar, também evidenciam as variações de reflectividade da superfície, sendo especialmente úteis, no estudo de planetas com atmosfera densa (Vénus). O estudo das ondas rádio também permite obter informações sobre a topografia e fazer inferências sobre a composição e densidade da superfície de um corpo planetário (Lillesand e Kiefer 1994, Encrenaz et al. 1995, Audoze e Israël 1996).

O mapeamento geológico é um método imprescindível no conhecimento da superfície de um corpo planetário, uma vez que compila informações diversas como a natureza e localização das diferentes unidades rochosas e o tipo e localização das morfologias. É, pois, possível observar formações, cuja interpretação pode ser uma mais valia na compreensão da história dos planetas (tabela 3.1). A identificação da origem e caracterização das estruturas é feita por comparação com as observadas na Terra. Estas interpretações visuais, à distância, são suportadas nalguns planetas por informações fornecidas pela análise de amostras recolhidas à superfície e em profundidade por vaivéns espaciais (Mursky 1996, Freedman e Kaufmann 1998).

Tabela 3.1 – Principais métodos de estudo dos planetas (compilado de Audoze e Israël 1996, Mursky 1996).

Tipo de medição	Informações fornecidas
Campo magnético (em órbita)	Existência de núcleo metálico
Campo gravítico (em órbita)	Rigidez do corpo; existência de movimentos de convecção interna; variação da densidade para o interior do planeta
Fluxo de calor (em órbita)	Estado termal do interior; evolução termal do corpo
Sensores remotos (em órbita)	Composição química e geofísica as superfície
Imagens por radiómetros de infravermelhos (em órbita)	Composição atmosférica e da superfície; perda de calor à superfície
Imagens por ondas rádio	Composição e densidade da superfície do planeta
Imagens por radar (microondas) (em órbita)	Topografia da superfície e estado físico da superfície; variações da reflectividade que são preciosas no estudo de planetas com uma atmosfera densa (Vénus)
Imagens ópticas, radar, ultra-violeta (em órbita)	Topografia da superfície; evidência de actividade tectónica; presença de correntes de convecção
Fotometria (albedo) (em órbita)	Propriedades ópticas da superfície que podem fornecer informações sobre a microestrutura e composição, química e mineralógica, do material
Medições sísmicas ( <i>in situ</i> )	Homogeneidade interna; estrutura em camadas, existência de núcleo líquido; tamanho relativo do manto e núcleo

<sup>9</sup> Sistema que envia pulsos de microondas para um dado corpo. Quando as ondas se reflectem nesse objecto voltam ao ponto inicial, sendo detectadas por um receptor. O tempo de retorno (em segundos) e a intensidade do eco reflectido fornecem informações sobre a topografia e estado da superfície [distância a que o corpo se encontra = tempo de retorno x velocidade da luz ( $3 \times 10^8$  m/s)].

### 3.2 Estrutura interna dos planetas telúricos

Os planetas do Sistema Solar foram originados a partir da mesma matéria primordial, sendo a sua composição condicionada pela distância ao Sol. Os planetas telúricos apresentam aspectos comuns, nomeadamente ao nível da estrutura interna e constituição, reflectindo as suas condições iniciais de formação. No entanto, eles não são semelhantes, pois os processos físicos e químicos que influenciaram a sua evolução foram, também, determinados pela sua localização no Sistema Solar. A estrutura interna da Terra foi inferida, essencialmente, com base em estudos sísmicos, enquanto nos restantes planetas se recorreu a outros métodos, anteriormente descritos (Uchupi e Emery 1993, Audoze e Israël 1996).

Os planetas telúricos são essencialmente constituídos por silicatos, como resultados do processo de acreção. A densidade varia entre  $3.9 \text{ g/cm}^3$  em Marte e  $5.5 \text{ g/cm}^3$  na Terra. Mercúrio tem uma densidade aproximada à da Terra e Vénus ligeiramente menor, o que sugere diferenças na sua composição. Estes planetas são constituídos, internamente, por camadas concêntricas de material com diferente composição e com densidades que aumentam em direcção ao centro. De uma forma geral, possuem crosta e manto, basicamente compostos por minerais silicatados, e um núcleo de compostos metálicos (Cattermole 1996, Mursky 1996, Freedman e Kaufmann 1998).

Estes corpos rochosos variam de diâmetro, 4878 km em Mercúrio até 12 756 km na Terra, sendo o diâmetro de Vénus ligeiramente menor e o de Marte cerca de metade do diâmetro da Terra (figura 3.1). Este último possui um satélite, a Lua, e Marte dois, Phobos e Deimos.

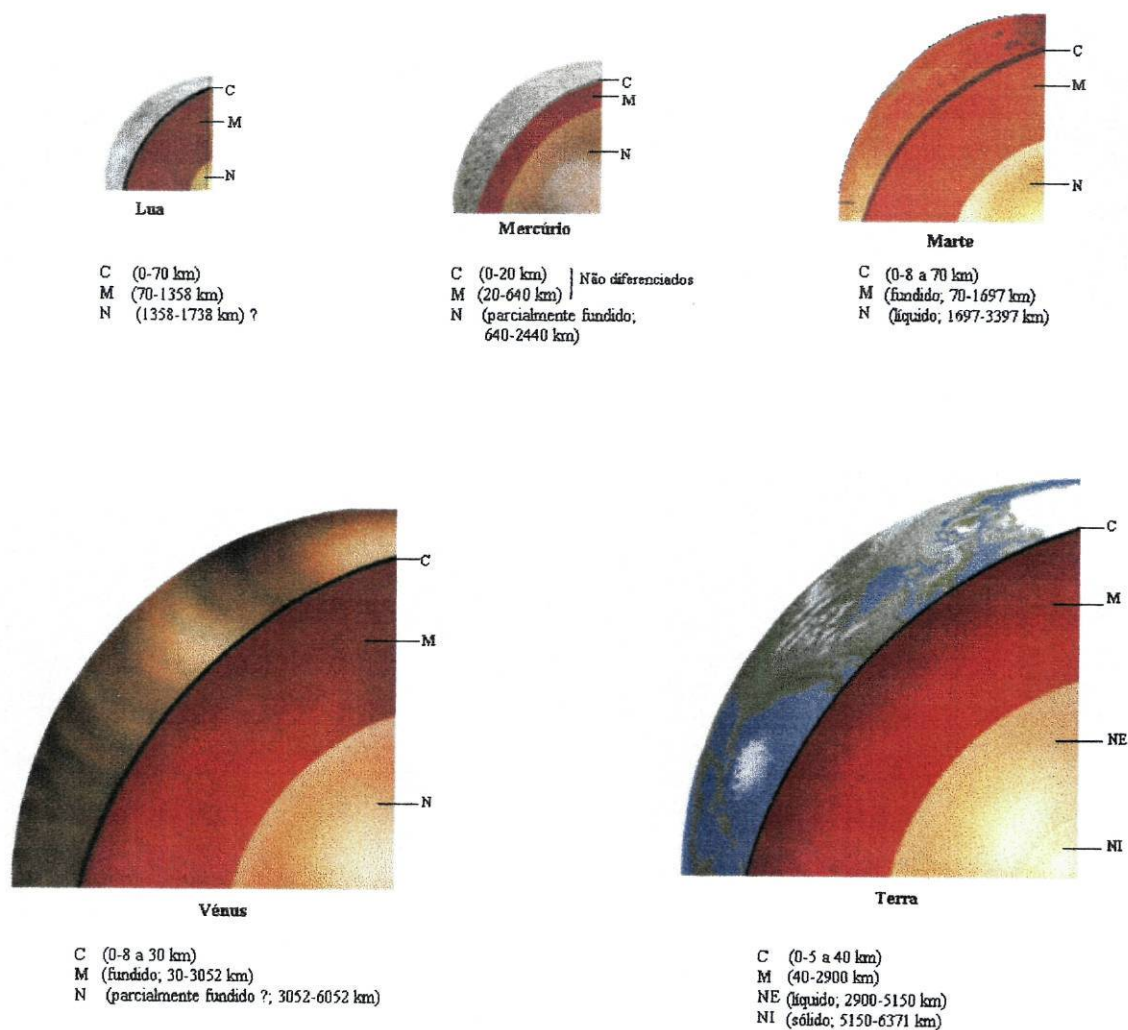


Figura 3.1 - Estrutura interna dos planetas telúricos e da Lua (C – crosta, M - manto, N – núcleo, NE – núcleo externo, NI – núcleo interno) (modificada de Cattermole 1996).

### 3.2.1 Terra

A Terra é o terceiro planeta a contar do Sol, sendo definido como um elipsóide de revolução, achatado nos pólos e distendido no equador. Esta deformação deve-se à rotação da Terra em torno do seu eixo. As características físicas (tabela 2.2), composição, dinâmica da sua atmosfera, presença de placas tectónicas e hidrosfera fazem dele uma planeta único, capaz de possuir vida. A atmosfera é constituída, predominantemente, por nitrogénio e oxigénio, sendo a concentração deste último, o resultado da actividade biológica. Quanto ao dióxido de carbono, embora ele seja abundante na Terra, está dissolvido nos oceanos e constitui as rochas carbonatadas (Encrenaz et al. 1995, Wyllie 1995, Press e Siever 1998).

A diferenciação química da Terra primordial, tal como referido anteriormente, permitiu a formação de um corpo constituído por camadas concêntricas que diferem física e quimicamente entre si (figura 3.2) (Press e Siever 1998).

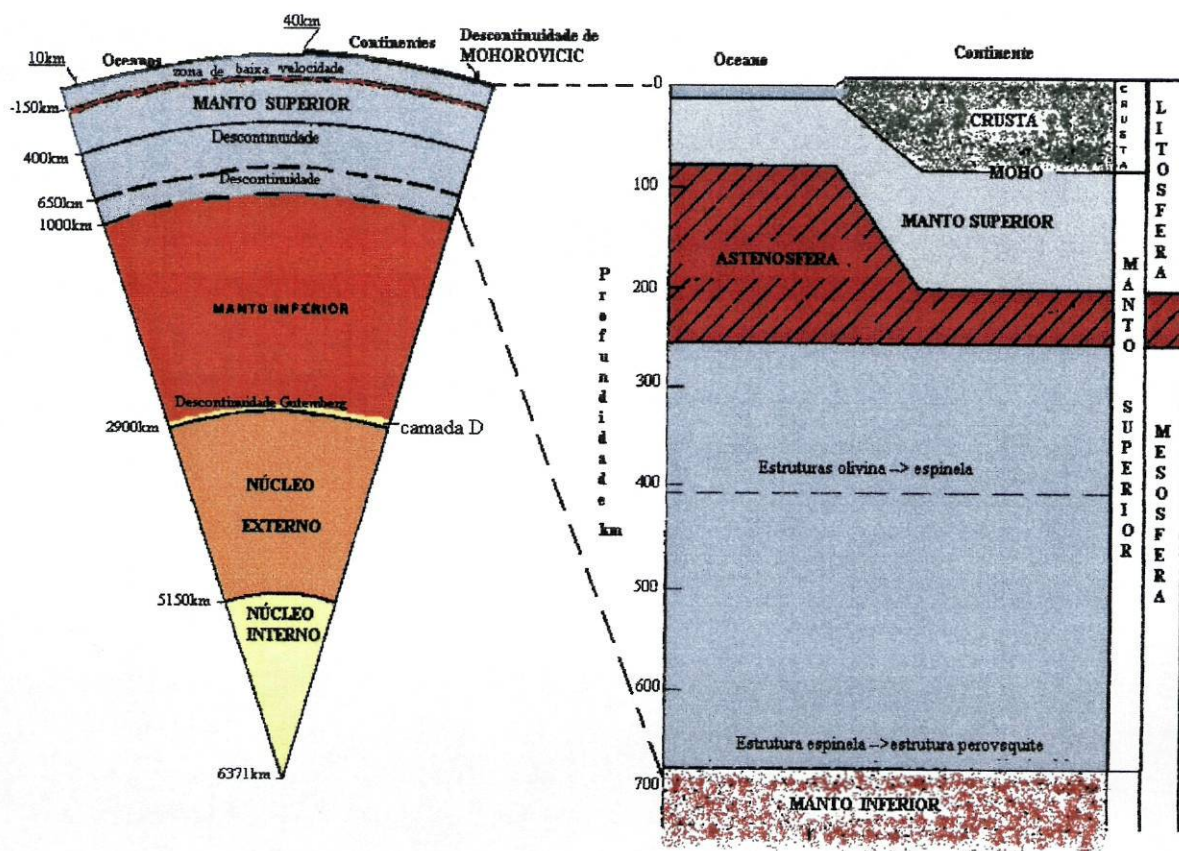


Figura 3.2 – Estrutura interna da Terra (modificada de Correia 1994).

Na definição da estrutura e composição da Terra, a maior quantidade de dados é fornecida pelo estudo de sismos (figura 3.3). A libertação de energia, no foco sísmico, produz vários tipos de ondas, entre as quais as ondas primárias (P), longitudinais ou compressionais e as ondas secundárias (S) transversais ou de cisalhamento. Estas últimas são as mais relevantes para o estudo do interior da Terra. Qualquer delas atravessa o planeta mas as ondas P propagam-se em todos os meios enquanto que as ondas S só se propagam em meios sólidos. Estas ondas têm uma direcção condicionada pelas propriedades dos materiais que atravessam, bem como diferentes velocidades. As ondas podem ser reflectidas e refractadas. Quando surge uma mudança nas propriedades físicas, ocorre refacção, o que indica a presença de uma descontinuidade. A velocidade das ondas sísmicas depende da elasticidade, rigidez e densidade dos materiais. Estes parâmetros variam com a composição química e estrutura cristalina dos materiais, a qual é

influenciada pelo aumento da pressão e da temperatura (Press e Siever 1998). Wyllie (1995) refere que a velocidade das ondas sísmicas aumenta com a rigidez e densidade dos materiais<sup>10</sup> o que, associado ao aumento da velocidade das ondas com a profundidade, permite definir um modelo de estrutura interna da Terra. A densidade média da Terra é de  $5.5 \text{ g/cm}^3$ , o que implica a existência de materiais mais densos em direcção ao interior, para compensar uma densidade inferior a  $3 \text{ g/cm}^3$  na crosta. Também a pressão e temperatura aumentam com a profundidade (Wyllie 1995, Audoze e Israel 1996).

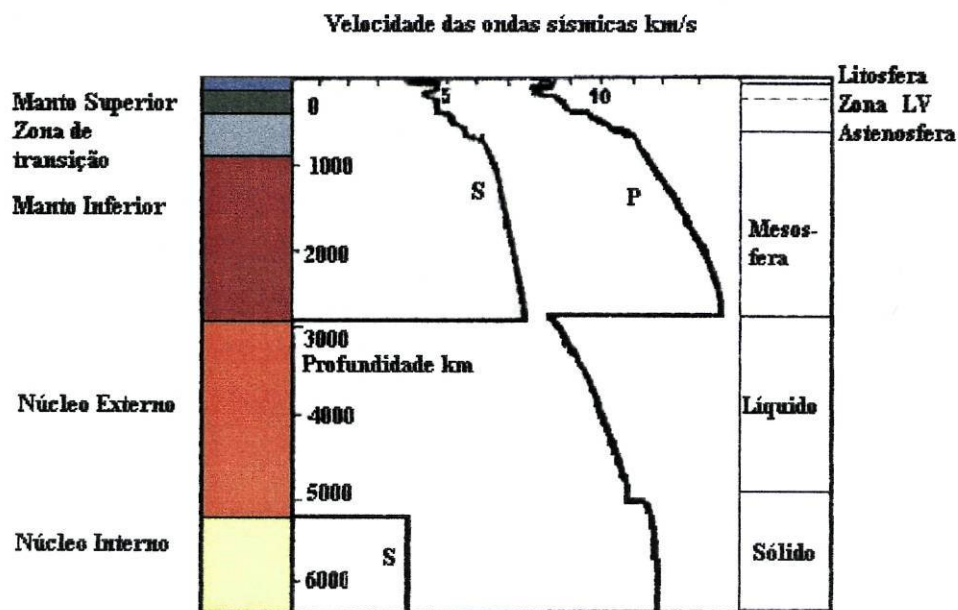


Figura 3.3 – Comportamento da ondas sísmicas (LV – zona de baixa velocidade) (URL11).

A crosta, o manto e o núcleo diferem na sua composição mineralógica. A crosta continental granítica, mais espessa e menos densa, é compensada por uma crosta oceânica basáltica, menos espessa e mais densa. O estudo da velocidade das ondas sísmicas permitiu definir no manto, o manto superior, zona de transição e manto inferior. A litósfera, constituída pela crosta e parte do manto superior, assenta na astenosfera, uma zona de baixa velocidade devido às condições de pressão e temperatura que condicionaram o estado plástico dos materiais.

No manto inferior verifica-se um aumento constante da velocidade e densidade até uma região acima do núcleo, onde esses parâmetros diminuem. Essa região, na base do manto inferior, é designada por camada D (Uchupi e Emery 1993), com espessura entre 200 e 300 km e que difere quimicamente do restante, como sugerem os estudos sísmicos (Mursky 1996). Pode representar material mais denso, que já esteve no manto inferior e depositou (Mursky 1996), ou

<sup>10</sup> A velocidade de propagação das ondas sísmicas pode calcular-se através das seguintes fórmulas:  $V_p = \sqrt{(k + 4/3\mu)/d}$  e  $V_s = \sqrt{(\mu/d)}$ , sendo  $V$  – velocidade da onda,  $k$  – módulo de compressibilidade,  $\mu$  – módulo de rigidez,  $d$  – densidade.

material mais leve, que já esteve dissolvido no núcleo externo e subiu por capilaridade (Uchupi e Emery 1993). A camada D, que representa cerca de 3% da massa da Terra, não se mistura com as adjacentes devido a diferenças de densidade. As plumas originam-se nesta parte do manto inferior que, quando chegam à superfície, revelam vestígios de material do núcleo (Uchupi e Emery 1993, Mursky 1996).

Enquanto que a crosta e o manto superior estão directamente acessíveis a análise, o estudo do manto inferior e núcleo é deduzido, em laboratório, a partir da densidade e propriedades mecânicas dos diferentes materiais, em função da temperatura e densidade. Estes estudos conduziram aos resultados, expressos na tabela 3.2.

Tabela 3.2 – Características da estrutura interna da Terra (O - oxigénio; Si - silício; Al – alumínio; Fe – ferro; Ca – cálcio; Na – sódio; K – potássio; Mg – magnésio; Ti – titânio; H<sub>2</sub>O – água; S – enxofre).

		Profundidade Km *	Densidade g/cm <sup>3</sup>	Descontinuidades	Composição química	Constituição mineralógica
Cruستا	Crusta oceânica (sólida)	0 - 5 a 10	3.3	Mohorovicic	O, Si, Al, Fe, Ca, Na, K, Mg, Ti, H <sub>2</sub> O	Basáltica (máfica); Minerais silicatados
	Crusta continental (sólida)	0 - 20 a 70	2.9			Granítica (félsica); Minerais silicatados de Al, K e Na)
Manto	Manto superior (sólido)	40 - 1000	4.3	Gutemberg	O, Si, Fe, Mg	Rochas ultramáficas com olivina e piroxena
	Astenosfera (plástica)	± 80 – 250				Polimorfos densos de olivina
	Manto inferior (sólido)	1000 - 2900	5.5 – 10			Silicatos de Fe e Mg e ilmenite, perovskite e periclase
	Camada D (origem das plumas)	2700 - 2900				
Núcleo	Núcleo externo (líquido)	2900 - 3671	12.3 – 13.3	Lehmann	Ni, Fe (S e O em % reduzidas)	
	Núcleo interno (sólido)	3671 - 5150	13.6			

\* valores aproximados da profundidade para as diferentes camadas

Os estudos sísmicos indicam que o núcleo externo se encontra no estado líquido, como resultado da própria composição química associada às elevadas temperaturas e pressões que fazem baixar o ponto de fusão dos materiais, enquanto o núcleo interno se encontra no estado sólido, devido às elevadas pressões (Encrenaz et al. 1995, Wyllie 1995, Press e Siever 1998). Uchupi e Emery (1993) defendem que a cristalização do ferro no núcleo interno transfere calor ao núcleo externo, que permite gerar um fluxo em convecção. De acordo com a teoria do dínamo, a rotação da Terra causa movimentos de convecção no núcleo externo líquido, ao qual estão associadas correntes eléctricas fracas. A interacção das correntes eléctricas e da rotação mecânica do fluido gera um campo magnético dipolar, auto-sustentável. O movimento continuado do fluido condutor eléctrico, através do campo magnético, mantém o fluxo das correntes eléctricas e assim sucessivamente (Wyllie 1995).

Cattermole (1996) refere que o campo magnético é vital para a vida. Protege a superfície da Terra de radiação nociva, como os raios cósmicos e o fluxo contínuo de plasma ou partículas ionizadas que emanam do Sol, aprisionando-os no exterior da atmosfera terrestre.

### 3.2.2 Lua

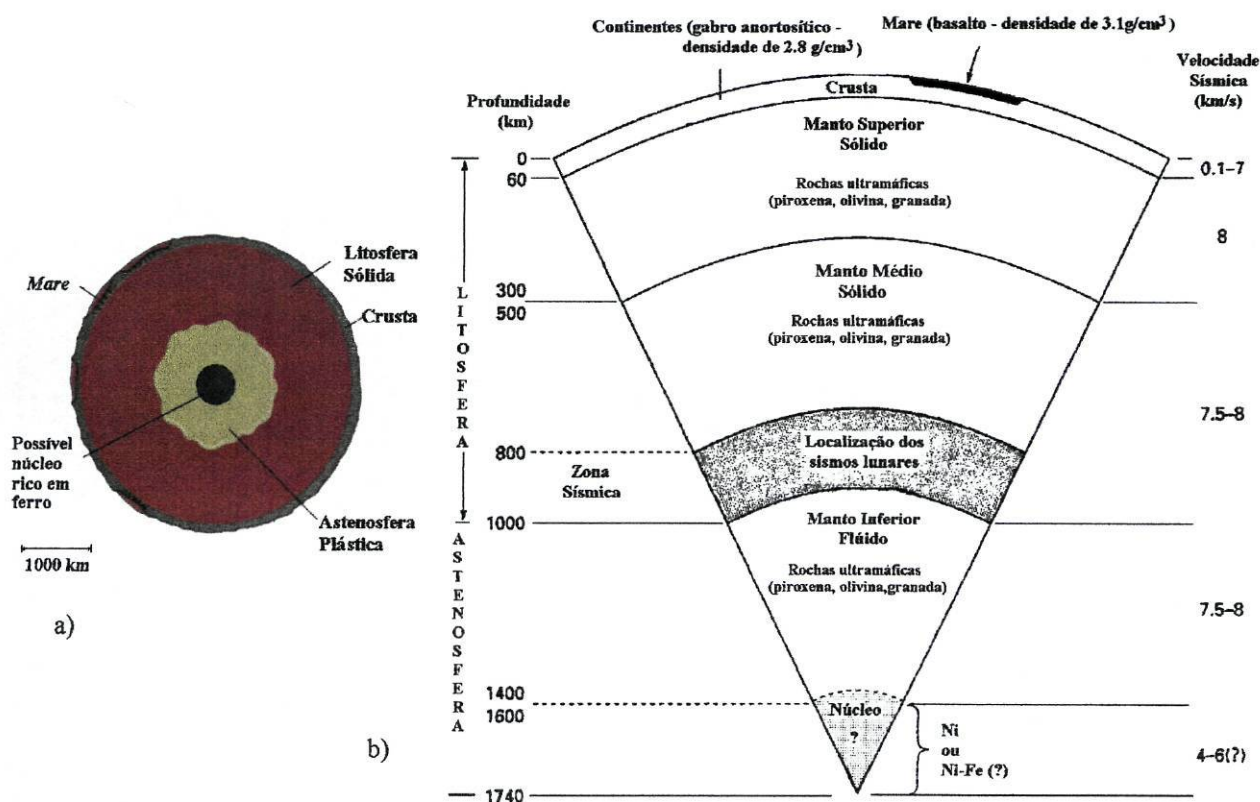
Desde o século XVII a Lua foi alvo de estudo através do uso de telescópios. Mais tarde, com o programa Apollo, nas décadas de sessenta e setenta os instrumentos científicos forneceram dados geofísicos, geoquímicos, fotografias, medições dos campos electromagnético e gravítico, actividade sísmica. A Lua é, após a Terra, o corpo telúrico mais explorado. Este satélite, ligeiramente elíptico, tem cerca de um quarto do diâmetro da Terra, não possui atmosfera nem hidrosfera pelo que, conseqüentemente, não possui vida (tabela 3.3).

Tabela 3.3 – Algumas características físicas da Lua ( $\emptyset$ - diâmetro) (compilados de Uchupi e Emery 1993, Audoze e Israël 1996, Freedman e Kaufmann 1998).

Satélite da Terra	Distância média ao Planeta (km)	Diâmetro equatorial (km)	Massa (Terra=1)	Densidade Média ( $g/cm^3$ )	Velocidade de escape (km/s)	Gravidade relativa (Terra=1)	Excentricidade	Temperatura média à superfície (K)	Período de rotação (dias terrestres)	Período de revolução (dias terrestres)
Lua	384 400	3476 (0.272 do $\emptyset$ da Terra)	0.0123	3.34	2.4	0.17	0.055	93-403	27.32	27.32

A estrutura interna da Lua está intimamente associada à sua gênese. Dos vários modelos propostos para a sua origem o mais aceite é o da colisão uma vez que explica a maioria das propriedades da Lua (Anexo 2). Como consequência desse grande impacto formou-se um oceano de magma lunar cuja cristalização foi responsável pela formação da crosta (Anexo 3).

Os resultados de estudos sísmicos, gravimétricos, topográficos e químicos indicam uma diferenciação interna do planeta em crosta, manto e, possivelmente, núcleo. Uma vez que não existe unanimidade sobre a estrutura interna da Lua a figura 3.4 apresenta dois dos conceitos defendidos. Evidências isotópicas concluem que a separação da crosta se deu há cerca de 4.4 G.a. (Mursky 1996). A rotação e translação síncrona da Lua é responsável pela manutenção do mesmo hemisfério lunar virado para a Terra e, pode estar relacionado com a assimetria na distribuição de massa na crosta. Mursky (1996) refere que o centro de massa da Lua não coincide com o centro geométrico, o que resultou numa crosta lunar menos espessa no lado visível do que no oposto.



3.4 – Estrutura interna da Lua, em a) (modificada de Freedman e Kaufmann 1998) e em b) (modificada de Mursky 1996).

Informações sísmicas, fornecidas pelas missões Apollo, indicam a existência de uma descontinuidade entre 60 a 75 km de profundidade, que marca a interface entre a crosta e o

manto na face visível. Os dados de topografia e gravimetria indicam uma espessura de pelo menos 100 km na face mais longínqua (Audoze e Israël 1996).

O manto estende-se dos 60 até aos 1400 km de profundidade e divide-se em manto superior, médio e inferior (Uchupi e Emery 1993, Audoze e Israël 1996, Mursky 1996). Freedman e Kaufmann (1998) consideram um manto superior sólido e um inferior plástico, a astenosfera. A diminuição da velocidade sísmica aos 500 km pode ser devida a uma variação na composição, no estado ou uma fusão parcial (Uchupi e Emery 1993, Audoze e Israël 1996). O mais provável (Mursky 1996) é dever-se a uma diminuição de  $Mg/(Mg+Fe)$  dos silicatos ou devido à presença de uma pequena quantidade de ferro e sulfureto de ferro. Aos 1000 km há uma diminuição da velocidade das ondas sísmicas que parecem indicar uma zona de fusão parcial, astenosfera. É na base do manto médio que se originam os sismos.

O material do manto lunar tem, aproximadamente, a mesma densidade e propriedades elásticas que o do manto terrestre o que leva a pressupor uma composição semelhante. Assim, o manto lunar será constituído por piroxena, olivina e, possivelmente, granada (Uchupi e Emery 1993, Mursky 1996, Ringwood 1986).

A camada mais externa da Lua, até aos 1000 km de profundidade, é considerada litosfera, sendo mais espessa que a terrestre.

A baixa densidade da Lua, quando comparada com a Terra, exclui a possibilidade de existir um núcleo metálico de tamanho considerável e sugere um baixo teor em ferro. Porém, não existem evidências suficientes para confirmar a presença de um núcleo. A análise das raras ondas sísmicas, causadas pela queda de meteoritos ou pela acção da força de gravidade terrestre, indicam a possível existência de um núcleo aos 1400 km, hipoteticamente de sulfureto de ferro ou de uma liga de ferro e níquel (Audoze e Israël 1996, Mursky 1996) mas exclui-se a hipótese de um núcleo metálico líquido de elevada densidade (Encrenaz et al. 1995).

As missões Apollo levavam consigo magnómetros que confirmaram a ausência de um campo magnético na Lua. Porém, a medição do magnetismo das rochas lunares indicam que este satélite já possuiu um campo magnético fraco, quando as rochas solidificaram há alguns biliões de anos. Tal facto sugere que a Lua teve, originalmente, um pequeno núcleo fundido rico em ferro (Uchupi e Emery 1993, Audoze e Israël 1996, Freedman e Kaufmann 1998).

De uma forma geral o interior da Lua é mais rígido que o da Terra pelo que não é de surpreender a ausência de morfologias associadas ao tectonismo na superfície lunar, uma vez que os processos tectónicos requerem o movimento de um fluido abaixo da superfície do planeta (Freedman e Kaufmann 1998). Pierre Thomas (in Audoze e Israël 1996) refere que a actividade

tectónica no passado foi muito fraca, se comparada com a da Terra, mas no presente é praticamente nula e deve-se ao impacto de meteoróides.

Sem processos tectónicos importantes e sem erosão (ausência de oceanos e atmosfera) as únicas alterações que ocorrem à superfície da Lua devem-se ao impacto de meteoróides. Como a Lua é um corpo de menores dimensões que a Terra, perdeu o seu calor interno mais rapidamente pelo que a actividade geológica se extinguiu há mais tempo (Freedman e Kaufmann 1998).

### 3.2.3 Mercúrio

Mercúrio tem uma forma esférica e ocupa a posição mais interior no Sistema Solar. É o menor dos planetas telúricos, sendo pouco maior que a Lua. Embora seja comparado com a Lua, por apresentar morfologias similares, é diferente no que respeita à sua estrutura interna (figura 3.5) (Strom 1984).

A densidade média de Mercúrio é de  $5.4 \text{ g/cm}^3$ , que é consideravelmente superior à da Lua ( $3.34 \text{ g/cm}^3$ ) e semelhante à da Terra ( $5.5 \text{ g/cm}^3$ ). Porém, o seu raio é aproximadamente um terço do da Terra, o que indica que Mercúrio tem entre 60 a 70% de elementos pesados, provavelmente ferro, e cerca de 30% de silicatos (Chapman 1988, Uchupi e Emery 1993). Como os elementos pesados se concentram no núcleo, este representaria 75% do raio de Mercúrio<sup>11</sup> (Mursky 1996 e Freedman e Kaufmann 1998). Mercúrio é, pois, o planeta do Sistema Solar mais rico em ferro.

Mercúrio possui um campo magnético fraco quando comparado com o da Terra. Contudo, a densidade apresentada pelo planeta sugere a presença de um núcleo rico em ferro e a sua pequena massa (0.055 da massa da Terra) parece indicar que o núcleo deverá ser sólido. A lenta rotação do planeta pode ter impedido a formação de um campo magnético mais intenso (Encrenaz et al. 1995). No entanto, se tivermos em consideração as causas que geraram o campo magnético terrestre, o de Mercúrio deverá, também, ter sido gerado por processos idênticos, pelo que uma parte do núcleo deverá ser líquida (Strom et al. 1975, Uchupi e Emery 1993, Freedman e Kaufmann 1998). Tal como na Terra, os materiais mais profundos da porção líquida do núcleo arrefeceram e solidificaram, passando a fazer parte do núcleo sólido, o que libertou a energia suficiente para manter os movimentos de convecção da fracção líquida (Freedman e Kaufmann 1998). Uchupi e Emery (1993) consideram, por outro lado, que o núcleo externo líquido deve

---

<sup>11</sup> O raio do núcleo terrestre corresponde a 55% do raio do planeta.

conter algum enxofre pois, durante a diferenciação, à medida que o núcleo interno sólido crescia, transferia enxofre e calor para o núcleo externo.

Chapman (1988) e Mursky (1996) defendem, por analogia com a Terra, que o núcleo terá de ser parcialmente fundido, constituído por materiais de elevada condutibilidade eléctrica como o sulfureto de ferro (FeS). Outra possibilidade é tratar-se de magnetização remanescente, de rochas férreas, nas camadas mais exteriores do planeta. Qualquer destas explicações requer que haja uma diferenciação núcleo / manto e que o núcleo seja parcialmente fundido, ou o tenha sido no passado.

No que respeita à parte externa do planeta com uma espessura de cerca de 610 km, talvez se tenha diferenciado em manto e crosta (Mursky 1996), tendo Uchupi e Emery (1993) considerado a existência de uma litosfera com 150 km. Escassas informações de composição indicam que a superfície é composta por silicatos com baixo teor em ferro e titânio, pobre em elementos voláteis, similar à crosta feldspática dos continentes lunares (Mursky 1996). O estudo do espectro médio-infravermelhos indica uma composição intermédia da superfície com plagioclases calco-sódicas e, por vezes, a existência de piroxenas ricas em magnésio (enstatite) e olivina (forsterite), compatíveis com os basaltos terrestres (The Mercury Messenger 1997a). Encrenaz et al. (1995) refere que o albedo da camada de rególito é semelhante ao dos silicatos terrestres que possuem ferro ( $Fe^{2+}$ ), característico dos basaltos ricos em piroxena. O albedo médio de Mercúrio é maior do que o dos mares lunares, o que pode explicar a ausência de ilmenite ( $FeTiO_3$ ).

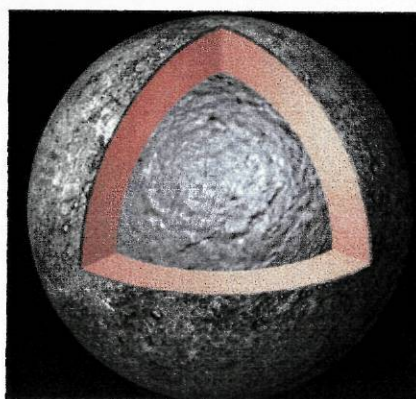


Figura 3.5 – Estrutura interna de Mercúrio (URL41).

Informações recolhidas pela sonda Mariner 10 indicam que Mercúrio possui uma atmosfera muito ténue, na realidade uma exosfera. Esta é uma região no limite da atmosfera de um planeta, na qual as partículas de movimento rápido podem escapar completamente ou entrar

em órbita à sua volta. Segundo Smith e Marcony (in *The Mercury Messenger* 1997a), Mercúrio tem multi-atmosferas, cada uma com características diferentes, determinadas pelo gás específico que as forma. Foi possível identificar hidrogénio, hélio, oxigénio, sódio e potássio na sua constituição. Potter e Morgan (in *The Mercury Messenger* 1997a) referem que o rególito é a fonte de sódio e potássio da atmosfera, sendo os ventos solares a fonte provável de hidrogénio e hélio. As concentrações elevadas de sódio e algum potássio detectadas na atmosfera foram, também, associadas a morfologias no hemisfério mapeado. Estes elementos levam ao aparecimento de estruturas claras no radar, que levam a aceitar que os materiais vulcânicos em Mercúrio são feldspatóides alcalinos e não basaltos como os lunares (*The Mercury Messenger* 1997a).

A presente atmosfera pode ser considerada como um diagnóstico da composição da superfície de Mercúrio e, conseqüentemente, da sua história.

#### **3.2.4 Vénus**

Vénus órbita quase circularmente em torno do Sol, com movimento de rotação retrógrado, e recebe perto de 20 vezes mais radiações do que a Terra. Apresenta um tamanho, massa e densidade (tabela 2.2) quase idêntico ao da Terra o que levaria a crer terem estruturas internas (figura 3.6) e composições químicas semelhantes. No entanto, existem diferenças.

Vénus tem menor densidade média ( $5.4 \text{ g/cm}^3$ ) que a Terra ( $5.5 \text{ g/cm}^3$ ). Hsui e Toksöz (1977) explicam esta diferença de densidade com base na teoria da condensação da nebulosa, tendo Vénus incorporado menos enxofre do que a Terra. A teoria sugere, também, que o núcleo venusiano se terá formado depois do da Terra e possuirá menor quantidade de sulfureto de ferro.

Estudos geofísicos e químicos indicam que o núcleo de Vénus representa 50% do seu raio e que a densidade das diferentes camadas do planeta varia em profundidade, sendo de  $2.8 \text{ g/cm}^3$  para a crosta, de  $3.3 \text{ g/cm}^3$  para o manto superior,  $5.3 \text{ g/cm}^3$  para o manto inferior e  $7.5 \text{ g/cm}^3$  para o núcleo (Mursky 1996).

Vénus possui uma crosta cuja espessura pode variar entre 10-30 km. A presença de basaltos à superfície é explicada pela existência de um manto parcialmente fundido (Mursky 1996). Medições de radioactividade, feitas pela sonda Venera 8, parecem indicar, também, a existência de rochas graníticas (Uchupi e Emery 1993). A diferença de composição das rochas basálticas analisadas pelas sondas Venera 13 e 14 e Vega 2, usando fluorescência de raios-X,

potencializam uma divisão do manto em duas zonas, a superior e a inferior. O vulcanismo basáltico, que se crê resultante de um manto parcialmente fundido, e a semelhança de composição entre os basaltos terrestres e venusianos, sugerem que a composição do manto superior seja idêntica à do terrestre. De acordo com Uchupi e Emery (1993) e Mursky (1996), os minerais que constituem o manto devem ser piroxenas ( $\simeq$  63%), olivina ( $\simeq$  28%) e granada ( $\simeq$  5%).

Estima-se que a espessura da litosfera varie entre 60-80 km, assim se trate de uma região com estruturas associadas a plumas mantélicas, como vulcões ou coronas, ou regiões de menor actividade das correntes de convecção no manto (Mursky 1996).

Segundo Mursky (1996), a ausência de campo magnético em Vénus pode levar a pensar que o núcleo não possui correntes de convecção, apesar das elevadas pressões e temperaturas que deveriam ser suficientes para permitir esse fluxo. Uchupi e Emery (1993) referem a provável existência de um núcleo líquido de tamanho moderado. Outra explicação para a ausência de campo magnético é a lenta rotação do planeta (Uchupi e Emery 1993, Mursky 1996).

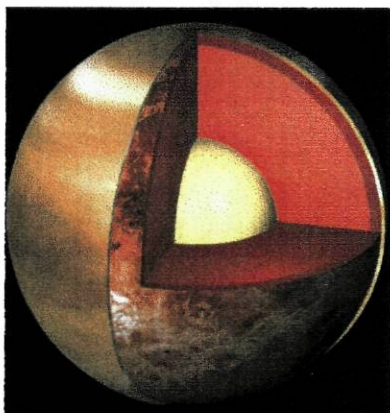


Figura 3.6 – Estrutura interna de Vénus (URL42).

Vénus possui uma atmosfera tóxica e densa constituída, basicamente, por dióxido de carbono. A sua elevada temperatura média (475°C) faz dele o planeta telúrico mais quente o que, associado à pressão à superfície, à atmosfera tóxica e ausência de água, torna este ambiente hostil ao desenvolvimento de vida como a conhecemos (Uchupi e Emery 1993, Encrenaz et al. 1995, Audoze e Israel 1996, Mursky 1996, Freedman e Kaufmann 1998). A superfície está escondida por nuvens que possuem ácido sulfúrico, conferindo a este planeta um grande poder de reflexão da luz, ácido nítrico e ácidos hidrocluóricos (Encrenaz et al. 1995).

### 3.2.5 Marte

Marte é o quarto planeta a contar do Sol e tem muitas características em comum com a Terra, embora só tenha cerca de metade do seu raio. Apresenta uma estrutura interna (figura 3.7) com núcleo metálico rodeado de manto e crosta. A densidade média do planeta ( $3.9 \text{ g/cm}^3$ ) sugere, quando comparada com a Terra, um menor teor em ferro (25% da massa em comparação com 33% na Terra) e maiores proporções de voláteis como o oxigénio e enxofre.

O campo gravítico e a baixa densidade da crosta ( $2.9 \text{ g/cm}^3$ ) indica que esta camada tem uma espessura média de 50 km, embora varie com a topografia (8 km na planície de Hellas e 77 km na região vulcânica de Tharsis). Informações fornecidas pela sonda Viking indicam uma abundância de ferro, magnésio, cálcio, enxofre, alumínio, cloro e titânio. Análises do rególito indicam produtos de alteração do basalto, bem como a presença de titanomagnetite provavelmente responsável pelo magnetismo do solo (Uchupi e Emery 1993). As diferentes intensidades de albedo indicam vários graus de oxidação do basalto. O estudo do espectro de infravermelhos, pela sonda Mariner 9, indicia uma mistura de basalto e argilas no rególito.

A densidade do manto ( $3.45 \text{ g/cm}^3$ ) sugere um teor em ferro duas a três vezes inferior ao do manto terrestre, constituído por óxido de ferro (FeO), olivina (75% de fosterite, 25% de faialite) e piroxena. Registos sísmicos da sonda Viking 2 evidenciaram, no manto superior, uma mudança de densidade causada por uma expansão termal produzindo, possivelmente, uma astenosfera à profundidade de 250 km (Uchupi e Emery 1993). Se assim fôr, a litosfera terá uma espessura que varia entre 80 a 200 km o que impede que haja actividade tectónica idêntica à da Terra (Encrenaz et al. 1995).

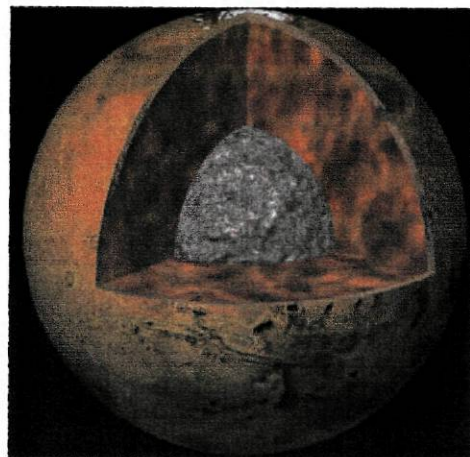


Figura 3.7 – Estrutura interna de Marte (URL14).

Marte tem um campo magnético muito fraco (2% do campo magnético terrestre) que possibilita a existência de um núcleo metálico líquido. O fraco campo magnético pode dever-se à menor quantidade de material condutivo no núcleo, ou às propriedades dinâmicas desse material que não permitem um efeito de dínamo significativo. O momento de inércia do planeta reforça a ideia de um núcleo denso, provavelmente rico em ferro, na forma metálica (Fe) e de sulfureto (FeS) (Encrenaz et al. 1995, Audoze e Israel 1996, Mursky 1996). Encrenaz et al. (1995) refere, com base em medições do campo magnético, que a existência de um campo magnético fraco sugere um núcleo líquido mas não exclui a possibilidade de existir uma parte sólida. Esta camada terá aproximadamente 1700 km de espessura.

Freedman e Kaufmann (1998) consideram que, de uma forma geral, Marte não possui campo magnético no entanto, existem regiões da crosta que estão magnetizadas e que levam a crer serem verdadeiras relíquias de uma época primordial em que o planeta tinha campo magnético.

Dados sísmicos da sonda Viking indicam que Marte é um planeta geologicamente inactivo (Tittman 1979). Solomon (in Uchupi e Emery 1993) refere que ausência de actividade sísmica é uma consequência da elevada espessura da litosfera. Encrenaz et al. (1995) defende que devido ao decaimento de elementos radioactivos a energia interna diminuiu com o tempo inferindo, daí, que a actividade geológica de Marte está, provavelmente, extinta enquanto a da Terra, que possui mais massa, está ainda activa. Golombek et al. (1992), defendem, porém, que a existência de estruturas vulcânicas à superfície sugerem que Marte está activo. Crêem, também, que a tensão causada pelo arrefecimento da litosfera deveria resultar em actividade sísmica que seria, eventualmente, maior que a da Lua e menor que a da Terra.

Marte tem uma atmosfera menos espessa e 100 vezes menos densa que a da Terra, constituída por 95% de dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>), 2.7% de nitrogénio, 1.6% de argón e pequenas porções de outros gases. Pensa-se que a velocidade de escape tenha feito ejectar a atmosfera inicial, não tendo formado uma nova, por dificultar a fixação dos voláteis (Uchupi e Emery 1993, URL14, URL18). Uma vez que a quantidade de dióxido de carbono é muito elevada poder-se-ia esperar um efeito de estufa, que aumentasse a temperatura do planeta, o que não acontece porque a atmosfera é pouco espessa, diluindo o dióxido de carbono (Encrenaz et al. 1995).

Marte tem dois satélites, Phobos e Deimos, que são pequenos objectos irregulares, de forma elipsóide, com órbita circular (tabela 3.4). A superfície de ambos os satélites está coberta por um rególito de cor escura e saturada de crateras.

A baixa densidade de Phobos indica uma composição rica em elementos leves, potencializando um interior muito poroso ou contendo material de baixa densidade, como o gelo. O espectro de Phobos e Deimos reflectem superfícies muito secas. A cor e o albedo indicam que estes corpos têm uma composição semelhante à dos condritos carbonáceos, o que permite supor a sua captura por Marte (Uchupi e Emery 1993, Audoze e Israel 1996).

Tabela 3.4 – Algumas características físicas dos satélites (Uchupi e Emery 1993, Encrenaz et al. 1995, Audoze e Israel 1996, Freedman e Kaufmann 1998).

Satélite de Marte	Distância média ao Planeta (km)	Diâmetro equatorial (km)	Densidade Média ( $\text{g/cm}^3$ )	Velocidade de escape ( $\text{km/s}$ )	Gravidade relativa (Terra=1)	Excentricidade	Temperatura média à superfície (K)	Período de rotação (dias terrestres)	Período de revolução (dias terrestres)
Phobos	9 400	28x23x20 a)	$\approx 1.90$	0.016	0.3 - 0.5	0.01	$\approx 225$	0.3	1.3
Deimos	23 500	16x12x10 a)	$\approx 1.50$	0.006	0.3	0.0	$\approx 225$	0.3	1.3

As características de Phobos e Deimos levam a crer que sejam objectos primitivos capturados por Marte. De acordo com Brahic (in Audoze e Israel 1996), alguns cientistas pensam que a matéria que os constitui se assemelha à “poeira primordial” e aos planetóides primitivos que originaram os planetas. Outros, defendem que estes satélites são asteróides, oriundos da cintura de asteróides, e capturados por Marte (Encrenaz et al. 1995, Freedman e Kaufmann 1998, URL15, URL29). Contudo, a origem destes corpos é ainda desconhecida. Serão asteróides capturados após a formação de Marte ou remanescentes da sua formação?

### 3.3. Morfologia dos planetas telúricos

#### 3.3.1 Considerações gerais

As morfologias dos planetas telúricos podem ser agrupadas em três categorias principais de acordo com os processos responsáveis pela sua génese, em morfologias endógenas, exógenas e exóticas (Uchupi e Emery 1993). As morfologias **endógenas** são devidas à acção das forças internas do planeta (tectonismo, plutonismo e vulcanismo), as **exógenas** são aquelas que derivam da acção dos agentes externos, como por exemplo, factores climáticos, erosão, transporte e deposição à superfície, e as **exóticas** resultam do bombardeamento por meteoróides e cometas. Estes três processos geradores de morfologias podem ter actuado em conjunto num mesmo corpo planetário (Uchupi e Emery 1993, Freedman e Kaufmann 1998).

