

Universidade Federal do Rio de Janeiro
Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza
Observatório do Valongo

Estudo de Possíveis Atmosferas de uma Amostra de
Exoplanetas Rochosos Identificados pela Missão Kepler

Autor:
Aline Ramos Ribeiro

Orientador:
Dr. Marcelo Borges Fernandes
(Observatório Nacional)

Projeto de Conclusão de Curso para a obtenção do título de
Astrônomo

Agosto de 2017

*Dedicado a todos que um dia já pensaram em desistir da carreira,
do futuro, da vida... Afinal, até agora, nós sobrevivemos a 100%
dos piores dias das nossas vidas.*

“O atrativo do conhecimento seria pequeno se no caminho que a ele conduz não houvesse que vencer tanto pudor.”

Friedrich Nietzsche

Resumo

Estudo de Possíveis Atmosferas de uma Amostra de Exoplanetas Rochosos Identificados pela Missão Kepler

por Aline Ramos Ribeiro

A busca por características que permitam identificar a existência de vida fora da Terra vem abrindo espaço para pesquisas no ramo da Astrobiologia. Essas características incluem a compreensão da estrutura química da atmosfera de exoplanetas, especialmente daqueles com aspectos similares à Terra, como massa, raio, composição química e localização dentro da zona de habitabilidade da estrela hospedeira. Portanto, a partir de dados da missão Kepler, selecionamos uma amostra de oito exoplanetas rochosos, que inclui: Kepler-174d, Kepler-186f, Kepler-283c, Kepler-289d, Kepler-440b, Kepler-441b, Kepler-442b e Kepler-443b.

Esse trabalho consiste na utilização do código fotoquímico de Kasting et al. (1985) e Pavlov et al. (2001), com os seus dois modelos - rico em O_2 e rico em CO_2/CH_4 - para um estudo da atmosfera dos planetas da nossa amostra. Para isso, o código requer a inserção de alguns parâmetros como a gravidade, o albedo, o fluxo, a altura total da troposfera e o tipo de estrela hospedeira, cujos valores foram determinados por Garcia (2016), separando nossa amostra em planetas com atmosfera do tipo Terra e do tipo Marte.

Inicialmente, apresentamos um breve estudo sobre exoplanetas, incluindo seus métodos de detecção, definições astrobiológicas, classificações de atmosferas e composição molecular. Seguidamente, exibimos os resultados obtidos pelo código fotoquímico para parâmetros da Terra, Marte, e dos oito planetas da nossa amostra. Características como o perfil de temperatura, a razão de mistura e a densidade numérica em função da altitude de diversas moléculas foram calculadas pelo código e comparadas às atmosferas terrestre e marciana descritas na literatura.

Desse modo, pudemos investigar a validade do código de Kasting et al. (1985) e Pavlov et al. (2001) e de seus dois modelos para o estudo de atmosferas planetárias, e também como os diferentes parâmetros físicos dos exoplanetas podem influir na estrutura de suas atmosferas. Esses resultados servirão de base no futuro para a obtenção de espectros teóricos que, ao serem comparados com as observações, poderão permitir inclusive a identificação de moléculas de bioassinaturas em exoplanetas.

Abstract

Study of the Possible Atmospheres from a Sample of Terrestrial Exoplanets Identified by the Kepler Mission

by Aline Ramos Ribeiro

The search for planetary characteristics that could be associated to the existence of life beyond Earth is improving the research in the Astrobiology field. These characteristics include the comprehension of the chemical structure of exoplanet atmospheres, especially the ones with similarities to Earth, such as their mass, radius, chemical composition and location in the habitable zone of their host star. We've selected a sample of eight terrestrial exoplanets, based on previous Kepler mission data, which include: Kepler-174d, Kepler-186f, Kepler-283c, Kepler-289d, Kepler-440b, Kepler-441b, Kepler-442b e Kepler-443b.

This work consists on using the photochemical code written by Kasting et al. (1985) and Pavlov et al. (2001), and their two separate models - high O₂ and high CO₂/CH₄ - to study the atmospheres of the planets in our sample. The photochemical code requires some planetary parameters such as gravity, albedo, flux received from the star, the troposphere's total altitude and the type of host star. We used the data already determined by Garcia (2016), dividing our sample into two categories: planets with an Earth-like atmosphere and planets with a Mars-like atmosphere.

Initially, we present a brief discussion about exoplanets, including their detection methods, astrobiological definitions, atmospheres classifications and molecular composition. Secondly, we show the results acquired by the photochemical code using different parameters for Earth, Mars and the eight planets from our sample. Characteristics such as the temperature profile, the mixing ratio and the number density as a function of the altitude for different molecules were calculated by the code and their values were compared to the actual Earth and Mars atmospheres described by the literature.

Therefore, we could test the validity of the photochemical code by Kasting et al. (1985) and Pavlov et al. (2001) and their two models for the study of planetary atmospheres. Still, we could analyse how the different planetary parameters can influence the structure of their atmospheres. These results will be useful in the future to help obtaining theoretical spectra of these planets, which based on the comparison with observations may even indicate the presence of biosignature molecules in their atmospheres.

Agradecimentos

Primeiramente, gostaria de agradecer àquela que me colocou no ramo científico, àquela cujo gene de pesquisadora eu acabei puxando, àquela que sempre esteve ao meu lado me apoiando nas minhas escolhas profissionais. Minha orientadora pessoal, minha amiga, meu exemplo: minha mãe. Ela é, sem dúvida, o motivo de eu estar aqui hoje.

Agradeço também ao meu melhor amigo, meu amor, aquele que me ajudou a aguentar firme e superar absolutamente todas as dificuldades que tive nessa caminhada. Walner, obrigada por escolher fazer parte da minha vida nesse momento tão complicado.

Aos meus amigos do curso de Astronomia, em especial Ana Carolina, Eduardo, Camila, Yanna, Pedro, Felipe, Douglas, Natália, Geisa, Stephane, Maria, Albert, Bruno, Luiz, Ariane, pois sem nossas conversas, nossas risadas, saídas, luau's, caronas e bandejões, nada disso seria possível.

Aos meus amigos de fora do curso, Victor, Kelvin, Helena, Julia, Débora, Clemente, Tayssa, Gabriel, Carol, Alex, Helena Daher, que me deram apoio desde o início e sempre que precisei.

A todos aqueles, médicos, psicólogos, amigos, conhecidos e até desconhecidos, que me ensinaram a tratar a minha depressão e ansiedade como doenças de verdade, e que sem saber fizeram parte da minha luta diária em defesa da saúde mental #NãoÉNormal.

Aos professores do Observatório do Valongo, do Observatório Nacional e do Instituto de Física da UFRJ, sem os quais a minha formação seria impossível.

À maravilhosa professora Diana, que me deu forças para continuar quando eu achava que não conseguia mais.

Ao meu amigo Matias Garcia, que além de ter sido fundamental nesse trabalho, teve alegria e paciência para me ajudar no início da iniciação científica.

Ao CNPq e ao Observatório Nacional, pela oportunidade de ter recebido uma bolsa de estudos durante essa pesquisa.

Ao Observatório do Valongo, pela honra de ter me recebido como estudante.

E, por fim, ao meu professor e orientador Marcelo, pela oportunidade de trabalhar nessa apaixonante área que é a Astrobiologia, e também pelo incrível aprendizado que me tornou a pessoa que eu sou hoje. Esse trabalho foi uma grande jornada na qual eu amadureci profundamente e, por mais que tenham havido momentos ruins, hoje sei que cresci como aluna, como pesquisadora e como pessoa, graças a ele.

Sumário

Resumo	iii
Abstract	iv
Agradecimentos	v
Sumário	vi
Lista de Figuras	viii
Lista de Tabelas	xii
Abreviações	xiii
Constantes Físicas	xiv
Símbolos	xv
1 Introdução	1
1.1 Observações e Métodos de Detecção de Exoplanetas	2
1.1.1 Imageamento Direto	2
1.1.2 Trânsito Planetário	3
1.1.3 Variação de Tempo de Trânsito (TTV: <i>Transit Timing Variation</i>)	4
1.1.4 Variação da Velocidade Radial	5
1.1.5 Variação no Tempo de um Pulsar (<i>Pulsar Timing Variation</i>) . . .	7
1.1.6 Microlenteamento Gravitacional	9
1.1.7 Astrometria	9
1.1.8 Variação no Tempo de Pulsação (<i>Pulsation Timing Variations</i>) . .	9
1.1.9 Modulação Orbital do Brilho (<i>Orbital Brightness Modulation</i>) . . .	10
1.2 O Conceito de Astrobiologia	10
1.2.1 Definição de Zona de Habitabilidade	10
1.2.2 Definição de Planetas Rochosos	11
2 Atmosferas de Exoplanetas	14
2.1 Classificação de Atmosferas	15
2.2 Atmosferas de Planetas Rochosos	17
2.3 Moléculas de Bioassinatura	18

2.3.1	Bioassinaturas na Terra	19
2.3.2	Classificação de Bioassinaturas	20
2.3.2.1	Tipo I	21
2.3.2.2	Tipo II	21
2.3.2.3	Tipo III	22
2.3.2.4	Bioindicadores	23
3	Metodologia do Trabalho	24
3.1	Modelos Teóricos	24
3.2	Estrutura de uma Atmosfera	26
3.2.1	Razão de Mistura	26
3.2.2	Densidade Numérica	27
3.2.3	Pressão Parcial	29
3.2.4	Taxa de Fotólise	29
3.2.5	Perfis de Temperatura e Pressão	30
3.3	Código Fotoquímico	32
3.3.1	Atmosfera Rica em O ₂ (“ <i>High O₂</i> ”):	32
3.3.2	Atmosfera Rica em CO ₂ ou CH ₄ (“ <i>High CO₂/CH₄</i> ”):	33
3.3.3	Parâmetros de Entrada do Código	33
3.3.4	Motivação do Trabalho	35
4	Resultados	38
4.1	Validação do Código Fotoquímico	38
4.1.1	Modelo Atmosférico Rico em O ₂ (Kasting et al., 1985):	38
4.1.2	Modelo Atmosférico Rico em CO ₂ /CH ₄ (Pavlov et al., 2001):	41
4.2	O Código Fotoquímico Aplicado nas Atmosferas dos Exoplanetas da Nossa Amostra	47
4.2.1	Kepler-283c	47
4.2.2	Kepler-174d	49
5	Conclusões e Perspectivas	52
A	Modelo de Kasting et al. (1985) Aplicado aos Exoplanetas da Nossa Amostra	55
A.1	Kepler-298d	55
A.2	Kepler-440b	57
A.3	Kepler-442b	59
A.4	Kepler-443b	59
B	Modelo de Pavlov et al. (2001) Aplicado aos Exoplanetas da Nossa Amostra	63
B.1	Kepler-186f	63
B.2	Kepler-441b	65
	Referências Bibliográficas	67

Lista de Figuras

- 1.1 Imagens da HR 8799 (uma estrela localizada na constelação Pegasus, a 39.4 ± 1.0 pc) obtidas pelo telescópio Keck II com a técnica de Imageamento Direto. A figura do alto à esquerda é uma imagem na banda L' adquirida em 21/07/2010, enquanto a figura do alto à direita é uma imagem na banda Ks de 13/07/2010. As setas nessas duas figuras apontam para o planeta HR 8799e. A figura de baixo também mostra uma imagem na banda L' de 01/11/2009. As três observações tiveram duração de ~ 1 hora. Na imagem de 2009 foi utilizada uma máscara de 400 mas de diâmetro. Estão representados os planetas HR 8799b, c, d e e. Figura extraída de Marois et al. (2010). 3
- 1.2 Representação do trânsito planetário, mostrando o brilho da estrela (eixo vertical) em função do tempo (eixo horizontal). Podemos ver como seria o aspecto curva de luz da estrela dependendo da posição em que o planeta se encontra (1, 2 ou 3). Figura retirada de Deeg (1998). 4
- 1.3 Curva de luz no infravermelho da estrela HD 189733A combinado ao fluxo do planeta HD 189733b, em $8 \mu\text{m}$. Na figura a, a primeira queda no brilho (da esquerda para a direita) corresponde ao trânsito, e o segundo corresponde ao eclipse secundário. A figura b é um zoom da curva de cima. As barras de erro não foram representadas (Seager & Deming, 2010). 5
- 1.4 Curva da velocidade radial da estrela 51 Peg, obtida com o espectrógrafo ELODIE. O sinal é causado por um planeta com massa mínima de $0.47 M_{Jup}$, revelando pela primeira vez um exoplaneta orbitando uma estrela do tipo Solar (Mayor & Queloz, 1995; Lovis & Fischer, 2010). 6
- 1.5 Variações periódicas do pulsar PSR 1257+12. Cada medida é baseada em observações feitas em pelo menos dois dias consecutivos. A linha sólida denota mudanças no período previstas pelo modelo de dois planetas ao redor do PSR1257+12 (Wolszczan & Frail, 1992). 8
- 1.6 Relação massa-raio para planetas compostos por gelo, rocha e ferro. As linhas sólidas entre as linhas puras (“*pure ice*”, “*pure rock*” e “*pure iron*”) representam composições mistas, como gelo+rocha ou rocha+ferro, de acordo com a quantidade de cada um. A posição de alguns planetas do sistema solar é indicada por círculos abertos para comparação. Figura de Fortney et al. (2007). 12
- 2.1 “*Mixing ratio*” (razão de mistura) de uma atmosfera de 1 bar composta por $\sim 75\%$ N_2 e $\sim 25\%$ H_2 e temperatura superficial de 290 K. A simulação é de um planeta do tipo Terra a 1.1 UA de distância de uma estrela do tipo Sol (Seager et al., 2013). 17

3.1	Figura esquemática de um feixe de radiação em uma atmosfera plano-paralela em 1D, baseada na figura de Lambert et al. (2016).	24
3.2	Perfil de temperatura da atmosfera da Terra até 100 km, como representado pela U.S. Standard Atmosphere (1976) (Petty, 2008).	31
4.1	Valores da razão de mistura em função da altitude obtidos com o modelo de Kasting et al. (1985), simulando um planeta do tipo Terra com uma atmosfera de 65 km orbitando uma estrela do tipo Sol. A tropopausa está a 11 km de altitude.	38
4.2	Razão de mistura (<i>mixing ratio</i>) em função da altura de acordo com Brasseur et al. (1999). As razões de mistura de N_2 e dos gases nobres raros não foram representados na figura, pois são aproximadamente constantes até 100 km.	39
4.3	Perfil de temperatura da atmosfera da Terra, a partir de U.S. Standard Atmosphere (1976).	39
4.4	Densidade numérica na atmosfera terrestre de H_2O , OH e HO_2 . À esquerda, dados do modelo fotoquímico de Hu et al. (2012) (linha preta sólida) e da U.S. Standard Atmosphere (1976) (linha preta pontilhada). As linhas vermelhas e azuis horizontais representam dados de diferentes observações terrestres. À direita, em cinza, os resultados provenientes do modelo fotoquímico de Kasting et al. (1985) utilizado no nosso trabalho, assumindo um cenário similar à atmosfera da Terra.	40
4.5	a. À esquerda: razão de mistura de moléculas da atmosfera primitiva da Terra. Figura de Kaltenegger & Sasselov (2010), onde vemos os valores da razão de mistura de CO_2 , H_2O , O_2 , CH_4 , O_3 e N_2O até 100 km de altitude. b. À direita: valores pré-estabelecidos da razão de mistura dados pelo modelo de Pavlov et al. (2001) apenas para CO_2 , H_2O , O_2 e CH_4 e até 65 km, devido às limitações do modelo.	41
4.6	Acima, temos as razões de mistura de algumas moléculas da atmosfera de Marte, como CO_2 , N_2 , Ar , CO , H_2 , CO_2^+ , H_2O , O_2 , O_3 , OH , H_2O_2 , HO_2 , $HOCO$, $O(^1D)$, O e H até 200 km de altitude. Figura de Chaffin et al. (2017).	42
4.7	Abaixo, temos as razões de mistura dadas pelo modelo de Pavlov et al. (2001) fixando as razões de mistura em 0.954 para o CO_2 e 0.027 para o N_2 . Foram representadas apenas as moléculas CO_2 , N_2 , CO , H_2 , H_2O , O_2 , OH , H_2O_2 , HO_2 , O e H e até 65 km de altitude, devido às limitações do modelo.	42
4.8	Razão de mistura de um modelo atmosférico que representa a atmosfera primitiva da Terra, dominada por CO_2 (80% CO_2 e 20% N_2) até 60 km de altitude, com pressão de 4 bar. Figura de Selsis et al. (2002a).	43
4.9	Representação do modelo de Pavlov et al. (2001) para um cenário similar à Terra primitiva, com razões de mistura de 0.954 para o CO_2 e 0.027 para o N_2 . As espécies O_3 e HNO_3 , presentes na figura anterior, não foram representadas nessa figura devido às limitações do modelo.	43

4.10	a. Perfis de temperatura medidos pelo <i>Pathfinder ASI/MET Experiment</i> , pelo <i>Viking 1 atmospheric structure instrument (ASI)</i> e pelo <i>Viking 1 upper atmosphere mass spectrometer (UAMS)</i> (Seiff et al., 1997; Seiff & Kirk, 1977) até 160 km de altitude. O círculo em 200 K corresponde à temperatura superficial medida pelo <i>Pathfinder MET (meteorology) instrument</i> . Figura de Schofield et al. (1997). b. Perfil de temperatura adotado para todos os planetas no modelo de Pavlov et al. (2001), até 65 km de altitude. A linha tracejada representa o perfil de temperatura do modelo utilizando o valor pré-estabelecido de 0.025 para a razão de mistura do CO ₂ . A linha sólida mostra o perfil de temperatura assumindo as razões de mistura de 0.954 para o CO ₂ e 0.027 para o N ₂ , utilizadas em todos os planetas do tipo Marte da nossa amostra.	44
4.11	Densidade numérica em função da altitude de alguns gases que constituem a atmosfera de Marte. Figura de Whalley & Plane (2010).	45
4.12	a. À esquerda, vemos a densidade numérica de moléculas do modelo de Pavlov et al. (2001) para um cenário similar à atmosfera de Marte, e com razões de mistura de 0.954 para o CO ₂ e 0.027 para o N ₂ . b. À direita, temos a densidade numérica de moléculas do modelo de Pavlov et al. (2001) para um cenário similar à Terra primitiva, também com razões de mistura de 0.954 para o CO ₂ e 0.027 para o N ₂	46
4.13	Razão de mistura em função da altura de algumas espécies da atmosfera do exoplaneta Kepler-283c, a partir do modelo de Kasting et al. (1985).	48
4.14	Densidade numérica/concentração de algumas espécies na atmosfera de Kepler-283c (linhas sólidas) e na atmosfera terrestre (linhas tracejadas), ambas obtidas pelo modelo de Kasting et al. (1985).	49
4.15	Razão de mistura em função da altitude de algumas espécies na atmosfera do exoplaneta Kepler-174d, obtida a partir do modelo de Pavlov et al. (2001).	50
4.16	Concentração de algumas espécies da atmosfera de Kepler-174d pelo modelo de Pavlov et al. (2001).	51
A.1	Razão de mistura em função da altitude de algumas espécies da atmosfera do planeta Kepler-298d, a partir do modelo de Kasting et al. (1985).	55
A.2	Densidade numérica de H ₂ O, OH e HO ₂ , três das principais moléculas da atmosfera do planeta Kepler-298d (linhas sólidas) e na atmosfera terrestre (linhas tracejadas), resultantes do modelo de Kasting et al. (1985).	56
A.3	Razão de mistura em função da altitude de algumas espécies da atmosfera do planeta Kepler-440b, a partir do modelo de Kasting et al. (1985).	57
A.4	Densidade numérica de H ₂ O, OH e HO ₂ , três das principais moléculas da atmosfera do planeta Kepler-440b (linhas sólidas) e na atmosfera terrestre (linhas tracejadas), obtidas pelo modelo de Kasting et al. (1985).	58
A.5	Razão de mistura em função da altitude de algumas espécies da atmosfera do planeta Kepler-442b, obtidos pelo modelo de Kasting et al. (1985).	58
A.6	Densidade numérica de H ₂ O, OH e HO ₂ , três das principais moléculas da atmosfera do planeta Kepler-442b pelo modelo de Kasting et al. (1985).	59
A.7	Razão de mistura em função da altitude de algumas espécies da atmosfera do planeta Kepler-443b, a partir do modelo de Kasting et al. (1985).	60

A.8	Densidade numérica de H_2O , OH e HO_2 na atmosfera do planeta Kepler-443b (linhas sólidas) e na atmosfera terrestre (linhas tracejadas), utilizando o modelo de Kasting et al. (1985).	60
A.9	Densidade numérica de H_2O , OH e HO_2 na atmosfera dos exoplanetas de tipo Terra da nossa amostra (Kepler-283c, Kepler-298d, Kepler-440b, Kepler-442b e Kepler-443b), e também na atmosfera terrestre (linha tracejada), utilizando o modelo de Kasting et al. (1985).	62
B.1	Razão de mistura em função da altitude de algumas espécies da atmosfera do planeta Kepler-186f, a partir do modelo de Pavlov et al. (2001).	64
B.2	Densidade numérica de algumas espécies da atmosfera do planeta Kepler-186f pelo modelo de Pavlov et al. (2001).	64
B.3	Razão de mistura em função da altitude de algumas espécies da atmosfera do planeta Kepler-441b, a partir do modelo de Pavlov et al. (2001).	65
B.4	Densidade numérica de algumas espécies da atmosfera do planeta Kepler-441b pelo modelo de Pavlov et al. (2001).	66

Lista de Tabelas

1.1	Número de exoplanetas confirmados até Agosto de 2017 e seus respectivos métodos de detecção. A tabela cita outros métodos, como Astrometria, Variação do Tempo de Pulsação e Eclipse, e Modulação Orbital do Brilho, explicados nas seções 1.1.7, 1.1.8 e 1.1.9 deste capítulo. Dados de exoplanetarchive.ipac.caltech.edu	7
3.1	Parâmetros utilizados para cada exoplaneta da nossa amostra e seus respectivos valores. Os valores obtidos por Garcia (2016) foram marcados com um * inicial. Os outros valores eram pré-determinados pelo código fotoquímico.	36
4.1	Parâmetros coletados por Garcia (2016) para as estrelas hospedeiras de cada exoplaneta da nossa amostra.	47

Abreviações

CoRoT	CO nvection, RO tation and planetary T ransits (Convecção, Rotação e Trânsito Planetário)
CNES	C entre N acional de d'Études S patiales (Centro Nacional de Estudos Espaciais)
ESA	E uropean S pace A gency (Agência Espacial Européia)
NASA	N ational A eronautics S pace A dministration (Administração Nacional da Aeronáutica e Espaço)
ESO	E uropean S outhern O bservatory (Observatório Europeu do Sul)
HARPS	H igh A ccuracy R adial velocity P lanet S earcher (Buscador de Planeta de Velocidade Radial de Alta Precisão)
TTV	T ransit T iming V ariation (Variação no Tempo de Trânsito)
PAL	P resent A tmospheric L evel (Nível Atmosférico Atual)
ASI/MET	A tmospheric S tructure I nstrument / MET eorology package (Instrumento de Estrutura Atmosférica / Pacote Meteorológico)
UAMS	U pper A tmosphere M ass / S pectrometer (Espectrometro de Massa de Alta Atmosfera)
UV	U ltra V ioleta
ZH	Z ona de H abitabilidade
ETL	E quilíbrio T ermodinâmico L ocal

Constantes Físicas

Raio da Terra	$R_{\oplus} = 6.378,137 \text{ km}$
Raio de Júpiter	$R_{\text{Jup}} = 71.492 \text{ km}$
Massa da Terra	$M_{\oplus} = 5,9724 \times 10^{24} \text{ kg}$
Massa de Júpiter	$M_{\text{Jup}} = 1.898,19 \times 10^{24} \text{ kg}$
Velocidade da Luz no Vácuo	$c = 2,99792458 \times 10^8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$
Constante Universal do Gás Ideal	$R = 8,3144621 \text{ J} \cdot \text{K}^{-1} \cdot \text{mol}^{-1}$
Número de Avogadro	$\eta = 6,0221409 \times 10^{23} \text{ mol}^{-1}$
Constante de Planck	$h = 6,62607004 \times 10^{-34} \text{ J} \cdot \text{s}$
Unidade Astronômica	$\text{UA} = 1,495978707 \times 10^{11} \text{ m}$

Símbolos

Símbolo	Grandeza	Unidade
λ	Comprimento de Onda	Å
λ_0	Comprimento de Onda de Laboratório	Å
v_r	Velocidade Radial	m/s
R_p	Raio do Planeta	km
M_p	Massa do Planeta	km
z	Altura	km
ν	Frequência da Radiação	Hz
μ	$\cos\theta$	-
t	Tempo	s
I	Intensidade da Radiação	$\text{J} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{Hz}^{-1} \cdot \text{sr}^{-1}$
κ	Coefficiente de Absorção	m^{-1}
ϵ	Coefficiente de Emissão do Gás	$\text{J} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{Hz}^{-1} \cdot \text{sr}^{-1}$
θ	Ângulo entre o Feixe e a Normal à Superfície	rad
τ	Profundidade Óptica	-
n	Densidade Numérica do Gás	moléculas/cm ³
T	Temperatura do Gás	K
P	Pressão do Gás	bar
V	Volume do Gás	cm ³
A	Área da Molécula	cm ²
N	Número de Moles	moles
σ	Seção de Choque da Molécula	cm ²
S_ν	Função Fonte	$\text{erg} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \text{Hz}^{-1}$
C_X	Razão de Mistura do Gás	-
k	Frequência de Fotólise	s^{-1}

Capítulo 1

Introdução

A descoberta de planetas de fora do sistema solar – atualmente chamados de exoplanetas – teve início na década de 90, com a detecção de dois exoplanetas orbitando o pulsar PSR 1257+12 (Wolszczan & Frail, 1992). Em 1995, foi descoberto o primeiro exoplaneta orbitando uma estrela do tipo solar, 51 Pegasi b (Mayor & Queloz, 1995). Desde então, começaram a ser identificados diversos exoplanetas, com uma grande variedade de tamanhos (raios de $0.3 R_{\oplus}$ a $2 R_{\text{Jup}}$, Hartman et al. (2011); Barclay et al. (2013)), massas (até $28 M_{\text{Jup}}$, Sahlmann et al. (2013)) e encontrados a distâncias de suas estrelas hospedeiras de 0.01 UA (e.g. Bailes et al., 2011; Charpinet et al., 2011; Muirhead et al., 2012) a mais de 4000 UA (e.g. Aller et al., 2013; Naud et al., 2014; Deacon et al., 2016). Até Agosto de 2017, cerca de 4496 corpos já descobertos são considerados candidatos a exoplaneta, sendo que 3502 já foram confirmados como tal (exoplanetarchive.ipac.caltech.edu).

Os primeiros planetas detectados são comumente conhecidos como *hot Jupiters* (Júpiteres quentes). Esses planetas, como o próprio nome indica, têm tamanho aproximado ao de Júpiter, porém se encontram muito perto de sua estrela hospedeira, possuindo períodos orbitais de apenas alguns dias. Devido ao seu grande tamanho e curto período orbital, os *hot Jupiters* são mais fáceis de serem identificados do que outros tipos de exoplanetas. Outras categorias de exoplanetas incluem as super Terras (*super Earths*) e os pequenos Netunos (*mini Neptunes*), com massas aproximadamente entre 1 e $10 M_{\oplus}$ (Seager & Deming, 2010) e diferenciados principalmente pela composição

de seus interiores, sendo os pequenos Netunos constituídos de gelo, e as super Terras, rochosas.

