



Ministério da Saúde

FIOCRUZ

Fundação Oswaldo Cruz



ESCOLA POLITÉCNICA DE SAÚDE
JOAQUIM VENÂNCIO

Bruno Melo Billat

EVOLUÇÃO DA ATMOSFERA MARCIANA: INVESTIGAÇÃO DOS MECANISMOS
EVOLUTIVOS DESDE O NOACHIANO

Rio de Janeiro

2024

Bruno Melo Billat

EVOLUÇÃO DA ATMOSFERA MARCIANA: INVESTIGAÇÃO DOS MECANISMOS
EVOLUTIVOS DESDE O NOACHIANO

Monografia apresentada à Escola Politécnica de Saúde
Joaquim Venâncio – Fundação Oswaldo Cruz (EPSJV-
Fiocruz) como requisito parcial para aprovação no Curso
Técnico em Análises Clínicas.

Orientador(a): Marcos Machado

Coorientador(a): Renata Rufino

Rio de Janeiro

2024

Bruno Melo Billat

EVOLUÇÃO DA ATMOSFERA MARCIANA: INVESTIGAÇÃO DOS MECANISMOS
EVOLUTIVOS DESDE O NOACHIANO

Monografia apresentado como requisito parcial para
aprovação no Curso Técnico em Análises Clínicas.

Apresentada em __/__/__.

BANCA EXAMINADORA

Marcos Vinícius Mota Machado
EPSJV/FIOCRUZ

Tatiana Seixas Machado Carpenter
EPSJV/FIOCRUZ

Tiago Savignon Cardoso Machado
EPSJV/FIOCRUZ

Rio de Janeiro

2024

*Dedico este trabalho a meu pai
e minha mãe.*

AGRADECIMENTOS

Agradeço, primeiramente, a Deus. Sem Ele, nada existe – nem Marte, nem ciência, nem eu, nem ninguém. Logo, é sensato começar pelo Criador de todas as coisas, que fez tanto por mim neste tempo. Sua bondade me levou a lugares em que nunca imaginei estar, mesmo sendo tão novo. Sei que minha confiança Nele não passou despercebida.

Gostaria de agradecer aos meus pais, que me deram a melhor educação possível. Me ensinaram a gostar de ler, de me expressar, de argumentar, de pensar. Meu pai, um homem inteligente e questionador, me ensinou a observar os meus arredores sempre com atenção: nada é por acaso. Inerentemente, ele é um cientista, ainda que a sociedade não o conceba desse jeito, pela sua ocupação. Não importa, neste caso; os filhos conhecem os pais melhor do que ninguém. Minha mãe, também muito inteligente e carinhosa, me ensinou a ter sensibilidade pelas coisas e pelas pessoas, a sempre amar o que faço. Sem amor, é impossível fazer qualquer coisa bem-feita.

Logo após, agradeço aos meus orientadores. Sei que falo muito, que sou ansioso e que sempre estou tentando dar passos maiores do que a perna. Obrigado por me aturarem e por me direcionarem com maestria didática, profissional e pessoal. Agradeço também a minha banca e todos os professores excelentes que ocuparam parte do seu tempo comigo e se puseram a disposição para me ajudar quando precisei. Quero, um dia, ser tão bom quanto eles e inspirar meus alunos, como eles me inspiraram.

Por fim, quero agradecer aos meus amigos e a minha namorada. Ela, em especial, é meu principal suporte pessoal, a quem posso desabafar sobre qualquer assunto. Mutuamente, aturamos ao surto um do outro; um par ideal! De todo modo, sem ela, essa jornada de dois anos teria sido mais difícil e chata. Ela, melhor do que ninguém ao meu redor, conhece as dificuldades de escrever uma monografia, e somos sempre a primeira banca um do outro.

Quanto aos meus amigos, espero que eles entendam minha constante ausência nas *calls* e nas madrugadas de videogame, uma vez que virem este trabalho. Sem uma dose de zoação e resenha (no sentido coloquial da palavra), ninguém é feliz. Por isso, agradeço a cada um deles.

Epígrafe

(Albert Einstein)

*A percepção do
desconhecido é a mais
fascinante das
experiências. O homem que
não tem os olhos abertos
para o misterioso passará
pela vida
sem ver nada.*

RESUMO

Marte é o quarto planeta do Sistema Solar e o último rochoso, com camadas geológicas bem estabelecidas. Sabemos hoje que em seu primeiro bilhão de anos de existência, e especialmente no período Noachiano (4,0 – 3,7 bilhões de anos atrás) a atmosfera passava por intensos processos dinâmicos de aumento e diminuição de densidade e as evidências, geológicas e químicas, apontam para a existência de água líquida na superfície até 3,5 bilhões de anos atrás. Através de medições feitas pelas diversas sondas enviadas ao planeta, podemos ter noção dos mecanismos que ainda hoje ocorrem na atmosfera e que contribuem para seu estado atual; esvaziada e pouquíssima densa. O objetivo deste trabalho é revisar os principais mecanismos de evolução atmosférica durante a história do planeta. Será realizada uma revisão de literatura, utilizando como ferramenta de pesquisa o Google Acadêmico e priorizando artigos das principais revistas (Science, Nature) e base de dados Science Direct. É possível concluir, através dos dados apresentados, que a atmosfera do Noachiano pode na realidade nunca ter sido densa por longas épocas, apenas permitindo água líquida por períodos determinados pela ocorrência de eventos naturais ou mudanças em parâmetros de órbita. Desde então, a atmosfera vem sendo erodida em significativas quantidades pelos ventos solares e a energia térmica provinda do Sol, ao ponto de perder grande parte de seu estoque de água uma vez existente para o espaço profundo.

Palavras-chave: Evolução da Atmosfera. Marte. Fotoquímica

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Foto de Marte tirada do espaço	7
Figura 2 – Diagrama de fases da água	13
Figura 3 – Mapa topográfico da Bacia de Hellas	21
Figura 4 – Mapa topográfico de Marte	22
Figura 5 – Redes de vales em Marte	23
Figura 6 – Semelhanças de rochas terrestres e marcianas	24
Figura 7 – Camadas da atmosfera marciana, seus intervalos de altitude e temperatura registradas	35
Figura 8 – Átomo de Bohr.....	37
Figura 9 – Órbita marciana	41
Figura 10 – Fenômeno da “troca de cargas”	48
Figura 11 – Recombinação dissociativa (RD)	50
Figura 12 – Cronologia das formas de escape dominantes em Marte	54

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Características gerais de Marte.....	6
Tabela 2 – Éons de Marte.....	17
Tabela 3 – Perda de pressão de CO ₂ em mbar ao longo dos anos	19
Tabela 4 – Valores de concentração de H ₂ e pressão necessários para ultrapassar 273 K	30
Tabela 5 – Variação nos parâmetros orbitais marcianos.....	43
Tabela 6 – Taxas de perda atuais e extrapolação para o passado.....	47
Tabela 7 – Possíveis desfechos para a RD de O ₂ ⁺ e suas respectivas energias.....	52
Tabela 8 – Taxa de perda de C por diferentes processos (átomos/s)	53
Tabela 9 – Taxa de perda de O por diferentes processos (átomos/s)	54

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	06
1.1. OBJETIVOS	11
1.1.1. OBJETIVO GERAL	11
1.1.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	11
2. METODOLOGIA	11
3. INTRODUÇÃO AOS ASPECTOS GERAIS DA ATMOSFERA DURANTE O NOACHIANO	12
3.1. REVISÃO TEÓRICA INICIAL	12
3.2. FORMAÇÃO DE UMA ATMOSFERA PRIMORDIAL	14
3.3. EVIDÊNCIAS DE ÁGUA LÍQUIDA NA SUPERFÍCIE	21
3.4. ATMOSFERA E CLIMA NO PERÍODO NOACHIANO	27
4. INVESTIGAÇÃO DOS ESCAPES TERMAIS E NÃO-TERMAIS NA ATMOSFERA MARCIANA	35
4.1 REVISÃO TEÓRICA INICIAL	35
4.2 ESCAPES TERMAIS.....	40
4.3 ESCAPES NÃO-TERMAIS	45
5. CONSIDERAÇÕES FINAIS	56
REFERÊNCIAS	59
APÊNDICE	66

1. INTRODUÇÃO

Marte é o quarto planeta do Sistema Solar. É um planeta rochoso, com características geológicas semelhantes à Terra e aos demais corpos rochosos do Sistema Solar (Mercúrio e Vênus). É frio, com temperaturas médias de -63°C podendo variar de 20 a -140°C . A atmosfera é fina e composta principalmente por dióxido de carbono, além de outras espécies químicas encontradas com menos frequência no ar marciano. O planeta possui 6792 km de diâmetro, quase metade do diâmetro terrestre; sua massa é aproximadamente 9 vezes menor que a da Terra (BARLOW, 2008; MONTEIRO, 2001). Observe a tabela abaixo para valores mais claros de comparação entre Marte e a Terra.

Tabela 1 - Características gerais de Marte

Características	Terra	Marte
Distância ao Sol (km)	147.100.000 (periélio ¹) 152.100.000 (afélio ²)	206.600.000 (periélio) 249.200.000 (afélio)
Duração do dia (h)	23,93	24,64
Duração do ano (dias)	365,25	686,98
Diâmetro (km)	12756,28	6792
Massa (kg)	$5,9737 \times 10^{24}$	$6,4185 \times 10^{23}$
Densidade (g/cm ³)	5,515	3,94
Inclinação do eixo (°)	23,50	25,19
Aceleração gravitacional (m/s ²)	9,81	3,71
Pressão atmosférica à superfície (mbar)	1014	~ 6,9 - 9
Composição da atmosfera (% vol.)	Nitrogênio (78%), Oxigênio (21%), Outros (1%).	Dióxido de carbono (96%), Nitrogênio (<2%), Argônio (<2%), Outros (<2%)

Fonte: SILVESTRE (2023)

Para o trabalho, é importante notar duas características-chave do planeta: sua força de atração gravitacional (expressa pela aceleração) e a pressão atmosférica. A aceleração gravitacional, na latitude zero do planeta, é de aproximadamente um terço da terrestre. Este fato indica uma atração gravitacional muito menor, de modo a diminuir, em Newtons (N), a força peso que a gravidade planetária exerce sobre os corpos. Sendo assim, escapar da órbita de Marte é muito mais simples e requer muito menos energia do que escapar da órbita da Terra. Ao mesmo tempo, se estabelecida uma comparação, a pressão atmosférica marciana a nível do solo é de apenas 1% da pressão terrestre. Este dado indica uma atmosfera rarefeita e pouco densa.

¹ Ponto da órbita em que o planeta se encontra mais próximo do Sol.

² Ponto da órbita em que o planeta se encontra mais afastado do Sol.

Figura 1 - Foto de Marte tirada do espaço



Fonte: Mombelli (2016)

A história do desenvolvimento atmosférico de Marte representa um dos maiores mistérios das ciências planetárias na atualidade. Isto porque, no início de sua história – há aproximadamente ~4,5 bilhões de anos – evidências geológicas e paleoclimáticas³ indicam que o planeta foi capaz de suportar corpos d'água possivelmente grandes o suficiente para cobrir largas porções da superfície com oceanos primitivos de água líquida (CARR, 1999; EHRESMANN, 2011). Este período, de alta atividade hidrológica e temperaturas acima de 273 K (0°C), se situa no pré-Noachiano e no Noachiano; o primeiro e segundo éons⁴ de existência do planeta, respectivamente. No entanto, hoje, o ambiente marciano é desértico, frio e desolado. A imagem abaixo mostra pequenas rochas sedimentares encontradas na superfície marciana, extremamente semelhantes a rochas do mesmo tipo encontradas na beira de rios, lagos e corpos d'água na Terra.

O trabalho propõe se debruçar sobre a literatura existente acerca dos mecanismos que motivaram as mudanças climáticas drásticas observadas no planeta vermelho. Diferentes formas

³ Semelhante ao prefixo “proto”, como veremos mais à frente, o prefixo “paleo” vem da palavra grega “palaios” que significa “velho”.

⁴ Éon é a maior medida de tempo geológico. Significa um intervalo de tempo muito grande ou indeterminado. Segundo alguns autores, Marte possui 4 éons, sendo o Noachiano o segundo da existência do planeta, de 4,0 a 3,7 bilhões de anos atrás (HARRIS et.al, 2022).

de escape, termais e não-termais, foram responsáveis pelo esvaziamento atmosférico do planeta (SHEMATOVICH e MAROV, 2018).

Escapes termais são escapes diretamente relacionados ao aumento de energia térmica entre partículas da atmosfera. Com a variação de temperatura na atmosfera, compostos leves tendem a ganhar mais velocidade que compostos pesados, fazendo com que este tipo de escape seja mais comum em espécies como hidrogênio (H) e menos comum em átomos de oxigênio (O) e nitrogênio (N) (Chessafière e Leblanc, 2004; Gillman et. al, 2009). Escapes termais podem ser de dois tipos: Jeans e hidrodinâmico. No caso de um escape do tipo Jeans, apenas um grupo de partículas sofre aumento de energia térmica e escapa, de modo particular e isolado. Já o escape hidrodinâmico é um caso crítico do anterior, onde as partículas da atmosfera sofrem aumento de energia térmica generalizada e a velocidade média de toda a atmosfera sobe. É quando ocorre uma grande evaporação global, e mesmo compostos mais pesados são ejetados (Shematovic, Marov, 2018; Gillman, et. al, 2009).

Os escapes não-termais são caracterizados por não estarem necessariamente associados a trocas de calor entre as partículas da atmosfera. Na verdade, a energia cinética conferida às moléculas para que possam escapar provém de reações químicas – isto é, da quebra de ligações – ou de interações de campo elétrico ou magnético, no caso de sequestro de íons pelo vento solar (Dehant et. al, 2007). Estes processos ocorreram em grande quantidade durante toda a história de Marte, mas acredita-se que passaram a predominar nos períodos geológicos mais recentes. Nos períodos iniciais do planeta, parte significativa da dinâmica atmosférica é creditada aos meios de escape termais (Brain, Jakosky, 1998; Chessàfiere, Leblanc, 2004).

Dos escapes não termais, o trabalho deverá abordar principalmente as reações fotoquímicas e suas decorrências. Estas são reações químicas causadas pelo excitação de elétrons pelas partículas de luz: os fótons. Em termos numéricos, esta interação pode ser descrita pela equação de Planck (eqs. 1 ou 2)

$$\varepsilon = h\nu \quad (1)$$

Onde h representa a constante de Planck ($6,62 \times 10^{-34}$ J.s), ν a frequência da onda eletromagnética (em Hz) e ε a energia do fóton, em Joule. Se considerarmos que ν pode ser escrito

como uma razão entre a velocidade da luz no vácuo e o comprimento da onda especificada, podemos reescrever a equação 1 como:

$$\varepsilon = h \frac{c}{\lambda} \quad (2)$$

Sendo c uma constante aproximadamente igual a 3×10^8 m/s e λ o comprimento de onda em metros (KERR, 2006).

As partículas que atingem a atmosfera marciana são altamente energizadas e provém dos ventos solares, regiões de alcance do Sol em que prótons e elétrons quentes (temperatura > 200.000 K) interagem com o campo magnético e atmosfera dos planetas adjacentes (Monteiro, 2001). Para as reações fotoquímicas, podemos ainda caracterizá-las como reações de fotoionização e fotodissociação, onde compostos podem ser quebrados ou ionizados utilizando-se da energia provinda dos ventos solares. Este impacto, ao longo de eras, tem efeito erosivo sobre a atmosfera; quebra moléculas diatômicas⁵, forma íons que não se formariam nas condições ambiente e, mais importante, concede energia cinética suficiente para que átomos escapem para o espaço (Monteiro, 2001; Mcleroy, 1972).

Este trabalho visa expandir e popularizar o campo dos estudos planetários no Brasil. Por ser uma área ainda pouco pesquisada na literatura brasileira, pouquíssimos são os materiais em português sobre o tema. Sabemos, no entanto, o quanto as ciências do espaço desempenham um papel de vitrine no cenário político mundial desde a Guerra Fria. Entretanto, apesar do que a história das últimas décadas conta, novas nações têm emergido como potências na era espacial contemporânea. Podemos, por exemplo, observar a Índia: um país em desenvolvimento, colonizado até o século XX, e que, em agosto de 2023, conseguiu aterrissar uma sonda no polo sul da Lua; um feito nunca antes realizado (BBC, 2023). Devemos, como nação, nos inspirar neste exemplo.

Para além da expansão da área, propriamente, o trabalho também poderá servir como uma base de revisão de literatura para trabalhos ou mesmo missões futuras. A exploração marciana e o planeta vermelho em si são tópicos de interesse que datam do século XVII até a atualidade. Sabemos, hoje, que os marcianos inteligentes não existem. No entanto, podemos estar mais perto

⁵ Moléculas formadas por dois átomos, como O₂ ou N₂

do que nunca de elucidar um mistério milenar que paira sobre a civilização humana: se há, ou não, vida – ainda que microscópica – em outros corpos celestes.

1.1. OBJETIVOS

1.1.1. OBJETIVO GERAL

Investigar e identificar, através de revisão da bibliografia, os mecanismos de evolução atmosférica que moldaram o planeta Marte ao decorrer dos bilhões de anos, apresentando os principais tipos de escape termal e não-termal, com ênfase no segundo.

1.1.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- 1) Identificar as características atmosféricas gerais de Marte durante o Noachiano, evidenciando o enigma climático do início da história marciana.
- 2) Investigar os mecanismos termais e não-termais de evolução atmosférica, revisando os principais meios termais e não termais de esvaziamento da atmosfera.

2. METODOLOGIA

O trabalho foi realizado através da revisão qualitativa de artigos, dissertações, livros e teses sobre o tema. Por ser um tópico altamente dependente de modelos matemáticos e físicos para seu avanço, são muitas as opções de dados simulados, já que estes variam muito a depender da capacidade computacional do modelo (uni ou tridimensional) e dos parâmetros inseridos. Apesar da quantidade de dados a serem dispostos, a ênfase foi dada aos conceitos e hipóteses, acima da extensa matemática por trás das conclusões tomadas.

Para este trabalho, a ferramenta de pesquisa utilizada foi o Google Acadêmico. Os termos chave pesquisados foram “Mars atmosphere”, “Mars atmospheric evolution” e, em português, “Atmosfera de Marte”. A bibliografia utilizada foi selecionada com base em seus resumos, sendo a prioridade dada a artigos de revistas especializadas no tema como Science, Nature, Journal of Geophysical Research dentre outros. A base de dados mais utilizada, a qual foi dada prioridade nas buscas por artigos, foi a Science Direct.

Com uma grande quantidade de artigos de revisão bibliográfica, muitos artigos selecionados e lidos foram feitos com base em citações e referências em outros artigos mais

abrangentes, em uma espécie de “rede” de referências. Estes foram escolhidos a depender da necessidade de modo a aprofundar o entendimento sobre o tema, uma vez que foram escolhidos após a leitura de outros e não envolveram o processo de busca com os termos chave. Certos autores grandes, como Lammer e Wordsworth, possuem extensa bibliografia significativa sobre o tema e serão citados diversas vezes ao longo de texto.

Apenas um artigo selecionado destoou destes termo chave específicos, tendo sido este “Notas sobre poluição do ar – III” que foi encontrado com a busca do simples termo “fotoquímica”, também no Google acadêmico. Esta apresentação didática foi selecionada por possuir importante fundamentação teórica para a realização do trabalho proposto.

O recorte temporal escolhido foi de 1972 a atual. Pela relevância que a década de setenta possuiu no campo das pesquisas relativas ao espaço e Marte, em especial pelo lançamento das sondas Viking 1 e 2 pela NASA em 1975, foi decidido não desconsiderar pesquisas deste período. A natureza dos mecanismos de esvaziamento atmosférico supera o tempo histórico, de modo que os processos captados por estas primeiras sondas são ainda hoje estudados e debatidos. O critério de exclusão para o material utilizado foi a ausência de dados ou informações sobre a evolução atmosférica ou processos fotoquímicos. Foram incluídos artigos que tratassem de um ou mais destes tópicos e que possuíssem uma linguagem acessível, de modo que a interpretação plena e o estudo do tema fossem possíveis.

3. INTRODUÇÃO AOS ASPECTOS GERAIS DA ATMOSFERA DURANTE O NOACHIANO

3.1 REVISÃO TEÓRICA INICIAL

Visando o entendimento pleno acerca do tema, começaremos o trabalho tratando de conceitos teóricos importantes para seu entendimento. Abordaremos, de maneira simplificada, conceitos de pressão atmosférica.