As morfologias exóticas representam a continuação dos processos responsáveis pela formação dos planetas e satélites. O impacto de grandes meteoróides provocaram o incremento da massa no corpo impactado e alterações das morfologias exóticas da superfície. As características dos terrenos exóticos, em qualquer corpo, são controladas pela existência de atmosfera, densidade e composição do corpo que sofreu o impacto (Uchupi e Emery 1993, Encrenaz et al. 1995). Os registos das morfologias exóticas antigas podem ter sido parcialmente perdidos devido a processos vulcânicos ou tectónicos. Como resultado, a área total com morfologias exóticas nos planetas telúricos, é em média, de 14%, sendo menor que 1% em Vénus e na Terra e até 84% na Lua (tabela 3.5) (Uchupi e Emery 1993). De um modo geral, é esperado que os corpos maiores tenham menor percentagem de formas exóticas devido à posterior obliteração por processos endógenos e exógenos.

Após a sua formação, todos os planetas telúricos sofreram erosão, pelo menos por acção dos impactos contínuos de meteoróides, que fragmentaram as rochas da superfície. Estes impactos levaram à formação de ejecta que, ao ser projectado, pode ter originado finas camadas sedimentares. No caso da Terra, as morfologias exógenas são geradas por acção dos agentes externos, podendo considerar-se a erosão, transporte e sedimentação devidas essencialmente à água e ao vento. Na Lua, Mercúrio e Vénus, que não possuem água líquida nem vento, estas morfologias reflectem movimentos de massa ao longo de escarpas de falha, na periferia de crateras de impacto, nas crateras e vertentes dos vulcões e nas frentes de correntes de lava (Uchupi e Emery 1993). Quanto a Marte, a sua superfície apresenta morfologias (resultantes de erosão, transporte e sedimentação) que parecem ter sido originadas por grandes volumes

líquidos. A erosão provocada por cursos de água já não opera hoje no planeta devido às suas temperaturas extremamente baixas. São vestígios dessa acção exógena a existência de um antigo glaciar (capas de gelo polar), de canais formados por inundações e de redes de vales encaixados entre as regiões de crateras, representando canais de drenagem onde fluíam os rios ou o permafrost fundido, quando o planeta estava mais quente, originando morfologias de escoamento (Uchupi e Emery 1993, Freedman e Kaufmann 1998, URL18, URL30). A inexistência de água ou qualquer outro líquido, desde há muito, fez com que a superfície se mantivesse quase inalterada por milhares de milhões de anos. Consequentemente, a maior parte da erosão e do transporte das poeiras disseminadas pelo planeta é obra dos ventos (Uchupi e Emery 1993, URL30). As morfologias endógenas de Marte foram modificadas pelas exógenas representando, assim, estruturas intermédias entre planetas sem água e a Terra (URL 30).

As morfologias endógenas são muito importantes na Terra. Os movimentos de convexão do manto geram movimentos divergentes, convergentes e de translação das placas litosféricas, o que contribui para a formação de estruturas e morfologias particulares, únicas neste planeta. Vénus e Marte não possuem placas litosféricas sendo as suas estruturas endógenas originadas essencialmente por plumas mantélicas cilíndricas (Uchupi e Emery 1993, Freedman e Kaufmann 1998). Marte apresenta uma dicotomia crustal causada por processos endógenos ou por um impacto gigante de um corpo planetário nos primórdios da sua história. Pequenas plumas cilíndricas penetraram a sua litosfera formando os grandes edifícios vulcânicos de Tharsis e Elysium. Vénus possui muito poucas crateras de impacto pois a actividade ígnea repetida foi apagando esses registos. A sua crosta é pouco espessa, tendo sido atravessada pelas plumas que geraram uma espécie de actividade tectónica, provocando ruptura e curvatura da litosfera. O levantamento desta originou as coronas e aracnóides (morfologias específicas deste planeta) e a formação de grandes regiões montanhosas (Uchupi e Emery 1993). A Lua é dominada por morfologias exóticas, tendo as endógenas uma representação de apenas 16% (tabela 3.5). Não existem características relacionadas com tectónica de placas e são raras as de origem vulcânica, consistindo possivelmente em cones de cinzas e domos associados. Em contraste com a Lua, Mercúrio tem uma superfície dominada por estruturas endógenas. Cerca de 76% da metade que foi fotografada, são quase todas planícies de origem vulcânica. Porém, não existe evidência de morfologias endógenas produzidas pela actividade tectónica (Uchupi e Emery 1993, Encrenaz et al. 1995).

Tabela 3.5- Distribuição das morfologias nos planetas telúricos  
(em percentagem) (segundo *Uchupi e Emery 1993*).

Morfologias Planetas	Endógenas	Exógenas	Exóticas	
			Crateras	Fusão por impacto
Terra	54	46	<1	<1
Lua	16	0	84	<1
Mercúrio	76	0	24	<1
Vênus	99	<1	<1	<1
Marte	19	37	44	<1

As morfologias dos planetas, embora parecidas, não são completamente iguais pelo que houve necessidade de arranjar nomenclaturas de referência, que possam ser utilizadas a fim de uniformizar a linguagem (tabela 3.6).

Tabela 3.6 - Nomenclatura das formas de terreno nos planetas telúricos (compilado de Uchupi e Emery 1993, Mursky 1996, Freedman e Kaufmann 1998).

	Designação	Caracterização	Planetas em que aparecem
Formas gerais	<i>Terra (Terrae)</i>	Grandes extensões de terreno com morfologia variada (equivalente aos continentes terrestres)	Todos os planetas
	<i>Regio (Regiones)</i>	Regiões com topografia elevada, incluídas ou não nas Terrae	Vénus e Marte
	<i>Mons (Montes)</i>	Montanhas, frequentemente de natureza vulcânica	Vénus e Marte
	<i>Planum (Plana)</i>	Planaltos ou planícies elevadas com diferentes origens	Vénus e Marte
	<i>Planitia (Planitiae)</i>	Planícies baixas normalmente associadas a crateras de impacto de grandes dimensões	Vénus e Marte
	<i>Mare (Maria)</i>	Depressões preenchidas por material basáltico	Lua
Formas específicas	<i>Vallis (Valles)</i>	Formas semelhantes à dos vales terrestres, podendo corresponder, a processos genéticos distintos (correntes fluviais, escoadas lávicas de grande extensão ou fossas tectónicas)	Vénus e Marte
	<i>Fossa (Fossae)</i>	Depressões alongadas e profundas de natureza tectónica	Vénus e Marte
	<i>Chasma (Chasmata)</i>	Estruturas lineares correspondentes a fossas ou vales com escarpas e interpretadas como estruturas distensivas	Vénus e Marte
	<i>Crater (Craters)</i>	Crateras de impacto	Vénus e Marte
	<i>Patera (Pataeae)</i>	Crateras profundas e complexas normalmente interpretadas como caldeiras vulcânicas	Vénus e Marte
	<i>Rupes</i>	Escarpas de origem tectónica	Vénus
	<i>Dorsum (Dorsa)</i>	Zonas elevadas e alongadas semelhantes às cristas terrestres	Vénus
	<i>Linea (Lineae)</i>	Estruturas alongadas de origem tectónica	Vénus
	<i>Tessera (Tesserae)</i>	Terrenos caóticos com duas ou mais direcções de cristas ou fossas anastomosadas, interpretadas como estruturas compressivas (em Marte aparecem no fim dos chasmas)	Vénus
	<i>Corona (Coronae)</i>	Estruturas circulares de grandes dimensões (em média 250 km de diâmetro) rodeados por um anel de cristas e fossas concêntricas, internamente ocupada por materiais vulcânicos e externamente com estruturas radiais do tipo graben. Correspondem a estruturas mistas (tectónicas e vulcânicas) interpretadas como a expressão crustal de fenómenos mantélicos (plumas?). Os aracnóides são estruturas precursoras das coronas	Vénus
	<i>Novae</i>	Estrutura radial tipo estrela. Podem representar coronas intermédias ou aquelas cujo desenvolvimento foi impedido.	
	<i>Anémonas</i>	Escoadas lávicas emitidas a partir de uma fissura (raras)	Vénus
	<i>Domos vulcânicos:</i>		
	<i>Ticks</i>	Domos circulares de dimensão média (25 km de diâmetro) com cristas e fossas radiais por onde sai a lava	Vénus
<i>Pancakes</i>	Domos com estrutura concêntrica e radial parecendo estar associados a lavas mais ácidas. Ocorrem, normalmente, em grupos		

### 3.3.2 Morfologias de referência

Dos planetas telúricos, a Terra é o mais complexo e com maior diversidade de morfologias. Uma vez que habitamos este planeta temos a oportunidade de estudar os processos geológicos que formam e modelam a sua superfície. A exploração planetária evidenciou que as superfícies dos planetas rochosos e dos seus satélites estiveram, de um modo geral, sujeitas aos mesmos processos geológicos que a Terra. A importância e forma de acção de cada um difere de planeta para planeta, de acordo com o ambiente local. O vulcanismo, o tectonismo, a erosão e o impacto de meteoróides são os principais processos modeladores da superfície dos planetas. Reconhecendo as morfologias produzidas por cada um destes processos, é possível revelar a história da superfície de um planeta. O conhecimento das morfologias terrestres e dos processos que as originaram é, pois, fundamental como termo de comparação para as morfologias dos outros planetas telúricos.

#### 3.3.2.1 *Morfologias devidas a processos endógenos*

##### *Morfologias vulcânicas*

A produção e transferência de calor é fundamental para o desenvolvimento de processos internos. Como consequência do calor, o material em profundidade funde e pode ascender à superfície formando vulcões. Os vulcões diferem no tamanho, forma e tipo de material que expõem. A natureza dos produtos expelidos, a morfologia das suas acumulações e os edifícios vulcânicos dependem fundamentalmente do carácter das fracções magmáticas que lhes dão origem. Sabe-se que a viscosidade do magma aumenta com o teor em sílica e que, pelo contrário, a fluidez é maior nos magmas mais ricos em ferro e magnésio, aumentando com a temperatura e com a quantidade de água contida no magma. Outro aspecto importante no tipo de actividade vulcânica é o teor de gases dissolvidos no magma, pois esse parâmetro condiciona a temperatura de solidificação da lava e, consequentemente, a sua mobilidade, além de determinar o carácter mais ou menos explosivo das erupções (Encrenaz et al 1995, Mursky 1996, Freedman e Kaufmann 1998).

Existe uma variedade considerável de erupções vulcânicas. Algumas são relativamente calmas, expulsando lava fluida, enquanto outras são explosivas libertando uma grande

quantidade de materiais piroclásticos. As lavas fluidas tendem a formar edifícios baixos e de grande extensão lateral, enquanto as lavas viscosas originam morfologias relativamente pequenas mas escarpadas. As erupções explosivas produzem e dispersam grande quantidade de material fragmentado. Nalguns casos podem ocorrer depressões das crateras devido às explosões ou colapso do tecto da câmara magmática (Mursky 1996, Press e Siever 1998).

A classificação da actividade vulcânica difere de autor para autor estando apresentada na tabela 3.7 uma síntese da actividade vulcânica segundo Mursky (1996). De uma forma muito geral pode estabelecer-se uma relação entre o tipo de actividade vulcânica e a morfologia dos respectivos edifícios construídos. É aceite que a uma actividade vulcânica efusiva (tipo havaiano) se associe a cones de lava em forma de escudo enquanto que os cones de cinzas e os cones compósitos são o resultado de actividade vulcânica explosiva ou mista (tipo vulcaniano ou estromboliano) (Press e Siever 1998).

Os **vulcões escudo** têm a aparência de um cone achatado e extenso cuja base da vertente se une imperceptivelmente com a paisagem envolvente (figura 3.8). Os vulcões em escudo são construídos, basicamente, por fluxos basálticos que emanam do topo da cratera ou de fissuras dos flancos. A baixa viscosidade do magma basáltico confere-lhe uma grande velocidade de movimentação nas vertentes permitindo que as correntes de lava atinjam grandes distâncias (Mursky 1996, URL36). Dependendo do tamanho e do modo de construção, os vulcões em escudo podem ser designados islândicos e havaianos. Os vulcões islândicos são menores, construídos por saídas de lava da cratera ou de pequenas fissuras em zonas mais ou menos planas. Os escudos havaianos (ex. ilhas havaianas) são de maiores dimensões, possuem um cume aplanado e uma caldeira (ex. caldeira do Mauna Loa no Havai). As erupções islândicas diferem das havaianas pelo facto de envolverem uma grande quantidade de lava e uma actividade explosiva em menor proporção (Mursky 1996, Press e Siever 1998).

Tabela 3.7 – Classificação das erupções vulcânicas (segundo Mursky 1996).

Tipo de Actividade	Tipo de erupção (exemplo)	Natureza do magma	Extensão da actividade explosiva	Natureza da actividade efusiva	Natureza dominante do material expulso	Estruturas construídas em torno da abertura
Efusivo	Islândica (Islândia)	Muito fluido	Muito fraca; dominam os repuxos de lava	Correntes de lava extensas	Fluxo grumoso, muito poucas cinzas e principalmente bombas	Planícies de lava extensas ou cones de lava muito achatados e extensos
Efusivo	Havaiano (Kilauea)	Fluido	Fraca; repuxos de lava	Correntes de lava pouco espessas e de grande extensão	Idêntico ao anterior	Cones de lava achatados e extensos
Efusivo	Estromboliano (Stromboli, Itália)	Moderadamente fluido	Expulsões fracas a violentas de lava pastosa / grumosa	Correntes de lava espessa e pouco extensas	Bombas, cinzas e cinzas vítreas	Cones de cinzas
Misto	Vulcaniano (Vulcano, Itália)	Viscoso	Expulsão moderada a violenta de fragmentos quentes de lava	Fluxos raros (quando presentes são curtos e espessos); raros fluxos de cinzas	Cinzas, bombas e pedrapomes	Cones de blocos e cinzas
Misto	Peleano (Monte Pelée, Martinica)	Viscoso	Como no anterior; muitas vezes com nuvens ardentes	Domos e/ou correntes curtas e espessas de lava	Idêntico ao anterior	Domos; cones de pedra-pomes e cinzas
Misto	Pliniano (Vesúvio, Itália)	Viscoso	Muitas cinzas, colapso da caldeira	Correntes de cinza	Cinzas vítreas e pedrapomes	Cones raros (devido à explosão); camadas extensas de cinzas
Explosivo	Extremamente piroclástico (Valley of Ten Thousand Smokes, Alaska)	Viscoso	Expulsão de cinzas para a atmosfera	Correntes de cinzas extensas (dezenas de m <sup>3</sup> )	Idêntico ao anterior	Escudos aplanados e extensos ou planícies; muitas vezes formam caldeiras

Os **vulcões compósitos** (figura 3.9) são originados por um magma de natureza mais viscosa e, dependendo do tipo de descarga, as erupções que os geram podem ser estrombolianas, vulcanianas ou plinianas. Os aparelhos vulcânicos são simétricos, de grandes dimensões, escarpados, de declive acentuado, construído por camadas alternas de lava e de material piroclástico (estratovulcão), expelidos durante períodos de actividade explosiva (ex. monte Fuji no Japão, monte Shasta na Califórnia, monte Rainer e monte S<sup>ta</sup>. Helena em Washington). As rochas que compõem os vulcões compósitos são mais siliciosas que as dos vulcões em escudo sendo os andesitos o tipo de rocha mais comum, aparecendo pequenas quantidades de riólito e, por vezes, de basalto (Mursky 1996, Press e Siever 1998, URL36).

Outras estruturas vulcânicas, encaradas como variações de vulcões compósitos, são as **caldeiras** (figura 3.10). Estas depressões vulcânicas, muitas vezes circulares, correspondem a grandes crateras formadas, parcialmente, por actividade vulcânica explosiva mas especialmente por colapso da cratera devido ao abatimento do tecto da câmara magmática (Press e Siever 1998, URL36, URL38).

Os **cones de cinzas** são estruturas vulcânicas comuns, constituídas por pequenos fragmentos piroclásticos, as cinzas, que se acumulam em torno da cratera tornando-a circular e gerando aparelhos vulcânicos de forma cónica (figura 3.11). Estas estruturas são o resultado de uma lava bastante viscosa o que dificulta a erupção, acabando por ocorrer através de violentas explosões cuja intensidade determina a dimensão do material piroclástico que é projectado (Encrenaz et al 1995, Mursky 1996, Press e Siever 1998, URL36).



a)



b)

Figura 3.8 – Vulcões escudo, a) perfil do Mauna Loa (Havai) (URL39); b) ilhas Galápagos, vistas de topo (URL35).



Figura 3.9 - Cone composto (URL39).



Figura 3.10 - Caldeira (Press e Siever 1998).



Figura 3.11 – Cone de cinzas, Mauna Kea (URL37).

## Outras morfologias endógenas

A litosfera terrestre está dividida em placas tectónicas que podem conter crosta oceânica e continental. Devido à libertação da energia interna geram-se correntes de convecção no manto que promove a movimentação das placas litosféricas, as quais se podem deslocar relativamente às adjacentes de três maneiras possíveis: divergentes, convergentes e transformantes (tabela 3.8).

A interacção entre placas litosféricas resulta na formação de cadeias montanhosas, sismos, vulcões, fossas oceânicas, dobras (figura 3.12), falhas, arcos-ilha, vales de rifte. Os limites de placas, além de coincidirem com a localização preferencial dos sismos e vulcões, são zonas de grande deformação devido à interacção entre duas placas. Ao contrário, as porções interiores das placas litosféricas (cratões) são zonas tectonicamente estáveis (Encrenaz et al. 1995, Mursky 1996, Press e Siever 1998).

Tabela 3.8 - Características da actividade vulcânica associada a diferentes tipos de limite de placas (compilado de Encrenaz et al. 1995, Mursky 1996, Press e Siever 1998).

Tipo de limite	Tipo de placas envolvidas	Topografia	Acontecimento geológico	Exemplos	Tipo de actividade vulcânica
<b>Divergente</b> (forças distensivas)	Oceânica-oceânica	Dorsal médio-oceânica	Alargamento do fundo oceânico, sismos, magmatismo, vulcões	Crista médio-Atlântica	Basáltica
	Continental-continental	Vale de Rifte	Separação de continentes, sismos, vulcões, magmatismo	Rifts da África Oriental	Basáltico a riolítico
<b>Convergente</b> (forças compressivas)	Oceânica-oceânica	Arcos-ilhas e fossas oceânicas	Subdução, sismos profundos, magmatismo, vulcões e deformação de rochas	Ilhas Aleúteas (Alasca)	Basáltica a andesítica
	Continental-oceânica	Arcos vulcânicos e fossas oceânicas	Subdução, sismos profundos, magmatismo, vulcanismo, deformação de rochas	Montanhas dos Andes	Andesítica (muitas vezes explosivo)
	Continental-continental	Montanhas	Sismos profundos, deformação de rochas	Montanhas dos Himalaias	Geralmente nenhum
<b>Transformante</b> (forças de cisalhamento)	Oceânica-oceânica	Deformação de rifts	Sismos	Contacto do Pacífico Sul e Pacífico Oriental	Nenhum
	Continental-continental	Falhas e deformação de montanhas	Sismos e deformação de rochas	Falha de S. <sup>10</sup> André	

O movimento divergente das placas é acompanhado da saída de material na zona de separação originando, ao nível do fundo oceano, longas cadeias montanhosas por vezes maiores que as continentais, as cristas médio-oceânicas (figura 3.13), que exibem vulcanismo basáltico e falhas causadas pelas forças distensivas. A divergência de placas continentais gera longos vales de rifte e é acompanhada por actividade vulcânica alcalina.

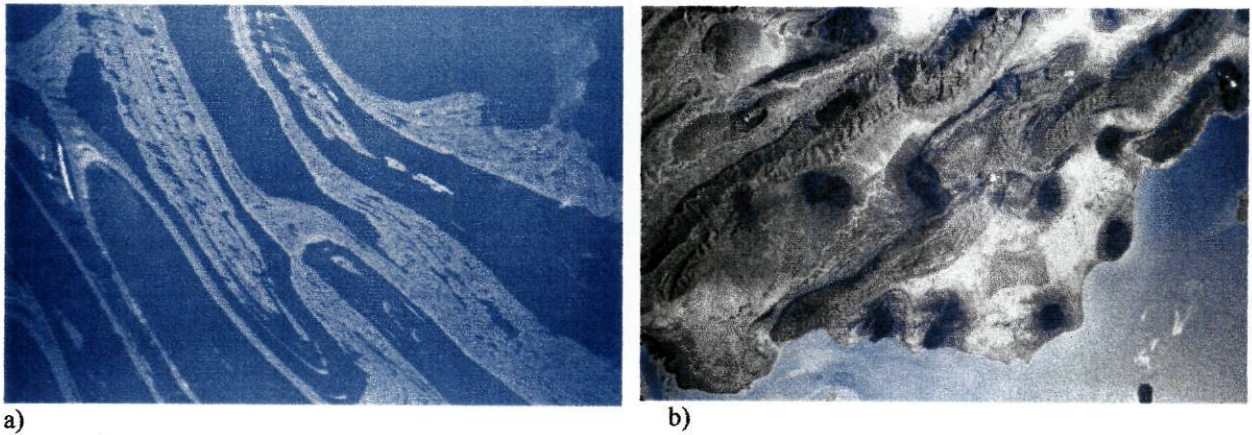
A convergência de placas implica a colisão entre duas placas originando cadeias montanhosas (figura 3.14a), nomeadamente os Himalaias e os Alpes, no caso de se tratarem de placas continentais. No entanto, a formação de cadeias montanhosas pode resultar, também, do choque entre uma placa oceânica com uma continental, que por subducção da placa oceânica origina uma cadeia montanhosa paralela à zona de subducção, acompanhada de fenómenos vulcânicos, como é o caso da cordilheira dos Andes (figura 3.14b). A actividade orogénica envolvendo duas placas oceânicas implica a subducção de uma delas gerando fenómenos de vulcanismo dos quais resultam cadeias de ilhas vulcânicas (arcos-ilha) nas proximidades da zona de subducção (ex. ilhas Aléutes e ilhas do Pacífico) (figura 3.15).

O terceiro tipo de limite entre placas, transformantes, ocorre quando duas placas deslizam horizontalmente, uma em relação à outra. A falha de S<sup>lo</sup>. André (figura 3.16) é um bom exemplo de falha transformante envolvendo duas grandes placas, a placa oceânica do Pacífico e a placa continental Norte Americana. Nestes limites de placas são vulgares os fenómenos sísmicos, não acontecendo actividade vulcânica. Todavia, a acção das forças de cisalhamento sobre duas placas oceânicas originam as inúmeras falhas transformantes que atravessam, por exemplo, os rifts médio-oceânicos (figura 3.13) (Encrenaz et al. 1995, Mursky 1996, Freedman e Kaufmann 1998, Press e Siever 1998).

Segundo Press e Siever (1998), a acompanhar a orogenia existe a formação de intrusões magmáticas (figura 3.17) que originam batólitos. Tal é o caso representado pela figura 3.18, inicialmente considerado como resultado do impacto de um meteorito mas que, na realidade, se trata de um batólito erodido.

Além do vulcanismo associado a placas tectónicas existe outro que é explicado por plumas mantélicas, designadamente os vulcões intraplacas. A origem destes vulcões é atribuída aos “hot spots” ou pontos quentes, pequenos centros de actividade vulcânica, associadas a plumas mantélicas ascendentes que, ao atingirem a placa litosférica em movimento, podem originar cadeias de ilhas oceânicas (figura 3.15 e 3.19) (ex. ilhas havaianas, ilhas Galápagos) (Uchupi e Emery 1993, Encrenaz et al. 1995, Mursky 1996, Press e Siever 1998). Assim, as

plumas não são mais que colunas tubiformes de magma com origem na base do manto, mais especificamente na camada D, que atingiram a superfície (Encrenaz et al. 1995, Freedman e Kaufmann 1998). Grande parte dos “hot spots” localiza-se nos continentes, sendo a placa africana a que contém maior concentração destes (Mursky 1996). Uchupi e Emery (1993) referem que uma pluma com uma grande cabeça esférica pode provocar o levantamento (uplift) da crosta, vulcanismo basáltico fluído e, possivelmente, metamorfismo regional ou fusão da crosta.



3.12 – Dobras, a– Dobras em metassedimentos (Austrália); b – Dobras e Domos salíferos (estruturas circulares escuras) (Irão) (*URL34*).

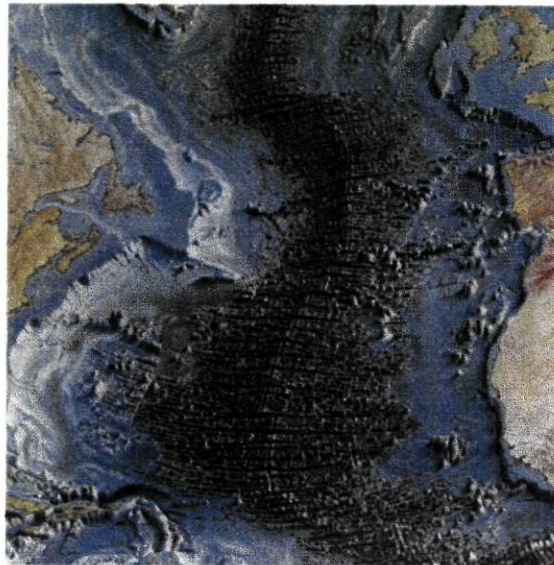
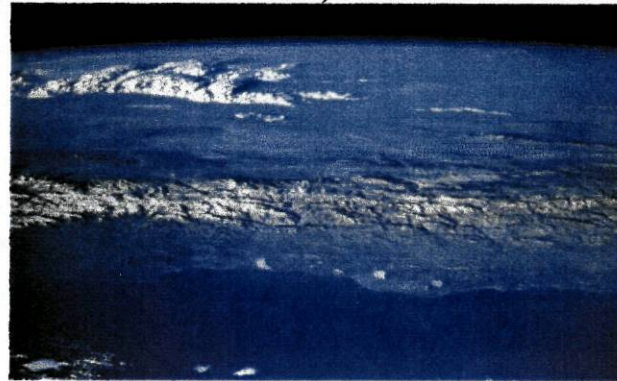


Figura 3.13 – Dorsal Médio-Atlântica cortada por falhas transformantes (*Freedman e Kaufmann 1998*).



a)



b)

Figura 3.14 – a) Montanha do planalto do Tibete (URL39), b) cordilheira dos Andes, Chile (URL34).

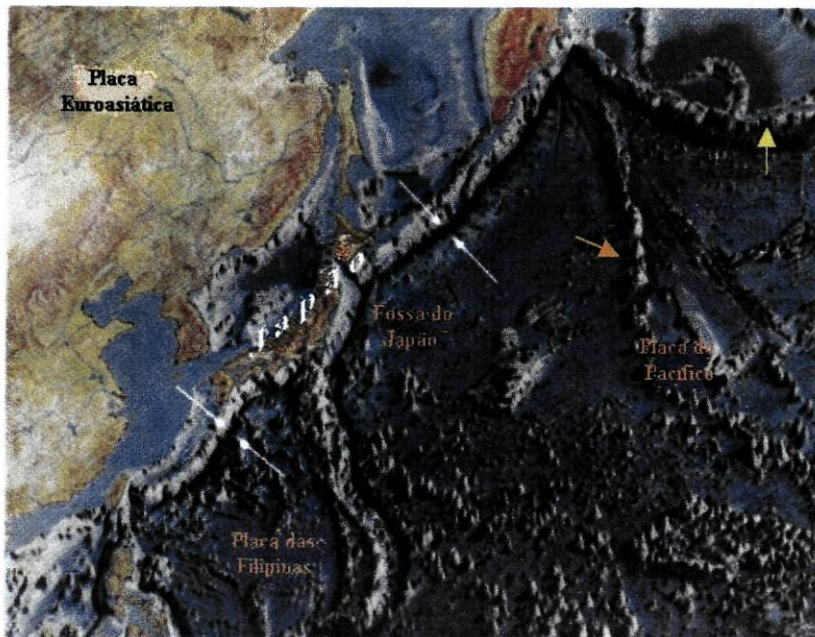


Figura 3.15 – Fossa do Japão (seta branca) devido à convergência de placas. Cadeia vulcânica do Havai (seta laranja) e Ilhas Aleutes (seta amarela) (Press e Siever 1998).

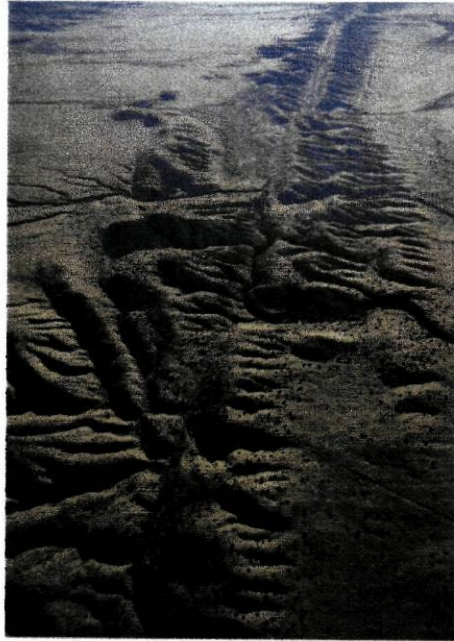


Figura 3.16 – Falha de S<sup>to</sup>. André (*Press e Siever 1998*).

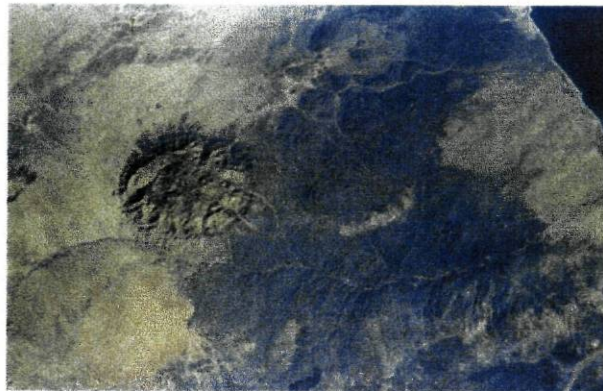


Figura 3.17 – Intrusão de Brandberg, Namíbia. Estrutura circular com cerca de 2.5 km de diâmetro. Corresponde a uma intrusão granítica com cerca de 120 M.a. e parece estar relacionada com intrusões que precedem a abertura do Atlântico (*URL34*).

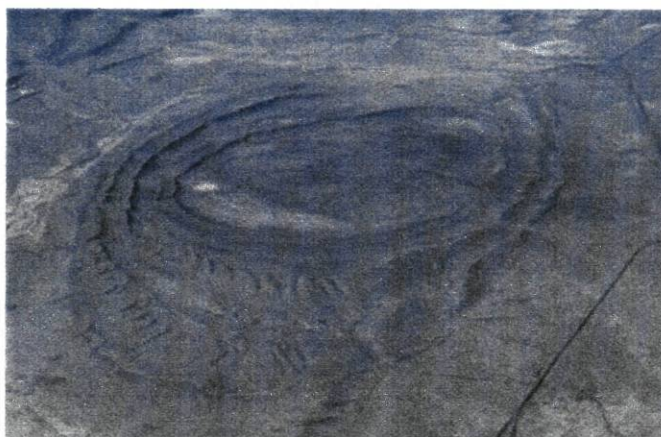


Figura 3.18 – Domo erodido. A auto-estrada que passa à direita sugere as suas dimensões (*Press e Siever 1998*).



Figura 3.19 – Vulcões Kamchatka, Rússia. Os pico triangulares a azul são os vulcões e, a branco, uma cobertura de neve. Esta zona vulcânica situa-se sobre um limite de placas tectónicas (*URL35*).

### 3.3.2.2 *Morfologias devidas a processos exógenos*

Os processos exógenos produziram uma enorme variedade de morfologias resultantes da acção da água, vento, gelo e movimento de terrenos por acção da força gravítica (Uchupi e Emery 1993, URL32). Nos planetas cuja acção da água e do vento não se verificam, os processos exógenos limitam-se à acção da força gravítica (URL32).

As morfologias fluviais são produzidas por acção da água, a qual existe nos oceanos, atmosfera, rios, lagos, em subterrâneo e nos glaciares. Na Terra, a movimentação da água é o

agente de erosão mais importante, sendo responsável pela formação de sedimentos, do seu transporte e sedimentação (Mursky 1996). A sua acção modela a paisagem esculpindo vales e desfiladeiros (ou canhões) em zonas de topografia mais acidentada (figura 3.20) e redes de drenagem fluviais com aspecto dendrítico (figura 3.21) em regiões onde o declive é mais reduzido ou quase horizontal (Mursky 1996, Press e Siever 1998, URL34).

Os sedimentos transportados em suspensão pelas correntes são posteriormente depositados e, caso se acumulem nas vertentes de montanha, podem originar estruturas em forma de leque, leques aluvionares (figura 3.22) (Press e Siever 1998). A morfologia de deposição dos detritos depende não só da topografia mas também, entre outros factores, da velocidade da corrente. O aumento da capacidade de um rio pode permitir que bancos de sedimentos existentes sejam erodidos e se formem novos bancos. Estes bancos reorientam o fluxo do rio, conferindo-lhe a aparência entrelaçada (figura 3.23) (Mursky 1996, Press e Siever 1998, URL34).

Além das morfologias exógenas construídas pela água líquida existem também as relacionadas com os gelos, que cobrem cerca de 10% da superfície terrestre. Nas regiões polares o solo está sempre congelado (permafrost) e coberto por grandes massas de gelo, os glaciares (figura 3.24a). A movimentação de massas de gelo gera vales em forma de U (figura 3.24b) (Press e Siever 1998).

Os processos eólicos devem-se à acção do vento, pelo que qualquer planeta com atmosfera dinâmica e uma superfície sólida os apresenta. Pelo menos, é o que acontece na Terra, Vénus e Marte (Montgomery 1995, Mursky 1996, Press e Siever 1998).

O vento promove a erosão, transporte e sedimentação de grande quantidade de material. Durante o transporte dos detritos o vento pode depositá-los produzindo vários tipos de morfologias eólicas, de acordo com o tamanho dos detritos e da velocidade e direcção do vento. Os depósitos de areias podem tomar a forma de dunas e ergs (ou campos de dunas) (figura 3.25), como por exemplo o deserto da Líbia que está coberto por uma extensa camada de areia apenas com alguns metros de espessura. Na Terra os processos eólicos ocorrem, principalmente, em regiões áridas e nas linhas de costa onde existe partículas de areia (Montgomery 1995, Mursky 1996, Press e Siever 1998, URL34).

Um outro tipo de morfologias exógenas são as produzidas por movimentação de terrenos que resulta do escorregamento de uma grande quantidade de material ao longo de um declive, devido à acção da força da gravidade associado à instabilidade do terreno e à natureza do material movido (Montgomery 1995, Mursky 1996, Press e Siever 1998).

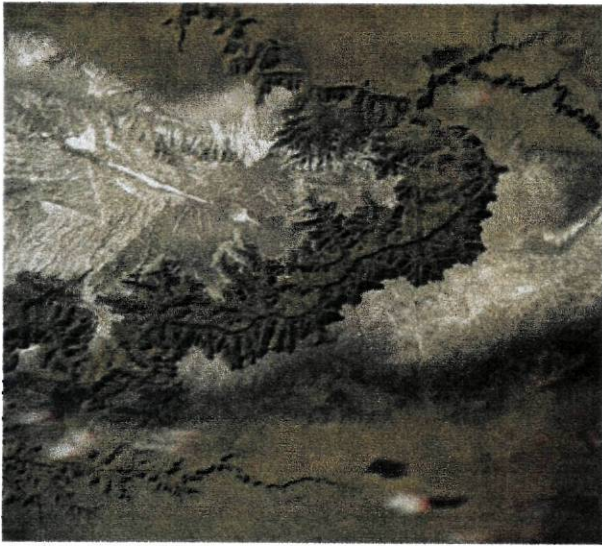


Figura 3.20 – Grand Canyon, Arizona. Tem 260 km de extensão e 1.8 km de profundidade (URL39).



Figura 3.21 – Canais de rio com aspecto dendrítico, Rio de Yemen (URL34).



Figura 3.22 – Leque aluvionar (Press e Siever 1998).

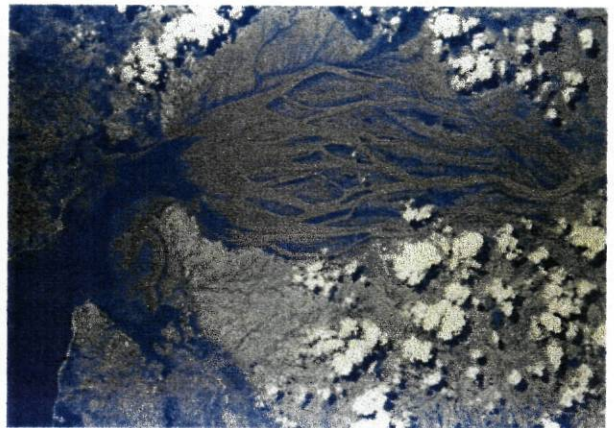


Figura 3.23 – Canais de drenagem entrelaçados com sedimentos no rio Betsiboka, Madagáscar (URL34).

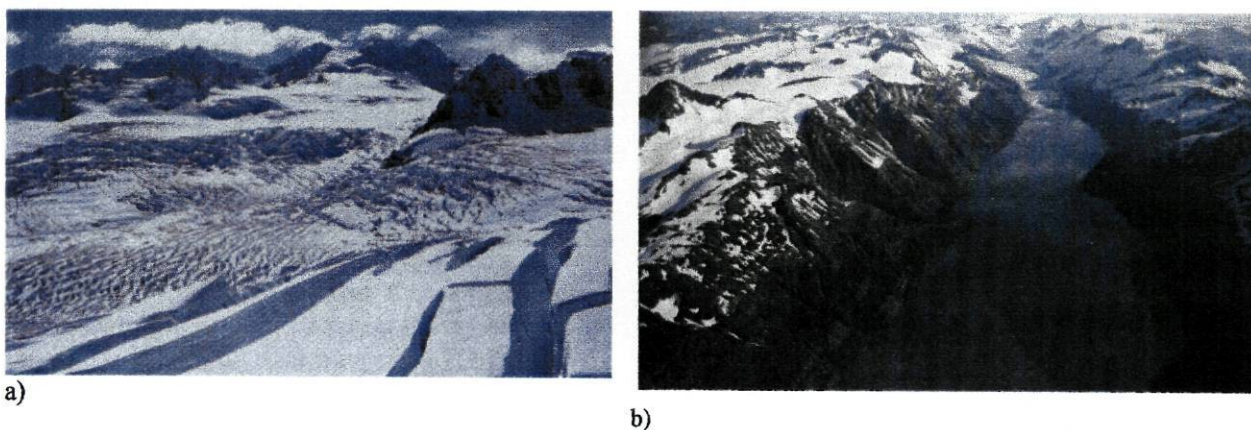


Figura 3.24 – Glaciares. a) glaciár, Nova Zelândia, evidenciando fracturas devido ao movimento do gelo para zonas inferiores; b) fiorde do parque nacional do Alasca mostrando um vale em U (*Press e Siever 1998*).

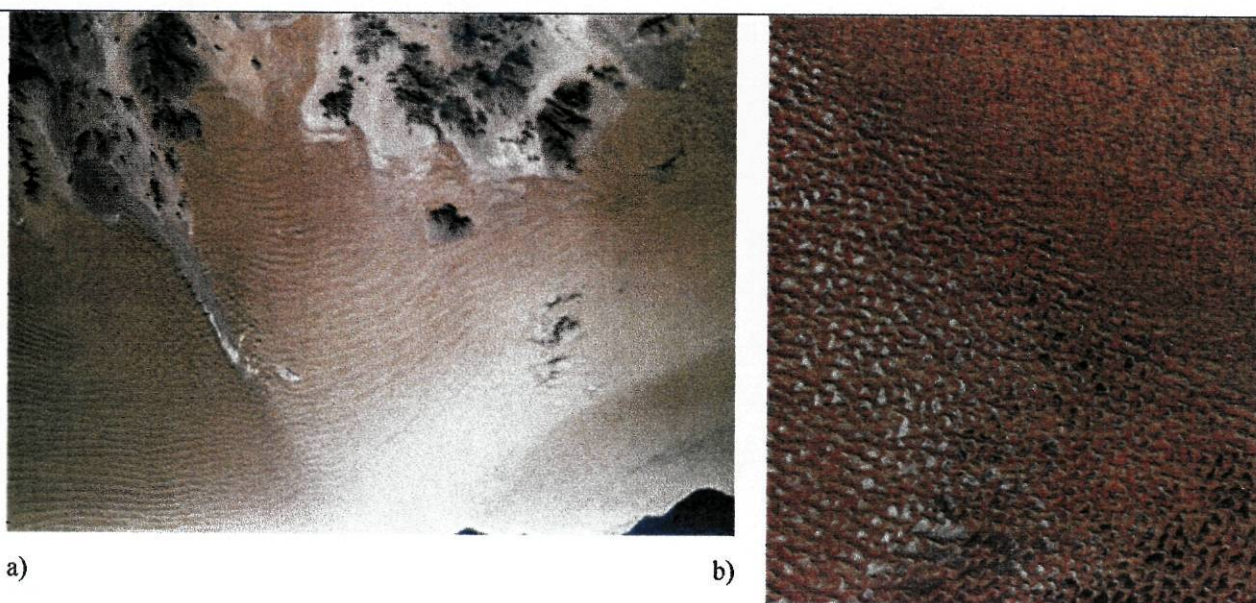


Figura 3.25 – Estruturas eólicas - a) Dunas, deserto da Namíbia, com cerca de 800 km de extensão e 40 – 140 km de largura. As dunas são transversais com vento predominante de Oeste. Da parte superior direita em direcção à inferior é visível uma língua de depósitos (de vertente ou aluvionares) (*URL34*); b) Erg, no Norte de África. O campo de dunas é constituído, na parte inferior, por “barchans” cuja morfologia indica uma orientação preferencial do vento Nordeste. Na parte superior as duas têm uma morfologia diferente, não evidenciando uma orientação preferencial do vento (*URL39*).

### 3.3.2.3 Morfologias devidas a processos exóticos

As crateras de impacto são estruturas que se formaram devido à colisão de um meteoróide, asteróide ou cometa num planeta (Uchupi e Emery 1993). Durante a colisão, o projectil transfere a sua energia cinética para o corpo alvo gerando uma onda de choque. Esta

promove a formação de uma cratera, a fusão do material na zona impactada, a deformação e fragmentação dos materiais, sendo a maioria ejetados e depositados perto das margens da cratera e, por vezes, a compactação dos fragmentos formando brechas. A fusão de material, no interior da cratera, leva à formação de um magma de impacto que gera rochas com aparência vulcânica. O choque provoca, ainda, elevadas pressões no terreno gerando metamorfismo (Uchupi e Emery 1993, Encrenaz et al. 1995, Audoze e Israel 1996, Mursky 1996).

As crateras de impacto dividem-se em duas categorias de acordo com a sua morfologia, as simples e as complexas. As primeiras são relativamente pequenas, com uma relação profundidade/diâmetro de 1:5 - 1:7, apresentando uma suave forma de taça. As crateras complexas são mais profundas (relação profundidade/diâmetro de 1:10-20), apresentando por vezes as paredes colapsadas em direcção ao interior e exterior da cratera devido à acção da força gravítica e forma uma estrutura com um pico central devido à força compressional do choque. Quanto maior for a gravidade menor será o diâmetro das crateras que se tornarão complexas (Encrenaz et al. 1995, Audoze e Israel 1996, URL30, URL31).

O estudo da morfologia das crateras lunares permitiu agrupar as crateras em quatro classes, de acordo com o seu diâmetro, o que se repercute nas suas características. As microcrateras (menos de 1 cm), pequenas crateras (1cm-15 km), grandes crateras (15-300 km) e as bacias (superiores a 300 km). As bacias maiores são caracterizadas por terem múltiplos anéis concêntricos com diâmetros superiores a 200 km (Audoze e Israel 1996). A série de quatro diagramas, figura 3.26, ilustra a formação de crateras.

O estudo das crateras é muito importantes, pois permite fazer a datação dos terrenos bem como a sequenciação cronológica relativa dos acontecimentos ocorridos na superfície de um dado planeta. A datação relativa é determinada recorrendo não só ao estudo das crateras e sua distribuição bem como ao princípio da sobreposição e da relação entre estruturas (Audoze e Israel 1996, URL30). O princípio da sobreposição defende que as estruturas que se encontram por baixo de outras são mais antigas, assim como aquelas que são atravessadas ou cortados por outras (URL30). A distribuição/densidade de crateras, a sua sobreposição e alterações morfológicas são parâmetros utilizados na determinação da idade relativa das crateras e dos terrenos (Mursky 1996). De uma forma geral os terrenos mais antigos têm maior número de crateras, maiores e mais degradadas que as superfícies mais jovens (Encrenaz et al. 1995, Audoze e Israel 1996, Mursky 1996, Taylor 1997, URL30). A aplicação do princípio da sobreposição a este nível conduz a que uma estrutura que cubra, mesmo que parcialmente, outra

é mais jovem. Levando, ainda, em linha de conta que ao longo do tempo as crateras são degradadas e/ou destruídas por processos erosivos e por outras crateras, as que se encontrarem com margens levantadas e bordas escarpadas são mais jovens que as menos definidas e erodidas (Audoze e Israel 1996, Mursky 1996). As figuras 3.27 e 3.28 apresentam alguns tipos de crateras.

Com o estudo das crateras pode-se inferir o grau de espessura da crosta, a qual será pouco espessa se na zona impactada tiver havido fusão de material e mais espessa se as crateras encontradas forem mais complexas. Encrenaz et al. (1995) refere que a grande intensidade de impacto na fase inicial da história planetária foi responsável por episódios, em alguns locais, de actividade tectónica, em particular de vulcanismo, aquando do preenchimento de bacias.

1 – Crateras com diâmetro inferior a 10 km são descritas como simples e têm uma profundidade entre 1/5 ou 1/10 do seu diâmetro.

2 e 3 – Crateras com diâmetro entre 20 a 150 km. Os ressaltos conduzem à formação de um pico central cuja complexidade aumenta, sempre que a cratera formada apresenta um diâmetro superior a 30 km. O extenso deslize nas margens da cratera origina um terraço, abaixo da margem, no interior da depressão.

4 – Crateras com diâmetros superiores a 300 km são conhecidas como bacias. Os primeiros ressaltos são suficientemente grandes para provocar ressaltos secundários que transformam o pico central, formado inicialmente, num anel e conduz à formação de uma ou mais estruturas concêntricas.