Assim, diferentes missões espaciais foram lançadas com o intuito de identificar novos planetas, especialmente aqueles de tamanho similar à Terra. No final de 2006, o telescópio espacial CoRoT (*CO*nvection, *RO*tation and *planetary* *Transits*) – lançado pela CNES (Agência Espacial Francesa) em colaboração com a ESA (Agência Espacial Européia), e outros países (inclusive o Brasil) – consistiu na primeira missão espacial cujo objetivo principal era a detecção de exoplanetas, utilizando a técnica de trânsito planetário. Em 2009, foi lançada pela NASA a missão Kepler que, utilizando as técnicas de trânsito planetário, e a de variação do tempo de trânsito ou TTV (*Transit Timing Variation*), já confirmou a existência de 2734 exoplanetas (dos 3502 confirmados).

Além disso, alguns instrumentos terrestres também tiveram importância na busca por outros planetas. Um bom exemplo é o HARPS (*High Accuracy Radial velocity Planet Searcher*), um espectrógrafo instalado em 2002 no telescópio de 3.6 m do ESO (La Silla, Chile), que detectou exoplanetas pela técnica de variação da velocidade radial de estrelas. A seguir, são explicadas em detalhes as principais técnicas de detecção planetária, para maior entendimento desse estudo.

1.1 Observações e Métodos de Detecção de Exoplanetas

1.1.1 Imageamento Direto

Esse método consiste em observar um exoplaneta a partir de sua imagem no infravermelho, geralmente obtida por telescópios terrestres com o uso de óptica adaptativa para corrigir efeitos da turbulência atmosférica. Apesar de eficiente, essa observação é limitada a planetas de grandes dimensões, massa, e brilho, localizados longe de sua estrela hospedeira (Seager & Deming, 2010). Como exemplo, temos os quatro planetas que orbitam a estrela HR 8799 mostrados na Figura 1.1 onde, através de suas imagens em alto contraste, pudemos identificá-los devido às suas grandes órbitas (semieixo maior acima de 25 UA). Além disso, eles têm brilho e temperatura suficiente para serem detectáveis (Marois et al., 2010). Vale ressaltar também que a técnica de imageamento é

feita principalmente no infravermelho, onde a razão de brilho estrela/planeta é menor do que no óptico.

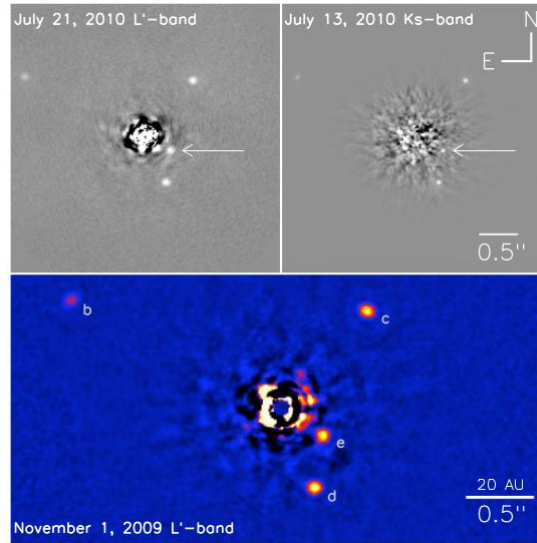


FIGURA 1.1. Imagens da HR 8799 (uma estrela localizada na constelação Pegasus, a 39.4 ± 1.0 pc) obtidas pelo telescópio Keck II com a técnica de Imageamento Direto. A figura do alto à esquerda é uma imagem na banda L' adquirida em 21/07/2010, enquanto a figura do alto à direita é uma imagem na banda Ks de 13/07/2010. As setas nessas duas figuras apontam para o planeta HR 8799e. A figura de baixo também mostra uma imagem na banda L' de 01/11/2009. As três observações tiveram duração de ~ 1 hora. Na imagem de 2009 foi utilizada uma máscara de 400 mas de diâmetro. Estão representados os planetas HR 8799b, c, d e e. Figura extraída de Marois et al. (2010).

1.1.2 Trânsito Planetário

Visto da Terra, um planeta encontra-se em trânsito ao passar na frente de sua estrela hospedeira, isto é, quando o plano orbital do planeta se encontra praticamente alinhado à linha de visada. Ao contrário do imageamento direto, esse método é ideal para a observação de planetas localizados próximo de sua estrela e, conseqüentemente, de curto período.

Ao observar uma estrela periodicamente, sua luminosidade pode diminuir consideravelmente, indicando a existência de um planeta passando pela sua frente (o chamado eclipse primário). Antes do trânsito, podemos ter o fluxo apenas da estrela sem a interferência do planeta, como representado na posição 1 da Figura 1.2, ou o fluxo de ambos, dependendo da abertura do fotômetro. No início do trânsito (posição 2 da Figura 1.2), parte da luminosidade estelar atravessa a atmosfera do planeta, provocando uma queda no fluxo da estrela. Sua curva de luz irá diminuir até todo o planeta estar na sua frente (como na posição 3), onde temos o fluxo estelar mínimo.

A queda de brilho durante o trânsito planetário depende principalmente da razão dos raios da estrela e do planeta, e representa a diferença entre o fluxo da estrela sozinha (ou o fluxo estrela+planeta) e o fluxo da estrela durante o trânsito. Além disso, dividindo o espectro no início do trânsito (planeta na posição 2) pelo espectro da estrela sozinha (posição 1), é obtido o espectro de transmissão da atmosfera planetária.

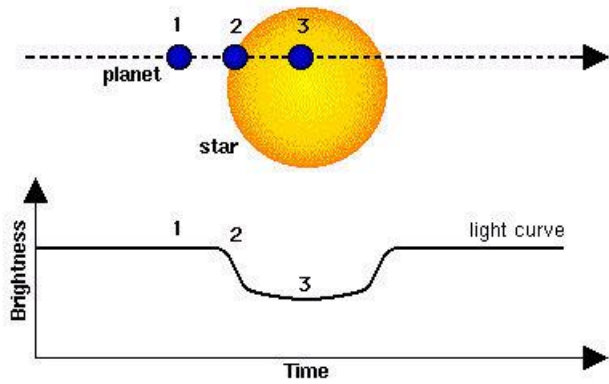


FIGURA 1.2. Representação do trânsito planetário, mostrando o brilho da estrela (eixo vertical) em função do tempo (eixo horizontal). Podemos ver como seria o aspecto curva de luz da estrela dependendo da posição em que o planeta se encontra (1, 2 ou 3). Figura retirada de Deeg (1998).

O eclipse secundário ocorre quando o planeta passa por trás da estrela, diminuindo o fluxo total do sistema, como representado no segundo gráfico (figura b) da Figura 1.3. Nesse caso, como o planeta é ocultado pela estrela, a queda de brilho corresponde ao espectro térmico do planeta, que pode fornecer informações sobre a sua temperatura.

1.1.3 Variação de Tempo de Trânsito (TTV: *Transit Timing Variation*)

O tempo de trânsito de exoplanetas já conhecidos também auxilia na descoberta de outros planetas (Miralda-Escudé, 2002; Holman & Murray, 2005; Agol et al., 2005; Steffen et al., 2007). Em um sistema extrassolar de apenas um planeta, este orbita sua estrela hospedeira numa órbita kepleriana. Se assumirmos que a órbita desde planeta está na direção da linha de visada, o trânsito ocorre em intervalos iguais. Entretanto, havendo um segundo planeta nesse sistema, ele irá interagir gravitacionalmente com o primeiro, ocasionando perturbações na órbita deste, que resultam em um sinal quase-periódico, que representa a queda do brilho da estrela devido ao trânsito (Maciejewski et al., 2010), similar ao visto na Figura 1.3.

O método de variação de tempo de trânsito (TTV) é sensível a pequenas perturbações por massas em órbitas próximas de ressonância ¹ (Steffen et al., 2007). Um

¹Relação de sincronia entre os períodos orbitais de dois corpos que orbitam um terceiro corpo em comum, sendo a razão dos períodos uma fração numérica simples. Por exemplo, Plutão e Netuno orbitam

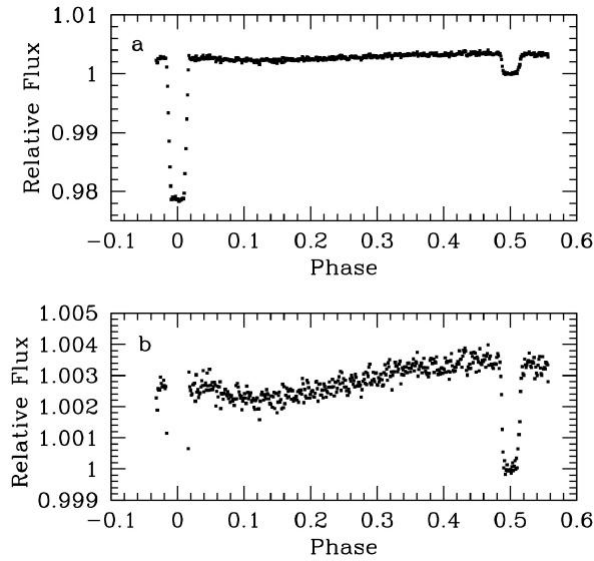


FIGURA 1.3. Curva de luz no infravermelho da estrela HD 189733A combinado ao fluxo do planeta HD 189733b, em $8 \mu\text{m}$. Na figura a, a primeira queda no brilho (da esquerda para a direita) corresponde ao trânsito, e o segundo corresponde ao eclipse secundário. A figura b é um zoom da curva de cima. As barras de erro não foram representadas (Seager & Deming, 2010).

planeta com massa aproximadamente terrestre perturbando um *hot Jupiter*, por exemplo, causaria uma amplitude de variação de aproximadamente 1 minuto, e esse sinal aumenta à medida que os planetas se aproximam da ressonância (Steffen et al., 2007).

Apesar de ser um ótimo mecanismo de detecção de exoplanetas em um sistema já descoberto, é complicado encontrar os parâmetros do planeta em trânsito (como a massa e os elementos orbitais²) a partir desse método, pois isso depende também da massa e dos elementos orbitais do planeta perturbador.

Variação no Tempo de Eclipse (*Eclipse Timing Variation*)

A mesma técnica de TTV pode ser utilizada para a descoberta de um planeta orbitando estrelas binárias. Nesse caso, se o plano orbital do sistema binário for alinhado à Terra (fazendo com que uma estrela eclipse a outra periodicamente), também haverá variação na curva de luz das estrelas eclipsantes, comprovando a existência do planeta (Wright & Gaudi, 2013).

1.1.4 Variação da Velocidade Radial

A detecção da variação da velocidade radial é um método indireto de detecção planetária que verifica a oscilação gravitacional de uma estrela causada pela presença de

o Sol numa ressonância 2:3, o que significa que, a cada dois períodos completos de Plutão, Netuno dá três voltas ao redor do Sol.

² Os elementos orbitais de um planeta são: semieixo maior, excentricidade, inclinação, longitudes do nó ascendente e do periastro, e anomalia média.

um planeta que a perturba (Dumusque et al., 2011). É uma técnica baseada fundamentalmente no efeito Doppler, que mostra desvios nos comprimentos de onda das linhas espectrais de acordo com a variação da velocidade radial da estrela.

Considerando um fóton de uma transição emitido por uma fonte se deslocando na direção do observador, o comprimento de onda (λ) detectado será menor do que o λ de laboratório dessa mesma transição (e sua linha espectral será deslocada para o azul). No caso de uma fonte se afastando do observador, o comprimento de onda (λ) detectado será maior (e sua linha espectral será deslocada para o vermelho). Assim, a variação do comprimento de onda desse fóton, $\Delta\lambda = \lambda - \lambda_o$, está relacionada à velocidade radial v_r da fonte, que é o vetor velocidade projetado na linha de visada. Sendo assim,

$$\frac{\Delta\lambda}{\lambda_o} = \frac{v_r}{c}$$

sendo c a velocidade da luz e λ_o o comprimento de onda de laboratório da transição.

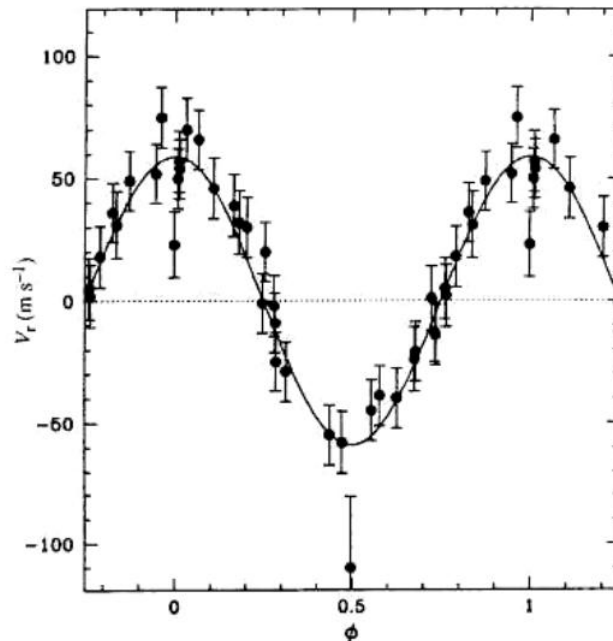


FIGURA 1.4. Curva da velocidade radial da estrela 51 Peg, obtida com o espectrógrafo ELODIE. O sinal é causado por um planeta com massa mínima de $0.47 M_{Jup}$, revelando pela primeira vez um exoplaneta orbitando uma estrela do tipo Solar (Mayor & Queloz, 1995; Lovis & Fischer, 2010).

A observação periódica de uma estrela e a obtenção de sua curva de velocidades, portanto, nos permite detectar variações na mesma, o que pode indicar a presença de um ou mais planetas orbitando essa estrela. Isso pode ser visto na Figura 1.4, que mostra as medições da velocidade radial (pontos pretos) da estrela 51 Peg e o ajuste desses pontos

(linha contínua). A partir daí, podemos inferir que a existência de um planeta causa variações na velocidade dessa estrela.

O método de variação da velocidade radial é o segundo mais bem sucedido para a detecção de exoplanetas até o momento³, perdendo apenas para o método de trânsito planetário⁴, como podemos observar na Tabela 1.1, onde estão listados o número de exoplanetas confirmados e seus respectivos métodos de detecção. Podemos associar o sucesso dessa técnica com a utilização de espectrógrafos como o HARPS, que detecta velocidades em um nível de precisão menor que 1 m/s (Pepe et al., 2011; Hatzes, 2013), implicando na eficácia na detecção de exoplanetas com massas poucas vezes maiores que a massa da Terra (e.g. Mayor et al., 2009; Tuomi et al., 2013).

MÉTODO DE DETECÇÃO	NÚMERO DE PLANETAS
Astrometria	1
Imageamento Direto	44
Variação da Velocidade Radial	639
Trânsito Planetário	2734
Variação no Tempo de Trânsito (TTV)	15
Variação no Tempo de Eclipse	9
Microlenteamento	47
Variação no Tempo de um Pulsar	5
Variação no Tempo de Pulsação	2
Modulação Orbital do Brilho	6

TABELA 1.1. Número de exoplanetas confirmados até Agosto de 2017 e seus respectivos métodos de detecção. A tabela cita outros métodos, como Astrometria, Variação do Tempo de Pulsação e Eclipse, e Modulação Orbital do Brilho, explicados nas seções 1.1.7, 1.1.8 e 1.1.9 deste capítulo. Dados de exoplanetarchive.ipac.caltech.edu.

1.1.5 Variação no Tempo de um Pulsar (*Pulsar Timing Variation*)

Um pulsar é uma estrela de nêutrons com um intenso campo magnético que gira rapidamente em torno do seu eixo de rotação, deslocado do seu eixo dipolar magnético, ejetando partículas com velocidades relativísticas na forma de radiação síncrotron. Essas partículas estão confinadas em uma região restrita (um cone) devido às linhas de campo magnético. Uma vez que a estrela rotaciona, esse cone acompanha sua rotação, podendo cruzar com a linha de visada. Assim, toda vez que a radiação é emitida na direção da linha de visada, vemos um pulso semelhante à luz de um farol, o que ocorre periodicamente com a rotação da estrela. Sendo os pulsares objetos com rotação extremamente estável (Wolszczan & Frail, 1992), uma variação sistemática nesse período pode inferir

³ 2017

⁴ exoplanetarchive.ipac.caltech.edu

a presença de um planeta, como mostra a Figura 1.5. Nela, podemos observar que os pulsos do PSR 1257+12 sofrem variações, causadas pelos dois planetas que o orbitam.

Esses foram os dois primeiros planetas descobertos fora do sistema solar, que orbitam PSR 1257+12 (Figura 1.5) a 0.36 e 0.47 UA de distância (Wolszczan & Frail, 1992). Primeiramente, foram sugeridas outras hipóteses para explicar a variação da periodicidade deste, como a possibilidade de ser um pulsar binário eclipsante (Fruchter et al., 1988; Lyne et al., 1990) ou haver precessão em seu eixo de rotação (Shaham, 1977; Nelson et al., 1990). Wolszczan & Frail (1992), no entanto, descartaram essas possibilidades, sugerindo que o ruído sistemático no tempo de chegada dos pulsos fosse causado pela perturbação de dois planetas de baixa massa ($3.4 M_{\oplus}$ para o mais próximo do pulsar, e $2.8 M_{\oplus}$ para o mais distante).

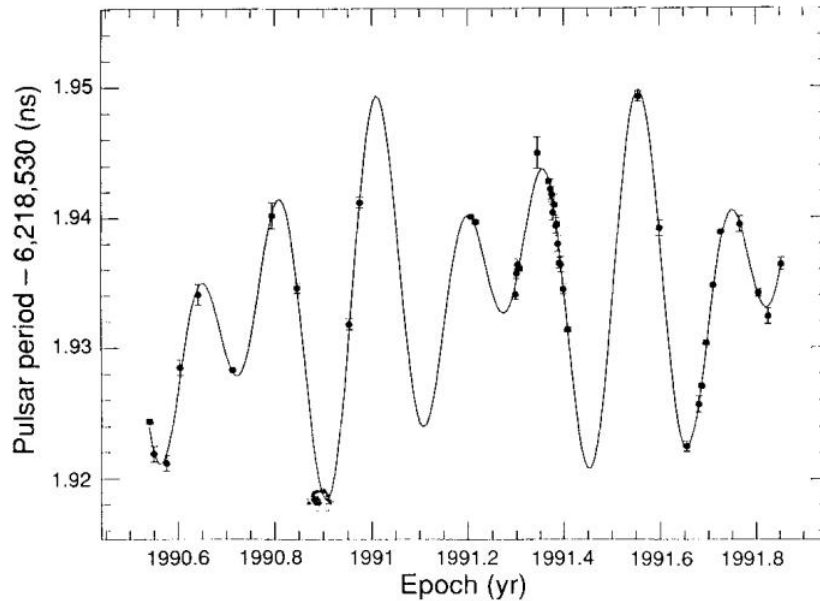


FIGURA 1.5. Variações periódicas do pulsar PSR 1257+12. Cada medida é baseada em observações feitas em pelo menos dois dias consecutivos. A linha sólida denota mudanças no período previstas pelo modelo de dois planetas ao redor do PSR1257+12 (Wolszczan & Frail, 1992).

Em 1994, foi descoberto por esse mesmo método um terceiro planeta ao redor do PSR 1257+12, de massa e órbita ainda menores que os citados anteriormente. Assim, o sistema é composto pelos seguintes planetas: PSR 1257+12 c (semieixo maior de 0.36 UA e massa de $3.4 M_{\oplus}$), PSR 1257+12 d (semieixo maior de 0.47 UA e massa de $2.8 M_{\oplus}$), e o posteriormente descoberto PSR 1257+12 b (semieixo maior de 0.19 UA e massa de $0.015 M_{\oplus}$) (Wolszczan, 1994).

1.1.6 Microlenteamento Gravitacional

A técnica de microlenteamento consiste em utilizar o campo gravitacional de um objeto de grande massa (por exemplo, uma estrela) para amplificar a luz de uma estrela mais distante. Ao passar exatamente na frente da estrela, o campo gravitacional do objeto distorce o caminho da luz proveniente dela, agindo como uma lente (daí o nome “microlenteamento”). A observação das curvas de luz pode mostrar outras alterações no brilho da estrela (além da amplificação original), indicando a existência de um planeta orbitando o objeto lente (Beaulieu et al., 2006). Considerando que um evento como o lenteamento de uma estrela tem duração de 1–2 meses, o desvio nas curvas de luz causado por um planeta pode durar de horas até alguns dias, o que é significativo para confirmar a sua existência (Bennett & Rhie, 2002).

Uma característica dessa técnica é a facilidade de detectar planetas de pequena massa, e com órbitas com tamanhos entre a órbita da Terra e de Júpiter (aproximadamente 1–5 UA) (Beaulieu et al., 2006). Isso ocorre pois o método é limitado pelo tamanho angular da estrela, já que o planeta orbitante deve ter massa suficiente para seu campo gravitacional desviar a luz de todo o disco estelar (Bennett & Rhie, 1996, 2002), o que restringe as detecções a planetas de algumas poucas massas terrestres (Beaulieu et al., 2006). Além disso, o alinhamento de um objeto lente e de uma estrela com a nossa linha de visada ocorre esporadicamente, e apenas uma vez com os mesmos objetos. Assim, não podemos determinar quando irá ocorrer, o que limita a utilização do método de microlenteamento.

1.1.7 Astrometria

Utilizada para estrelas próximas do sistema solar, o método é baseado em medições astrométricas (de observação do céu) para constatar variações na posição da estrela hospedeira, que podem ser causadas por um planeta perturbador.

1.1.8 Variação no Tempo de Pulsação (*Pulsation Timing Variations*)

Algumas estrelas podem pulsar regularmente, devido a efeitos gravitacionais de um planeta companheiro. No entanto, essa técnica depende do quão regular é a pulsação da estrela, além da massa e do período do planeta (Wright & Gaudi, 2013).

1.1.9 Modulação Orbital do Brilho (*Orbital Brightness Modulation*)

Quando um planeta de grande massa orbita muito próximo de sua estrela, este pode distorcer o formato da estrela regularmente e, conseqüentemente, modificar o brilho da estrela de forma periódica (Wright & Gaudi, 2013).

1.2 O Conceito de Astrobiologia

Como resultados das missões espaciais citadas anteriormente, além da identificação de novos exoplanetas, também têm sido obtidos seus parâmetros físicos (como raio e densidade do planeta), de suas órbitas (como semieixo maior, período orbital e excentricidade) e de suas estrelas hospedeiras (como temperatura efetiva, raio estelar, massa estelar, entre outros).

O propósito fundamental da descoberta de novos planetas, assim como de seus parâmetros físico-químicos, sempre esteve relacionado, entre outras coisas, com a busca por novos mundos que pudessem abrigar vida, assim como a Terra. Isso poderia nos responder questões como o que constitui a vida e quais as condições necessárias para o seu surgimento. Assim, nasceu um campo de pesquisa multidisciplinar denominado Astrobiologia, que envolve, além da Astronomia e da Biologia, áreas como Química, Geologia, Meteorologia, entre outras.

O primeiro passo assumido nesse estudo é considerar a vida como conhecemos na Terra, pois é a única referência que temos até hoje. Sendo assim, a busca por vida fora da Terra tem como base uma característica determinante: identificar a existência de água líquida na superfície do planeta. Para isso, temos que analisar as condições atmosféricas e a abundância de algumas espécies químicas, especialmente da água, nesses objetos.

1.2.1 Definição de Zona de Habitabilidade

Um dos principais objetivos das técnicas de detecção planetária é encontrar planetas rochosos ($0.3\text{--}10 M_{\oplus}$) possivelmente habitáveis⁵ na zona de habitabilidade (ZH) de suas estrelas hospedeiras (Kopparapu et al., 2013). A ZH é definida como a região

⁵ ou seja, com atmosfera

circunstelar na qual um planeta rochoso com atmosfera está suficientemente distante de sua estrela para ser capaz de sustentar água líquida em sua superfície (Huang, 1959; Hart, 1978; Kasting et al., 1993; Underwood et al., 2003; Selsis et al., 2007; Kaltenegger & Sasselov, 2011). Até o momento foram detectados 290 possíveis planetas (somando candidatos e confirmados) na ZH de suas estrelas hospedeiras⁶, sendo esperado que esse número aumente cada vez mais com o lançamento de novas missões (Batalha et al., 2013).

Sendo uma região circunstelar, a ZH possui um limite interno e externo, de acordo com características da estrela hospedeira. Os limites interno e externo no sistema solar são, respectivamente, 0.99 UA e 1.70 UA, o que sugere que a Terra encontra-se, atualmente, perto do limite interno. Esses limites foram obtidos de modelos climáticos radiativo-convectivo em 1D (Kopparapu et al., 2013) e representam os limites de “perda de água” (interno) e “efeito estufa máximo” (externo). Mais detalhes sobre os limites da ZH podem ser vistos em Garcia (2016).

Portanto, estamos interessados em analisar apenas planetas rochosos dentro da ZH, para determinar se estes são habitáveis (Kasting & Catling, 2003). Planetas de gelo e gigantes gasosos, por exemplo, geralmente não são capazes de suportar vida (mesmo estando na ZH), devido à composição química de sua superfície e atmosfera. Ainda assim, estes podem ser astrobiologicamente interessantes se tiverem satélites (Heller & Barnes, 2013), como no caso de Europa (satélite de Júpiter) e Titã (satélite de Saturno) no sistema solar.

1.2.2 Definição de Planetas Rochosos

As medidas de massa e raio de um planeta são geralmente obtidos dependendo do método utilizado para sua detecção. Como mencionado anteriormente, o trânsito planetário pode fornecer o raio do planeta, enquanto a análise de variação da velocidade radial nos permite conhecer sua massa. Essas medidas são importantes principalmente para planetas menores que Netuno ($R_p \leq 4R_{\oplus}$) (Rogers, 2015), pois planetas nessa faixa podem ter em sua composição H, He, H₂O, CO, ou outros elementos que influenciam na sua massa e no seu volume (e.g. Rogers & Seager, 2010a,b). No sistema solar não existe nenhum exemplo de planeta com massa e raio intermediário entre os valores da

⁶ Dados de Agosto de 2017, retirados de *exoplanetarchive.ipac.caltech.edu*.