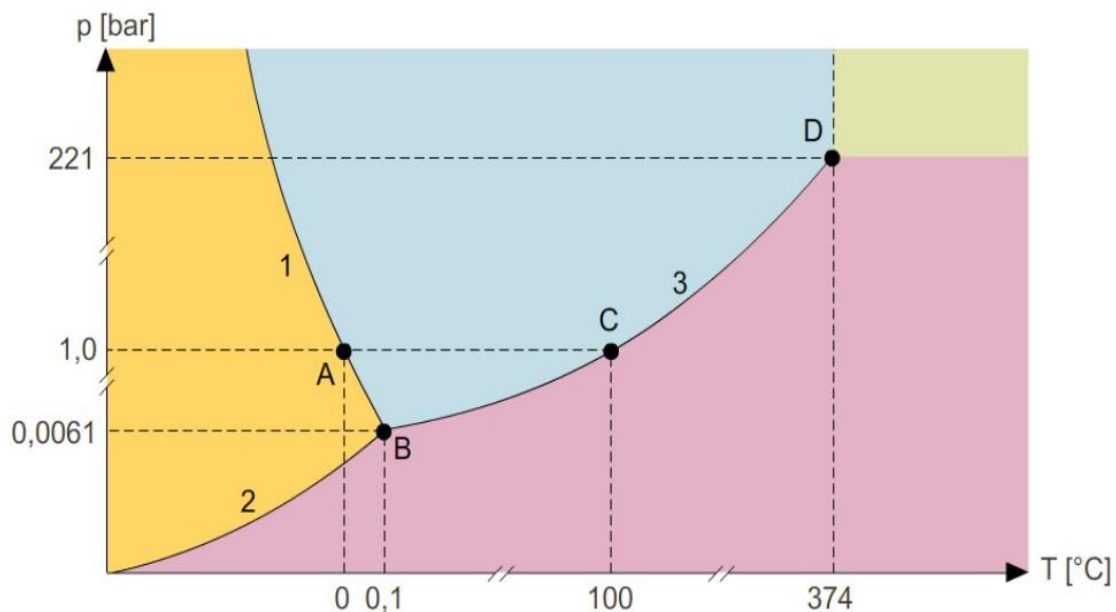
A pressão é uma grandeza física que determina a quantidade de força aplicada sobre a extensão de um corpo. Sua relação é descrita por uma razão da força sobre a área do corpo onde aquela força atua; para melhor visualização, observe a equação 3:

$$P = \frac{F}{A} \quad (3)$$

Sua unidade básica de medida, no sistema internacional (SI) é o pascal, de símbolo Pa, que é nada mais do que a razão apresentada acima – newton sobre metro quadrado. A pressão atmosférica é determinada pela pressão exercida pela atmosfera em um dado ponto; uma vez que podemos entender a atmosfera como uma enorme camada de ar sobre nossas cabeças. Sendo assim, ela naturalmente exerce pressão, sendo gradativamente menor à medida que aumentamos a altitude (visto que o ar fica mais rarefeito). A nível do mar, a pressão atmosférica é de 101.325 Pa (Monteiro, 2016). Por razões de padronização nas ciências espaciais, neste trabalho, utilizaremos outra unidade de medida: o bar (símbolo bar e plural bares). 1 bar = 100.000 Pa (ou 0,98 atmosferas), ou seja, é um valor muito próximo da pressão atmosférica terrestre a nível do mar, por isso sua utilização. É comum também o uso de um milésimo de bar (mbar) em sistemas onde a pressão é muito baixa, como é o caso de Marte.

A pressão desempenha um fator essencial uma vez que determina, juntamente com a temperatura, o estado físico de compostos como a água, por exemplo. No sistema estudado, Marte, encontramos baixas pressões e água presa nos polos em forma de gelo (Catling et. al, 2014). Baixa pressão implica em baixa temperatura; no entanto, se a pressão for baixa o suficiente, as moléculas de água não se manterão unidas e evaporarão rapidamente. Para isso, então, podemos usar o diagrama de fases da água, um diagrama que relaciona temperatura e pressão e explicita sob quais condições um certo estado físico do composto poderia existir. Observe o diagrama abaixo:

Figura 2 - Diagrama de fases da água



Fonte: CREA – Recursos Educativos Abiertos para la enseñanza STEM

O lado amarelo sendo o estado sólido, ou gelo; o azul pastel sendo o estado líquido e o rosa sendo vapor. O lado bege representa o estado de fluido supercrítico, mas não nos interessa aqui. Repare que, em pressões de até 6 mbar, valor próximo da pressão na superfície de Marte atualmente; 6,9 – 9 mbar (Silvestre, 2023) a água só pode existir como sólido ou vapor, independentemente da temperatura. Ainda de acordo com o diagrama, para valores acima de 6 mbar e temperaturas acima de 0,1 °C, poderia existir água líquida na superfície.

3.2 FORMAÇÃO DE UMA ATMOSFERA PRIMORDIAL

A história da atmosfera marciana tem um começo conturbado. Acredita-se que o planeta tenha se formado há 4,5 bilhões de anos, juntamente com os demais planetas do Sistema Solar. Sendo assim, sua gênese decorreu-se de intensas trocas gasosas na origem do nosso sistema planetário (Monteiro, 2001).

As fases de surgimento de um planeta não são muitas, ainda que possam ser demoradas: primeiro, é formado o disco protoplanetário⁶. Após a formação do Sol, a nébula gasosa composta de diversos elementos químicos se distribui gravitacionalmente ao redor da protoestrela, concentrando elementos químicos – isto é, matéria – de modo que a concentração desta para formação de planetas é possível. Por esta atração ser de natureza gravitacional, é lógico inferir que elementos mais pesados (como Fe, Al, Ti, Ca, Mg) se agrupem de maneira mais próxima da estrela, ou seja, da origem da força de atração. Ao mesmo tempo, elementos e substâncias mais leves como hidrogênio, amônia e água se alocaram às margens do sistema solar primordial (Monteiro, 2001). Esta diferenciação explica, de maneira geral, porque planetas gasosos e de compostos mais leves se encontram mais distantes do Sol.

Estes compostos em órbita passam por inúmeros processos de colisão de modo que formam, por agrupamento colisional, gravitacional ou mesmo eletrostático, planetesimais; pequenos corpos (metros ou alguns quilômetros de diâmetro) formados inicialmente neste disco protoplanetário. Sua origem exata ainda é motivo de debate, mas a hipótese mais aceita é a demonstrada acima; são colisões que originam sua massa. Uma vez que esta massa atinge um ponto crítico, corpos planetesimais começam a atrair uns aos outros gravitacionalmente, correndo em órbitas de colisão e formando corpos ainda maiores (Correia, 2002; Brasser, 2012)

Os corpos formados através da colisão entre planetesimais grandes (dezenas a centenas de km) são denominados protoplanetas ou planetas embrionários. Estes variam entre o tamanho da Lua e de Marte. Uma vez que estes embriões se chocam, formam-se os planetas. No entanto, Marte na realidade nunca se desenvolveu até o estágio final de evolução planetária. É, portanto, um planeta embrionário até os dias de hoje (Dauphas, Pourmand, 2011; Erkaev et. al, 2014; Lammer et. al, 2018).

Vale pontuar que todos estes processos ocorreram em algumas centenas de milhões de anos. Ainda que não seja pouco tempo, astronomicamente, são escalas de tempo relativamente curtas. Através de datação isotópica de háfnio, tungstênio e tório, Dauphas e Pourmand (2011) estimam que Marte cresceu (agrupou-se) até metade de seu tamanho em apenas 1,8 (+0,9/-1,0) milhões de

⁶ O prefixo “proto” provém da palavra grega “prōtos”, que significa primeiro. Desta forma, os termos que se utilizarem deste prefixo na leitura devem ser entendidos como “anteriores”. Ex: protoatmosfera – atmosfera primordial.

anos ou menos. Esta conclusão é consistente com a hipótese de que o planeta é um embrião não totalmente desenvolvido.

A razão por trás desta diferença no tamanho ainda é incerta. A hipótese da “Grande Aderência” propõe explicar o tamanho de Marte: um anel de matéria condensada, situado entre 0,7 e 1 UA (unidade astronômica – a distância da Terra ao Sol) favoreceu a formação dos planetas naquele intervalo de distância da estrela. Dessa forma, a Terra e Vênus são completamente formados e Mercúrio e Marte, por estarem fora desta região, não são. Este anel de matéria provavelmente formou-se devido à migração dos planetas gasosos gigantes pelas órbitas interiores do Sistema Solar, uma vez que os planetas nem sempre estiveram em suas órbitas e posições atuais. Sendo assim, a gravidade de Júpiter e Saturno pode ter influenciado nos recursos para a formação plena de Marte (Lammer et. al, 2018).

A acreção de um planeta embrionário origina oceanos de magma pela superfície (Erkaev et. al, 2014; Amerstorfer et. al, 2017; Dehant et. al, 2007; Haberle, 2022). Este oceano de magma, em Marte, poderia ter sido aquecido unicamente pelo decaimento de Al-26, um isótopo⁷ radioativo do alumínio. Naturalmente, o calor interno de um planeta rochoso divide-se em primitivo e radiogênico. O calor primitivo é resultado direto da formação do planeta, onde suas camadas interiores nunca foram capazes de dissipar o calor resultante das intensas colisões acrecionárias. Por outro lado, o calor radiogênico é decorrente da energia gerada pelo decaimento de isótopos radioativos no núcleo do planeta (Dauphas, Pourmand, 2011).

Durante a fase de acreção inicial, acredita-se que os planetas capturaram, da nébula de formação inicial, um envelope de H₂ que pode ser entendido como uma protoatmosfera. Seria, neste caso, a primeira retenção de gás pela gravidade dos corpos acrecionários. Para Marte, a possibilidade da formação ou não desta protoatmosfera ainda é debatida, já que depende fortemente da massa do planeta. No entanto, a hipótese mais aceita é que esta camada de gás se formou, mas não conseguiu se manter no planeta vermelho uma vez que este nunca possuiu a massa necessária para a retenção – 50 a 70% da massa da Terra (Lammer et. al, 2018). Erkaev et. al (2014) estimou que esta protoatmosfera foi dissipada entre 0,1 – 0,5 milhão de anos após a formação do planeta.

Com o tempo, após a acreção do planeta e a formação do oceano de magma global, a temperatura cai aos poucos. Desta forma, ao arrefecer, o oceano de magma se solidifica pouco a

⁷ Átomos com o mesmo número de prótons, mas massas diferentes.

pouco, liberando na atmosfera gases que estiveram presos no líquido. Espécies mais insolúveis, como CO₂, são ejetadas primeiro. Já a água se tornaria supersaturada ao fim do processo, sendo liberada em grandes quantidades de vapor (Lammer et. al, 2018). Os números para os valores de água e dióxido de carbono variam entre autores. Segundo Scherf e Lammer (2020), a estimativa mais realista para a pressão liberada estaria entre 50 – 150 bar de H₂O e 10 – 20 bar CO₂. Estes foram ejetados do oceano de magma durante seu processo de solidificação, em um processo chamado de “emissão catastrófica de gases”; é certamente um dos eventos mais importantes para a evolução de um planeta. Em uma cronologia geológica, estes valores de pressão da protoatmosfera estão situados no pré-Noachiano; os primeiros ~500 milhões de anos da história do planeta. A tabela 2 apresenta a ordem cronológica dos éons da história do planeta. Vale notar que os valores destoam entre autores, variando até 0,1 bilhão de anos.

Tabela 2 - Éons de Marte

Pré-Noachiano	4,6 – 4,0 bilhões de anos atrás
Noachiano	4,0 – 3,7 bilhões de anos atrás
Hesperiano	3,7 – 1,0 bilhões de anos atrás
Amazoniano	1,0 bilhão de anos atrás – atual

Fonte: adaptado de Lammer et. al (2018)

Os gases ejetados pela solidificação do oceano de magma provavelmente não se mantiveram por muito tempo na atmosfera do planeta (Lammer et. al, 2018). Neste período, grande atividade erosiva ocorria: a quantidade de impactos nos corpos do sistema solar era enorme e é possível que muito desta atmosfera tenha se perdido por conta destes impactos (Scherf, Lammer, 2020). Isto porque, toda vez que um corpo celeste menor impacta um planeta, logo levanta-se uma pluma de vapor e gases quentes, que são acelerados para cima. Caso a energia liberada no impacto seja alta o suficiente e os vetores de velocidade dos átomos estiverem virados para o espaço, é possível que as partículas fujam da atmosfera. (Carr, 1999). De maneira oposta, impactos também podem liberar gases na atmosfera, já que atingem porções da crosta que naturalmente possuem gases “presos” em rochas. Este outro aspecto, de enriquecimento, é muito utilizado para explicar grandes aquecimentos em períodos posteriores na história do planeta, principalmente durante o Noachiano (Carr, Head, 2010).

Uma vez que foram apresentadas as hipóteses mais aceitas para a formação de uma atmosfera primordial inicial, é preciso levar em conta um fator crítico: a evolução do Sol. Já que o desenvolvimento estelar não é o foco do trabalho, abordaremos este tópico brevemente; todavia, é motivo de intenso debate entre pesquisadores já que representa um parâmetro simulacional muito importante.

O Sol se formou antes de todos os planetas do Sistema Solar a partir do agrupamento gravitacional entre átomos de hidrogênio e hélio dispersos na nuvem de gás molecular há 4,6 bilhões de anos. Sabemos que, há 3,8 bilhões de anos, sua luminosidade era 75% do que ela é hoje (Wordsworth, 2016). Isto, para Carl Sagan, configurava um dos maiores paradoxos da história geológica do planeta Terra – ao mesmo tempo em que o Sol apresentava menor luminosidade (o que implicava menor temperatura superficial nos planetas adjacentes), os oceanos primordiais da Terra já existiam. A esta aparente contradição entre o modelo astrofísico e as evidências geológicas, Sagan chamou de “paradoxo do jovem Sol” (Sagan, Chyba, 1997).

Em Marte, esta questão apresenta outra face: a faixa de emissão solar. Naturalmente, o Sol emite muitas faixas de radiação eletromagnética a diferentes frequências. Entretanto, no passado, o fluxo de radiação ultravioleta extrema (o que na literatura é chamado de EUV – *extreme ultraviolet*) era maior pois este depende da velocidade de rotação da estrela. Podemos, então, formular algumas hipóteses sobre como poderia ser a rotação do jovem Sol: rápida, moderada ou mesmo lenta. Quanto mais rápida fosse, maior seria a emissão de EUV solar e esta taxa aumentada duraria mais – seu declínio ocorreria em 6 Ma⁸ para uma rotação lenta; 25 Ma para uma rotação moderada; e 230 Ma para uma rotação rápida. Após 400 milhões de anos da formação do Sistema Solar, a emissão de EUV em uma rotação rápida seria aproximadamente 150 vezes a atual. Se o Sol possuísse rotação lenta, esta seria somente 15 vezes maior (Scherf, Lammer, 2020). Observe a tabela abaixo, constando a perda de CO₂ em mbar (diminuição da pressão) através dos bilhões de anos com o Sol sendo de rotação lenta, moderada ou rápida:

⁸ Mega anos; milhões de anos.

Tabela 3: Perda de pressão de CO₂ em mbar ao longo dos anos

Ga ⁹ atrás	2,3	2,6	3,4	3,5	3,7	3,8	3,9	4,3	
Rotação lenta	41	51	104	115	138	151	168	312	(mbar)
Rotação moderada	45	59	132	145	191	228	274	553	(mbar)
Rotação rápida	45	59	137	157	234	291	361	765	(mbar)

Fonte: Amerstorfer et. al, 2017

Esta perda de pressão de CO₂ apresentada pelos autores representa apenas um tipo de processo de escape, sendo este do tipo não-termal. Ou seja, a perda seria muito maior se somada aos outros processos; segundo os autores do estudo, mesmo para uma rotação lenta, uma atmosfera de 13,5 bar seria perdida em cerca de 500 Ma (Amerstorfer et. al, 2017).

A emissão de EUV não pode ser descrita de maneira linear, extrapolando-se do presente para o passado, de maneira totalmente confiável. Isto porque observações de estrelas próximas revelam que esta característica é altamente variável e não corresponde a uma taxa contínua como seria de se esperar (Lammer et. al, 2012). Este fluxo age na atmosfera dos planetas quebrando compostos e gerando radicais livres que reagem sem controle com outras substâncias próximas, gerando uma degradação atmosférica localizada ou, dependendo da magnitude, generalizada. Adentraremos em detalhes sobre estes processos no capítulo 2 deste trabalho.

Como apresentado anteriormente, a relação entre a atividade solar e o desenvolvimento das atmosferas planetárias no início de sua história é essencial. Retornaremos sempre neste ponto durante o texto. As condições de um sistema tão complexo não podem ser recriadas em laboratório; contamos com simulações de alta capacidade para fornecerem *insights* prováveis. Estas simulações são custosas uma vez que demandam boas quantidades de energia, sendo necessária grande capacidade computacional. Portanto, é natural inferir que é possível que determinados locais de pesquisa detenham certo monopólio na capacidade de pesquisa e descoberta. Ainda que esta característica seja infelizmente comum em todas as áreas da ciência, é talvez ainda mais especial o caso das ciências do espaço, onde toda inovação depende de muita tecnologia e recurso financeiro.

A depender da velocidade de rotação solar, o escape e composição da atmosfera marciana nestes primeiros 500 milhões de anos é amplamente discutida. Se considerarmos a rotação solar como lenta, podemos estimar que em seus primeiros 100 milhões de anos a pressão atmosférica

⁹ Giga anos; bilhão de anos.

pode ter atingido valores significativos, em uma atmosfera principalmente de CO₂. Isto porque, como aprofundaremos no capítulo 2, a água expelida pela solidificação inicial do oceano de magma é prontamente quebrada pelas radiações de alta energia do Sol. Especialmente em um tempo em que a atividade solar na faixa do EUV era maior, este processo dominava. Por isso, após 300 a 400 milhões de anos, a pressão superficial já teria atingido valores significativamente baixos (Lammer et. al, 2018). Enormes quantidades de gás e vapor teriam sido ejetadas do planeta durante este período.

É importante notar que a eficiência de escape é absurdamente grande. Segundo Erkaev et. al (2014), a atmosfera de CO₂ provinda do oceano de magma teria se esvaído em apenas 12 milhões de anos. Estes valores variam muito a depender dos autores uma vez que os parâmetros usados em cada simulação podem mudar completamente a conclusão final. Os 50 – 150 bar H₂O e 10 – 20 bar de CO₂ provavelmente se perderam muito rapidamente; valores entre 0,5 – 2 bar CO₂ restantes ao fim do pré-Noachiano são mais prováveis. Uma atmosfera densa, portanto, é improvável de ter se mantido por muito tempo, já que até mesmo com 20 ou 40 bar CO₂ ao final do período, um esvaziamento ocorreria em alguns milhões de anos (Scherf, Lammer, 2020). Uma hipótese possível é que a primeira atmosfera, formada no pré-Noachiano pela solidificação do oceano global de magma, se esvaiu completamente em dezenas de milhões de anos, principalmente por conta do fluxo de EUV solar (Haberle, 2022). Neste caso, uma segunda atmosfera possivelmente menos densa teria se formado através de ejeções vulcânicas em períodos seguintes (Lammer et. al, 2018; Amerstorfer et. al, 2017; Erkaev et. al 2014). Esta formação teria ocorrido já no Noachiano, centenas de milhões de anos após a perda da atmosfera inicial.

O esvaziamento da atmosfera inicial é tópico de debate entre pesquisadores. Tenha ela sido evaporada pelo EUV solar ou se mantido uma fração de sua capacidade original, é essencial que se determine qual seria sua composição e pressão ao fim do pré-Noachiano, já que estes parâmetros influenciariam diretamente nas condições posteriores do planeta plenamente formado. Uma vez abordadas estas características iniciais, falemos agora do período Noachiano.