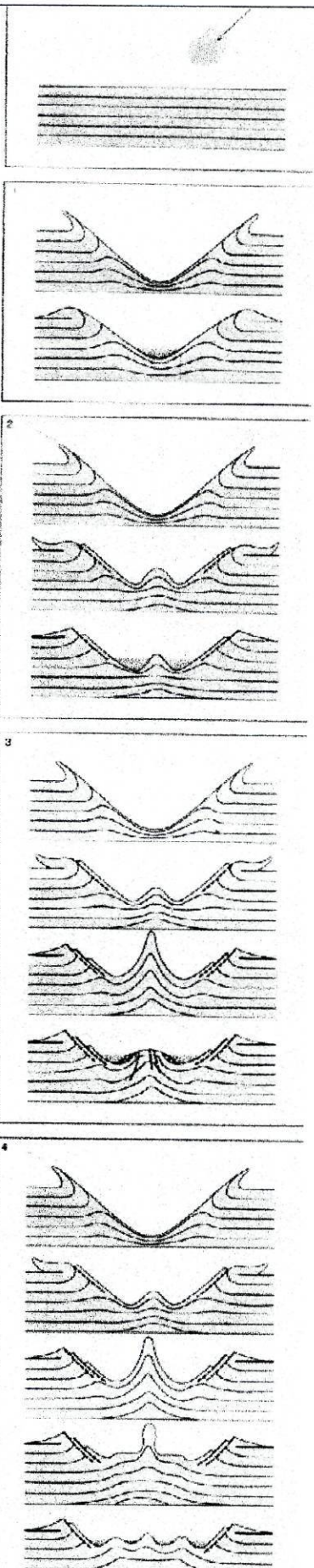
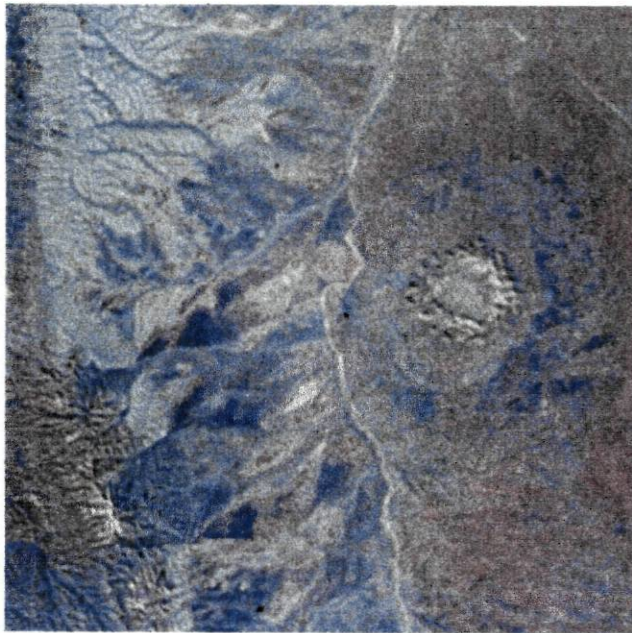


Figura 3.26 - Formação de crateras (segundo Audoze e Israël 1996).



b)

a)



c)



d)

Figura 3.27 – Vários exemplos de crateras.

a) Cratera de Gosses Bluff (Austrália). É uma cratera de impacto complexa, inicialmente com cerca de 20 km de diâmetro, mas actualmente reduzida por erosão. À esquerda da cratera consegue ver-se um canal de drenagem (a cinzento) e no seu interior um anel central; b) Cratera de Manicouagan (Canadá), com um diâmetro inicial de 100 km (actualmente de 70 km), foi produzida pelo impacto de um asteróide (200 M.a.) cujas ondas de choque são responsáveis pela estrutura concêntrica característica; c) Cratera de impacto de Wolfe Creek, Austrália. É relativamente recente (< 1M.a.) e muito bem preservada, apesar da acção destrutiva da erosão numa região árida. Foram encontrados vestígios de meteorítico oxidado assim como estruturas vítreas resultantes do impacto. Tem um diâmetro de 875 m, as margens elevam-se 25 m acima do nível das planícies circundantes e o fundo está 50 m abaixo das margens; d) Cratera de Aorunga (200 M.a.), África. Tem um diâmetro de 17 km e foi originada por um impacto dum asteróide ou cometa. A cratera original foi coberta por sedimentos, que foram posteriormente erodidos revelando a estrutura em anéis ([URL30](#), [URL31](#)).



a)



b)

Figura 3.28 – Cratera de Barringer (Califórnia) vista de topo em a) e de perfil em b). Tem 1186 m de diâmetro e uma forma ligeiramente quadrada. É uma cratera simples causada por um impacto de meteorito. Na parte exterior da cratera observa-se material ejectado (URL30, URL31).

### 3.3.2 Morfologias da Lua

A superfície da Lua apresenta dois tipos de terrenos distintos, a *terrae* ou continentes lunares e a *maria* ou mares lunares (tabela 3.6). Ambos apresentam crateras de impacto porém mais numerosas nos continentes (Uchupi e Emery 1993, Encrenaz et al. 1995, Mursky 1996, Taylor 1997, Freedman e Kaufmann 1998).

A face visível da Lua é constituída na sua maioria por mares (de cor escura) e a face oculta por continentes (de cor clara) (figura 3.29), no entanto, a sua distribuição é desigual representando os continentes cerca de 85% da superfície lunar (Uchupi e Emery 1993, Encrenaz et al. 1995, Freedman e Kaufmann 1998). Uchupi e Emery (1993) referem que a posição dos mares é assimétrica, ocupando o hemisfério Norte na face visível e o hemisfério Sul na oculta (figuras 3.29 e 3.30). Segundo Freedman e Kaufmann (1998), os mares estão 2-5 km abaixo do nível médio lunar e os continentes vários quilómetros acima.

Como foi referido anteriormente as morfologias lunares foram, essencialmente, geradas por processos exóticos (tabela 3.5), restringindo-se as exógenas, quase inexistentes, aos movimentos de massa e as endógenas a estruturas de origem vulcânica (Uchupi e Emery 1993, Encrenaz et al. 1995).

## *Morfologias exóticas*

Os continentes representam as porções mais antigas da crosta lunar (Anexo 3) e são caracterizados por apresentarem um relevo de natureza montanhosa (figura 3.31), de albedo elevado, onde se podem encontrar inúmeras crateras (figura 3.32), por vezes sobrepostas, de dimensões e morfologias variadas (Audoze e Israel 1996, Mursky 1996). O elevado albedo deve-se aos depósitos de ejecta (figuras 3.29 e 3.32a) gerados pelos impactos que levaram à formação de crateras, como Tycho, durante a formação de grandes bacias ou de impactos secundários (Mursky 1996). Todavia, segundo Encrenaz et al. (1995), não se sabe se os raios das maiores crateras lunares, Tycho e Copérnico, são de origem vulcânica ou produzidos pelo impacto.

Os terrenos continentais possuem uma grande quantidade de rocha brechificada, derivada da crosta anortosítica, como resultado do intenso bombardeamento por meteoritos que tornou a crosta cristalizada (Anexo 3), bem como de material regolítico (Mursky 1996). Material rochoso trazido pelas missões lunares Apollo e Luna revelaram rochas ricas em magnésio (norito e troctolito), que parecem contemporâneas do anortosito, bem como basaltos muito raros (KREEP – potássio, fósforo e elementos muito raros na Terra) (Audoze e Israel 1996, Mursky 1996, Taylor 1997, Freedman e Kaufmann 1998). A datação das brechas indicam idades referentes ao tempo de formação da Lua 4.6-4.4 G.a. até 3.8 G.a., excepto as que se localizam junto às crateras de impacto mais recentes (Audoze e Israel 1996, Taylor 1997).

Os mares representam cerca de 17% da superfície lunar, sendo mais abundantes na face visível e quase inexistentes na face oculta. Distinguem-se dos continentes por serem planícies de material escuro, a maioria circulares, pois preenchem bacias e crateras.

As bacias são o resultado do impacto de meteoróides de grandes dimensões, gerando outras estruturas devido às enormes forças de tensão. As fracturas e falhas, associadas aos processos de formação de bacias, permite um acesso facilitado ao magma do manto (Anexo 3). As estruturas dos mares (figura 3.29) podem ser de quatro tipos, bacias contínuas (*Mare Imbrium*, *Mare Tranquillitatis*, *Mare Frigoris*), bacias descontínuas com preenchimento incipiente (*Mare Australe*), depósitos irregulares não associados a bacias como (*Oceanus Procellarum*) e o preenchimento isolado de crateras (*Tsiolkovsky*) (Uchupi e Emery 1993, Audoze e Israel 1996, Mursky 1996). Um exemplo de bacia é a **Oriental** (900 km de diâmetro) (figura 3.33) caracterizada por uma cratera de impacto com três anéis proeminentes. O primeiro anel que define as margens da cavidade de impacto são as montanhas rochosas e o mais externo são os

montes cordilheira. A bacia está completamente rodeada por um extenso ejecta que cobre o continente a Norte e a Sul. No interior da bacia e no próprio ejecta consegue observar-se crateras mais recentes e a Noroeste o *Oceano Procellarum* (Audoze e Israel 1996).

O preenchimento das bacias lunares e a consequente formação dos mares deve-se a fenómenos de vulcanismo caracterizado pela extrusão de grandes volumes de lava pobre em voláteis, idênticos às erupções basálticas terrestres. Análises por sensoramento remoto das crateras lunares indicam que o vulcanismo nos mares se deve ter iniciado entre 4.3-4.2 G.a., antes da formação das maiores bacias e ter ocorrido durante cerca de 2.3 G.a. (de 4.3-2.0 G.a.) (Mursky 1996). O período entre 3.92-3.85 G.a. foi caracterizado por erupções de lavas ricas em alumínio, potássio, fósforo e terras raras, tendo sido responsável por cobrir muitas crateras. No entanto, estudos estratigráficos revelaram que entre 3.85 – 3.26 G.a. (período Imbriano) a Lua esteve submetida a uma intensa actividade vulcânica, responsável pela deposição de enormes volumes de lava que preencheram grande parte das bacias, correspondendo a dois terços dos basaltos dos mares. Análises baseadas na fotogeologia, sensoramento remoto e desgaste das crateras, indicam que as últimas fases importantes de vulcanismo sucederam entre 2.5-2.0 G.a., com ocorrências quase insignificantes e de menor intensidade entre 2.0-1.7 G.a. Apesar da actividade vulcânica ter ocorrido durante um longo período de tempo, a última fase foi de baixa intensidade o que pode ser o reflexo do arrefecimento da Lua, com consequente redução do volume de magma gerado. Porém, a existência de lava na cratera de Copérnico (< 1.1 G.a.) leva a crer que o vulcanismo se estendeu até há 1 G.a. (Uchupi e Emery 1993, Encrenaz et al. 1995, Audoze e Israel 1996, Mursky 1996).

De uma forma geral, as períodos de vulcanismo lunares confinavam-se ao interior das bacias e, ocasionalmente, saíam das suas margens e inundavam os terrenos adjacentes. A maioria das bacias da face visível são preenchidas por lavas basálticas e, apenas algumas, na face oculta contém material vulcânico. Esta disparidade pode dever-se à maior espessura da crosta no lado não visível (Encrenaz et al. 1995, Audoze e Israel 1996, Mursky 1996).

Os basaltos dos mares, embora similares aos terrestres, são mais ricos em ferro, titânio e magnésio e mais pobres em elementos alcalis e voláteis (Uchupi e Emery 1993, Audoze e Israel 1996, Taylor 1997). Pensa-se (Uchupi e Emery 1993) que derivaram do manto, de uma profundidade entre 150-450 km, emergindo à superfície num período de vulcanismo lunar entre 3.9 G.a. a 3.1 G.a. (Anexo 3). Audoze e Israel (1996) acrescentam que os basaltos não poderiam ter derivado dos continentes uma vez que a sua composição é mais rica em ferro e magnésio e menos rica em sílica e alumínio.

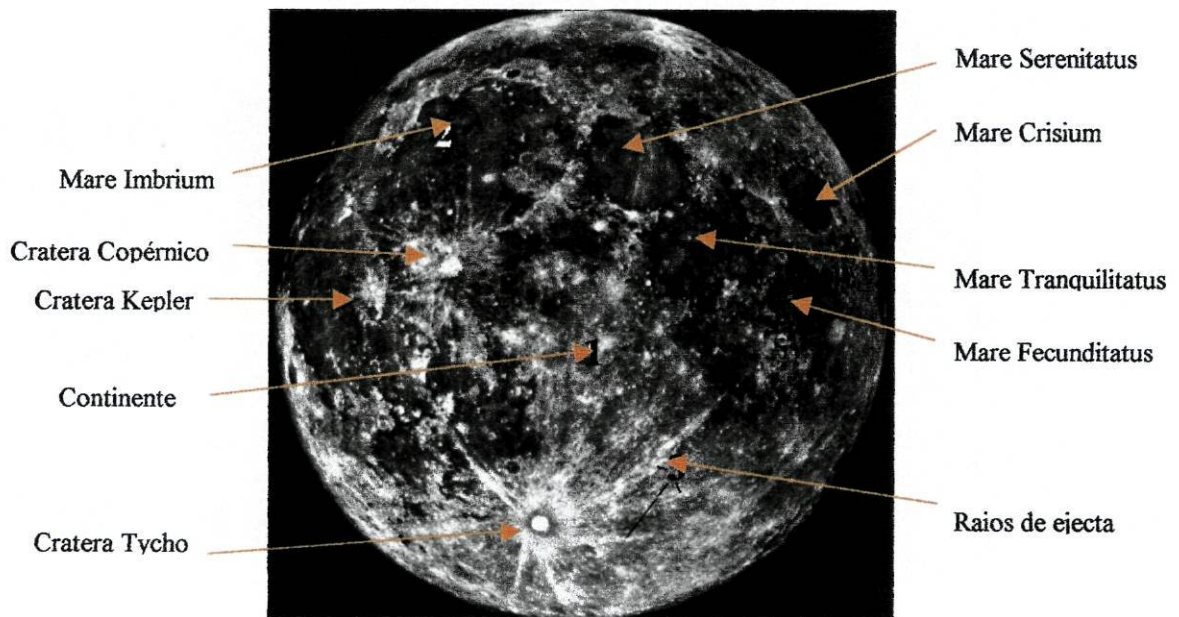


Figura 3.29 – Face visível da Lua (*URL40*).

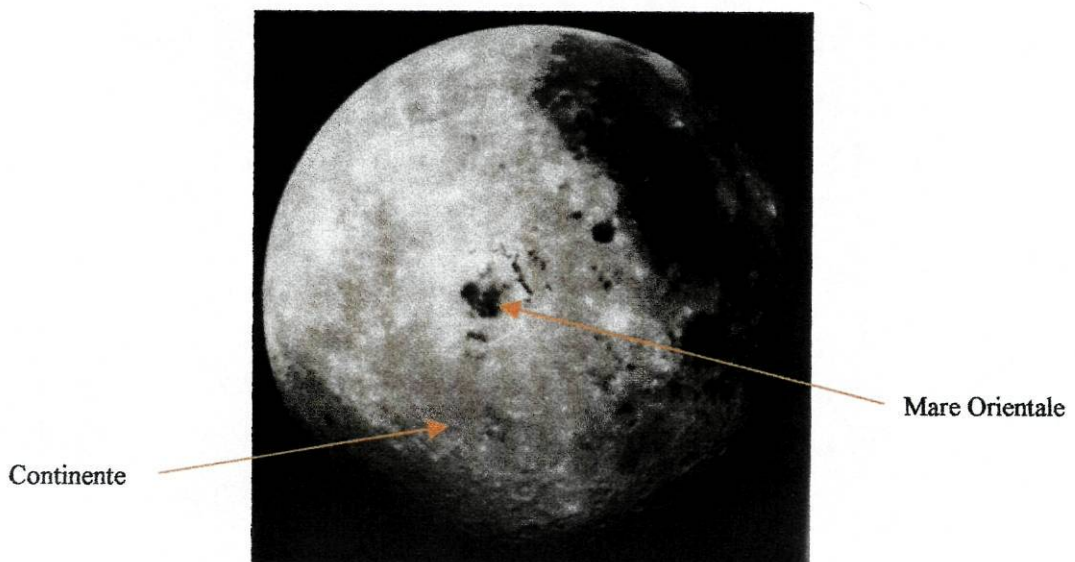


Figura 3.30 - Face oculta da Lua (*Freedman e Kaufmann 1998*).

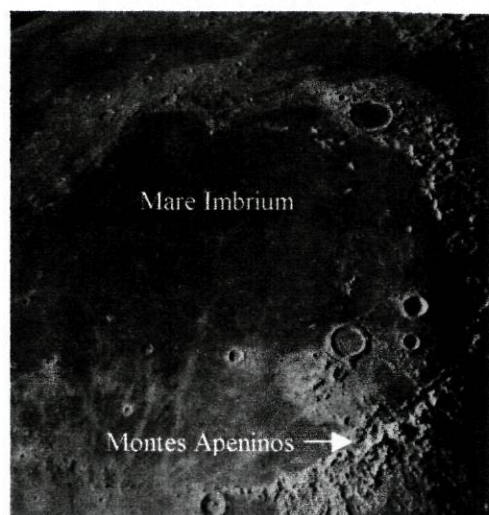


Figura 3.31 – Mare Imbrium e os montes Apeninos (*Freedman e Kaufmann 1998*).

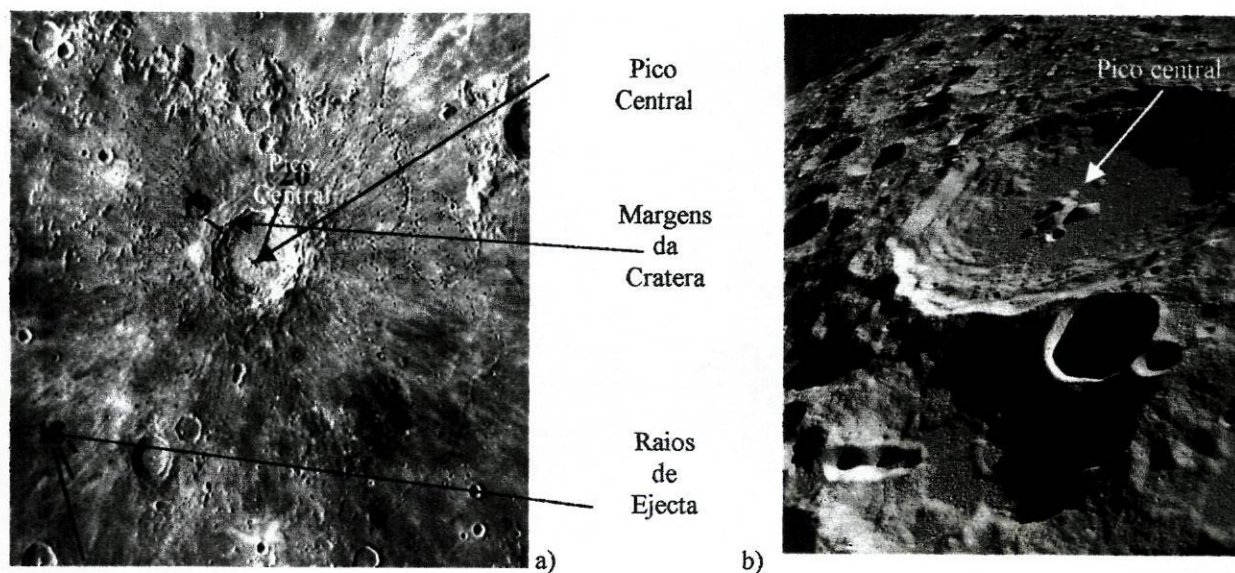


Figura 3.32 – Cratera de Copérnico (a) (*URL43*) e cratera nos continentes da face oculta da Lua (b) (*URL40*).

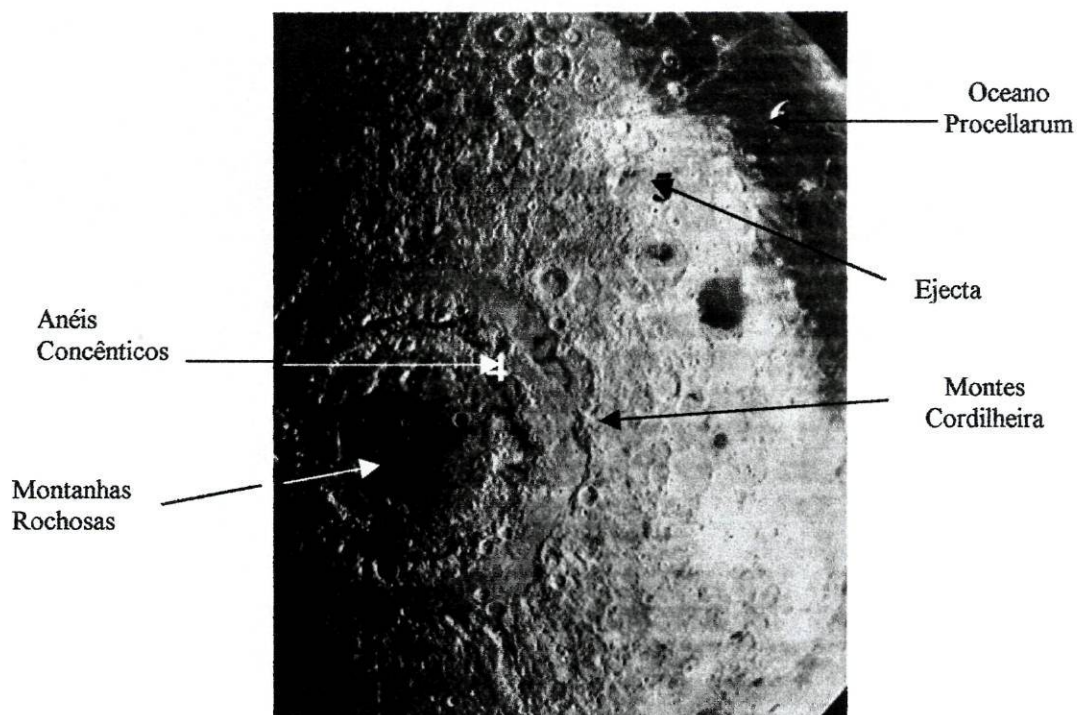


Figura 3.33 – Mare Orientale (URL43).

### *Morfologias endógenas*

Embora as estruturas dos mares sejam definidas por características gerais como o albedo, densidade de crateras e suavidade dos terrenos elas também possuem outras morfologias de menor escala que reflectem a sua origem vulcânica tais como rios de lava, canais, domos, cones de cinzas e sulcos concêntricos. Como resultado da pequena dimensão da Lua e da grande espessura da litosfera estas estruturas vulcânicas geradas por processos extrusivos são muito raras (Uchupi e Emery 1993).

Os rios de lava (figura 3.34) são escarpas longas e sinuosas, sendo interpretadas como canais condutores de lava cuja maior ou menor extensão indicia a fluidez relativa da lava, bem como o teor de extrusão. Os canais sinuosos são originados em longas depressões, crateras e em sulcos nos mares, podendo atingir até 3 km de largura e 300 km de comprimento. Embora a maioria seja interpretada como resultado de erosão termal outros parecem estar relacionados com canais de lava, tubos de lava colapsados ou longas aberturas fissurais colapsadas (figura 3.35 e 3.36) (Uchupi e Emery 1993, Audoze e Israel 1996, Mursky 1996, Freedman e Kaufmann 1998).

Nos mares são também encontrados domos, normalmente circulares a levemente elípticos, com menos de 15 km de diâmetro, que apresentam, frequentemente, pequenas crateras

no cume (figura 3.36). Alguns cientistas interpretam estas estruturas como sendo similares aos vulcões em escudo terrestres enquanto outros defendem ser domos planos de basalto. No entanto, a morfologia e a textura à superfície do domo sugere um estilo de erupção análogo às lavas ácidas terrestres (Uchupi e Emery 1993, Mursky 1996). Em diversos locais dos mares são encontradas estruturas semelhantes aos cones de cinza terrestres (figura 3.37), com diâmetros superiores a 3 km e mais de 500 m de altura, que coincidem, muitas vezes, com fissuras e canais sinuosos. Suspeita-se que resultem da acumulação de ejecta emanado de erupções moderadamente explosivas (Mursky 1996).

Além das estruturas referidas anteriormente observam-se, ainda, sulcos concêntricos (figura 3.37), interpretados como sendo fracturas compressionais relacionadas com a subsidência de bacias ou então como áreas onde a lava rompeu pela superfície, formando diques (Audoze e Israël 1996, Mursky 1996, Taylor 1997). No interior de algumas crateras aparecem estruturas como pontos escuros encaradas como intrusões magmáticas e diques (figura 3.38), alguns dos quais podem ter sido o resultado do relaxamento da lava que preencheu a cratera (Uchupi e Emery 1993, Mursky 1996).

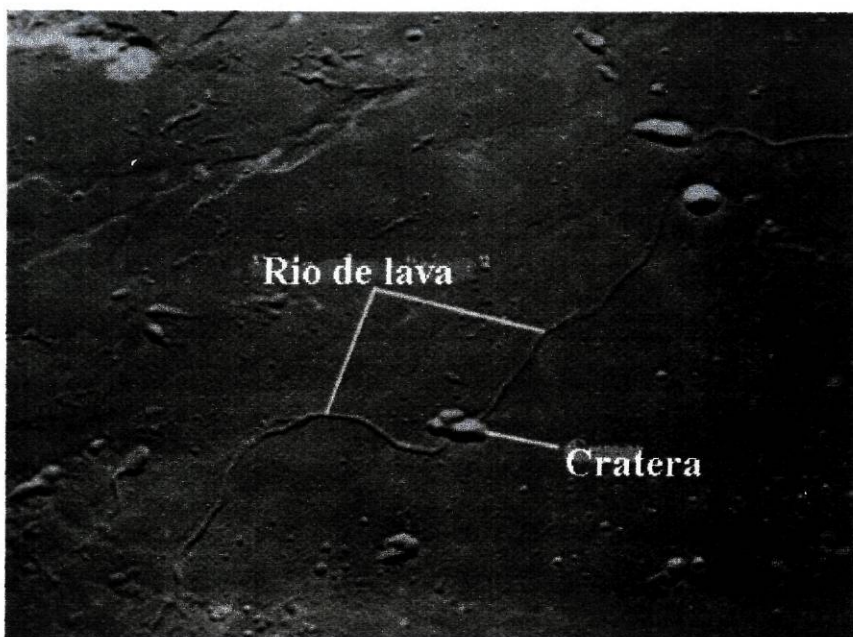


Figura 3.34 – Rio de lava extinto, no Mare Tranquillitatus (Freedman e Kaufmann 1998).



Figura 3.35 – Canais de lava (URL43).

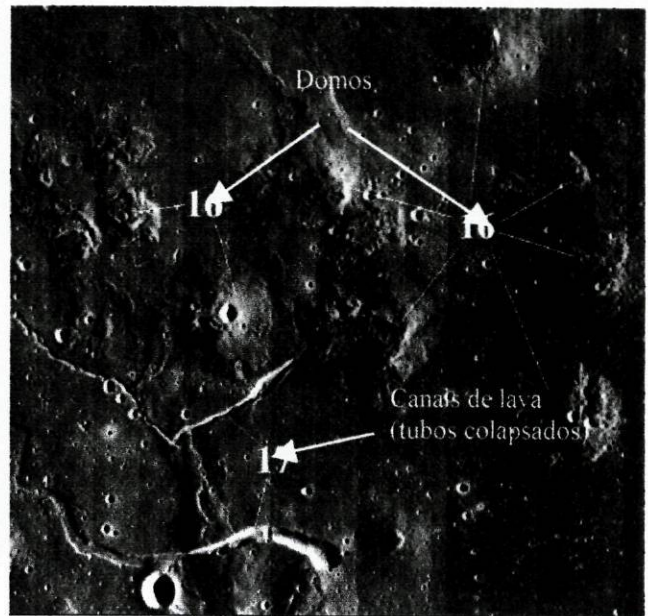


Figura 3.36 – Canais e domos (URL43).

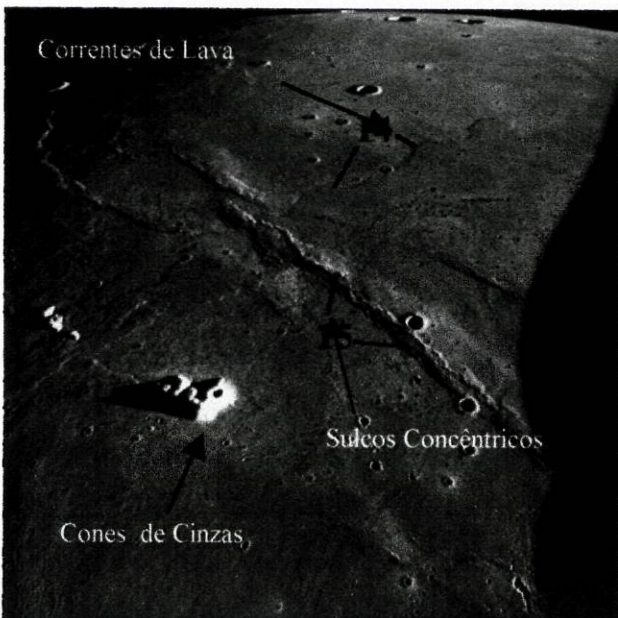


Figura 3.37 – Sulcos concêntricos evidenciando correntes de lava, sulcos concêntricos e cones de cinzas (URL43).

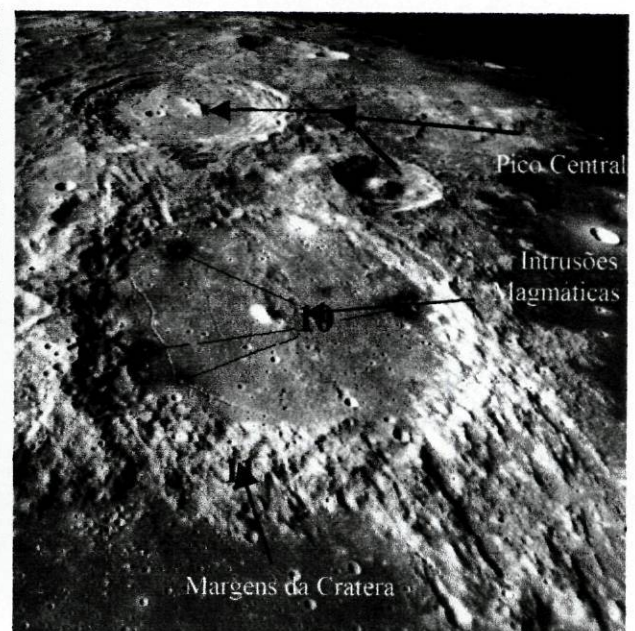


Figura 3.38 – Cratera Alphonsis no interior da qual se observam intrusões magmáticas (pontos escuros) (URL43).

## *Cronologia*

Estudos radiogénicos sobre amostras lunares revelaram uma sequência de eventos com início há mais de 4.4 G.a. com a diferenciação da crosta lunar. Outro patamar, aos 3.98 G.a. corresponde à intensa brechificação com formação de bacias e metamorfismo da superfície lunar. Os derrames basálticos verificaram-se entre 3.9 e 3.1 G.a., após o que a superfície da Lua se manteve relativamente calma embora, localmente, tenham ocorrido eventos mais importantes, a avaliar por idades estimadas de 200 e 100 M.a. para a formação das crateras Copérnico e Tycho, respectivamente (Correia 1994). Contudo, não só a datação de amostras rochosas bem como o estudo das morfologias lunares, permitiu fazer uma interpretação da história da evolução da Lua (Uchupi e Emery 1993, Mursky 1996), cujas fases se resumiam:

- **Formação da crosta original anortosítica** (4.55 a 4.2 G.a.)
- **Sistema Nectariano** – formação das depressões mais antigas (Nectaris e Humorum) e primeiras erupções de lavas ricas em alumínio, potássio, fósforo e terras raras – primeiros mares (3.92 a 3.85 G.a.)
- **Sistema Imbriano** (3.85 a 3.26 G.a.)
  - \* **Inferior** – continuação do vulcanismo e intenso bombardeamento por meteoritos (fase principal de bombardeamento), dos mares pré-existentes e das terras
  - \* **Superior** – repetição de fenómenos semelhantes aos anteriores – formação de cerca de 2/3 dos mares
- **Sistema Erastónes** (3.26 a 1.1 G.a.) – implantação dos restantes mares
- **Sistema Coperniano** (mais recente que 1.1 G.a.) – formação de grandes crateras de impacto tais como Copérnico, Kepler e Tycho.

### 3.3.4 Morfologias de Mercúrio

A superfície de Mercúrio assemelha-se à lunar por apresentar uma superfície mais antiga com uma grande densidade de crateras e planícies (Mursky 1996, Freedman e Kaufmann 1998). O relevo de Mercúrio é constituído por terras altas e terras baixas cuja diferença média de altitude é de 3 km (Uchupi e Emery 1993).

As morfologias que predominam em Mercúrio são de origem endógena (tabela 3.5) e em menor percentagem as exóticas. As primeiras são representadas por planícies de origem vulcânica entre as quais as planícies inter-crateras (os terrenos mais antigos de Mercúrio e representam 70% da superfície), planícies suaves (terrenos mais recentes, aplanados e com poucas crateras) e as escarpas (*rupes*). As segundas são representadas por crateras, sendo a bacia de Caloris a característica dominante do planeta (figura 3.39) (Spudis e Guest 1988, Uchupi e Emery 1993, Freedman e Kaufmann 1998). Tal como a Lua, Mercúrio não tem atmosfera pelo que a erosão é limitada aos impactos de meteoróides e movimentos de massa (Uchupi e Emery 1993).

#### *Morfologias exóticas*

As morfologias exóticas estão disseminadas por toda a superfície de Mercúrio. As terras altas apresentam uma elevada densidade de crateras (figura 3.40) porém, não tanto como na Lua, devido à existência de planícies inter-crateras, as quais são, também, responsáveis pela ausência de sobreposição de grandes crateras e bacias (Spudis e Guest 1988, Uchupi e Emery 1993). Esta observação levou a concluir que o planeta sofreu uma reformação da superfície mais intensa que a da Lua (Spudis e Guest 1988).

A dimensão das crateras varia entre 30 km até centenas de quilómetros, havendo poucas com diâmetros inferiores a 50 km. As maiores apresentam interiores aplanados, com picos centrais tendo as de diâmetros superiores a 100 km anéis complexos, depósitos radiais de ejecta e crateras secundárias (figura 3.41) (Mursky 1996). Segundo Uchupi e Emery (1993) as crateras secundárias e o ejecta estendem-se por menos área, comparativamente às da Lua, devido à gravidade de Mercúrio ser 2.5 vezes superior.

A frequência dos impactos foi muito elevada nos primórdios da história de Mercúrio decaindo rapidamente para um nível mais baixo e estável há 3.9 G.a. Os impactos parecem ter

sido, também, responsáveis pela estimulação da actividade interna, a qual cessou com logo após a formação da bacia de Caloris ( Encrenaz et al. 1995).

No início houve uma fase de intenso bombardeamento que foi responsável pela formação de grandes crateras de impacto. Entre as maiores bacias (figura 3.39) destacam-se a **Dostoevskij** (com 390 km de diâmetro é a mais degradada e, provavelmente, uma das mais antigas), a bacia **Tolstoj** (é uma depressão com 440 km de diâmetro, anéis múltiplos, cujo interior está ocupado por uma planície suave e o seu ejecta estende-se até 500 km – formação de Goya), a bacia **Beethoven** (com 600 km de diâmetro e um anel) e a bacia de **Caloris** (figura 3.42) que, além de ser a mais jovem, é a maior com 1300 km de diâmetro (Uchupi e Emery 1993, Mursky 1996).

A bacia de Caloris é a estrutura mais impressionante descoberta pela Mariner 10 em Mercúrio. Porém, só a metade Este da bacia é conhecida. A sua plataforma de montanhas e o seu ejecta confere-lhe uma morfologia típica das grandes bacias. Apresenta, pois, múltiplos anéis concêntricos, que correspondem a montanhas (Montes Caloris), que se elevam 2-3 km de altura (figura 3.43) (Trask e Guest 1975, Uchupi e Emery 1993, Mursky 1996). Associado à formação desta bacia existe um último registo de vulcanismo que preencheu o seu interior originando planícies suaves (Encrenaz et al. 1995, Audoze e Israel 1996). Spudis e Guest (1988) referem que os materiais que preencheram a bacia podem ser de origem vulcânica, cujo magma extruiu como resultado do impacto ou, pode representar material fundido pelo impacto. No interior da bacia observam-se poucas crateras, o que indica a sua jovialidade, bem como sulcos e fracturas (figura 3.44) (Encrenaz et al. 1995, Mursky 1996, Freedman e Kaufmann 1998). Entre os anéis situam-se, também, planícies (planícies Nervo) e na periferia dos montes Caloris identifica-se a planície inter-cratera de Odin, a planície de Van Eyck com sistema lineares e crateras secundárias, que se estendem por várias centenas de quilómetros (figura 3.43) (Uchupi e Emery 1993, Audoze e Israel 1996, Freedman e Kaufmann 1998). As crateras secundárias e as planícies com sistemas lineares parecem ser resultantes do ejecta com ângulo de trajectória baixo gerado pelo impacto que formou a bacia de Caloris. Segundo Uchupi e Emery (1993) os sulcos e estrias subradiais dos terrenos lineados de Caloris representam, também, ejecta das crateras secundárias.

Na região oposta à bacia de Caloris existe uma formação exótica designada por terreno caótico montanhoso. Teoriza-se que a energia sísmica gerada pelo impacto do asteróide que promoveu a formação da bacia de Caloris, foi propagada em direcção à antípoda de Caloris formando montes caóticos (figura 3.45) (Uchupi e Emery 1993, Audoze e Israel 1996, Freedman e Kaufmann 1998). No centro deste terreno caótico observa-se a cratera de Petrarch (150 km de diâmetro) originada por um acontecimento mais recente, cujo interior é ocupado por uma

planície não deformada, sugerindo que o preenchimento foi posterior à formação do terreno caótico (Uchupi e Emery 1993, Audoze e Israel 1996). Identificam-se, neste terreno, fracturas com uma orientação Noroeste-Sudoeste, tal como o Valle Arcibo (extensão superior a 100 km e cerca de 7 km de largura) (Audoze e Israel 1996, Freedman e Kaufmann 1998).

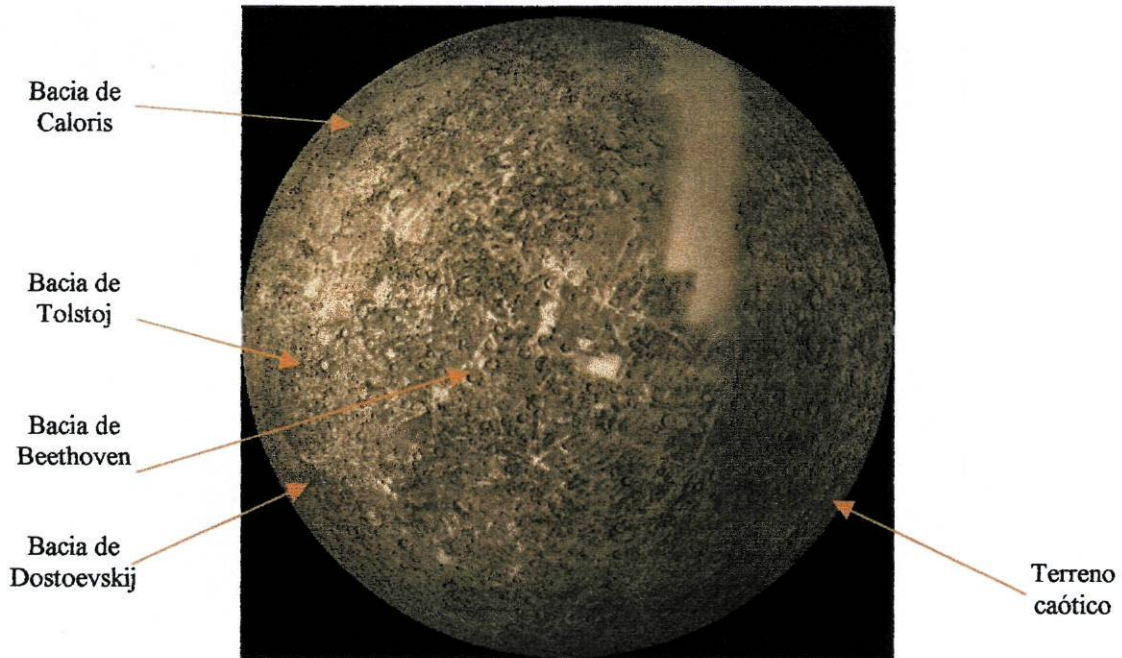


Figura 3.39 – Mosaico de Mercúrio da Mariner 10 (URL44).

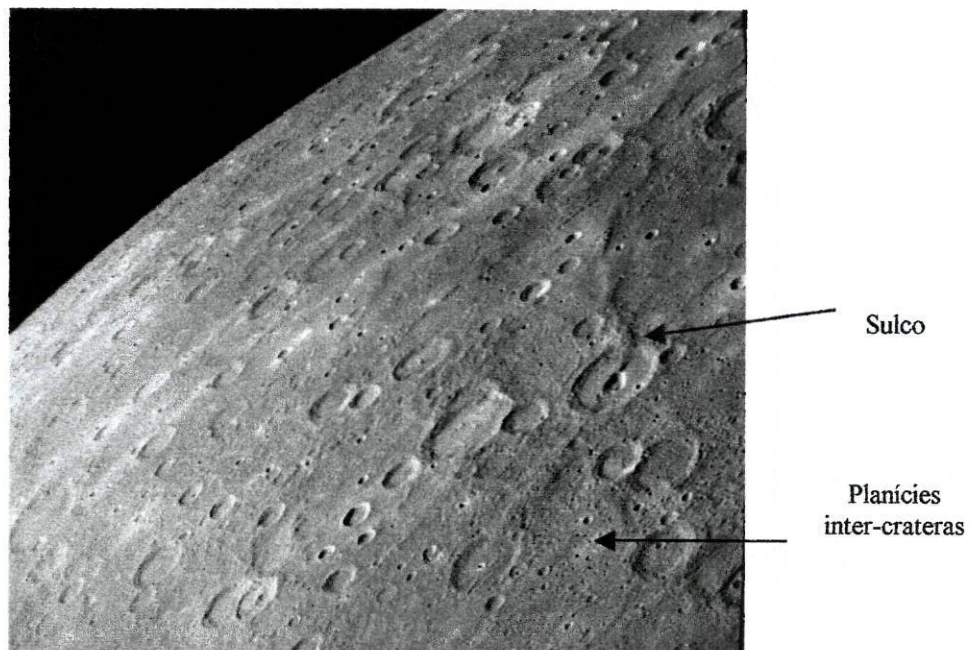
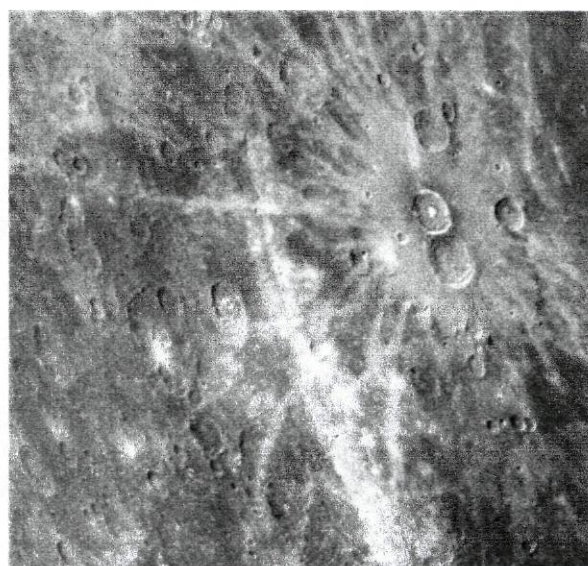
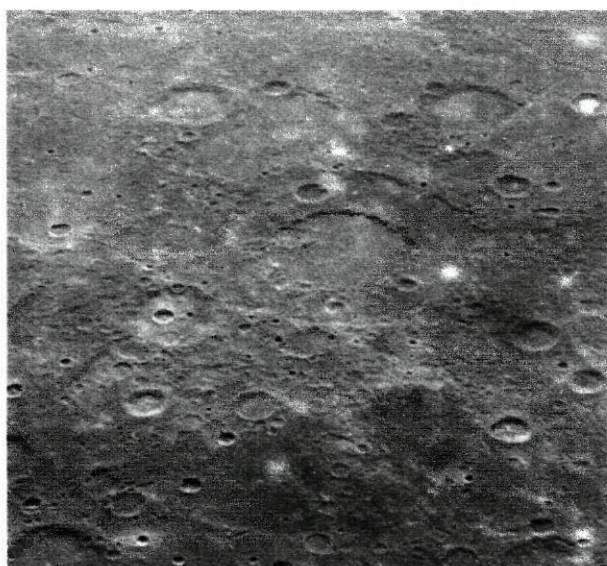


Figura 3.40 – Superfície com grande densidade de crateras. O Sulco de Antoniadi, com 450 km, atravessa quase a meio uma grande cratera, as planícies suaves a Norte e as planícies inter-crateras a Sul e (URL41).



a) Bacia de anel duplo com 200 km de diâmetro, tendo o anel interior uma elevação inferior a do exterior e a superfície interior é plana e suave. b) crateras brilhantes raiadas (*URLAI*).

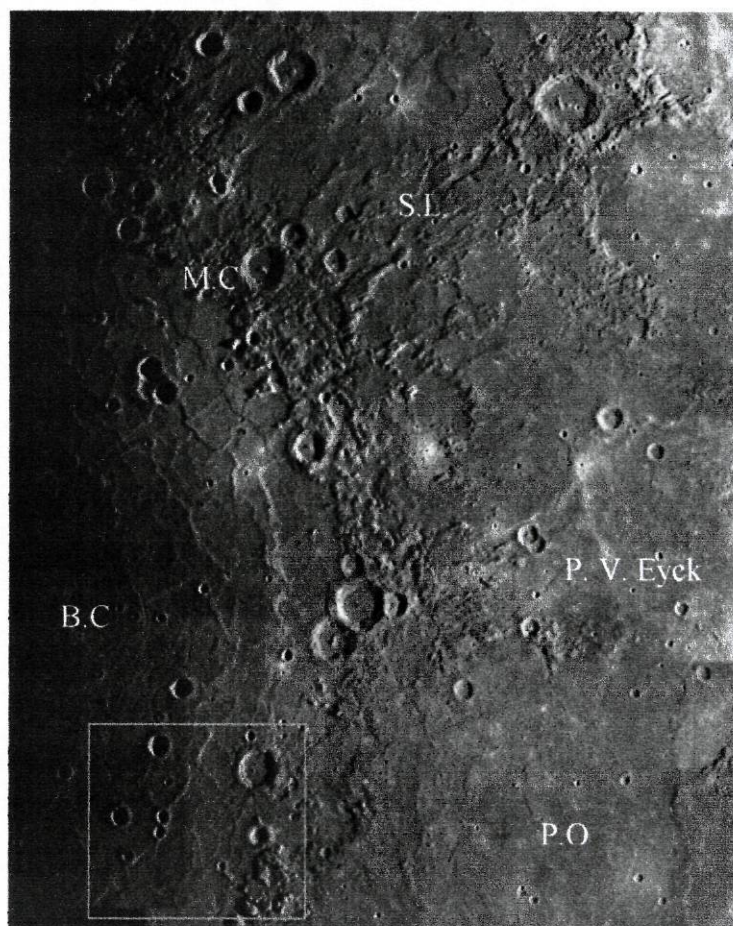


Figura 3.42 – Mosaico de Mercúrio evidenciando a bacia de Caloris (*URLAI*).

Figura 3.43 – Bacia de Caloris (BC) apresentando os Montes Caloris (MC) no último anel, a planície de Odin (PO), a planície de Van Eyck e os sistema lineares (SL) (*URLAI*). A quadrícula refere-se à figura 3.44.



Figura 3.44– Superfície interior de Caloris. Mostra os sulcos e fracturas (URL41).