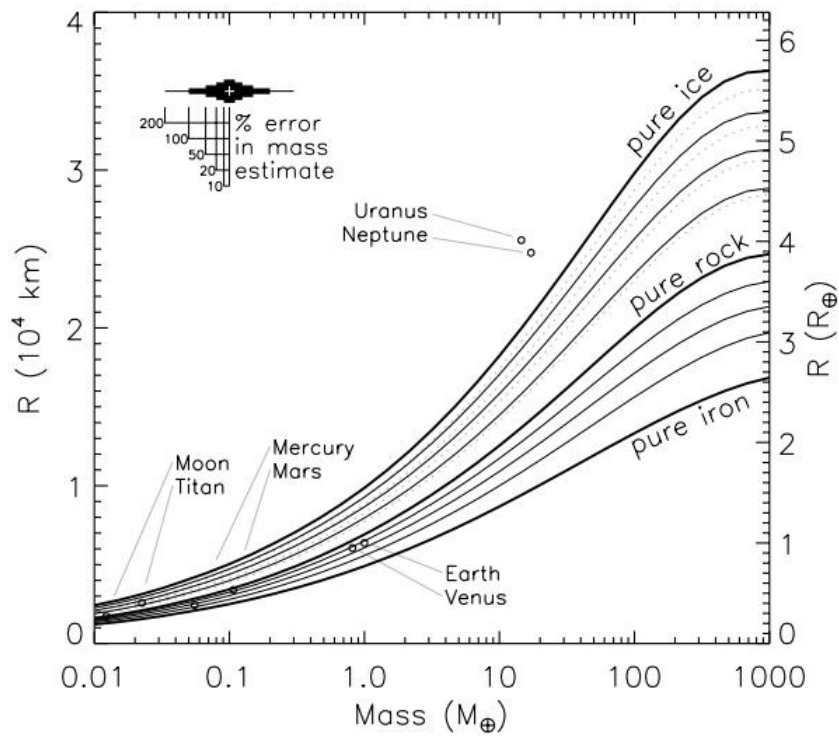


FIGURA 1.6. Relação massa-raio para planetas compostos por gelo, rocha e ferro. As linhas sólidas entre as linhas puras (“pure ice”, “pure rock” e “pure iron”) representam composições mistas, como gelo+rocha ou rocha+ferro, de acordo com a quantidade de cada um. A posição de alguns planetas do sistema solar é indicada por círculos abertos para comparação. Figura de Fortney et al. (2007).

Terra e de Netuno. Assim, é interessante estudar a faixa de massas entre planetas predominantemente rochosos (compostos de ferro e silicatos) e planetas compostos por voláteis, como gelo (H_2O , NH_3 e CO), hidrogênio e hélio (Rogers, 2015).

Weiss & Marcy (2014), por exemplo, ajustaram os valores observados de massa e raio de diferentes planetas, sugerindo uma relação massa-raio aproximadamente linear. Sendo M_p , R_p , M_\oplus e R_\oplus a massa e o raio de um planeta e da Terra, respectivamente, essa relação é dada por $\frac{M_p}{M_\oplus} = 2.69 \left(\frac{R_p}{R_\oplus} \right)^{0.93}$, sugerindo uma massa média de $4.3 M_\oplus$ para planetas com raio $1.5 R_\oplus < R_p < 4 R_\oplus$ (Weiss & Marcy, 2014).

Ajustando outros modelos, outros autores estabeleceram diferentes relações massa-raio de planetas (e.g. Seager et al., 2007; Valencia et al., 2007; Fortney et al., 2007; Grasset et al., 2009; Kopparapu et al., 2014). Mesmo assim, em todos eles temos que a razão de massa M_p/M_\oplus é proporcional a $(R_p/R_\oplus)^\beta$, ou seja, é proporcional à razão de raios elevada a alguma potência β (Garcia, 2016). Assim, o limite de massa para um planeta ser considerado rochoso é incerto. Por exemplo, um planeta rochoso rico em

silicato e com uma fina atmosfera pode ter os mesmos valores de massa e raio que um planeta de gelo sem atmosfera (Adams et al., 2008), porém densidades diferentes.

Uma vez confirmado que um planeta é rochoso, é possível criar e aplicar diferentes modelos de atmosferas planetárias para esse exoplaneta. No caso desse trabalho, aplicamos o modelo fotoquímico criado por Kasting et al. (1985) e Pavlov et al. (2001) para uma amostra de 8 exoplanetas rochosos observados pela missão Kepler, sendo eles: Kepler-174d, Kepler-186f, Kepler-283c, Kepler-298d, Kepler-440b, Kepler-441b, Kepler-442b, Kepler-443b, e os resultados serão explicados detalhadamente no Capítulo 4.

Capítulo 2

Atmosferas de Exoplanetas

A análise da atmosfera de um exoplaneta nos ajuda a responder questões acerca de sua composição e formação, através de técnicas como fotometria e espectroscopia. Utilizando parâmetros básicos do planeta (como massa e raio) e de sua estrela hospedeira, juntamente com seu espectro atmosférico, podemos obter propriedades de sua atmosfera e de seu interior, bem como características do processo de formação planetária (Madhusudhan et al., 2014).

Uma investigação inicial pode nos levar a caracterizar a atmosfera de um planeta a partir dos exemplos que já conhecemos, dos planetas do sistema solar. Sabemos que no nosso sistema existe uma relação entre as diferentes composições dos planetas, dependendo de sua massa, raio e distância ao Sol. Os planetas internos como Mercúrio, Vênus, Terra e Marte (de massa até $1 M_{\oplus}$) são rochosos, os de massa intermediária como Urano e Netuno (~ 15 a $17 M_{\oplus}$) são de gelo, e os gigantes de maior massa como Júpiter e Saturno são compostos majoritariamente por hidrogênio e hélio (Seager & Deming, 2010). A composição dos planetas extrassolares, no entanto, não necessariamente segue esse padrão. Na verdade, grande parte dos exoplanetas encontrados até hoje são bastante diferentes dos planetas do sistema solar, em termos de parâmetros orbitais (como período e tamanho da órbita) já que, devido aos métodos de detecção, muitos dos exoplanetas já detectados encontram-se extremamente próximos de sua estrela hospedeira, com órbitas menores do que a órbita de Mercúrio, que se encontra a 0.4 UA de distância do Sol (Raymond et al., 2006).

Esses planetas, denominados *hot Jupiters*, possuem órbitas com semieixo maior geralmente ≤ 0.05 UA (Seager & Deming, 2010). Além disso, devido à proximidade de sua estrela, os *hot Jupiters* são aquecidos a temperaturas altíssimas, de 1000—2000 K ou mais (Seager & Deming, 2010), facilitando a detecção destes (Seager & Sasselov, 1998). Por outro lado, a maior parte dos exoplanetas encontrados até hoje é de tamanho similar à Terra (Howard et al., 2012; Fressin et al., 2013) (e, conseqüentemente, rochosa), cuja análise da atmosfera é mais complicada, devido ao seu tamanho, temperatura, dentre outros fatores. Como dito anteriormente, é interessante comparar as possíveis composições químicas da atmosfera dos exoplanetas com as dos planetas do nosso sistema solar (Madhusudhan et al., 2014).

2.1 Classificação de Atmosferas

Dois fatores são importantes para determinar as características da atmosfera de um planeta: sua gravidade e o fluxo de radiação de sua estrela hospedeira (Massol et al., 2016). Sendo dependente de sua massa e raio, a gravidade de um planeta determina se elementos leves como hidrogênio e hélio podem ou não escapar da atmosfera, o que altera sua composição final. Além disso a gravidade, juntamente com a temperatura e a massa média das moléculas que a formam, é o fator que define a altura total da atmosfera (Madhusudhan et al., 2016).

Durante sua formação, os planetas gigantes geralmente se tornam massivos o suficiente para capturar gás da nuvem protoplanetária, conseguindo reter uma atmosfera rica em H_2 e He (Massol et al., 2016). Já os planetas rochosos não acretam tanta massa, e suas atmosferas dependerão, além disso, de fatores como a evolução de sua órbita, a evolução do disco estelar, o histórico de impacto no planeta, o escape de gás interior, entre outros (Madhusudhan et al., 2016). Finalmente, planetas de massa intermediária, como Urano e Netuno, evoluem mais lentamente que os gigantes gasosos, não conseguindo reter hidrogênio e hélio. Assim, seus interiores são dominados por gelo de compostos mais pesados, como H_2O (e.g. Lissauer & Stevenson, 2007; Fortney & Nettelmann, 2010), e a composição de suas atmosferas ainda é bastante desconhecida (e.g. Haghighipour, 2013; Fortney et al., 2013; Lee et al., 2014; Rogers, 2015).

Em suma, a atmosfera dos planetas está relacionada à sua massa. Por isso, uma boa forma de categorizá-los é analisando a presença (ou ausência) de compostos voláteis — aqueles com facilidade de passar para o estado gasoso ou de vapor — em sua atmosfera (Seager & Deming, 2010). Citaremos como exemplo a classificação atmosférica de Seager & Deming (2010), dividida em cinco categorias:

Atmosferas dominadas por H e He:

Planetas cuja atmosfera se formou com a captura de gases da nuvem protoplanetária. Exemplos no sistema solar são os gigantes gasosos (Júpiter, Saturno) e os gigantes de gelo (Urano, Netuno).

Atmosferas “*outgassed*” com H₂:

Planetas cuja atmosfera se formou com a liberação de gás do interior planetário. Esses planetas, com massa entre 10 e 30 M_⊕ (considerados super Terras), são frios e massivos o suficiente para reter o hidrogênio em sua atmosfera, evitando seu escape. Por isso, costumam ser dominadas por H₂, H₂O, CH₄ ou CO. Um detalhe importante é que, diferente dos planetas gigantes do sistema solar, esse tipo de atmosfera não possui He, pois este não se agrega às rochas e não é acretaado durante a formação desse tipo de planeta (Elkins-Tanton & Seager, 2008).

Atmosferas “*outgassed*” dominadas por CO₂:

Planetas cuja atmosfera perdeu H e He. A Terra não poderia se encaixar nessa categoria pois, de acordo com Seager & Deming (2010), a maior parte do CO₂ na Terra encontra-se dissolvido nos oceanos, dando espaço para o N₂ ser o gás atmosférico dominante. Em algumas atmosferas dominadas por CO₂, também podem ser relatados traços de H₂O, o que indica a possibilidade de um oceano de água, como poderia ter sido o caso de Marte.

Atmosferas de super Terras sem voláteis:

Além da perda de H, outros elementos voláteis como C, N, O e S também sofreram escape, devido às temperaturas atmosféricas acima de 1500 K ou mais. Essas atmosferas

são compostas de silicatos enriquecidos com elementos refratários como Ca, Al, e Ti (Schaefer & Fegley, 2009).

Planetas sem atmosfera:

São aqueles que perderam toda sua atmosfera, como é o caso de Mercúrio e da Lua (apesar de não ser um planeta).

2.2 Atmosferas de Planetas Rochosos

Os planetas do tipo Terra ou super Terra, diferentemente dos *hot Jupiters*, exigem um conhecimento fotoquímico mais profundo para a determinação de suas composições atmosféricas. Modelos fotoquímicos tiveram sucesso em representar atmosferas de planetas ou satélites rochosos, como a da Terra (e.g. Kasting et al., 1985; Zahnle, 1986; Seinfeld & Pandis, 2006, e referências nele citadas), Marte (e.g. Yung & Demore, 1999; Zahnle et al., 2008), Vênus (e.g. Krasnopolsky & Pollack, 1994; Zhang et al., 2012) e Titã (e.g. Atreya et al., 2006), fornecendo informações sobre os gases atmosféricos e suas concentrações.

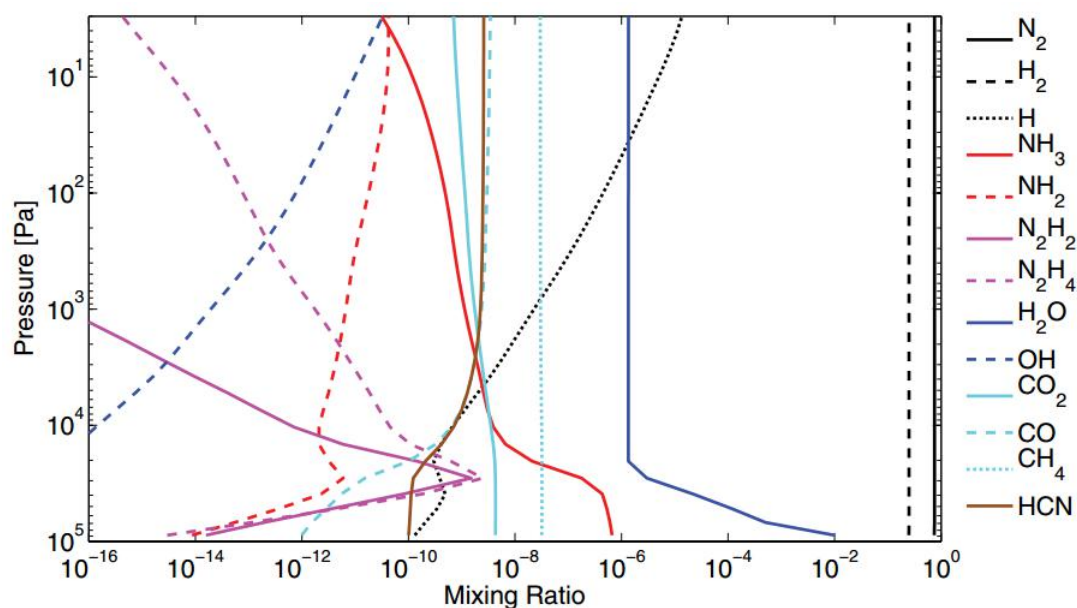


FIGURA 2.1. “Mixing ratio” (razão de mistura) de uma atmosfera de 1 bar composta por ~75% N₂ e ~25% H₂ e temperatura superficial de 290 K. A simulação é de um planeta do tipo Terra a 1.1 UA de distância de uma estrela do tipo Sol (Seager et al., 2013).

Os gases dominantes na atmosfera de planetas rochosos são H_2O , O_2 , CO_2 , CO , N_2 , Ne , Ar , Kr , SO_2 e SiO_2 (Madhusudhan et al., 2016), o que mostra que suas atmosferas podem ter inúmeras composições, de acordo com suas origens. Planetas como estes podem formar atmosferas a partir da captura de gases da nebulosa protoplanetária, escape de gases durante a fase de acreção, liberação de gases devido a atividades tectônicas (Elkins-Tanton & Seager, 2008; Schaefer & Fegley, 2010) e/ou devido a impactos em suas superfícies (Baruteau et al., 2016).

Assim, a atmosfera desses planetas pode ser rica em H_2 , dominada por N_2 ou CO_2 , ou rica em O_2 (Hu et al., 2012). Além disso, pode ser rica em água (Rogers & Seager, 2010b; Bean et al., 2010; Miller-Ricci Kempton et al., 2012). Como a composição dessas atmosferas pode ser bastante diversa, a criação de modelos fotoquímicos deve ser feita especificamente para determinados tipos de atmosferas. Por exemplo, em Seager et al. (2013), é analisada a presença de amônia (NH_3) em uma atmosfera composta por $\sim 75\%$ N_2 e $\sim 25\%$ H_2 , como mostrado na Figura 2.1. A amônia, nesse caso, trata-se de uma molécula de bioassinatura, como veremos a seguir.

2.3 Moléculas de Bioassinatura

São consideradas moléculas de bioassinatura aquelas fabricadas direta ou indiretamente por reações bióticas, isto é, reações causadas por seres vivos. Estas podem ser produzidas no consumo de energia (como no caso das plantas, que produzem O_2 através da fotossíntese), em reações metabólicas de seres vivos que têm como finalidade a obtenção de energia, ou outras funções em seus organismos.

Para entendermos o conceito de bioassinatura, devemos considerar a biomassa ativa, isto é, a massa de organismos metabolizantes cuja taxa de crescimento é suficientemente grande (Hu et al., 2012), sendo essa a grande produtora de gases astrobiologicamente relevantes. Existe também a biomassa inativa, que não é metabolizante, como organismos dormentes ou restos mortais de organismos. Por exemplo, toda a massa de material orgânico inativo no solo é de 10 a 100 vezes maior do que a massa de organismos metabolizantes (e.g. Anderson & Domsch, 1989; Insam & Domsch, 1988), sendo a maior parte dessa massa orgânica composta por restos mortais de bactérias, fungos ou

plantas. A biomassa inativa não é considerada nos modelos fotoquímicos; assim, estamos preocupados em identificar, principalmente, a densidade de biomassa ativa, para determinarmos a quantidade de matéria orgânica que geraria um fluxo detectável de uma determinada molécula de bioassinatura.

Quimicamente, as bioassinaturas são gases como O_2 , O_3 e CH_4 (e.g. Schindler & Kasting, 2000; Des Marais et al., 2002; Segura et al., 2003; Kaltenecker et al., 2007), que podem ser encontrados em atmosferas de planetas rochosos, por serem ambientes fora de equilíbrio redox¹ (Lovelock, 1965). Diferente de processos abióticos, que costumam criar um equilíbrio (Hu et al., 2012), as reações bióticas estão fora de equilíbrio redox. Assim, os gases subprodutos dessas reações podem se acumular na atmosfera, sendo esses os gases de bioassinatura.

Um exemplo identificável de gás de bioassinatura atmosférico, então, seria um gás de uma única espécie completamente fora de equilíbrio com os outros gases daquela atmosfera. No caso da Terra, um exemplo claro seria o oxigênio, já que o seu nível é aproximadamente 10 ordens de magnitude maior do que o esperado se estivesse em equilíbrio químico (Walker et al., 1981; Segura et al., 2007; Hu et al., 2012).

2.3.1 Bioassinaturas na Terra

A produção de gases na Terra realizada pelo metabolismo de organismos é limitada pela disponibilidade de energia e nutrientes no ambiente onde vivem. Atualmente, o principal mecanismo de obtenção de energia é a fotossíntese, que gera aproximadamente $2,0 \times 10^{14}$ kg de oxigênio (O_2) por ano (e.g. Friend et al., 2009). Entretanto, na Terra primordial, a quantidade de metano (CH_4) era muito maior do que a atual (1000 ppm ou até 1% da atmosfera), já que este era provavelmente produzido por arqueobactérias metanogênicas (Haqq-Misra et al., 2008, e referências nele citadas), e ainda não havia grandes quantidades de O_2 .

Além do O_2 produzido por fotossíntese e do CH_4 na Terra primordial, outros gases considerados bioassinaturas terrestres são produzidos em altas quantidades. Destacamos o ozônio (O_3), um bioindicador (já que é produto fotoquímico do O_2), além do N_2O (monóxido de dinitrogênio), para critérios de comparação com outros possíveis gases de

¹ Equilíbrio por adição ou remoção de elétrons de um átomo ou molécula, processos chamados de redução ou oxidação, respectivamente.

bioassinatura em exoplanetas. Vale lembrar, no entanto, que a vida microbiótica na Terra é tão diversa, que outros gases de bioassinatura também podem ser relevantes, dependendo do tipo de ambiente e da biomassa que os produzem.

O fluxo local de um gás de bioassinatura na Terra está relacionado a sua concentração em um determinado ambiente (em unidades de $\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$). Podemos compará-lo ao fluxo global, que é o fluxo real existente em todo o planeta (em unidades de Tg/ano) e ao fluxo global equivalente, que seria o equivalente ao fluxo local, caso estivesse presente em toda a superfície terrestre (em unidades de Tg/ano). Assim, como citamos anteriormente, altas taxas de fluxo de gases de bioassinatura podem ser geradas onde o ambiente é apropriado, isto é, onde existe quantidade suficiente de nutrientes e fontes de energia (Seager et al., 2013).

É importante citar que, até hoje, conhecemos somente um único ambiente que abriga vida: a Terra. Devido à sua complexidade, a detecção de apenas um gás considerado como bioassinatura pode não ser suficiente para caracterizar a presença de vida em um exoplaneta. Entretanto, em exoplanetas rochosos já foram observados gases como CH_4 , N_2O e CH_3Cl presentes em alta concentração, se comparados à Terra (Segura et al., 2005).

De qualquer forma, ao pesquisar gases de bioassinatura, assumimos que esses são gerados por reações químicas que consomem, armazenam e liberam energia, sendo assim produzidos em algum processo metabólico de seres vivos. Devido à essas diferenças, as bioassinaturas podem ser classificadas em diferentes tipos, explicitados a seguir.

2.3.2 Classificação de Bioassinaturas

São definidos três tipos de gases de bioassinatura: Tipo I, produtos da extração de energia; Tipo II, produzidos em reações metabólicas que formam a biomassa; e Tipo III, produzidos por seres vivos, mas não como subprodutos de reações metabólicas.

2.3.2.1 Tipo I

Os gases de bioassinatura de **Tipo I** são produzidos na Terra por organismos microbianos em suas reações metabólicas para a obtenção de energia a partir do desequilíbrio redox do ambiente. O principal gás do Tipo I considerado no estudo de exoplanetas é o CH₄, produzido na Terra por metanogênese (e.g. Des Marais et al., 2002, e referências nele citadas). No nosso planeta, por exemplo, ele pode ser produzido por bactérias nos oceanos, a partir de H₂ e CO₂, resultando em CH₄ e H₂O. O H₂ é liberado de rochas marinhas pelo processo de serpentinização², enquanto o CO₂, originalmente atmosférico, é encontrado dissolvido no mar, levando ao seguinte processo:



Outros gases de bioassinatura do Tipo I, produzidos por vida microbiana terrestre, incluem N₂, N₂O, NO e NO₂ (ver Seager et al., 2012).

Falsos Positivos

Alguns gases, inicialmente confundidos com bioassinaturas, também podem ser produzidos abioticamente, sendo assim chamados de **falsos positivos**. Esse é o caso de alguns gases produtos de reações redox, por exemplo, já que a natureza pode ter disponíveis as mesmas condições (temperatura, pressão, concentração de nutrientes, etc) que a vida, sendo capaz de produzir os mesmos compostos. Um exemplo é o próprio CH₄ que, além de ser metabolizado por bactérias, também pode ser produzido geologicamente e emitido por cadeias de montanhas oceânicas, resultante do afastamento de placas tectônicas.

2.3.2.2 Tipo II

São definidos como gases de **Tipo II** aqueles gerados por reações metabólicas que produzem a biomassa, consumindo energia. No caso da Terra, são reações como

² Processo pelo qual minerais, como a olivina, são convertidos em uma nova substância mineral denominada serpentina, formada a partir de um átomo de hidrogênio e um de oxigênio de uma molécula de água. A serpentina, então, libera o átomo restante de hidrogênio em uma sucessão de reações (Andreani et al., 2013).

a fotossíntese, capaz de capturar carbono do ambiente e transformá-lo em compostos essenciais para a vida terrestre (açúcares) utilizando, para isso, a luz solar como fonte de energia. O processo básico da fotossíntese pode ser representado por



onde CH_2O é a glicose (açúcar).

Assim, o gás de Tipo II dominante na nossa atmosfera é o O_2 , raramente produzido em processos abióticos. Por isso, o O_2 dificilmente seria um falso positivo no nosso planeta (Selsis et al., 2002b; Segura et al., 2007; Hu et al., 2012).

Outros gases de bioassinatura de Tipo II incluem compostos voláteis, como óxidos de nitrogênio ou de halogênios³. A probabilidade desses compostos serem identificados como bioassinaturas em exoplanetas é baixa, pois são muito mais reativos (e, consequentemente, prejudiciais à vida) do que o O_2 , exigindo muito mais energia para serem formados (Seager et al., 2013). Por isso, também aparecem em poucas quantidades, tornando-os difíceis de serem detectados.

2.3.2.3 Tipo III

Já as bioassinaturas de **Tipo III** são moléculas produzidas pela vida para fins além de captura de energia (função das bioassinaturas de Tipo I) ou construção de biomassa (função das moléculas de Tipo II). Os gases de Tipo III, portanto, possuem uma grande variedade de funções, como auxiliar os seres vivos na defesa contra o ambiente ou contra outros organismos, ou controlar suas funções fisiológicas e, por isso, também são chamados de produtos de metabolismo secundário (Seager et al., 2013).

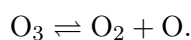
Vale destacar que, devido ao enorme número de funções, as bioassinaturas do Tipo III constituem um conjunto de moléculas muito mais diversificadas do que aquelas de outros tipos. Alguns exemplos incluem compostos sulfúricos (por exemplo, $(\text{CH}_3)_2\text{S}$, OCS , CS_2 ; ver Domagal-Goldman et al. (2011)), hidrocarbonetos, compostos halogenados (por exemplo, CH_3Cl ; ver Segura et al. (2005), e CH_3Br), e uma variedade de compostos orgânicos voláteis.

³ Grupo 7A da tabela periódica, que inclui: flúor, cloro, bromo, iodo e astato.

Como necessitam de energia e reações específicas para serem produzidos, os gases de bioassinatura do Tipo III dificilmente são produzidos abioticamente e, conseqüentemente, raramente existem na ausência de vida (por isso, têm baixa probabilidade de serem falsos positivos). No entanto, por serem compostos tão especializados, são geralmente produzidos em pequenas quantidades e, conseqüentemente, não se acumulam no planeta a níveis detectáveis.

2.3.2.4 Bioindicadores

Os três tipos de gases de bioassinatura podem ser transformados em outras espécies químicas por processos abióticos. Apesar disso, o gás resultante desses processos pode não ser naturalmente encontrado na atmosfera de um planeta e, portanto, também pode indicar a existência de vida. Esses são considerados **bioindicadores**, uma classe completamente separada dos três tipos de bioassinaturas citados anteriormente. Um exemplo de bioindicador na Terra é o ozônio (O_3), que é derivado de um gás de bioassinatura do Tipo II, o O_2 (Leger et al., 1993). Situado principalmente na estratosfera, o O_3 é formado a partir da associação de um átomo de oxigênio e uma molécula de O_2 . O ciclo do ozônio, como conhecido, pode ser resumido por



Para quebrar-se em O e O_2 , o O_3 absorve radiação ultravioleta. Já a reação contrária ocorre com a liberação de energia térmica. Esses são os processos responsáveis pela formação e dissolução da camada de ozônio, que impede que a maior parte da radiação solar no ultravioleta (nociva à vida) alcance a superfície da Terra.

Capítulo 3

Metodologia do Trabalho

3.1 Modelos Teóricos

O primeiro passo na criação de um modelo atmosférico teórico (e consequentemente, de um espectro teórico) é considerar como base a equação de transporte radiativo, cuja definição mostra a variação da intensidade de um feixe de radiação ao percorrer um determinado meio. De acordo com Seager & Deming (2010), considerando um planeta com uma atmosfera plano-paralela em uma dimensão, a equação de transporte radiativo é da forma

$$\mu \frac{dI(z, \nu, \mu, t)}{dz} = -\kappa(z, \nu, t)I(z, \nu, \mu, t) + \epsilon(z, \nu, \mu, t) \quad (1)$$

onde I [$\text{J} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{Hz}^{-1} \cdot \text{sr}^{-1}$] é a intensidade do feixe de luz, ν é a frequência do feixe [Hz], κ é o coeficiente de absorção [m^{-1}], ϵ é o coeficiente de emissão do gás [$\text{J} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{Hz}^{-1} \cdot \text{sr}^{-1}$], $\mu = \cos\theta$, sendo θ o ângulo entre o feixe e a reta normal à superfície do planeta, e z é a altura a partir da superfície. Consideramos que cada camada atmosférica possui uma altura correspondente e, a partir dela, temos a temperatura e pressão específica de cada camada.

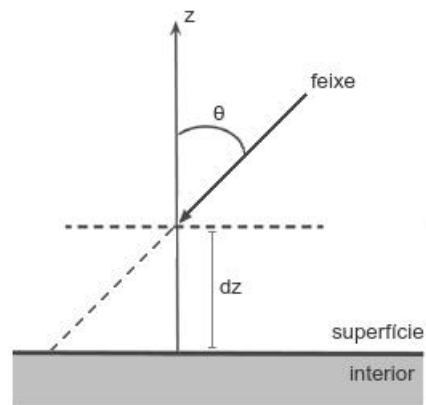


FIGURA 3.1. Figura esquemática de um feixe de radiação em uma atmosfera plano-paralela em 1D, baseada na figura de Lambert et al. (2016).