3.3 EVIDÊNCIAS DE ÁGUA LÍQUIDA NA SUPERFÍCIE

A importância de buscar por água líquida (ou pelo menos evidência de que ela já esteve presente) é enorme. Claro, água líquida por si só pode não significar nada; entretanto, há uma chance de que signifique. A água, enquanto solvente e meio líquido para movimento e interação entre compostos, é pré-requisito fundamental da vida como a conhecemos (Dehant et al., 2007; Ehresmann et. al, 2011). Estudar o histórico da água em um planeta é principalmente investigar se a vida pode, ou não, ter existido em dado momento. Para Marte, essa questão ocupa importante papel. Como veremos adiante, as evidências de água líquida são muitas, ainda que não saibamos explicar exatamente em quais condições (e por quanto tempo) esta água fluiu. No entanto, comparativamente, as condições para o surgimento de vida ancestral marciana se situavam no mesmo período em que se acredita que a vida na Terra tenha surgido (Dehant et. al, 2007). Portanto, não seria ingenuidade hipotetizar que, talvez, a vida na Terra e a vida em Marte teriam surgido mais ou menos ao mesmo tempo, enquanto uma teria se desenvolvido na enorme biodiversidade que observamos hoje e outra teria sido extinta pelas condições adversas, como a cessão do campo magnético e a evaporação da atmosfera.

O evento que marca o fim do pré-Noachiano e o início do Noachiano propriamente dito é o grande impacto que formou a bacia de Hellas, há mais ou menos 4 bilhões de anos (WORDSWORTH, 2016). Observe a foto da bacia abaixo:

Figura 3: Mapa topográfico da Bacia de Hellas

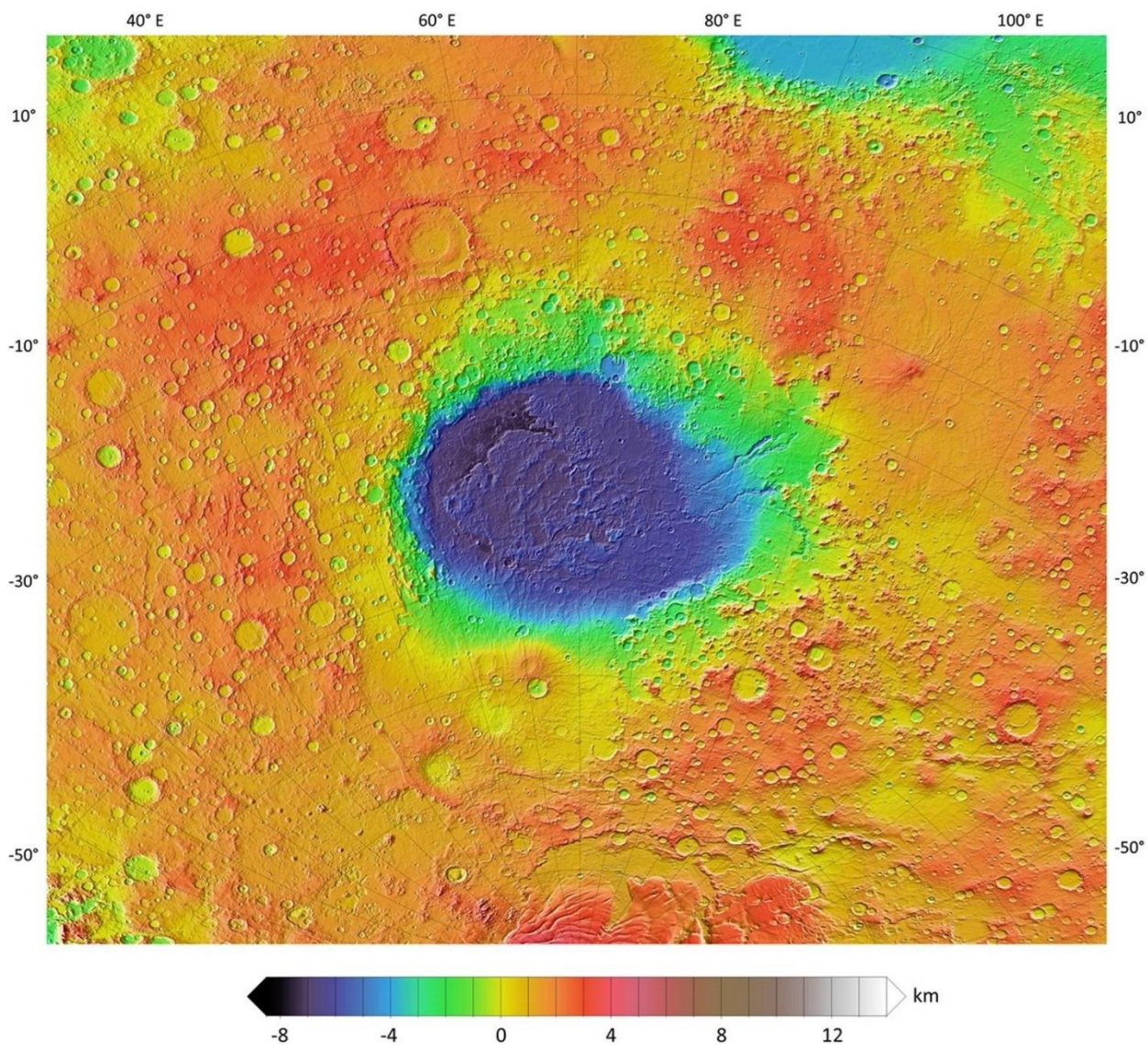


Figura 4: Observe que as cores mais frias, como o azul e o roxo, representam crateras de maior profundidade (medida em km). Fonte: NASA/JPL

Marte apresenta um grande desnível, conhecido como “dicotomia global”. É uma divisão geológica, onde o terreno ao sul é lotado de crateras e sinais de intemperismo¹⁰, evidenciando um terreno mais antigo. Já as terras ao norte do planeta são planas e de muito menor altitude que as do sul; são terras mais novas, onde a crosta é muito mais fina. (Lammer, Stumpner, Molina-Cuberos,

¹⁰ Conjunto de processos físicos, químicos ou biológicos que causam a decomposição de rochas (BRANCO, 2014).

2002). Observe o mapa do planeta, evidenciando a altitude das estruturas, e como a latitude média (ou equador marciano) “divide” o planeta em dois (figura 4):

Figura 4 – Mapa topográfico de Marte

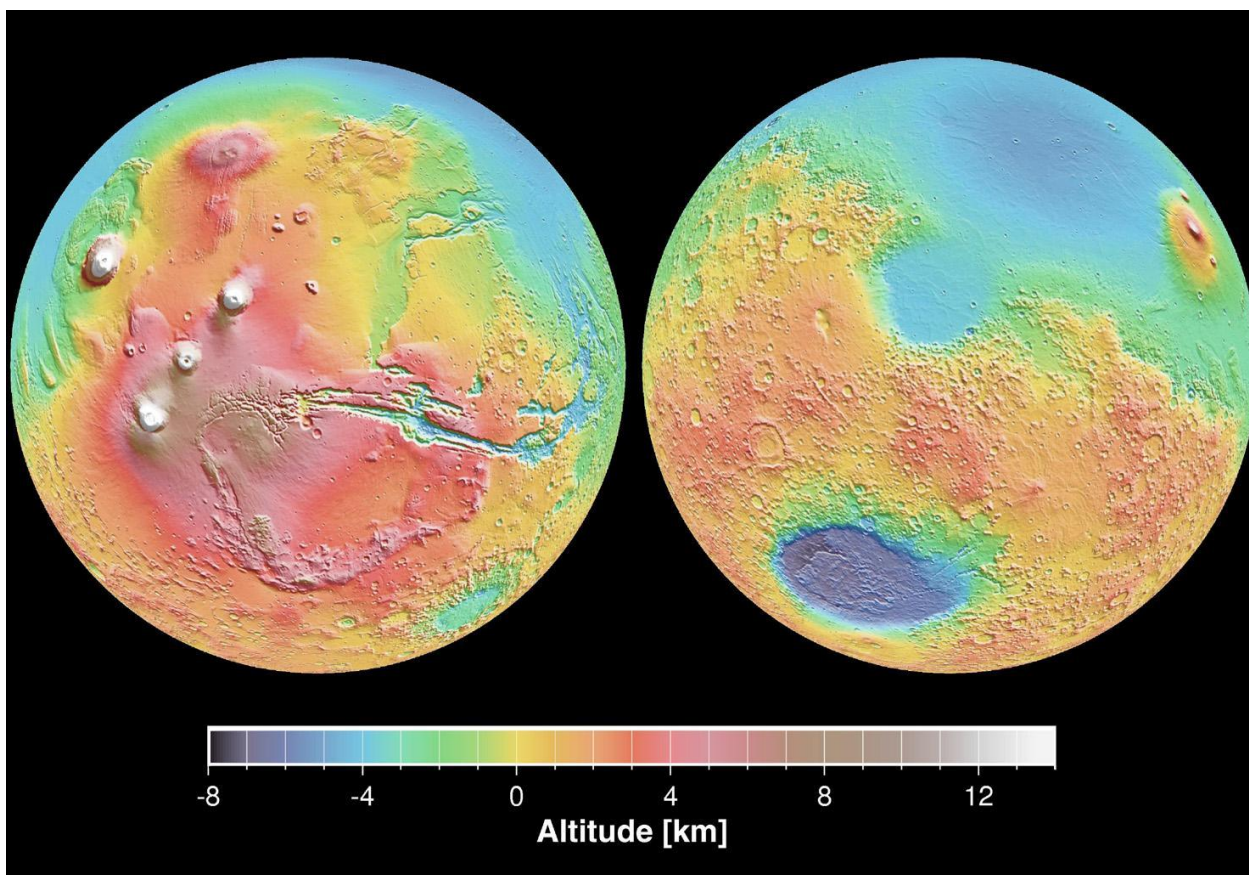


Figura 5: Novamente, as crateras mais profundas são pintadas com cores mais frias, sendo os picos do planeta representados em branco. Fonte: NASA/JPL

Uma vez no Noachiano, a principal evidência de água líquida aparece: a superfície de Marte, especialmente os terrenos ao norte, é repleta do que parecem ser redes de vales¹¹ (Haberle, 2022). A imagem abaixo, tirada pela sonda Viking da Nasa, mostra um claro exemplo deste tipo de estrutura; observe, bem ao centro da imagem, os caminhos que teriam sido formados pela água (figura 5):

¹¹ Depressões formadas entre montes ou regiões de maior altitude, geralmente criadas pelo fluxo de um rio.

Figura 5 - Redes de vales em Marte

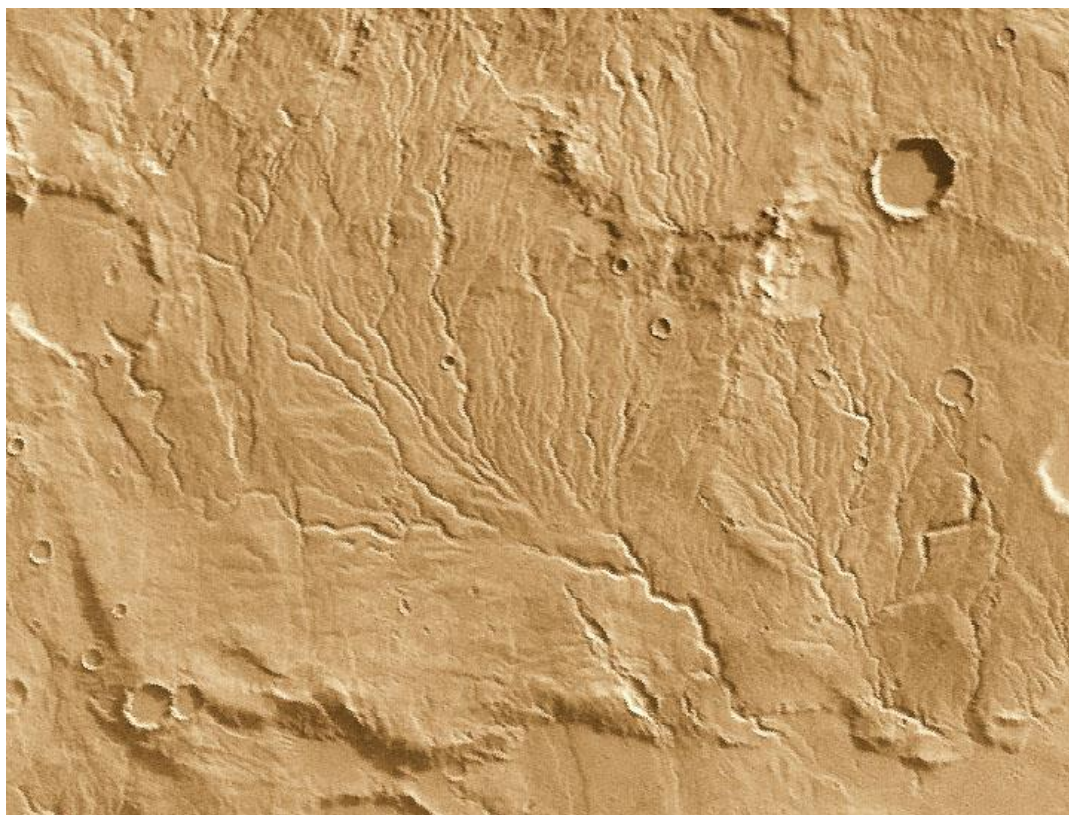
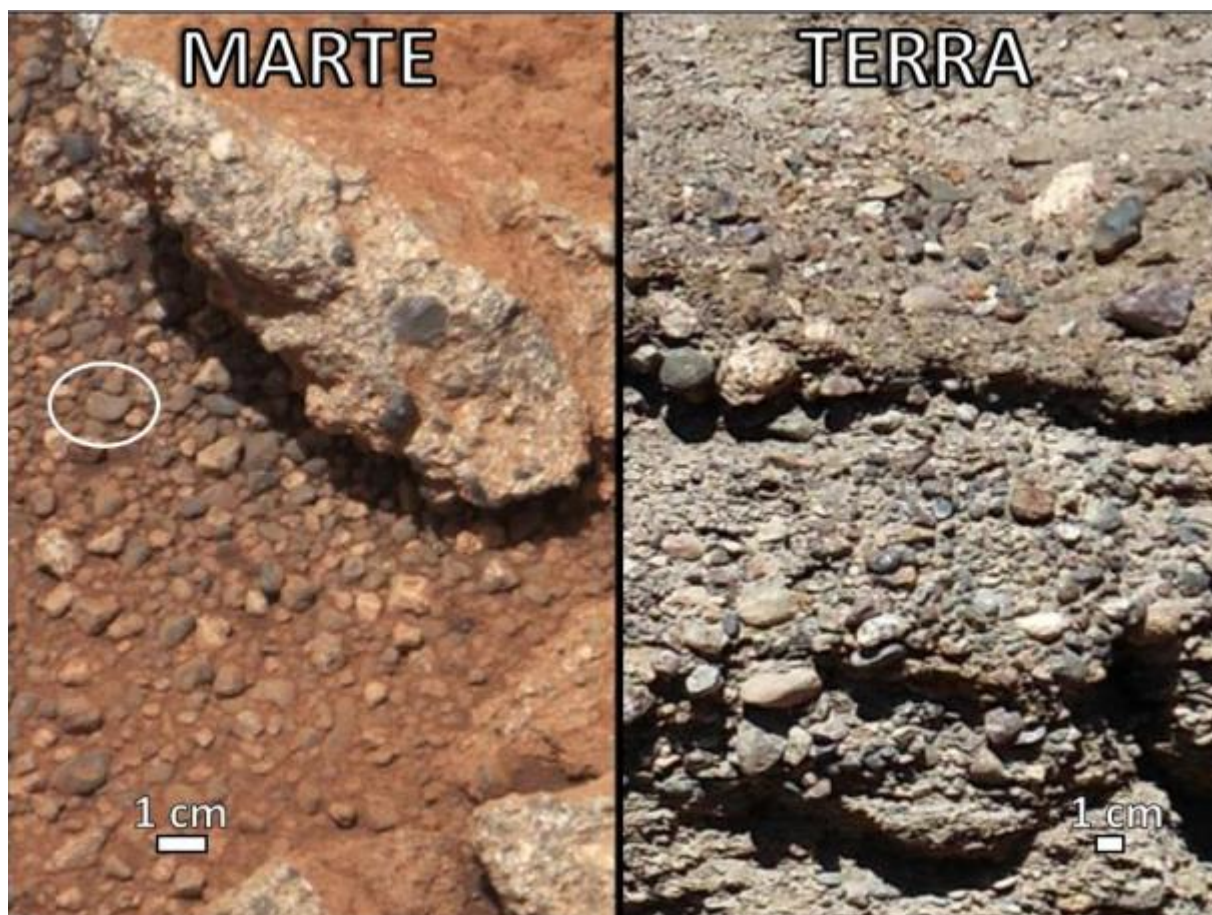


Figura 6: Repare nos caminhos cravados no solo, presentes bem ao centro da imagem. Fonte: NASA/JPL

Estes vales, formados principalmente em terrenos datados do Noachiano, são indicativos também de um ciclo hídrico completo, uma vez que se formariam com a precipitação de nuvens. Segundo Wordsworth (2016), os vales são dendríticos (possuem muitas ramificações) e assemelham-se muito a bacias de drenagem na Terra. Além disso, também se originam perto do pico de divisas topológicas de maior altitude. Em outras palavras, são basicamente as mesmas estruturas que observamos em rios terrestres.

Assim como as fotos tiradas de cima, evidências de água também se encontram no solo visto de perto. Pequenas rochas sedimentares, como as encontradas em rios, lagos ou mares terrestres, podem ser encontradas nos locais onde água supostamente fluiu um dia (figura 6):

Figura 6 - Semelhanças de rochas terrestres e marcianas



Fonte: Mombelli (2016).

Uma evidência controversa encontrada por alguns pesquisadores teria sido supostos “litorais” nas terras ao norte, de baixa altitude. Estes litorais sugeririam a existência de um antigo oceano que cobriria grande parte da superfície do planeta. Entretanto, esta afirmação hoje é contestada uma vez que as imagens tiradas por sondas destes litorais são ambíguas (imagens posteriores de alta resolução trouxeram isso à tona) e em alguns desses locais a variação vertical é de quilômetros, o que é inconsistente com a hipótese de um oceano (Wordsworth, 2016; Haberle, 2022).

Dentre o arsenal de evidências de antiga água em abundância encontradas, existe também a isotópica. Diferente das demais apresentadas, esta não é geomorfológica, mas sim química. Isto também quer dizer que não depende da interpretação de imagens como fotos, mas sim de dados

coletados. O hidrogênio possui dois isótopos radioativos encontrados na natureza, sendo estes o deutério e o trítio. Destes apenas nos interessa o deutério, já que o trítio é de raríssima ocorrência. O deutério é constituído por um próton, um elétron e um nêutron, ou seja, a mesma estrutura do hidrogênio comum, mas com um nêutron a mais. Esta é a diferença chave – possuindo mais um nêutron, é também mais pesado. Como veremos no próximo capítulo, a taxa de escape termal de um átomo na atmosfera está relacionada com sua massa: quanto mais leve, mais provável que escape. Isto faz com que, toda vez que escapam átomos de deutério, mais ainda de hidrogênio são ejetados. A taxa de escape de hidrogênio também descreve a taxa de escape de água, uma vez que o hidrogênio que escapa não mais constituirá água na atmosfera ou na superfície. Este também é o caso do deutério (no composto que chamamos de água pesada). Portanto, conforme escapam átomos de hidrogênio e se acumulam átomos de deutério na atmosfera, podemos fazer uma estimativa (conhecendo a proporção de ocorrência entre os dois compostos) de quanta água já existiu em determinado ambiente. A relação deutério/hidrogênio (D/H) em Marte é superior à da Terra, indicando uma enorme taxa de escape (Monteiro, 2001; Scherf, Lammer, 2020).

É importante notar, no entanto, que apesar de a relação D/H ser um indicativo de água no passado, seu método de extrapolação para estimar a quantidade equivalente de água perdida não é muito confiável. Isto porque esta razão pode refletir perdas atmosféricas relacionadas à eventos recentes, e não necessariamente permanecer a mesma por toda a história do planeta (Catling et. al, 2014; Jakosky, 2021).

Ao analisar os minerais marcianos coletados por ROVERS (veículos operados remotamente), pesquisadores detectaram a presença de argilas em locais datados do período Noachiano. Também foram detectados, em regiões específicas, sulfatos, cloretos e sílicas. Estes minerais, conhecidos como “aquosos”, necessitam da presença de água líquida em pH quase neutro para se formarem, uma vez que são decorrentes da interação entre o basalto¹² e água (grande parte da superfície marciana é composta por basaltos). Desta forma, sua presença pode indicar até mesmo o grau de acidez dos corpos d’água que ali existiam (Wordsworth, 2016; Catling et. al, 2014; Haberle, 2022).