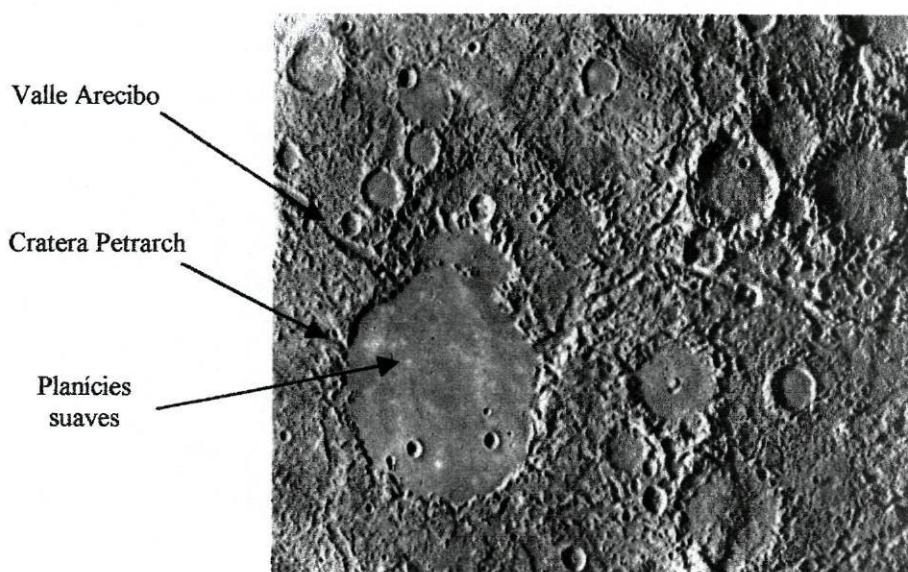


Figura 3.45 – Terrenos caóticos na antípoda da bacia de Caloris (URL41).

Observações por radar detectaram sinais que sugerem a existência de água gelada nos pólos Norte e Sul de Mercúrio. Pensa-se que estas estruturas possam ser suportadas pelas baixas temperaturas ( $-173^{\circ}\text{C}$ ) nos pólos em contraste com as elevadas temperaturas equatoriais ( $427^{\circ}\text{C}$ ) (Uchupi e Emery 1993, Freedman e Kaufmann 1998). Caso existam capas de gelo polar pode considerar-se Mercúrio um planeta de extremos.

## Morfologias endógenas

Ao nível das morfologias endógenas Mercúrio apresenta planícies de origem vulcânica e morfologias de origem tectónica, como sulcos e escarpas (*rupes*) (Uchupi e Emery 1993). As planícies podem distinguir-se em planícies inter-crateras (mais antigas) e as planícies suaves, contemporâneas do sistema caloriano (3.9-3.5 G.a.). As planícies inter-crateras (figuras 3.40 e 3.43), que cobrem cerca de 45% das terras altas, são levemente onduladas e situam-se entre as crateras e na periferia delas, evidenciando um elevado número de crateras sobrepostas com menos de 10 km de diâmetro (Spudis e Guest 1988, Mursky 1996). Alguns investigadores defendem que estas planícies se formaram com ejecta dos impactos, baseando-se na observação de terrenos lineares a modificar terrenos com crateras e planícies inter-crateras, semelhantes às morfologias lunares do mare Imbrium produzidas por impactos secundárias (Uchupi e Emery 1993, Mursky 1996). Outros (Spudis e Guest 1988, Mursky 1996, Freedman e Kaufmann 1998), sugerem uma origem vulcânica para as planícies inter-crateras. Avançaram com a explanação de que a extrusão de fluxos de lava ao longo de fracturas formadas por expansão, quando se formou o núcleo de Mercúrio, geraram as planícies e obliteraram as fracturas. Estas formações foram, posteriormente, alvo de impactos. O último registo de vulcanismo verificou-se logo após a formação da bacia de Caloris, originando as planícies mais recentes, tendo cessado devido à compressão associada ao arrefecimento do planeta (Uchupi e Emery 1993, Audoze e Israel 1996).

As planícies suaves são relativamente planas, com escassas crateras e, por vezes, com pequenos sulcos. Apesar de se assemelharem aos mares lunares o seu albedo é similar ao das planícies inter-crateras (Strom et al. 1975, Trask e Guest 1975, Mursky 1996). Estas formações ocupam o interior das crateras maiores e das bacias (figuras 3.44 e 3.45) (Mursky 1996) porém, na bacia de Caloris, as planícies suaves estendem-se para a periferia das suas margens, apoiando a sua origem vulcânica (Spudis e Guest 1988).

Segundo Audoze e Israel (1996) e Uchupi e Emery (1993), estudos detalhados de espectro e de albedo evidenciam que a superfície é homogénea, apresentando propriedades muito semelhantes às dos basaltos lunares, contudo menos ricos em ferro e titânio.

Uma das características da geologia de Mercúrio é a existência de longos penhascos chamados escarpas (*rupes*) (figuras 3.40 e 3.46) que podem ser lobadas, arqueadas e irregulares. As lobadas (20-500 km de comprimento e 1-2 km de altura) localizam-se na periferia de sulcos, as arqueadas (100-600 km de comprimento e 500-1100 m de altura) e as irregulares (inferiores a

100 km de comprimento e 400 m de altura) confinadas ao interior das crateras. As escarpas ocorrem em várias zonas do planeta, bem como nas planícies inter-cratera e nas planícies suaves (Uchupi e Emery 1993, Audoze e Israel 1996, Freedman e Kaufmann 1998). Estas morfologias são interpretadas como sendo falhas compressivas sobrepostas (figura 3.46). A origem desta compressão é atribuída, segundo alguns investigadores, à diminuição da rotação de Mercúrio enquanto outros as atribuem ao arrefecimento do interior do planeta (em particular do núcleo de ferro relativamente grande) originando a contracção do planeta e a consequente redução do seu raio. Este arrefecimento é indirectamente confirmado por um rápido decréscimo da actividade vulcânica (Uchupi e Emery 1993, Audoze e Israel 1996). As escarpas lobadas, mais ou menos orientadas em direcção à bacia Caloris, são a evidência de uma actividade tectónica de longa escala na superfície de Mercúrio, embora a superfície não exiba placas tectónicas (Mellosh e McKinnon 1988, Audoze e Israel 1996).

Nas planícies inter-crateras aparecem vários sulcos lineares, com 50-350 km de comprimento e 100-1000 m de altura, podendo ser extrusões vulcânicas ou estruturas compressivas. Uchupi e Emery (1993) referem-se, ainda, aos anéis concêntricos como resultado de interacção entre tectónica e formação de bacias.

Strom (1984) refere que as morfologias geradas por tensão em Mercúrio se restringem aos grabens no interior da bacia de Caloris (figura 3.44) e no terreno caótico (figura 3.45) induzido pelo impacto, sendo a maioria das morfologias tectónicas originadas por compressão.



Figura 3.46 – *Rupes* (escarpa) de S<sup>ta</sup>. Maria, é uma estrutura sinuosa que atravessa a cratera ao centro da imagem, interpretadas como falhas tectónicas compressivas. No canto superior esquerdo observa-se uma cratera (70 km de diâmetro) que foi preenchida com lava (*URLAI*).

## *Cronologia*

A Mariner 10 revelou que a evolução geológica em Mercúrio é antiga e relativamente simples. Após a sua formação, há 4.6 G.a., foi intensamente bombardeada por meteoritos e sofreu um intenso período de actividade vulcânica. Seguiu-se o arrefecimento e contracção lenta do planeta, verificando-se, também, o término da actividade do mesmo há, sensivelmente, 3.9 G.a. (Uchupi e Emery 1993, Audoze e Israel 1996). Genericamente, pode resumir-se a história de Mercúrio da seguinte forma:

- **Pré-Tolstojano** – formação das planícies inter-crateras por actividade vulcânica generalizada (> 4.0 G.a.)
- **Tolstojano** – formação de depressões de impacto com anel duplo ou simples – Tolstoj e Beethoven (4 a 3.9 G.a.)
- **Caloriano** – formação da bacia de Caloris e de todas as estruturas associadas (3.9 a 3.5 G.a.)
  - \* Montes Caloris (ejecta)
  - \* Planície de Nervo (inter-montanhas Caloris)
  - \* Planície de Odin (inter-crateras)
  - \* Planície de Van Eyck e sistemas lineares
- **Mansuriano** – bombardeamento por meteoritos (3.5 a 3 G.a.)
- **Kuiperiano** – bombardeamento por meteoritos (1 G.a.)

### 3.3.5 Morfologias de Vénus

O estudo e mapeamento da superfície de Vénus teve um grande impulso no início da década de 90, pela sonda Magellan (Magalhães), usando tecnologia de radar sofisticada. As imagens de radar combinadas com medições de altitude por radar, permitiram a construção de um mapa topográfico, representando cerca de 98% da superfície venusiana (figura 3.47) (Henarejos e Thomas 1995, Audoze e Israël 1996, Freedman e Kaufmann 1998).

Como foi referido anteriormente Vénus possui uma atmosfera densa, representada por nuvens e neblinas entre os 30–80 km de altitude (Encrenaz et al. 1995). A sonda Pioneer detectou, usando espectómetros ultra-violeta, elevados níveis de dióxido de carbono bem como, em menor quantidade, de dióxido de enxofre e de ácido sulfúrico, lançados para a atmosfera pelas erupções vulcânicas (Audoze e Israël 1996, Mursky 1996, Freedman e Kaufmann 1998). Face à densa atmosfera recorreu-se às microondas por radar para estudar a superfície (figura 3.48) (Robinson 1995, Freedman e Kaufmann 1998).

A superfície de Vénus é considerada extremamente plana. De acordo com dados obtidos pela sonda Pioneer e Magalhães, cerca de 80% da superfície são **terras baixas** constituídas por planícies de origem vulcânica e cerca de 18% são **terras altas** (continentes) (Uchupi e Emery 1993, Encrenaz et al. 1995, Henarejos e Thomas 1995, Freedman e Kaufmann 1998).

Relativamente ao nível médio venusiano (considerado o raio médio, 6052 km), as **planícies** localizam-se 1 km acima desse nível (~60%) designadas por intermédias e cerca de 20% abaixo do mesmo (figura 3.47), sendo o ponto mais baixo representado pelo **Chasma de Diana**, 2 km abaixo do nível médio (Guest et al. 1992, Uchupi e Emery 1993, Encrenaz et al. 1995, Audoze e Israël 1996, Mursky 1996). As planícies são morfologicamente pouco estruturadas entre as quais se destacam a planície Atalanta e de Lavinia, entre outras (tabela 3.9).

No que concerne às áreas continentais, apresentam em média um relevo de 3 km acima do nível médio de Vénus, sendo o ponto mais elevado atingido pelos Montes Maxwell, 11,1 Km acima do nível médio (8 km acima da Terra de Ishtar) (Uchupi e Emery 1993).

As terras altas são constituídas por três grandes continentes, a **Terra de Ishtar** no hemisfério Norte onde se localiza o **planalto de Lakshmi** (4-5 km acima do nível da Terra de Ishtar) e o **Monte Maxwell**, a **Terra de Afrodite** no equador e no hemisfério Sul a **Terra de Lada**, além de pequenas regiões elevadas disseminadas pela superfície (tabela 3.9) (Uchupi e Emery 1993, Mursky 1996, Freedman e Kaufmann 1998). De acordo com a nomenclatura

referida na tabela 3.6, as regiões (*Regio*) são áreas com topografia elevada, incluídas ou não nas terras altas, designadamente a Eistla Regio e a Thetis Regio, entre outras. Embora o planalto de Lakshmi, na zona ocidental da Terra de Ishtar seja único no planeta os montes, designação dada a montanhas de natureza vulcânica, são representados por montes como o monte Maxwell (a Este da Terra de Ishtar), o monte Gula e o monte Siff (na Região Eistla na Terra de Afrodite) (Guest et al. 1992, Robinson 1995). Segundo Mursky (1996) as terras altas são dominadas por terrenos de cristas complexas, designados por *tesseras*, consideradas as unidades estratigráficas mais antigas de Vénus, como por exemplo a tessera Fortuna a Sudeste da Terra de Ishtar.

De uma forma geral (Uchupi e Emery 1993, Henarejos e Thomas 1995), as formações topográficas têm uma orientação Este–Oeste. As morfologias que caracterizam a superfície de Vénus (tabela 3.9) resultam, essencialmente, de processos endógenos (tabela 3.5) tendo as exóticas e as exógenas uma representação muito reduzida (Uchupi e Emery 1993).

Tabela 3.9 – Resumo genérico sobre o tipo de morfologias encontradas em Vénus e a respectiva localização (N–norte, S- Sul, W- Oeste, E- Este).

<b>Terras Altas</b>	
<b>Terras</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>➤ Terra de Ishtar (hemisfério Norte) – morfologia semelhante à das zonas de fossa terrestres</li> <li>➤ Terra de Afrodite (equador) – morfologia semelhante à das zonas de crista terrestres</li> <li>➤ Terra de Lada (hemisfério Sul)</li> </ul>
<b>Regiões</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>➤ Techus Regio a E da Terra de Ishtar</li> <li>➤ Eistla Regio a W da Terra de Afrodite</li> <li>➤ Ovda Regio, Thetis Regio e Atla Regio, de W para E na Terra de Afrodite</li> <li>➤ Alpha Regio a N da Terra de Lada</li> <li>➤ Beta Regio, Phoebe Regio e Themis Regio de N para S e a W de Eistla Regio</li> </ul>
<b>Montes</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>➤ Maxwell na Terra de Ishtar</li> <li>➤ Gula e Siff em Eistla Regio (Terra de Afrodite)</li> <li>➤ Sapos, Ozza e Maat de N para S em Atla Regio</li> </ul>
<b>Planaltos</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>➤ Lakshmi na zona ocidental da Terra de Ishtar (único no planeta)</li> </ul>
<b>Terras Baixas</b>	
<b>Planícies (pouco estruturadas morfologicamente)</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>➤ Atalanta a E da Terra de Ishtar</li> <li>➤ Niobe e Aino a N e S da Terra de Afrodite</li> <li>➤ Sedna e Guinevere a NW e SW da Eistla Regio</li> <li>➤ Helen a SW de Themis Regio</li> <li>➤ Lavinia a S de Alpha Regio</li> </ul>

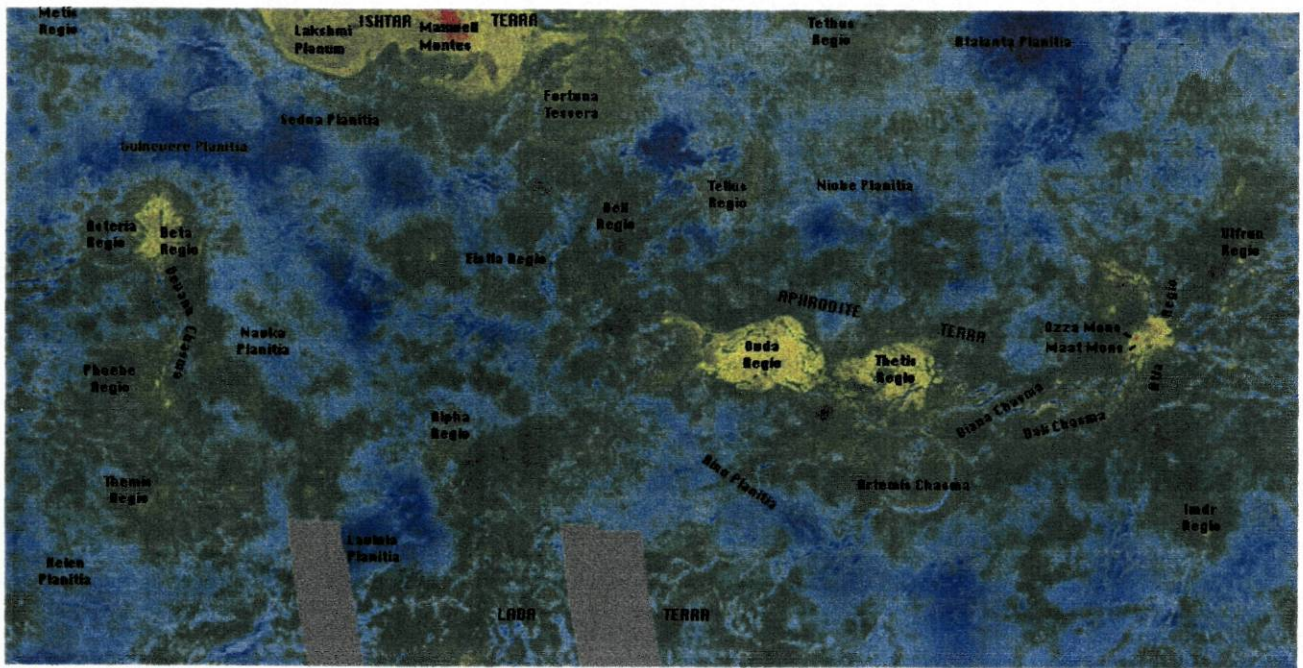


Figura 3.47 – Mapa topográfico de Vénus (URL42).



a) b)

Figura 3.48 – Vista global de Vénus coberta por uma espessa atmosfera em a) e sem atmosfera em b) (Henarejos e Thomas 1995).

## *Morfologias exóticas*

A análise de imagens das sondas Magalhães e Venera indicam uma quantidade muito baixa de crateras (cerca de 900) na superfície de Vénus (Audoze e Israël 1996, Mursky 1996). As crateras têm diâmetro superiores a 8 km, sendo a maioria grandes crateras. A cratera de Mead (Figura 3.49) representa a maior estrutura exótica venusiana.

A relativa ausência de pequenas crateras deve-se, segundo Audoze e Israël (1996), à atmosfera de Vénus que age como escudo protector. Porém, a baixa densidade, geral, destas morfologias atribui-se não só à diminuição do impactos de meteoritos bem como à sua obliteração por fenómenos de vulcanismo ou tectonismo que renovam a superfície planetária (Uchupi e Emery 1993, Freedman e Kaufmann 1998).

Genericamente, a densidade de crateras é a mesma em toda a superfície, com idades entre 300-500 M.a. A inexistência de crateras mais antigas é explicada pela enorme renovação da superfície com lava durante um período de erupções que ocorreram há cerca de 400 M.a. (Mursky 1996, Freedman e Kaufmann 1998). A distribuição uniforme das crateras leva a concluir que a superfície venusiana tem, aproximadamente, a mesma idade, 400 M.a. (Freedman e Kaufmann 1998).

Todavia, (Uchupi e Emery 1993, Mursky 1996), a menor densidade de crateras de impacto, relativamente à media global, em áreas de estruturas vulcânicas sugerem a ocorrência de actividade vulcânica posterior à renovação da superfície referida anteriormente. As zonas vulcânicas entre as regiões Alfa e Beta e a Terra de Afrodite são mais recentes que as áreas circundantes (Uchupi e Emery 1993, Mursky 1996).

Mursky (1996) refere que as zonas de baixa densidade de crateras estão correlacionadas com áreas de concentração de vulcões, rifts e coronas o que indica que estas estruturas são mais recentes e estima-se que datem de entre 125-70 M.a.

Ivanov et al. (in Uchupi e Emery 1993) referem que a distribuição do ejecta e a morfologia das crateras são influenciadas pela elevada densidade atmosférica e pela elevada temperatura na superfície de Vénus.

As crateras com diâmetro superior a 15 km exibem as morfologias típicas das crateras complexas, no entanto, o seu ejecta tende a ser lobado e levemente pontegudo na periferia lembrando pétalas (figura 3.50). Aparecem, ainda, estruturas denominadas de halos ou auréolas, claras e escuras, em torno das crateras, cuja origem se atribui a ondas de choque atmosféricas, geradas pela passagem de um meteorito, que formaram as auréolas de finos sedimentos

momentos antes do impacto (figura 3.50) (Uchupi e Emery 1993, URL47). Ivanov et al. (in Uchupi e Emery 1993) crêem que estas ondas de choque influenciam a distribuição e o tipo de ejecta formado.

Algumas crateras, como a Addams (figura 3.51), apresentam fluxos de lava que, segundo Uchupi e Emery (1993) e URL47, se devem à elevada temperatura e pressão à superfície permitindo que o impacto funda mais material comparativamente aos outros planetas. Embora raras, aparecem em Vénus crateras modificadas por processos vulcânicos não associados ao impacto. É o caso da cratera de Alcott, com 63 km de diâmetro, intensamente preenchida por lava e cujo ejecta da margem Sudeste foi preservado (figura 3.52). A Sudoeste da cratera observa-se um canal que, outrora, conduziu a lava (Schaber 1991).

Outra estrutura exótica detectada pelas sondas Venera e Magalhães, controversa quanto à origem, foi a cratera Cleópatra, situada em cima de falhas do monte Maxwell, evidenciando a figura 3.53 uma bacia interna, uma externa e depósitos de ejecta. Embora a margem da cratera se assemelhe a uma caldeira vulcânica, o ejecta e a bacia interna defendem tratar-se de uma cratera de impacto. Pensa-se (Schaber 1991) que a curta extensão do ejecta seja devido à localização da cratera nas terras altas. Fluxos de material fundido pelo impacto ou de vulcanismo associado ao impacto, preencheram o vale a Nornordeste da cratera (canto superior direito da imagem). Segundo Uchupi e Emery (1993), trata-se de uma cratera recente uma vez que está tectonicamente intacta.

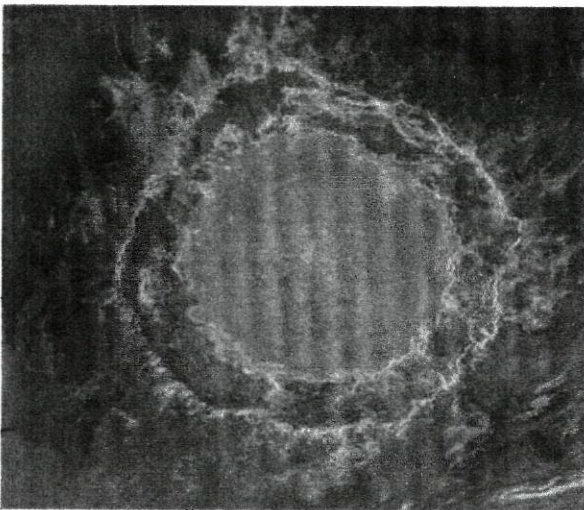


Figura 3.49 – Cratera de Mead com 280 km de diâmetro, localiza-se a Norte da Terra de Afrodite e a Este da Região de Eistla. Apresenta um anel interior e um exterior, em torno do qual se observa uma pequena cobertura de ejecta (URL47).

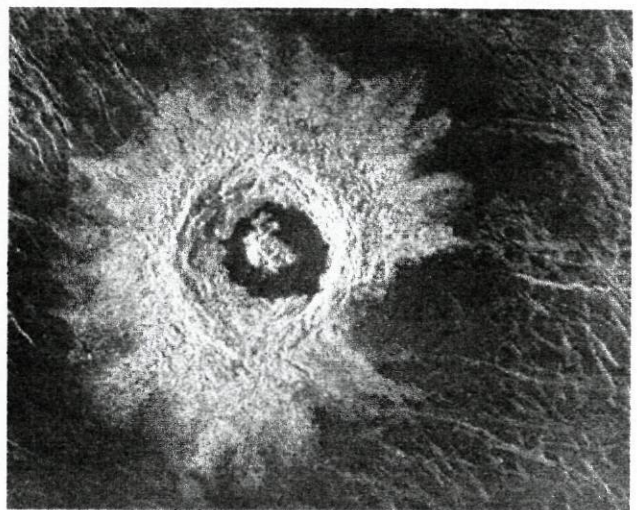


Figura 3.50 – Cratera de Golubkina, com 30 km de diâmetro. Evidencia um pico central sendo a morfologia interna da margem resultado do colapso da cavidade inicialmente originada pelo meteorito (URL47).

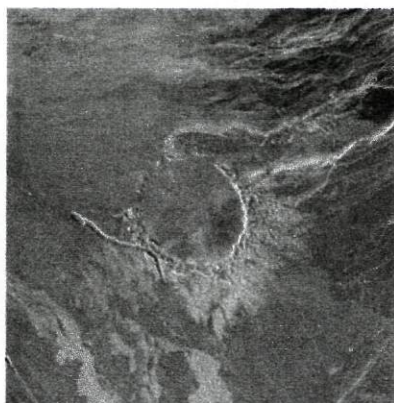


Figura 3.51 – Cratera de Addams (URL47).

Figura 3.52 – Cratera de Alcott (URL47).

Figura 3.53 – Cratera de Cleopatra (URL47).

### *Morfologias endógenas*

As morfologias geradas por processos endógenos representam cerca de 99% da superfície de Vénus. As maiores superfícies endógenas, de origem vulcânica, são as planícies que consistem em longos campos de lava associados a canais sinuosos (figura 3.54). Estes campos de lava encontram-se em maior concentração na região de Alpha e nos flancos da Terra de Afrodite e de Alpha Regio (Guest et al. 1922, Uchupi e Emery 1993).

Com base na distribuição e orientação dos fluxos de lava e de pequenos vulcões escudo verificou-se que os fluxos provinham, especialmente, das planícies intermédias (entre 0-2 km altitude). A lava, possivelmente oriunda de vulcões, aberturas na crosta, depressões à superfície ou mesmo de hot spots, fluía para as zonas mais baixas. Os fluxos de lava apresentam uma grande variedade de morfologias entre os quais diques e canais (Guest et al. 1992, Uchupi e Emery 1993, Cattermole 1994, Mursky 1996, Freedman e Kaufmann 1998). Henarejos e Thomas (1995) referem, com base no balanço entre crateras formadas e destruídas, que o vulcanismo em Vénus ocorreu por vários episódios.

A morfologia das planícies parece reflectir o resultado da interacção de fenómenos vulcânicos e tectónicos (tabela 3.10), aspecto generalizado em toda a superfície, existindo evidências de que as planícies se formaram entre 300-500 M.a., quer por acções das plumas mantélicas quer por expansão crustal (Mursky 1996). Pensa-se (Guest et al. 1992, Uchupi e Emery 1993) que as planícies de Atalanta e Lavínia, depressões que contêm estruturas compressoriais e ausência de estruturas ligadas aos hot spots, como as coronas e os vulcões escudo, possam ter resultado de um processo inverso ao da ascensão das plumas mantélicas.

Não obstante, as terras altas são, também, de origem vulcânica, representadas por elevações como as regiões Eistla, Beta, Alfa, Bell, Imdr, caracterizadas por apresentar vulcões escudo e extensos fluxos de lava, além de morfologias de extensão tectónica associadas a plumas mantélicas (Uchupi e Emery 1993, Henarejos e Thomas 1995).

Em toda a superfície venusiana podem encontrar-se morfologias geradas por vulcanismo designadamente vulcões, caldeiras, fluxos / canais de lava, coronas, aracnoides e novae. No entanto, a actividade vulcânica concentra-se, essencialmente, na zona equatorial (Encrenaz et al. 1995).

Os vulcões, cuja origem se deve a plumas mantélicas, localizam-se preferencialmente nas planícies intermédias (0-2 km altitude), sendo pouco frequentes nas terras baixas e em áreas de cadeias montanhosas, de cinturões de cristas e de planícies com cristas (tabela 3.10). De acordo com o tamanho definem-se três categorias de aparelhos vulcânicos, os que apresentam diâmetros até 20 km (vulcões escudo), os de diâmetro entre 20-100 km (a maioria representados por estruturas tipo domo) e aqueles que variam entre 100-500 km de diâmetro e altura até 2 km (Guest et al. 1992).

Os **vulcões escudo** são os mais comuns, atingindo alturas até 200 m. A maioria apresenta crateras no cume e, por vezes, domos, estando muitas vezes associados a fracturas lineares, sugerindo que as anomalias termais locais são geradoras da fonte de magma. Ocorrem, normalmente, em grupos, campos de vulcões escudo (figura 3.55) (Uchupi e Emery 1993, Henarejos e Thomas 1995, Mursky 1996, URL46).

Os **domos** são estruturas concêntricas e aplanadas, de origem vulcânica, cuja morfologia e albedo sugerem serem constituídos por lavas mais ácidas. No entanto, a sua superfície suave, pontilhada de pequenas crateras, indicia uma composição basáltica. Os domos aparecem, normalmente, em grupos, por vezes, sobrepostos, a que se denominam **pancakes** (figura 3.56). Alguns domos, referenciados como **ticks**, apresentam uma estrutura circular com sulcos radiais que se estendem das suas margens (figura 3.57). Este tipo de estruturas ocorrem em cima de um sistema concêntrico ou oval de fracturas e tendem a estar associados a zonas de rifte e a grandes edifícios vulcânicos (Guest et al. 1992, Mursky 1996, Freedman e Kaufmann 1998). Guest et al. (1992) e Henarejos e Thomas (1995), defendem que as fracturas permitem a ascensão de magma.

Outras morfologias endógenas comuns em Vénus são as **coronas** (figura 3.58). São estruturas circulares de grandes dimensões (250 km de diâmetro, em média) rodeados por um anel de cristas e fossas concêntricas, ocupada internamente por materiais vulcânicos e externamente exhibe estruturas radiais do tipo graben. Correspondem a estruturas mistas

(tectónicas e vulcânicas) interpretadas como a expressão crustal de fenómenos mantélicos (plumas) que geram o levantamento crustal e o fracturamento radial. Apesar de amplamente distribuídas pela superfície as coronas encontram-se, preferencialmente, nas Regiões de Atla, Beta, Eistla e na região adjacente da Eistla Regio (Uchupi e Emery 1993, Henarejos e Thomas 1995, Mursky 1996, Freedman e Kaufmann 1998, URL45). Os **aracnóides** (figura 3.59) são estruturas precursoras das coronas. Crê-se que os aracnóides se formaram sobre um hot spot com posicionamento da câmara de magma relativamente superficial tendo produzido intrusão e levantamento parecido com um domo e um sistema de diques radiais (Robinson 1995, Mursky 1996).

As *novae* são estruturas radiais tipo estrela, podendo representar coronas intermédias ou aquelas cujo desenvolvimento foi impedido. Podem resultar do levantamento e fractura da superfície acompanhada de extrusão magmática. É caracterizada por ser uma estrutura radial proeminente, que ocorre frequentemente associada a grandes vulcões e coronas (Uchupi e Emery 1993, Mursky 1996).

No que concerne aos maiores edifícios vulcânicos com diâmetros superiores a 100 Km, aparecem em menor quantidade e localizados, preferencialmente, nas terras altas. Alguns exemplos de vulcões são o Monte Gula e o Monte Sif na região de Eistla (figuras 3.60 e 3.61), que se encontram ligados por rifts com um relevo de 2-4 km acima do nível médio e orientação Noroeste. Na Terra de Ishtar localiza-se o Monte Maxwell, a Este do planalto de Lakshmi, erguendo-se 8 km acima do planalto e cerca de 11,1 km acima do nível médio. A Este do Monte Maxwell pode encontrar-se um sistema de morfologias tectónicas designadamente um complexo de cristas, fossas e depressões com um relevo de 2-3 km (tabela 3.10) (Uchupi e Emery 1993, Audoze e Israel 1996). O planalto de Lakshmi é um local de vulcanismo evidenciando estruturas similares a crateras profundas e complexas, interpretadas como caldeiras vulcânicas, que se designam de **Pateras**, a Collete e Sacajawea (figura 3.62). Pensa-se que tenham sido originadas por uma pluma mantélica que levantou e fracturou a região havendo, posteriormente, expulsão intensa de magma. A formação deste planalto foi atribuída a um hot spot e a um levantamento da crosta que levou à fusão do material e, conseqüentemente, ao vulcanismo. Este planalto é uma região de grande interesse morfológico no qual se visualiza a passagem de um sistema de cadeias de dobras paralelas a um terreno designado de tessera (Guest et al. 1992, Uchupi e Emery 1993, Audoze e Israel 1996, Mursky 1996, Freedman e Kaufmann 1998, URL46).

As **tesseras** localizam-se em áreas onde a crosta é bastante espessa sendo caracterizadas por serem terrenos caóticos, com dois ou mais sistemas de cristas ou fossas que se intersectam

(Henarejos e Thomas 1995). Crê-se, segundo Uchupi e Emery (1993), que resultem da acção da gravidade ou, de interacção de plumas mantélicas e expansão crustal ou, da deformação por levantamento em zonas de crosta espessa ou uma combinação de compressão e relaxamento (tabela 3.10). As tesseras, embora disseminadas pela superfície, predominam nas terras altas indicando regiões de deformação tectónica horizontal (Henarejos e Thomas 1995).

As estruturas, exibidas por Vénus, como as coronas e as tesseras, são o produto de convecção mantélica e facturamento da litosfera, respectivamente, não observáveis em qualquer outro planeta.

Imagens obtidas pela sonda Magalhães não evidenciam a existência de placas tectónicas, contudo existem deformações que sugerem movimento horizontal da litosfera (Encrenaz et al. 1995, Freedman e Kaufmann 1998). A maior compressão litosférica e encurtamento crustal é reflectida pelas cadeias montanhosas (figura 3.63) que chegam a atingir 10 km acima do nível médio. Esta elevação, que deve ser suportada por processos mantélicos, tende a ter a forma de cinturões associados a zonas de rifte, com 100-300 km de largura e mais de milhares de quilómetros de comprimento, bem como a zonas de grandes edificios vulcânicos. Esta elevação topográfica está representada, por exemplo, na região equatorial que compreende a Terra de Afrodite e as regiões de Asteria, Beta, Eistla e Phoebe (figura 3.64) (Uchupi e Emery 1993, Audoze e Israel 1996, Freedman e Kaufmann 1998).

Outras morfologias geradas por compressão são as **lineações (*lineae*)**, que revelam a existência de falhas, resultantes dos movimentos de convecção mantélica que promoveram o levantamento e estiramento da crosta. Em alguns locais as lineações são regularmente espaçadas e alinhadas sugerindo tratar-se de falhas gravíticas associadas a um sistema de fossas (figura 3.65) (Uchupi e Emery 1993, Robinson 1995, URL42).

Relativamente às estruturas tectónicas distensivas, estas são manifestadas nas zonas de rifte, localizando-se a maioria nas terras altas equatoriais, na região de Beta e Phoebe. Beta Regio apresenta uma forma oval com cerca de 2000 Km de largura e com uma altura de, aproximadamente, 5 km de relativamente ao nível médio das planícies ondulantes. Nesta estrutura emergem duas estruturas vulcânicas. A mais alta é o Monte Theia com uma extensão de 300 Km por 2500 m de altura acima do nível a que esta região se encontra. É circundada por profundos canyons dentro dos quais parece haver vestígios de correntes de lava. Theia Mons está indiscutivelmente ligada à estrutura geral de Beta Regio. A sequência dos dois acontecimentos, tectónica primeiro e depois vulcanismo, é confirmada pelas análises de radar da reflectividade do solo (Uchupi e Emery 1993, Robinson 1995, Audoze e Israel 1996). Uma estrutura interessante,

localizada na Região Beta, é a cratera de Somerville que foi cortada a meio por uma falha, gerando um vale com 20 km de largura (figura 3.66). Na parte esquerda da cratera observam-se estrias verticais que são fracturas ou falhas originadas por acção das forças produzidas pelo impacto (Freedman e Kaufmann 1998, URL47).

Na parte Este da Terra Aphrodite aparece a Região Atla que tem características semelhantes a Região Beta. Novamente, as estruturas vulcânicas aparecem sobrepostas aos sistemas tectónicos. Estudos geofísicos de Vénus revelam informações sobre a ligação entre a tectónica e o vulcanismo, bem como sobre o tipo de vulcanismo. Os geofísicos estabeleceram a correlação entre a topografia e a distribuição global das variações de densidade na crosta. Esta correlação implica, a uma escala global, que a crosta seja menos espessa e mais rígida, não podendo ser afectada por movimentos das placas tal como acontece na Terra (Cattermole, P. 1994, Henarejos e Thomas 1995, Audoze e Israel 1996).

Imagens recentes da sonda Magalhães reforçam a ideia de que o calor libertado nos hot spots é um processo muito importante na modelação da paisagem de Vénus contudo não existem evidências que suportem a existência de placas tectónicas (Encrenaz et al. 1995, Robinson 1995).

Tabela 3.10 – Relação entre a altitude e as morfologias endógenas em Vénus e respectiva interpretação (traduzido de Mursky 1996).

	Terras Baixas		Terras Altas (>2 km)
	Planícies intermédias (0-2 km)	Planícies (<0 km)	
<b>Áreas</b>	Regiões de Beta, Atla, Themis, Eistla, Bell	Planícies de Guinevere, Lavinia, Rusalka, Vinmara, Helen, Atalanta	Terras de Ishtar e Afrodite, Regiões de Beta, Phoebe, Alpha e Tellus
<b>Centros Vulcânicos</b>	Abundante	Alguns	Alguns
<b>Morfologias</b>	Fracturas Falhas Vales de Falha Riftes	Planícies com cristas Cinturões de cristas Planícies de lava Canais/fluxos de lava	Cadeias montanhosas Tessera
<b>Interpretação</b>	Extensão regional Rifting	Compressão regional Falhas inversas Dobras	Compressão regional Dobras Espessamento da crosta Extensão à superfície
<b>Mecanismos de formação</b>	Ascensão de plumas mantélicas	Abaixamento das plumas?	Ascensão regional das plumas? Abaixamento global das plumas?

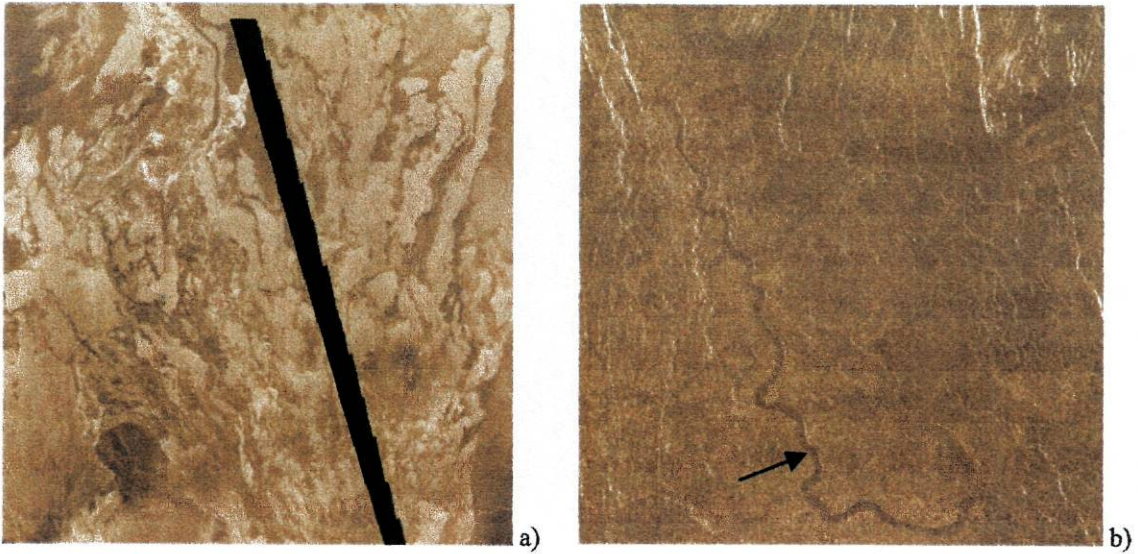


Figura 3.54 – a) Escoada de lava na planície de Lavinia. b) Canal de lava sinuoso (seta) com cerca de 200 km de comprimento e 2 km de largura (URL45).



Figura 3.55 – Campos de vulcões escudo na planície de Niobe apresentando, também, uma rede de fracturas (URL46).

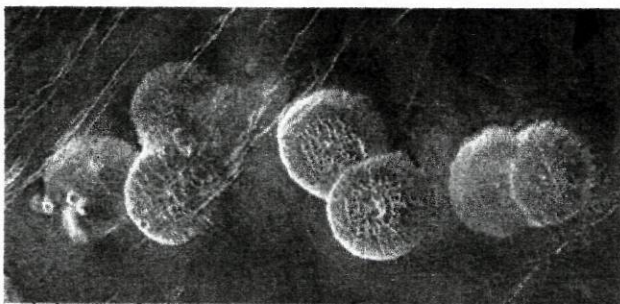


Figura 3.56 – Pancakes, localizado a Este da Região de Alpha. É constituído por sete domos circulares que têm, em média, 25 km de diâmetro e 750 m de altura (URL45).

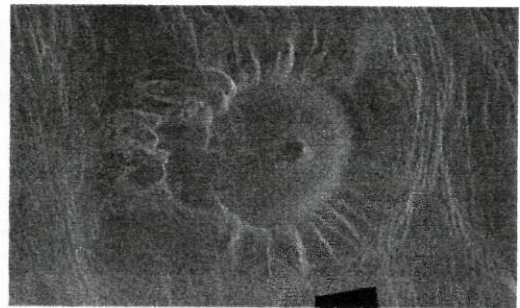


Figura 3.57 – Tick, com 66 km de diâmetro na base, que apresenta nas vertentes sulcos e vales radiais (URL45).

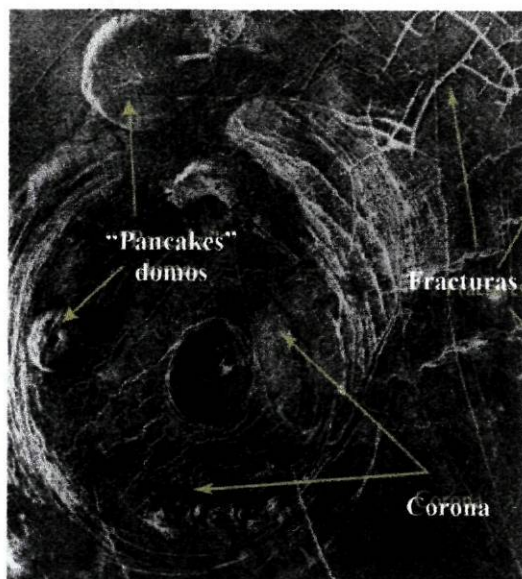


Figura 3.58 – Corona Aine, com 200 km de diâmetro, que se localiza a Sul da Terra Afrodite. Está rodeada de alguns domos e de fracturas proeminentes e complexas (Freedman e Kaufmann 1998).

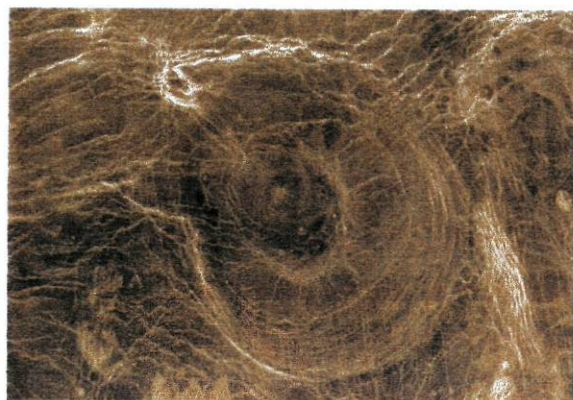
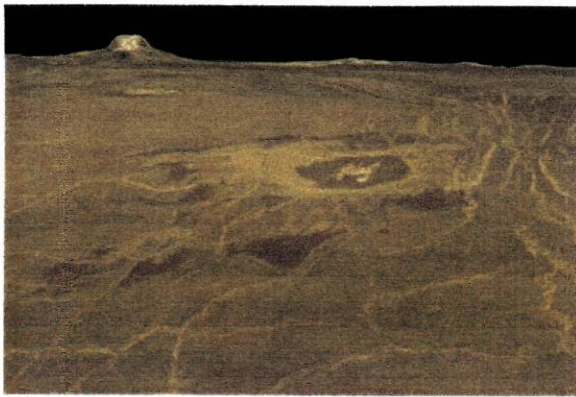
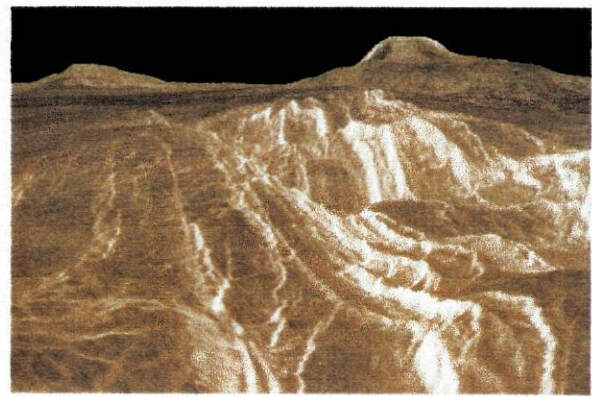


Figura 3.59 – Aracnóide. É uma forma oval com anéis concêntricos e uma complexa rede de fracturas estendendo-se para fora (URL42).



a)



b)

Figura 3.60 – a) Parte Ocidental da região de Eistla evidenciando o Monte Gula no horizonte, vulcão escuro com 3 km de altura. No centro da imagem observa-se a cratera de Cunitz (com 48 km de diâmetro) bem como, à direita, fracturas e dobras. b) Parte Ocidental da Região Eistla exibindo, em primeiro plano um vale em fenda que se estende até à base do Monte Gula (no horizonte, à direita). O Monte Sif, com 300 km de diâmetro e 2 km de altura, aparece, no horizonte, à esquerda (URL42).

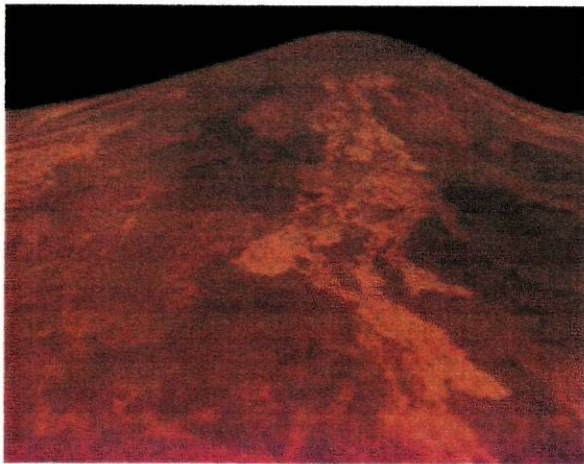


Figura 3.61 – Imagem a falsa cor do vulcão Sif Mons (2 km de altura e 200 km de diâmetro). Os fluxos de lava claros, associados a vulcanismo mais recente, sobrepõem-se aos fluxos mais escuros de aparência mais suave. A imagem está verticalmente exagerada 20 vezes (URL45).

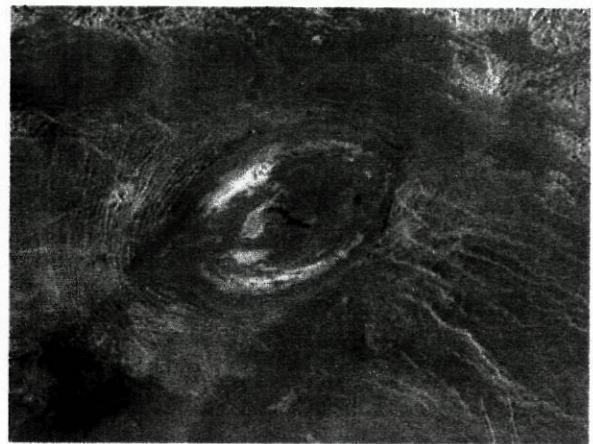


Figura 3.62 – Patera de Sacajawea. É uma caldeira elíptica, 260 km por 175 km, que forma uma depressão com cerca de 2 km rodeada por uma zona de vales concêntricos (evidenciados pelas linhas brancas). As linhas brancas que se estendem da margem Este da caldeira em direcção a Sudeste são escarpas lineares sinuosas (URL46).



Figura 3.63 – Montanhas Akna, na margem Oeste do planalto de Lakshmi. Apresenta uma cratera gigante que não parece ter sido tectonicamente deformada. A imagem representa uma área com cerca de 200 km de comprimento por 125 km de largura (*URL45*).