Desprezando o espalhamento de fótons e considerando equilíbrio termodinâmico local (ETL) na atmosfera, podemos assumir que a função fonte é dada pela função de Planck B . Portanto, $B = \epsilon/\kappa$. Utilizando a definição de profundidade óptica τ , $d\tau = -\kappa dz$, a equação de transporte radiativo fica da forma

$$\mu \frac{dI(\tau, \nu, \mu, t)}{d\tau} = I(\tau, \nu, \mu, t) - B(\tau, \nu, t) \quad (2)$$

Assim, a equação de transporte radiativo é de extrema importância no estudo teórico de atmosferas, tanto estelares quanto planetárias. A diferença entre as duas inclui as condições de contorno no topo da atmosfera planetária (onde devemos considerar a radiação estelar incidente), bem como a possibilidade de nuvens no planeta, que aumentam a opacidade do gás.

Para um gás de uma única espécie, o coeficiente de absorção κ é definido como $\kappa(\nu, T, P) = n(T, P)\sigma(\nu, T, P)$, onde n é a densidade numérica do gás e σ é a seção de choque de absorção de cada molécula dessa espécie na frequência ν . A seção de choque é determinada por medidas em laboratório ou pela mecânica quântica, e a densidade numérica é obtida considerando a atmosfera em equilíbrio químico (quando as concentrações de produtos e reagentes se mantêm constantes ao longo do tempo).

Para entendermos a estrutura de uma atmosfera planetária, são necessárias, além da equação de transporte radiativo, a equação de equilíbrio hidrostático e a equação de conservação de energia. A equação de equilíbrio hidrostático descreve a pressão $P(z)$ em uma camada atmosférica necessária para suportar a gravidade. Já a equação de conservação de energia descreve o equilíbrio radiativo em uma camada, fornecendo a temperatura $T(z)$ em função da altura.

Uma análise ainda mais refinada incluiria os outros dois mecanismos de transporte de energia: a convecção e a condução, que ocorrem próximo à superfície do planeta e nas camadas mais externas da atmosfera. A importância desses mecanismos de transporte é que sua eficiência depende do gradiente de temperatura dT/dz de cada camada atmosférica. Com o seu perfil de temperatura, portanto, podemos analisar detalhadamente sua composição química, além da opacidade em cada camada, já que a absorção e emissão atmosférica também dependem da altitude.

Os modelos mais sofisticados, em três dimensões e que envolvem circulação atmosférica, são desenvolvidos a partir do estudo da dinâmica de fluidos. Como base, são consideradas seis equações fundamentais: conservação de massa, conservação de momento (uma equação para cada dimensão), conservação de energia e a equação de estado (lei do gás ideal). A importância de se considerar a circulação atmosférica é que ela controla parcialmente a temperatura superficial, a cobertura de nuvens e, consequentemente, o albedo de planetas rochosos (ver Showman et al., 2010, para mais detalhes, além de aplicações de modelos de circulação em planetas gigantes e rochosos).

3.2 Estrutura de uma Atmosfera

A estrutura de uma atmosfera é determinada, entre outras coisas, por seu perfil de temperatura e pressão e pela sua concentração de espécies químicas. Para isso, é importante conhecermos a fração ou razão de mistura das diferentes espécies químicas presentes na atmosfera, a densidade numérica, a pressão parcial e a taxa de fotólise devido à uma determinada espécie. A seguir falamos de cada uma delas em detalhes.

3.2.1 Razão de Mistura

De acordo com Jacob (1999), a razão de mistura ou “*mixing ratio*” C_X de um gás X , também chamado de “fração molar”, é definido como o número de moles do gás por mol de ar (nesse caso, consideramos “ar” como toda a atmosfera). É uma grandeza adimensional, onde o gás e a atmosfera podem ser representados por um gás ideal¹ (Jacob, 1999).

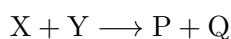
A razão de mistura de um gás permanece constante mesmo quando a densidade, a temperatura ou a pressão do ar mudam. Por exemplo, um balão cheio de gás subindo na atmosfera sofrerá expansão de volume, diminuindo o número de moléculas por unidade de volume dentro do balão. A razão de mistura do gás, no entanto, continua o mesmo. Assim, ela é uma poderosa ferramenta para medir a composição de uma atmosfera.

¹ Quando a energia de interação média entre as suas partículas é muito menor do que a sua energia térmica, o gás é suficientemente rarefeito, e pode ser considerado um gás ideal. Pressões na atmosfera são suficientemente baixas que a lei do gás ideal é sempre obedecida considerando uma incerteza de 1%.

3.2.2 Densidade Numérica

A densidade numérica n_X ou concentração de um gás é definida como o número de moléculas do gás por unidade de volume de ar, normalmente em unidades de moléculas/cm³. É uma medida essencial para calcularmos a taxa de reação de um gás.

De acordo com Jacob (1999), considerando a reação abaixo,



a taxa de formação ou destruição de X é igual à frequência de colisões entre moléculas de X e Y multiplicada pela probabilidade de que a colisão resultará em uma reação química. A frequência de colisão é proporcional ao produto das densidades numéricas $n_X n_Y$ das espécies X e Y . A expressão da taxa de formação/destruição de X é da forma

$$\frac{d}{dt}n_X = -kn_X n_Y \quad (3)$$

onde k é uma constante.

Outra aplicação importante da densidade numérica é medir a absorção ou espalhamento de um feixe de luz ao atravessar uma atmosfera composta por um gás opticamente ativo (que interage com a luz). O seu grau de absorção ou espalhamento depende do número de moléculas do gás que existem ao longo do caminho do feixe, isto é, depende da densidade numérica desse gás.

Considere uma atmosfera de altura Z que possui um gás opticamente ativo X . Um elemento de volume com área de base unitária e altura dz contém $n_X dz$ moléculas de X . A integral em toda a atmosfera define a densidade colunar atmosférica de X como

$$\text{densidade colunar} = \int_0^Z n_X dz \quad (4).$$

A densidade colunar de uma atmosfera, então, determina a eficiência total com que o gás X absorve ou espalha a luz que atravessa a atmosfera. Por exemplo, a eficiência com a qual a camada de ozônio previne a radiação UV de chegar na superfície da Terra é determinada pela densidade colunar atmosférica do ozônio.

A densidade numérica e a razão de mistura de um gás estão relacionados pela densidade numérica do ar da seguinte forma:

$$n_X = C_X n_{ar} \quad (5)$$

onde C_X é a razão de mistura do gás X , n_X é a densidade numérica do gás X (moléculas de gás/cm³), e n_{ar} é a densidade numérica do ar (moléculas de ar/cm³).

A densidade numérica do ar, por sua vez, é relacionada à pressão atmosférica P pela lei do gás ideal $PV = NRT$, onde V é o volume do ar, T é a temperatura do ar, N é o número de moles do ar e R é a constante do gás ideal. Assim, a densidade numérica está relacionada ao volume e ao número de moles através da equação

$$n_{ar} = \frac{\eta N}{V} \quad (6)$$

onde η é o número de Avogadro. Aplicando a lei do gás ideal na expressão (6), temos

$$n_{ar} = \frac{\eta P}{RT} \quad (7)$$

que, em termos da densidade numérica e da razão de mistura do gás, é dada por

$$n_X = \frac{\eta P}{RT} C_X \quad (8).$$

Vemos, então, que a densidade numérica n_X não permanece constante com mudanças de pressão ou temperatura da atmosfera.

Além dos gases, uma atmosfera geralmente contém partículas sólidas ou líquidas suspensas no meio gasoso. Essas partículas são o que chamamos de aerossol atmosférico, com diâmetros entre 0.01–10 mm. Partículas sólidas menores que 0.01 mm são rapidamente condensadas, enquanto partículas maiores que 10 mm caem devido ao seu próprio peso (Jacob, 1999). Podemos obter a concentração de aerossol através de medidas semelhantes, como densidade numérica e densidade de massa, porém, esse não é o intuito deste trabalho.

3.2.3 Pressão Parcial

A pressão parcial P_X de um gás em uma atmosfera de pressão total P é definida como a pressão que seria exercida pelas moléculas do gás X se todos os outros gases fossem removidos da atmosfera. Assim como a densidade numérica, a pressão parcial também pode ser relacionada à razão de mistura do gás, através da expressão

$$P_X = C_X P \quad (9).$$

Usando a lei do gás ideal, podemos relacionar a pressão parcial do gás X à densidade numérica, como foi feito em (6), (7) e (8). Desse modo, temos que

$$P_X = \frac{n_X}{\eta} RT \quad (10).$$

3.2.4 Taxa de Fotólise

Uma reação de fotólise, ou fotodissociação, consiste na quebra de uma ligação química de uma molécula devido a um fóton incidente. Portanto, uma reação do tipo



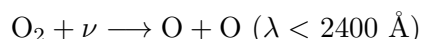
tem uma taxa de fotólise dada por

$$-\frac{d}{dt}n_X = \frac{d}{dt}n_Y = \frac{d}{dt}n_Z = kn_X \quad (11)$$

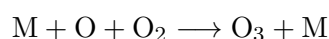
onde k (s^{-1}) é a taxa de dissociação da molécula. Considerando um elemento de volume na atmosfera que contém $n_X dz$ moléculas de X (onde n_X é a densidade numérica), um fóton incidente terá probabilidade σ_X/A de ser absorvido por uma molécula X , onde A é a seção de choque geométrica (cm^2) e σ_X é a sua seção de choque de absorção ($\text{cm}^2/\text{molécula}$). Assim, as moléculas de X naquele volume infinitesimal absorvem uma fração $\sigma_X n_X dz$ dos fótons incidentes (Jacob, 1999).

Um bom exemplo de reação de fotólise é a formação da camada de ozônio da Terra a partir do O_2 atmosférico, como mencionado no capítulo 2. A energia de ligação do

O₂ (498 kJ/mol) corresponde à energia de um fóton no ultravioleta com comprimento de onda de 2400 Å. Portanto, somente fótons provenientes do Sol com comprimento de onda menor do que 2400 Å podem quebrar uma molécula de O₂ (Jacob, 1999). Assim, a fotólise do O₂ origina dois átomos de O



que se ligam rapidamente a outra molécula de O₂ ou a uma molécula catalizadora, formando ozônio



onde *M* é qualquer molécula catalizadora que auxilia essa reação.

3.2.5 Perfis de Temperatura e Pressão

Assim como a atmosfera da Terra, a atmosfera de um exoplaneta pode ser dividida verticalmente (em função da altitude) de acordo com seus gradientes de temperatura e pressão, que existem devido aos diferentes processos físicos e químicos que ocorrem em diferentes regiões. A região imediatamente acima da superfície de um planeta é chamada de **troposfera**, seguida pela **estratosfera**, pela **mesosfera** e pela **termosfera**, a parte mais alta da atmosfera. Essa divisão pode ser vista na Figura 3.2, além das finas camadas que delimitam cada uma delas: a **tropopausa**, que separa a troposfera da estratosfera, a **estratopausa**, dividindo a estratosfera e a mesosfera e a **mesopausa**, distinguindo a mesosfera e a termosfera. É importante mencionar que essa figura ilustra a atmosfera da Terra, com seus valores de altitude, temperatura e pressão. A atmosfera de outros planetas também pode ser dividida nas mesmas regiões (troposfera, estratosfera, mesosfera e termosfera), mas seu perfil de pressão e temperatura deve ser bastante diferente e, conseqüentemente, a fronteira entre cada camada terá diferentes altitudes.

A primeira camada a partir da superfície, a troposfera, é caracterizada pelo decréscimo da temperatura em relação à altitude. Seu limite é determinado pela tropopausa que, na Terra, se encontra a ~11 km a partir da superfície, dependendo da latitude e da estação do ano. No equador, a tropopausa situa-se a cerca de 6–8 km, enquanto nos pólos esse

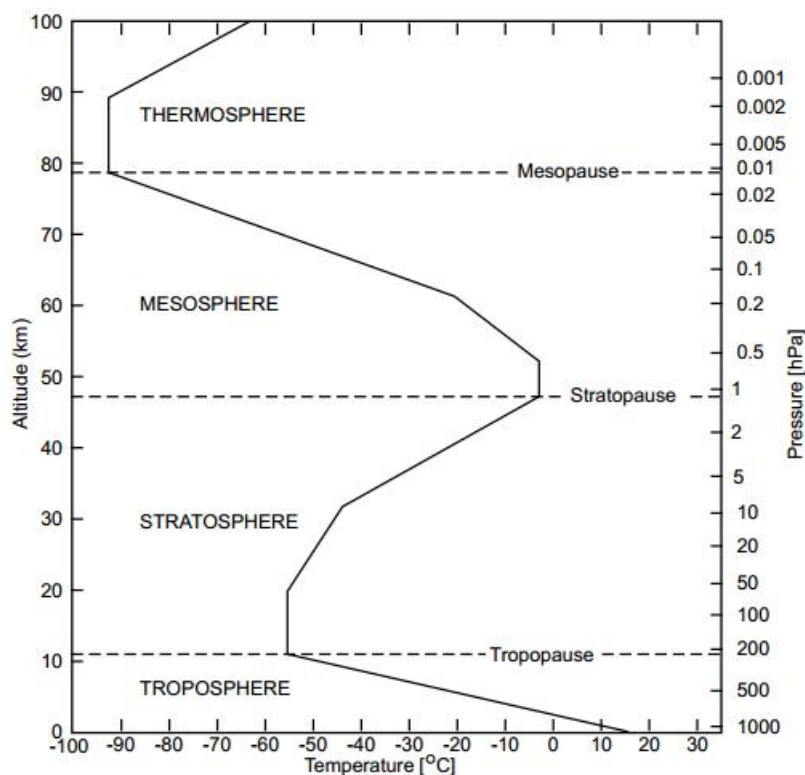


FIGURA 3.2. Perfil de temperatura da atmosfera da Terra até 100 km, como representado pela U.S. Standard Atmosphere (1976) (Petty, 2008).

valor é de 16–18 km (Basu, 2001). Além disso, a pressão na tropopausa terrestre gira em torno de 300–100 hPa (Petty, 2008), ou 300–100 mbar². Conseqüentemente, a maior parte das nuvens é formada na troposfera, já que acima da tropopausa o H₂O torna-se um gás não condensável.

De acordo com Petty (2008), a troposfera concentra 70–90% da massa total da atmosfera da Terra. Deste modo, os gases de menor densidade se encontram em grandes altitudes, enquanto moléculas mais pesadas se depositam na atmosfera mais baixa, como é o caso do vapor de água. A troposfera é a região onde ocorre a maior parte dos fenômenos que caracterizam o clima do planeta.

A camada seguinte, a estratosfera, se estende até 40–50 km de altitude a partir da superfície da Terra (Petty, 2008). Imediatamente acima da tropopausa, a temperatura permanece constante até aproximadamente 20 km, como pode ser visto na Figura 3.2. A partir daí, ela cresce à medida que a altura aumenta, chegando ao limite superior dessa região, a estratopausa. Esse aumento da temperatura ocorre devido à absorção da radiação solar UV pelas moléculas de O₃, concentradas entre 20 e 50 km na região

² 1 Pascal, em unidades SI, corresponde a 10⁻⁵ bar, em CGS. Logo, 1 hPa equivale a 1 mbar.

conhecida como a camada de ozônio (Petty, 2008). Assim, a estratosfera, juntamente com a troposfera, reúne cerca de 99.9% da massa total atmosférica (Jacob, 1999).

Acima da estratopausa encontra-se a mesosfera, onde a temperatura volta a decrescer com a altura até o limite de aproximadamente 80 km, onde situa-se a mesopausa terrestre. Nesse limite, a pressão atmosférica chega a 0.01 hPa (ou 0.01 mbar), o que significa que uma fração de 99.999% de toda a atmosfera se encontra abaixo dessa altitude (Jacob, 1999). Por fim, a camada acima da mesopausa, a termosfera, é caracterizada por ser isotérmica até ~90 km (vide Figura 3.2), a partir de onde a temperatura volta a aumentar com a altitude, devido à absorção de forte radiação solar pelas moléculas de N_2 e O_2 que ali se situam (Jacob, 1999).

Em suma, conhecer o perfil de temperatura e pressão da atmosfera da Terra é fundamental para o estudo da atmosfera de outros planetas, principalmente os rochosos e de massa aproximadamente terrestre. Além disso, saber como se comporta a temperatura e pressão nas atmosferas desses planetas pode auxiliar na determinação da composição química das mesmas.

3.3 Código Fotoquímico

A proposta desse trabalho é utilizar o código fotoquímico unidimensional de Kasting et al. (1985) e Pavlov et al. (2001), que é público³. Ele é descrito como um único código, mas na realidade é dividido em dois modelos: o primeiro (Kasting et al., 1985) simula uma atmosfera rica em O_2 , enquanto o segundo (Pavlov et al., 2001) reproduz uma atmosfera rica em CO_2 ou CH_4 . A utilização de ambos os modelos nos permitirá supor os gases existentes na atmosfera de 8 exoplanetas que compõem a nossa amostra.

3.3.1 Atmosfera Rica em O_2 (“*High O₂*”):

O primeiro modelo do código simula uma atmosfera com alta concentração de oxigênio, assim como a atmosfera da **Terra atual**. Foi desenvolvido por Kasting et al. (1985) e posteriormente aprimorado por Kasting (2002). O modelo considera uma atmosfera de 0 a 64 km (onde zero seria a superfície do exoplaneta), dividida em camadas

³ O código pode ser encontrado para download através do endereço vpl.astro.washington.edu/sci/AntiModels/models09.html.

de 1 km, e utiliza até 55 espécies químicas em 217 reações diferentes. Além disso, foi elaborado especificamente para um nível de O₂ igual a 1 PAL (“*present atmospheric level*”, o nível atmosférico atual).

3.3.2 Atmosfera Rica em CO₂ ou CH₄ (“*High CO₂/CH₄*”):

O segundo modelo foi desenvolvido para atmosferas com maior concentração de CO₂, como a atmosfera de **Marte**, e/ou alta concentração de CH₄, como na **Terra primitiva**. Desenvolvido por Pavlov et al. (2001) e depois modificado por Kharecha et al. (2005), ele considera uma atmosfera de 0 a 100 km, dividida em camadas de 2 km, contendo 73 espécies químicas em 359 reações diferentes. O próprio modelo diz que este “foi elaborado para níveis de O₂ extremamente baixos (pré-fotossintético)”.

3.3.3 Parâmetros de Entrada do Código

O código fotoquímico utilizado permite a modificação de alguns poucos parâmetros de entrada, assumindo valores pré-estabelecidos que podem ser associados à cada exoplaneta da nossa amostra. Contudo, os parâmetros de entrada do modelo para uma atmosfera rica em O₂ (Kasting et al., 1985) e do modelo para uma atmosfera rica em CO₂/CH₄ (Pavlov et al., 2001) são parcialmente diferentes. Os parâmetros de ambos os modelos são: gravidade, fluxo estelar recebido pelo planeta, albedo superficial, ângulo zenital solar, altura de cada camada da tropopausa, número da camada que corresponde à tropopausa, altura da tropopausa, tipo de estrela hospedeira e razão de mistura do CO₂. Citando a nomenclatura utilizada no código,

- . **G**: Gravidade do planeta, em cm/s²
- . **FSCALE/FLUXFAC**: Fluxo estelar, em escala de fluxo solar recebido pela Terra
- . **ALB**: Albedo superficial
- . **ZY**: Ângulo zenital solar, em graus
- . **DELZ**: Altura de cada camada da tropopausa, em cm
- . **JTROP**: Número da camada que corresponde à tropopausa
- . **ZTROP**: Altura da tropopausa, em cm
- . **STARR**: Tipo de estrela a ser escolhida

. FCO2: Razão de mistura do dióxido de carbono

Os valores pré-estabelecidos para ambos os modelos, escolhidos de acordo com a nossa amostra, são os seguintes:

- $G = 980.7 \text{ cm/s}^2$ para Terra e 373.0 cm/s^2 para Marte
- $\text{FSCALE/FLUXFAC} = 1.0$ para Terra e 0.43 para Marte
- $\text{ALB} = 0.250$ para Terra e 0.215 para Marte
- $\text{ZY} = 40$
- $\text{DELZ} = 1.0 \times 10^5 \text{ cm}$ para Terra e $2.0 \times 10^5 \text{ cm}$ para Marte
- $\text{JTROP} = 11$
- $\text{ZTROP} = 1.1 \times 10^6 \text{ cm}$ para Terra e $1.5 \times 10^6 \text{ cm}$ para Marte
- $\text{STARR} = \text{'Sun'}$, 'F2V' , 'K2V' ou 'dMV'
- $\text{FCO2} = 0.21$ para Terra e 0.025 para Marte

O modelo de Kasting et al. (1985) (rico em O_2) também permite a modificação das razões de mistura iniciais superficiais de algumas espécies, como argônio, metano, dióxido de carbono e oxigênio, além da densidade de coluna do ozônio.

Infelizmente, como o programa utilizado nesse trabalho foi a versão pública do código fotoquímico, alguns parâmetros planetários não puderam ser testados com eficiência. De acordo com os autores, essa versão nunca foi testada para planetas de tamanhos diferentes da Terra e, com isso, parâmetros como a **gravidade** e o **albedo** dos planetas “podem não ter sido utilizados em todas as subrotinas do programa” (de acordo com nota dos autores).

Devido à essa limitação, foram alterados no modelo de atmosferas ricas em O_2 , com base na nossa amostra e nos valores obtidos por Garcia (2016), apenas os seguintes parâmetros: FLUXFAC, ZTROP, JTROP, STARR, razões de mistura do CH_4 , CO_2 , O_2 e densidade colunar do O_3 . Os outros parâmetros foram mantidos com os valores padrão oferecidos pelo código.

Já o modelo de Pavlov et al. (2001), para atmosferas ricas em CO_2 ou CH_4 , possui parâmetros de entrada um pouco diferentes do modelo de Kasting et al. (1985). Além de não ser possível escolher a estrela do modelo (ele considera apenas uma estrela do

tipo solar), apenas a razão de mistura inicial do CO₂ pode ser alterada (enquanto no modelo de Kasting et al. (1985), podemos alterar as razões iniciais do Ar, CH₄, CO₂ e O₂). Com isso, seus parâmetros de entrada modificados foram: FLUXFAC, ZTROP, JTROP, e FCO2.

Segundo Garcia (2016), os exoplanetas da nossa amostra foram divididos de acordo com a sua localização na zona de habitabilidade de sua estrela hospedeira, sendo sugerido o tipo de atmosfera mais provável de cada um deles: atmosfera do tipo Terra ou atmosfera do tipo Marte. Como o código fotoquímico utilizado no nosso trabalho possui tanto um modelo para uma atmosfera do tipo Terra (rica em O₂, Kasting et al. (1985)) como um modelo para o tipo Marte (rico em CO₂/CH₄, Pavlov et al. (2001)), utilizamos o modelo mais adequado para cada um dos exoplanetas. Mesmo com a limitação do código, utilizamos os valores obtidos por Garcia (2016) no teste de cada exoplaneta da nossa amostra. A Tabela 3.1 exibe os parâmetros utilizados para cada exoplaneta e seus respectivos valores.

3.3.4 Motivação do Trabalho

O objetivo desse trabalho se resume em dois pontos principais: Primeiro, verificar a validade do código de Kasting et al. (1985) e Pavlov et al. (2001) analisando seus resultados para a atmosfera terrestre e marciana. Em seguida, estudar como os parâmetros físicos dos exoplanetas influenciam na estrutura de sua atmosfera, através dos valores de razão de mistura e densidade numérica dos principais gases atmosféricos de cada planeta.

Devido às limitações dos modelos de Kasting et al. (1985) e Pavlov et al. (2001), apenas os seguintes parâmetros puderam ser testados: o **fluxo** de radiação recebido pelo planeta (de sua estrela hospedeira), a **altura da tropopausa**, a **espessura de cada camada** da troposfera, o **tipo de estrela** e a **razão de mistura** de algumas das principais moléculas encontradas na atmosfera, como descritos na Tabela 3.1.

Assim sendo, o código fotoquímico de Kasting et al. (1985) e Pavlov et al. (2001) nos fornece valores como a razão de mistura de 34 espécies diferentes em função da altura, considerando uma atmosfera de 64 km e 100 km, respectivamente. Além disso, a densidade e a taxa de fotólise de algumas dessas espécies também são calculadas em

PLANETA	TIPO DE ATMOSFERA	G (cm/s ²)	FSCALE	ALB	DELZ (cm)	ZTROP (cm)	JTROP	STARR	RAZÃO DE MISTURA CH ₄	RAZÃO DE MISTURA CO ₂	RAZÃO DE MISTURA O ₂	COLUNA DE O ₃
Kepler-174d	Marte	*1107.1	0.43	*0.320	2.0×10^5	$*1.7 \times 10^6$	9	Sol	-	$*9.50 \times 10^{-01}$	-	-
Kepler-186f	Marte	*1108.0	0.43	*0.320	2.0×10^5	$*1.8 \times 10^6$	9	Sol	-	$*9.50 \times 10^{-01}$	-	-
Kepler-283c	Terra	*1308.9	1.00	*0.320	1.0×10^5	$*4.4 \times 10^5$	5	K2V	$*1.00 \times 10^{-60}$	$*3.30 \times 10^{-04}$	$*2.10 \times 10^{-01}$	$*1.10 \times 10^{-60}$
Kepler-298d	Terra	*1017.6	1.00	*0.320	1.0×10^5	$*6.2 \times 10^5$	7	K2V	$*1.00 \times 10^{-60}$	$*3.30 \times 10^{-04}$	$*2.10 \times 10^{-01}$	$*1.10 \times 10^{-60}$
Kepler-440b	Terra	*1280.3	1.00	*0.320	1.0×10^5	$*4.5 \times 10^5$	5	K2V	$*1.00 \times 10^{-60}$	$*3.30 \times 10^{-04}$	$*2.10 \times 10^{-01}$	$*1.10 \times 10^{-60}$
Kepler-441b	Marte	*1464.4	0.43	*0.320	2.0×10^5	$*1.3 \times 10^6$	7	Sol	-	$*9.50 \times 10^{-01}$	-	-
Kepler-442b	Terra	*1457.8	1.00	*0.320	1.0×10^5	$*6.3 \times 10^5$	7	K2V	$*1.00 \times 10^{-60}$	$*3.30 \times 10^{-04}$	$*2.10 \times 10^{-01}$	$*1.10 \times 10^{-60}$
Kepler-443b	Terra	*1059.7	1.00	*0.320	1.0×10^5	$*7.8 \times 10^5$	8	K2V	$*1.00 \times 10^{-60}$	$*3.30 \times 10^{-04}$	$*2.10 \times 10^{-01}$	$*1.10 \times 10^{-60}$

TABELA 3.1. Parâmetros utilizados para cada exoplaneta da nossa amostra e seus respectivos valores. Os valores obtidos por Garcia (2016) foram marcados com um * inicial. Os outros valores eram pré-determinados pelo código fotoquímico.

função da altura, juntamente com os gradientes de temperatura e pressão atmosféricos. No capítulo a seguir apresentaremos gráficos ilustrando alguns desses resultados para cada exoplaneta da nossa amostra, além dos valores para Terra e Marte (usados para comparação), todos calculados pelo código. Por fim, analisaremos individualmente cada espécie química, comparando seus perfis com exemplos da literatura.