¹² Basaltos são rochas ígneas (originadas do magma) de cor escura, ricas em silicatos de ferro e magnésio.

3.4 ATMOSFERA E CLIMA NO PERÍODO NOACHIANO

A atmosfera marciana durante o período Noachiano configura um grande mistério para as ciências planetárias. Isto porque, dadas as evidências, podemos com bom grau de certeza afirmar que houve, em algum momento durante este período, corpos d'água líquida que fluíam pela superfície, além de um ciclo hidrológico completo, com evaporação e precipitação (chuva) desta água (Brain, Jakosky, 1998). Segundo Armerstorfer et. al (2016), cerca de 250 mbar de gás, principalmente CO₂, deve ter sido ejetado por vulcões no Noachiano, com uma pressão total de 0,1 – 1 bar ao fim do período. Como citamos antes, a protoatmosfera formada inicialmente muito provavelmente foi perdida quase por completo; as ejeções vulcânicas foram as principais responsáveis por construir a atmosfera secundária que foi sendo evaporada para o espaço com o tempo. Mais à frente, veremos outro cálculo de pressão total baseado em outro parâmetro feito por Kite et. al (2014); é preciso ter em mente que esta disparidade de números entre autores configura, no âmbito da pesquisa, a incerteza que existe quanto às condições daquela época. Além disto, sabemos também que independentemente do quão densa fosse a atmosfera, ela desapareceu relativamente rápido. A taxa de erosão de crateras datadas desta época foi de 10 μm/ano durante o Noachiano para 10⁻² μm/ano ao fim do período, uma mudança por um fator de 10⁻³ em poucas centenas de milhões de anos (Carr, 1999).

As hipóteses são variadas, mas duas principais podem ser levadas em maior consideração: a de que Marte, neste primeiro bilhão de anos de sua história, era quente e úmido (Ramirez et. al, 2014; Ramirez, Craddock, 2018) e a de que seu clima era frio e seco (Wordsworth et.al, 2015; Wordsworth, 2016) com aumento de temperatura e atividade hidrológica periódicas causadas por impactos (Segura, Mckay, Toon, 2012) ou por alterações sazonais de temperatura causada por mudanças ao longo dos anos na órbita do planeta (Palumbo, Head, Wordsworth, 2018).

Começaremos por apresentar a primeira hipótese citada, sendo a mais “intuitiva”. Naturalmente, com a solidificação do oceano de magma, ainda no pré-Noachiano, a intensa ejeção de CO₂ e água, acumulando-se em bares de pressão, poderia levar a uma pressão atmosférica e um efeito estufa suficientes para ocorrência de água líquida na superfície. Segundo Lammer et. al (2018), após a evaporação quase completa da atmosfera primordial, formada ainda no pré-Noachiano pela solidificação do oceano de magma, a atividade vulcânica (especialmente importante durante o Noachiano) e os impactos frequentes de corpos do espaço – asteroides e meteoros – causaram o acúmulo e construção de uma segunda atmosfera, principalmente de CO₂,

podendo ter alcançado centenas de mbar ao nível da superfície. Fica necessário esclarecer que o vulcanismo, sendo constituinte da atividade geológica de um planeta rochoso, é responsável por atirar toneladas de gases como CO_2 , CH_4 , H_2S e outros compostos na atmosfera durante uma erupção (Németh, Lockwood, Hazlett, 2011). Em tempos em que o vulcanismo era exacerbado, a pressão atmosférica pode ter aumentado significativamente devido a este conjunto de erupções (Gillman et. al, 2009; Carr, 1999; Monteiro, 2001). Ao mesmo tempo, durante o Noachiano (4,0 – 3,7 bilhões de anos atrás) o sistema solar passava por um período de grande instabilidade, onde muitos impactos ocorriam. Este período de instabilidade teve seu pico na taxa de impactos durante o que é conhecido como *Late Heavy Bombardment* (LHB) há 4,0 – 3,8 bilhões de anos (Catling et. al, 2014). Durante estes impactos, a superfície foi atingida com tamanha intensidade que fez com que o CO_2 e a água, armazenados nas rochas do solo e da crosta, fossem ejetados na atmosfera. O calor destes impactos, além de aquecer a superfície, evaporaria enormes quantidades de água, causando eventualmente sua precipitação e a formação de vales ao longo de décadas. Carr e Head (2010) estimaram que crateras de 600, 1000 e 2500 km resultariam em precipitações globais de 2, 9 e 16 m de H_2O , respectivamente.

Nesta linha de argumentação, a atmosfera durante o Noachiano se manteve quente o suficiente para que água líquida pudesse existir. Em uma simulação realizada por Ramirez et. al (2014), determinadas concentrações de CO_2 e H_2 seriam, teoricamente, capazes de manter a superfície aquecida acima de 273 K há 3,8 bilhões de anos. Isto porque nenhuma concentração de CO_2 e H_2O (e este fato é consenso entre quase todos os pesquisadores lidos) poderia, suficientemente, aquecer a atmosfera acima de 273 K. CO_2 , em grandes concentrações, sublimaria e diminuiria a pressão atmosférica. Em um caso extremo, com enormes pressões de CO_2 , nuvens de gelo seco poderiam se formar no céu e a atmosfera colapsaria por si mesma. Além disso, como apresentado anteriormente, o jovem Sol possuía apenas 75 – 80% de sua luminosidade atual, dado que era menor naquela época. Com ainda menos energia incidente, nenhum modelo conseguiu criar uma condição de atmosfera puramente baseada em CO_2 e H_2O que conformasse com as condições observadas.

Entretanto, é também possível que outros gases tenham contribuído para o efeito estufa, sendo um dos principais candidatos CH_4 (Carr e Head, 2010; Ramirez e Craddock, 2018; Haberle, 2022). Compostos sulfurados – como SO_2 – não possuem o mesmo efeito já que, uma vez na atmosfera, são quebrados pela luz e formam aerossóis (de sulfatos e enxofre). Estes aerossóis são

partículas altamente reflexivas e, se espalhadas pelo planeta, aumentam seu albedo¹³, como ocorre em Vênus. Esta maior reflexão da luz solar, ao invés de sua absorção, efetivamente diminui a temperatura global (Wordsworth, 2016).

O protagonismo da possibilidade de uma atmosfera aquecida por CO₂ e H₂ provém de alguns pontos essenciais sobre a natureza da interação entre estas moléculas. Uma vez que o hidrogênio e o dióxido de carbono se chocam, por um pequeníssimo tempo, podem ser entendidos como uma molécula só; é cabível imaginar, por exemplo, um “complexo” de ambas as moléculas unido pela força dipolo induzido-dipolo induzido. Durante esta fração de segundo, a alteração em seus dipolos elétricos decorrente de sua interação intermolecular altera características do átomo de hidrogênio. Neste momento, o “complexo” passa a ter propriedades óticas diferentes de seus compostos formadores. O hidrogênio, tendo sofrido alterações de rotação em seu átomo, passa a ser capaz de absorver comprimentos de onda da faixa do infravermelho, gerando efeito estufa e aquecendo a atmosfera. Este efeito é chamado na literatura de “absorção induzida por colisão”, do inglês *collision-induced absorption* (CIA) (Haberle, 2022; Ramirez et. al, 2014; Frommhold, 1994).

Este processo na atmosfera de Marte ainda é pouco estudado, mas aparenta ser promissor. Wordsworth (2017) calculou que, para uma pressão maior do que 0,5 bar de CO₂, os efeitos de aquecimentos provindos de CIA com misturas de H₂ e CH₄ são significativas: para concentrações molares superiores a 0,03 de ambos H₂ e CH₄ e pressão acima de 1,5 bar, a temperatura média na superfície já ultrapassaria 273 K. Este valor para a pressão ao final do período Noachiano está de acordo com Kite et. al (2014), que calculou em suas estimativas mais altas $1,9 \pm 0,2$ bares de pressão ao final do Noachiano. Este resultado foi alcançado baseado na observação do tamanho das crateras datadas deste período, uma vez que uma densa atmosfera desintegraria grande parte dos impactantes. A medição das menores crateras foi então utilizada para cálculo de uma densidade mínima capaz de permitir a passagem de impactantes daquela proporção. Apesar de os melhores valores serem os apresentados ($1,9 \pm 0,2$ bar) os pesquisadores neste estudo também obtiveram $0,9 \pm 0,1$ bar ao incluírem mesas¹⁴ circulares. Os valores mais baixos concordam com Amerstorfer et. al (2017) citado anteriormente.

¹³ Razão, em porcentagem, da quantidade de luz refletida por um planeta sobre a quantidade de luz incidente sobre ele. Basicamente, quantifica o quanto de luz recebida por um planeta é refletida.

¹⁴ Mesas são formações planas de grande altitude cercadas por terras mais baixas. Um exemplo é o Monte Roraima, que fica entre a Venezuela e a Guiana.

Com base nisto, Ramirez (2017) calculou uma série de proporções de H₂ que produziriam a CIA suficiente para sustentar um efeito estufa que elevaria a superfície acima de 273 K. A simulação considerou apenas H₂, já que havia sido demonstrado anteriormente que o CH₄, sem a presença de H₂, possuía propriedades contrárias ao esperado e esfriava a atmosfera (WORDSWORTH, 2017). Observe a tabela com os valores alcançados:

Tabela 4 – Valores de concentração de H₂ e pressão necessários para ultrapassar 273 K

Concentração de H ₂ (%)	Pressão necessária (bar)
3	1,8
5	1,4
10	1,0
20	0,7

Fonte: Ramirez (2017).

Ramirez (2017) considerou principalmente os primeiros três valores por corresponderem às estimativas mais altas de Kite et. al (2014) para pressão atmosférica. Em relação ao albedo, este decresceria conforme diminuísse a concentração de H₂. O espalhamento da luz é maior em moléculas de CO₂, de modo que quanto maior sua concentração, mais espalhada é a luz. Com menor albedo, menos luz é refletida para o espaço e mais energia é “aproveitada” do Sol e reciclada pelo efeito estufa (Ramirez, 2017). Portanto, fica claro que a proposta defendida seria o mecanismo mais simples e lógico, segundo o pesquisador, para esclarecer a dúvida; o planeta, tendo uma atmosfera mais densa no passado (apesar de nem tão mais densa assim) seria capaz de reciclar luz o suficiente, principalmente através da CIA, para sustentar água líquida na superfície e resolver o paradoxo marciano do jovem Sol.

Ao considerarmos o efeito estufa causado por CIA em uma atmosfera CO₂ – H₂ em estado constante, surgem certas questões. Como veremos em profundidade no capítulo 2, o H₂ é extremamente leve e está sujeito à escape termal da atmosfera principalmente em períodos de grande ocorrência de impactos. Pode-se, então, argumentar que a concentração de H₂ atmosférico necessária para que o efeito estufa necessário ocorresse não seria atingida, dado que as taxas de escape são enormes. Para uma atmosfera com tamanha evasão, a atividade vulcânica deveria ser

muito alta (Wordsworth et. al, 2017) uma vez que a presença de H₂ na atmosfera se origina principalmente da fotólise de H₂S ou de sua interação com água na reação (Ramirez et. al, 2014):



Uma análise possível é que, em um cenário de enormes emissões vulcânicas, tamanha formação de SO₂ poderia aumentar o albedo do planeta, como citado anteriormente. Outra problemática associada a uma atmosfera densa de CO₂ está no problema dos carbonatos (Catling et. al, 2014). Uma vez que chove, o CO₂ atmosférico reage com H₂O, formando ácido carbônico (eq. 12):



Que então se dissocia, formando bicarbonato e H⁺ (eq. 13):



A diminuição do pH e a própria força da água ao cair causam intemperismo¹⁵, enquanto o bicarbonato forma sais com os metais presentes nos minérios, originando carbonatos (Lammer et al., 2018). Portanto, a presença de carbonatos no solo marciano é um parâmetro imprescindível para atestar a presença de uma atmosfera de CO₂ densa, uma vez que nestas condições a formação destes sais de carbono seria comum. Entretanto, surge um problema: até o momento, os reservatórios de carbonatos esperados no caso de uma atmosfera densa não foram encontrados na superfície (Wordsworth, 2016). Este inclusive é um dos mecanismos pelos quais uma atmosfera esvaziaria: o carbono do ar é preso no solo (Catling et. al, 2014; Haberle, 2022). Dessa forma, uma atmosfera densa não pareceria provável por longos períodos, já que o carbono com o tempo seria sequestrado pelo solo. Com a diminuição no efeito estufa e o congelamento da água na superfície, algum mecanismo deveria ter sido responsável por não só derreter as geleiras, como também relançar carbono suficiente na atmosfera para manter um estado onde a água líquida é estável.

¹⁵ Conjunto de processos que causam a degradação das rochas.

Ademais, como veremos no segundo capítulo, CO₂ apresenta certa estabilidade fotoquímica na atmosfera, sendo menos perdido por processos de erosão não-termiais do que outros compostos; de modo que uma atmosfera densa (>1 bar) dificilmente seria totalmente perdida para o espaço por processos não-termiais apenas (Carr, Head, 2010). Este dado coloca ainda mais dúvida na pergunta: se um dia a atmosfera foi densa, onde estão as reservas de carbono no solo?

Além disso, outro problema de natureza climatológica emerge. Se realmente houve corpos d'água líquida pelas terras ao norte do planeta, esta água certamente congelou com o tempo. Conforme a atmosfera foi sendo esvaziada, com os mecanismos que veremos no próximo capítulo, a temperatura superficial decaiu e os lagos ou mesmo possíveis mares deveriam ter congelado. Entretanto, não se observam hoje características de erosão glacial no equador marciano; pelo contrário, todo o gelo está depositado nos polos (Wordsworth, 2016). Juntamente com a falta de grandes reservatórios de carbonatos no solo esperados, a falta de indícios de erosão glacial desfavorece a ideia de uma atmosfera que fosse densa por longos períodos. Com isso, é possível formular algumas hipóteses. As evidências de oceanos e lagos congelados e os reservatórios de carbonatos não foram encontradas talvez porque: 1) estão ocultas de modo que ROVERS e satélites não foram capazes de detectá-las; 2) os modelos atuais possuem falhas, fazendo pesquisadores procurarem nos locais errados ou esperarem resultados maiores do que os valores reais; 3) a atmosfera nunca foi densa por muito tempo de uma vez só.

Podemos dissecar as alternativas. A primeira opção é viável, uma vez que estudar uma amostra interplanetária nunca é fácil. Alguns carbonatos já foram detectados por satélites em órbita (Carr, Head, 2010) mas não nas proporções esperadas. Certos pesquisadores argumentam que o pH ácido da água (por conta da dissociação do ácido carbônico mostrada na eq. 13) seria em torno de 5, capaz de dissolver os carbonatos e transportá-los para o subsolo, dificultando sua detecção. Mesmo na superfície, solos mais recentes poderiam cobrir as rochas (que teriam bilhões de anos) e prejudicar o encontro destes reservatórios (Ramirez et. al, 2018). Enquanto este grupo pode ter razão, a falta de evidência glacial em médias latitudes permanece um problema.

A segunda opção, juntamente com a primeira, sempre é uma possibilidade. O leitor, a este ponto, deve ter percebido que mesmo uma pequena variedade de autores pode chegar em conclusões muito díspares sobre uma mesma situação ou problema. Tudo depende do modelo utilizado, das variáveis, da capacidade computacional, etc. Isso não significa, é claro, que não existam bases para o conhecimento; entretanto, muitas vezes, as hipóteses variam por razões

puramente teóricas que, por se proporem a explicar uma amostra “inconsultável” a curto e médio prazo, acabam por nem sempre validarem-se das evidências empíricas das quais outros campos de estudo se aproveitam. Para somar ao problema, é impossível voltar no tempo – só resta analisar as pistas deixadas pelo passado distante. Contudo, a investigação e a dúvida são características naturais da ciência. Sigamos para a terceira alternativa.

A hipótese formulada por Wordsworth (2016) de ampla influência que compete com o modelo “quente e úmido” defendido por outros pesquisadores explica os problemas apresentados anteriormente. É possível que, durante o Noachiano e especialmente em seu final, quando a maioria das redes de vale foram formadas, a água não era presente por muito tempo em estado líquido na superfície; pelo contrário, o planeta teria sido frio e seco por grande parte de sua história. Rosenberg e Head (2015) calcularam que os volumes de água necessários para originar os vales observados varia entre 3 – 100 metros GEL¹⁶. Segundo seus cálculos, atualmente, Marte possui cerca de 34 m GEL. Portanto, o volume de água necessário para esculpir os vales não difere tanto do volume presente hoje no planeta, sugerindo que talvez o passado do planeta realmente não possuía tanta água e se baseava em períodos cíclicos de escoamento para degradação do solo e formação dos vales.

Naturalmente, com a deposição de água nas partes mais baixas do planeta, a evaporação ocorre e a precipitação acontece. A “hipótese das altas terras geladas”, como é chamada, explica que esta precipitação levaria a um acúmulo de água nas partes mais altas do terreno, ao sul. Isto porque o sul, em uma pressão acima de ~0,5 bar se tornaria uma região onde os vapores de água na atmosfera condensariam, gerando foco de chuvas (Wordsworth, 2016). Uma vez que a temperatura baixasse, as águas ao sul congelariam e formariam geleiras nas porções de terra de maior elevação. Eventualmente, por atividade vulcânica, impactos ou mesmo mudanças periódicas de órbita, estas geleiras derreteriam e a água então escorreria para as menores altitudes, efetivamente gerando as redes de vales observadas. (Wordsworth, 2016; Wordsworth et. al, 2015; Segura, Mckay, Toon, 2012; Palumbo, Head, Wordsworth, 2018).

Em um cenário como este, muito menos água estaria presente e o comportamento seria cíclico. Simulações realizadas no tópico demonstraram que, no caso de um oceano global, as

¹⁶ GEL – *global equivalent na*. Em tradução direta, significa “camada equivalente global”. Seria uma quantidade de água o suficiente para cobrir a superfície do planeta com determinada profundidade variável. No caso do trecho, um oceano global de 3 – 100 metros de profundidade.

regiões de precipitação global não correspondem bem com as regiões onde se observam maior presença de vales. Por outro lado, em um cenário de geleiras em maiores altitudes os resultados corresponderam melhor ao que é observado (Wordsworth et. al, 2015). Em uma atmosfera mais densa do que a atual, a temperatura decresce com a altitude (assim como acontece na Terra). O degelo periódico poderia ocorrer por razões puramente orbitais, com mudança na obliquidade¹⁷ do planeta que alteraria os locais onde o calor incide mais ou menos, causando derretimento do gelo polar, por exemplo. O fenômeno da mudança na obliquidade ocorre de 10^5 em 10^5 anos, tempo suficiente para que os vales se formem (estimado em 10^4 anos, mas provavelmente intercalado em períodos de erosão) (Rosenberg e Head, 2015).

Entretanto, mesmo com a ideia de períodos glaciais intermitentes em um planeta frio e deserto, como hoje, alguns contrapontos são possíveis. Ramirez (2017) argumenta que, por esta linha de raciocínio, as redes de vales não poderiam ter se formado nas altas terras do sul, uma vez que este mecanismo não permitiria que a água decaísse de um ponto mais alto. Essencialmente, se os vales ao norte, situados na linha da dicotomia global, provém do sul, que é mais alto, não existiriam vales ao sul já que não existe porção de terra mais elevada por onde o gelo pudesse se formar, derreter e escorrer. Contudo, estes vales existem; certamente não escorreram de um ponto mais alto, mas tiveram alguma outra origem. Além do mais, o autor ainda argumenta que, assim como evidências de glaciação no equador marciano desfavorecem a ideia de um oceano congelado, as evidências de largas camadas de gelo nas terras do sul também não são tão fortes quanto se esperaria; dado que, na hipótese das terras geladas, estas camadas de gelo seriam fundamentais para o ciclo hidrológico no planeta.