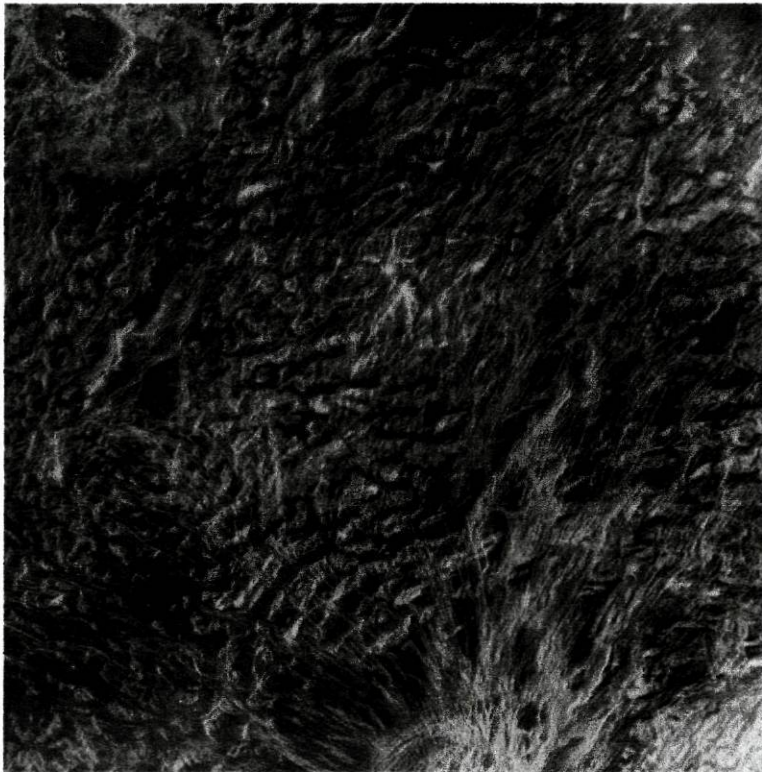


Figura 3.64 – Região de Ovda, na Terra de Afrodite, apresenta uma superfície com uma história complexa. Uma deformação inicial gerou cristas múltiplas e domos com mais de 20 km de diâmetro. De seguida os sulcos, entre as cristas, foram preenchidos por lava e, posteriormente, toda a região foi fracturada por um sistema de falhas, que convergem para uma estrutura circular visível no fundo desta imagem. A última estrutura a formar-se foi uma cratera de impacto, com um magnífico anel interno (canto superior esquerdo) (*Henarejos e Thomas 1995*).



Figura 3.65 – Lineações, Norte da planície Guinevere. Terreno com falhas paralelas espaçadas com intervalos de 1 km e estendem-se além dos limites da imagem. (URL42).

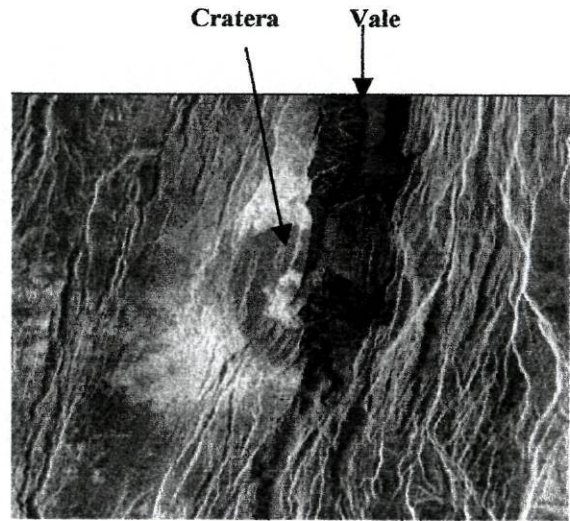


Figura 3.66 – Cratera Balch, na região Beta, atravessada a meio por um vale de falha. As linhas a branco correspondem a falhas ou grabens (URL45).

Recorrendo aos raios-X de fluorescência as sondas Venera 13 e 14 e a Veja 2 adquiriram dados que indiciam que as rochas venusianas são quimicamente similares aos basaltos toleíticos e gabros terrestres. Análises em algumas amostras de lava, indicam uma composição semelhante aos komatitos ou mesmo magmas ricos em carbonatos. Esta interpretação que considera a superfície basáltica é apoiada pela presença de vulcões escudo (Encrenaz et al. 1995, Henarejos e Thomas 1995, Robinson 1995, Audoze e Israel 1996).

### *Morfologias exógenas*

A superfície de Vénus está modelada por processos erosivos associados à acção do vento e de deslizamento de massa. As morfologias eólicas estão disseminadas por Vénus denotando-se uma mudança na orientação dos ventos de acordo com a topografia. Como resultado das elevadas temperaturas em Vénus os sedimentos eólicos tendem a aderir à superfície formando uma fina camada de material agregado.

As estrias, a Nordeste da cratera de Mead, foram produzidas pelo arrastamento de sedimentos (gerados pelo impacto) por acção do vento com orientação Noroeste-Sudeste (figura 3.67), cujo relevo típico é denominado de “yardang”. A figura 3.68 evidencia uma cauda semelhante à de um cometa que representa uma estria formada pelo vento. A Este da Terra de Ishtar pode, também, encontrar-se campos de dunas transversais (Uchupi e Emery 1993, Henarejos e Thomas 1995, Audoze e Israël 1996, URL45).

Aliado à erosão eólica existe, nos locais de maior altitude, erosão química. Uchupi e Emery (1993) e Audoze e Israël (1996) explicam que as poeiras transportadas pelo vento reagem quimicamente com a atmosfera, alterando os minerais por erosão.

Além das morfologias geradas por acção do vento existem, também, as relacionadas com movimentos de massa. Tais acontecimentos podem verificar-se nos contactos irregulares entre a tessera e as planícies circundantes. As planícies são também alvo de erosão por fluxos vulcânicos, formando canais ou indícios de corrente e construindo estruturas anastomosadas (figura 3.69) (Guest et al. 1992, Uchupi e Emery 1993).

Henarejos e Thomas (1995) referem que não existe evidencia de alteração climática em Vénus nos últimos 800 M.a., pelo que a superfície foi modelada durante este tempo pelos mesmos processos exógenos que existem actualmente.



Figura 3.67 – Estrias formadas pelo vento a Nordeste da cratera de Mead (URL47).

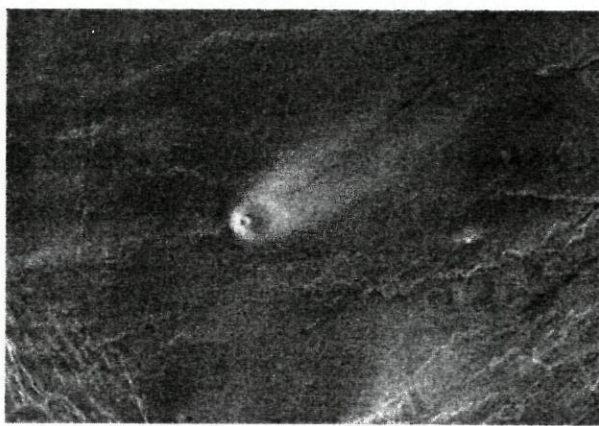


Figura 3.68 – Vulcão com 5 km de diâmetro evidenciando uma cauda de materiais arrastados pelo vento com 35 km de comprimento e 10 km de largura (URL47).

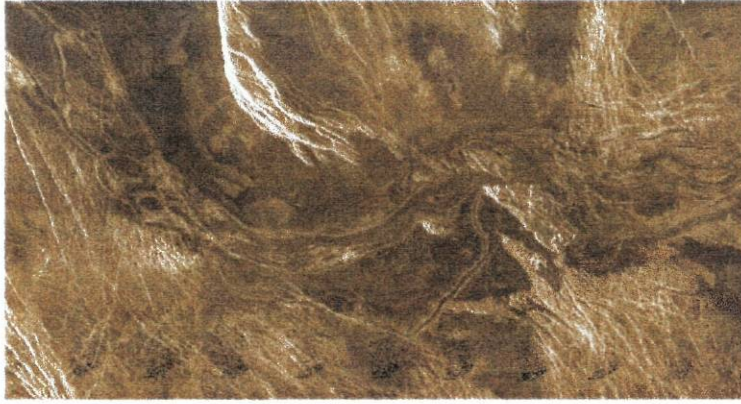


Figura 3.69 – Canais de lava anastomosados definindo ilhas aerodinâmicas que indicam uma direcção para Este do fluxo (URL46).

### *Cronologia*

A expansão e reciclagem da crosta pode ter ocorrido em Vénus, no passado, ou existir presentemente embora a um nível menor. No entanto, os mecanismos dominantes de aquecimento da litosfera parecem estar ligados a plumas.

Com base na análise de imagens e da topografia obtidas pelas missões Magalhães não existem indicações de registos de terrenos que datem dos primeiros 80% da história venusiana. Os terrenos mais antigos estão representados por terrenos altamente deformados, localizados nas zonas mais elevadas, as tesseras, que têm aproximadamente 1 G.a. (Cattermole, P. 1994, Robinson 1995, Mursky 1996)

Do terreno observado, 85% refere-se a grandes planícies vulcânicas que, pela interpretação do registo de crateras, indicam ocorrência de uma deformação tectónica global e de intensos episódios extrusivos entre 300-500 M.a. Após este fluxo catastrófico, oriundo das terras altas, a actividade vulcânica decresceu drasticamente pelo que as planícies ( $\approx$ 400 M.a.) passaram a registar as crateras, desde há muito, inalteradas (Guest et al. 1992, Audoze e Israel 1996, Freedman e Kaufmann 1998).

A análise da densidade de crateras em várias estruturas morfológicas como vulcões e coronas sugerem que os terrenos que as contêm são mais recentes (125-70 M.a.) e representam actividade geológica relativamente mais recente. Esta actividade parece ser dominada por hot spots tectónicos, tendo a ascensão de magma das plumas e a consequente tensão litosférica associada, produzido vulcões e movimentos horizontais limitados da litosfera (Robinson 1995, Mursky 1996, Freedman e Kaufmann 1998).

### 3.3.6 Morfologias de Marte

O estudo topográfico e geomorfológico da superfície de Marte foi possível devido aos dados obtidos pelas sondas Mariner e Viking, utilizando espectrometria de infravermelhos e ultra-violeta e fotografias, associado às informações obtidas por radar a partir da Terra, iniciada na década de 60 (Encrenaz et al. 1995, Audoze e Israel 1996, Freedman e Kaufmann 1998).

A superfície de Marte é caracterizada por apresentar uma dualidade morfológica e uma dicotomia topográfica levando a considerar-se dois hemisférios diferentes. Podem distinguir-se, quanto à elevação, três superfícies designadamente, as **terras baixas** no hemisfério Norte, as **terras altas** no hemisfério Sul e uma zona equatorial de transição, que se estende por uma grande área, o **Valles Marineris** (figuras 3.70 e 3.71, tabela 3.11) (Mursky 1996). Os terrenos dos hemisfério Sul estão cerca de 1-4 km acima do nível médio e o hemisfério Norte 1-2 km abaixo do mesmo. Esta assimetria entre os hemisférios pode corresponder, segundo Mason (in Audoze e Israel 1996), a uma diferença de espessura da crosta. Uchupi e Emery (1993) e Audoze e Israel (1996) referem, ainda, que os hemisférios Norte e Sul estão em equilíbrio isostático, o que leva a crer que se posicionem sobre diferentes tipos de crosta.

O hemisfério Sul, que ocupa dois terços da superfície, contém as unidades geológicas mais antigas de Marte e é caracterizada por ter uma elevada densidade de crateras de impacto, assemelhando-se às terras altas da Lua e de Mercúrio.

No hemisfério Sul encontram-se três grandes e profundas depressões (bacias), a **planície de Argyre**, a **planície de Hellas** e a **planície de Isidis**, que se situam abaixo do nível médio do planeta (figura 3.70). Estas depressões foram, provavelmente, produzidas pelo impacto de grandes meteoritos, tal como as bacias lunares, há cerca de 4 G.a (Encrenaz et al. 1995). A depressão de Hellas, que representa a zona mais baixa do planeta, a - 4 km do nível médio de Marte, exhibe vulcões de baixo relevo como a Patera de Hadriaca, Patera de Amphitrites e a Patera de Tyrrhena. Além das depressões, o hemisfério Sul apresenta planaltos como o de Syria, o de Sinai, o de Polis, o de Hesperia e o de Thaumasia. Este último, com 2000 km de largura e 4 km de altura, exhibe uma enorme fossa tectónica.

O hemisfério Norte, que se situa a 3 km abaixo da altitude média do hemisfério Sul, apresenta planícies com fraca densidade de crateras, lembrando os mares lunares, tais como a planície de Chryse e Amazonis, perto da região de Tharsis. Este hemisfério exhibe as unidades geológicas mais recentes e, também, as mais elevadas do planeta, nomeadamente, o **planalto de Tharsis** a Noroeste e o **planalto de Elysium** a Nordeste (figura 3.70), ambos de origem

tectónico-vulcânica. Pensa-se que as planícies do hemisfério Norte se devam às escoadas de lava oriundas destas duas grandes regiões vulcânicas (Mutch et al. 1976, Mursky 1996).

O planalto de Tharsis é um domo, situado a Oeste e perto do equador, que ocupa cerca de 25% da área da superfície do planeta. Estende-se 4000 km de Norte para Sul e 3000 km de Este para Oeste e eleva-se cerca de 6 km, relativamente às planícies adjacentes, chegando a atingir 10 km na zona mais central (Mursky 1996). Nesta região situam-se pelo menos doze vulcões, mais do que em qualquer província de Marte, entre os quais as maiores formações vulcânicas, designadamente, o monte Olympus e os vulcões alinhados de **Arsia**, **Pavonis** e **Ascraeus**, com orientação Nordeste, formando a **cadeia de montes de Tharsis** (figuras 3.70 e 3.71) (Uchupi e Emery 1993, Encrenaz et al. 1995, Audoze e Israel 1996, Mursky 1996).

O Monte Olympus localiza-se a 1600 km a Noroeste da cadeia de montes de Tharsis, sendo considerado o maior do planeta e do Sistema Solar. A sua base tem um diâmetro de, aproximadamente, 700 km e eleva-se 27 km acima do nível médio (25 km acima das planícies circundantes) (Mursky 1996, Freedman e Kaufmann 1998, Malin 1999). A Norte da região de Tharsis localiza-se um antigo vulcão, **Alba Patera**, o mais extenso em área, com 1600 km de diâmetro e menos de 7 km de altura, rodeada por uma enorme rede de falhas (Audoze e Israel 1996).

O planalto de Elysium é a segunda maior região vulcânica de Marte e, embora mais pequena, com cerca de 2000 km de diâmetro e 5 km de altura, possui uma história vulcânica mais diversificada que a região de Tharsis. É constituída por três vulcões, sendo o **Monte Elysium** o maior, e o **Hacates Tholus** e o **Albor Tholus** os menores (Malin 1999).

De uma forma geral, o relevo apresenta uma variação de aproximadamente 30 km, com a elevação máxima de 27 km no cume do Monte Olympus e a depressão máxima de - 4 km na bacia de Hellas.

O Valles Marineris, situado no equador entre os dois hemisférios, é um sistema de desfiladeiros com orientação Este-Oeste. Pensa-se que se trate de uma depressão tectónica, posteriormente modificada por outros processos, que começa com terrenos altamente fracturados a Oeste (Noctis Labirintus) e termina com terrenos caóticos tipo tessera a Este (Uchupi e Emery 1993, Encrenaz et al. 1995, Mursky 1996, Freedman e Kaufmann 1998, Malin 1999).

Do ponto de vista morfológico Marte apresenta uma grande variedade de estruturas sendo as mais representativas as geradas por processos exóticos (crateras), seguidas das morfologias exógenas (fluviais, glaciares e eólicas) e, em menor percentagem as de origem endógena (tabela

3.5). A sua disposição pela superfície encontra-se representada na figura 3.72. As capas de gelo polar são uma das características exógenas que se destacam na paisagem de Marte.

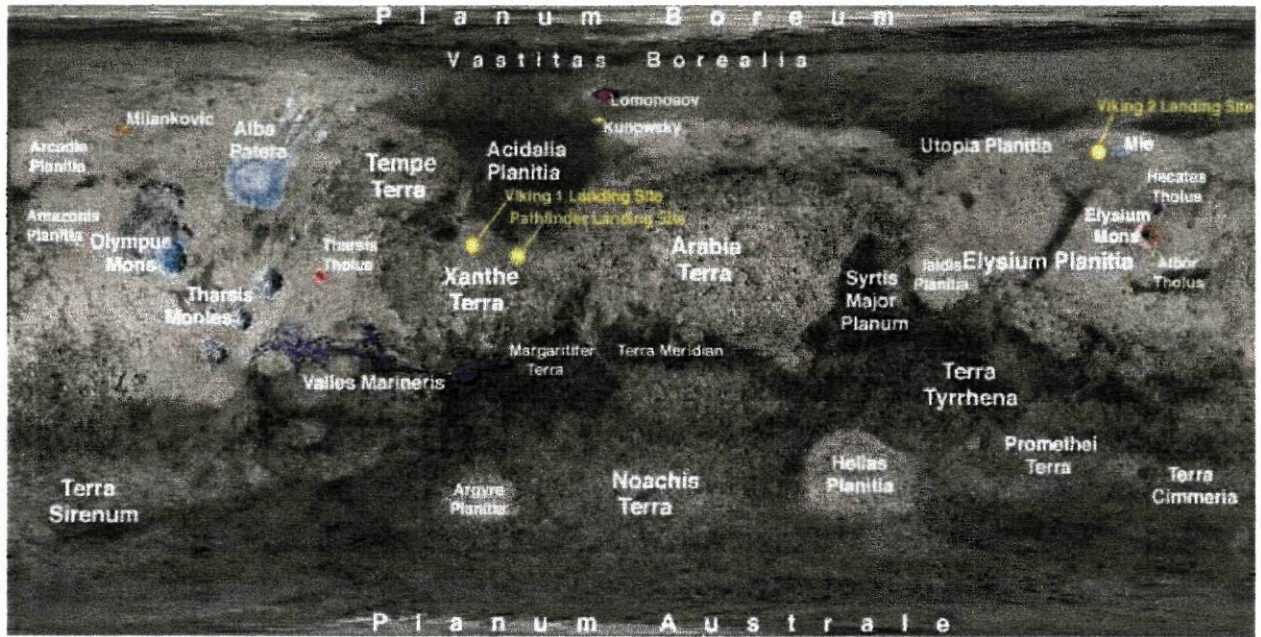


Figura 3.70 - Mapa topográfico de Marte (URL14).

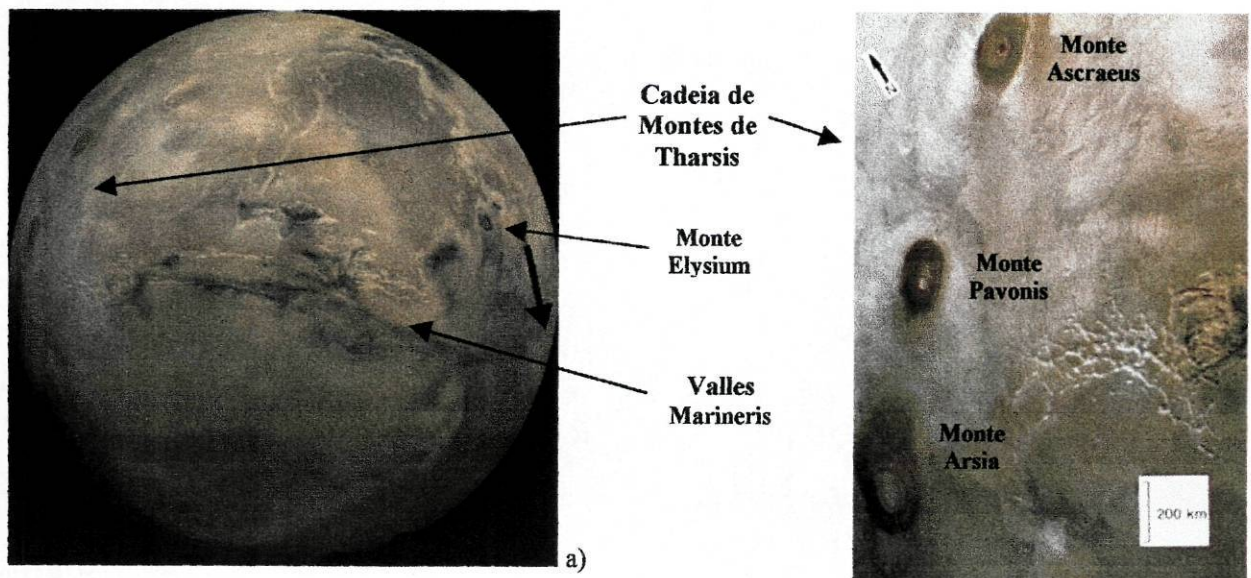


Figura 3.71 – Hemisfério dos Valles Marineris de Marte (a) evidenciando em b) os vulcões da cadeia de Montes de Tharsis, visualizando-se no canto inferior direito um sistema de falhas tectónicas designado Noctis Labirintus (URL14 e 49).

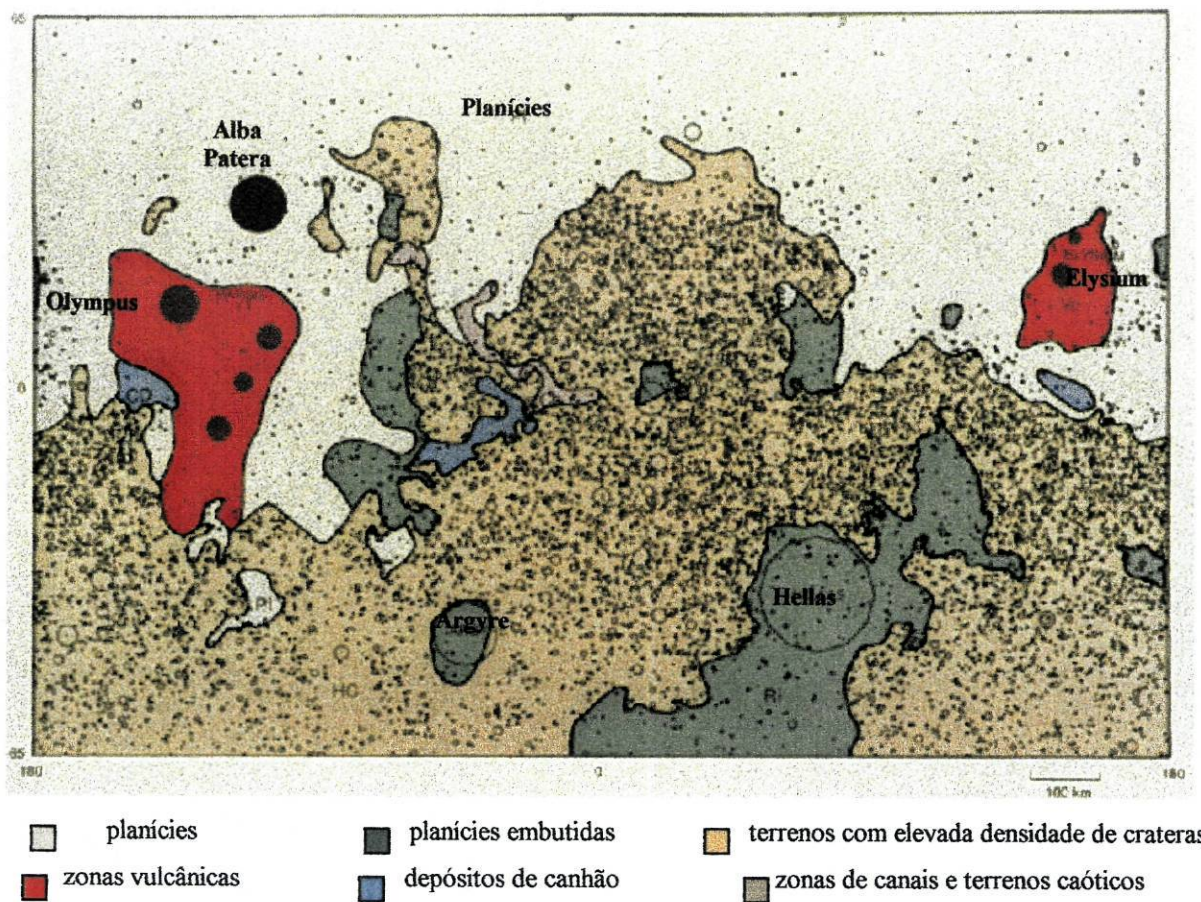


Figura 3.72 – Distribuição das morfologias geradas por processos exóticos, exógenos e endógenos na superfície de Marte (URL48).

Tabela 3.11 – Resumo sobre o tipo de morfologias encontradas em Marte e a respectiva localização (N–Norte, S- Sul, W- Oeste, E- Este).

<b>Terras Baixas – Hemisfério Norte</b>
<ul style="list-style-type: none"> <li>➤ Pequena densidade de crateras de impacto</li> <li>➤ Vulcões, planaltos e planícies vulcânicas das regiões de Tharsis e Elysium</li> <li>➤ Fossas tectónicas a Norte da região de Tharsis</li> </ul>
<b>Valles Marineris – zona equatorial de transição</b>
<ul style="list-style-type: none"> <li>➤ Depressão tectónica (falhas normais)</li> <li>➤ Sector leste – terrenos caóticos</li> </ul>
<b>Terras Altas – Hemisfério Sul</b>
<ul style="list-style-type: none"> <li>➤ Grande densidade de crateras de impacto</li> <li>➤ Depressões de Hellas, Argyre e Isidis (crateras de impacto de grandes dimensões)</li> <li>➤ Presença de alguns vulcões (Tyrrhena Patera)</li> <li>➤ Fossa tectónica de Thaumasia (planalto)</li> <li>➤ Evidências de erosão fluvial e eólica</li> </ul>

## *Morfologias exóticas*

As morfologias geradas por processos exóticos representam cerca de 44% da superfície de Marte exibindo uma distribuição assimétrica, sendo os terrenos mais antigos do hemisfério Sul os que apresentam maior densidade destas morfologias relativamente ao hemisfério Norte. A sua formação é o resultado do intenso impacto de meteoritos que decorreu desde formação do planeta há 4,6 G.a. até há 3,5 G.a., tendo-se verificado um declínio há 3,8 G.a. (Uchupi e Emery 1993, Audoze e Israel 1996, Barlow e Sharpton sd.). Este processo foi responsável pela formação de grandes bacias como a Hellas e Argyre, no hemisfério Sul, e a Isidis, no hemisfério Norte.

A bacia de Hellas, com 1600 km por 2000 km e margens que variam entre 50-400 km de largura, é uma das mais antigas e a maior do Sistema Solar. Caracteriza-se por apresentar anéis concêntricos, que se estendem até 1600 km do centro da cratera e o interior preenchido por planícies vulcânicas cobertas, por sua vez, por depósitos eólicos, tal como acontece com a bacia de Argyre (900 km de diâmetro). A bacia de Isidis, com 1100 km de diâmetro, é preenchida por lavas mais recentes (Mutch et al. 1976, Carr 1984, Uchupi e Emery 1993, Mursky 1996). Nas regiões de Chryse e Amazonis (regiões adjacentes ao planalto de Tharsis) aparecem estruturas parecidas com bacias que podem, também, estar relacionadas com processos dinâmicos de levantamento crustal (Mursky 1996).

De uma forma geral, as crateras de Marte apresentam as mesmas características que as da Lua. As mais pequenas (<20 km de diâmetro) são simples, as de diâmetro superior a 20 km são complexas, com picos centrais e terraços e, as maiores (> 100 km de diâmetro) são bacias com anéis múltiplos (Uchupi e Emery 1993, Mursky 1996, Barlow e Sharpton sd.). Todavia, as crateras com diâmetro entre 5-50 km exibem características ao nível do ejecta, só observadas neste planeta. O ejecta dispõe-se em camadas sobrepostas, com aspecto lobado, como é o exemplo da cratera de Arandas (figura 3.73) no hemisfério Norte, parecendo camadas de material que fluiu da margem apenas por curtas distâncias. A presença de tais formas de ejecta sugerem uma ligeira fluidização do solo devido ao impacto, que promoveu a projecção de um ejecta viscoso. Estas morfologias suportam a hipótese da presença de água congelada no solo, a algumas dezenas de metros de profundidade (Mutch et al. 1976, Audoze e Israel 1996, Kiefer et al. sd., URL27). O impacto do meteorito seria o responsável pelo aquecimento do solo gerando a fusão e produção de ejecta viscoso. Este fenómeno é observado em algumas crateras do

hemisfério Norte às quais se associam canais de fluxo (Audoze e Israel 1996). As crateras da figura 3.74 evidenciam alguns destes aspectos.

Com o aumento do diâmetro das crateras, a morfologia do ejecta muda exibindo um ejecta mais radial, o que pode indicar que a cratera atingiu profundidades onde o gelo não existe em quantidades significativas (figura 3.75) (Malin 1999, Barlow e Sharpton sd.). Nas crateras com aproximadamente 100 Km de diâmetro o pico central é substituído por um anel montanhoso (figura 3.76).

Segundo Mursky (1996), as planícies intercrateras do hemisfério Sul, que representam 35% desse hemisfério, sugerem a existência de actividade vulcânica há cerca de 4 G.a., como resultado do fracturamento da crosta durante o intenso bombardeamento.

O impacto de meteoritos, além de gerar crateras, é um poderoso processo de erosão produzindo uma elevada quantidade de material fragmentado que foi, posteriormente, transportado pela água e pelo vento, gerando a maioria das morfologias evidenciadas hoje em Marte (Mursky 1996, Barlow e Sharpton sd.).

A maioria das crateras sofreram processos de obliteração, associada à erosão gerada pelo impacto, a qual diminuiu com o decréscimo do bombardeamento de meteoritos, tendo subsistido as crateras com diâmetro superior a 20 Km (Uchupi e Emery 1993, Barlow e Sharpton sd.). Assim, durante a história de Marte as crateras foram sendo modificadas por diversos agentes.

Segundo Uchupi e Emery (1993), com base na densidade de crateras dataram-se como mais antigos os terrenos mais densamente cravejados (3,5–3 G.a.), as planícies equatoriais e planícies polares com idades entre 2,4–1,8 G.a., a região vulcânica de Elysium ter-se-ia formado há 1,6–0,8 G.a. e as planícies vulcânicas de Tharsis seriam as mais jovens com menos de 0,8 G.a.

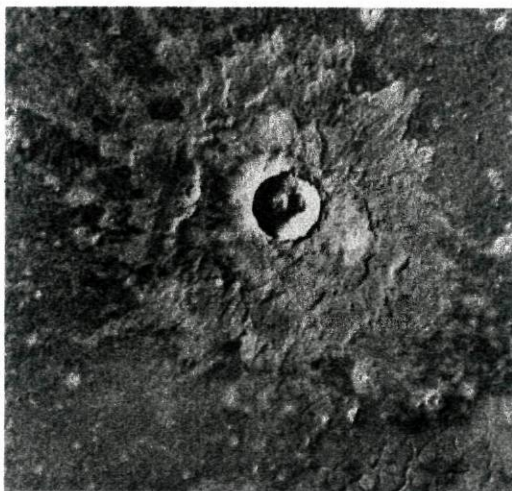
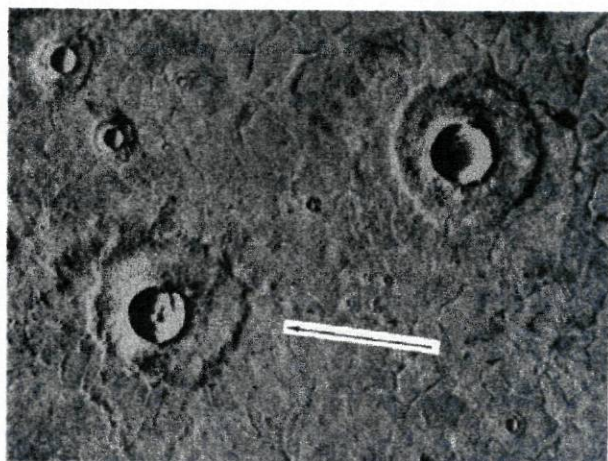


Figura 3.73 – Cratera de Arandas (24.5 km de diâmetro) com uma cobertura de ejecta multilobado. As auréolas mais claras parecem ser depósitos de ejecta constituído por gelo (*URL48*).



a)



b)

Figura 3.74 – a) Cratera com 13 km de diâmetro evidenciando uma cobertura de ejecta lobado, como resultado da fluidização do gelo da sub-superfície devido ao calor gerado pelo impacto. b) Cratera de Yuty (19 km de diâmetro), é uma cratera complexa que apresenta uma cobertura de ejecta multilobado, um terraço e um pico central (*URL48*).

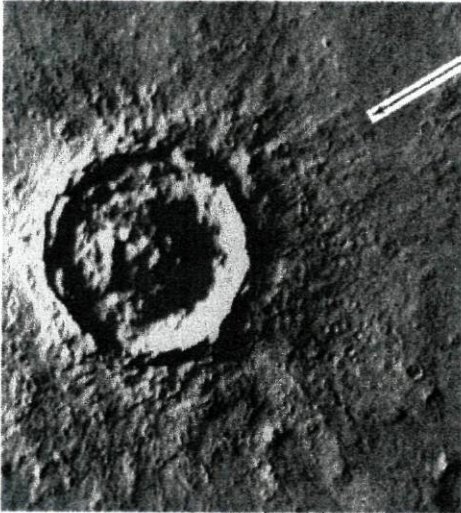


Figura 3.75 – Cratera com ejecta radial (URL48).

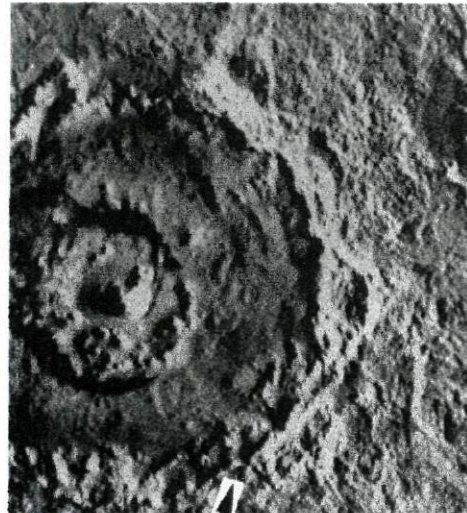


Figura 3.76 – Cratera com 131 km de diâmetro que apresentam um anel montanhoso (URL48).

### *Morfologias endógenas*

As morfologias geradas por processos endógenos ocupam cerca de 19% do total da superfície de Marte. Tal como a Lua, Mercúrio e Vénus, Marte possui uma única placa tectónica o que, associado ao aquecimento interno durante a fase inicial da história do planeta, promoveu a extensão tectónica, e a consequente tensão litosférica, que levou ao vulcanismo generalizado à superfície (Mutch et al. 1976, Greeley e Spudis 1981, Uchupi e Emery 1993, URL24). Porém, à medida que o planeta arrefecia estabeleceu-se um regime compressivo e o vulcanismo cessou. Em toda a superfície existem indicadores de deformação, tais como falhas normais, grabens e grandes chasmas, sugerindo extensão tectónica e cristas onduladas indiciando tectónica compressiva (Mutch et al. 1976, Uchupi e Emery 1993, URL24).

As estruturas dominantes à superfície de Marte são os **planaltos de Tharsis** (o maior) e o de **Elysium**, localizados no hemisfério Norte a Oeste e a Este, respectivamente (figura 3.70). nestas regiões elevadas registam-se morfologias de origem tectónica e vulcânica resultantes da acção destes processos durante milhões de anos (Uchupi e Emery 1993, Mursky 1996). Segundo Encrenaz et al. (1995), o planalto de Tharsis formou-se por levantamento da crosta há 4.1-3.3 G.a., como resultado de convecção mantélica, originando fracturas. A mesma origem é defendida para o planalto de Elysium. Porém, os complexos vulcânicos que caracterizam os planaltos só se começaram a formar há cerca de 3-2.5 G.a. na região de Tharsis e entre 1.6-0.8 G.a. na região de

Elysium (Uchupi e Emery 1993, Encrenaz et al. 1995). Além desta explicação para a formação do planalto de Tharsis, Mursky (1996) propõe, ainda, que a província não tenha sido formada por levantamento crustal mas por uma vasta acumulação de material vulcânico. Assim, defende que a tensão causou o fracturamento da fina litosfera na região de Tharsis, permitindo o fácil acesso de magma à superfície. De uma forma geral, o vulcanismo em Marte, actualmente inactivo, é mais evidente no hemisfério Norte, especialmente a Oeste (Audoze e Israel 1996, Freedman e Kaufmann 1998, Kiefer et al. sd). Os maiores edificios vulcânicos registam-se nas regiões de Tharsis, Elysium e Hellas, assemelhando-se, os vulcões mais jovens de Tharsis, a vulcões escudo. Neste planeta os vulcões escudo são designados de **Mons** (Montes), caso se trate de edificios vulcânicos levemente circulares, relativamente baixos, construídos por várias extrusões de lava e que contêm uma caldeira no cume ou de **Tholus** (domo) se forem mais pequenos, com vertentes mais inclinadas e baixas taxas de extrusão (Mursky 1996).

A região de Tharsis, com cerca de 6000 km de diâmetro e 6-10 km de elevação topográfica, é marcada por um conjunto de fracturas geradas por extensão e grabens que se estendem milhares de quilómetros para a periferia, afectando pelo menos um terço do planeta, de uma forma radial. O seu cume e flancos consistem em planícies vulcânicas, nas quais se implantaram vários vulcões escudo. A província de Tharsis ostenta vários vulcões entre os quais se destacam os três enormes vulcões escudo alinhados, que formam a **cadeia de montes de Tharsis**, no flanco Nordeste, e o **Monte Olympus** a 1600 km a Noroeste desta formação (figura 3.77).

A cadeia de montes de Tharsis é constituída pelos Montes **Arsis** (a Sul), **Pavonis** e **Ascraeus** (a Norte), afastados 700 km entre si, alinhados ao longo de uma zona de fractura com orientação Sudoeste–Noroeste. Estes vulcões têm diâmetros que variam entre 350–400 km, estando as suas caldeiras entre 24–27 km acima do nível médio (17 km acima das planícies adjacentes) (figura 3.78).

As vertentes destes vulcões têm um declive inferior a 5° e exibem finas estruturas radiais geradas por canais de lava e por fluxos longos e estreitos. Os flancos são cortados por fracturas arqueadas e concêntricas, o que sugere deslocações contínuas dos vulcões enquanto cresciam. Existem indicações de que estas fracturas foram locais por onde extruiu a lava. Os três vulcões apresentam estruturas lobadas nas vertentes que crê serem o resultado do colapso, por acção da gravidade, seguido de vulcanismo efusivo e possivelmente piroclástico (Mutch et al. 1976, Robinson 1994, Zimbelman sd.).

A grandiosidade do tamanho dos vulcões da cadeia de Tharsis resultou, numa primeira fase, da acumulação em grande escala de lavas fluídas do tipo basálticas, a avaliar pela morfologia das correntes de lava, que emanaram da abertura no cume dos vulcões e de fissuras nos flancos. Após o edifício ter sensivelmente a altura actual a actividade eruptiva concentrou-se ao longo do enorme sistema de rift, alinhado na direcção Sudoeste–Nordeste. O grande volume de lava expelido deste sistema permitiu a formação das planícies adjacentes (Uchupi e Emery 1993, Audoze e Israel 1996, Mursky 1996, Freedman e Kaufmann 1998). As correntes de lava têm, normalmente, menos de 3 km de largura mas cerca de 120 km de comprimento e mais de 3 km de profundidade (Mursky 1996, Zimbelman sd.). As informações baseadas na forma das correntes de lava, na reflectância e na composição de fragmentos rochosos obtidos pela sonda Viking, revelaram indícios de lavas basálticas ricas em ferro e com um teor de SiO<sub>2</sub> de 48–50% (Carr 1984, Mursky 1996).

O Monte Olympus (figura 3.79) é um vulcão escudo com aproximadamente 700 km de diâmetro e cujo cume se localiza a 27 km acima do nível médio de Marte. Possui uma caldeira complexa (figura 3.80a) com cerca de 70 km de diâmetro que consiste em várias crateras colapsadas. Este vulcão é verdadeiramente gigantesco, com um volume de 50 a 100 vezes maior que o maior vulcão escudo terrestre, o Mauna Loa (Havai). Em volta deste edifício existe uma escarpa, que em alguns lugares chega a atingir 6 km de altura. Propõe-se (Uchupi e Emery 1993, Mursky 1996, Malin 1999, Zimbelman sd.) que esta tenha sido o resultado de mecanismos tectónicos (falhas) e erosivos. A vertente tem um declive médio de 4°, sendo construída por uma série de terraços (15-50 km de largura) formado pelas correntes de lava (figura 3.80b) que chegam a atingir distâncias superiores a 350 km. Este é outro indicador de lavas fluídas, bem como os canais sinuosos (os diques). Além da escarpa existe uma auréola em torno do Monte Olympus, que consiste em lobos de material parcialmente sobrepostos, que atingem distâncias superiores a 1000 km. Esta auréola é interpretada por Uchupi e Emery (1993), Greeley e Spudis (1981) e Malin (1999) como uma estrutura de erosão remanescente de um vulcão pré-existente, ou como o resultado de uma série de correntes de lava subglaciais ou, ainda, como de correntes piroclásticas.

O enorme tamanho deste vulcão, bem como dos da cadeia de Tharsis, indicam a existência de uma litosfera mais estável e espessa que a terrestre. No entanto, como resultado da inexistência de movimento de placas tectónicas, os vulcões mantiveram-se estacionários sobre a fonte de magma, crescendo enquanto existiu magma disponível. A ascensão de magma deveu-se

a fenômenos de plumas mantélicas (Uchupi e Emery 1993, Audoze e Israel 1996, Mursky 1996, Freedman e Kaufmann 1998).

No que concerne à região de Elysium, com 2000 km de diâmetro e 5 km de altura, apresenta três vulcões (figura 3.81). O maior do grupo é o Monte Elysium, com 170 km de diâmetro, 9 km de altura relativamente às planícies adjacentes e uma caldeira com 12 km de diâmetro. A sua vertente é mais inclinada ( $10^\circ$ ), o que sugere lavas menos fluídas que as de Tharsis (Zimbelman sd), e exibe uma fractura, com 200 km de largura e 2 km de altura, sobre a qual existem numerosas correntes de lava e sulcos sinuosos. Os vulcões mais pequenos são o Hecates Tholus e o Albor Tholus. Ao contrário dos vulcões escudo de Tharsis, o Hecates Tholus não evidencia fluxos de lava mas um complexo de canais sinuosos radiais que parecem ser de origem fluvial, preenchidos com material menos coerente que a lava (figura 3.82) (Robinson 1994).

A Norte da região de Tharsis surge a **Alba Patera**, uma estrutura vulcânica larga (700 km de diâmetro) e de baixo relevo (2 km acima a região de Tharsis), mais antiga que os vulcões escudo da região de Tharsis ( $> 1.5$  G.a.). Esta formação é rodeada por um conjunto de fracturas, orientadas, predominantemente, de Norte para Sul. Possui uma caldeira que exibe numerosas fracturas, com orientação Norte-Sul e Nordeste–Sudoeste, que formam um anel. A morfologia das correntes sugerem lava de baixa viscosidade (basáltica–andesítica) e elevadas taxas de extrusão existindo, também, algum material piroclástico (Greeley e Spudis 1981, Robinson 1994, Mursky 1996).

Perto das margens da bacia de Hellas, localiza-se a patera mais antiga ( $>3.0$  G.a.), **Tyrrhena Patera** (figura 3.83). As margens deste vulcão estão muito erodidas apresentando canais radiais com origem no cume, que podem representar correntes de lava dendriformes ou erosão do cone. O baixo relevo do vulcão e a sua fácil erosão permitiu interpretá-lo como sendo um cone de material piroclástico (cinzas ou escórias), o que sugere lavas mais ácidas relativamente às que formaram os vulcões escudo (Uchupi e Emery 1993, Audoze e Israel 1996, Mursky 1996, Zimbelman sd.). A Sudeste do Monte Elysium localiza-se a **Patera Apollinaris**, que exibe no seu flanco Sul uma radiação dendrítica de canais de lava (figura 3.84) (Robinson 1994, Zimbelman sd).

A bacia de Argyre, localizada no hemisfério Sul e formada durante o período de intenso bombardeamento, apresenta um fundo preenchido com depósitos detriticos, canais sinuosos e margens de natureza montanhosa. Estes sulcos sinuosos (figura 3.85) são interpretados de duas formas divergentes, podendo ser diques vulcânicos que se evidenciaram após a remoção do

material que os cobria ou, a alternativa de natureza exógena, serem estruturas glaciais conhecidas como eskers, feitos de solo depositado por correntes de água que fluíram por debaixo de uma camada de gelo. Esta morfologia sugere a ocupação da área por glaciares em fusão permitindo inferir que o planeta foi mais quente e húmido no passado (Mutch et al. 1976, Kiefer et al. sd.).

No flanco Este da região de Tharsis situa-se um vasto sistema de desfiladeiros, o **Valles Marineris**, com cerca de 700 km de largura, 4500 km de comprimento e, em alguns locais, 7 km de profundidade. Está orientado Este-Oeste, o que parece reflectir uma falha extensiva de larga escala. Porém, permanece por esclarecer se o sistema de desfiladeiros resultou da subsidência do terreno ou da erosão ao longo de uma enorme zona de fractura. Uchupi e Emery (1993), Mursky (1996) e Freedman e Kaufmann (1998), supõem que os desfiladeiros se terão formado, inicialmente, pelo levantamento da crosta que gerou falhas paralelas. A posterior subsidência do material, entre as falhas, formaram depressões (grabens) que associadas à erosão e ao deslizamento de terreno originaram o complexo sistema de desfiladeiros que hoje se observa (figura 3.86). A zona a Oeste do Valles Marineris apresenta uma diversidade de vales colapsados alinhados ao longo de uma rede de fracturas e falhas em forma de arco, geradas por tectónica extensiva, que se designam de Noctis Labirintus. Um exemplo de fracturas formadas por tectónica extensiva é mostrado na figura 3.87. Embora não existam evidências de movimento de placas tectónicas a actividade tectónica de Marte afecta áreas de grande extensão regional (Uchupi e Emery 1993, Freedman e Kaufmann 1998, Malin 1999).

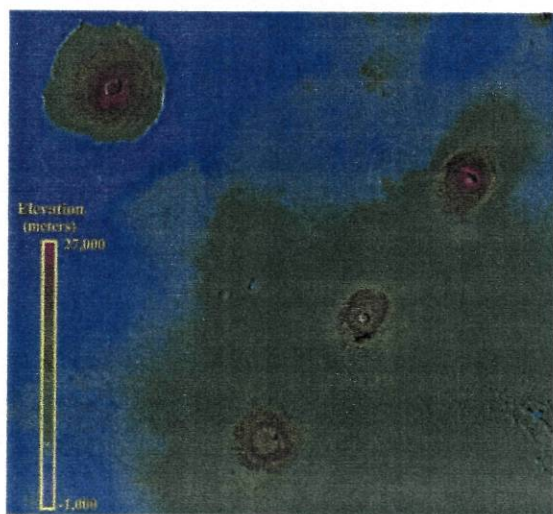


Figura 3.77 – Monte Olympus, à esquerda e, à direita, a Cadeia de Montes de Tharsis. Identificam-se os Montes Ascraeus (a Norte), Pavonis e Arsia (a Sul). As fracturas a Sudeste do monte Pavonis são o Noctis Labirintus (URL23).