Capítulo 4

Resultados

4.1 Validação do Código Fotoquímico

4.1.1 Modelo Atmosférico Rico em O₂ (Kasting et al., 1985):

Primeiramente, escolhemos testar os resultados do código fotoquímico comparando seus valores pré-estabelecidos aos valores encontrados na literatura. Para isso, utilizamos o modelo atmosférico rico em O₂ de Kasting et al. (1985) para reproduzir uma atmosfera do tipo Terra com as mesmas condições físicas encontradas no nosso planeta: gravidade de 980.7 cm/s², fluxo igual ao fluxo terrestre e albedo de 0.25, e troposfera que se estende por 11 km, dividida em 11 camadas de 1 km cada. Para isso, foi considerada uma estrela

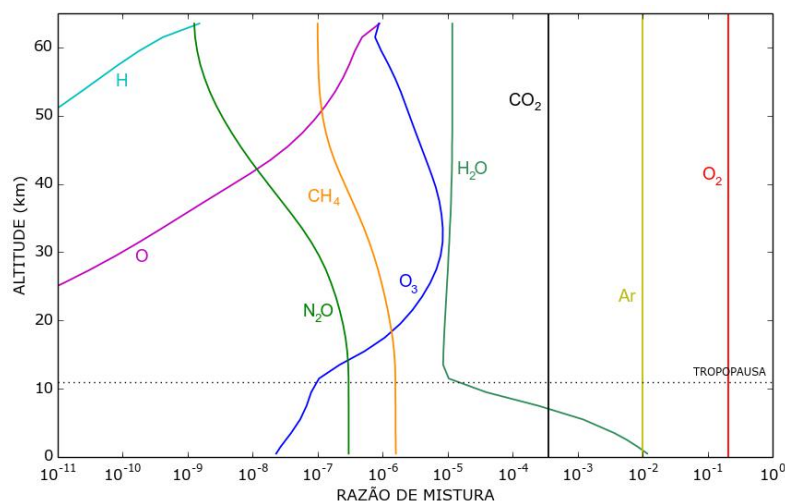


FIGURA 4.1. Valores da razão de mistura em função da altitude obtidos com o modelo de Kasting et al. (1985), simulando um planeta do tipo Terra com uma atmosfera de 65 km orbitando uma estrela do tipo Sol. A tropopausa está a 11 km de altitude.

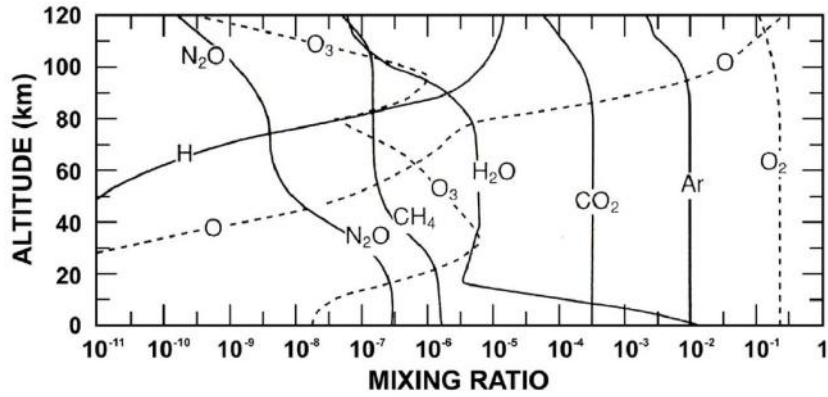


FIGURA 4.2. Razão de mistura (*mixing ratio*) em função da altura de acordo com Brasseur et al. (1999). As razões de mistura de N_2 e dos gases nobres raros não foram representados na figura, pois são aproximadamente constantes até 100 km.

do tipo Sol, com ângulo zenital de 40° . Como resultado, temos a **razão de mistura** das principais moléculas (H, O, O_2 , O_3 , CO_2 , CH_4 , H_2O , Ar e N_2O) com relação à altitude, dada pela Figura 4.1.

Através da comparação dos nossos resultados com aqueles obtidos por Brasseur et al. (1999) para a atmosfera terrestre, vemos uma boa concordância na razão de mistura dessas mesmas moléculas, como pode ser visto analisando as Figuras 4.1 e 4.2. Ao fazer essa comparação, é importante notar que os valores de altitude de Brasseur et al. (1999) vão até 120 km, altura acima da mesosfera terrestre. Isso significa que o código de Kasting et al. (1985) representa bem a atmosfera do nosso planeta.

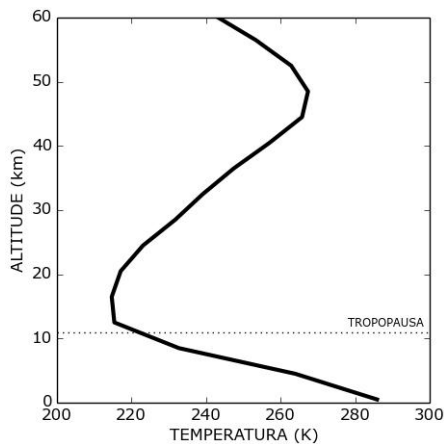


FIGURA 4.3. Perfil de temperatura da atmosfera da Terra, a partir de U.S. Standard Atmosphere (1976).

amostra é semelhante ao da Figura 4.3.

Para o **perfil de temperatura** da atmosfera da Terra, foram utilizados valores de U.S. Standard Atmosphere (1976), divididos em 16 intervalos entre 0.5 e 60.5 km de altitude, como vemos na Figura 4.3. A relação temperatura-altitude dos exoplanetas da nossa amostra será a mesma da Terra pois, apesar dos diferentes parâmetros planetários, não foi possível acoplar os resultados obtidos por Garcia (2016) ao código convectivo-radiativo de Kopparapu et al. (2014). Assim, o perfil de temperatura da nossa

Também fizemos a comparação dos nossos resultados com a **densidade numérica** de alguns gases da atmosfera terrestre obtidos na literatura. Para H_2O , OH e HO_2 , pudemos comparar os nossos resultados aos valores encontrados por Hu et al. (2012), além dos valores da U.S. Standard Atmosphere (1976). Como pode ser visto na Figura 4.4, o perfil de densidade gerado pelo código de Kasting et al. (1985) são semelhantes aos valores da literatura, principalmente da U.S. Standard Atmosphere (1976). É válido lembrar que o código de Kasting et al. (1985) que utilizamos fornece dados apenas até 64 km de altitude, enquanto os gráficos de Hu et al. (2012) vão até 80 km. Apesar disso, de modo geral, os perfis de ambos podem ser considerados equivalentes.

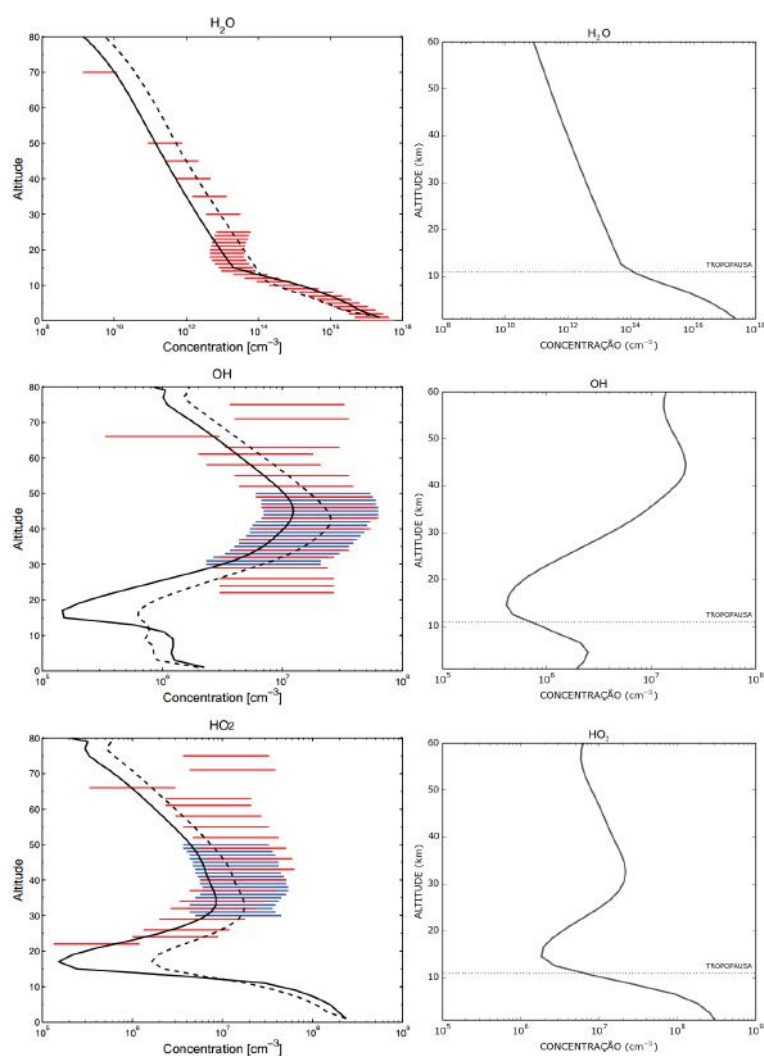


FIGURA 4.4. Densidade numérica na atmosfera terrestre de H_2O , OH e HO_2 . À esquerda, dados do modelo fotoquímico de Hu et al. (2012) (linha preta sólida) e da U.S. Standard Atmosphere (1976) (linha preta pontilhada). As linhas vermelhas e azuis horizontais representam dados de diferentes observações terrestres. À direita, em cinza, os resultados provenientes do modelo fotoquímico de Kasting et al. (1985) utilizado no nosso trabalho, assumindo um cenário similar à atmosfera da Terra.

4.1.2 Modelo Atmosférico Rico em CO₂/CH₄ (Pavlov et al., 2001):

Analogamente, para verificar a confiabilidade do modelo de Pavlov et al. (2001), rico em CO₂ e CH₄, comparamos os seus resultados à literatura, assumindo um cenário similar à Marte: gravidade de 373.0 cm/s², fluxo igual a 43% do fluxo terrestre e 0.215 de albedo. A troposfera alcança 15 km, e é dividida em 15 camadas de 1 km cada. Além disso, o modelo considera uma estrela hospedeira do tipo Sol, cujo ângulo zenital é de 40°.

Esse modelo considera uma razão de mistura para o CO₂ de 0.025, valor próximo à sua razão de mistura da Terra primitiva, porém destoante ao valor de Marte. Isso pode ser facilmente avaliado através da Figura 4.5b, que mostra a razão de mistura de algumas das principais moléculas do nosso estudo, e da Figura 4.5a, que apresenta os resultados de Kaltenegger & Sasselov (2010).

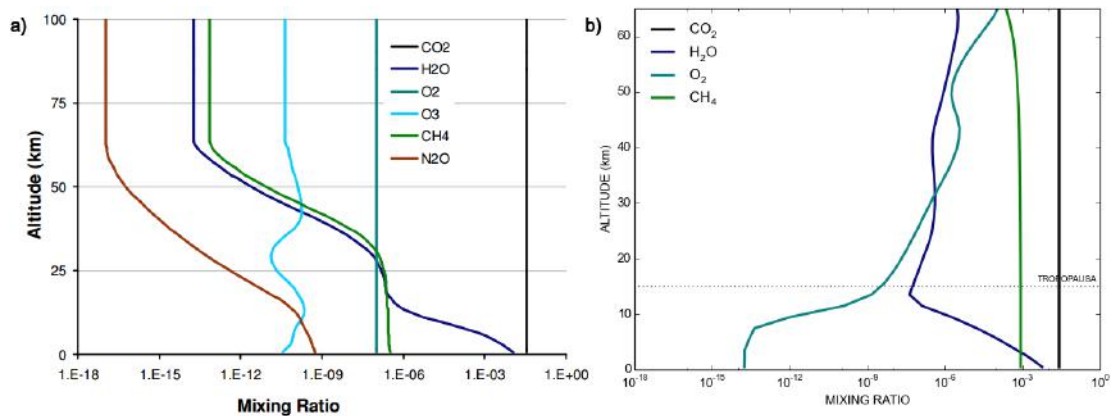


FIGURA 4.5. **a.** À esquerda: razão de mistura de moléculas da atmosfera primitiva da Terra. Figura de Kaltenegger & Sasselov (2010), onde vemos os valores da razão de mistura de CO₂, H₂O, O₂, CH₄, O₃ e N₂O até 100 km de altitude. **b.** À direita: valores pré-estabelecidos da razão de mistura dados pelo modelo de Pavlov et al. (2001) apenas para CO₂, H₂O, O₂ e CH₄ e até 65 km, devido às limitações do modelo.

Nesse caso, as únicas moléculas cujas razões de mistura podem ser comparadas à literatura são: o dióxido de carbono (CO₂) e talvez a água, se considerarmos apenas seus valores abaixo da tropopausa. As outras moléculas (O₂ e CH₄) têm perfis completamente diferentes da literatura e por isso impossibilitam a utilização desses valores sugeridos pelo modelo de Pavlov et al. (2001) para representar a atmosfera da Terra primitiva.

Sendo assim, decidimos utilizar os valores de razão de mistura dados por Garcia (2016), que representam a atmosfera de Marte, como parâmetros de entrada do código de Pavlov et al. (2001). São eles: 0.954 para o CO_2 e 0.027 para o N_2 .

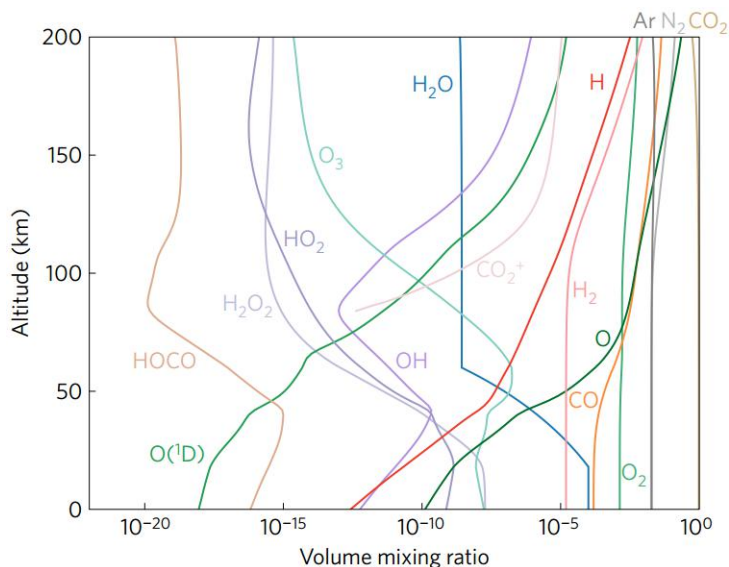
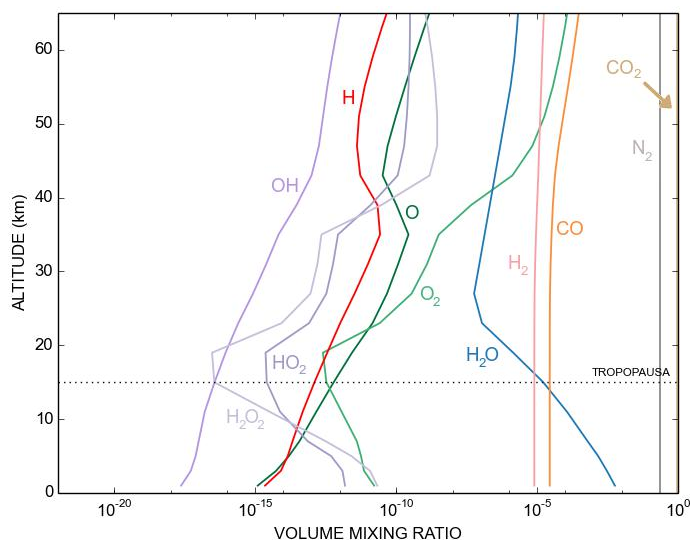


FIGURA 4.6. Acima, temos as razões de mistura de algumas moléculas da atmosfera de Marte, como CO_2 , N_2 , Ar , CO , H_2 , CO_2^+ , H_2O , O_2 , O_3 , OH , H_2O_2 , HO_2 , HOCO , $\text{O}(^1\text{D})$, O e H até 200 km de altitude. Figura de Chaffin et al. (2017).

FIGURA 4.7. Abaixo, temos as razões de mistura dadas pelo modelo de Pavlov et al. (2001) fixando as razões de mistura em 0.954 para o CO_2 e 0.027 para o N_2 . Foram representadas apenas as moléculas CO_2 , N_2 , CO , H_2 , H_2O , O_2 , OH , H_2O_2 , HO_2 , O e H e até 65 km de altitude, devido às limitações do modelo.



Como pode ser observado nas Figuras 4.6 e 4.7, os nossos resultados mostram que nem todas as moléculas analisadas pelo nosso modelo têm razão de mistura semelhante à de Marte. Espécies como CO_2 , N_2 , CO , H_2 e H_2O têm valores comparáveis

aos da literatura (Figura 4.6). Já para algumas espécies oxigenadas - como O_2 , OH - e atômicas - como O e H - os nossos resultados com o modelo de Pavlov et al. (2001) são bem diferentes da literatura.

Para analisar algumas espécies nitrogenadas, ainda comparamos o nosso modelo a um modelo atmosférico semelhante ao da Terra no período arqueano obtido por Selsis et al. (2002a), representado pela Figura 4.8. As condições iniciais que utilizamos no modelo de Pavlov et al. (2001) são as mesmas da Terra: gravidade de 980.7 cm/s^2 , fluxo igual ao fluxo terrestre atual¹, albedo de 0.25, tropopausa em 11 km de altitude e uma estrela hospedeira do tipo solar. As razões de mistura nesse caso foram 0.954 para o CO_2 e 0.027 para o N_2 , valores associados à Marte por Garcia (2016). A Figura 4.9 ilustra nosso resultado.

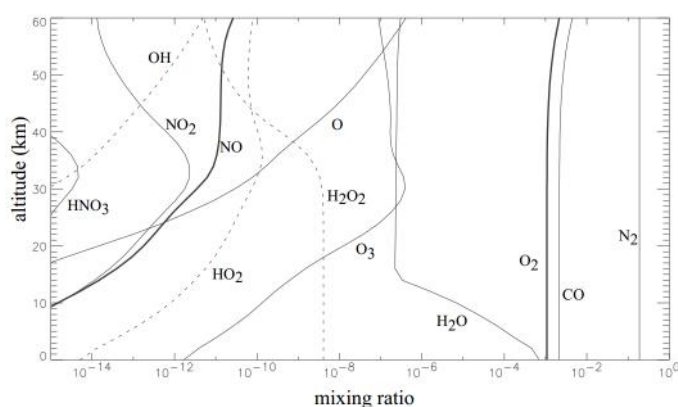


FIGURA 4.8. Razão de mistura de um modelo atmosférico que representa a atmosfera primitiva da Terra, dominada por CO_2 (80% CO_2 e 20% N_2) até 60 km de altitude, com pressão de 4 bar. Figura de Selsis et al. (2002a).

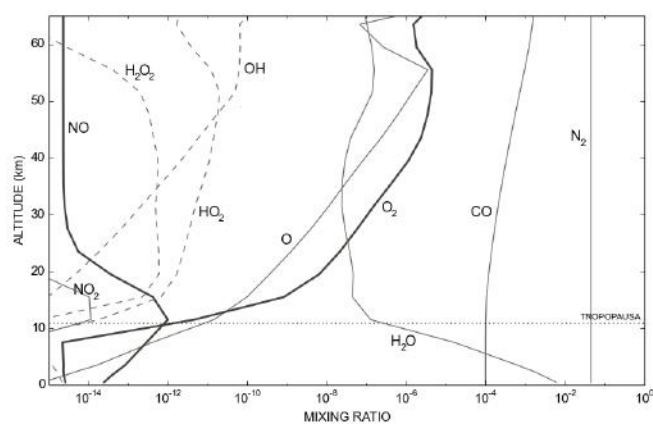


FIGURA 4.9. Representação do modelo de Pavlov et al. (2001) para um cenário similar à Terra primitiva, com razões de mistura de 0.954 para o CO_2 e 0.027 para o N_2 . As espécies O_3 e HNO_3 , presentes na figura anterior, não foram representadas nessa figura devido às limitações do modelo.

¹ Apesar do fluxo solar recebido pela Terra arqueana ser maior do que o fluxo atual, usamos o valor atual por já ser um parâmetro pré-estabelecido pelo modelo.

Assim, vemos em ambas as figuras (4.8 e 4.9) espécies nitrogenadas como NO, NO₂ e HNO₃ (esta última apenas na Figura 4.8). A razão de mistura de NO no modelo que utilizamos (Figura 4.9) é mais elevada nas camadas mais baixas (até 20 km) se comparada ao modelo de Selsis et al. (2002a) (Figura 4.8). A molécula de NO₂ aparece no nosso modelo apenas entre 10 e 20 km de altitude, enquanto no modelo utilizado por Selsis et al. (2002a) sua razão de mistura tem valor considerável em toda a troposfera.

O perfil de outras moléculas a partir do modelo utilizado por nós, como já visto anteriormente, não concorda totalmente com o modelo de Selsis et al. (2002a) – que se assemelha à Terra primitiva – como é o caso da razão de mistura do O e HO₂, que têm valores bem mais baixos nas camadas mais próximas à superfície quando comparado ao modelo de Selsis et al. (2002a). Outras moléculas têm razão de mistura que destoam totalmente do valor de Selsis et al. (2002a), como é o caso do O₂ e do H₂O₂. Por outro lado, observando as Figuras 4.8 e 4.9, vemos que os valores de espécies como N₂, CO, H₂O e OH são comparáveis com os de Selsis et al. (2002a).

Diferente do modelo de Kasting et al. (1985) (rico em O₂), o perfil de temperatura

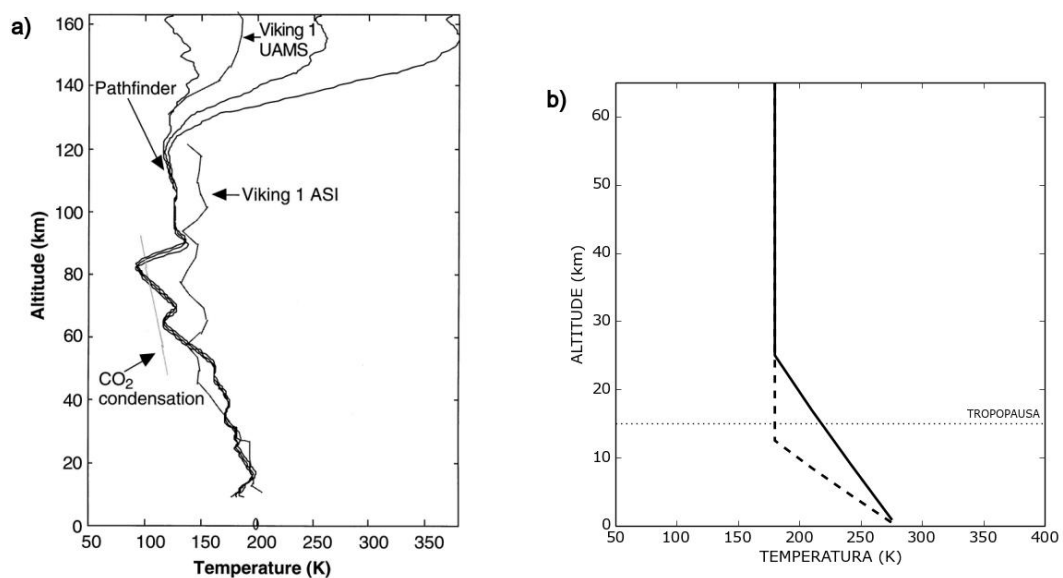


FIGURA 4.10. **a.** Perfis de temperatura medidos pelo *Pathfinder ASI/MET Experiment*, pelo *Viking 1 atmospheric structure instrument (ASI)* e pelo *Viking 1 upper atmosphere mass spectrometer (UAMS)* (Seiff et al., 1997; Seiff & Kirk, 1977) até 160 km de altitude. O círculo em 200 K corresponde à temperatura superficial medida pelo *Pathfinder MET (meteorology) instrument*. Figura de Schofield et al. (1997). **b.** Perfil de temperatura adotado para todos os planetas no modelo de Pavlov et al. (2001), até 65 km de altitude. A linha tracejada representa o perfil de temperatura do modelo utilizando o valor pré-estabelecido de 0.025 para a razão de mistura do CO₂. A linha sólida mostra o perfil de temperatura assumindo as razões de mistura de 0.954 para o CO₂ e 0.027 para o N₂, utilizadas em todos os planetas do tipo Marte da nossa amostra.

estabelecido pelo modelo de Pavlov et al. (2001) diminui linearmente até uma determinada altitude, que corresponde à quarta camada a partir da superfície (vide Figura 4.10b). Ao atingir 180 K, a temperatura atmosférica do modelo permanece constante até o limite de altitude (aproximadamente 65 km). Essa temperatura está um pouco acima do perfil de temperatura do *Pathfinder ASI/MET Experiment* (Schofield et al., 1997), mostrado na Figura 4.10a, assim como os perfis medidos pelo *Viking 1 atmospheric structure instrument* (ASI) e pelo *Viking 1 upper atmosphere mass spectrometer* (UAMS) (Seiff et al., 1997; Seiff & Kirk, 1977), também mostrados na figura. A diferença no perfil de temperatura, assim como no modelo de Kasting et al. (1985), ocorreu devido à impossibilidade de acoplar os resultados de Garcia (2016), que levam em consideração os diferentes parâmetros planetários, ao código convectivo-radiativo de Kopparapu et al. (2014).

Finalmente, podemos comparar com a literatura as densidades numéricas de algumas moléculas da atmosfera marciana, representada pela Figura 4.11. Em geral, os gases de maior concentração como O, O₂, H₂O e H não são muito bem representados pelo modelo de Pavlov et al. (2001) (Figura 4.12a). Nesse caso, o perfil do H é o único que concorda razoavelmente com o perfil da Figura 4.11 obtido por Whalley & Plane

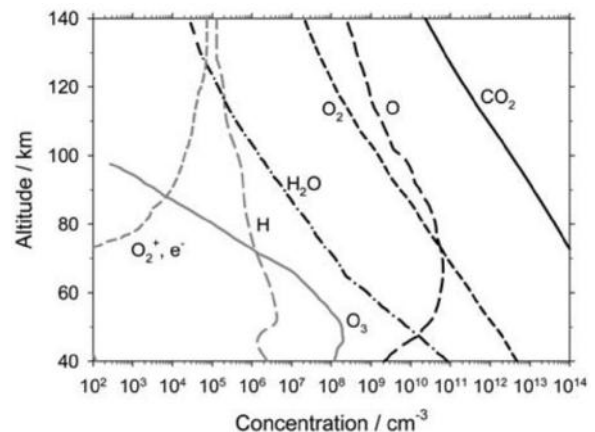


FIGURA 4.11. Densidade numérica em função da altitude de alguns gases que constituem a atmosfera de Marte. Figura de Whalley & Plane (2010).

(2010). É importante notar que o CO₂ não aparece na Figura 4.12 pois, dentro dos limites do gráfico de Whalley & Plane (2010) (10^2 a 10^{14} cm⁻³), ele encontra-se apenas acima de 70 km de altitude.