Neste estudo, fica logo evidente que cada modelo tem seus prós e contras – onde um erra, o outro parece acertar e vice-versa, em diversos aspectos do problema. Apesar de não dispormos das ferramentas necessárias para contribuir com a investigação, podemos dizer que, na verdade, o mais provável é que as hipóteses possíveis tenham, de uma maneira ou de outra, simultânea e conjuntamente participado na ocorrência de água líquida na superfície e, com ela, talvez vida (Archer, 2023). Talvez impactos e atividade vulcânica de fato levassem ao derretimento de geleiras das grandes altitudes, e a liberação de grandes quantidades de CO_2 e H_2 na atmosfera conseguiria, através da CIA, induzir uma temperatura acima de 273 K por longos períodos. Até que, por razões

¹⁷ Grau de inclinação em que o planeta gira em torno de seu próprio eixo, originando as estações do ano. Para os valores comparativos, consultar a tabela 1.

naturais, o hidrogênio escapasse da atmosfera, o carbono fosse sequestrado para o solo e a chuva se tornasse neve; acumulando-se, então, nos pontos mais altos e frios, da mesma forma que o pico de montanhas na Terra cobre-se de neve (por mais que a montanha possa estar em região tropical). É uma paisagem de caos e instabilidade, mas, da mesma maneira que a jovem Terra, pode ter abrigado vida (Dehant et. al, 2007). Para conseguirmos esclarecer esta questão, é essencial que continuem sendo feitos estudos para elucidação do antigo clima de Marte. O encontro de vida, ou sinais dela em um passado distante, poderia abalar todo o nosso entendimento sobre sua ocorrência no universo, o quão comum ela é ou pode ser; para além da astrobiologia e das ciências planetárias, é uma questão de âmbito profundamente existencialista.

No próximo capítulo, serão abordados os processos de erosão que atuam na atmosfera de Marte. Como já apresentados na introdução, falaremos agora de sua ocorrência quantitativamente, comparando diferentes autores e explicando seus processos naturais. Os escapes termais, tema do próximo capítulo, possuem teor mais imediato (no sentido de acontecerem de maneira veloz ou em massa) e representam um passado distante, uma vez que já não possuíam tanta importância ao fim do Noachiano. No entanto, foram importantes processos de formação no início da história do planeta vermelho.

4. INVESTIGAÇÃO DOS ESCAPES TERMAIS E NÃO-TERMAIS NA ATMOSFERA MARCIANA

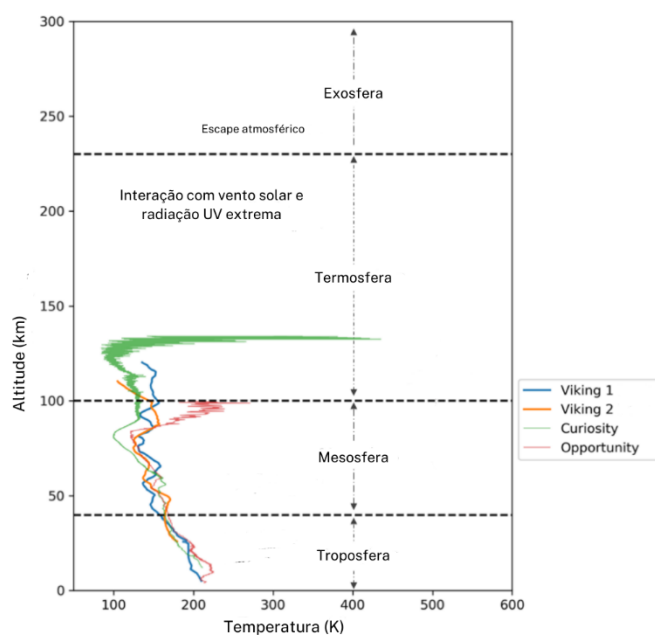
4.1 REVISÃO TEÓRICA INICIAL

Para este capítulo, abordaremos conceitos diferentes dos apresentados no capítulo anterior. Entretanto, tenha em mente que aqueles não deixarão de ser úteis; pelo contrário, são essenciais para todo o trabalho. Portanto, neste segmento, apresentaremos importantes noções relativas ao átomo, para que o leitor compreenda em sua totalidade a natureza dos mecanismos de escape tanto termal quanto não-termal. Além deste, serão introduzidas também as camadas da atmosfera marciana, contextualização importante para o estudo do escape atmosférico.

A atmosfera de Marte, assim como a da Terra, divide-se em camadas. A primeira delas, a troposfera (0 – 40 km) é a camada de menor altitude e maior densidade do ar. Isto porque, naturalmente, a gravidade do planeta tende a atrair as partículas para seu centro, fazendo com que a maior concentração de gases seja em sua superfície. Nesta camada ocorrem os fenômenos

climáticos comuns observados no planeta, como tempestades de areia e redemoinhos de poeira (Haider, 2023). A interação entre a atmosfera e a superfície marciana que ocorre nesta camada é de extrema importância, sendo uma troca de gases e compostos que reagem entre si do ar para o solo ou do solo para o ar. Um possível exemplo são as reações que levam a formação de carbonatos, como citado anteriormente no trabalho (p. 31). Observe a figura abaixo para melhor compreensão da estrutura vertical da atmosfera.

Figura 7: Camadas da atmosfera marciana, seus intervalos de altitude e temperatura registradas



As listras registradas representam sondas que já pousaram ou voaram nos arredores de Marte. Fonte:

NASA Planetary Data System (adaptado).

Mais acima, situa-se a mesosfera (40 – 100 km). Esta camada é a de menor temperatura, entre 100 a 120 K, ou $-173,1$ a $-153,1^{\circ}$ C. As temperaturas na mesosfera podem ser baixas o suficiente para sublimar o CO_2 gasoso no ar, criando micropartículas de CO_2 sólido; efetivamente, formam-se nuvens de dióxido de carbono que já foram detectadas (Haider, 2023).

Em seguida, a termosfera (100 – 230 km) é a terceira camada da atmosfera marciana. Curiosamente, é a camada mais quente da atmosfera marciana. A altitude das partículas presentes nesta camada as expõe de maneira crítica aos raios solares, que as aquecem de maneira exacerbada.

Este fato se explica por conta de, na termosfera, estar contida a ionosfera, subcamada constituída de íons formados a partir da interação com a energia solar. Entretanto, por causa da baixa densidade do ar, esta energia térmica não é muito transferida; as partículas pouco colidem entre si (Haider, 2023). Por isso, ROVERS que pousam no planeta vermelho não queimam, apesar da alta temperatura da termosfera. Na Terra, a termosfera é ainda mais quente, já que o planeta se situa mais próximo do Sol e com uma atmosfera cem vezes mais densa. Felizmente, nossos astronautas que atravessam a termosfera não sofrem, pela mesma razão.

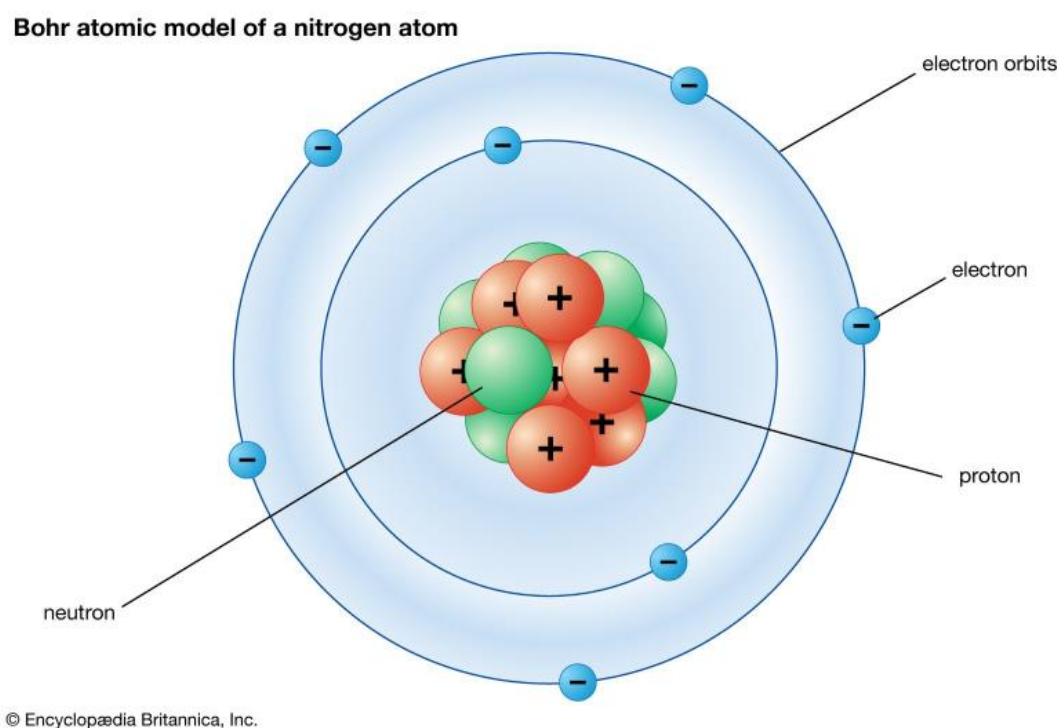
Por fim, a última camada da atmosfera é a exosfera. Esta começa aos 230 km de altitude, mas não possui um limite superior bem definido, por graduar-se com o espaço profundo. Tecnicamente, o limite superior da exosfera é onde qualquer partícula, em dada altitude, ainda tenda a voltar para o planeta por sua atração gravitacional. De fato, esta é a camada mais importante para nós aqui, uma vez que é nela em que as partículas escapam. Além de todos os mecanismos de escape que serão abordados, a própria luz do Sol a determinada altitude já faz com que um átomo escape. Fisicamente, a luz performa trabalho (exerce uma força e transfere movimento) para os átomos da atmosfera. Se um destes estiver longe o suficiente da Terra (a força da gravidade é inversamente proporcional ao quadrado da distância), a força exercida pela luz do Sol pode lançar os átomos para o espaço. Teoricamente, este seria o “limite superior” da exosfera. Esta “força da luz” é conhecida como “pressão de radiação” e é minúscula em termos macroscópicos. Contudo, a longo prazo, esta pode sim fazer uma diferença considerável. A título de curiosidade, se a pressão da radiação solar sobre a sonda Viking não tivesse sido considerada pelos engenheiros que a construíram, a sonda teria errado Marte por cerca de 15.000 km (Hecht, 2002; Haider, 2023).

Tendo sido esclarecidas as camadas da atmosfera, iniciaremos o próximo tópico: o átomo em si. Faz-se necessário abordar o átomo, uma vez que trabalharemos com reações químicas e transferências de carga. Portanto, faremos uma breve revisão para que o leitor esteja a par de todos os conceitos necessários.

O átomo, por definição, é caracterizado como a menor partícula que constitui um elemento químico. (Feltre, 2004). É composto por um núcleo e uma eletrosfera, sendo ambos compostos por partículas subatômicas diferentes. O núcleo é incrivelmente denso e minúsculo, sendo muitas vezes menor do que a eletrosfera em diâmetro. Possui prótons (partículas positivas) e nêutrons (partículas neutras) agrupadas de maneira extremamente próxima. Naturalmente, cargas de igual valor se repelem; todavia, no núcleo do átomo, age uma das quatro forças fundamentais da natureza, a força

nuclear forte, que o mantém unido apesar da tendência dos prótons de se afastarem. A eletrosfera, por sua vez, possui os elétrons, partículas de carga negativa do átomo. Estas orbitam o núcleo, atraídas pela carga positiva dos prótons. Vale pontuar, para fins de referência, que a massa de um próton chega a ser mais de dez mil vezes maior do que a massa do elétron. Neste caso, então, os elétrons costumam adquirir maior velocidade e transitar com mais facilidade entre um átomo e outro; originando o fenômeno da eletricidade.

Figura 8: Átomo de Bohr



Fonte: Britannica (2024)

Com os avanços da mecânica quântica no início do século XX, percebeu-se que é impossível calcular a posição e a velocidade de um elétron de maneira simultânea. Logo, é impreciso conceber uma imagem do átomo com uma eletrosfera bem definida e com elétrons em órbitas previsíveis. Foi criada, então, a noção de “nuvem eletrônica”: admite-se um espaço provável para a ocorrência de elétrons em determinado átomo qualquer. De fato, esta noção probabilística e de certa forma aleatória não faz com que os fenômenos naturais deixem de ocorrer (Feltre, 2004).

Mesmo que não saibamos exatamente a posição do elétron, este ainda é capaz de saltar de um nível energético para outro. Quando isto acontece, o elétron se distancia do núcleo, ganhando energia. Ao retornar para seu estado original, este é capaz de liberar um fóton, gerando luz. A energia, antes cinética e agora luminosa, pode ser quantificada pela equação 1 (p. 9). Ou seja, a interação de um elétron com seu meio (isto é, as energias que transitam ao seu redor) podem fazer com que este se afaste cada vez mais do núcleo do átomo. Vale notar que a última camada que um elétron ocupa é chamada de camada de valência (Feltre, 2004)

Acontece que, uma vez tratando de altas energias, o elétron pode se afastar o suficiente a ponto de não ser mais atraído pelo núcleo do átomo, positivamente carregado. É o caso, por exemplo, na interação entre um elétron e radiações de alta energia (comprimento de onda menor que 91 nm), da categoria da radiação UV, onde o elétron é carregado ao infinito; em outras palavras, perde atração pelo núcleo de seu átomo original (MONTEIRO, 2001).

Portanto, a relação entre matéria e as energias transitórias é de fundamental importância. Para que um átomo escape, esta precisa de alguma forma adquirir energia. Esta energia não surge do nada; possui origem bem definida, sendo ela advinda do Sol ou da interação do átomo com outros átomos próximos. Na atmosfera, podemos pensar nos átomos do gás como diversas bolas de sinuca, microscópicas, colidindo inúmeras vezes por segundo. A cada colisão, mais energia é acumulada, naturalmente. Em dado momento, a trajetória de um átomo veloz não apresentará obstáculos, e este poderá correr livremente. Se este átomo percorrer um caminho livre de colisões e possuir velocidade de cerca de 5 km/s, poderá escapar da atração gravitacional de Marte. Esta velocidade específica é chamada de velocidade de escape, possuindo um valor diferente para cada planeta e representando o nível de energia necessário para fugir da gravidade. Para manter a fluidez da leitura, a demonstração do valor numérico desta velocidade para Marte foi realizada no apêndice (p. 66).

4.2 ESCAPES TERMAIS

Escapes termiais ocorrem quando átomos da atmosfera superior (altitude >100 km, ou seja, da termosfera para cima) adquirem velocidade acima da velocidade de escape de um planeta. Como o próprio nome sugere, estão relacionados ao aumento de temperatura; seja esta a temperatura de uma partícula ou a temperatura média de todo o sistema. Ocorrem geralmente com espécies mais leves, como o hidrogênio, uma vez que movimentar massas menores é mais fácil e estes átomos

costumam tornar-se velozes com mais facilidade. Podem ser divididos em duas categorias, sendo elas: escape Jeans e hidrodinâmico. No caso do escape Jeans, uma partícula individualmente adquire energia cinética para escapar, de modo que a velocidade média da alta atmosfera não se altera. Portanto, é um fenômeno pontual que ocorre a todo momento. O escape hidrodinâmico, por outro lado, caracteriza uma expansão generalizada da atmosfera, causada por grande fluxo de EUV (fluxo extremo de ultravioleta), onde mesmo partículas mais pesadas adquirem velocidade de escape e a temperatura da alta atmosfera se eleva em grande quantidade (Shematovich, Marov, 2018).

Um dos parâmetros para se avaliar o tipo de escape costuma ser a temperatura da “exobase”: a “base” ou “pisso” da exosfera. É a região, entre a termosfera e a exosfera, que delimita a região de menor probabilidade colisional. Isto é, a partir da exobase, subindo, a probabilidade de colisão entre duas ou mais partículas é a mínima possível, de modo que as que ultrapassam este ponto assumem trajetórias balísticas¹⁸. Atualmente, a altura da exobase é estimada em cerca de 250 km (Scherf e Lammer, 2020) com outros autores estimando-a aos 200 km de altitude (Shematovich e Marov, 2018). Porém, a função que descreve a densidade dos átomos na atmosfera é contínua, de modo que a transição entre as regiões de maior ou menor probabilidade de colisão é gradual e suave. Sendo assim, a exobase não pode ser descrita como uma barreira invisível que separa duas regiões, mas mais como uma determinada altitude onde, por razões práticas, separam-se os dois regimes (Tian, 2015).

De fato, o escape hidrodinâmico não se concretiza em condições de baixa emissão de EUV (fluxo extremo de ultravioleta). Por outro lado, o escape Jeans ocorre continuamente, sem apresentar taxas significativas uma vez que apenas átomos de hidrogênio costumam escapar desta forma. Zahnle et. al (2008) estima que a taxa de escape Jeans no presente está entre $1,5 - 1,8 \times 10^8$ átomos/cm²/s (lê-se átomos por centímetro quadrado por segundo). Ou seja, entre 150 e 180 milhões de átomos. Krasnopolsky (2019) concorda com estes valores, encontrando um valor médio de escape de $1,6 \times 10^8$ /cm²/s (em 250 km de altitude) apenas para H. O autor explicita que outras espécies leves, como H₂, He, D¹⁹ e HD têm a maior parte de seu escape causado por meios não-termais. Entretanto, outros autores argumentam que a taxa de escape Jeans de H₂ poderia estar entre

¹⁸ Balística, neste caso, refere-se às trajetórias de projéteis das partículas, ou seja, corpos lançados por impulso com direção e velocidade definidas.

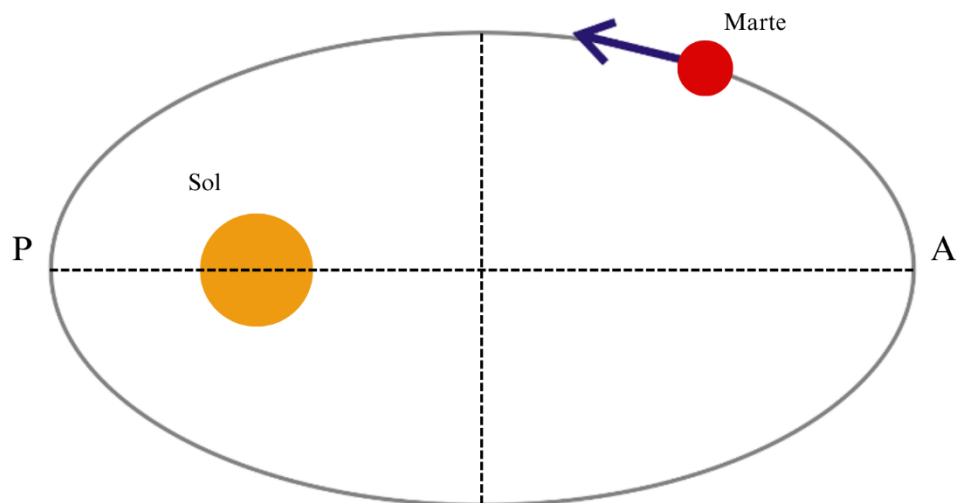
¹⁹ Abreviação para deutério, apresentado anteriormente no trabalho (p. 26)

10% e 200% do escape registrado de H, e que é necessário levar em conta que as taxas podem variar a depender, por exemplo, da estação do ano no planeta (Jakosky et. al, 2018) e, portanto, de sua posição orbital.

Naturalmente, a estação do ano no planeta implica mudança nos locais de maior incidência solar. Sendo assim, se um hemisfério se encontra no verão, o hemisfério oposto necessariamente estará passando pelo inverno. Estas variações alteram as taxas de escape, tanto termal quanto não-termal, uma vez que a luz do Sol colide mais ou menos com as partículas da atmosfera. Tendo em vista esse fato, há ainda a questão da atividade solar, que pode estar mais forte ou mais fraca a depender de seu ciclo (Krasnopolsky, 2019). Os ciclos de máximo e mínimo solar causam a variação da radiação emitida e causam maior ou menor degradação nas atmosferas próximas. Ao longo da história, a obliquidade (inclinação) de Marte variou em muito, desde 0° até 60° ; atualmente, encontra-se em $25,19^\circ$. Extrapolar as variações no eixo de inclinação para o passado distante configura uma tarefa de extrema dificuldade, uma vez que o comportamento é imprevisível e incerto após 10 milhões de anos no passado. No caso do escape de hidrogênio atômico, a mudança sazonal influencia o escape termal em até 10 vezes (Jakosky et. al, 2018; Zahnle et. al, 2008).