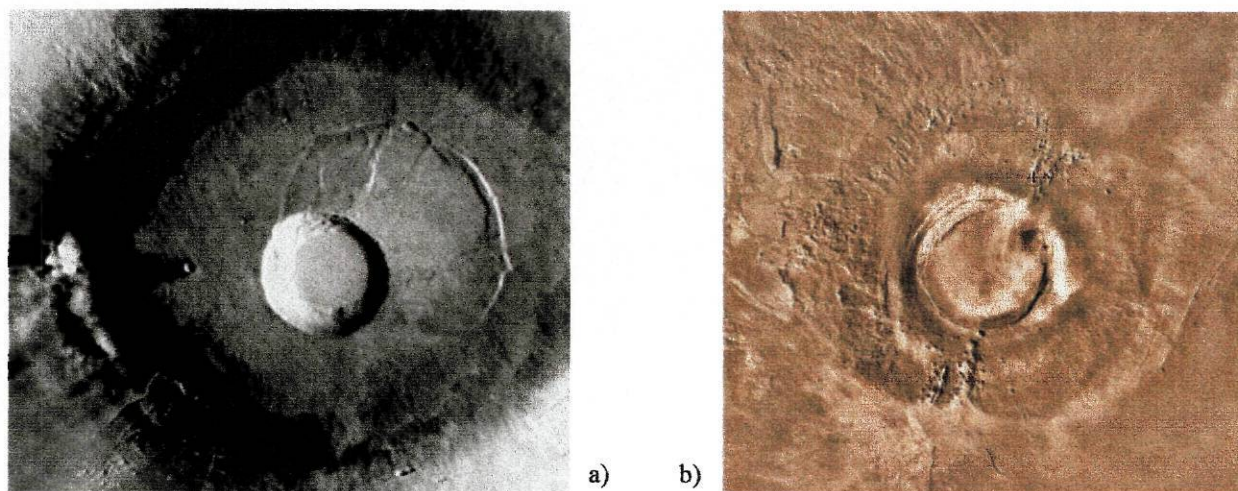


Figura 3.78 – a) Monte Pavonis mostrando a sua caldeira circular gerada por um único colapso. O sulco a Nordeste da caldeira marca o limite da zona de subsidência (URL49), b) Monte Arsia, cuja caldeira é consideravelmente maior que a dos Montes Pavonis e Ascraeus. O último grande colapso foi seguido por uma extrusão significativa de lava que destruiu parte da margem Sudoeste da cratera e obliterou a parte Nordeste (URL23).

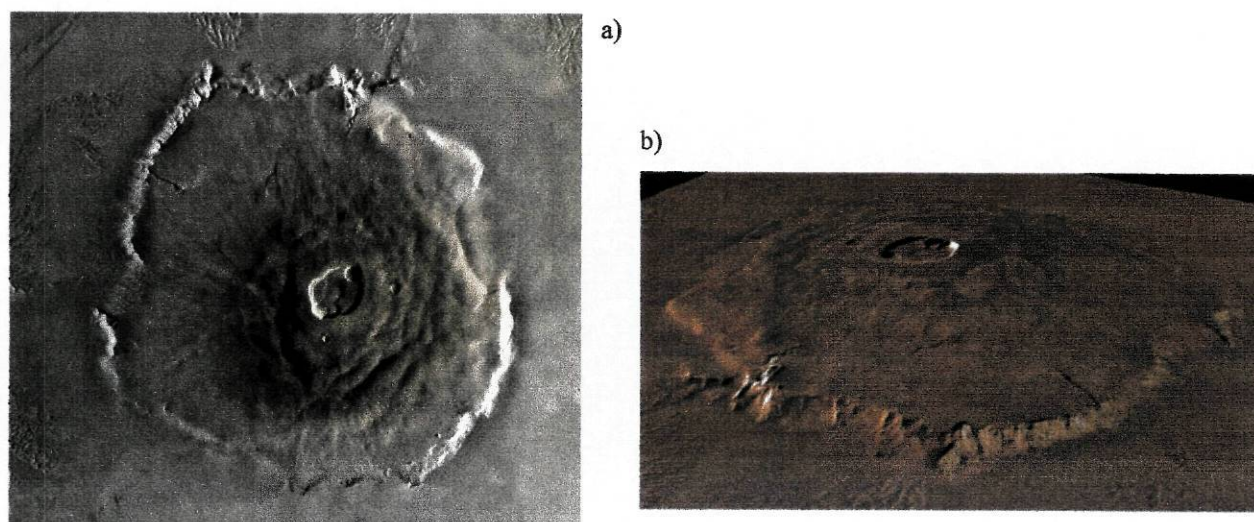
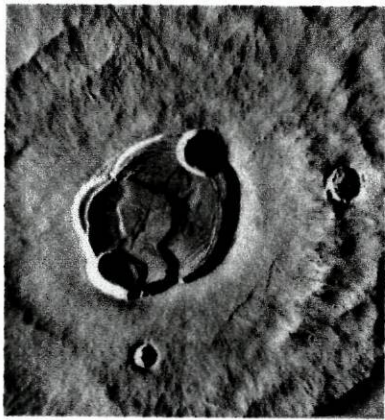
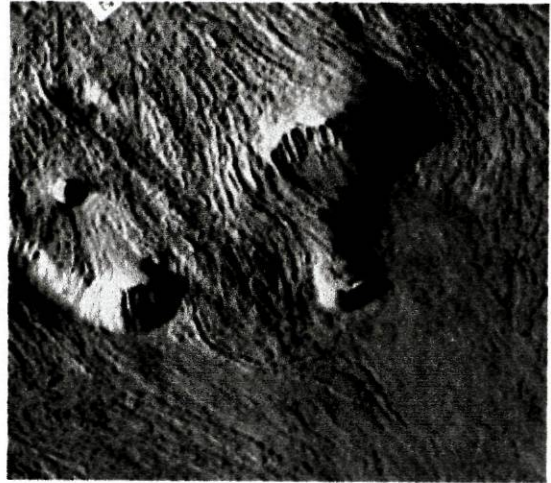


Figura 3.79 – a) Monte Olympus, um enorme vulcão escudo, visto de topo. Apresenta um caldeira complexa, uma escarpa a circundá-lo e, na periferia desta, planícies de lava. b) Imagem tridimensional do Monte Olympus, que exibe a enorme escarpa com 550 km de diâmetro e vários quilômetros de altura (URL23).



a)



b)

Figura 3.80 – Caldeira complexa do Monte Olympus (a) e em b) correntes de lava nos flancos do Monte Olympus (URL49).

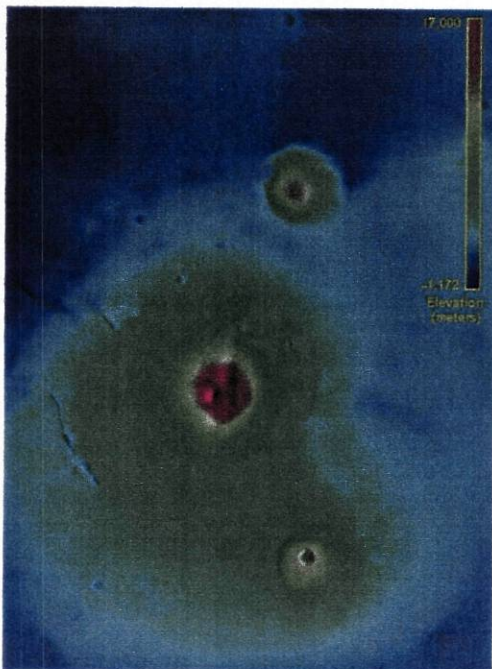


Figura 3.81 – Planalto de Elysium, com os vulcões Hecates Tholus, Monte Elysium e Albor Tholus, de Norte para Sul (URL23).

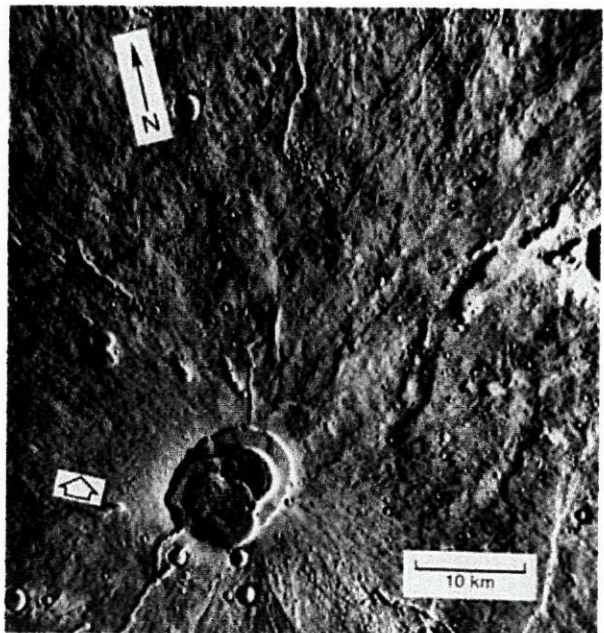


Figura 3.82 – Hecates Tholus, cuja caldeira complexa e as suas margens foi atravessada por canais sinuosos (URL48).

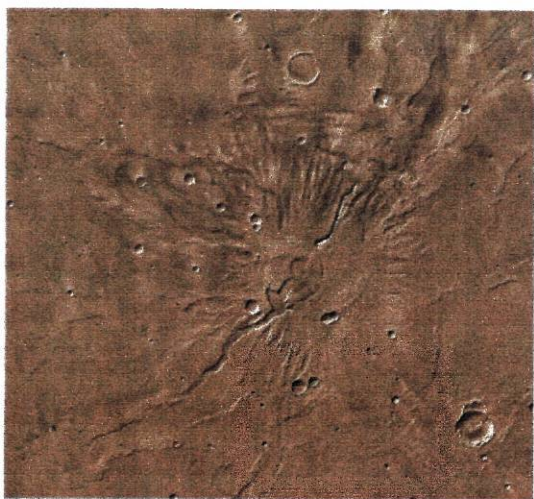


Figura 3.83 – Tyrrhena Patera, um vulcão de baixo relevo cujos flancos estão erodidos, apresentando canais que radiam do cume (URL23).

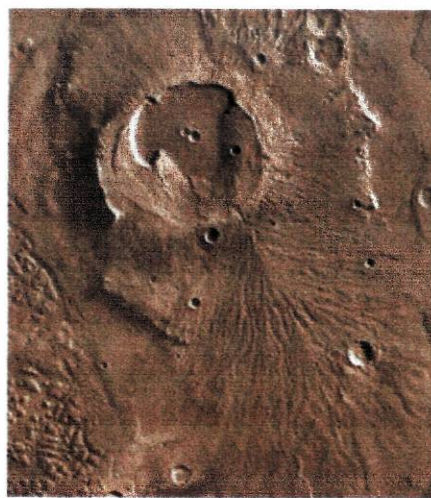


Figura 3.84 – Apollinaris Patera que evidencia características de natureza explosiva (depósitos de cinzas a Sudoeste) e efusiva (leque de material que fluiu do vulcão) (URL23).

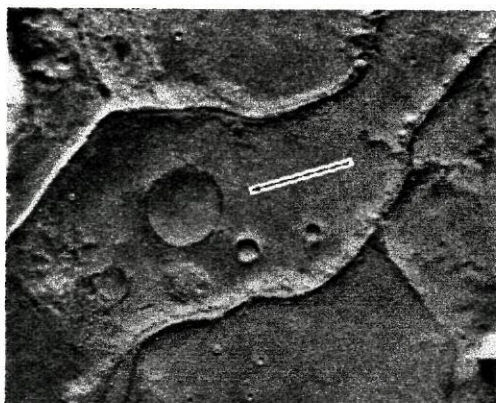


Figura 3.85 – Diques na bacia de Argyre (URL48).



Figura 3.86 – Valles Marineris evidenciando um deslizamento de massa (URL14).

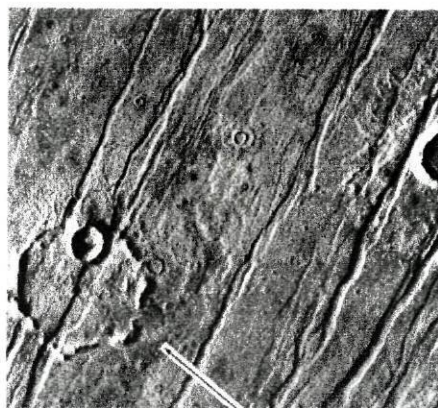


Figura 3.87 – Fracturas causadas por processos tectônicos extensivos (URL48).

## *Morfologia exógenas*

Os terrenos com morfologias exógenas formadas por processos fluviais, glaciais e eólicos ou os que exibem estruturas, resultantes da combinação de processos endógenos e exógenos são muito representativos em Marte (tabela 3.5).

A superfície deste planeta apresenta muitas características e estruturas que parecem ter sido geradas por grandes volumes líquidos. A inexistência de água ou qualquer outro líquido, desde há muito, fez com que a superfície se mantivesse quase inalterada durante biliões de anos. Mutch et al. (1976) e Audoze e Israel (1996) referem que sob as condições climáticas actuais a água é estável a elevadas latitudes (nos pólos) e instável na região equatorial. As morfologias exógenas devem-se a processos fluviais (vales dendríticos, canais de fluxo, terrenos caóticos, ilhas aerodinâmicas), glaciares (capas de gelo polar), eólicos (dunas, estrias geradas pelo vento, erosão de crateras, poeiras) e a deslizamento de terrenos (Carr 1981, Williams 1997, Malin 1999).

O chasma equatorial, Valles Marineris, apesar de ter uma origem endógena (tectónica) foi modificado por processos exógenos. A figura 3.86 mostra em pormenor um deslizamento da parede Sul dos Valles Marineris, que removeu parcialmente a borda da cratera que está no planalto adjacente aos Valles Marineris. Existem, também, evidências da acção eólica e fluvial, designadamente os ravinamentos e os depósitos de material oriundo do deslizamento. Nas paredes da depressão podem ser vistas várias camadas distintas que podem ser regiões de composição química ou propriedades mecânicas distintas na crosta marciana (Mutch et al. 1976, Uchupi e Emery 1993, Malin 1999).

Numa extremidade do Valles Marineris situa-se o Abismo Candor (figura 3.88), cuja geomorfologia é complexa, evidenciando modelação por forças tectónicas, deslizamento de massa, acção do vento e talvez da água e do vulcanismo. Quanto à parte central do Valle Marineris, é dominada pelos extensos Chasmas de Melas e Coprates, que apresentam escarpas direitas ao longo da base das suas paredes observando-se, também, deslizamentos de massa lobados (Mutch et al. 1976, Carr 1984, Uchupi e Emery 1993, Audoze e Israel 1996, Freedman e Kaufmann 1998).

Outros exemplos de erosão fluvial são o Valles Nandedi, que se formou por uma combinação de correntes de água e colapso das paredes do canal (figura 3.89) (Freedman e Kaufmann 1998) e o vale dendrítico de Maja Valles, que evidencia uma rede de canais anastomosados. As redes de vales (figura 3.90) estão menos desenvolvidas que os sistemas de

drenagem da Terra, faltando aos exemplos marcianos canais pequenos que alimentam vales grandes. Por este facto acredita-se que estas formações foram escavadas pela acção da água corrente e não pela água da chuva. Estas morfologias estão localizadas, especialmente, nas regiões mais antigas do planeta o que indica que grandes quantidades de água fluíram na superfície de Marte num passado longínquo (Carr 1981, Audoze e Israel 1996, Freedman e Kaufmann 1998, Kiefer et al. sd). A água que escavou os canais no Norte e Leste do sistema de desfiladeiros do Valles Marineris teve um forte poder erosivo. Uma consequência dessa erosão foi a formação de ilhas aerodinâmicas (figura 3.91) devido aos obstáculos que a água encontrou no seu caminho (Murray et al. 1976, Freedman e Kaufmann 1998, Malin 1999).

A desgaseificação de Marte, no passado, gerou uma atmosfera que permitiu a presença de água à superfície do planeta. Actualmente, tem uma atmosfera menos espessa e 100 vezes menos densa que a da Terra, constituída por 95% de dióxido de carbono e pequenas porções de outros gases. Pensa-se que a velocidade de escape tenha feito ejectar a atmosfera inicial, não tendo formado uma nova, por dificultar a fixação dos voláteis. A opacidade da atmosfera deve-se a poeiras oriundas do rególito que, associadas a partículas de vapor de água, tendem a ser removidas da atmosfera, actuando como núcleo de condensação de partículas de gelo de dióxido de carbono durante o Inverno das regiões polares. Assim, uma fracção significativa de dióxido de carbono condensou originando as capas de gelo polar do hemisfério Sul (Uchupi e Emery 1993, Mursky 1996). A baixas latitudes (<40°) a água em gelo sublima para a atmosfera, pelo que não deverá existir no solo, a 40°-80° de latitude o gelo é estável a grandes profundidades. Sabe-se que em ambos pólos existem capas de gelo, contudo, no Verão do hemisfério Norte a maior parte do dióxido de carbono sublima, mostrando uma camada residual de água congelada (Audoze e Israel 1996, Malin 1999).

As variações anuais de temperatura no planeta são causadas pela combinação de dois factores, a distância variável ao Sol devido à excentricidade orbital que, associado à inclinação do eixo origina as estações do ano marcianas. Estas variações anuais da temperatura provocam o aumento e diminuição das capas de gelo polar (figura 3.92), compostas por dióxido de carbono congelado. Nas condições marcianas a água só pode existir sob a forma de vapor ou gelo. Em determinadas condições a água precipita sob a forma de geada (frost) (Mutch et al. 1976, Audoze e Israel 1996).

Algumas estruturas com origem no gelo parecem ter sido devidas a processos glacio-fluviais, sublimação do gelo ao longo de escarpas, remoção do gelo da sub-superfície e extrusão magmática por baixo de uma capa de gelo. (Uchupi e Emery 1993).

De acordo com Uchupi e Emery (1993), Audoze e Israël (1996), Freedman e Kaufmann (1998) e Malin (1999), como resultado do aquecimento geotermal do gelo que se encontra à superfície formaram-se terrenos caóticos (figura 3.93) que consistem em blocos dispostos ao acaso e presume-se serem resultantes de um extenso desgaste de massa. Em muitas regiões os terrenos têm uma forma circular sugerindo que as crateras de impacto podem ter tido um papel na formação destas estruturas de colapso. Os terrenos caóticos foram encontrados na parte Este do Valles Marineris, na margem Oeste do planalto Lunae, a Sul da Apollinaris Patera e a Norte do Hecates Tholus.

Além dos processos fluviais e glaciais, os processos eólicos tiveram, também, um papel importante na modelação das superfícies de Marte e, actualmente, ainda operam. O vento age como factor erosivo e de transporte, depositando o material noutros locais. Uma das morfologias que originam são os campos de dunas. A figura 3.94 mostra diversos tipos de dunas, localizada na zona circumpolar Norte. A imagem evidencia, à esquerda, um campo de dunas transversais e, à direita, dunas do tipo “barchan” com uma zona de transição entre elas. As dunas transversais estão orientadas perpendicularmente à direcção predominante do vento. As dunas do tipo barchan são pequenos montes em forma crescente com as pontas na direcção do vento. As dunas ocorrem, normalmente, perto das regiões polares onde as condições climáticas favorecem a deposição do material transportado pelo vento (Uchupi e Emery 1993, Audoze e Israël 1996, Barlow e Sharpton sd). A acção do vento sobre as crateras pode gerar morfologias estriadas que se assemelham a caudas (figura 3.95), formadas por arrastamento do material erodido (Williams 1997).



Figura 3.88 – Abismo Candor modelado por forças tectônicas, deslizamento de massa, eólicas e, talvez, por água e vulcanismo (*URL14*).

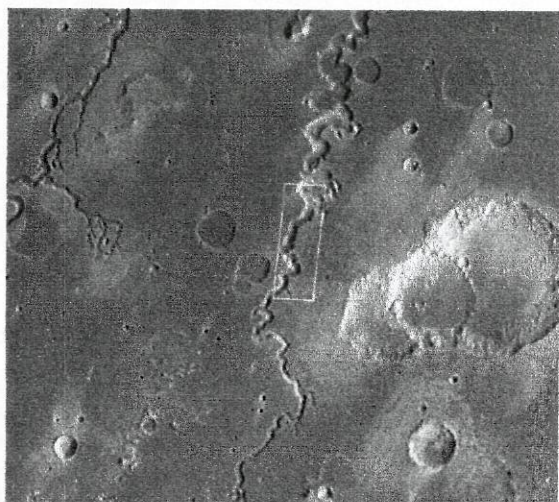


Figura 3.89 – Valles Nandedi, é um vale que cortou as planícies de crateras na Terra de Xanthe como resultado da combinação de correntes de água e colapso das paredes do canal (*Malin 1999*).



Figura 3.90 – Redes de vales dendríticos (*URL14*).

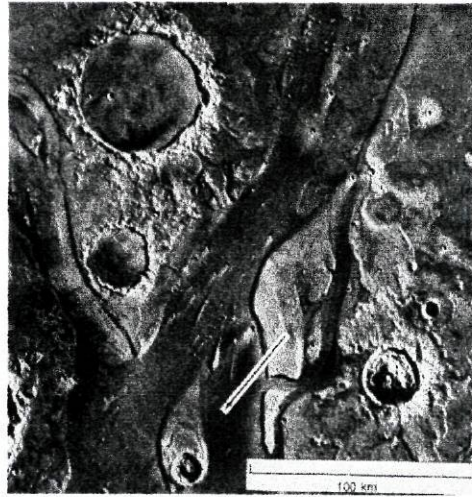
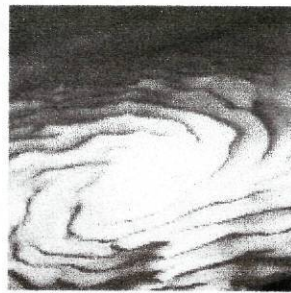
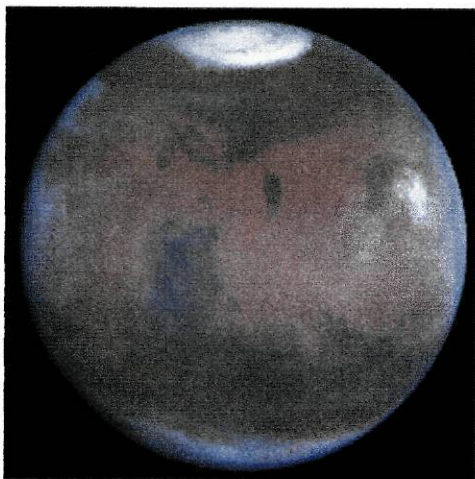


Figura 3.91 – Sistema fluvial que gerou ilhas aerodinâmicas como consequência dos obstáculos que a água encontrou no seu caminho (URL48).



a)

b)

c)

Figura 3.92 – Capas de gelo polar em Marte (a). b) A calote do polo Norte que consiste, provavelmente, em água congelada. c) Calote do polo Sul que consiste, principalmente, em dióxido de carbono congelado. Esta calote nunca derrete completamente e a cor avermelhada do gelo deve-se à poeira que foi incorporada (URL14).



Figura 3.93 – Terreno caótico (URL48).

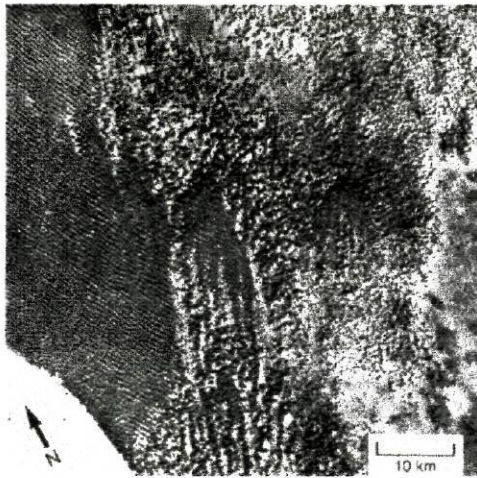


Figura 3.94 – Campo de dunas localizado na zona circumpolar Norte, com dunas transversais (à esquerda) e dunas do tipo “barchan” (à direita) (URL50).

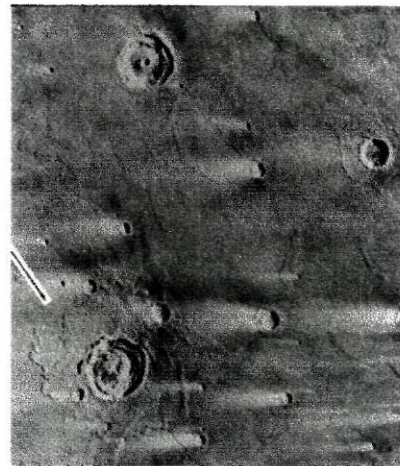


Figura 3.95 – Estrias em forma de cauda formadas por ação do vento sobre as crateras, provocando desgaste e arrastamento dos materiais (URL48).

Audoze e Israel (1996) referem que as rochas marcianas são ricas em magnésio, ferro e cálcio e pobres em potássio, sílica e alumínio. Esta composição pode corresponder a materiais formados durante a fusão parcial do manto de Marte. A análise do rególito indica a existência de minerais de argila ricos em ferro e em hidróxidos de ferro, bem como em minerais ricos em enxofre e carbono (Audoze e Israel 1996, Freedman e Kaufmann 1998, Dobbins e Sheehan 1999). Segundo Encrenaz et al. (1995), os espectrometros de raios-X nas sondas Viking determinaram uma elevada concentração de enxofre no solo marciano, 100 vezes superior à concentração desse elemento na crosta terrestre e uma concentração de potássio 5 vezes inferior.

Estes dados sugerem vários tipos de argila, basicamente montemorilonite misturada com nontronite e saponite. O enxofre, juntamente com o cloro, estão, provavelmente, sob a forma de sal solúvel em água, depositados na superfície.

Audoze e Israël (1996) e Dobbins e Sheehan (1999) referem que o solo de Marte contém quantidades significativas de minerais magnéticos, provavelmente óxidos de ferro (magnetite) e compostos metálicos de ferro e níquel. Estes minerais têm uma cor vermelha-amarelada sendo, provavelmente, responsáveis pela cor avermelhada do solo marciano. A abundância da magnetite está relacionada com as rochas básicas, como o basalto, que constituem a superfície (Mutch et al. 1976, Encrenaz et al. 1995, Audoze e Israël 1996, Mursky 1996).

### *Cronologia*

Um dos problemas em planetologia consiste em determinar como e quando ocorreram alterações na superfície de um planeta. Em Marte, o estudo cronológico dos acontecimentos e datação relativa do terreno baseia-se na densidade, dimensão e morfologia das crateras de impacto, dada a ausência de amostras de rochas para estudos radiométricos (Uchupi e Emery 1993).

Desde a sua formação há 4.5 G.a. Marte foi metido a um intenso bombardeamento de meteoritos e asteróides, cuja intensidade diminuiu até há cerca de 3.5 G.a. tendo sido responsável pela formação da maioria das crateras e bacias (Audoze e Israël 1996, Mursky 1996). Assim, baseada no estudo das crateras definiram-se três sistemas, o Nohaquiano (o mais antigo), a Hesperiano e o Amazoniano (o mais jovem) (figura 3.96) (Uchupi e Emery 1993, URL19).

O sistema Nohaquiano abarca as planícies do hemisfério Sul com maior densidade de crateras, a formação de bacias e montanhas. Estes terrenos apresentam-se altamente brechificados e com falhas, que se formaram durante o período de intenso bombardeamento. Durante o Nohaquiano teve início a actividade vulcânica que originou a Tyrrhena Patera, Ceraunius Tholus, Hecates Tholus e Appolinaris Patera.

No sistema Hesperiano ( $\approx 3,9 - 1$  Ga) identificam-se as planícies no interior das bacias maiores do hemisfério Sul sendo as planícies com menor densidade de crateras do hemisfério Norte ligeiramente mais jovens, bem como as circundantes da região de Tharsis. Neste período ocorreu a fase principal de vulcanismo responsável pela forma dos vulcões de Elysium e de Alba Patera há, provavelmente, mais de 1,5 Ga (Mursky 1996).

Formaram-se ainda, no sistema Hesperiano superfícies de deflação eólica que expõem unidades de diferentes idades, bem como os terrenos caóticos.

No sistema Amazoniano (<1 Ga), a actividade vulcânica tornou-se geograficamente mais restrita permitindo a formação do planalto de Tharsis e dos seus aparelhos vulcânicos, tendo os flancos do Monte Arsia cerca de 200 M.a., o Monte Olympus e Ascraeus cerca de 100 M.a. e o Monte Pavonis 80 M.a.(Uchupi e Emery 1993, Audoze e Israël 1996, Mursky 1996).

Nas terras baixas e nas depressões das terras altas aparecem depósitos vulcânicos, fluviais e eólicos que datam do Amazoniano.

Os sistemas cronológicos descritos, com base na densidade e dimensões das crateras de impacto, e os acontecimentos ocorridos resumiam-se da seguinte forma:

- **Sistema Nohaquiano ( 4.5 - ~3.9 G.a.)** - Período de maior bombardeamento  
Podem observar-se terrenos brechificados e falhados, bem como o início do vulcanismo – Tyrrhena.
- **Sistema Hesperiano (~3.9 - 1 G.a.)** - As superfícies que se pertencem a este sistema são: superfícies de deflação eólica, terrenos caóticos e a fase principal de vulcanismo – Elysium.
- **Sistema Amazoniano (< 1 G.a.)** - Associado a este sistema encontram-se:
  - ✗ os planaltos vulcânicos – Tharsis
  - ✗ sistemas fluviais
  - ✗ os terrenos das calotes polares

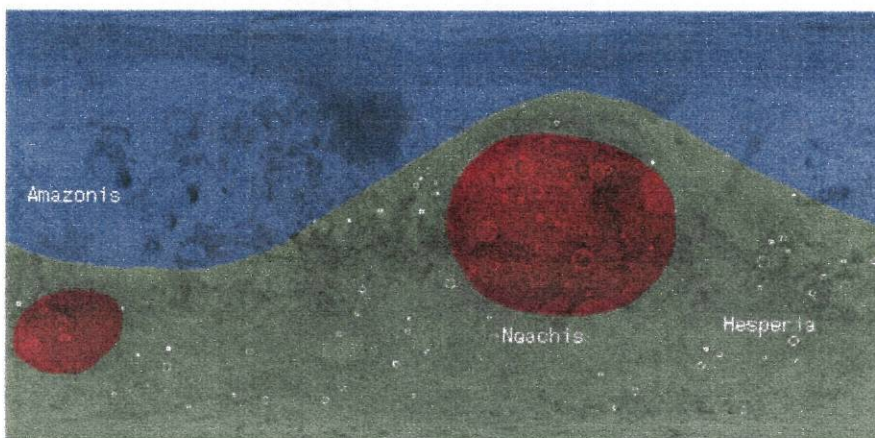


Figura 3.96 – Mapa da superfície de Marte que define a idade dos terrenos sendo o sistema Nohaquiano a vermelho, o Hesperiano a verde e o Amazoniano a azul (URL19).

## **4. Construção de materiais didácticos**

### **4.1 Introdução**

A partir de meados dos anos 60 verificou-se uma revolução no conhecimento dos planetas e seus satélites. A utilização de vaivéns, sondas, satélites e telescópios permitiu obter grande quantidade de informação, especialmente sob a forma de imagens. A superfície dos planetas telúricos, revelada por estas imagens evidenciou morfologias idênticas às da Terra e outras mais exóticas.

O conhecimento que temos, sobre a história de um planeta, é feito com base na observação da sua superfície. Marte, por exemplo, evidencia uma diversidade de paisagens que podem ser comparadas com as da Terra. É o caso de estruturas formadas por acção da água corrente, embora a água líquida não seja estável à superfície de Marte, o que permite concluir que, este planeta, tem uma história em que, no passado, a água desempenhou um papel importante.

Cada vez mais se verifica, um maior interesse dos alunos nas temáticas relacionadas com o Sistema Solar e exploração espacial. Porém, sendo esta uma ciência relativamente jovem, denota-se uma lacuna na produção de materiais passíveis de ser usados na aula. O presente capítulo tem, por finalidade, contribuir para a inversão desta situação, propondo materiais didácticos que revelam novas abordagens no ensino destes conteúdos programáticos. Os materiais são dirigidos, especialmente, a alunos do 10º ano da disciplina de Ciências da Terra e da Vida, no âmbito da qual é leccionada uma unidade de Planetologia. No entanto, os mesmos podem ser utilizados pelos professores, associado aos restantes capítulos deste trabalho, para sua própria formação. Esta sugestão liga-se ao facto de se verificar uma deficiência ou ausência de formação nesta área, ao nível curricular universitário. De acordo com Jiménez (1997), o baixo conhecimento sobre os conteúdos constitui uma barreira para um eficaz ensino das ciências. Importa, pois, reverter esta situação para que os professores não fiquem alheados do manancial de conhecimentos associados à evolução da exploração planetária. Os conhecimentos, adquiridos pelo estudo da planetologia, permitem, pois, compreender melhor a Terra, a sua origem, os seus aspectos evolutivos, enquadrando-a no contexto do Sistema Solar e, num sentido mais amplo, do Universo.

Quanto aos recursos, Carré (1974) refere que não são extras. Constituem um material precioso no ensino e um suplemento necessário para atingir os objectivos de aprendizagem,

possibilitando o desenvolvimento de capacidades, centrado no papel activo do aluno. Pérez e Torregrosa (1987) defendem que um programa se pode desenvolver com base em actividades, a realizar pelos alunos, que os coloquem em situações de construção do conhecimento, contrapondo à mera transmissão dos mesmos. As actividades assumem, assim, o princípio do trabalho de investigação orientado pelo professor. A importância do pensamento e da reflexão do aluno é, também, defendida por Gil Pérez (1996), referindo uma possível renovação curricular baseada no construtivismo, aliando a aprendizagem científica à pesquisa orientada através de actividades que impliquem a construção do conhecimento. Gil Pérez (1996) e Praia (1995) evidenciam a necessidade da formação de professores, ao nível do que sabem, bem como de reflectir cientificamente sobre a sua prática.

Os materiais construídos baseiam-se em cinco actividades didácticas, com objectivos específicos, perspectivadas numa gradação evolutiva do conhecimento e direccionadas para o estudo de morfologias do planeta Marte.

Os materiais privilegiam o papel activo do aluno, promovem o desenvolvimento das capacidades de análise, raciocínio e reflexão, contribuindo para a construção do saber, tal como é defendido por Jiménez e Gallardo (1992), Gonzales e Escarlín (1994) e Gil Pérez (1996). Não obstante, é importante a acção orientadora do professor no apoio à consecução destas tarefas, bem como o fomento da discussão, com papel de moderador. As actividades deverão ser desenvolvidas pelos alunos em grupo, com posterior discussão alargada à turma. O trabalho realizado em grupo permite aprofundar a concepção de que a construção do conhecimento científico não é um acontecimento isolado, mas sim algo que permite a partilha de ideias e experiências, sendo o professor o orientador das actividades e o elo unificador do conhecimento a que se chegou (Gonzales e Escarlín 1994, Gil Pérez 1993).

As actividades elaboradas têm uma componente teórica, remetendo cada uma delas para um determinado capítulo deste trabalho e, uma componente prática que assenta, basicamente, na análise de imagens. Como refere Isabel Alarcão (1989), o objecto da didáctica é a compreensão dos fenómenos de ensino/aprendizagem a fim de contribuir para a melhoria do processo educativo. Considerando este aspecto, Filomena Amador (1998) defende uma maior valorização da imagem na educação científica. A revalorização do papel das imagens em termos didácticos passa, não só pela sua capacidade de transmitir conhecimentos, mas sobretudo por proporcionar o acto de pensar e gerar ideias. A utilização das imagens no ensino da Geologia e em particular da planetologia, assume um papel importante, uma vez que não é possível trazer o objecto desta ciência para dentro das salas ou mesmo visitá-lo em campo.

Salienta-se, assim, a ideia de que a fotografia / imagem pode ser um elemento de pesquisa em Geologia, designadamente na prática investigativa, tendo, portanto, uma função epistemológica importante que não é utilizada com frequência a nível didáctico (Amador 1998).

Assim, a análise de imagens da superfície de Marte terá a Terra como base de comparação, pelo que, alguns exercícios remetem para o estudo de morfologias terrestres ou mesmo para a simulação de alguns processos geradores das mesmas. Os exercícios devem ser feitos sequencialmente, pois o conhecimento daí obtido é cumulativo e importante para compreender e prosseguir as actividades.

A actividade 1 tem por objectivo fornecer aos alunos conhecimentos fundamentais sobre as morfologias de referência, recorrendo à observação de imagens de algumas estruturas geradas por processos endógenos, exógenos e exóticos.

Com a actividade 2 pretende-se que os alunos simulem o processo de formação de crateras, executando as experiências laboratoriais 1 e 2, com o intuito de adquirir conhecimentos relativos à morfologia destas formações e de datação relativa de acontecimentos, com base nas mesmas. Posteriormente, propõe-se a aplicação destes conhecimentos tendo como base de trabalho uma imagem da superfície de Marte.

O desenvolvimento das actividades 3 e 4 visam a aquisição de conhecimentos sobre mapeamento geológico simples e datação relativa de estruturas, bem como da interpretação da morfologia das mesmas. O raciocínio e conhecimentos adquiridos, com esta sequência de trabalho, fornecerá ao aluno um conjunto de competências que lhe permitirá executar a actividade 5, referente a morfologias de Marte.

## **4.2 Materiais didáticos**

## Actividade 1 – Morfologias da superfície terrestre

---

Uma paisagem pode ser identificada com base na sua forma, isto é, na sua morfologia. A superfície terrestre apresenta morfologias cuja origem se deve a processos endógenos, exógenos e exóticos). O vulcanismo, o tectonismo, as crateras de impacto e a sedimentogénese (erosão / transporte / sedimentação) são os principais processos geológicos geradores de morfologias.

O vulcanismo é a emissão, para a superfície da Terra, de lava associada a gases, produzindo edifícios vulcânicos e correntes de lava. O tectonismo envolve o movimento de placas originando falhas, fracturas, formação de montanhas, bem como sismos.

O desgaste envolve a erosão, transporte e sedimentação de materiais. Na superfície da Terra, a água corrente, o vento, a gravidade e o gelo são os principais agentes de desgaste.

As crateras de impacto surgem quando material exterior à atmosfera terrestre, como meteoróides e cometas, atingem a superfície. A análise de imagens irá ajudar a reconhecer estas morfologias e inferir os processos que as formaram. A acção destes processos noutros planetas gera estruturas idênticas.

Esta actividade remete para os capítulos 3.3.1 e 3.3.2, deste trabalho, como suporte teórico.

### Objectivos

- ☞ Identificar diferentes tipos de morfologia à superfície da Terra, através da observação de imagens.
- ☞ Analisar as características estruturais das morfologias inferindo os processos que as formaram.

### A- Vulcanismo

1. Examine a morfologia do cone de cinzas do Monte Capulin, Novo México (figura 4.1). A depressão no topo refere-se a uma cratera vulcânica.



Figura 4.1 – Monte Capulín, Novo México (URL30).

- 1.a Descreva a forma geral do cone e da cratera.
- 1.b O que representa a linha branca em espiral que aparece na base do cone até às margens da cratera.
2. Observe o fluxo de lava marcado com a letra A (figura 4.1).
  - 2.a Refira se a superfície tem aparência lisa ou rugosa.
  - 2.b Seguindo a corrente de lava até ao seu ponto de origem, indique a sua fonte provável.

3. Analise o monte vulcânico Tavorur, Nova Guiné (figura 4.2). Compare-o com o Monte Capulin quanto:
  - 3.a às semelhanças,
  - 3.b às diferenças.
  - 3.c Proponha alguns factores que podem afectar o declive de um vulcão.

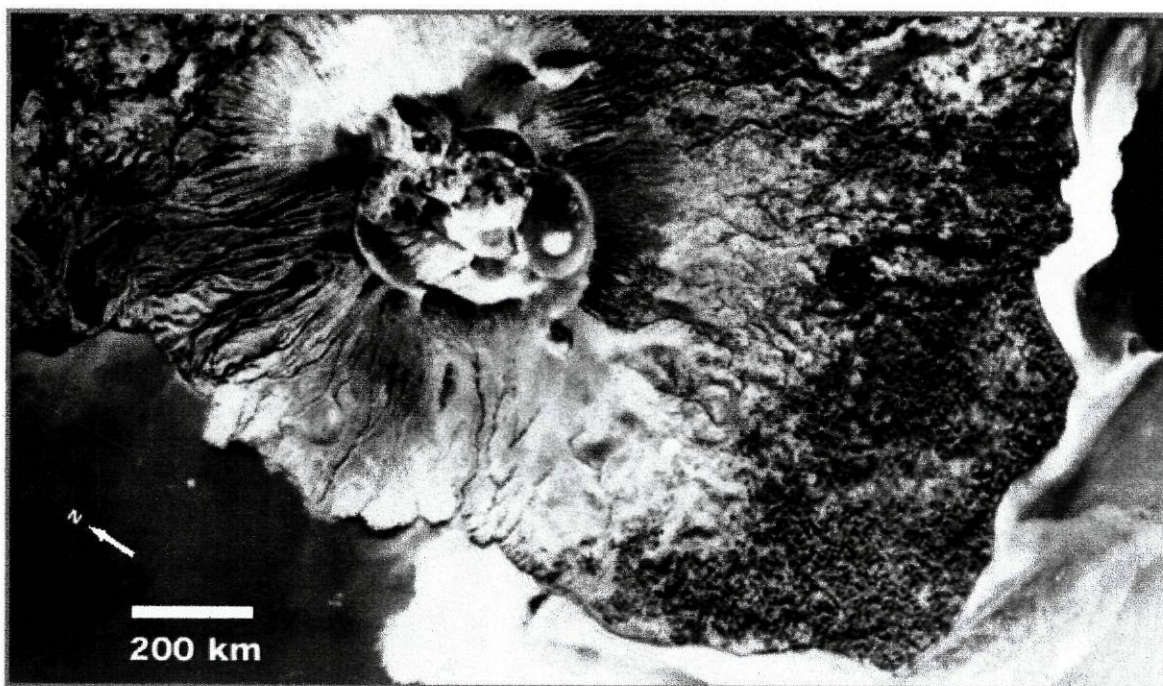


Figura 4.2 – Monte Tavorur. Vista vertical de um vulcão compósito a Este da ilha de New Britain, Papua, Nova Guiné (URL30).

## B- Tectonismo

4. O Sul da Califórnia é cortado por muitas falhas, que são visíveis em fotografias aéreas como estruturas lineares ou ligeiramente curvas, dividindo muitas vezes paisagens distintas. Observa figura 4.3, uma vista oblíqua da falha de Santo André que formou um vale, mais ou menos direito, desde o fundo até ao topo da imagem. A linha preta à esquerda da falha é um canal com vegetação. Ao longo do tempo o solo do lado esquerdo da falha movimentou-se para cima relativamente à parte direita.

4.a Descreva de que forma a falha afectou a morfologia das montanhas nesta imagem.

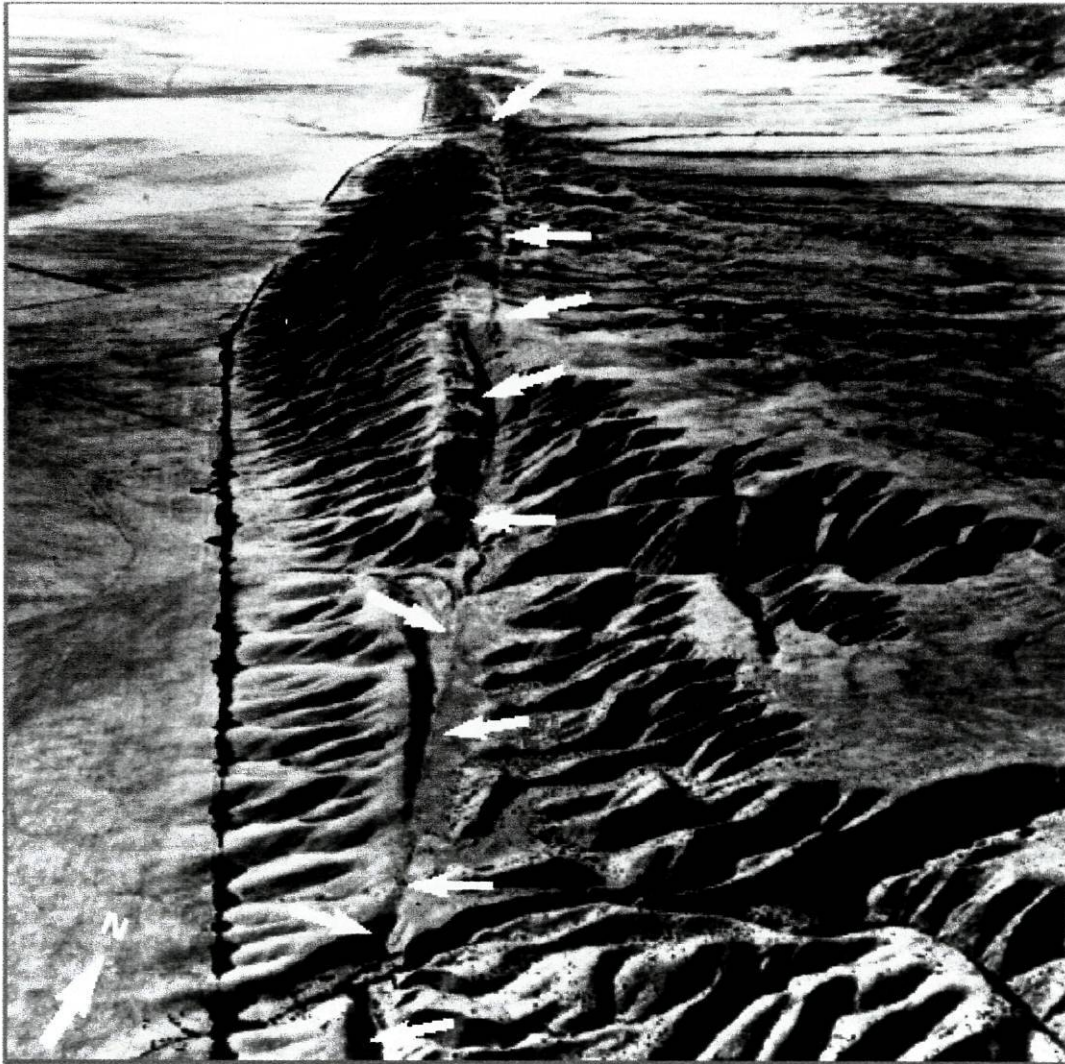


Figura 4.3 – Falha de S<sup>to</sup>. André, Los Angeles (URL30).

### C- Desgaste

5. A figura 4.4 é uma fotografia vertical de um leque aluvionar (Stovepipe Wells, Califónia) que resultou da acumulação de materiais aluvionares (gravilha, areia e argilas) na base das vertentes das montanhas. A forma geral da estrutura é um leque.
- 5.a Refira a fonte dos materiais aluvionares que formam os leques.

- 5.b Indique quais os agentes erosivos (vento, água e/ou gravidade) que podem ter gerado os materiais aluvionares.
- 5.c Indique o agente responsável pela deposição dos sedimentos.
- 5.d Após depositado, como podem ser erodidos estes sedimentos.