Ainda para fins de comparação, a Figura 4.12b representa o modelo de Pavlov et al. (2001) considerando a razão de mistura de CO₂ igual a 0.025. Dessa forma, os perfis de O e O₂ assemelham-se mais aos resultados obtidos por Whalley & Plane (2010), mas os outros gases continuam mal representados. Com base nesses resultados, vemos que o uso do código de Pavlov et al. (2001) para atmosferas que se assemelham à de Marte ou à Terra primitiva deve ser feito com muita cautela.

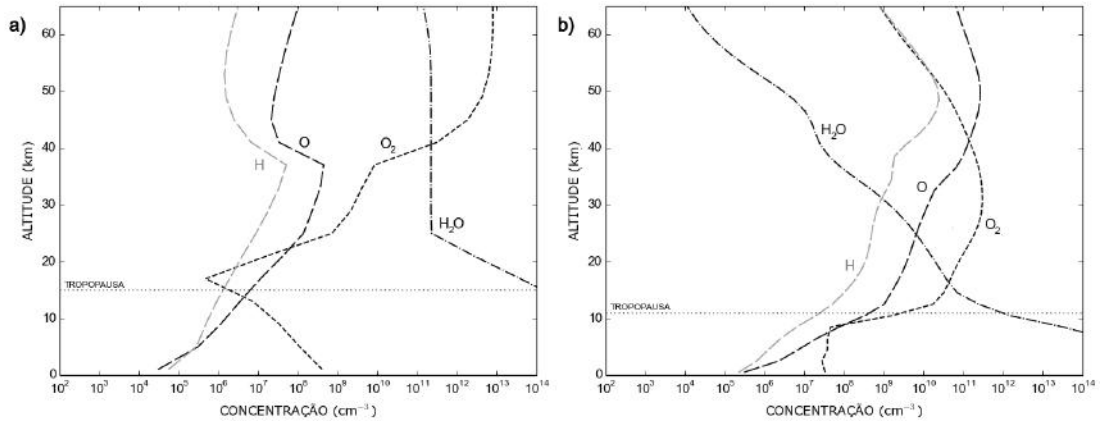


FIGURA 4.12. **a.** À esquerda, vemos a densidade numérica de moléculas do modelo de Pavlov et al. (2001) para um cenário similar à atmosfera de Marte, e com razões de mistura de 0.954 para o CO₂ e 0.027 para o N₂. **b.** À direita, temos a densidade numérica de moléculas do modelo de Pavlov et al. (2001) para um cenário similar à Terra primitiva, também com razões de mistura de 0.954 para o CO₂ e 0.027 para o N₂.

4.2 O Código Fotoquímico Aplicado nas Atmosferas dos Exoplanetas da Nossa Amostra

Nessa seção, utilizaremos o código fotoquímico de Kasting et al. (1985) e Pavlov et al. (2001) para um estudo da atmosfera dos exoplanetas da nossa amostra. São eles: Kepler-174d, Kepler-186f, Kepler-283c, Kepler-289d, Kepler-440b, Kepler-441b, Kepler-442b e Kepler-443b. Como mencionado na Tabela 3.1, separamos nossa amostra em planetas do tipo Terra e do tipo Marte, baseado nos resultados de Garcia (2016).

Portanto, com o modelo rico em O₂ de Kasting et al. (1985), analisamos os planetas de tipo terrestre Kepler-283c, Kepler-298d, Kepler-440b, Kepler-442b e Kepler-443b. Já para o modelo rico em CO₂/CH₄ de Pavlov et al. (2001), foram examinados os planetas Kepler-174d, Kepler-186f e Kepler-441b. Nesse capítulo apresentaremos os resultados de um planeta referente à cada modelo, sendo Kepler-283c (Kasting et al., 1985) e Kepler-174d (Pavlov et al., 2001). Os resultados dos outros seis exoplanetas da nossa amostra poderão ser vistos nos Apêndices A e B desse trabalho.

4.2.1 Kepler-283c

Para o planeta Kepler-283c, proveniente de um sistema com dois planetas, foi utilizado o modelo de uma atmosfera rica em O₂ de Kasting et al. (1985), com base nas conclusões de Garcia (2016). Um dos critérios examinados por Garcia (2016) nessa seleção foi a localização do planeta na zona de habitabilidade de sua estrela hospedeira. No caso de Kepler-283c, este encontra-se na região central da ZH.

Assim, considerando uma atmosfera do tipo Terra e considerando também as conclusões de Garcia (2016), os seguintes parâmetros foram inseridos no modelo de Kasting et al. (1985): gravidade de 1308.9 cm/s², fluxo igual ao da Terra, 0.32 de albedo, troposfera com um total de 4.4 km,

PLANETA	TIPO DE ATMOSFERA	TEMPERATURA ESTELAR (K)	TIPO ESPECTRAL
Kepler-174d	Marte	4880	K2V–K3V
Kepler-186f	Marte	3788	M1V
Kepler-283c	Terra	4351	K5V
Kepler-298d	Terra	4470	K4V–K5V
Kepler-440b	Terra	4134	K7V
Kepler-441b	Marte	4340	KV
Kepler-442b	Terra	4402	K5V
Kepler-443b	Terra	4723	K3V

TABELA 4.1. Parâmetros coletados por Garcia (2016) para as estrelas hospedeiras de cada exoplaneta da nossa amostra.

dividida em aproximadamente 5 camadas até a tropopausa. Além disso, com base nos parâmetros da estrela hospedeira de Garcia (2016) e levando em conta os poucos tipos de estrelas que o modelo oferece, assumimos uma estrela hospedeira do tipo K2V (como mostrado na Tabela 4.1), com ângulo zenital de 40° . As razões de mistura das mesmas moléculas observadas na Figura 4.2 podem ser vistas abaixo, na Figura 4.13.

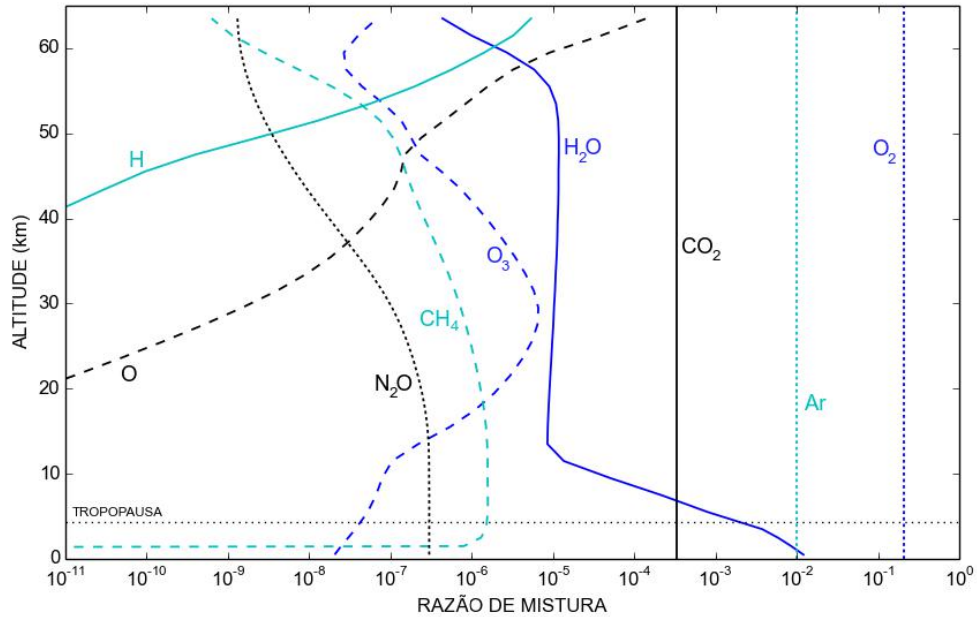


FIGURA 4.13. Razão de mistura em função da altura de algumas espécies da atmosfera do exoplaneta Kepler-283c, a partir do modelo de Kasting et al. (1985).

No geral, ao compararmos essas figuras, podemos afirmar que os valores de razão de mistura dessas espécies químicas são equivalentes aos seus valores na atmosfera terrestre. Uma análise mais detalhada nos permite verificar que os valores de todas as moléculas abaixo da tropopausa são condizentes com valores da literatura para a Terra, exceto a razão de mistura do CH_4 , cujo valor se aproxima de zero perto da superfície. Esse resultado pode ter sido obtido pois consideramos a razão de mistura inicial de CH_4 equivalente a 10^{-60} , valor retirado de Garcia (2016). Fora isso, na simulação da atmosfera de Kepler-283c, átomos como H e O passam a existir em uma altura um pouco abaixo do esperado. Comparado à Figura 4.2, as razões de mistura de H e O em uma altitude de 60 km são (respectivamente) 10^5 e 10^2 vezes maiores em Kepler-283c do que na Terra.

A densidade numérica (ou concentração) em Kepler-283c para as moléculas de H_2O , OH e HO_2 utilizando o modelo de Kasting et al. (1985) estão representadas na

Figura 4.14, assim como os resultados obtidos para a Terra (linhas tracejadas). Comparando os resultados de Kepler-283c aos valores da Terra encontrados na literatura (Figura 4.4), vemos que os perfis das três moléculas são relativamente similares. Portanto, assumimos que a atmosfera de Kepler-283c deve possuir semelhanças com a atmosfera terrestre, apesar das diferenças entre os dois planetas.

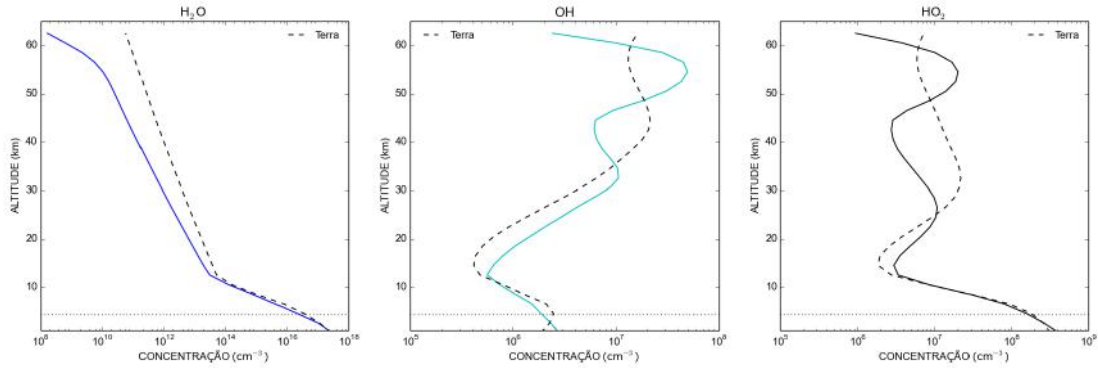


FIGURA 4.14. Densidade numérica/concentração de algumas espécies na atmosfera de Kepler-283c (linhas sólidas) e na atmosfera terrestre (linhas tracejadas), ambas obtidas pelo modelo de Kasting et al. (1985).

O perfil de temperatura, como dito anteriormente, foi o mesmo para todos os planetas da amostra que se encaixam no tipo Terra. Esse perfil, portanto, corresponde à Figura 4.3, apenas com a variação da altura da tropopausa referente a cada planeta.

De acordo com Garcia (2016), outros 4 planetas da amostra são melhor representados pelo modelo de Kasting et al. (1985) (rico em O_2): Kepler-298d, Kepler-440b, Kepler-442b e Kepler-443b. Seus resultados são mostrados no Apêndice A deste trabalho.

4.2.2 Kepler-174d

Melhor representado pelo modelo de Pavlov et al. (2001), cuja atmosfera tem maior concentração de CO_2/CH_4 , o planeta Kepler-174d está situado em um sistema de três planetas e encontra-se próximo ao limite externo da zona de habitabilidade de sua estrela hospedeira.

Para analisá-lo, utilizamos o modelo de Pavlov et al. (2001) com os seguintes valores: gravidade de 1107.1 cm/s^2 , fluxo de 43% do fluxo terrestre, albedo igual a 0.320, tropopausa a 17 km de altura dividida em cerca de 9 camadas. Além disso, supusemos uma estrela hospedeira solar, por ser a única disponível nesse modelo. Resolvemos

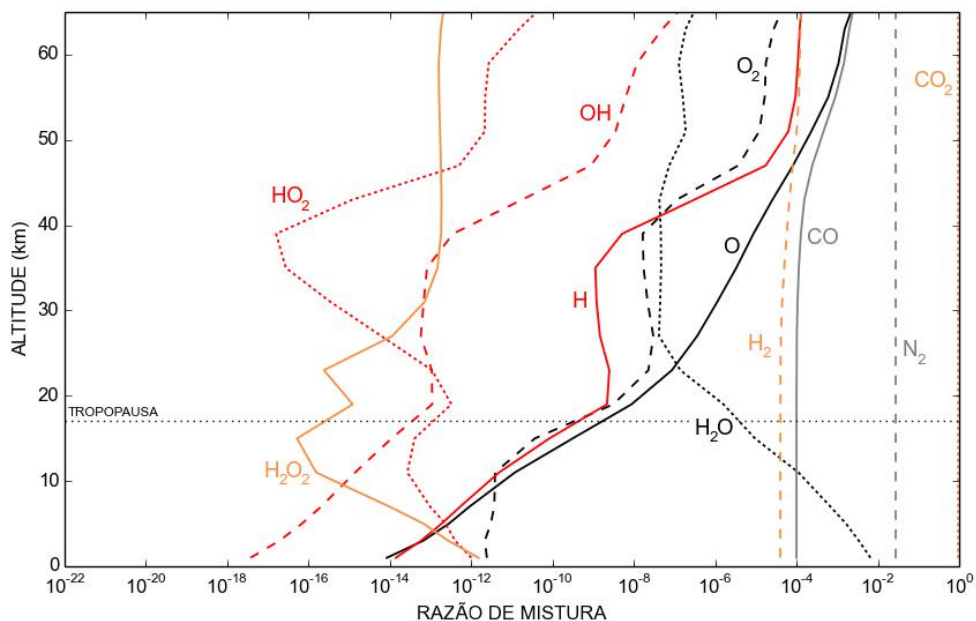


FIGURA 4.15. Razão de mistura em função da altitude de algumas espécies na atmosfera do exoplaneta Kepler-174d, obtida a partir do modelo de Pavlov et al. (2001).

adotar, em todos os planetas analisados com o modelo de Pavlov et al. (2001), os valores de Garcia (2016) associados à atmosfera marciana: razão de mistura de 0.954 para o CO_2 e 0.027 para o N_2 .

Com esses parâmetros, a razão de mistura das principais moléculas de sua atmosfera em função da altitude pode ser vista na Figura 4.15. Para comparação, na Figura 4.15 foram representadas as mesmas moléculas das Figuras 4.6 e 4.7. Assim, podemos observar semelhanças no perfil de algumas moléculas com os resultados da literatura para Marte (Figura 4.6), principalmente abaixo da tropopausa, como é o caso do CO_2 , N_2 , CO , H_2 . Podemos ainda incluir os compostos H_2O e H , cujos perfis são razoáveis se comparados aos de Marte (Figura 4.6).

Alguns valores de razão de mistura foram menores do que os resultados de Chaffin et al. (2017), como é o caso do O_2 . Na Figura 4.6, sua razão de mistura próximo à superfície é aproximadamente 10^{-3} , enquanto obtivemos, com o modelo de Pavlov et al. (2001), $\sim 10^{-12}$ (Figura 4.15). Já o oxigênio atômico O , na Figura 4.15, tem razão de mistura em torno de 10^{-4} abaixo do esperado, se comparado à Figura 4.6. As espécies OH e H_2O_2 também tiveram um valor mais baixo do que o representado pela Figura 4.6, ultrapassando uma diferença de 10^2 , especialmente abaixo da tropopausa.

Analisando agora a concentração de algumas espécies da atmosfera em função da altura, observamos na Figura 4.16 que a única espécie com um perfil semelhante ao da literatura (Figura 4.11) seria o H. As outras espécies, como O, O₂ e H₂O, têm valores bem distoantes da Figura 4.11. Esse fato pode ser explicado, como já citamos, por limitações dentro do próprio código fotoquímico. Acreditamos na possibilidade do modelo de Pavlov et al. (2001) não estar considerando todos os diferentes parâmetros planetários que inserimos, ao calcular o perfil de cada planeta. Esse pode ter sido o motivo para a semelhança nos resultados dos três planetas de tipo Marte (vide as Figuras 4.16, B.2 e B.4, sendo as duas últimas apresentadas no Apêndice B).

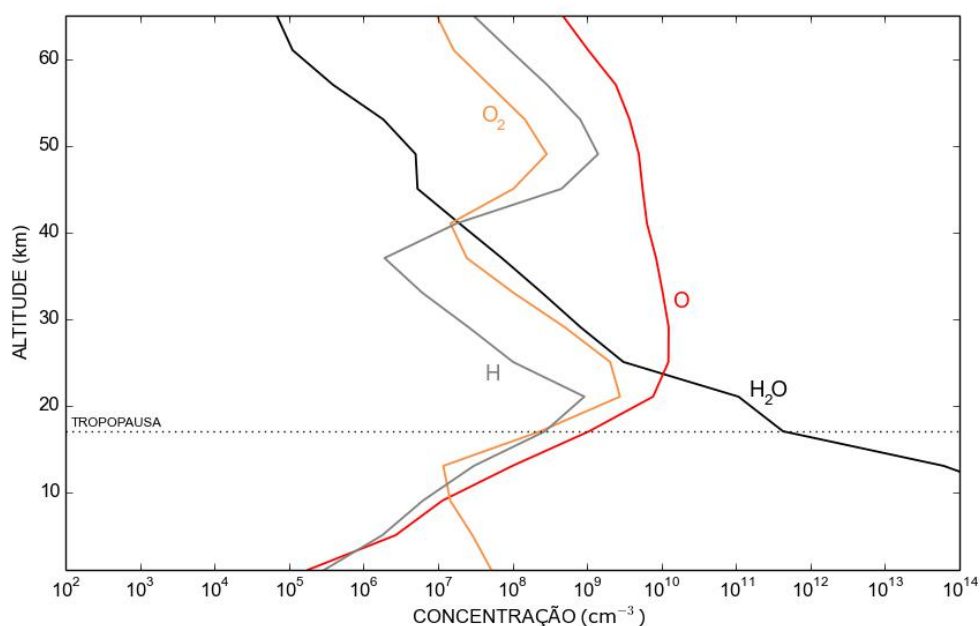


FIGURA 4.16. Concentração de algumas espécies da atmosfera de Kepler-174d pelo modelo de Pavlov et al. (2001).

Por fim, vale lembrar que o perfil de temperatura de todos os planetas do tipo Marte (e analisados pelo modelo de Pavlov et al. (2001)) foi mostrado anteriormente na Figura 4.10. Além de Kepler-174d, outros dois planetas da amostra se encaixam nesse perfil: Kepler-186f e Kepler-441b. A análise atmosférica de ambos é mostrada em detalhes no Apêndice B deste trabalho.

Capítulo 5

Conclusões e Perspectivas

A proposta central desse trabalho foi utilizar o código fotoquímico de Kasting et al. (1985) e Pavlov et al. (2001), dividido em dois modelos: o primeiro (Kasting et al., 1985) simula uma atmosfera rica em O_2 , enquanto o segundo (Pavlov et al., 2001) reproduz uma atmosfera rica em CO_2 ou CH_4 . Através de uma amostra de oito exoplanetas, pudemos testar os dois modelos supondo um cenário atmosférico semelhante à Terra e Marte. Associamos cada exoplaneta ao tipo de atmosfera que melhor lhe representava, com base no trabalho de Garcia (2016). Os planetas Kepler-283c, Kepler-298d, Kepler-440b, Kepler-442b e Kepler-443b foram testados com parâmetros atmosféricos semelhantes à Terra, enquanto Kepler-174d, Kepler-186f e Kepler-441b foram testados em um cenário similar à atmosfera marciana.

Sendo assim, ao longo desse trabalho apresentamos um breve estudo sobre exoplanetas, incluindo seus métodos de detecção, definições astrobiológicas, classificações de atmosferas e composição molecular. Seguidamente, exibimos os resultados obtidos pelo código fotoquímico para parâmetros da Terra, Marte, e dos oito planetas da amostra. Características como a razão de mistura, a densidade numérica e o perfil de temperatura em função da altitude de diversas moléculas foram calculadas pelo código e comparadas às atmosferas terrestre e marciana descritas na literatura.

Alguns dos principais parâmetros necessários para inferir a composição química da atmosfera desses planetas foram considerados no código fotoquímico de Kasting et al. (1985) e Pavlov et al. (2001), como a gravidade, o albedo e o fluxo estelar medido na superfície do planeta. Infelizmente, o código possui algumas limitações, como a

baixa altura total da atmosfera (~ 64 km no modelo de Kasting et al. (1985), enquanto modelos da literatura exibiam atmosferas de 100 km ou mais) e as moléculas constituintes de cada modelo. Vale lembrar também que a dificuldade no acoplamento ao código convectivo-radiativo de Kopparapu et al. (2014) nos deixou com resultados inadequados para os perfis de temperatura e pressão dos planetas da nossa amostra. Além disso, como ainda não havia sido testado para valores diferentes dos pré-estabelecidos pelo código (para Terra e Marte), nossos resultados não foram totalmente satisfatórios ao substituir esses valores pré-determinados pelos parâmetros de Garcia (2016). Por isso, vimos irregularidades no perfil de diversos gases, principalmente no modelo de Pavlov et al. (2001) para Marte, em comparação com o perfil marciano da literatura.

A análise dos planetas de tipo Terra pelo modelo de Kasting et al. (1985) foi bastante adequada comparado aos gráficos da atmosfera terrestre consultadas na literatura (4.1 e 4.3), tanto nos valores de razão de mistura como na densidade numérica de moléculas. Por outro lado, não tivemos tanto sucesso com os planetas do tipo Marte, já que os resultados para o próprio caso de Marte (Figuras 4.7, 4.10b e 4.12), em geral, não concordaram com os valores da literatura (Figuras 4.6, 4.10a e 4.11).

Em suma, o código fotoquímico de Kasting et al. (1985) e Pavlov et al. (2001) é uma ferramenta bastante útil para resultados preliminares assumindo diferentes parâmetros atmosféricos. Um passo seguinte envolveria a análise de como cada parâmetro pode individualmente ter influência na atmosfera do planeta. Um outro passo a se considerar também é a busca por um modelo mais adequado para simular exoplanetas com atmosfera semelhante à de Marte, ou até uma discussão com os autores do código de Pavlov et al. (2001). Isso possivelmente permitiria que fizéssemos alterações no modelo, como o aumento de sua base de dados, a adição de novas moléculas, ou até mudanças dentro do arquivo fonte, melhorando sua aplicabilidade em planetas com atmosferas quase marcianas. Além disso, a veracidade de ambos os modelos aumentaria se considerássemos acoplar o código fotoquímico ao código radiativo-convectivo de Kopparapu et al. (2014) utilizado no trabalho de Garcia (2016), já que nos forneceria um perfil de temperatura mais preciso para os planetas da amostra, sendo essa uma possibilidade futura.

Outras perspectivas futuras envolvem a utilização de modelos atmosféricos como o PHOENIX, desenvolvido por Allard et al. (2012), para a obtenção de espectros atmosféricos que possam ser futuramente comparados com as observações de exoplanetas.

Isso poderia permitir, inclusive, a identificação de moléculas de bioassinaturas, sugerindo cenários astrobiologicamente interessantes em diferentes exoplanetas.

Apêndice A

Modelo de Kasting et al. (1985) Aplicado aos Exoplanetas da Nossa Amostra

A.1 Kepler-298d

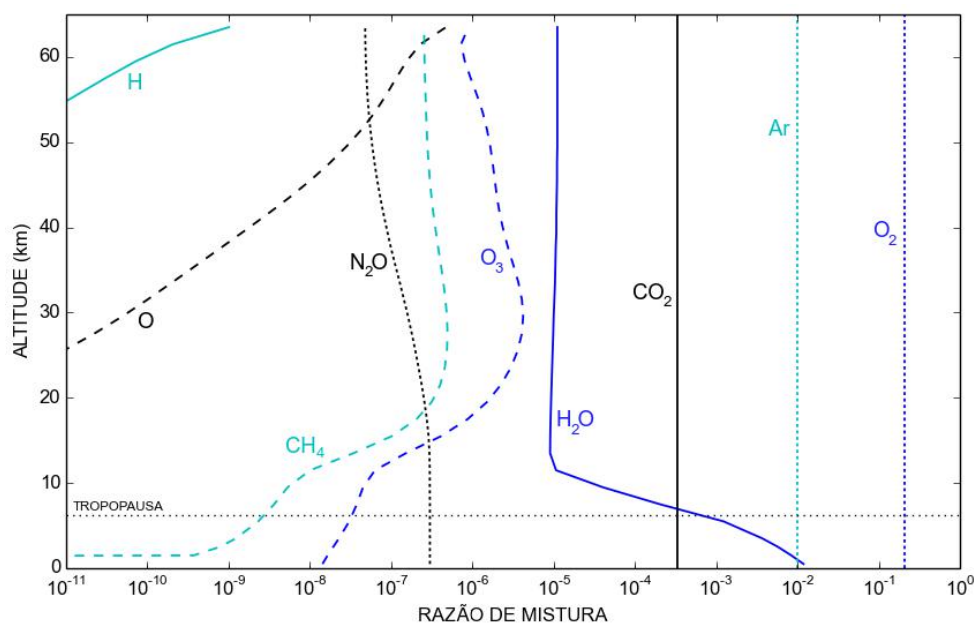


FIGURA A.1. Razão de mistura em função da altitude de algumas espécies da atmosfera do planeta Kepler-298d, a partir do modelo de Kasting et al. (1985).

De acordo com Garcia (2016), Kepler-298d faz parte de um sistema de três planetas, e encontra-se próximo ao limite interior da zona de habitabilidade de sua estrela.

Para tal, consideramos o modelo atmosférico com alta concentração de O_2 de Kasting et al. (1985) para reproduzir uma atmosfera do tipo Terra, assumindo os seguintes parâmetros: gravidade de 1017.6 cm/s^2 , fluxo igual a 100% o fluxo da Terra, 0.32 de albedo, tropopausa de 6.2 km e troposfera dividida em aproximadamente 7 camadas. Além disso, consideramos uma estrela hospedeira de tipo K2V, com ângulo zenital de 40° . A razão de mistura em função da altitude das principais espécies químicas é mostrada na Figura A.1, enquanto a densidade numérica de acordo com a altitude de algumas dessas espécies está representada na Figura A.2.

Assim como em Kepler-283c, a diferença principal entre as razões de mistura simuladas pelo modelo e as da literatura para a Terra (Figura 4.2) é o valor de CH_4 próximo à superfície do planeta. No caso de Kepler-298c, a razão de mistura do CH_4 continua muito baixa até cerca de 20 km, altitude em que seu perfil começa a assemelhar-se com o perfil da Figura 4.2. Novamente, é provável que esse resultado tenha sido causado pela baixíssima razão de mistura inicial de CH_4 , cujo valor foi retirado de Garcia (2016).