Em Marte, a excentricidade é de 0,09 (na Terra, é de 0,0015). A excentricidade de uma órbita é seu grau de “achatamento”, por dizer; as órbitas dos planetas do Sistema Solar podem parecer circulares, mas na verdade são elípticas. Este conhecimento data de Johannes Kepler, astrônomo alemão do século XVII que descreveu as órbitas dos planetas do nosso sistema em detalhe, geometricamente. Observe, na figura abaixo, a trajetória da órbita de Marte. Tenha em mente que a figura representa um exagero, já que uma órbita de excentricidade 0,09 se assemelha significativamente a um círculo.

Figura 9: Órbita marciana



As letras “P” e “A” representam o periélio e o afélio, respectivamente. Imagem fora de escala. Fonte: autoria própria

O periélio marciano ocorre durante o inverno ao norte e o verão ao sul. Desta maneira, as diferenças entre estações nos hemisférios são muito mais acentuadas do que na Terra; uma vez que, aumentando a excentricidade de uma órbita, aumenta-se também a diferença entre a quantidade de luz solar recebida entre o ponto mais próximo e o ponto mais afastado do Sol. Em outras palavras, o verão ao sul encontra-se muito próximo do Sol, e, portanto, recebe grande quantidade de energia solar através de radiação. Por outro lado, no verão do norte, o planeta está no outro extremo da órbita; e por conta do achatamento desta ser muito maior do que o achatamento da órbita terrestre, a quantidade de energia recebida é muito menor do que em relação ao verão no outro hemisfério (Catling et. al, 2014). Observe, na tabela a seguir, a variação da excentricidade e da obliquidade de Marte através dos anos:

Tabela 5: Variação nos parâmetros orbitais marcianos

	Valor atual	Variação (últimos 20 Ma)	Possível variação (últimos 4,5 Ga)	Valores mais prováveis (há 4,5 Ga)
Obliquidade	25,2°	15 - 45°	0 - 82°	41,8°
Excentricidade	0,093	0 - 0,13	0 - 0,20	0,068

Fonte: Haberle (2022)

Portanto, é possível perceber que o próprio comportamento do planeta em respeito a órbita e rotação representam problemas para extrapolar as taxas de escape termal para o passado, uma vez que a incerteza aumenta em muito a margem de erro para os cálculos e dificulta estimar valores precisos.

No que concerne à origem deste hidrogênio que escapa por meios termais, a maior parte destes átomos provêm da água marciana, depositada no solo na forma de gelo. A variação sazonal também altera a quantidade de vapor d'água atmosférico, influenciando nas taxas de dissociação e perda de H (Jakosky et. al, 2018). Como constatado na revisão teórica do capítulo 1 (observar a figura 3 na pág. 16) a temperatura marciana média de -63° C e a pressão na superfície de 6 mbar permite que a água exista apenas no estado sólido, tornando-se vapor em ocasiões de aumento de temperatura. O gelo marciano, sob intensa radiação solar, dissocia-se, segundo a reação (Krasnopolsky, 2019):



liberando na atmosfera átomos de H. A dissociação do gelo ocorre a uma taxa de 10^9 moléculas/cm²/s, ou seja, 1 bilhão de moléculas para cada centímetro quadrado em exposição, por segundo. Destas moléculas, cerca de 90% recombina-se para formar água novamente, de forma que existe certa estabilidade na ocorrência de vapor d'água atmosférico no planeta. Os 10% restantes formam H₂. Neste caso, o H₂ pode passar por diversas reações químicas na alta atmosfera (até mesmo a própria dissociação), que irão gerar o H para ser perdido de modo termal na exosfera do planeta (McElroy, 1972). Mais adiante no trabalho voltaremos a abordar brevemente um destino possível para o H₂ envolvendo mecanismos não-termais de escape.

Os átomos de H gerados pela dissociação de H_2 em menores altitudes ou com menor energia cinética adquirida podem ultrapassar a exobase; contudo, impossibilitados de escaparem pela falta de energia necessária, criam um grande véu (ou *corona*, do italiano “coroa”) ao redor do planeta. A coroa marciana tem como principal composto o oxigênio neutro, O, apesar de ser também composto por H e C. Este véu possui proporções colossais, alcançando cerca de 10 vezes o raio do planeta: 33960 km (Jakosky et. al, 2018)

Logo após a formação do planeta, há cerca de 4,5 Ga, uma protoatmosfera (ver p. 13) predominantemente formada por H_2 se formou ao redor do corpo recém-acrecionado. No primeiro capítulo, realçamos a ineficiência do planeta em reter este envelope de hidrogênio por conta de sua baixa massa, que resulta em pequena atração gravitacional. Agora, sob a perspectiva dos escapes termal, a situação esclarece-se melhor: com a maior incidência de EUV, o escape hidrodinâmico seria devastador, em grande parte. A depender da altitude da atmosfera, a taxa de ejeção de hidrogênio pode ter alcançado entre 2×10^{22} e 10^{23} átomos de H por segundo (Erkaev et. al, 2013). A rápida perda deste envelope inicial ocasionou o fim da protoatmosfera, até que a solidificação do oceano de magma causasse o preenchimento deste espaço vazio.

Portanto, seguindo o mesmo princípio, o escape hidrodinâmico, teria ocorrido não apenas por conta do fluxo potencializado de EUV solar; havia, também, gigantescas quantidades de H e H_2 na atmosfera que facilitaram a ocorrência do fenômeno. Isto porque, durante a solidificação deste oceano, grandes quantidades de H_2O foram lançadas na atmosfera. A posterior dissociação destas moléculas gerou a tendência de escape eficiente e generalizada dos átomos de hidrogênio, causando alteração na temperatura média da alta atmosfera por todo planeta e, portanto, caracterizando um evento de escape termal hidrodinâmico (Lammer et. al, 2018).

Apesar dos meios de escape termal priorizarem espécies leves, pela natureza física do fenômeno, outros átomos podem adquirir velocidade para escapar através do aumento de suas energias cinéticas. Podemos citar, por exemplo, o carbono: seu escape termal hidrodinâmico nos períodos iniciais da história do planeta foi um fator decisivo para traçar toda a evolução atmosférica. A quantidade de dióxido de carbono inicialmente presente na atmosfera varia entre autores, podendo ser 8 – 13 bar (Ramirez e Craddock, 2018), 7 – 25 bar (Scherf e Lammer, 2020) e 20 – 40 bar (Tian et. al, 2008)

Estas estimativas levam em conta o material que formou o planeta, a solidificação do oceano de magma (quanto mais profundo o oceano, maior a quantidade de gás ejetado) e a

comparação entre Marte, a Terra e Vênus. Tian et. al (2008), por exemplo, utiliza-se essencialmente da comparação: ao analisar fatores como a gravidade, a massa, a distância do Sol e a área superficial é possível estimar a quantidade de CO₂ no inventário marciano com base na quantidade conhecida na Terra. Note que o inventário compõe a quantidade de gás contida na atmosfera e na crosta, compondo a totalidade da substância no planeta. No caso da Terra, a maior parte do CO₂ está contido em rochas na forma de carbonatos (ver página 31).

Tian et. al (2008) também estima que o escape termal de carbono há 4,1 bilhões de anos, época de alta atividade solar, seria de cerca de 10^{11} átomos/cm²/s, podendo ter tido seu pico há 4,5 Ga com 10^{12} átomos/cm²/s. Nestas frequências, uma atmosfera densa seria perdida em menos de 50 milhões de anos, rapidamente inviabilizando a existência de água líquida na superfície. Considerando atmosferas de menor densidade (≤ 10 bar) este tempo seria substancialmente menor.

Podemos concluir, portanto, que os mecanismos de escape termal ainda possuem atividade constante na atmosfera marciana. Apesar do escape hidrodinâmico não ser mais possível, já que requer enormes quantidades de EUV e uma atmosfera dominada por espécies leves, o escape Jeans subsiste a todo momento através do mesmo sistema, todavia individualizado.

4.3 ESCAPES NÃO TERMAIS

Enquanto escapes termais estão associados ao ganho de energia das partículas através de colisões, os escapes não-termais estão quase sempre atrelados à formação de íons. Dessa forma, o ganho de energia cinética que origina o escape pode provir de uma força de campo, de longa distância; como a força de um campo elétrico ou magnético gerado por uma fonte externa. Os escapes não-termais, dentro sua própria classe, podem ser divididos em dois subtipos que dirão respeito à carga da partícula que escapa: se é neutra ou íon (Dehant et. al, 2007). Escapes não-termais também não estão associados a mudanças de temperatura na exobase (Tian, 2015).

Os tipos de escape não-termal são variados, levando em consideração que a forma como a energia eletromagnética do Sol interage com a matéria pode assumir diversas maneiras. Como já foi abordado na revisão teórica, a luz transfere momento; ou seja, movimenta partículas. Mas a luz também é capaz de quebrar ligações químicas, separando substâncias e liberando energia. Este processo é conhecido como fotodissociação e é comum na alta atmosfera marciana, ocorrendo também nas camadas inferiores com menor frequência. Ao quebrar substâncias químicas, a energia liberada se converte em cinética e confere velocidade aos componentes separados da antiga

molécula, sendo possível que haja escape destes, caso o vetor da velocidade esteja na orientação correta (Jakosky et. al, 2018). Ao mesmo tempo, a luz também é capaz de ionizar compostos, ao arremessar um elétron excitado para fora de sua órbita. Ao receber energia, elétrons aumentam seus níveis energéticos e se afastam do núcleo; sendo a energia grande o suficiente, os elétrons afastam-se para além de sua atração elétrica pelos prótons e tendem ao infinito, vagando pelo espaço em altas velocidades. Este processo é denominado fotoionização e também ocorre nas mais diversas camadas da atmosfera, sendo mais frequente na alta atmosfera onde a incidência da radiação solar é maior (Monteiro, 2001).

Ao serem ionizadas, as partículas ficam sujeitas a forças antes irrelevantes para o viés macroscópico de observação. Por isso, é preciso ter em mente que a erosão é longa e silenciosa, tomando forma e apresentando suas consequências após inimagináveis tempos de atividade constante. Lembremos do vento solar: partículas carregadas eletricamente, prótons e elétrons, ejetados em altíssima velocidade do Sol. Estas partículas atravessam o espaço livremente, interagindo eventualmente com os corpos que estiverem em seu caminho. Pelo caso de Marte não possuir um campo magnético intrínseco, detalhe a qual não iremos nos apegar aqui, o campo elétrico e magnético destas partículas exerce direta influência no equilíbrio dos íons localizados na alta atmosfera. Quando de passagem, o vento solar atrai os átomos ionizados, exercendo sobre eles seu campo intenso, que se traduz em uma força. Neste caso, como os íons gerados pela fotoionização são todos cátions (carregados positivamente), já que o próprio trabalho da luz se encarrega de arrancar destes um elétron, é o campo elétrico e magnético gerado pelas cargas negativas que exerce força de atração e acelera estes átomos para fora de órbita. Ao processo de perda de matéria pela força atrativa do vento solar, chamamos de *ion pick-up* – do inglês “coleta de íon”, traduzido livremente (Gillman et. al, 2009; Lammer et. al, 2018).

A depender de onde estes íons se encontram e como foram formados, seu destino pode ser diferente de apenas ser capturado e escapar. A trajetória deste sob ação de um campo magnético externo gerado pelo vento solar costuma assumir forma helicoidal, seguindo o vento solar e se afastando do planeta. Ocasionalmente, por conta das variadas possibilidades espaciais de formação do íon (baixa altitude, alta altitude; diferentes camadas atmosféricas; latitude e longitude; orientação de campo do vento solar; distância até a exobase) o caminho percorrido pela partícula pode acabar resultando em uma atração momentânea, seguida de uma reintrodução vigorosa na atmosfera pela exobase. Isto é: inicialmente, a partícula ionizada está em repouso na atmosfera. Ao

que passa o vento solar, velejando pelo enorme espaço interplanetário, o íon é atraído e ganha velocidade no intuito de se alinhar a este. Pelas razões exemplificadas acima, ou por quaisquer outras, o íon não consegue completamente escapar da atmosfera e acaba atravessando uma grande porção do planeta, acumulando gigantesca velocidade (até o dobro daquela do vento solar – cerca de 500 km/s) e impactando a atmosfera, atingindo partículas neutras próximas da exobase e fazendo com que elas escapem através da intensa colisão ocorrida. A esse processo é dado o nome *sputtering*, do inglês “estalar” ou “crepitar”. Na verdade, o nome *sputtering* remete a uma técnica utilizada comumente na produção de filmes finos, conhecida como pulverização catódica. O princípio é o mesmo: íons que ganham velocidade através de uma força de campo impactam e degradam um material. O processo de *sputtering* ejeta as principais espécies químicas presentes na exobase, sendo elas C, O, CO, CO₂, N e N₂ (Gillman et. al, 2009; Chessàfiere, Leblanc, 2004). As taxas de perda atual, tanto por *sputtering* quanto por coleta de íon mais a extrapolação para o período Noachiano estão contidas na tabela 6:

Tabela 6: Taxas de perda atuais e extrapolação para o passado

	H (Jeans)	O (coleta de íon)	O (sputtering)
Taxa de perda atual (átomos/s)	$1,6 - 11 \times 10^{26}$	5×10^{24}	3×10^{24}
4,2 Ga atrás, em GEL de H ₂ O (m)	3,6 – 25,2	0,2	0,14
4,2 Ga atrás, em pressão de CO ₂ (mbar)		6	4

Fonte: Jakosky et. al (2018)

Perceba que a tabela expressa a quantidade de água em GEL – *global equivalent layer* (camada equivalente global). Ou seja, uma GEL de 5 metros representaria água o suficiente para cobrir a superfície do planeta inteira com uma camada d’água de 5 metros de altura (isto já havia sido explicado na nota de rodapé 14 na p. 32, mas revisar é importante). Esta medida, assim como a pressão de CO₂ perdida em mbar ajuda na compreensão da real escala quantitativa das coisas, uma

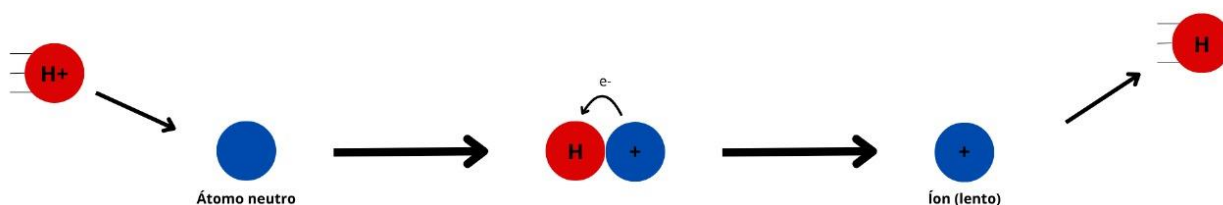
vez que apenas uma notação científica não insere o leitor na imensa quantidade de matéria que está envolvida nos mais diversos processos.

Apesar de poder ser considerado uma consequência secundária da interação entre os íons da atmosfera e o vento solar, o *sputtering* é na verdade o mecanismo principal de degradação não-termal da atmosfera, tendo sido um crucial fator na evolução atmosférica; ainda mais importante que a coleta de íons, contrário ao que poderia parecer. De fato, cerca de 70% dos íons coletados pelo vento solar retornam para a atmosfera acelerados (Jakosky et. al, 2018; Chessàfiere, Leblanc, Langlais, 2007; Scherf, Lammer, 2020).

A reentrada de íons na atmosfera, acelerados pela ação de campos eletromagnéticos, causa a perda de diversas espécies químicas que se encontram no caminho. O leitor poderia esperar, por inferência ou senso comum, que a pulverização catódica (manteremos *sputtering*, pela praticidade do termo) seria maior entre as espécies ionizadas que populam a atmosfera superior, uma vez que estas ocupam a exobase com maior frequência – ora, sob maior ação solar, a taxa de fotoionização será maior nas camadas superiores. Fraseando de maneira mais simples, isto é: a perda de íons, pela reentrada de outros íons na atmosfera, seria maior do que a perda de átomos neutros. Entretanto, através de uma curiosa interação físico-química entre partículas, a perda de compostos neutros (essencialmente carbono e oxigênio, mas também hidrogênio) se faz presente em grande quantidade na atmosfera. O vento solar, viajando pelo espaço, traz consigo elétrons e prótons livres. Estes prótons, que podem ser vistos como hidrogênios desprovidos de suas cargas negativas (H^+) podem entrar em contato com átomos neutros presentes na atmosfera. Estes átomos “marcianos” neutros, uma vez que estão em velocidade normal, não tendem a escapar senão por ação de uma força externa. Portanto, eis o fenômeno: uma vez que estes H^+ entram na atmosfera, extremamente velozes, acabam colidindo com os átomos “marcianos”, e lhes roubando um elétron. Tendo perdido um elétron, os átomos antes neutros acabam ionizados, e o H^+ acaba balanceado em carga, resultando em simplesmente H. Este H possui ainda alta velocidade, estando apto a escapar de modo termal pelo processo descrito no segmento anterior do trabalho. O novo íon formado, porém, não possui a mesma velocidade e acaba sendo considerado “lento”, contudo, carregado eletricamente. Este íon geralmente não escapa de modo termal, por sua baixa velocidade, mas fica sujeito a ser coletado pelo vento solar (por pick-up de íon) ou ser agente de um processo de *sputtering*. Este processo é chamado de “troca de cargas”, de maneira significativamente intuitiva.

Observe a figura abaixo (fig. 11) para melhor entendimento (Luhmann, Bauer, 1992; Lammer et. al, 2012).

Figura 10: Fenômeno da “troca de cargas”



Fonte: autoria própria

Ao mesmo tempo, nem sempre a troca de cargas ocorre entre um H^+ e um átomo neutro, mais pesado. Íons acelerados na alta atmosfera, especialmente O^+ , podem passar por uma troca de cargas com outros compostos, incluindo o próprio H ou outros átomos de O. Observe o fenômeno nas seguintes reações (Lammer et. al, 2012):



Deste modo, é possível perceber que, na realidade, os processos são interrelacionados e ocorrem das mais diversas maneiras, envolvendo diferentes substâncias. Entretanto, seguem os princípios gerais apresentados aqui.

De maneira geral, existem três formas de ionização de compostos atmosféricos no planeta: fotoionização, troca de cargas e impacto com elétrons do vento solar. Este último, apesar de não abordado previamente, segue o mesmo princípio da troca de cargas com H^+ , com a maior diferença sendo a formação de ânions²⁰ em vez de cátions (Chessàfiere, Leblanc, 2004; Gillman et.al, 2009; Luhmann, Bauer, 1992). As três ocasiões dependem diretamente da atividade solar, uma vez que o primeiro é resultado direto da interação luz-matéria, enquanto os outros dois são interações de cargas trazidas pelo vento solar. Por isso, uma consequência do aumento do fluxo de EUV é a elevação da temperatura da exosfera, significando que partículas mais energéticas circulam na região. Simular, então, o aumento do fluxo EUV, significa observar, sob as lentes do presente, os acontecimentos de um passado distante, inalcançável pelas ferramentas que temos hoje. Mesmo não tendo plena ciência de como nossa estrela se comporta, utilizar diferentes fluxos EUV como parâmetro para “previsões passadas” acaba revelando-se como uma ferramenta prática para estimar diversos valores.

O próximo mecanismo de escape abordado é o maior responsável pela perda de O na atmosfera e o principal mecanismo formador da coroa marciana, que se estende por mais de 30.000 km acima da atmosfera (Chessàfiere, Leblanc, 2004). Com efeito, caracteriza um fenômeno desencadeador de outros abordados aqui, já de natureza mais simples. Estes foram abordados primeiro justamente por sua maior simplicidade de entendimento, tendo sido optado por deixar os processos mais complexos para o fim do trabalho.