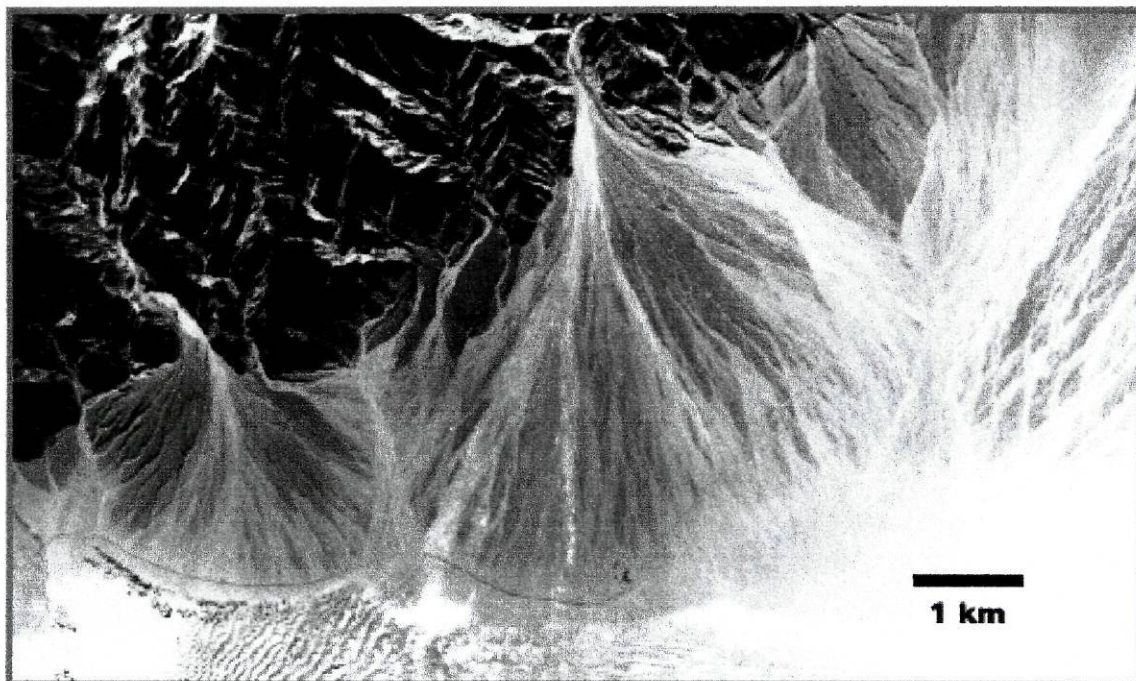


Figura 4.4 – Leque aluvionar de Stovepipe Wells, Califórnia (URL30).

#### **D- Crateras de Impacto**

6. Analise a figura 4.5, referente à cratera de impacto de Barringer, originada pelo impacto de um meteorito.
- 6.a Descreva a forma geral de cratera.
- 6.b Esta cratera é uma das melhor preservadas na Terra. Porém, já sofreu erosão. Faça uma listagem de elementos que evidenciem a erosão.
- 6.c Compare a cratera de Barringer (Arizona) com a cratera de Roter Kamm (figura 4.6).

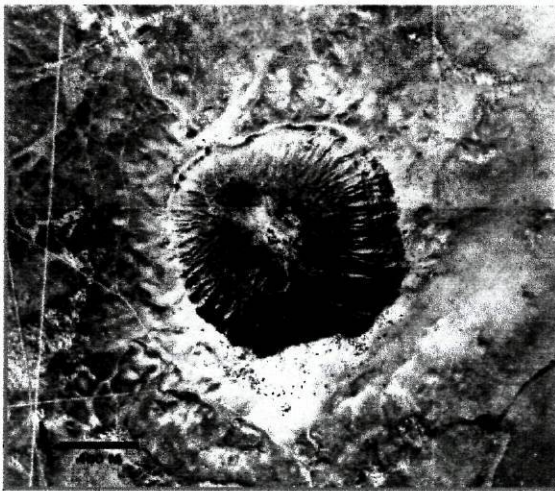
6.c.1 Descreva a sua morfologia.

6.c.2 Explique se a cratera Roter Kamm tem aparência fresca ou erodida.

6.d Comparando a cratera Roter Kamm com as crateras as figuras 4.1 e 4.2, indique:

6.d.1 as diferenças entre elas.

6.d.2 as semelhanças entre elas.



a)

b)

Figura 4.5 – Cratera de Barringer, Arizona. a) vista vertical , b) vista oblíqua (URL30).

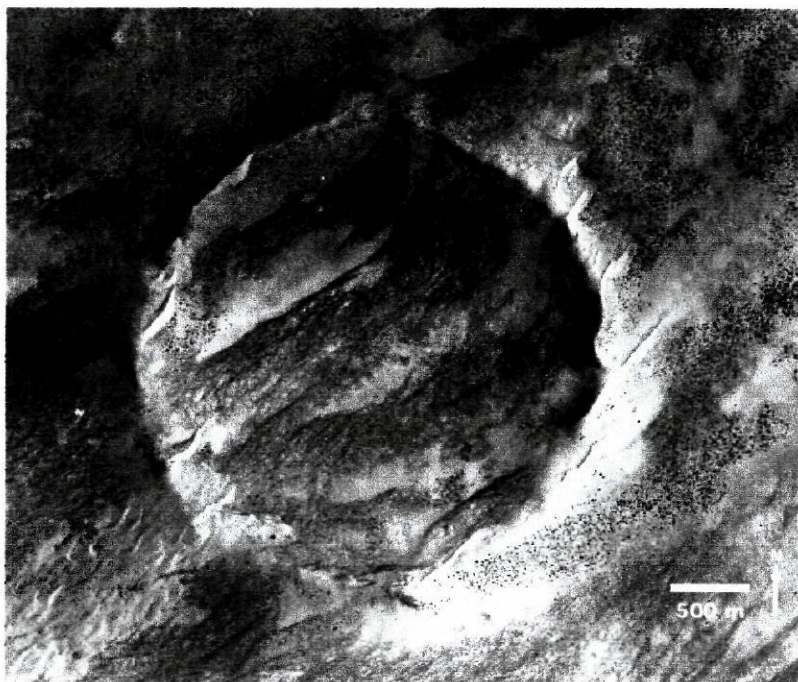


Figura 4.6 – Cratera de Roter Kamm, Namíbia. Esta cratera tem 2.5 km de diâmetro (URL30).

7. Morfologias diferentes são originadas por processos distintos. Estruturas lineares, e direitas são, geralmente, devido a processos tectônicos; as mais sinuosas (como os vales de rios) são formadas por desgaste e o vulcanismo forma fluxos irregulares e cones. Preste atenção à figura 4.7, uma parte central do Arizona, que representa morfologias geradas por três processos geológicos.
- 7.a Identifique o processo que as gerou (A, B, C, D, E, F e G).
- 7.b Identifique um local da figura 4.7 em que um graben pré-existente fosse afectado por um posterior fluxo vulcânico.
- 7.c Determine a sequência dos eventos que afectaram este regime. Ordene-os, do mais antigo (1) para mais recente (5).
- Formação de rios e vales
  - Deposição de materiais vulcânico escuro (preto)
  - Escoadas vulcânicas (cinzento médio)
  - Formação de planícies (cinzento claro)
  - Produção de grabens por tectonismo



Figura 4.7 – Parte Norte-Central do Arizona (URL30).

## Actividade 2 – Crateras de impacto

---

Quando meteoritos grandes embatem na superfície de um planeta formam crateras de impacto. A cratera do Arizona é a mais famosa cratera de impacto na Terra. Durante o impacto de um meteorito, as rochas que se encontram a maiores profundidades são projectadas para a superfície. Assim, as crateras de impacto podem mostrar-nos a constituição das rochas de zonas mais profundas da crosta.

A abundância de crateras numa superfície evidencia a sua idade, pois, quanto maior for o número de crateras, mais antiga é a superfície.

Esta actividade está interligada ao capítulo 3.3.2.3, ao qual deverá recorrer em caso de necessidade de informação adicional.

### Objectivos

- ☞ Entender a formação de crateras
- ☞ Realçar a importância das crateras no estudo das superfícies dos planetas e na datação relativa das suas morfologias / acontecimentos.

### 1. *Experiência Laboratorial – Formação de crateras*

( ⚠ cuidado na execução desta tarefa)

- Construa uma caixa de areia, no recreio, com 0.5m x 0.5m, no mínimo e encha-a de areia.
- Aplane a superfície da areia e cubra-a com uma camada de material contrastante mais fino (ex. outro tipo de areia, gesso em pó)
- Coloque uma camada de areia, com alguns milímetros.
- Atire berlindes ou outros objectos arredondados, de tamanho maior. Verifique se cratera conseguiu escavar a camada contrastante.

- ☞ Qual a profundidade da cratera?
- ☞ Qual a distância a que foi projectado o material contrastante?
- ☞ Relacione a dimensão do projectil e o seu ângulo de projecção com a forma e dimensão das crateras.

**Nota:** Nesta experiência podem usar-se diferentes tipo de areias, diferentes profundidades de enterramento, berlindes (projecteis) de diferentes tamanhos e peso, diferentes ângulos de impacto. Usando uma máquina para arremessar os projecteis, poder-se-á obter impactos mais intensos e crateras maiores.

## 2. *Experiência Laboratorial – Crateras novas e velhas*

( ⚠ cuidado na execução desta tarefa)

- Atire projecteis, numa caixa de areia aplanada, até a superfície estar saturada de crateras.
- Aplane metade a superfície de areia, apagando todas as crateras.
- Atire, novamente, projecteis (apenas metade dos projecteis usados anteriormente) Assim, metade do areia ficará densamente cravejada e a outra metade moderadamente cravejada de crateras.

- ☞ Se não tivesse assistido ao procedimento, conseguiria inferir qual a metade da caixa de areia que foi aplanada, durante a experiência?

## 3. *Bacia Hellas - Marte*

A figura 4.8 mostra uma área do hemisfério Sul de Marte. Trace as margens das crateras circulares (contorne, também, os círculos incompletos).

Trace uma linha de fronteira que separe áreas com muitas crateras das que possuem poucas ou nenhuma crateras.

### 3.1 Refira qual das duas áreas é mais recente.

3.2 A água, na forma líquida, não existe à superfície de Marte. Indique processos que poderiam ter reestruturado a superfície de Marte dispensando a acção da água.

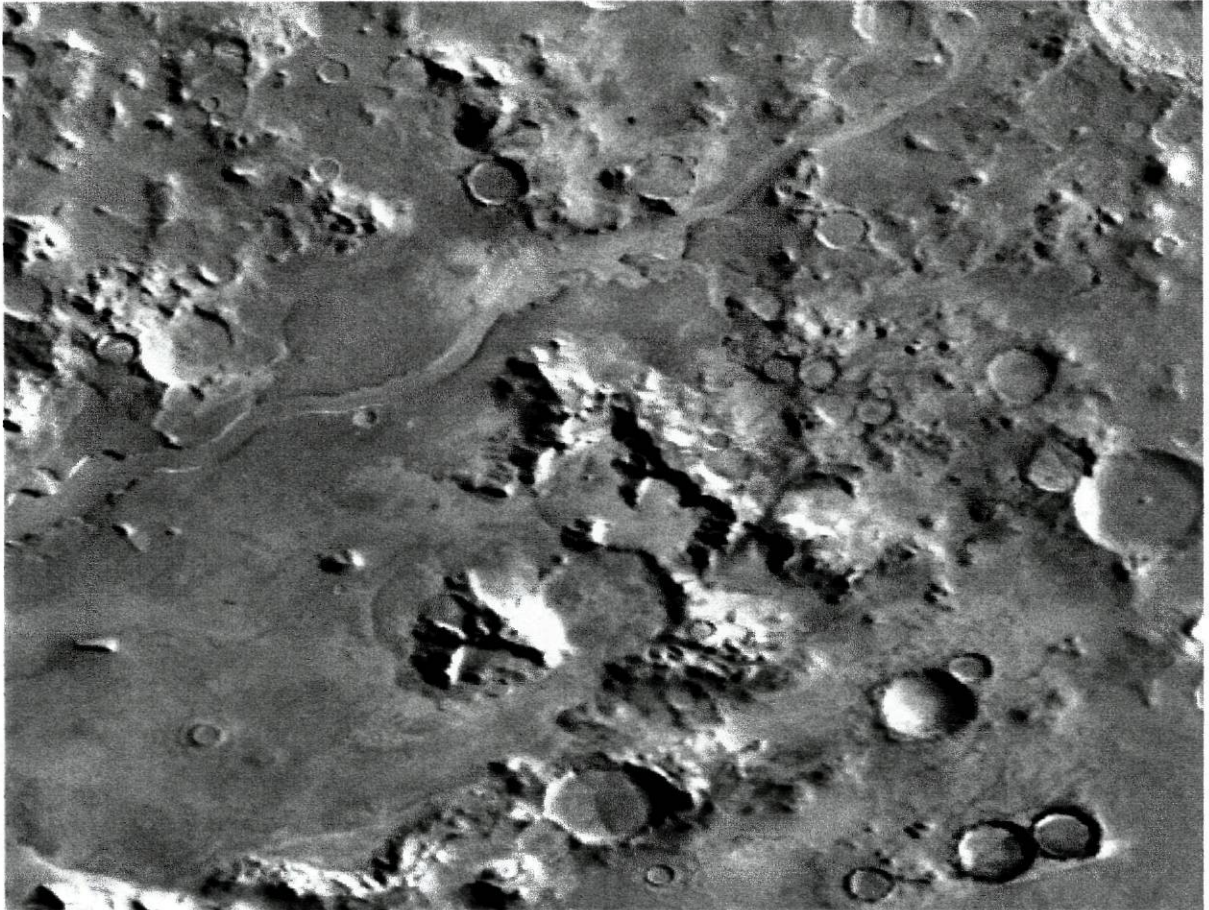


Figura 4.8 – Continentes antigos com crateras, a Este da Bacia de Hellas em Marte. Esta imagem representa cerca de 300 km de extensão (URL30).

### Actividade 3 – Idade Relativa de morfologias em Marte

---

Para explorar Marte, é importante saber quais os acontecimentos que ocorreram e em que ordem, bem como, quais as áreas mais antigas e as mais recentes. Uma forma simples de sequenciar acontecimentos é ter em conta o princípio da sobreposição. Segundo este princípio, as estruturas mais modernas sobrepõem-se às mais antigas e, logicamente, os acontecimentos mais recentes afectam os mais antigos.

Recorrendo ao princípio da sobreposição, ao estudar a superfície de Marte, podemos desvendar muitos acontecimentos complicados na história deste planeta. Por exemplo, pode deduzir-se todos os acontecimentos que intervieram na formação da área da figura 4.9, que evidencia uma pequena parte da parede do grande sistema de desfiladeiros do Valles Marineris.

Esta actividade está interligada aos capítulos 3.3.2.3 e 3.3.6, ao qual deverá recorrer em caso de necessidade de informação adicional.

#### Objectivo

☞ Determinar a idade de diferentes morfologias marcianas.

☞ Para construir a história desta parte do Valles Marineris (figura 4.9), siga o seguinte procedimento.

1. Comece por fazer uma lista das diferentes estruturas que consegue observar, bem como dos fenómenos que as geraram.
2. Coloque os eventos por ordem cronológica, dos mais antigos para os mais recentes.

☺ Sugestões para análise da imagem

☞ Quantos escorregamentos de terra existem?

☞ A cratera maior ("C") é mais recente que o escorregamento?

☞ Os escorregamentos de terra são mais recentes que as camadas de rocha que estão no topo da parede do canyon?

☞ As crateras menores são mais antigas ou recentes que os escorregamentos da terra?

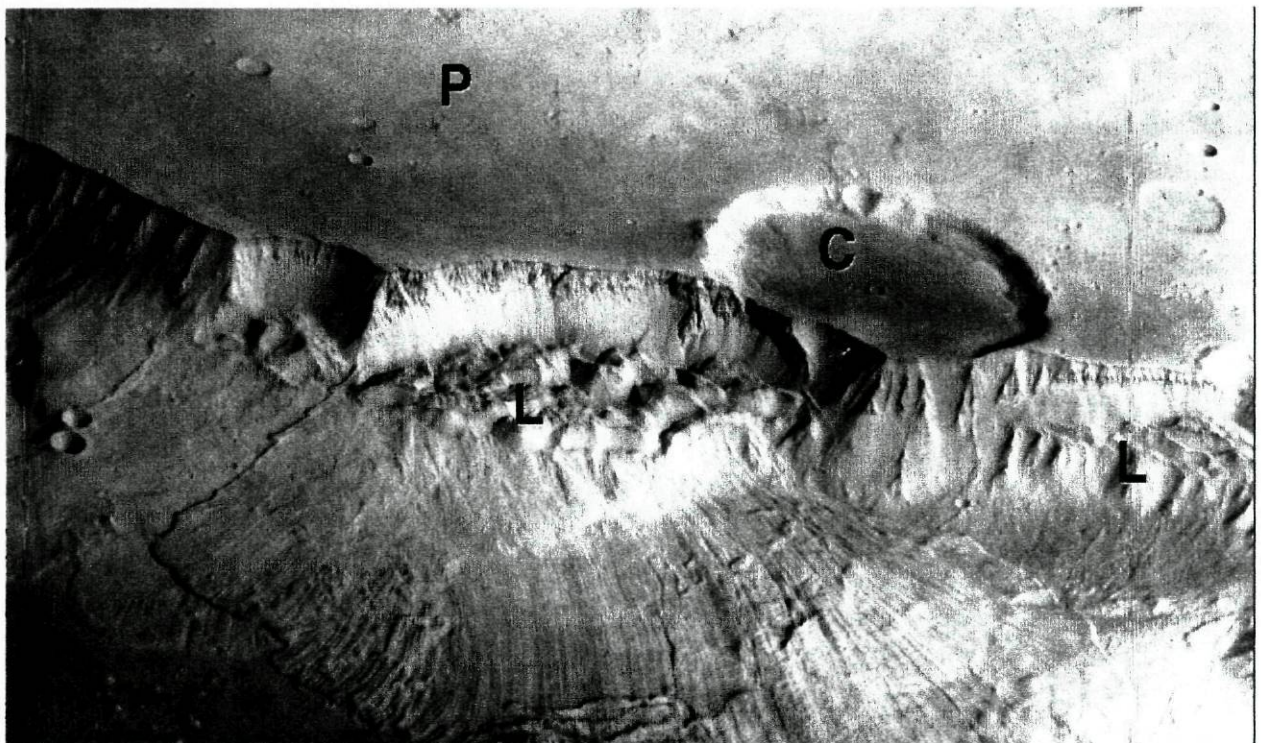


Figura 4.9 – Crateras e deslizamentos de terras na parede do Valles Marineris. A imagem representa 60 km de extensão (URL30).

## Actividade 4 - Mapeamento geológico de Marte

---

Os cientistas usam mapas para ilustrar a história de um planeta ou satélite. Os mapas geológicos evidenciam estruturas recentes e outras antigas, indicadoras de acontecimentos passados. Os mapas mostram morfologias que se formaram em diferentes tempos, dando ao cientista a sequência relativa dos acontecimentos. Na Terra esses mapas são feitos com base em fotografias aéreas e imagens de vaivéns, auxiliadas com a pesquisa na superfície terrestre. Para fazer mapas doutros planetas recorre-se a imagens obtidas por naves espaciais, sondas ou usando informações da superfície do planeta, conseguidas pelas aterragens.

O trabalho que envolve as tarefas seguintes, inseridas na actividade 4, têm como referências teóricas o capítulo 3.3.6 bem como conhecimentos obtidos com as actividades anteriores e nas respectivas referências bibliográficas.

### Objectivos

- ☞ Observar detalhes de uma imagem.
- ☞ Construir um mapa simples de estruturas (morfologias).
- ☞ Interpretar a história geológica de uma área restrita da superfície de Marte.
- ☞ Analisar e discutir a sequência de acontecimentos.

### Material

- ☞ Figura 4.10 representativa da superfície de Marte, mostrando canais secos nas planícies Norte da planície de Chryse.
- ☞ Papel de engenheiro ou transparência (1 por figura)
- ☞ Fita cola ou clipes
- ☞ Marcadores coloridos (vermelho, verde, azul)

## Procedimento (em grupo)

1. Sobrepor a transparência na figura 4.10 e fixar.

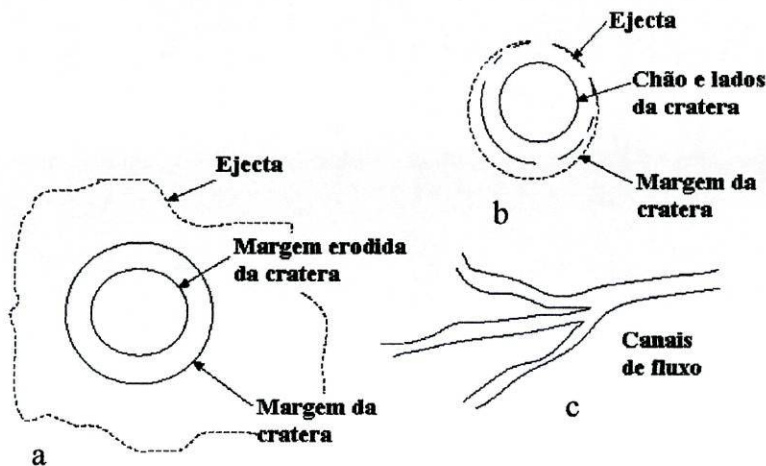
A área representada tem cerca de 200km de comprimento, situa-se a 20° N latitude e a  $\simeq$  55° longitude, na margem Norte da planície Chryse e evidencia crateras de impacto e canais de rio.

2. Marque estas morfologias na figura 4.10 usando os exemplos seguintes.

As morfologias encontradas na figura são:

- a) Crateras com margens contínuas e aguçadas. Contornar, cuidadosamente, as margens destas crateras a **vermelho**.
- b) Crateras com margens erodidas, descontínuas ou quebradas. Contornar, cuidadosamente, as margens destas crateras a **verde**.
- c) Canais de rio.

Colorir, a **azul**, todos os canais



Nota - Ejecta é o material que é atirado (projectado) para fora da cratera e cai para a parte exterior da margem da cratera. O ejecta é, normalmente, mais irregular que a maioria das crateras.



Perspectiva geral dos canais fluviais a Norte das planície de Chryse (URL30).



Figura 4.10 – Canais fluviais a Norte das planície de Chryse (A- crateras com margens aguçadas, B- cratera erodida, ★ parede da cratera vista à luz do Sol) (URL30).

## Questionário

☒ Com base no mapa simples elaborado responda às questões.

1. Indique, entre os canais de rios e crateras verdes, quais os mais antigos. Justifique.
2. Refira, entre os canais de rios e crateras vermelhas, quais os mais antigos. Justifique.
3. Determine quais as morfologias mais antigas, as de média idade e as mais recentes.
4. Refira se as crateras maiores são mais antigas ou mais recentes que as crateras menores.
5. Escreva uma história geológica simples desta parte de Marte.
6. Indique qual a causa das diferenças de tamanho entre as crateras mais jovens e as mais antigas.
7. Determine a direcção do declive do terreno.

## Actividade 5 - Estruturas morfológicas de Marte

---

Sob muitos aspectos Marte é semelhante à Terra. Os mesmos quatro processos geológicos responsáveis pela modelação da Terra (sedimentogénese - erosão / transporte / sedimentação, crateras de impacto, tectonismo e vulcanismo) deixaram as suas marcas na superfície de Marte.

O vulcanismo produziu extensas correntes de lava, enormes escudos vulcânicos e planícies de material vulcânico. Marte possui alguns dos maiores vulcões do Sistema Solar, nomeadamente o Monte Olympus, um vulcão enorme, muitas vezes maior que as ilhas do Havai. O Monte Olympus é um dos quatro grandes vulcões que existem na região de Tharsis (3000 km de extensão). Estes vulcões estiveram em erupção, repetidamente, durante vários milhões de anos, crescendo à medida que a lava saía. No cume de cada vulcão são encontradas enormes caldeiras.

O desgaste (erosão / transporte / sedimentação) é o processo geológico dominante, actualmente, em Marte. O movimento de massas, por deslizamento de terras ou queda de material, deve-se à acção da gravidade. A actividade eólica, pelo transporte de partículas de areia e poeiras permite a formação de dunas e estrias, contribuindo para a modelação da superfície.

As baixas temperaturas e pressão atmosférica não permitem que exista, hoje, água líquida à superfície de Marte. Porém, a acção de correntes de água, no passado, foi um importante processo modificador da paisagem. Os sistemas de vales cortam muitos terrenos de crateras e apresentam características análogas aos vales formados pela água na Terra. Permanece, pois, a questão “para onde foi essa água?”. Alguma estará, provavelmente, no interior do solo sob a forma de gelo, enquanto outra escapou para o espaço ao longo do tempo. As capas de gelo polar, constituídas essencialmente por dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>), contêm alguma água em gelo. Tal como a Terra, Marte tem estações, pelo que as capas de gelo polar diminuem durante o Verão e crescem durante o Inverno.

Embora Marte não possua placas tectónicas como a Terra, existem muitas estruturas tectónicas que evidenciam a deformação da superfície. A tensão pode ter sido causada pelo levantamento da sub-superfície ou pela adição de massa (pelos fluxos de lava) que aumentaram o peso nessa área. A tensão extensional conduziu à formação de grandes vales como o Valles Marineris, que é o mais longo sistema de canyons do Sistema Solar.

Tal como nos outros planetas telúricos, e alguns dos exteriores, são encontradas crateras na superfície de Marte. Em Marte, como em outros planetas, as crateras de impacto são mais recentes que na Terra. O número, tamanho e a jovialidade das crateras, e a sua relação com outras estruturas geológicas, podem ser usadas para determinar a idade relativa das superfícies Marcianas.

De uma forma geral, as regiões mais antigas possuem maior número de crateras, maiores e mais degradadas que as regiões mais jovens.

O princípio da sobreposição indica que uma estrutura que cubra outra, mesmo que parcialmente, é mais recente. Por conseguinte, um vale que corte uma cratera terá uma formação posterior à da cratera. As crateras individuais são degradadas ou destruídas, ao longo do tempo, por processos erosivos ou por outras crateras. Assim, uma cratera com margens elevadas e lados escarpados são mais recentes que as crateras menos definidas, mais erodidas e com margens parciais.

Recorrendo a uma observação pormenorizada de imagens e tendo por base este princípio, podemos determinar a idade relativa das estruturas geológicas e fazer uma sequência histórica dos acontecimentos.

Esta actividade é uma aplicação didáctica dos conteúdos desenvolvidos no capítulo 3.3.6, constituindo, mesmo, um documento de apoio bibliográfico que pode ser complementado com o capítulo 3.3.2.

### **Objectivo:**

☞ Através da observação e análise de imagens de morfologias da superfície de Marte, os alunos irão identificar diversos tipos de paisagens e interpretar os processos geológicos que as originaram.

### **Questionário e procedimento**

Examine a figura 4.11. O Monte Olympus é um vulcão em escudo com 600 km de diâmetro, elevado 25 km acima do plano da superfície. À volta da sua base existe uma escarpa com 6 km de altura. No topo possui uma caldeira com 80 km de largura.

1. Observe a caldeira (marcada com a letra A) e descreva a sua forma.
2. Explique a formação da escarpa à volta do Monte Olympus.

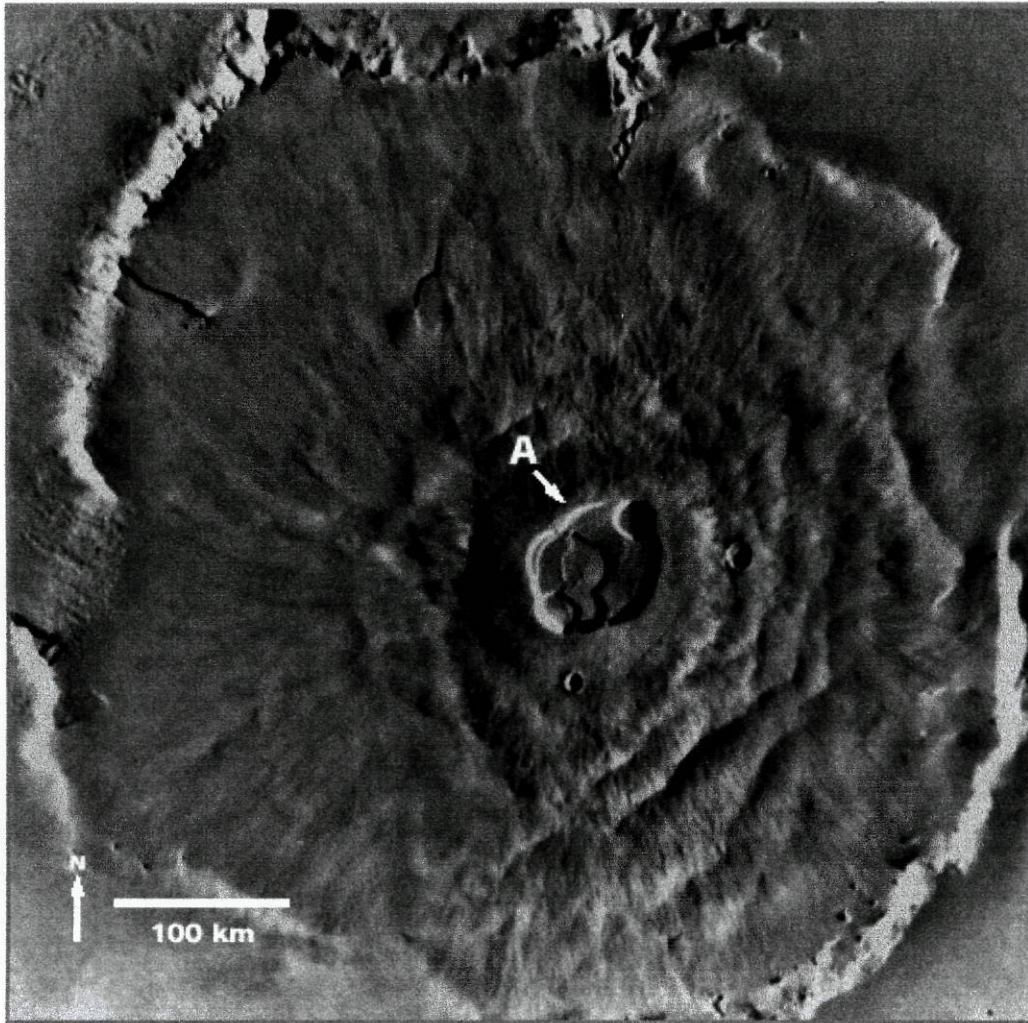


Figura 4.11 – Monte Olympus, vulcão em escudo de Marte. A caldeira tem cerca de 80 km de diâmetro (URL30).

3. O maior sistema de canyons do Valle Marineris estende-se 4000 km (W - E) ao longo de Marte e 600 km (N - S). Observe o Chasma Ius (figura 4.12), o maior canyon de Marte, que se situa a Oeste, na parte final do Valle Marineris. Outros vales menores juntam-se ao chasma principal orientado Este-Oeste.
  - 3.a Indique qual dos 4 processos, referidos na introdução, terá sido responsável pela formação do Chasma Ius.

- 3.b Comparando o tamanho do Chasma Ius com o Grand Canyon (figura 4.13), identifique o maior.
- 3.c Ius chasma é, basicamente, recto porque as suas margens acompanham enormes falhas geológicas. No mapa do Grand Canyon do Arizona, trace os canais por onde o rio flui e os canyons. Observe atentamente as figuras e refira:
- ☞ se algum deles é tão recto como o chasma Ius;
  - ☞ se o Grand Canyon está tão curvo como os canyons da parede Sul do chasma.

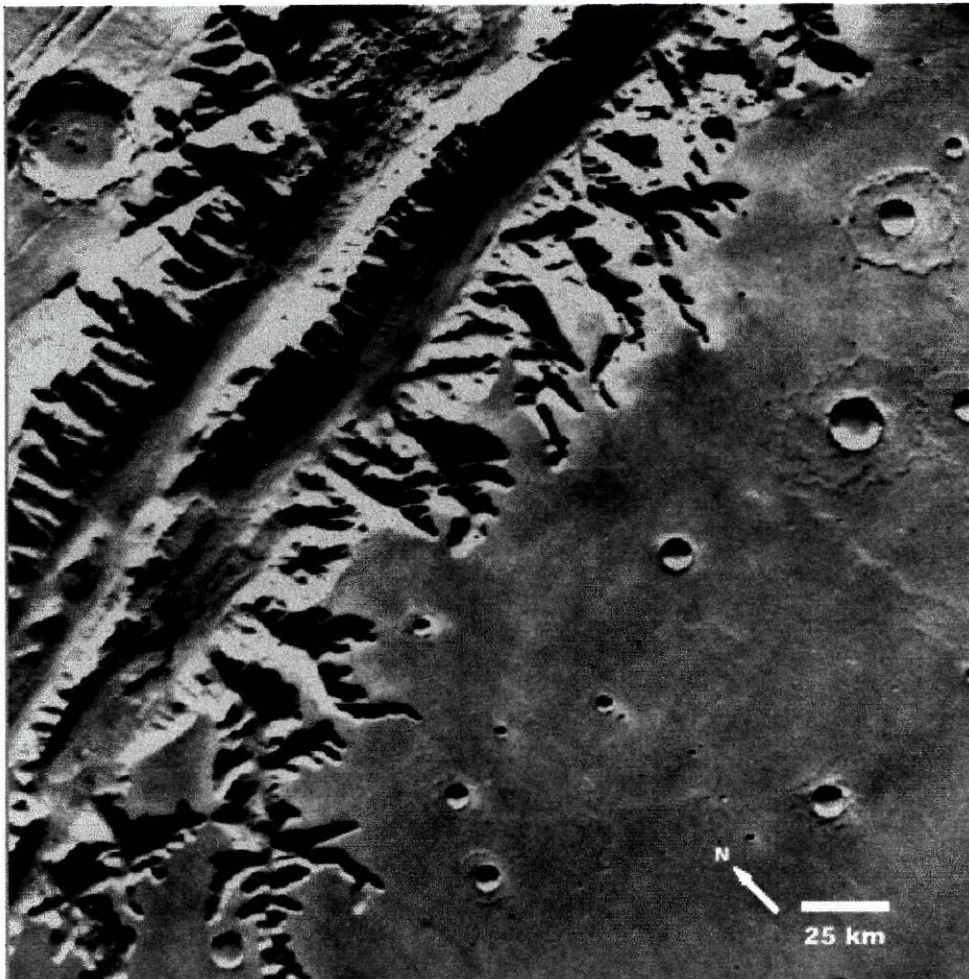


Figura 4.12 – Chasma Ius, uma parte de Valles Marineris (URL30).

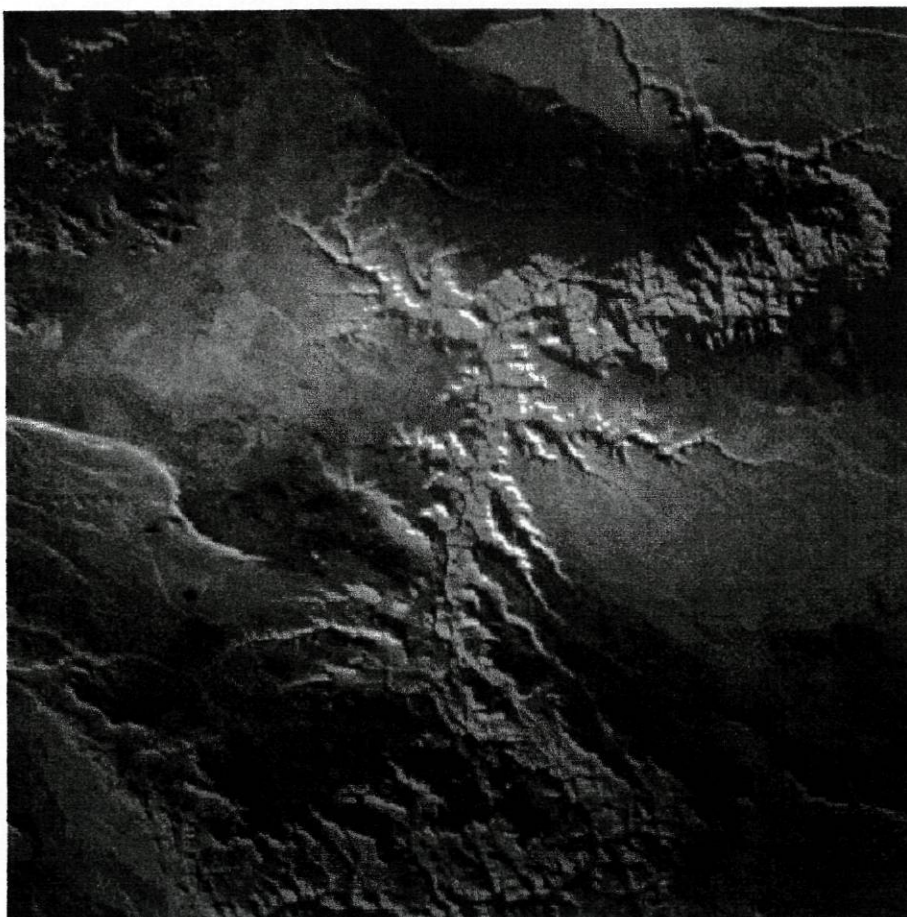


Figura 4.13 – Grand Canyon do Arizona. Tem 1400-1700 m de profundidade, 10-20 km de largura e 260 km de extensão (URL30).

4. Analise a figura 4.14. Os vales a Oeste da planície de Chryse, apresentam uma estrutura ramificada semelhante a alguns sistemas fluviais terrestres.
  - 4.a Indique em que direcção fluiu a água.
  - 4.b Classifique esta região de Marte como relativamente antiga ou recente, baseado no número e morfologia das crateras.
  - 4.c Determine a idade relativa das crateras e vales, justificando a resposta com base no princípio da sobreposição.

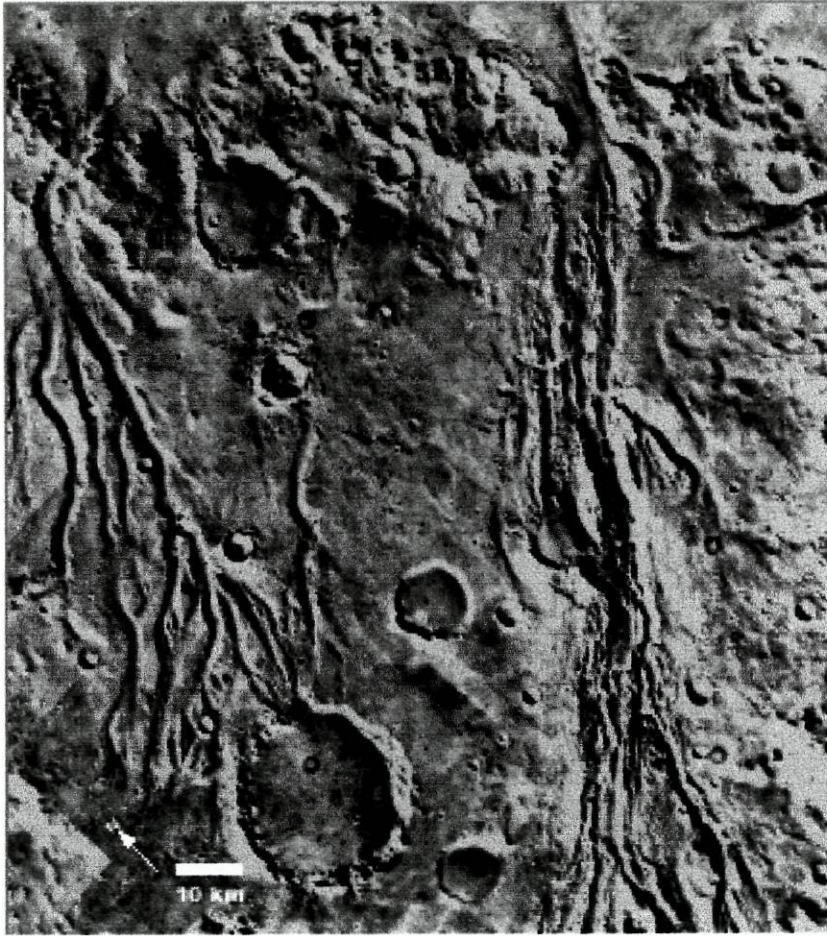


Figura 4.14 – Vales a Oeste da planície de Chryse. A cratera maior tem 28 km de diâmetro (URL30).

5. Observe a figura 4.15. A região Hesperia no hemisfério Sul, consiste numa planície cravejada de crateras que foram modificadas por processos eólicos. As estrias claras produzidas pelos ventos estão associadas a muitas crateras.
  - 5.a. Descreva a aparência e orientação dessas estrias.
  - 5.b. Se as estrias são depósitos de poeiras formadas a partir das crateras, determine a direcção do vento.

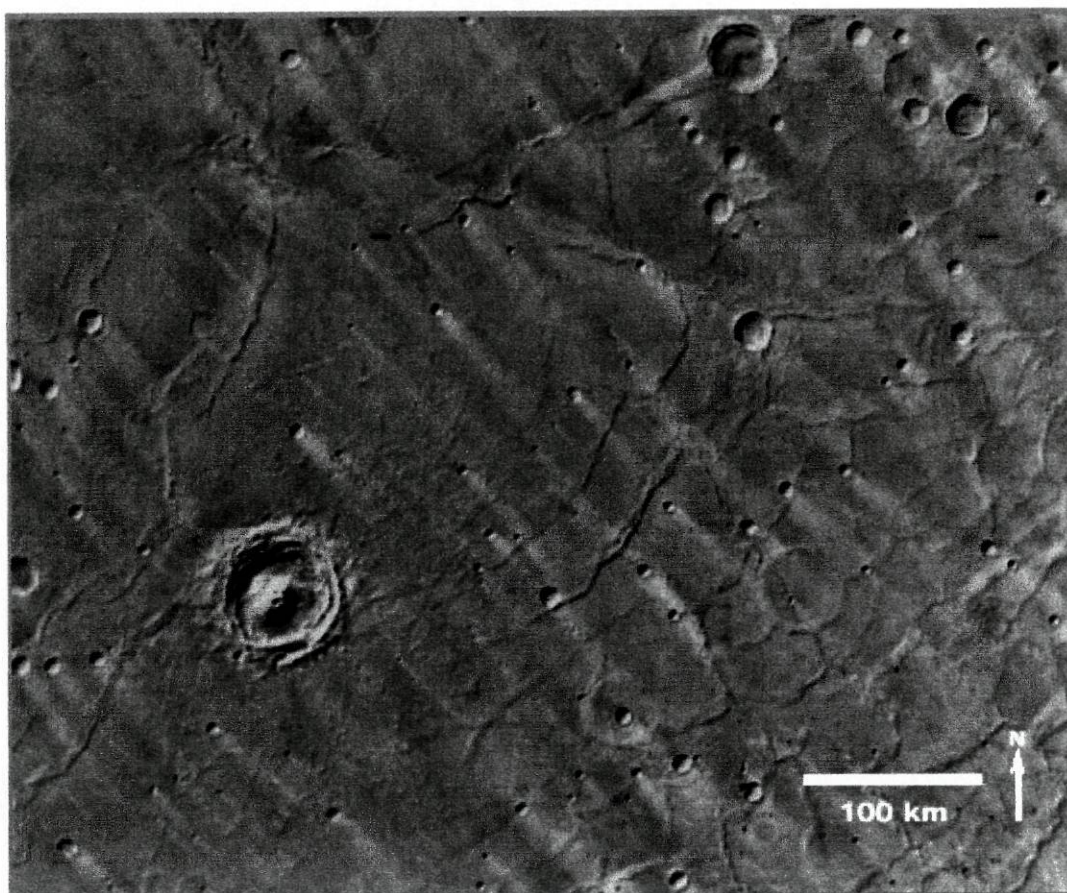


Figura 4.15 – Hesperia Planum (URL30).

6. Tenha atenção à figura 4.16, Patera Apollinaris e a região envolvente. Na modelação de uma paisagem à superfície dum planeta podem actuar os 4 processos geológicos. Nesta questão terão de ser utilizados os conhecimentos adquiridos nas questões anteriores a fim de identificar diferentes tipos de estruturas e descrever os processos geológicos que as originaram.
  - 6.a Comparando a Patera Apollinaris (marca A) com o Monte Olympus, determine as semelhanças e diferenças entre eles.
  - 6.b Identifique os processos que terão formado a Patera Apollinaris. Justifique a resposta.
  - 6.c Indique os processos que terão formado a cratera Reuyl (marca B na figura 4.16). Justifique a resposta.

- 6.d O vale Ma'adim é um canal na parte SE da figura, marcado com a letra C. Refira qual dos 4 processos terá formado esta estrutura. Justifique a resposta.
- 6.e Relacione o Vale Ma'adim com a cratera Gusev (160 km de diâmetro), marcada com a letra D, no que respeita à origem do material que ocupa o chão da cratera (nota: a região inclina para Norte).
- 6.f Baseado nas informações obtidas nas alíneas anteriores, sequencie a ocorrência das estruturas A, B, C e D da figura 4.16. Refira as evidências que conduziram a esta resposta.

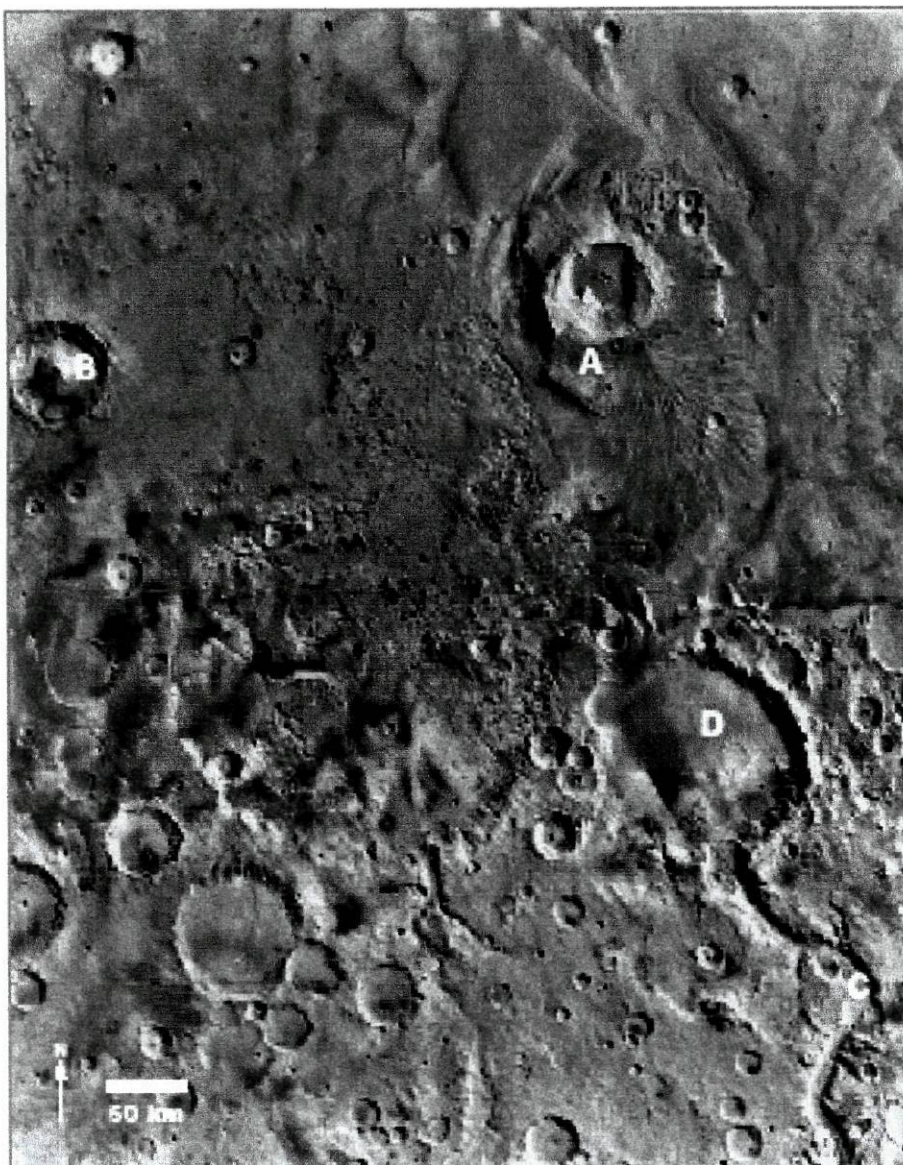


Figura 4.16 – Patera Apollinaris e região circundante (URL30).