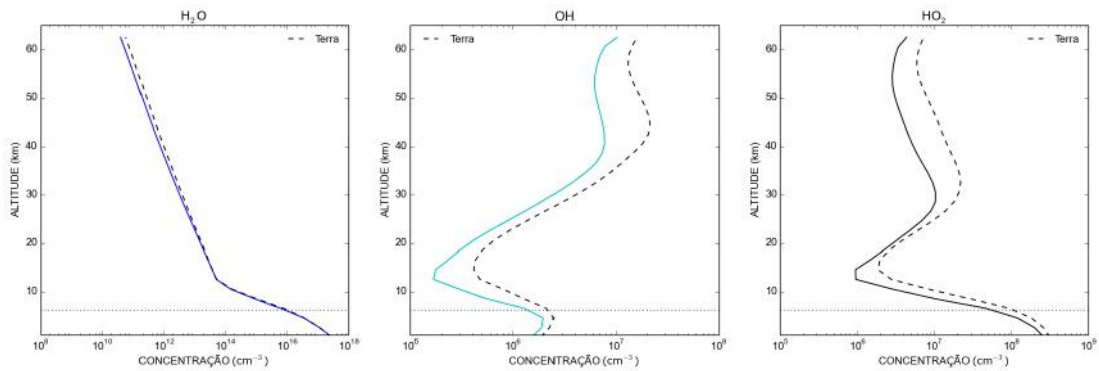


FIGURA A.2. Densidade numérica de H_2O , OH e HO_2 , três das principais moléculas da atmosfera do planeta Kepler-298d (linhas sólidas) e na atmosfera terrestre (linhas tracejadas), resultantes do modelo de Kasting et al. (1985).

A densidade numérica no planeta também é similar à terrestre, exceto pelo fato da concentração de OH e HO_2 estar crescendo nas camadas mais altas, acima de 50 km. De acordo com a Figura 4.4, o perfil dessas moléculas acima de ~ 50 km diminui consideravelmente à medida que a altitude aumenta, o que não ocorre nos gráficos da Figura A.2.

Podemos ainda notar uma diferença desse resultado para a densidade numérica do planeta anteriormente analisado, Kepler-283c. No caso do Kepler-298d, a concentração dos três gases mostrados na Figura A.2 em maiores altitudes é menor do que para o

Kepler-283c (Figura 4.14). Isso pode ser associado à maior gravidade de Kepler-283c (1308.9 cm/s^2), valor bem mais alto do que de Kepler-298d (1017.6 cm/s^2).

A.2 Kepler-440b

Utilizamos para Kepler-440b o modelo atmosférico de Kasting et al. (1985) (rico em O_2), já que este encontra-se na região central da ZH de sua estrela, segundo Garcia (2016). Para este, assumimos a gravidade de 1280.3 cm/s^2 , fluxo igual ao terrestre, albedo igual a 0.32, tropopausa na altitude de 4.5 km com a troposfera aproximadamente dividida em 5 camadas e também a estrela hospedeira do tipo K2V, com ângulo zenital de 40° . Podemos observar a razão de mistura em relação à altitude das principais moléculas na Figura A.3. A concentração atmosférica dessas moléculas, também em relação à altitude, é vista na Figura A.4.

No geral, o planeta Kepler-440b tem razões de mistura condizentes com a literatura no que diz respeito à Terra (Figura 4.2), com algumas exceções: assim como nos outros planetas, a razão de mistura inicial de CH_4 tende a zero, sendo assim muito menor do que o esperado abaixo da tropopausa. O perfil de CH_4 ainda diferencia-se da literatura por diminuir drasticamente em altitudes acima de $\sim 50 \text{ km}$. Já os átomos de H e O têm razões de mistura mais altas em grandes altitudes, semelhante a Kepler-283c.

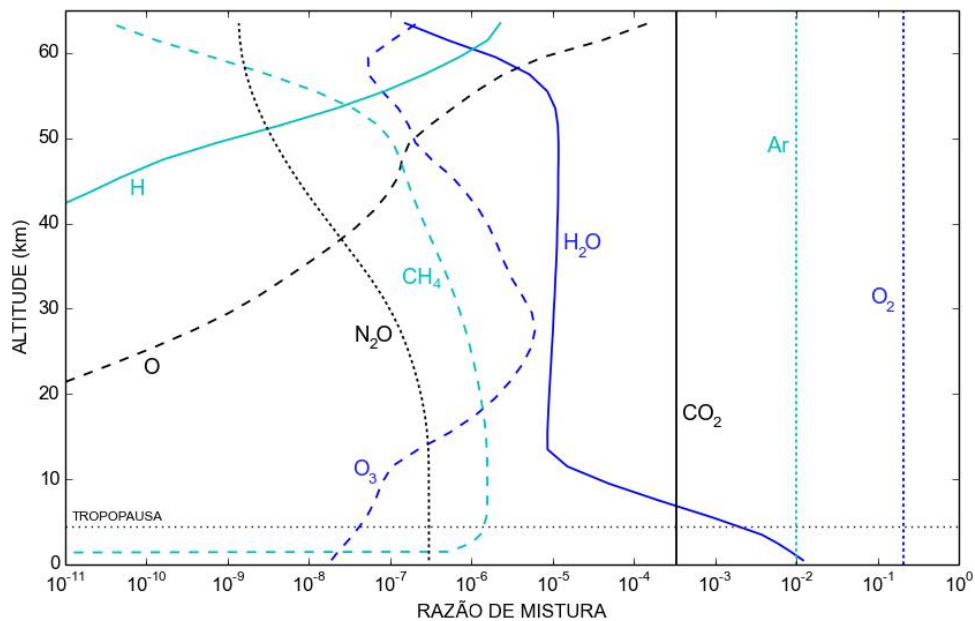


FIGURA A.3. Razão de mistura em função da altitude de algumas espécies da atmosfera do planeta Kepler-440b, a partir do modelo de Kasting et al. (1985).

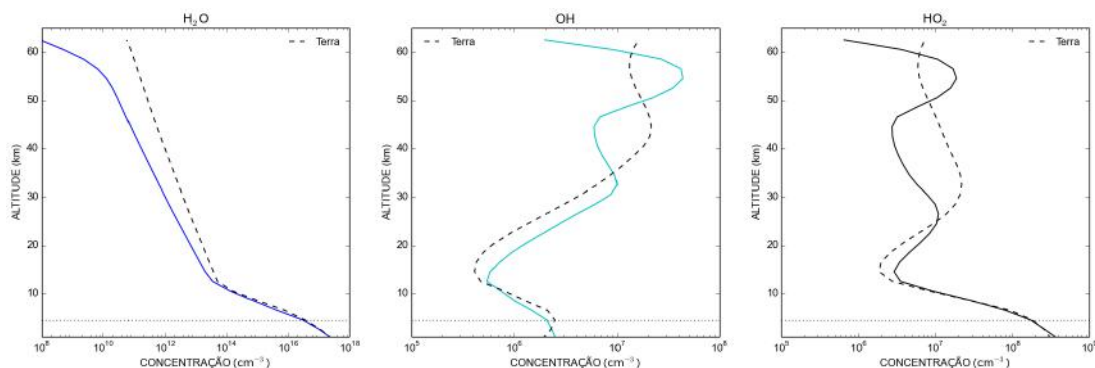


FIGURA A.4. Densidade numérica de H_2O , OH e HO_2 , três das principais moléculas da atmosfera do planeta Kepler-440b (linhas sólidas) e na atmosfera terrestre (linhas tracejadas), obtidas pelo modelo de Kasting et al. (1985).

A densidade numérica das moléculas de H_2O , OH e HO_2 também é similar à da Terra (Figura 4.4) nas partes mais baixas da atmosfera. A partir de ~ 25 km, o perfil de OH e HO_2 , aumentando e diminuindo a concentração mais de uma vez com a elevação da altitude. Já a concentração de H_2O é comparável à concentração na atmosfera terrestre em todas as altitudes estudadas.

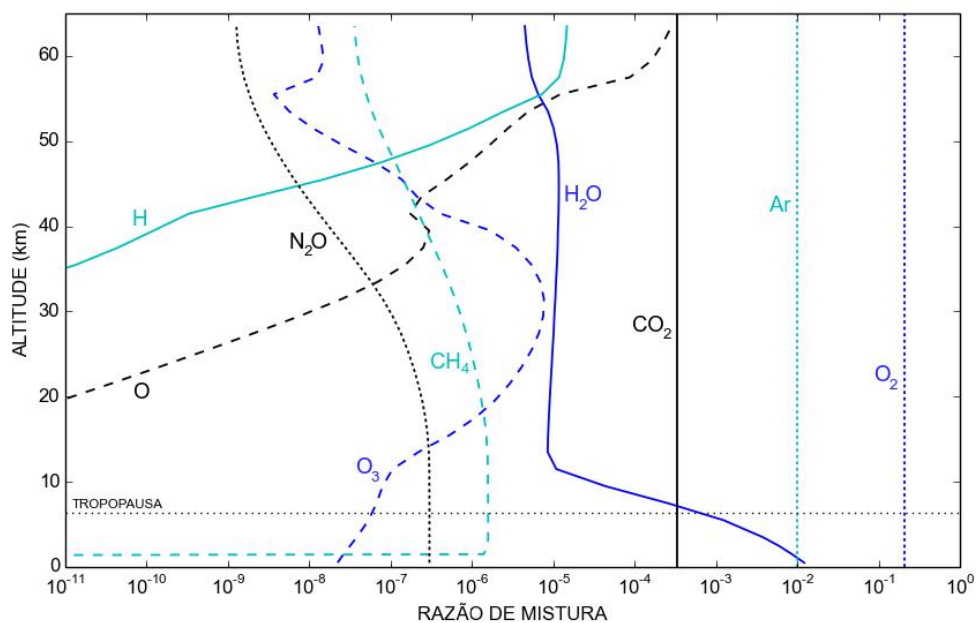


FIGURA A.5. Razão de mistura em função da altitude de algumas espécies da atmosfera do planeta Kepler-442b, obtidos pelo modelo de Kasting et al. (1985).

A.3 Kepler-442b

Kepler-442b também está localizado na faixa central da zona de habitabilidade de sua estrela. Assim, os parâmetros usados para este (vide Garcia (2016)) envolvem uma gravidade de 1457.8 cm/s^2 , a mesma quantidade de fluxo que chega à Terra, um albedo de 0.32, uma troposfera que se estende até 6.3 km de altitude, dividida em aproximadamente 7 camadas, e uma estrela do tipo K2V, e com ângulo zenital de 40° . Desse modo, obtivemos a razão de mistura de 11 moléculas, demonstrada na Figura A.5, e concentração dessas moléculas em cada ponto da atmosfera, apresentada pela Figura A.6.

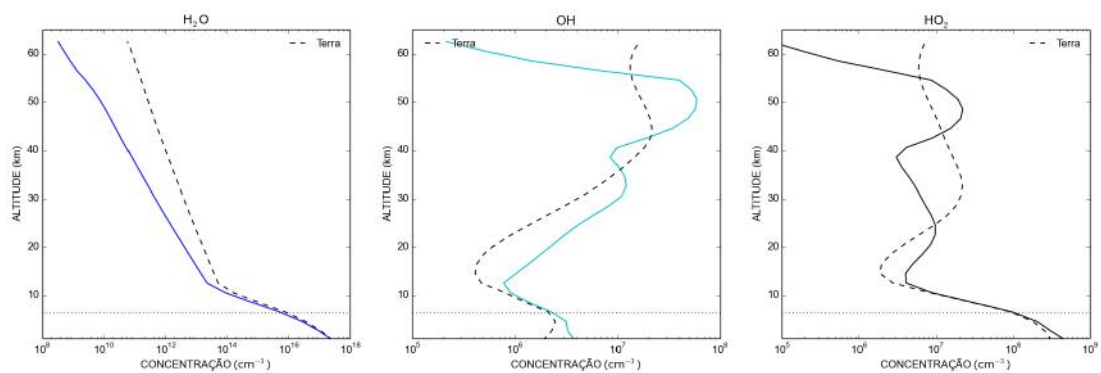


FIGURA A.6. Densidade numérica de H_2O , OH e HO_2 , três das principais moléculas da atmosfera do planeta Kepler-442b pelo modelo de Kasting et al. (1985).

Nesse caso, o metano (CH_4) foi bem representado ao longo dos 64 km de atmosfera que o modelo simula, exceto próximo à superfície. Além disso, vemos valores de razão de mistura bem mais altos do que o esperado para H e O acima de 40 km. Enquanto isso, a concentração molecular coincide com a literatura nas camadas mais baixas da atmosfera, e tem semelhanças com as concentrações dos mesmos gases na atmosfera de Kepler-440b (Figura A.4) e Kepler-283c (Figura 4.14), planetas com maiores gravidades da nossa amostra. Por outro lado, a concentração tanto do H_2O quanto OH e HO_2 têm uma queda significativa acima de 50 km, o que parece ocorrer na Figura 4.4 apenas em altitudes acima de 80 km.

A.4 Kepler-443b

Como Kepler-443b se encontra no centro da zona de habitabilidade de sua estrela (Garcia, 2016), os valores utilizados no modelo de Kasting et al. (1985) incluem uma

gravidade igual a 1059.7 cm/s^2 , fluxo igual ao terrestre, 0.32 de albedo, tropopausa em 7.8 km, com a troposfera separada em aproximadamente 8 camadas. A estrela hospedeira considerada também foi do tipo K2V, com o mesmo ângulo zenital de 40° dos outros planetas da amostra. A Figura A.7 reproduz o perfil de razão de mistura das principais moléculas de acordo com sua altura na atmosfera, enquanto a Figura A.8 demonstra a concentração de algumas delas, também de acordo com a altitude.

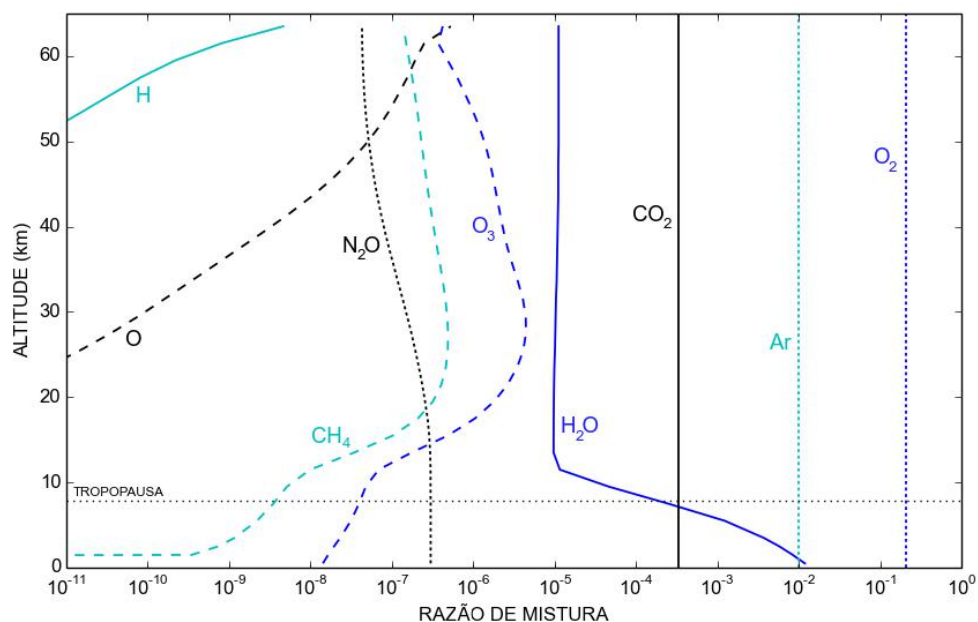


FIGURA A.7. Razão de mistura em função da altitude de algumas espécies da atmosfera do planeta Kepler-443b, a partir do modelo de Kasting et al. (1985).

As razões de mistura mostradas na Figura A.7 assemelham-se bastante aos valores da literatura. No entanto, comparando à Figura 4.2, ainda temos um baixo valor de CH_4 na região da troposfera. Podemos verificar também a concordância dos valores de densidade numérica (ou concentração) das três moléculas analisadas, com exceção de um pequeno aumento na concentração de OH e HO_2 acima de 60 km de altitude.

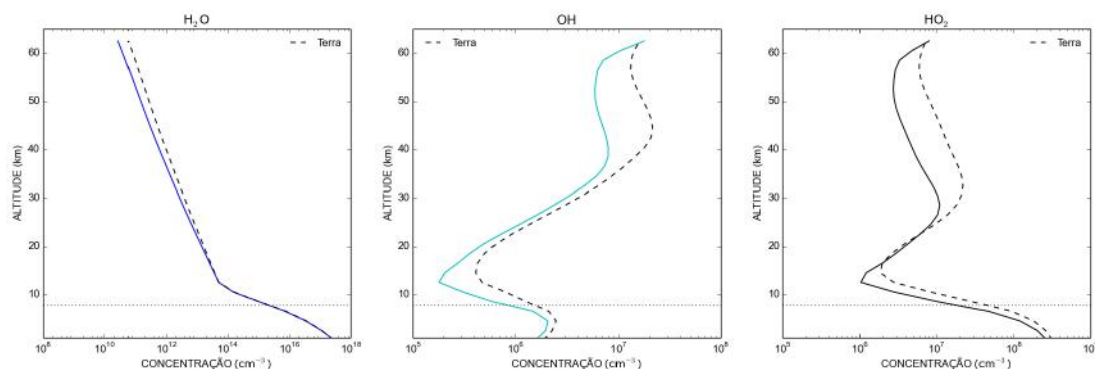


FIGURA A.8. Densidade numérica de H_2O , OH e HO_2 na atmosfera do planeta Kepler-443b (linhas sólidas) e na atmosfera terrestre (linhas tracejadas), utilizando o modelo de Kasting et al. (1985).

Para facilitar ainda mais a visualização das diferentes densidades numéricas de H_2O , OH e HO_2 para os cinco exoplanetas de tipo Terra da nossa amostra, a Figura A.9 a seguir mostra a comparação entre eles. A partir dela, temos indícios de que a gravidade e a altura da tropopausa devem ser os fatores determinantes para a diferença na densidade numérica dessas moléculas na atmosfera dos planetas de tipo Terra da amostra.

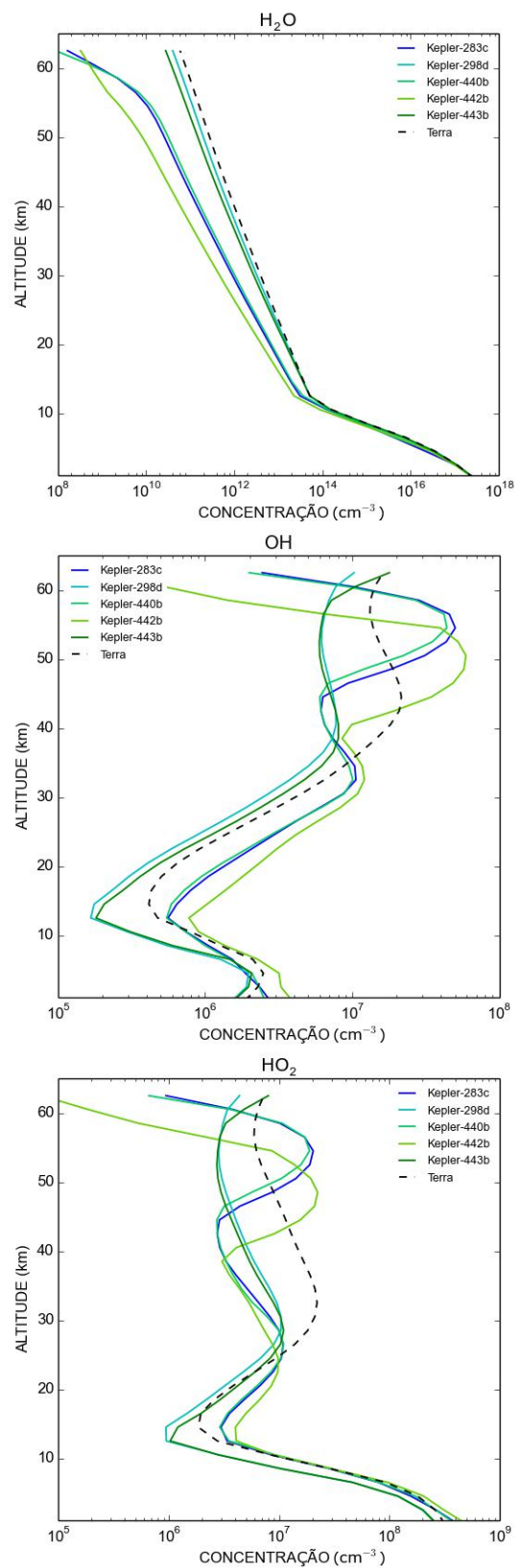


FIGURA A.9. Densidade numérica de H₂O, OH e HO₂ na atmosfera dos exoplanetas de tipo Terra da nossa amostra (Kepler-283c, Kepler-298d, Kepler-440b, Kepler-442b e Kepler-443b), e também na atmosfera terrestre (linha tracejada), utilizando o modelo de Kasting et al. (1985).

Apêndice B

Modelo de Pavlov et al. (2001) Aplicado aos Exoplanetas da Nossa Amostra

B.1 Kepler-186f

Diferentemente dos planetas citados no Apêndice A, Kepler-186f é melhor representado por uma atmosfera marciana (Garcia, 2016), cuja concentração de CO_2 e CH_4 é evidentemente maior. Conforme Garcia (2016), Kepler-186f pertence a um sistema de cinco planetas, e localiza-se próximo ao limite externo da zona de habitabilidade de sua estrela.

Assim, utilizamos o modelo de Pavlov et al. (2001) para demonstrar como seria uma atmosfera do tipo Marte orbitando uma estrela como o Sol, com os parâmetros de Kepler-186f. São eles: gravidade igual a 1108.0 cm/s^2 , 43% do fluxo da Terra, albedo igual a 0.32, troposfera até 18 km de altura, dividida em aproximadamente 9 camadas até a tropopausa. Podemos ver os resultados na Figura B.1, que apresenta as razões de mistura em função da altitude de alguns dos principais compostos atmosféricos, e na Figura B.2, que mostra a densidade numérica de alguns desses compostos, também em função da altitude.

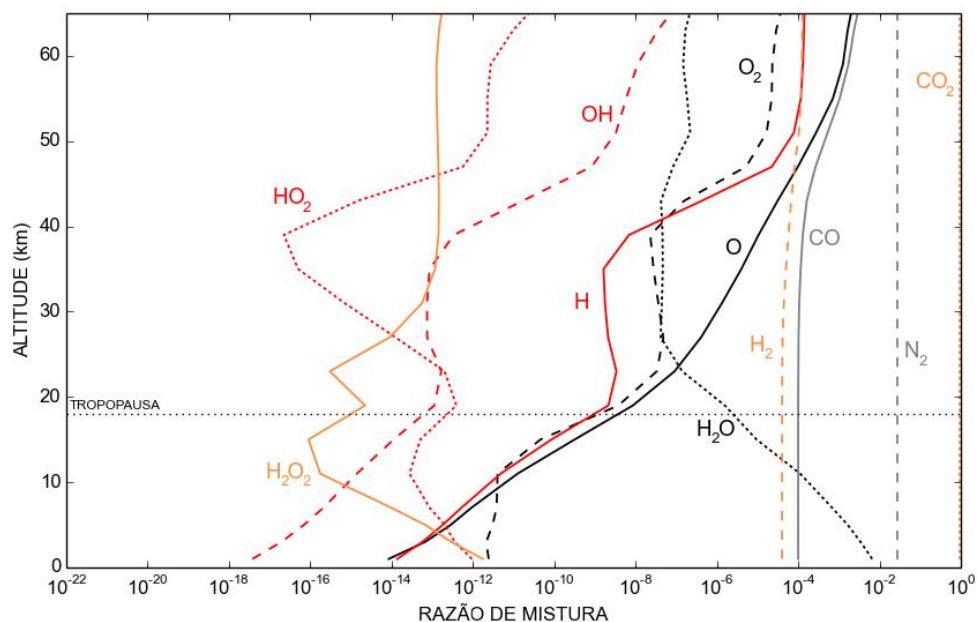


FIGURA B.1. Razão de mistura em função da altitude de algumas espécies da atmosfera do planeta Kepler-186f, a partir do modelo de Pavlov et al. (2001).

Devido às limitações do modelo, a razão de mistura dos gases de Kepler-186f assemelha-se à Figura 4.16 e, portanto, há discordância nos valores das mesmas moléculas citadas na análise de Kepler-174d. Abaixo da tropopausa, os gases com razão de mistura mais divergente dos valores da literatura são o oxigênio O_2 e OH . O perfil dos outros gases concorda razoavelmente com a Figura 4.6.

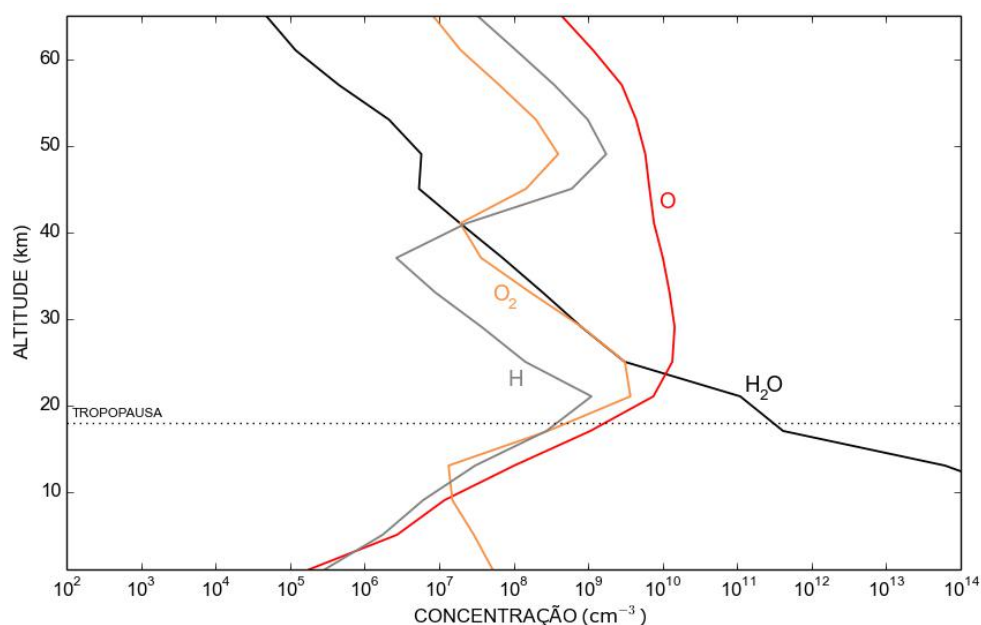


FIGURA B.2. Densidade numérica de algumas espécies da atmosfera do planeta Kepler-186f pelo modelo de Pavlov et al. (2001).

Além disso, a concentração dos gases H_2O , O_2 e O não são equivalentes à Figura 4.11, mesmo considerando seus valores abaixo da tropopausa. Dentre as moléculas testadas, a concentração de H atômico é a que mais se assemelha à literatura, mas ainda assim ultrapassando uma diferença de 10^2 cm^{-3} .

B.2 Kepler-441b

A última análise com o modelo de Pavlov et al. (2001) foi feita para o planeta Kepler-441b, também situado no limite externo da ZH de sua estrela hospedeira (Garcia, 2016). Para uma atmosfera do tipo Marte, com concentração mais alta de CO_2 e CH_4 , consideramos nesse caso uma estrela do tipo solar, e o exoplaneta com uma gravidade de 1464.4 cm/s^2 , um fluxo correspondente a 0.43 do fluxo terrestre, 0.32 de albedo, e uma troposfera que alcança 13 km de altitude, dividida em cerca de 7 camadas. Como esperado, estão apresentadas a razão de mistura das principais moléculas na Figura B.3, e a concentração de algumas delas de acordo com sua altitude, na Figura B.4.