O íon mais comum na ionosfera marciana é o O_2^+ . Sua origem se dá, em maior parte, por conta da reação química entre O e CO_2^+ , ionizado pela luz ou por troca de cargas com um próton do vento solar. Observe a reação (Fox et. al, 2021):



Este processo não é o único capaz de originar O_2^+ na atmosfera, mas é o mais comum (Lammer et. al, 2012). Diversas reações químicas complexas, envolvendo vários outros tipos de íons e átomos neutros, também ocorrem. Porém, nem sempre elas ocorrem próximo da exobase. Neste caso, sua descrição torna-se mais complexa, uma vez que as interações em menores altitudes tornam-se cada

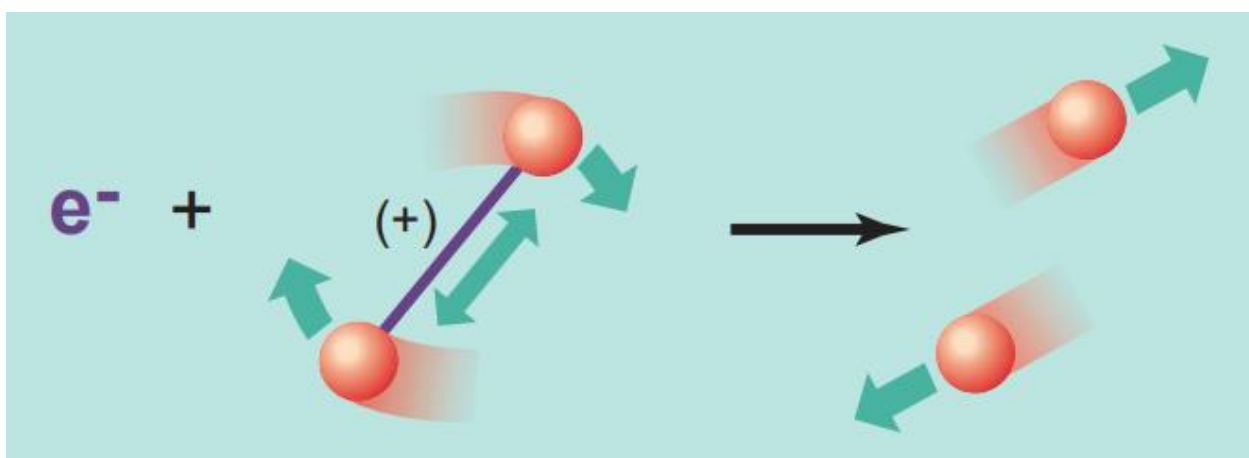
²⁰ Íons carregados negativamente.

vez mais multifatoriais e difíceis de mensurar. Deste modo, um mecanismo químico importantíssimo na astroquímica e nos estudos atmosféricos entra em ação: a recombinação dissociativa (RD). Neste fenômeno, um elétron vagante atinge um cátion molecular, quebrando a molécula e gerando dois compostos neutros independentes. Estes compostos, em grande parte das vezes, ganham energia cinética desta reação e aceleram com velocidades superiores à de escape. No caso descrito na equação 24, o seguinte ocorreria (Groller et. al, 2014):



Observe a figura abaixo para melhor compreensão:

Figura 11: Recombinação dissociativa (RD)



Fonte: Guberman (2001)

Nem toda a energia recebida pelos átomos é convertida em cinética. Parte dela pode ser armazenada em energia interna, na forma de excitação dos elétrons de valência (isto é, da última camada da eletrosfera) (Shematovich, Marov, 2018). Sabendo a velocidade de escape necessária para ejetar uma partícula para o espaço e a massa dos compostos, podemos realizar uma conversão matemática simples e deduzir que para cada unidade de massa atômica, é necessário aproximadamente 0,130 elétron-volt (eV) de energia para escapar do planeta, tomando $1 \text{ Joule} = 6,242 \times 10^{18} \text{ eV}$ e considerando a altitude do “nível do mar”. Ao levarmos em conta a altitude da exobase, esta energia é reduzida a cerca de 0,122 eV. Portanto, percebe-se que o elétron-volt é uma unidade de energia muito pequena; acaba fazendo-se útil para estudar processos que envolvem

minúsculas partículas, que quase não possuem energia significativa. Com isso, observe a tabela de reações de RD envolvendo O_2^+ :

Tabela 7: Possíveis desfechos para a RD de O_2^+ e suas respectivas energias

Reação	Produtos	Excesso de energia (eV)	Taxa de ocorrência (%)
$O_2^+ + e^-$	$O(^3P) + O(^3P)$	6,99	20,4
	$O(^3P) + O(^1D)$	5,02	44,0
	$O(^1D) + O(^1D)$	3,05	31,5
	$O(^1D) + O(^1S)$	0,83	4,1

Fonte: Groller et. al (2014) (adaptado)

Nesta tabela, o número sobrescrito e a letra ao lado do símbolo atômico nada mais são do que representações do estado de excitação dos elétrons de valência daquele átomo, sendo $O(^3P)$ o estado básico não excitado (elétron em sua camada menos energética) enquanto $O(^1D)$ e $O(^1S)$ são estados excitados com 1,97 e 4,19 eV de energia a mais armazenados em seus elétrons, respectivamente (Groller et. al, 2014). Considerando a energia necessária por unidade de massa atômica para escapar, um átomo de oxigênio precisaria de 2,09 eV na altitude do solo e 1,95 eV na exobase, podendo-se encontrar esta energia nas recombinações que resultam em átomos menos excitados internamente. Estas recombinações que aceleram os átomos além da energia de escape representam 74% de todos os casos, globalmente (Jakosky et. al, 2018). Ora, é perfeitamente lógico; ou o átomo guarda a energia para si, ou a utiliza para aumentar sua velocidade.

Certamente, o exemplo do O_2^+ não foi escolhido atoa. Este é o processo que gera a maior quantidade de O quente na atmosfera atualmente, causando a maior ejeção de O e originando a corona acima da exobase mencionada anteriormente no trabalho. A RD de CO_2^+ também é responsável por grande parte destes átomos quentes (Amerstorfer et. al, 2017; Dong et. al, 2018). Chaufray et. al (2007) afirma que a recombinação dissociativa de O_2^+ foi um dos primeiros mecanismos identificados como importantes na evolução atmosférica, já na década de 1970, e que a reação pode gerar átomos energéticos o suficiente para a ejeção. Não só a perda de oxigênio representa um grande fator de dinâmica na atmosfera atual, como também a perda de carbono. A molécula mais abundante no ar marciano, o CO_2 , possui estabilidade fotoquímica por conta de sua

prontidão em se refazer logo após sua fotodissociação. Em suma, radicais livres baseados em H (como OH, H₂O₂, entre outros) agem como catalizadores para reações envolvendo o monóxido de carbono (CO), produto primário da fotodissociação do CO₂, reagindo-o novamente com um oxigênio atômico livre e revertendo a molécula de volta em dióxido de carbono. Esta cadeia de reações explica bem porquê, em uma atmosfera constantemente erodida, o dióxido de carbono consegue compor cerca de 95% de todo o ar (Krasnopolsky, Lefèvre, 2013). Entretanto, A RD de CO₂⁺ também é responsável por grande parte dos átomos de O e C quentes (Amerstorfer et. al, 2017; Dong et. al, 2018).

A estabilidade fotoquímica para a dissociação pela luz solar do CO₂ não impede que haja evasão de carbono em grande quantidade para o espaço profundo. Na verdade, o carbono é um dos elementos mais interessantes de se observar, uma vez que sua presença ou ausência definem diversos outros parâmetros climáticos para a existência de água líquida ou não na superfície. Podemos, por exemplo, citar sua ação enquanto agente causador de efeito estufa, seja de maneira independente (cada molécula de CO₂ absorvendo luz por si só) ou conjuntamente com o H₂ através da CIA apresentada anteriormente no capítulo 1, enquanto discutíamos implicações climáticas para a condição atmosférica do planeta. Por isso, o cálculo e a simulação da evolução do carbono na atmosfera marciana são de extremo valor. Podemos observar as taxas de perda de carbono e de oxigênio, por diferentes meios, através das tabelas:

Tabela 8: Taxa de perda de C por diferentes processos (átomos/s)

Reação	1 EUV	3 EUV	10 EUV	20 EUV
$\text{CO} + h\nu \rightarrow \text{O} + \text{C}^{\text{a}}$	$9,3 \times 10^{24}$	$5,1 \times 10^{25}$	$1,3 \times 10^{26}$	$6,3 \times 10^{26}$
$\text{CO}^+ + e^- \rightarrow \text{O} + \text{C}^{\text{b}}$	10^{23}	5×10^{24}	$9,6 \times 10^{25}$	$2,3 \times 10^{26}$
$\text{CO}_2^+ + e^- \rightarrow \text{O}_2 + \text{C}^{\text{b}}$	$1,3 \times 10^{23}$	$1,2 \times 10^{23}$	$8,1 \times 10^{22}$	$9,3 \times 10^{20}$
Total	$9,5 \times 10^{24}$	$5,6 \times 10^{25}$	$2,3 \times 10^{26}$	$8,6 \times 10^{26}$

Fonte: Amerstorfer et. al (2017)

Tabela 9: Taxa de perda de O por diversos processos (átomos/s)

Reação	1 EUV	3 EUV	10 EUV	20 EUV
$\text{CO} + h\nu \rightarrow \text{C} + \text{O}^{\text{a}}$	$9,6 \times 10^{21}$	$1,1 \times 10^{23}$	$1,4 \times 10^{24}$	$3,9 \times 10^{26}$
$\text{O}_2^+ + \text{e}^- \rightarrow \text{O} + \text{O}^{\text{b}}$	$4,8 \times 10^{25}$	$1,9 \times 10^{26}$	$3,4 \times 10^{26}$	$1,1 \times 10^{26}$
$\text{CO}^+ + \text{e}^- \rightarrow \text{O} + \text{C}^{\text{b}}$	$6,6 \times 10^{20}$	3×10^{23}	$1,4 \times 10^{25}$	$1,1 \times 10^{26}$
$\text{CO}_2^+ + \text{e}^- \rightarrow \text{CO} + \text{O}^{\text{b}}$	$1,1 \times 10^{25}$	$1,2 \times 10^{25}$	$9,8 \times 10^{24}$	$5,4 \times 10^{23}$
$\text{O}_2^+ + \text{C} \rightarrow \text{CO}^+ + \text{O}^{\text{c}}$	$4,7 \times 10^{22}$	$2,7 \times 10^{24}$	$1,7 \times 10^{25}$	$2,3 \times 10^{24}$
Total	$5,9 \times 10^{25}$	$2,1 \times 10^{26}$	$3,8 \times 10^{26}$	$6,1 \times 10^{26}$

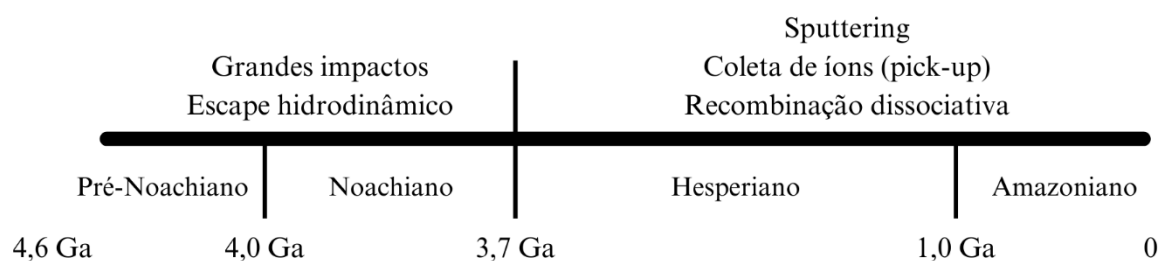
Fonte: Amerstorfer et. al (2017)

Note que as reações marcadas com o sobrescrito “a” são de fotodissociação, enquanto as marcadas com “b” são recombinações dissociativas e a única reação marcada com “c” é de outra espécie. Os autores do estudo afirmam que a extrapolação da perda de CO por fotodissociação subestima os valores reais, uma vez que o método utilizado considerou apenas os átomos quentes formados acima da exobase; o que é interessante de se considerar, já que a taxa de fotodissociação aumenta com a altitude. Neste caso, porém, átomos formados abaixo da exobase foram completamente desprezados e por isso o resultado obtido menospreza a realidade provável (Amerstorfer et. al, 2017).

Em sua perspectiva histórica, estes processos apresentados (sputtering, pick-up, recombinação dissociativa) teriam tido maior relevância após os primeiros 500 Ma de existência do planeta, após a diminuição do fluxo de EUV solar. Isto porque, naquele período, a atividade solar favoreceria os escapes termiais, causando ondas de escape hidrodinâmico que ejetaram grande parte da atmosfera. Também (e principalmente) porque nos primeiros 500 Ma, Marte possuía um campo magnético intrínseco ativo, que protegeria a atmosfera da atividade do vento solar e diminuiria em muito a ocorrência de sputtering e processos relacionados ao vento solar até cerca de 3,7 Ga atrás. Inicialmente, dominariam o escape hidrodinâmico (termal), durante todo o pré-Noachiano, e o escape por grandes impactos, durante o fim do período (4,0 a 3,7 Ga atrás). Este último, ao qual não abordamos em profundidade por não estarem no escopo do trabalho, representam outra grande ferramenta de esvaziamento atmosférico, uma vez que esteve muito ativo durante o período conhecido como *Heavy bombardment* (bombardeio pesado, em tradução livre). Este período (3,8 a 4,1 Ga atrás), situado durante o Noachiano, apresentava grande dinâmica de

corpos dentro do Sistema Solar recém-formado, favorecendo uma grande frequência de impactos de corpos grandes, como meteoros. Nesta época, formaram-se as grandes crateras presentes em Marte (Lammer et. al, 2018; Catling et. al, 2014). Observe a linha do tempo na figura abaixo:

Figura 12: Cronologia das formas de escape dominantes em Marte



Fonte: Adaptado de Chessafière, Leblanc (2004)

Por fim, a perda de hidrogênio, o outro elemento constituinte da água, também pode ser desencadeada pelo fenômeno da recombinação dissociativa. Como explicitado na sessão sobre escapes termiais, o hidrogênio atômico é de fácil ejeção por sua massa baixíssima, tendo fluxo constante para o espaço profundo através do escape Jeans. Portanto, como introduzido na página 42, a dissociação do gelo superficial por vezes resulta na formação de H_2 (possível produto da eq. 7). Dentre as possibilidades de diferentes destinos para o H_2 , podemos citar sua interação com um dos compostos mais comuns na fotoquímica marciana, o CO_2^+ . Este íon é um dos produtos mais comuns em reações fotoquímicas que ocorrem na alta atmosfera, interagindo com diversas moléculas atmosféricas. O H_2 formado na dissociação do gelo, ao subir, alcança a ionosfera e interage com o CO_2^+ na seguinte reação (Krasnopolsky, 2019):



O hidrogênio atômico formado, caso não encontre colisões em seu caminho, escapa facilmente com a energia decorrida da reação. Já a espécie HCO_2^+ sofre recombinação dissociativa:



Podendo este outro hidrogênio também escapar. Esta é uma boa demonstração prática de que, com tantos mecanismos acontecendo ao mesmo tempo, muitos deles estão interligados. O hidrogênio termal que escapa pode ser advindo de uma fotodissociação ou RD, enquanto um átomo neutro como o oxigênio pode ser produto de uma RD, ser ionizado pela luz ou sofrer troca de carga com um próton ou elétron; uma vez sendo um íon, pode ser coletado pelo campo elétrico do vento solar ou reimpactar a atmosfera, causando erosão por sputtering e possivelmente trocando cargas com outra substância (ver eqs. 22 e 23), reiniciando o ciclo de perdas. É neste cenário que, ao longo de 4,5 Ga, uma atmosfera um dia densa e quente tornou-se fina, fria e vazia.

5. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Através da análise da cronologia (Figura 13) apresentada, é preciso pontuar duas coisas: De fato, a predominância de escape hidrodinâmico juntamente com Jeans sobre os tipos não-termiais perdurou por cerca de 500 Ma. Contudo, muitos autores não consideram a existência de um período “pré-Noachiano”, utilizando apenas “Noachiano” e dividindo-o em Noachiano antigo, médio e tardio (Shematovich, Marov, 2018; Erkaev et. al, 2013; Boesswetter, 2010; Chessafière, Leblanc, 2004, Tian et. al, 2008; Groller et. al, 2014). O subperíodo que corresponderia ao que aqui consideramos “pré-Noachiano” é o Noachiano primitivo, ou Noachiano antigo. Por isso, durante o trabalho, nos referimos a coisas que aconteceram, na verdade, no pré-Noachiano (como a acreção do planeta, por exemplo), apesar de o título e o objetivo da monografia indicarem o estudo do Noachiano, traçando paralelos com o presente. Portanto, na literatura, o uso de um ou outro termo não representa de fato diferença significativa; são nomenclaturas diferentes para o mesmo período.

Tendo isto em mente, a intenção desta sessão é concluir a monografia apresentando o ponto de vista do autor. Explorar um sistema tão intrincado e complexo como um planeta representa um desafio generalizado. A literatura é ambígua, incerta, e apresenta margens de erro que por vezes

comprometem a confiabilidade dos dados. Dois autores, quando confrontados com o mesmo problema, tratam de resolvê-lo a partir de hipóteses diferentes de origem, evolução, aumento e degradação da atmosfera e seus compostos. Ainda assim, a maior parte dos artigos aqui apresentados concorrem para uma realidade provável e tangível: uma atmosfera densa no passado do planeta não poderia ter se sustentado por muito tempo, por diversos fatores.

No capítulo 1, abordamos o aspecto climático e dinâmico do problema, de modo a estabelecer uma relação entre a composição química da atmosfera com efeitos palpáveis na superfície. Não faria sentido pensar nos processos de perda atmosférica sem antes entender qual é a influência da mesma nos processos que ocorrem na superfície, dentre os quais nos interessa particularmente o ciclo da água. Por isso, levantamos bibliografia com hipóteses que tentam explicar os primeiros passos da história evolutiva do planeta vermelho, há 4,5 Ga. Dessa forma, o contexto estaria preparado e o Noachiano tardio poderia ser debatido, quando se formaram as grandes estruturas d'água e a vida como conhecemos pode ter emergido.

Entretanto, as evidências geomorfológicas e os indícios químicos do passado contradizem um ao outro, de modo a darem origem ao problema deste trabalho. Fez-se necessário, então, especular sobre como seria possível construir um ambiente propício para a existência de água líquida, ao mesmo tempo respeitando as restrições conhecidas (sistema de baixa pressão, baixas temperaturas etc). Particularmente, a hipótese das terras geladas parece explicar melhor a origem dos corpos d'água do passado longínquo, especialmente após estabelecido que o volume necessário para a formação destas ruínas ancestrais não é grande como poderia parecer. Tal explicação peca em depender, por vezes, de situações muito específicas de parâmetro orbital e evolução solar para concretizar-se; números difíceis de extrapolar para o passado com precisão. Por outro lado, a hipótese da atmosfera densa e quente soa improvável, à primeira vista, dado o consenso na literatura da impossibilidade de manter uma atmosfera de CO₂ que fosse capaz de suportar água líquida por muito tempo. Mas, através da CIA e de uma possível intensa atividade vulcânica, as temperaturas requeridas são alcançadas juntamente com o aumento de pressão também necessário para a formação de corpos d'água. Infelizmente, esta hipótese também apresenta falhas, principalmente se pensarmos na dependência da CIA para explicar as altas temperaturas: o fenômeno não é amplamente documentado, então não temos plena ciência de suas manifestações naturais. Além disso, para que a temperatura alcance 273 K, a quantidade de H₂ necessária seria maior do que o disponível para ser ejetado pela crosta. Ainda que o fosse, a fotodissociação de H₂ ou mesmo seu

escape Jeans retiraria rapidamente a molécula da atmosfera, tornando-a ineficaz em aquecer o planeta. Quanto aos rastros deixados por um sistema ou outro, ironicamente, ambos deixam a desejar: os depósitos de gelo ou sinais de erosão glacial não estão presentes onde nem um modelo nem outro dizem que deveriam estar.

No capítulo 2, abordamos os métodos de escape propriamente ditos; como acontecem, suas taxas atuais e passadas, além da predominância temporal-geológica de cada uma delas. Unificando nossos conhecimentos recém-adquiridos, poderíamos chegar à conclusão de que, provavelmente, um misto de hipóteses convergiram em diferentes momentos para criar as condições de viabilidade de água líquida no planeta. Ou seja, mesmo com altos padrões quantitativos de escape, apenas mecanismos não-termais poderiam levar uma parcela de tempo significativa para esvaziar completamente a atmosfera ao ponto de alcançar a pressão atual de 6 mbar. É necessário pensar que, ao mesmo tempo em que a atmosfera era erodida durante o Noachiano, intenso vulcanismo lotava o ar de dióxido de carbono e outras espécies. Assim como prediz a hipótese das terras geladas, essa atividade vulcânica poderia ser capaz de aquecer a superfície por provavelmente milhões de anos, dado a intensidade e a frequência das erupções. A realidade sempre é mais complexa e interligada do que as caixinhas de conhecimento criadas pela ciência.