### 4.3 Sugestões de resolução das actividades propostas

#### Actividade 1 – Morfologias da superfície terrestre

- 1.a O vulcão tem uma base e cratera circular. Os lados do cone estão desgastados pela erosão.
- 1.b Uma estrada.
- 2.a Ligeiramente enrugados.
- 2.b A origem das correntes é, provavelmente, na base do cone de cinzas junto à estrada.
- 3.a São ambos de forma cónica com uma depressão central no topo.
- 3.b Monte Tavorur é muito maior e a sua cratera mais irregular.
- 3.c A cratera tem um aspecto recortado o que sugere que foi reconstruída várias vezes, devido a erupções múltiplas.
- 4.a O declive de um vulcão pode ser afectado por erupções múltiplas, tipo de material emanado, viscosidade da lava, comprimento das correntes de lava, erosão pelo vento ou pela chuva após se formar um vulcão.
- 5.a O material aluvionar é resultado da erosão das montanhas.
- 5.b Todos os 3 agentes erosivos actuaram na produção de sedimentos, sendo a água o agente principal.
- 5.c Os 3 agentes, mas principalmente a água.
- 5.d Podem ser erodidos pelo vento, água ou gravidade. Por exemplo, vêem-se dunas de areia junto aos leques, o que evidencia a acção do vento.
- 6.a É ligeiramente circular com lados aproximadamente quadrados.
- 6.b As paredes apresentam evidências de desgaste por acção da água.
- 6.c.1 Circular, porém com uma aparência suavizada. As margens parecem gastas e não muito distintas. O centro da cratera parece ter sido parcialmente preenchido com sedimentos e dunas de areia.
- 6.c.2 A cratera do Arizona está melhor definida e é mais profunda que a Roter Kamm.
- 6.d.1 A cratera é muito extensa (larga) mas não tão alta nem escarpada.
- 6.d.2 Ambas são bastante circulares e com margens desgastadas.
- 7.a A – vale de rio – desgaste  
B – graben – tectonismo (rios fluem para este graben)  
C – fluxos lava – vulcanismo

D – cone cinzas – vulcanismo

E – fluxo de lava – vulcanismo

F – fluxo de lava – num vale de rio pré-existente – desgaste seguido de vulcanismo.

G – graben – tectonismo (fluxo de lava penetrou partes do graben)

7.b Perto de G, o material vulcânico fluiu para o vale de graben pré – existente, cortando-o em dois locais. A corrente espalhou-se sob a forma de leque.

7.c 3, 5, 4, 1, 2

#### **Actividade 4 - Mapeamento geológico de Marte**

1. As crateras “verdes” são mais antigas. Quando um rio encontrou uma cratera “verde” a água perfura a margem, entrou na cratera, destruiu a margem noutra local e continuou a fluir.
2. Os canais de rios são mais velhos. Quando o impacto formou uma cratera “vermelha” no topo dum canal de rio, a cratera cobriu o canal, mas não foi erodida. O rio deixou de fluir.
3. As crateras “verdes” são mais antigas, as “vermelhas” as mais novas e os canais de rio são os intermédios. Usando os dados das questões anteriores, as crateras verdes já existiam antes dos canais, e estes já existiam antes das crateras “vermelhas”.
4. As crateras maiores (“verdes”) são mais antigas que as mais pequenas (“vermelhas”). As crateras verdes tendem a ser maiores enquanto as vermelhas são, geralmente, menores. A observação de que as crateras verdes já existiam antes dos canais e de que as crateras vermelhas se formaram depois dos canais atravessarem as crateras verdes (mais antigas).
5. O primeiro meteorito grande embateu na superfície e originou grandes crateras. Depois a água corrente formou canais de rio que, por sua vez, atravessavam algumas das crateras mais antigas. Após algum tempo os rios deixaram de fluir. Mais tarde ainda, meteoritos menores embateram na superfície formando, alguns destes, crateras em cima dos canais já secos e nas crateras mais antigas.
6. Grande parte dos meteoritos maiores embateram há muito tempo, restando, para mais tarde, os mais pequenos. Os maiores eram grandes fragmentos de material planetário que ainda estava a ser acrecionado. À medida que o tempo passou, os impactos foram causados pelos fragmentos menores que restaram do processo de acreção.

7. O terreno inclina de Oeste para Este. Os canais de rios juntam-se em direcção à parte baixa do terreno.

### **Actividade 5 - Estruturas morfológicas de Marte**

1. É, aproximadamente, circular mas com numerosas crateras sobrepostas dentro dela e nas margens.
2. As respostas devem incluir erosão e tectonismo (falhas).
- 3.a Os penhascos aguçados e direitos, bem como as grandes dimensões sugerem processos tectónicos. As correntes, no lado Sul, indicam modificações por acção do fluxo de água.
- 3.b O Chasma Ius é várias vezes maior que o Grand Canyon do Arizona.
- 4.a Nordeste (para o topo da figura).
- 4.b As crateras são numerosas e degradadas, o que indica tratar-se de uma região relativamente antiga.
- 4.c As crateras são mais antigas que os vales, uma vez que estes cortam as margens das crateras. Contudo, existem algumas crateras mais jovens que se sobrepõem aos canais, indicando que estes impactos ocorreram após a formação dos canais.
- 5.a As estrias difusas de material claro são encontradas a SE das crateras.
- 5.b O vento sopra de NW.
- 6.a Tal como o Monte Olympus, a Patera Apollinaris apresenta estruturas de fluxo radiais e uma escarpa basal. A Patera Apollinaris tem mais crateras, uma enorme estrutura do fluxo em direcção a Sul, e uma caldeira menos complexa que a do Monte Olympus. Este último é uma estrutura muito maior.
- 6.b Considerando as características descritas na alínea anterior, é o vulcanismo.
- 6.c Com base no ejecta e no pico central, a cratera Reuyl formou-se por impacto.
- 6.d Os meandros e os canais tributários indicam erosão por correntes de água.
- 6.e A água que outrora fluiu pelo vale Ma'adim pode ter depositado sedimentos no fundo da cratera Gusev.
- 6.f D, A (C), C (A), B.  
D é uma cratera degradada muito antiga. As correntes de A são modificadas na sua parte Sul pelos sedimentos oriundos da cratera D, devido ao fluxo de água no canal C.

Assim, A precede C (este acontecimento é difícil de ver, pelo que os alunos poderão, eventualmente, invertê-los)

A cratera B é jovem na aparência – as margens não estão erodidas – e por isso é, provavelmente, muito nova.

## 5. Considerações finais

Hoje, o estudo da Terra integra-se num sistema mais amplo de corpos celestes, com o qual ela está relacionada quanto à sua origem, existindo múltiplas influências entre eles. Pela primeira vez a totalidade dos planetas conhecidos pode ser estudada e comparada, sob o posto de vista geológico, com a Terra. Por comparação dos detalhes da natureza geológica e da evolução dos diferentes planetas é possível interpretar melhor os princípios e os processos fundamentais da geologia terrestre.

Os quatro planetas telúricos: Mercúrio, Vénus, Terra e Marte, aos quais se pode juntar a Lua, apresentam similaridades que permitem considerá-los em conjunto. Estes planetas têm uma elevada densidade e possuem atmosfera que representa uma fracção extremamente pequena das suas massas totais. Entre todas as atmosferas a de Vénus é a mais massiva seguida da da Terra.

Outra semelhança que os planetas telúricos evidenciam é terem estado submetidos a períodos de actividade planetária que modificou profundamente a sua estrutura interna, o que se repercutiu ao nível das morfologias à superfície. A diferenciação mineralógica destes corpos planetários não produziu interiores semelhantes, o que se reflectiu, em particular, em diferentes intensidades de campo magnético.

Todos os planetas telúricos estiveram submetidos ao impacto de meteoróides que definiram estruturas morfológicas à superfície dos planetas, as crateras, em grande parte apagadas nos planetas cuja actividade erosiva está activa (Vénus e Terra).

Mercúrio, o planeta mais interno, apresenta grandes semelhanças com a Lua, embora possua menor número de mares e existam planícies entre as crateras. A densidade média ( $5,4 \text{ g/cm}^3$ ) é próxima da da Terra pelo que se pode deduzir que possui um núcleo metálico, porém, o campo magnético é muito mais débil que o da Terra.

Relativamente a Vénus, a sua densidade média ( $5,24 \text{ g/cm}^3$ ) pressupõe uma estrutura interna semelhante à terrestre. Pelo contrário, a atmosfera é muito mais espessa e corrosiva que a da Terra. Quanto às morfologias, 80% são regiões relativamente planas de onde emergem zonas montanhosas como a Terra de Ishtar e Terra de Afrodite. Apresentam, também, alguns vulcões escudo e uma fossa depressiva a Este da Terra de Afrodite. As crateras produzidas por impacto estão disseminadas pela superfície venusiana embora em menor quantidade, relativamente aos restantes planetas telúricos.

O quarto planeta, Marte, consiste num terreno abundante em crateras, que se assemelha à zona montanhosa lunar, embora em menor densidade. Não obstante, o grau de erosão das

mesmas é mais significativo. Evidencia, também, estruturas fluviais entre as quais a mais conhecida é o Valle Marineris, que indicia a existência de água líquida em épocas remotas da história de Marte. Despertam, ainda, a atenção alguns grandes vulcões escudo, localizados no hemisfério Norte, sendo o maior o Olympus. Segundo Uchupi e Emery (1993), inicialmente o vulcanismo deve ter sido piroclástico, como resultado da interação com a água e gelo do solo, que produziu planícies de cinzas e pateras, tornando-se mais efusivo com o tempo. Nos pólos existem capas de gelo, compostas essencialmente por dióxido de carbono gelado e alguma água, que derretem parcialmente e voltam a crescer de acordo com as estações do ano. Além das morfologias referidas as sondas Viking detectaram estruturas geradas por processos eólicos especialmente nas regiões circumpolares.

Após a caracterização da estrutura e morfologia dos planetas telúricos e dada a escassez de materiais nesta área, bem como a pouca informação/ formação de professores, foi pensada a construção de materiais didáticos que auxiliassem os docentes na concretização das aulas promovendo uma maior motivação dos alunos. Estes instrumentos de trabalho resumem-se a actividades que visam fomentar o papel activo do aluno na construção do saber, desenvolver o gosto pela planetologia e reconhecer a sua importância no estudo da geologia bem como, no conhecimento da própria Terra. Estes materiais poderão servir de base para a construção de novas ferramentas didáticas, com novas abordagens e, porque não, para o desenvolvimento de uma dissertação na sequência desta. Pretende-se, igualmente, que este trabalho funcione como impulso para que as universidades implementem a disciplina de planetologia no âmbito de formação de professores e dinamizem a construção de outros materiais.

## **Bibliografia**

### **Bibliografia geral**

- Basaltic Volcanism on the terrestrial planets. 1981. In: Lunar Planetary Institute.
- Cachapuz, Francisco (coordenador), 1994. Ensino das ciências e formação da professores. In: Projecto MUTARE. nº3. Universidade de Aveiro. Aveiro.
- Cronin, James W.; Gaisser, Thomas K.; Swordy, Simon P., 1998. Cosmic rays and the Energy Frontier. Scientific American, Maio. Pp 62.
- Freedman, Wendy L., 1998. The Expansion Rate and Size of the Universe. Scientific American, Maio. Pp 92-97.
- Galopim de Carvalho, A. M., 1996. Geologia: morfogénese e sedimentogénese. In: Universidade Aberta. Lisboa.
- Galopim de Carvalho, A. M., 1997. Geologia: petrogénese e orogénese. In: Universidade Aberta. Lisboa.
- Marcy, Geoffrey; Butler, R. Paul., 1998. The Diversity of Planetary Systems. Sky & Telescope, Março.
- Marcy, Geoffrey W. ; Butler, R. Paul., 1998. Giant Planets Orbiting Farway Stars. Scientific American, Maio. Pp 10-15.
- Montgomery, Carla W., 1997. Fundamentals of Geology. 3<sup>rd</sup>ed. In: Wm.C.Brown Publishers. New York.
- Morrison, David, 1993. Exploring Planetary Worlds. In: Scientific American Library.
- Nicolson, Iain; Moore, Patrick, 1985. The Universe. In: Collins. London.
- Peebles, P. James E.; Schramm, David N.; Turner, Edwin L.; Kron, Richard G. 1998. The Evolution of the Universe. Scientific American, Maio. Pp 87-91.
- Planetary Tour. Scientific American, Maio 1998. PP 26-35.
- Praia, João; Marques, Luís, 1998. Didáctica da Geologia e Formação de Professores. In: Formação de Professores: cadernos didácticos. Série Ciências;1.2<sup>a</sup>ed. Universidade de Aveiro. Aveiro
- Solomon, S.C., 1978. On vulcanism and thermal histories on-plate planets. In: Journal of Geophysical Research. 5: 461-464.
- Spudis, Paul D., 1996. The Once and Future Moon. In: Smithsonian Institution Press.
- The Dynamic Earth. Scientific American, Setembro 1983.

- Veilleux, Sylvain; Cecil, Gerald; Bland-Hawthorn, Jonathan, 1998. Colossal Galactic Explosions. Scientific American, Maio. PP 74.
- White, Robert S.; McKenzie, Dan P., 1989. Volcanism at rifts. Scientific American, Julho. pp 62-72.

### **Referências bibliográficas**

- Ahrens, Thomas J., 1990. Earth accretion. In: Newson HE. Jones JH ed. Origin of the Earth. Oxford University Press. New York. Lunar Planetary Institute. Houston. pp 211-227.
- Alarcão, Isabel, 1989. Para uma revalorização da didáctica. In: Aprender.,7, 5-8.
- Amador, Filomena, 1998. Imagens no ensino da Geologia. In: Formação de professores: cadernos didácticos. Série Ciências; 2. Universidade de Aveiro. Aveiro.
- Audoze, Jean; Israël, Guy, 1996. The Cambridge Atlas of Astronomy. In: Cambridge University Press. Cambridge.
- Baker, Robert H., 1971. Astronomia. In: Fundação Calouste Gulbenkian. Lisboa.
- Barlow, Nadine G. e Sharpton, Virgil L., sd. Stones, Wind and Ice: A guide to Martian Impact Craters. Slide Set. Lunar and Planetary Institute.
- Carr M. H., 1981. The Surface of Mars. In: Yale University, New Haven.
- Carr M. H., 1984. The Geology of Terrestrial Planets. NASA SP-469.
- Carré, C., 1974. Resources for learning. In: Sutton, C. & Haysom, J., 1974. Step – The art of the science teacher. Cap. 7. London: McGraw Hill.
- Cattermole, Peter; Moore, Patrick, 1985. The story of the earth. In: Cambridge University Press. Cambridge.
- Cattermole, Peter , 1994. Venus – The Geological Story. In: University College London Press. London.
- Cattermole, Peter , 1996. A Terra e o Sistema Solar. Nova Enciclopédia das Ciências. In: Círculo de Leitores. Companhia Editora do Minho, S.A.
- Chapman, Clark. R., 1988. Mercury's Heart of Iron. Astronomy, Novembro. 16(11): 22-35.
- Clark, Stuart., 1995. Ripples in Space. Astronomy, Abril.. PP 37.
- Clark, Stuart., 1996. A Astrofísica. Nova Enciclopédia das Ciências. In: Círculo de Leitores. Companhia Editora do Minho, S.A.

- Clark, John., 1996. A Física. Nova Enciclopédia das Ciências. In: Círculo de Leitores. Companhia Editora do Minho, S.A.
- Correia, Eugénio A., 1994. Petrologia Ígnea. Departamento de Geologia - Faculdade de Ciências da Universidade do Porto. Porto.
- Correia, Eugénio A., 1996. Cartografia geológica e fotogeológica. Departamento de Geologia - Faculdade de Ciências da Universidade do Porto. Porto.
- Encrenaz, Thérèse; Blanc, M.; Bibring, Jean-Pierre , 1995. The solar system. 2nd ed. I: Springer-Verlag Berlin Heidelberg. New York.
- Dobbins, Thomas; Sheehan, William, 1999. The colors of MARS: Reality and Illusion. Sky & Telescope, Abril. Pp 116-118.
- Freedman, Roger A.; Kaufmann, William J., 1998. Universe. 5th ed. In: W. H. Freeman and Company. New York.
- Greeley R. and Spudis P. D., 1981. Volcanism on Mars. Reviews of Geophysics and Space Physics, 19.
- Guest, John et al., 1992. Small volcanic edifices and volcanism in the plains of Venus. In: Journal of Geophysical Research: V.97, no.E10. Pp 949-966
- Golombek, M.; Banerdt, W.; Tanaka, K.; Tralli, D., 1992. A prediction of mare seismicity from surface faulting. In: Science 258: 979-981.
- Gonzales, J. Fernández; Escarlín, N. Elorteu, 1994. Qué piensan los profesores acerca de cómo se debe enseñar. In: Enseñanza de las Ciencias, 14(3), 331-342.
- Henarejos, Philippe; Thomas, Pierre., 1995. Vénus: Les secrets de la fournaise. Ciel et Espace, Março. PP 32-41.
- Hsui, A. ; Toksöz, M., 1977. Thermal evolution of planetary bodies. In: 8<sup>th</sup> Lunar Science Conference, Process 1. Pp 447-461.
- Jiménez, V. Mellado; Gallardo, D. Carracedo, 1992. Aproximación a la didáctica de las ciencias desde la filosofía de la ciencia. In: Comunicación ? específicas en la formación del profesorado. Santiago de Compostela.
- Jiménez, Vicent Mellado 1997. La investigación sobre el profesorado de ciencias experimentales. In: V Congreso Internacional sobre Investigación en La Didáctica de las Ciencias. Murcia.
- Kiefer, Walter S.; Treiman, Allan H.; Clifford, Stephen M., sd. The Red Planet: A Survey of Mars. In: Lunar and Planetary Institute.

- Lattmann, Laurence H.; Ray, Richard G. 1965. Aerial Photographs in Field Geology. In: Holt, Rinehart and Winston, Inc. New York.
- Lillesand, Thomas M.; Kiefer, Ralph W. 1994. Remote Sensing and image interpretation. 3<sup>rd</sup> ed. In: John Wiley & Sons, Inc. New York.
- Malin, Michael C., 1999. Visions of Mars: Sky & Telescope, Abril. Pp.42-49.
- Matsui, Takafumi; Abe, Yutaka 1986. Origin of the Moon and its early thermal Evolution.
- Melosh, H.J.; McKinnon, W.B. 1988. The tectonics of Mercury. In: University of Arizona Press. Tucson. Pp 374-400.
- Montgomery, Carla W. 1995. Environmental Geology. 4<sup>th</sup> ed. In: Wm.C.Brown Publishers. New York.
- Murray B., Malin M. C., and Greeley R., 1981. Earthlike Planets: Surfaces of Mercury, Venus, Earth, Moon, Mars. In: W.H. Freeman and Company, San Francisco.
- Mursky, Gregory 1996. Introduction to Planetary Volcanism. In: Prentice Hall. New Jersey.
- Mutch T. A., Arvidson R. E., Head J. W. III, Jones K. L., and Saunders R. S., 1976. The Geology of Mars. In: Princeton University Press, Princeton.
- Pérez, Gil D. ; Torregrosa, Joaquin M. 1987. Los programas-guia de actividades: una concreción del modelo construtivista de aprendizaje de las ciencias. In: Investigación en la escuela, nº3.
- Pérez, Gil D. 1993. Contribución de la historia y de la filosofía de las ciencias al desarrollo de un modelo de enseñanza / aprendizaje como investigación. In: Enseñanza de las ciencias; 11(2),197-212.
- Pérez, Gil D. 1996. New trends in science education. In: Int.J.Scie.Educ:18(8),889-901.
- Praia, João 1995. Formação de Professores no Ensino da Geologia: contributos para uma didáctica fundamentada na epistemologia das ciências. O caso da deriva continental. Tese de Doutoramento. Universidade de Aveiro.
- Press, Frank; Siever, Raymond 1998. Understanding Earth. 2nd ed. In: W. H. Freeman and Company. New York.
- Ringwood, A.E., 1979. The Origin of the Earth and Moon. In: Springer-Verlag. New York.
- Ringwood, A.E., 1986. Composition and Origin of the Moon. In: Lunar and Planetary Institute.
- Ritchie, William; Wood, Michael; Wright, Robert; Tait, David ,1987. Surveying and mapping for field scientists. In: John Wiley & Sons, Inc. New York.
- Robinson, Cordula, 1995. Magellan Reveals Venus. Astronomy, Fevereiro. pp 32-41.
- Robinson, Mark, 1994. Exploring Small Volcanoes on Mars. Astronomy, Abril. pp 30-37

- Schaber, G., 1991. Impact cratering on Venus. In: American Geophysical Union, Spring Meet, Baltimore, Maio.
- Spudis, Paul D.; Guest, John E., 1988. Stratigraphy and geologic history of Mercury. In: University of Arizona Press. Tucson.
- Strom, Robert G.; Trask, Newell J.; Guest, John E., 1975. Tectonism and Volcanism on Mercury. In: Journal of Geophysical Research. 80(17):2478-2507.
- Strom, Robert G., 1984. Mercury: In the Geology of terrestrial planets. M. H. Carr edition. Washington. pp. 13-55.
- Taylor, G. Jeffrey 1997. The Moon Gateway to the solar system. In: Teacher's / Guide. Nasa EG-1997-10-116-HQ.
- The Atmosphere-part 1, 1997a. The Mercury Messenger Mercury: planet of fire and Ice, Setembro.
- The surface of Mercury-part 2, 1997b. The Mercury Messenger Mercury: planet of fire and Ice. Dezembro.
- Tittman, B., 1979. Brief note for consideration of active seismic exploration on Mars. In: Journal of Geophysical Research. 84: 7940-7942.
- Trask, Newell J.; Guest, John E., 1975. Preliminary Geologic Terrain Map of Mercury. In: Journal of Geophysical Research. 80(17):2461-2477.
- Uchupi, Elazar; Emery, Kenneth Orris, 1993. Morphology of the rocky members of the solar system. In: Berlin: Springer-Verlag.
- Williams, Steven H., 1997. The Wind of Mars: Aeolian activity and landforms. Slide Set. Lunar and Planetary Institute.
- Wyllie, Peter J., 1995. A Terra – Nova Geologia Global. 3ª ed. In: Fundação Calouste Gulbenkian. Lisboa.
- Zimbelman, James R., sd. Volcanoes on Mars. Slide Set. Lunar and Planetary Institute.

## Sites da Internet

URL1	<a href="http://imagine.gsfc.nasa.gov/docs/teachers/lifecycles/LC_main_p1.html">http://imagine.gsfc.nasa.gov/docs/teachers/lifecycles/LC_main_p1.html</a>
URL2	<a href="http://imagine.gsfc.nasa.gov/docs/teachers/lifecycles/LC_main_p2.html">http://imagine.gsfc.nasa.gov/docs/teachers/lifecycles/LC_main_p2.html</a>
URL3	<a href="http://imagine.gsfc.nasa.gov/docs/science/mysteries_11/origen_destiny.html">http://imagine.gsfc.nasa.gov/docs/science/mysteries_11/origen_destiny.html</a>
URL4	<a href="http://imagine.gsfc.nasa.gov/docs/science/mysteries_11/compositions.html">http://imagine.gsfc.nasa.gov/docs/science/mysteries_11/compositions.html</a>
URL5	<a href="http://imagine.gsfc.nasa.gov/docs/science/know_11/supernovae.html">http://imagine.gsfc.nasa.gov/docs/science/know_11/supernovae.html</a>
URL6	<a href="http://imagine.gsfc.nasa.gov/docs/features/objects/focus.html">http://imagine.gsfc.nasa.gov/docs/features/objects/focus.html</a>
URL7	<a href="http://antwrp.gsfc.nasa.gov/cgi_bin/cossc/apod_search?big_bang.html">http://antwrp.gsfc.nasa.gov/cgi_bin/cossc/apod_search?big_bang.html</a>
URL8	<a href="http://cmex_www.arc.nasa.gov/Exo.Strat/Drs/state.html">http://cmex_www.arc.nasa.gov/Exo.Strat/Drs/state.html</a>
URL9	<a href="http://cmex_www.arc.nasa.gov/MARSESSY/age2.html">http://cmex_www.arc.nasa.gov/MARSESSY/age2.html</a>
URL10	<a href="http://bang.lanl.gov/solarsys.html">http://bang.lanl.gov/solarsys.html</a>
URL11	<a href="http://bang.lanl.gov/solarsys/portug/earth.html">http://bang.lanl.gov/solarsys/portug/earth.html</a>
URL12	<a href="http://www.physics.technion.ac.il/~eran/tnp/nineplanets/origin.html">http://www.physics.technion.ac.il/~eran/tnp/nineplanets/origin.html</a>
URL13	<a href="http://www.ast.cam.ac.uk/pubinfo/leaflets/solar-system/section3.3.html">http://www.ast.cam.ac.uk/pubinfo/leaflets/solar-system/section3.3.html</a>
URL14	<a href="http://solarviews.com/eng/mars.htm">http://solarviews.com/eng/mars.htm</a>
URL15	<a href="http://pds.jpl.nasa.gov/planets/captation/mars.htm">http://pds.jpl.nasa.gov/planets/captation/mars.htm</a>
URL16	<a href="http://cass.jsc.nasa.gov/expmars/edbrie/edbrie.htm">http://cass.jsc.nasa.gov/expmars/edbrie/edbrie.htm</a>
URL17	<a href="http://nssdc.gsfc.nasa.gov/cgi_bin/database/www-nme?MARS98">http://nssdc.gsfc.nasa.gov/cgi_bin/database/www-nme?MARS98</a>
URL18	<a href="http://cmex-www.arc.nasa.gov/Sitecat/sitecat2/mars.htm">http://cmex-www.arc.nasa.gov/Sitecat/sitecat2/mars.htm</a>
URL19	<a href="http://cmex-www.arc.nasa.gov/Marsessy/age2.htm">http://cmex-www.arc.nasa.gov/Marsessy/age2.htm</a>
URL20	<a href="http://bang.lanl.gov/solarsys/portug/marssurf.htm">http://bang.lanl.gov/solarsys/portug/marssurf.htm</a>
URL21	<a href="http://cmex-www.arc.nasa.gov/MarsEssy/di.htm">http://cmex-www.arc.nasa.gov/MarsEssy/di.htm</a>
URL22	<a href="http://physics.technion.ac.il/~eran/tnp/nineplanets/mars.html">http://physics.technion.ac.il/~eran/tnp/nineplanets/mars.html</a>
URL23	<a href="http://www.hawastsoc.org/solar/eng/marsvolc.htm">http://www.hawastsoc.org/solar/eng/marsvolc.htm</a>
URL24	<a href="http://cmex-www.arc.nasa.gov/Exo_Strat/Docs/state.html">http://cmex-www.arc.nasa.gov/Exo_Strat/Docs/state.html</a>
URL25	<a href="http://www.etsimo.uniovn.es/solar/cap/mgs/mgsmons1.html">http://www.etsimo.uniovn.es/solar/cap/mgs/mgsmons1.html</a>
URL26	<a href="http://cmex-www.arc.nasa.gov/MarsEssy/seasons/seasons.html">http://cmex-www.arc.nasa.gov/MarsEssy/seasons/seasons.html</a>
URL27	<a href="http://cmex-www.arc.nasa.gov/MarsEssy/crater.htm">http://cmex-www.arc.nasa.gov/MarsEssy/crater.htm</a>
URL28	<a href="http://cmex-www.arc.nasa.gov/MarsEssy/dtm/MARSTRRN.htm">http://cmex-www.arc.nasa.gov/MarsEssy/dtm/MARSTRRN.htm</a>
URL29	<a href="http://bang.lanl.gov/solarsys/eng/">http://bang.lanl.gov/solarsys/eng/</a>
URL30	<a href="http://spacelink.nasa.gov/Instructional.Materials/NASA.Educational.Products/Planetary.Geology/Planetary.Geology.pdf">http://spacelink.nasa.gov/Instructional.Materials/NASA.Educational.Products/Planetary.Geology/Planetary.Geology.pdf</a>

URL31 <http://www.solarviews.com/portug/tercrate.htm>  
URL32 <http://www.soest.hawaii.edu/SPACEGRANT/class-acts/GeologyChartNotes.html>  
URL33 <http://www.lpi.usra.edu>  
URL34 <http://www.solarviews.com/portug/earthsp.htm>  
URL35 <http://www.solarviews.com/portug/tervolc.htm>  
URL36 <http://www.solarviews.com/portug/natvolc.htm>  
URL37 <http://www.solarviews.com/portug/hawaii.htm>  
URL38 <http://www.solarviews.com/portug/valles.htm>  
URL39 <http://pds.jpl.nasa.gov/planets/captations/earth.htm>  
URL40 <http://solarviews.com/eng/moon.htm>  
URL41 <http://solarviews.com/eng/mercury.htm>  
URL42 <http://solarviews.com/eng/venus.htm>  
URL43 <http://www.seds.org/billa/tnp/luna.html>  
URL44 <http://pds.jpl.nasa.gov/planets/captations/mercury.htm>  
URL45 <http://pds.jpl.nasa.gov/planets/captations/venus.htm>  
URL46 <http://solarviews.com/eng/venus/volc.htm>  
URL47 <http://solarviews.com/eng/venus/crater.htm>  
URL48 <http://cass.jsc.nasa.gov/images/ssto/>  
URL49 <http://cass.jsc.nasa.gov/images/svol/>  
URL50 <http://cass.jsc.nasa.gov/images/swin/>

# **Anexos**

## **Anexo 1 – Sensoramento remoto - Fotografia aérea**

O sensoramento remoto, detecção remota ou teledetecção é a ciência e arte de obtenção de informações sobre um dado objecto, uma dada área ou um dado fenómeno através da análise de dados adquiridos por um aparelho sem contacto com o alvo de investigação (Lillesand e Kiefer 1994).

O sensoramento remoto é feito através de sensores operados a partir de aeronaves, sondas e satélites espaciais, envolvendo fenómenos relacionados com o electromagnetismo e cujos dados serão analisados e transformados em informação. Os processos de análise envolvem o exame de dados usando diversos aparelhos de obtenção e interpretação para análise das imagens e/ou dos dados digitais obtidos pelos sensores. A detecção de energia electromagnética pode ser feita quer fotograficamente quer electronicamente (Ritchie et al. 1987, Lillesand e Kiefer 1994, Correia 1996).

De acordo com Lillesand e Kiefer (1994) no sensoramento remoto o termo fotografia é reservado exclusivamente para imagens que foram detectadas sobre o filme. O termo mais genérico de imagem é usado para qualquer representação pictórica de dados e imagens. Assim, um registo pictórico de um scanner termal ou de um radar seria designado por imagem termal ou por imagem de radar e não fotografia termal ou de radar, respectivamente, uma vez que o filme não constitui o mecanismo original de detecção de imagem. Devido ao facto de o termo imagem se referir a qualquer produto pictórico, todas as fotografias são imagens mas, nem todas as imagens são fotografias. A interpretação de dados de sensoramento remoto podem envolver a análise de imagem e/ou dados digitais.

Os sistemas sensores dividem-se em imageadores, caso se obtenha na imagem da área observada, e não imageadores, se os dados obtidos são dígitos ou gráficos e não uma imagem.

A fotografia aérea é uma das formas mais comuns, mais versáteis e mais económicas, permitindo a visão de grandes áreas, que possibilitam ver aspectos da superfície terrestre no seu contexto espacial (Lattman e Ray 1965, Correia 1996).

As fotografias aéreas são obtidas por um avião que no decurso do seu trajecto obtém duas fotografias da mesma área (figura A1) em perspectivas ligeiramente diferentes. Quando vistas simultaneamente, utilizando um estereoscópio (figura A2), observa-se uma imagem tri-dimensional ou estereoscópica, que permite estudar acidentes geológicos, principalmente, os relacionados com o relevo. A captação do relevo vertical, em fotografia aérea, é de grande valia

na interpretação geológica (estrutural e litológica) cujo interpretação se baseia em dados como a forma, dimensão, sombra, tom, textura padrão (Lattman e Ray 1965, Correia 1996, URL30).

A maioria das imagens disponíveis sobre os planetas é obtida por imageamento electrónico. Este difere fotográfico por registar os dados radiométricos são a forma de sinais analógicos o que torna possível a sua transmissão à distância. O imageamento electrónico implica a segmentação da imagem num arranjo de pequenos pixels em que cada um deles também um número digital representado luz em cada banda espectral (Lillesand e Kiefer 1994 ).

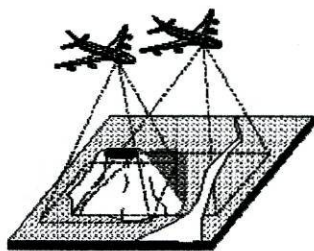


Figura A1 – Fotografias estereoscópicas obtidas por avião (URL 30).



Figura A2 – Uso de um estereoscópio para observação de fotografias aéreas (URL 30).

## Anexo 2 - Hipóteses genéticas da Lua

Desde sempre o Homem teve um interesse especial pela Lua e em particular pelo grande mistério da sua formação. Nas últimas décadas surgiram novas informações, devido ao desenvolvimento tecnológico, que permitiu a formulação de hipóteses sobre a sua génese.

Consideraram-se, pois, aspectos como:

- ↳ a elevada relação mássica satélite / planeta (0.12),
- ↳ o facto da densidade média da Lua ( $3.4 \text{ g/cm}^3$ ) ser menor que a da Terra ( $5.5 \text{ g/cm}^3$ ), devido ao baixo teor de materiais siderófilos, ausência de voláteis porém maior quantidade de elementos refractários do que a Terra,
- ↳ o facto de se verificar uma diminuição progressiva do momentos angular terrestre.

Foram propostos cinco modelos para origem da Lua: co-acreção, desintegração de um corpo planetesimal, captura de um corpo planetesimal, separação de uma porção de material terrestre, material ejectado por colisão de um planetesimal com a Terra.

A hipótese da **co-acreção** argumentava que a Terra e a Lua se teriam formado ao mesmo tempo numa mesma região do Sistema Solar, pelo que teriam agregado materiais de composição semelhante (Encrenaz et al. 1995, Taylor 1997). Assim, à medida que ocorria a acreção de planetesimais para formar a proto-Terra, os fragmentos que orbitavam em torno desta agregavam-se para formar a Lua. O calor do proto-Sol teria sido o responsável pelo desaparecimento dos compostos voláteis deste pequeno corpo rochoso que, posteriormente, seriam incorporados pela proto-Terra (Matsui e Abe 1986, Ringwood 1986, Freedman e Kaufmann 1998). Porém esta ideia não conseguiu explicar nem o momento angular do sistema Terra-Lua nem a razão pela qual o material foi orbitar em torno da Terra e se manteve lá em vez de ser capturado pela Terra (Uchupi e Emery 1993, Taylor 1997). Esta hipótese é pouco provável pois, na proximidade de um corpo proto-planetário como a Terra, dificilmente seria possível a acreção de outro corpo com a dimensão da Lua e com diferentes densidades. Caso fosse verdadeira, todos os planetas deveriam ter satélites.

O modelo da **desintegração de um corpo planetesimal**, devido a forças tidais, defende que se teriam formado fragmentos, que orbitaram em torno da Terra e cuja acumulação originou a Lua (Matsui e Abe 1986, Ringwood 1979, Uchupi e Emery 1993). Segundo Ringwood (1986), muitos cientistas propõem a ideia de que, antes da acreção dos planetas telúricos, se formaram

planetesimais do tamanho de asteróides, com um núcleo metálico coberto por um manto silicatado. Especularam, ainda, que de processos colisionais se formaram fragmentos, tendo a Terra capturado selectivamente os núcleos metálicos restando os mantos silicatados desintegrados que se juntaram para formar a Lua. Este modelo prevê uma composição química da Lua similar à da Terra e que os silicatos da Lua tenham uma quantidade equilibrada de um metal rico em ferro. Porém, a composição da Lua, em particular os elevados teores de cobalto e níquel no manto lunar e a perda de crómio, vanádio e manganésio contradizem esta hipótese.

Na hipótese da **captura**, a Lua teria sido formada noutra local do Sistema Solar, mais compatível com a sua composição química, e posteriormente capturada pela Terra. Esta hipótese é improvável, pois a velocidade de aproximação e trajectória teriam de ser muito precisas. Para que a Lua fosse capturada, desta forma, teria que ter sido formada a uma distância de 0.95 – 1.05 U.A. da Terra, ter uma excentricidade de cerca de 0.04 e de ter uma velocidade exacta que lhe permitisse sair da órbita solar, adoptando uma órbita terrestre, sem nunca ter embatido no nosso planeta. A esta distância, Lua e Terra deveriam ter a mesma composição química, o que não se verifica, pelo que a semelhança entre a composição média da Lua e o manto terrestre teria de ser um acaso. A elevada relação mássica Terra-Lua ajuda, também, a contrariar esta hipótese (Uchupi e Emery 1993, Encrenaz et al. 1995, Freedman e Kaufmann 1998). Segundo Taylor (1997), o encontro dos dois corpos resultaria, provavelmente, numa colisão ou lançaria a Lua numa órbita diferente à volta do Sol. Matsui e Abe (1986) e Ringwood (1986) referem que o modelo de captura defende uma origem para a Lua independente da Terra. Porém, é um modelo inconsistente com a análise dos isótopos de oxigénio, na Terra e na Lua, que sugerem uma relação genética entre estes dois corpos.

A teoria da **separação** de uma porção de material terrestre, baseada na densidade e composição semelhante à do manto terrestre, refere que a Lua se separou da Terra quando esta já tinha formado o núcleo rico em ferro. A migração deste elemento químico terá contribuído para o aumento de rotação da Terra (2.5 vezes / hora) e da força centrífuga que permitiu a separação da Lua (Matsui e Abe 1986, Uchupi e Emery 1993, Encrenaz et al. 1995, Taylor 1997, Freedman e Kaufmann 1998) e, segundo Osmond Fisher (in Uchupi e Emery 1993), existe uma marca dessa separação no oceano Pacífico. Esta teoria explica a ausência de ferro na Lua, pelo que a sua composição global é similar à do manto terrestre. No entanto, este modelo não explica relação mássica entre os dois planetas nem a redução brusca do momento angular terrestre após a formação da Lua (Encrenaz et al. 1995, Taylor 1997).

Um óbice que os geólogos apontam a este modelo é a diferença entre as rochas lunares e as terrestres no que respeita ao teor em água, abundância relativa de voláteis e de materiais refractários. Os elementos voláteis (como o potássio e sódio) fundem-se a baixas temperaturas enquanto os refractários (como o titânio, cálcio e alumínio) se fundem a elevadas. As rochas lunares, quando comparadas com as terrestres, têm proporções elevadas de materiais refractários e muito pouca proporção de voláteis, o que sugere que a Lua se formou de materiais que estavam a elevadas temperaturas. Alguns dos voláteis foram atirados para o espaço, ficando a jovem Lua rica em elementos refractários (Freedman e Kaufmann 1998). Este aspecto apoia a recente hipótese da **colisão** de um planetesimal com a Terra, há 4.6 G.a. A pesquisa conduziu à ideia de que um projectil do tamanho de Marte, com 1/2 do raio da Terra e 1/10 da sua massa, colidiu com a Terra, quando esta se encontrava numa fase avançada de acreção. Tal impacto teria provocado a volatilização e ejeção de parte do material do corpo planetário e da parte externa da Terra. A acreção subsequente deste material em órbita terrestre terá originado a Lua. Se a colisão ocorreu quando o núcleo terrestre já havia sido formado pouco ferro seria ejectado para formar a Lua, o que explica a sua baixa densidade, o tamanho do seu núcleo e do da Terra, a diferença de composição média entre os dois corpos e a semelhança de composição da Lua e do manto terrestre (figura A3) (Matsui e Abe 1986, Ringwood 1986, Uchupi e Emery 1993, Taylor 1997, Freedman e Kaufmann 1998).

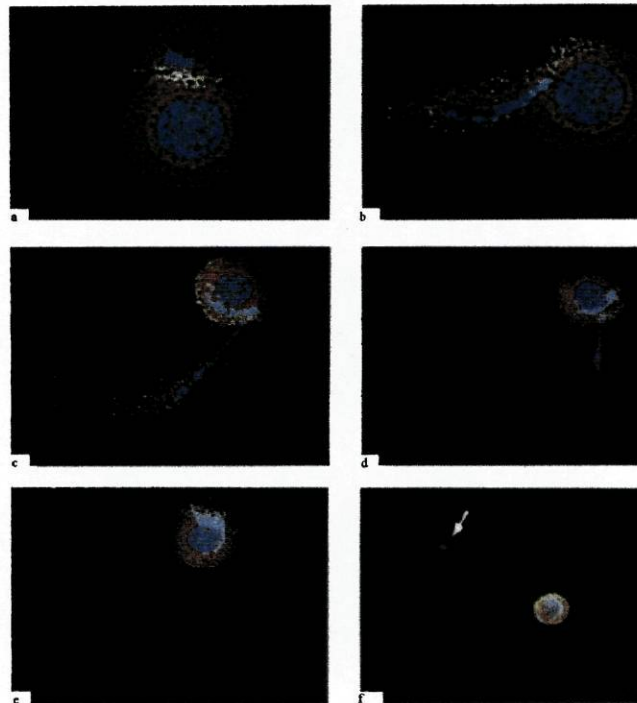


Figura A3 – Simulação em computador da origem da Lua (sequência de a para f) (modificada de Freedman e Kaufmann 1998).

O teor médio de crómio, manganésio, níquel, cobalto, tungsténio, potássio, enxofre, selénio e telúrio na Lua é muito semelhante à do manto terrestre. Os compostos máficos dos continentes lunares revelam uma abundância de compostos siderófilos similar à da Terra. Estes dados apoiam a origem da Lua a partir do manto terrestre. A quantidade de níquel no manto lunar é baixa mas quando comparada com a do manto da Terra é análoga. Isto implica que a carência em níquel no manto é compensada com a presença de um pequeno núcleo lunar, se existir, rico em níquel ( $\simeq 40\%$ ). A evidência dos elementos siderófilos requer uma origem terrestre para a Lua, sendo o impacto de grandes planetesimais o mecanismo que permite retirar material do manto terrestre (Matsui e Abe 1986, Ringwood 1986).

### Anexo 3 - Formação da crosta lunar

Alguns autores defendem, embora não haja consenso, que numa fase inicial após a formação da Lua (há 4.5 G.a.), a sua superfície estivesse completamente fundida, coberta por um oceano de magma com, provavelmente, 500 km (Taylor 1997). Tal facto pode dever-se, segundo Mursky (1996), à energia libertada pelo decaimento dos isótopos radioactivos de vida curta e pela energia gerada pelo impacto de meteoróides. À medida que este magma arrefecia gradualmente formava-se uma crosta lunar como resultado da cristalização fraccionada (Audoze e Israel 1996, Mursky 1996, Taylor 1997, Freedman e Kaufmann 1998). Cristalizaram em primeiro lugar os silicatos de ferro e magnésio (olivina e piroxena, respectivamente), que depositaram por serem mais densos que o magma originando o manto superior. Seguiu-se a formação de plagioclases (calcio-sódicas) que flutuaram<sup>12</sup> por serem menos densas, gerando a crosta lunar anortosítica (figura A4) (Taylor 1997). A sua acumulação originou a primeira crosta lunar anortosítica que solidificou gradualmente. Taylor (1997) refere que a fase de oceano magmático terminou há cerca de 4.4 G.a. no entanto, Freedman e Kaufmann (1998) aponta que a crosta lunar se tenha formado entre 4.3 e 4.0 G.a.

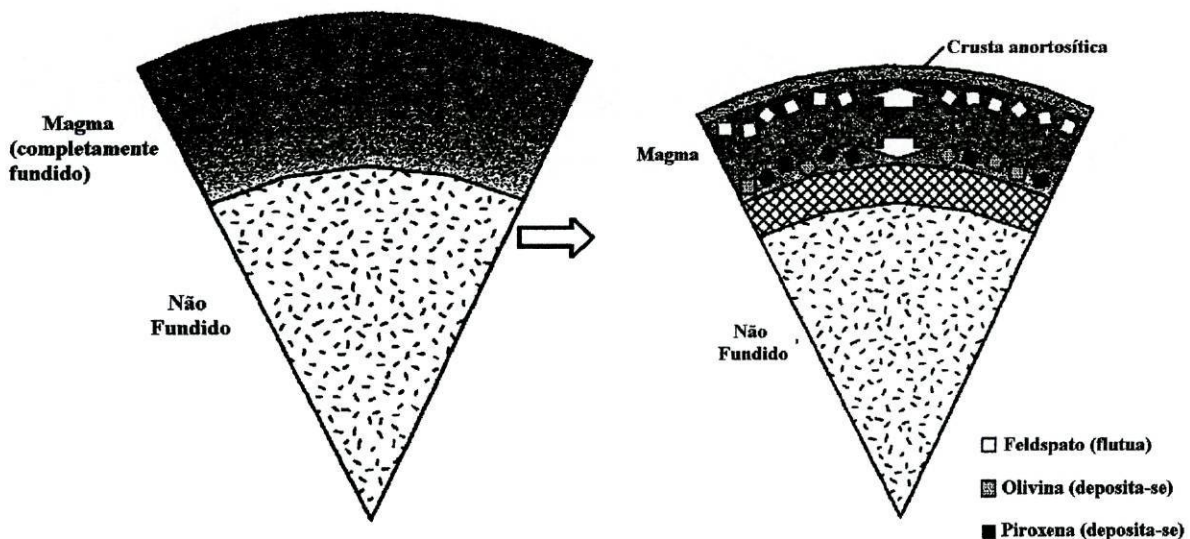


Figura A4 – Formação da crosta lunar (modificado de Taylor 1997).

<sup>12</sup> Os feldspatos que flutuaram transportaram elementos como o potássio, elementos raros na Terra e o fósforo, que são responsáveis pela denominação de KREEP a algumas rochas da crosta (Audoze e Israel 1996).

Assim que a crosta se formou, ou talvez durante a sua formação, outros tipos de magma, que originariam noritos e troctolitos nas terras altas, começaram a formar-se no interior da Lua. Estes magmas infiltraram-se na crosta anortosítica tendo alguns reagido quimicamente com ela e outros podem ter dissolvido parte do anortosito. Este período terminou há 4.0 G.a. (Taylor 1997). Binder (1980) (in Uchupy e Emery 1993) refere que da anatexia parcial da crosta inferior resultaram plutões que teriam intruído na crosta superior originando os noritos e os troctolitos.

Embora não esteja provado, pensa-se que ao mesmo tempo que se efectuava a cristalização a Lua tenha sido intensamente bombardeada, decaindo a intensidade dos impactos até há 4.0 G.a. (Taylor 1997). Seguiu-se um período caracterizado por um crescimento drástico do bombardeamento, até há 3.8 G.a., responsável pela formação de grande parte das maiores bacias visíveis na Lua, nomeadamente a Oriental e Imbrium (Audoze e Israel 1996, Taylor 1997). Segundo Thomas (in Audoze e Israel 1996) há cerca de 3.9 G.a. o manto, que teria cristalizado entre 4.4 e 4.2 G.a., fundiu parcialmente devido ao calor libertado pelo isótopos de vida longa, como o urânio e o tório. Assim, entre 3.8 e 3.1 G.a. (Freedman e Kaufmann 1998) e segundo Taylor (1997) entre 3.7 e 2.5 G.a., surgiram correntes de lava basáltica do interior da Lua que preencheram as bacias resultantes do impacto e originaram a *maria* lunar. Ao mesmo tempo existiram erupções piroclásticas que lançaram material fundido para algumas centenas de quilómetros de altura. Desde que o vulcanismo nos mares cessou, o impacto de meteoróides foi a única força geológica a operar na Lua, produzindo crateras como a Copérnico e a Tycho. Desde há 3 G.a. a crosta lunar não sofre alterações significativas (Uchupi e Emery 1993, Taylor 1997, Freedman e Kaufmann 1998).