De fato, o capítulo 2 poderia ser lido antes do primeiro, sem nenhum déficit no entendimento amplo da pesquisa. Quem sabe, talvez, esta ordem seja a mais indicada. Porém, o panorama geral não muda: o conhecimento dos mecanismos de escape enriquece o debate sobre os corpos d'água marcianos, trazendo também conceitos da química e da física comuns na astrofísica e nos estudos planetários e astronômicos. O interesse pelas ciências exatas, que leva quase que inevitavelmente ao conhecimento (dadas as condições necessárias) é elemento chave para a pesquisa nestes campos, tanto da física quanto da química. Infelizmente, o cenário da educação brasileira corre na contramão do ensino das ciências da natureza, afastando cada vez mais os alunos da realidade material da ciência e formando cidadãos alienados, incapazes de olhar para os fenômenos com fascínio e sede de aprendizado. A culpa disso passa longe de ser deles; uma série de políticas públicas institucionaliza e sistematiza a alienação.

Por isso, reservo este último espaço para escrever não só como autor, mas como estudante secundarista. O estudo das ciências naturais corresponde ao entendimento objetivo da matéria. O mundo funciona porque as coisas se movem e interagem entre si. Dominar este entendimento é, muitas vezes, ditar a realidade. O atraso brasileiro no campo das pesquisas espaciais não representa

apenas um atraso tecnológico, mas também uma dominação epistêmica. Basta verificar a bibliografia deste trabalho. Dos poucos pesquisadores que escrevem em português, ainda teríamos que descontar os que são de Portugal, nossa contraparte europeia. Expandir os conhecimentos em campos de alta tecnologia instigam o avanço e o investimento na ciência. Pode parecer bobo, ou mesmo inútil, pesquisar sobre o espaço em um país assolado por tamanha miséria. Mas entender a dinâmica de poder na ciência é entender quem pode falar sobre o quê. E lutar contra o status quo do conhecimento é tirar do Brasil suas muletas estadunidenses, europeias, chinesas, japonesas. Resta, agora, ensinar aos estudantes brasileiros, desde a infância, a ver o céu com outros olhos; ou o mar, ou a terra, ou os animais. Só assim seremos verdadeiramente livres.

REFERÊNCIAS

AMERSTORFER U; GRÖLLER, H; LICHTENEGGER, H; et al. Escape and evolution of Mars's CO₂ atmosphere: Influence of suprathreshold atoms. *J. Geophys. Res. Planets*, v. 122, n. 6, p. 1321–1337, 2017. Disponível em: <<https://doi.org/10.1002/2016JE005175>>. Acesso em: 23 abr. 2024.

ARCHER, Richard. “The spatial distributions of degraded craters and valley networks on Mars as a function of elevation: Their implications for Noachian climate”. *Icarus*, v. 406, p. 115734, 2023. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0019103523003111>>.

BARLOW, N. MARS: AN INTRODUCTION TO ITS INTERIOR, SURFACE AND ATMOSPHERE. USA: Cambridge University Press, 2008. ISBN 0511393032.

BRAIN, David A ; JAKOSKY, Bruce M. Atmospheric loss since the onset of the Martian geologic record: Combined role of impact erosion and sputtering. *J. Geophys. Res.*, v. 103, n. E10, p. 22689–22694, 1998. Disponível em: <<https://doi.org/10.1029/98JE02074>>. Acesso em: 23 abr. 2024.

BRASSER, R. The Formation of Mars: Building Blocks and Accretion Time Scale. *Space Science Reviews*, v. 174, n. 1-4, p. 11–25, 12 jun. 2012.

CARR, Michael H. Retention of an atmosphere on early Mars. *J. Geophys. Res.*, v. 104, n. E9, p. 21897–21909, 1999. Disponível em: <<https://doi.org/10.1029/1999JE001048>>. Acesso em: 23 abr. 2024.

CARR, Michael H ; HEAD, James W. Geologic History of Mars. *Mars Express after 6 Years in Orbit: Mars Geology from Three Dimensional Mapping by the High Resolution Stereo Camera (HRSC) Experiment*, v. 294, n. 3, p. 185–203, 2010. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012821X09003847>>.

CATLING, David C; SPOHN, Tilman; BREUER, Doris; et al. Mars Atmosphere: History and Surface Interactions. In: *Encyclopedia of the Solar System (Third Edition)*. Boston: Elsevier, 2014, p. 343–357. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/B9780124158450000165>>.

CHASSEFIÈRE, Eric ; LEBLANC, François. Mars atmospheric escape and evolution; interaction with the solar wind. *Planet Mars*. Sponsors: Centre National d'Etudes Spatiales (CNES); Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS); Observatoire de Paris, v. 52, n. 11, p. 1039–1058, 2004. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0032063304000893>>.

CHASSEFIÈRE, Eric; LEBLANC, François ; LANGLAIS, Benoit. The combined effects of escape and magnetic field histories at Mars. *Planet Mars II*, v. 55, n. 3, p. 343–357, 2007. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0032063306001802>>.

CHAUFRAY, J. Y.; MODOLO, R; LEBLANC, F; et al. Mars solar wind interaction: Formation of the Martian corona and atmospheric loss to space. *J. Geophys. Res.*, v. 112, n. E9, 2007. Disponível em: <<https://doi.org/10.1029/2007JE002915>>. Acesso em: 26 nov. 2024.

DAUPHAS, N ; POURMAND, A. Hf–W–Th evidence for rapid growth of Mars and its status as a planetary embryo. *Nature*, v. 473, n. 7348, p. 489–492, 2011. Disponível em: <<https://doi.org/10.1038/nature10077>>.

DE MORAES BRANCO, Pércio. O Intemperismo e a Erosão. Serviço Geológico do Brasil. Disponível em: <<https://www.sgb.gov.br/publique/SGB-Divulga/Canal-Escola/O-Intemperismo-e-a-Erosao-1313.html>>. Acesso em: 25 maio 2024.

DEHANT, V; LAMMER, H; N, Kulikov Y; et al. Planetary Magnetic Dynamo Effect on Atmospheric Protection of Early Earth and Mars. *Space Science Reviews*, v. 129, n. 1, p. 279–300, 2007. Disponível em: <<https://doi.org/10.1007/s1121400791639>>.

DONG, Chuanfei; LEE, Yuni; MA, Yingjuan; et al. Modeling Martian Atmospheric Losses over Time: Implications for Exoplanetary Climate Evolution and Habitability. *The Astrophysical Journal Letters*, v. 859, n. 1, p. L14, 2018. Disponível em: <<https://dx.doi.org/10.3847/20418213/aac489>>.

EHRESMANN, B; BURMEISTER, S; F, Wimmer Schweingruber R; et al. Influence of higher atmospheric pressure on the Martian radiation environment: Implications for possible habitability in the Noachian epoch. *J. Geophys. Res.*, v. 116, n. A10, 2011. Disponível em: <<https://doi.org/10.1029/2011JA016616>>. Acesso em: 23 abr. 2024.

ERKAEV, N.V; LAMMER, H; ELKINSTANTON, L.T; et al. Escape of the Martian Protoatmosphere and Initial Water Inventory. *Planetary Evolution and Life*, v. 98, p. 106–119, 2014. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0032063313002353>>.

FROMMHOLD, Lothar. Frontmatter. In: *Collision Induced Absorption in Gases*. Cambridge: Cambridge University Press, 1994, p. ivi. Disponível em: <<https://www.cambridge.org/core/product/3CEB5F56CF7C865720100C14325C702A>>.

GILLMANN, Cédric; LOGNONNÉ, Philippe; CHASSEFIÈRE, Eric; et al. The present day atmosphere of Mars: Where does it come from? *Earth and Planetary Science Letters*, v. 277, n. 3, p. 384–393, 2009. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012821X08007097>>.

GRÖLLER, H; LICHTENEGGER, H; LAMMER, H; et al. Hot oxygen and carbon escape from the martian atmosphere. *Planetary evolution and life*, v. 98, p. 93–105, 2014. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0032063314000117>>.

GUBERMAN, Steven L. Breaking Up Is Hard to Do Without an Electron. *Science*, v. 294, n. 5546, p. 1474–1475, 2001. Disponível em: <<https://doi.org/10.1126/science.1065710>>. Acesso em: 25 nov. 2024.

HABERLE, Robert M. Martian Paleoclimate. *Oxford Research Encyclopedias, Planetary Science*, 2022. Disponível em: <<https://oxfordre.com/planetaryscience/view/10.1093/acrefore/9780190647926.001.0001/acrefore9780190647926e122>>.

HAIDER, A. S. Upper Atmosphere of Mars. In: *Aeronomy of Mars*. Singapore: Springer Nature Singapore, 2023, p. 49–55. Disponível em: <https://doi.org/10.1007/9789819931385_7>.

HARRIS, C. M. et al. Remote and in-Situ Characterization of Mars Analogs: Coupling Scales to Improve the Search for Microbial Signatures on Mars. *Frontiers in Astronomy and Space Sciences*, v. 9, p. 849078, 2022. ISSN 2296-987X.

HECHT, Eugene. *Optics*. 4. ed. São Francisco, Califórnia: Addison-Wesley, 2002.

JAKOSKY, Bruce M. Atmospheric Loss to Space and the History of Water on Mars. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 49, p. 71–93, 2021. Disponível em: <<https://www.annualreviews.org/content/journals/10.1146/annurev-earth-062420-052845>>.

KERR, A. S. et al. NOTAS SOBRE POLUIÇÃO DO AR-III. In: KERR, A. S. et al. Física da poluição do ar (disciplina). *Graduação em Física*. Universidade de São Paulo, São Paulo. v. 100, p. 2. 2006

KITE, Edwin S; WILLIAMS, JeanPierre; LUCAS, Antoine; et al. Low palaeopressure of the martian atmosphere estimated from the size distribution of ancient craters. *Nature Geoscience*, v. 7, n. 5, p. 335–339, 2014. Disponível em: <<https://doi.org/10.1038/ngeo2137>>.

KRASNOPOLSKY, Vladimir A. ; LEFÈVRE, Franck. Chemistry of the Atmospheres of Mars, Venus, and Titan. In: Comparative Climatology of Terrestrial Planets. Universidade do Arizona, Tucson: [s.n.], 2013, p. 231–275.

KRASNOPOLSKY, VLADIMIR A. Photochemistry of water in the martian thermosphere and its effect on hydrogen escape. *Icarus*, v. 321, p. 62–70, 2019. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0019103518303658>>.

LAMMER, Helmut; GÜDEL, Manuel; KULIKOV, Yuri; et al. Variability of solar/stellar activity and magnetic field and its influence on planetary atmosphere evolution. *Earth, Planets and Space*, v. 64, n. 2, p. 179–199, 2012. Disponível em: <<https://doi.org/10.5047/eps.2011.04.002>>.

LAMMER, Helmut; STUMPTNER, Willibald ; MOLINA CUBEROS, Gregorio J. Martian Atmospheric Evolution: Implications of an Ancient Intrinsic Magnetic Field. In: HORNECK, Gerda ; BAUMSTARKKHAN, Christa (Orgs.). *Astrobiology: the Quest for the Conditions of Life*. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 2002, p. 203–217. Disponível em: <https://doi.org/10.1007/9783642593819_14>.

LAMMER, Helmut; ZERKLE, Aubrey L; GEBAUER, Stefanie; et al. Origin and evolution of the atmospheres of early Venus, Earth and Mars. *The Astronomy and Astrophysics Review*, v. 26, n. 1, p. 2, 2018. Disponível em: <<https://doi.org/10.1007/s001590180108y>>.

LUHMANN, J.G. ; BAUER, S.J. Solar Wind Effects on Atmosphere Evolution At Venus and Mars. In: *Venus and Mars: Atmospheres, Ionospheres, and Solar Wind Interactions*. [s.l.: s.n.], 1992, p. 417–430.

MCELROY, Michael B. Mars: An Evolving Atmosphere. *Science*, v. 175, n. 4020, p. 443–445, 1972. Disponível em: <<http://www.jstor.org/stable/1733592>>. Acesso em: 23 abr. 2024.

MOMBELLI, P. H. Espectroscopia da atmosfera de Marte: em busca do metano na região da cratera de Gale. 2016. Monografia (Graduação em Geofísica) - Universidade Federal do Pampa, Caçapava do Sul, p. 65, 2016

MONTEIRO, G. M. V. Evolução da Atmosfera nos Planetas Interiores. 2001. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Faculdade de Ciências da Universidade do Porto. Porto, p. 152, 2001.

MONTEIRO, Marcos. Ciências da Natureza: Física. São Paulo: Cultura Acadêmica, 2016, 274 p.

NÉMETH, Károly; LOCKWOOD, John P. ; HAZLETT, Richard W. Volcanoes—Global Perspectives. *Bulletin of Volcanology*, v. 73, n. 5, p. 631–632, 2011. Disponível em: <<https://doi.org/10.1007/s0044501104797>>.

PALUMBO, Ashley M; HEAD, James W; WORDSWORTH, Robin D. Late Noachian Icy Highlands climate model: Exploring the possibility of transient melting and fluvial/lacustrine activity through peak annual and seasonal temperatures. *Icarus*, v. 300, p. 261–286, 2018. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S001910351730310X>>.

PANDEY, Geeta. Chandrayaan-3: India Makes Historic Landing near Moon's South Pole. BBC News, 2023. Disponível em: <<https://www.bbc.com/news/world-asia-india-66594520>>.

RAMIREZ, Ramses M. A warmer and wetter solution for early Mars and the challenges with transient warming. *Icarus*, v. 297, p. 71–82, 2017. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0019103517302580>>.

RAMIREZ, Ramses M; CRADDOCK, Robert A. The geological and climatological case for a warmer and wetter early Mars. *Nature Geoscience*, v. 11, n. 4, p. 230–237, 2018. Disponível em: <<https://doi.org/10.1038/s4156101800939>>.

RAMIREZ, Ramses M; KOPPARAPU, Ravi; ZUGGER, Michael E; et al. Warming early Mars with CO₂ and H₂. *Nature Geoscience*, v. 7, n. 1, p. 59–63, 2014. Disponível em: <<https://doi.org/10.1038/ngeo2000>>.

ROSENBERG, Elliott N; HEAD, James. Late Noachian fluvial erosion on Mars: Cumulative water volumes required to carve the valley networks and grain size of bedsediment. *Planetary and Space Science*, v. 117, p. 429–435, 2015. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0032063315002457>>.

SAGAN, Carl; CHYBA, Christopher. The Early Faint Sun Paradox: Organic Shielding of Ultraviolet-Labile Greenhouse Gases. *Science*, v. 276, n. 5316, p. 1217–1221, 1997. Disponível em: <<https://doi.org/10.1126/science.276.5316.1217>>. Acesso em: 25 maio 2024.

SCHERF, M ; LAMMER, H. Did Mars Possess a Dense Atmosphere During the First ~400 Million Years? *Space Science Reviews*, v. 217, n. 1, p. 2, 2020. Disponível em: <<https://doi.org/10.1007/s11214020007793>>.

SEGURA, Teresa L; MCKAY, Christopher P ; TOON, Owen B. An impactinduced, stable, runaway climate on Mars. *Icarus*, v. 220, n. 1, p. 144–148, 2012. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0019103512001510>>.

SHEMATOVICH V; YA, MAROV M. Escape of planetary atmospheres: physical processes and numerical models. *PhysicsUspekhi*, v. 61, n. 3, p. 217, 2018. Disponível em: <<https://dx.doi.org/10.3367/UFNe.2017.09.038212>>.

SILVESTRE, G. R. Introdução aos aspectos geológicos do planeta Marte: implicações para a possibilidade de colonização humana. *Cadernos de Astronomia*, v. 4, n. 1, p. 110-119, 2023. ISSN 2675-4754.

TREFIL, James ; MCGRAYNE, Sheron Bertsch. Atom. *Britannica*. Disponível em: <<https://www.britannica.com/science/atom>>. Acesso em: 29 out. 2024.

WORDSWORTH, R; KALUGINA, Y; LOKSHTANOV, S; et al. Transient reducing greenhouse warming on early Mars. *Geophys. Res. Lett.*, v. 44, n. 2, p. 665–671, 2017. Disponível em: <<https://doi.org/10.1002/2016GL071766>>. Acesso em: 25 maio 2024.

WORDSWORTH, Robin D. The Climate of Early Mars. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 44, p. 381–408, 2016. Disponível em: <<https://www.annualreviews.org/content/journals/10.1146/annurev-earth-060115-012355>>.

WORDSWORTH, Robin D; KERBER, Laura; PIERREHUMBERT, Raymond T; et al. Comparison of “warm and wet” and “cold and icy” scenarios for early Mars in a 3D climate

model. J. Geophys. Res. Planets, v. 120, n. 6, p. 1201–1219, 2015. Disponível em: <<https://doi.org/10.1002/2015JE004787>>. Acesso em: 23 abr. 2024.

6. APÊNDICE

Neste apêndice, demonstraremos o cálculo da velocidade de escape utilizando conhecimentos básicos de física. As constantes apresentadas, G , R e M , são amplamente conhecidas e documentadas. Para o cálculo de v , utilizaremos apenas o seguinte princípio: se um objeto é lançado fora de órbita, sua energia mecânica (a soma das energias potencial e cinética) é nula; isto é, igual a zero. Sendo assim:

$$E_p + E_c = 0 \quad (14)$$

Sendo E_p a energia potencial e E_c a energia cinética do objeto, ambas expressas em Joule (J). Portanto, poderemos agora considerar a energia cinética de um objeto como sendo:

$$E_c = \frac{mv^2}{2} \quad (15)$$

onde m é a massa do objeto, em kg, e v é a velocidade de escape do objeto, em m/s. Logo, substituiremos a energia potencial da eq. 14 por sua forma expandida; entendendo, neste caso, que a energia potencial nada mais será do que a própria atração do objeto em relação ao planeta, e vice-versa. Portanto:

$$E_p = -\frac{GMm}{R} \quad (16)$$

sendo G a constante gravitacional universal ($G = 6,67 \cdot 10^{-11} \text{ N } \frac{\text{m}^2}{\text{kg}^2}$), M a massa do planeta em quilogramas e R o raio do planeta em metros. Neste caso, a energia potencial gravitacional terá valor numérico negativo por se tratar de uma força atrativa, ou seja, tenderá a diminuir com o tempo. Substituindo, então, a energia cinética e a energia potencial na eq. 14:

$$\frac{mv^2}{2} - \frac{GMm}{R} = 0 \quad (17)$$

Logo:

$$\frac{mv^2}{2} = \frac{GMm}{R} \quad (18)$$

Eliminando m de ambos os lados e isolando v:

$$v = \sqrt{\frac{2GM}{R}} \quad (19)$$

Podemos agora substituir os valores, considerando M (massa de Marte) = $6,4185 \cdot 10^{23}$ kg e R (raio de Marte) = $3,396 \cdot 10^3$ m, obtendo:

$$v = \sqrt{\frac{2 \cdot 6,67 \cdot 10^{-11} \cdot 6,4185 \cdot 10^{23}}{3,396 \cdot 10^3}} \quad (20)$$

$$v = 5021,3 \frac{m}{s} \quad (21)$$

Ou seja, para escapar de Marte, um objeto qualquer precisa de uma velocidade de cerca de 5 km/s. Vale notar que esta dedução independe da massa do objeto, ou seja, um átomo precisa da mesma velocidade para escapar do que uma nave espacial, por exemplo.

Como demonstrado, a velocidade de escape é inversamente proporcional ao raio do planeta. Naturalmente, podemos inferir que uma dada velocidade de escape admita um determinado valor na superfície do planeta, onde a distância do corpo até o centro de gravidade é simplesmente o raio R (consideremos o “nível do mar”; a altitude é igual a zero). Conforme este corpo ganha altitude, sua distância até o centro de gravidade aumenta, de modo que já não será mais R, mas sim R + h, sendo h a altitude do corpo. Ora, se a relação é inversamente proporcional, a velocidade de escape

para um corpo será logicamente maior na superfície, pois ao aumentarmos a distância (de R para $R + h$) a velocidade diminuirá. De fato, isto se concretiza na realidade: as partículas na exobase marciana, entre 200-250 km de altitude, precisam adquirir 4,87 km/s para escapar, enquanto as na superfície precisam adquirir 5,02 km/s (Shematovich, Marov, 2018). Apesar de pequena, é uma fantástica demonstração da validade da mecânica clássica mesmo em sistemas tão complexos.