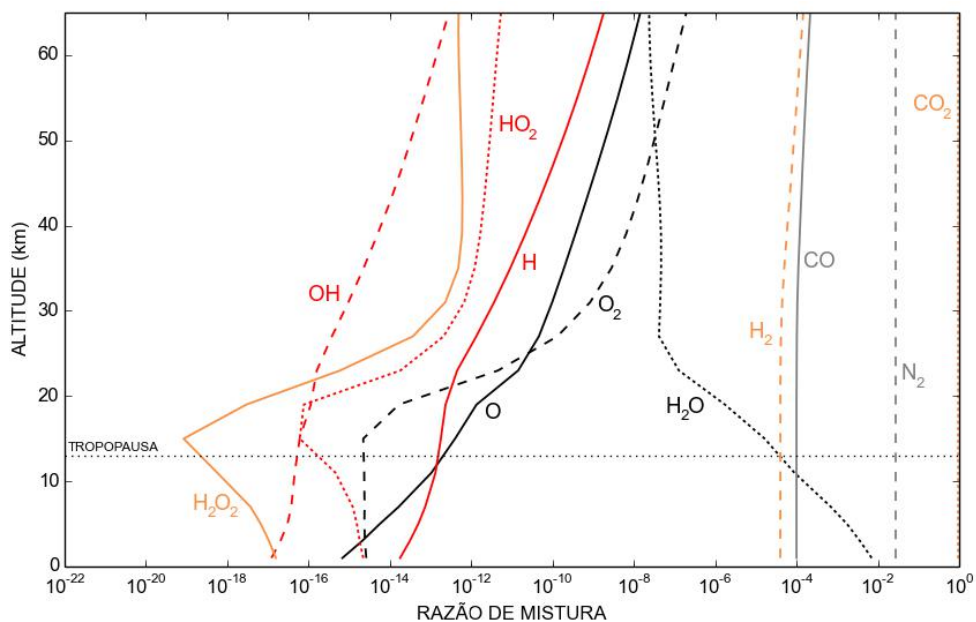


FIGURA B.3. Razão de mistura em função da altitude de algumas espécies da atmosfera do planeta Kepler-441b, a partir do modelo de Pavlov et al. (2001).

Nesse caso, as mesmas moléculas possuem razão de mistura destoantes da Figura 4.6, principalmente O_2 e OH . Os valores de O e H_2O_2 abaixo da tropopausa são ainda menores do que dos outros planetas testados, causando maior discordância entre a atmosfera de Kepler-441b e a de Marte. Da mesma forma, as concentrações de H , O e O_2

divergem completamente da Figura 4.11, inferindo que uma atmosfera desse tipo não pode ser considerada equivalente à atmosfera marciana.

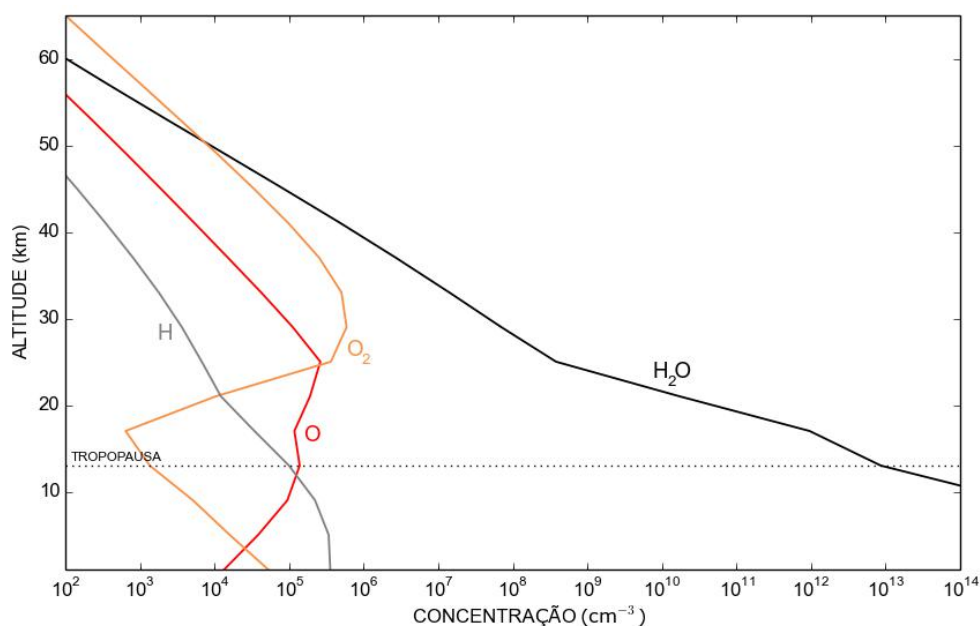


FIGURA B.4. Densidade numérica de algumas espécies da atmosfera do planeta Kepler-441b pelo modelo de Pavlov et al. (2001).

Vemos ainda que a densidade numérica das espécies representadas na Figura B.4 é muito maior nas camadas mais altas quando comparada com a dos outros planetas de tipo Marte. Isso significa que a densidade numérica pode estar diretamente ligada à gravidade, já que Kepler-441b, o planeta com maior gravidade, também tem os maiores valores de densidades numéricas.

Esses resultados nos levam a concluir que o modelo de Pavlov et al. (2001) não é confiável para a simulação de atmosferas como a marciana, assumindo que, em geral, a estrutura atmosférica dos exoplanetas de tipo Marte da amostra não é bem representada pelo código fotoquímico.

Referências Bibliográficas

- E. R. Adams, S. Seager, & L. Elkins-Tanton. Ocean Planet or Thick Atmosphere: On the Mass-Radius Relationship for Solid Exoplanets with Massive Atmospheres. *ApJ*, 673:1160-1164, February 2008. doi: 10.1086/524925.
- E. Agol, J. Steffen, R. Sari, & W. Clarkson. On Detecting Terrestrial Planets with Timing of Giant Planet Transits. *MNRAS*, 359:567–579, May 2005. doi: 10.1111/j.1365-2966.2005.08922.x.
- F. Allard, D. Homeier, B. Freytag, & C. M. Sharp. Atmospheres From Very Low-Mass Stars to Extrasolar Planets. In C. Reylé, C. Charbonnel, & M. Schultheis, editors, *EAS Publications Series*, volume 57 of *EAS Publications Series*, pages 3–43, November 2012. doi: 10.1051/eas/1257001.
- K. M. Aller, A. L. Kraus, M. C. Liu, W. S. Burgett, K. C. Chambers, K. W. Hodapp, N. Kaiser, E. A. Magnier, & P. A. Price. A Pan-STARRS + UKIDSS Search for Young, Wide Planetary-mass Companions in Upper Scorpius. *ApJ*, 773:63, August 2013. doi: 10.1088/0004-637X/773/1/63.
- T. H. Anderson & K. H. Domsch. Ratios of microbial biomass carbon to total organic carbon in arable soils. *Soil biology and biochemistry*, 21(4):471–479, 1989.
- M. Andreani, I. Daniel, & M. Pollet-Villard. Aluminum speeds up the hydrothermal alteration of olivine. *American Mineralogist*, 98(10):1738–1744, 2013.
- S. K. Atreya, E. Y. Adams, H. B. Niemann, J. E. Demick-Montelara, T. C. Owen, M. Fulchignoni, F. Ferri, & E. H. Wilson. Titan’s Methane Cycle. *Planet. Space Sci.*, 54:1177–1187, October 2006. doi: 10.1016/j.pss.2006.05.028.
- M. Bailes, S. D. Bates, V. Bhalerao, N. D. R. Bhat, M. Burgay, S. Burke-Spolaor, N. D’Amico, S. Johnston, M. J. Keith, M. Kramer, S. R. Kulkarni, L. Levin, A. G.

- Lyne, S. Milia, A. Possenti, L. Spitler, B. Stappers, & W. van Straten. Transformation of a Star into a Planet in a Millisecond Pulsar Binary. *Science*, 333:1717, September 2011. doi: 10.1126/science.1208890.
- T. Barclay, J. F. Rowe, J. J. Lissauer, D. Huber, F. Fressin, S. B. Howell, S. T. Bryson, W. J. Chaplin, J.-M. Désert, E. D. Lopez, G. W. Marcy, F. Mullally, D. Ragozzine, G. Torres, E. R. Adams, E. Agol, D. Barrado, S. Basu, T. R. Bedding, L. A. Buchhave, D. Charbonneau, J. L. Christiansen, J. Christensen-Dalsgaard, D. Ciardi, W. D. Cochran, A. K. Dupree, Y. Elsworth, M. Everett, D. A. Fischer, E. B. Ford, J. J. Fortney, J. C. Geary, M. R. Haas, R. Handberg, S. Hekker, C. E. Henze, E. Horch, A. W. Howard, R. C. Hunter, H. Isaacson, J. M. Jenkins, C. Karoff, S. D. Kawaler, H. Kjeldsen, T. C. Klaus, D. W. Latham, J. Li, J. Lillo-Box, M. N. Lund, M. Lundkvist, T. S. Metcalfe, A. Miglio, R. L. Morris, E. V. Quintana, D. Stello, J. C. Smith, M. Still, & S. E. Thompson. A sub-Mercury-sized exoplanet. *Nature*, 494:452–454, February 2013. doi: 10.1038/nature11914.
- C. Baruteau, X. Bai, C. Mordasini, & P. Mollière. Formation, Orbital and Internal Evolutions of Young Planetary Systems. *Space Sci. Rev.*, 205:77–124, December 2016. doi: 10.1007/s11214-016-0258-z.
- D. Basu. Dictionary of geophysics, astrophysics, and astronomy. *Richard A. Matzner, London*, 2001.
- N. M. Batalha, J. F. Rowe, S. T. Bryson, T. Barclay, C. J. Burke, D. A. Caldwell, J. L. Christiansen, F. Mullally, S. E. Thompson, T. M. Brown, A. K. Dupree, D. C. Fabrycky, E. B. Ford, J. J. Fortney, R. L. Gilliland, H. Isaacson, D. W. Latham, G. W. Marcy, S. N. Quinn, D. Ragozzine, A. Shporer, W. J. Borucki, D. R. Ciardi, T. N. Gautier, III, M. R. Haas, J. M. Jenkins, D. G. Koch, J. J. Lissauer, W. Rapin, G. S. Basri, A. P. Boss, L. A. Buchhave, J. A. Carter, D. Charbonneau, J. Christensen-Dalsgaard, B. D. Clarke, W. D. Cochran, B.-O. Demory, J.-M. Desert, E. Devore, L. R. Doyle, G. A. Esquerdo, M. Everett, F. Fressin, J. C. Geary, F. R. Girouard, A. Gould, J. R. Hall, M. J. Holman, A. W. Howard, S. B. Howell, K. A. Ibrahim, K. Kinemuchi, H. Kjeldsen, T. C. Klaus, J. Li, P. W. Lucas, S. Meibom, R. L. Morris, A. Prša, E. Quintana, D. T. Sanderfer, D. Sasselov, S. E. Seader, J. C. Smith, J. H. Steffen, M. Still, M. C. Stumpe, J. C. Tarter, P. Tenenbaum, G. Torres, J. D. Twicken, K. Uddin, J. Van Cleve, L. Walkowicz, & W. F. Welsh. Planetary Candidates Observed

- by Kepler. III. Analysis of the First 16 Months of Data. *ApJS*, 204:24, February 2013. doi: 10.1088/0067-0049/204/2/24.
- J. L. Bean, E. Miller-Ricci Kempton, & D. Homeier. A Ground-based Transmission Spectrum of the Super-Earth Exoplanet GJ 1214b. *Nature*, 468:669–672, December 2010. doi: 10.1038/nature09596.
- J.-P. Beaulieu, D. P. Bennett, P. Fouqué, A. Williams, M. Dominik, U. G. Jørgensen, D. Kubas, A. Cassan, C. Coutures, J. Greenhill, K. Hill, J. Menzies, P. D. Sackett, M. Albrow, S. Brilliant, J. A. R. Caldwell, J. J. Calitz, K. H. Cook, E. Corrales, M. Desort, S. Dieters, D. Dominis, J. Donatowicz, M. Hoffman, S. Kane, J.-B. Marquette, R. Martin, P. Meintjes, K. Pollard, K. Sahu, C. Vinter, J. Wambsganss, K. Woller, K. Horne, I. Steele, D. M. Bramich, M. Burgdorf, C. Snodgrass, M. Bode, A. Udalski, M. K. Szymański, M. Kubiak, T. Więckowski, G. Pietrzyński, I. Soszyński, O. Szewczyk, Ł. Wyrzykowski, B. Paczyński, F. Abe, I. A. Bond, T. R. Britton, A. C. Gilmore, J. B. Hearnshaw, Y. Itow, K. Kamiya, P. M. Kilmartin, A. V. Korpela, K. Masuda, Y. Matsubara, M. Motomura, Y. Muraki, S. Nakamura, C. Okada, K. Ohnishi, N. J. Rattenbury, T. Sako, S. Sato, M. Sasaki, T. Sekiguchi, D. J. Sullivan, P. J. Tristram, P. C. M. Yock, & T. Yoshioka. Discovery of a Cool Planet of 5.5 Earth Masses through Gravitational Microlensing. *Nature*, 439:437–440, January 2006. doi: 10.1038/nature04441.
- D. P. Bennett & S. H. Rhie. Detecting Earth-Mass Planets with Gravitational Microlensing. *ApJ*, 472:660, November 1996. doi: 10.1086/178096.
- D. P. Bennett & S. H. Rhie. Simulation of a Space-based Microlensing Survey for Terrestrial Extrasolar Planets. *ApJ*, 574:985–1003, August 2002. doi: 10.1086/340977.
- Guy Brasseur, John J Orlando, Geoffrey S Tyndall, et al. *Atmospheric Chemistry and Global Change*. Oxford University Press, 1999.
- M. S. Chaffin, J. Deighan, N. M. Schneider, & A. I. F. Stewart. Elevated Atmospheric Escape of Atomic Hydrogen from Mars Induced by High-altitude Water. *Nature Geoscience*, 10:174–178, January 2017. doi: 10.1038/ngeo2887.
- S. Charpinet, G. Fontaine, P. Brassard, E. M. Green, V. Van Grootel, S. K. Randall, R. Silvotti, A. S. Baran, R. H. Østensen, S. D. Kawaler, & J. H. Telting. A Compact

- System of Small Planets around a Former Red-Giant Star. *Nature*, 480:496–499, December 2011. doi: 10.1038/nature10631.
- N. R. Deacon, J. E. Schlieder, & S. J. Murphy. A Nearby Young M Dwarf with a Wide, Possibly Planetary-Mass Companion. *MNRAS*, 457:3191–3199, April 2016. doi: 10.1093/mnras/stw172.
- H. Deeg. Photometric Detection of Extrasolar Planets by the Transit-Method. In R. Rebolo, E. L. Martin, & M. R. Zapatero Osorio, editors, *Brown Dwarfs and Extrasolar Planets*, volume 134 of *Astronomical Society of the Pacific Conference Series*, page 216, 1998.
- D. J. Des Marais, M. O. Harwit, K. W. Jucks, J. F. Kasting, D. N. C. Lin, J. I. Lunine, J. Schneider, S. Seager, W. A. Traub, & N. J. Woolf. Remote Sensing of Planetary Properties and Biosignatures on Extrasolar Terrestrial Planets. *Astrobiology*, 2:153–181, June 2002. doi: 10.1089/15311070260192246.
- S. D. Domagal-Goldman, V. S. Meadows, M. W. Claire, & J. F. Kasting. Using Biogenic Sulfur Gases as Remotely Detectable Biosignatures on Anoxic Planets. *Astrobiology*, 11:419–441, June 2011. doi: 10.1089/ast.2010.0509.
- X. Dumusque, C. Lovis, D. Ségransan, M. Mayor, S. Udry, W. Benz, F. Bouchy, G. Lo Curto, C. Mordasini, F. Pepe, D. Queloz, N. C. Santos, & D. Naef. The HARPS Search for Southern Extra-Solar Planets. XXX. Planetary Systems around Stars with Solar-Like Magnetic Cycles and Short-Term Activity Variation. *A&A*, 535:A55, November 2011. doi: 10.1051/0004-6361/201117148.
- L. T. Elkins-Tanton & S. Seager. Ranges of Atmospheric Mass and Composition of Super-Earth Exoplanets. *ApJ*, 685:1237–1246, October 2008. doi: 10.1086/591433.
- J. J. Fortney & N. Nettelmann. The Interior Structure, Composition, and Evolution of Giant Planets. *Space Sci. Rev.*, 152:423–447, May 2010. doi: 10.1007/s11214-009-9582-x.
- J. J. Fortney, M. S. Marley, & J. W. Barnes. Planetary Radii across Five Orders of Magnitude in Mass and Stellar Insolation: Application to Transits. *ApJ*, 659:1661–1672, April 2007. doi: 10.1086/512120.

- J. J. Fortney, C. Mordasini, N. Nettelmann, E. M.-R. Kempton, T. P. Greene, & K. Zahnle. A Framework for Characterizing the Atmospheres of Low-mass Low-density Transiting Planets. *ApJ*, 775:80, September 2013. doi: 10.1088/0004-637X/775/1/80.
- F. Fressin, G. Torres, D. Charbonneau, S. T. Bryson, J. Christiansen, C. D. Dressing, J. M. Jenkins, L. M. Walkowicz, & N. M. Batalha. The False Positive Rate of Kepler and the Occurrence of Planets. *ApJ*, 766:81, April 2013. doi: 10.1088/0004-637X/766/2/81.
- A. D. Friend, R. J. Geider, M. J. Behrenfeld, & C. J. Still. Photosynthesis in global-scale models. In *Photosynthesis in silico*, pages 465–497. Springer, 2009.
- A. S. Fruchter, D. R. Stinebring, & J. H. Taylor. A Millisecond Pulsar in an Eclipsing Binary. *Nature*, 333:237–239, May 1988. doi: 10.1038/333237a0.
- Matias Javier Garcia. *Caracterização de Exoplanetas Rochosos na Zona de Habitabilidade das Estrelas Hospedeiras*. PhD thesis, 2016.
- O. Grasset, J. Schneider, & C. Sotin. A Study of the Accuracy of Mass-Radius Relationships for Silicate-Rich and Ice-Rich Planets up to 100 Earth Masses. *ApJ*, 693:722–733, March 2009. doi: 10.1088/0004-637X/693/1/722.
- N. Haghighipour. The Formation and Dynamics of Super-Earth Planets. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 41:469–495, May 2013. doi: 10.1146/annurev-earth-042711-105340.
- J. D. Haqq-Misra, S. D. Domagal-Goldman, P. J. Kasting, & J. F. Kasting. A Revised, Hazy Methane Greenhouse for the Archean Earth. *Astrobiology*, 8:1127–1137, December 2008. doi: 10.1089/ast.2007.0197.
- M. H. Hart. The Evolution of the Atmosphere of the Earth. *Icarus*, 33:23–39, January 1978. doi: 10.1016/0019-1035(78)90021-0.
- J. D. Hartman, G. Á. Bakos, G. Torres, D. W. Latham, G. Kovács, B. Béky, S. N. Quinn, T. Mazeh, A. Shporer, G. W. Marcy, A. W. Howard, D. A. Fischer, J. A. Johnson, G. A. Esquerdo, R. W. Noyes, D. D. Sasselov, R. P. Stefanik, J. M. Fernandez, T. Szklenár, J. Lázár, I. Papp, & P. Sári. HAT-P-32b and HAT-P-33b: Two Highly Inflated Hot Jupiters Transiting High-jitter Stars. *ApJ*, 742:59, November 2011. doi: 10.1088/0004-637X/742/1/59.

- A. P. Hatzes. The Radial Velocity Detection of Earth-mass Planets in the Presence of Activity Noise: The Case of α Centauri Bb. *ApJ*, 770:133, June 2013. doi: 10.1088/0004-637X/770/2/133.
- R. Heller & R. Barnes. Exomoon Habitability Constrained by Illumination and Tidal Heating. *Astrobiology*, 13:18–46, January 2013. doi: 10.1089/ast.2012.0859.
- M. J. Holman & N. W. Murray. The Use of Transit Timing to Detect Terrestrial-Mass Extrasolar Planets. *Science*, 307:1288–1291, February 2005. doi: 10.1126/science.1107822.
- A. W. Howard, G. W. Marcy, S. T. Bryson, J. M. Jenkins, J. F. Rowe, N. M. Batalha, W. J. Borucki, D. G. Koch, E. W. Dunham, T. N. Gautier III, et al. Planet occurrence within 0.25 au of solar-type stars from kepler. *The Astrophysical Journal Supplement Series*, 201(2):15, 2012.
- R. Hu, S. Seager, & W. Bains. Photochemistry in Terrestrial Exoplanet Atmospheres. I. Photochemistry Model and Benchmark Cases. *ApJ*, 761:166, December 2012. doi: 10.1088/0004-637X/761/2/166.
- S.-S. Huang. The Problem of Life in the Universe and the Mode of Star Formation. *PASP*, 71:421, October 1959. doi: 10.1086/127417.
- H. Insam & K. H. Domsch. Relationship between soil organic carbon and microbial biomass on chronosequences of reclamation sites. *Microbial ecology*, 15(2):177–188, 1988.
- Daniel Jacob. *Introduction to Atmospheric Chemistry*. Princeton University Press, 1999.
- L. Kaltenegger & D. Sasselov. Detecting Planetary Geochemical Cycles on Exoplanets: Atmospheric Signatures and the Case of SO₂. *ApJ*, 708:1162–1167, January 2010. doi: 10.1088/0004-637X/708/2/1162.
- L. Kaltenegger & D. Sasselov. Exploring the Habitable Zone for Kepler Planetary Candidates. *ApJ*, 736:L25, August 2011. doi: 10.1088/2041-8205/736/2/L25.
- L. Kaltenegger, W. A. Traub, & K. W. Jucks. Spectral Evolution of an Earth-like Planet. *ApJ*, 658:598–616, March 2007. doi: 10.1086/510996.

- J. F. Kasting & D. Catling. Evolution of a Habitable Planet. *ARA&A*, 41:429–463, 2003. doi: 10.1146/annurev.astro.41.071601.170049.
- J. F. Kasting, H. D. Holland, & J. P. Pinto. Oxidant Abundances in Rainwater and the Evolution of Atmospheric Oxygen. *J. Geophys. Res.*, 90:10, October 1985. doi: 10.1029/JD090iD06p10497.
- J. F. Kasting, D. P. Whitmire, & R. T. Reynolds. Habitable Zones around Main Sequence Stars. *Icarus*, 101:108–128, January 1993. doi: 10.1006/icar.1993.1010.
- R. K. Kopparapu, R. Ramirez, J. F. Kasting, V. Eymet, T. D. Robinson, S. Mahadevan, R. C. Terrien, S. Domagal-Goldman, V. Meadows, & R. Deshpande. Habitable Zones around Main-sequence Stars: New Estimates. *ApJ*, 765:131, March 2013. doi: 10.1088/0004-637X/765/2/131.
- R. K. Kopparapu, R. M. Ramirez, J. SchottelKotte, J. F. Kasting, S. Domagal-Goldman, & V. Eymet. Habitable Zones around Main-sequence Stars: Dependence on Planetary Mass. *ApJ*, 787:L29, June 2014. doi: 10.1088/2041-8205/787/2/L29.
- V. A. Krasnopolsky & J. B. Pollack. H₂O-H₂SO₄ System in Venus' Clouds and OCS, CO, and H₂SO₄ Profiles in Venus' Troposphere. *Icarus*, 109:58–78, May 1994. doi: 10.1006/icar.1994.1077.
- J. Lambert, F. Paletou, E. Josselin, & J.-M. Glorian. Numerical Radiative Transfer with State-of-the-art Iterative Methods Made Easy. *European Journal of Physics*, 37(1): 015603, January 2016. doi: 10.1088/0143-0807/37/1/015603.
- E. J. Lee, E. Chiang, & C. W. Ormel. Make Super-Earths, Not Jupiters: Accreting Nebular Gas onto Solid Cores at 0.1 AU and Beyond. *ApJ*, 797:95, December 2014. doi: 10.1088/0004-637X/797/2/95.
- A. Leger, M. Pirre, & F. J. Marceau. Search for Primitive Life on a Distant Planet: Relevance of 02 and 03 Detections. *A&A*, 277:309, September 1993.
- J. J. Lissauer & D. J. Stevenson. Formation of Giant Planets. *Protostars and Planets V*, pages 591–606, 2007.
- J. E. Lovelock. A Physical Basis for Life Detection Experiments. *Nature*, 207:568–570, August 1965. doi: 10.1038/207568a0.

- C. Lovis & D. Fischer. Radial velocity techniques for exoplanets. *Exoplanets*, pages 27–53, 2010.
- A. G. Lyne, S. Johnston, R. N. Manchester, L. Staveley-Smith, & N. D’Amico. An Eclipsing Millisecond Pulsar in the Globular Cluster Terzan 5. *Nature*, 347:650–652, October 1990. doi: 10.1038/347650a0.
- G. Maciejewski, D. Dimitrov, R. Neuhäuser, A. Niedzielski, S. Raetz, C. Ginski, C. Adam, C. Marka, M. Moualla, & M. Mugrauer. Transit Timing Variation in Exoplanet WASP-3b. *MNRAS*, 407:2625–2631, October 2010. doi: 10.1111/j.1365-2966.2010.17099.x.
- N. Madhusudhan, H. Knutson, J. J. Fortney, & T. Barman. Exoplanetary Atmospheres. *Protostars and Planets VI*, pages 739–762, 2014. doi: 10.2458/azu_uapress-9780816531240-ch032.
- N. Madhusudhan, M. Agúndez, J. I. Moses, & Y. Hu. Exoplanetary Atmospheres - Chemistry, Formation Conditions, and Habitability. *Space Sci. Rev.*, 205:285–348, December 2016. doi: 10.1007/s11214-016-0254-3.
- C. Marois, B. Zuckerman, Q. M. Konopacky, B. Macintosh, & T. Barman. Images of a fourth planet orbiting hr 8799. *Nature*, 468(7327):1080–1083, 2010.
- H. Massol, K. Hamano, F. Tian, M. Ikoma, Y. Abe, E. Chassefière, A. Davaille, H. Genda, M. Güdel, Y. Hori, F. Leblanc, E. Marcq, P. Sarda, V. I. Shematovich, A. Stökl, & H. Lammer. Formation and Evolution of Protoatmospheres. *Space Sci. Rev.*, 205:153–211, December 2016. doi: 10.1007/s11214-016-0280-1.
- M. Mayor & D. Queloz. A Jupiter-mass Companion to a Solar-type Star. *Nature*, 378:355–359, November 1995. doi: 10.1038/378355a0.
- M. Mayor, S. Udry, C. Lovis, F. Pepe, D. Queloz, W. Benz, J.-L. Bertaux, F. Bouchy, C. Mordasini, & D. Segransan. The HARPS Search for Southern Extra-solar Planets. XIII. A Planetary System with 3 Super-Earths (4.2, 6.9, and 9.2 M_{\oplus}). *A&A*, 493:639–644, January 2009. doi: 10.1051/0004-6361/200810451.
- E. Miller-Ricci Kempton, K. Zahnle, & J. J. Fortney. The Atmospheric Chemistry of GJ 1214b: Photochemistry and Clouds. *ApJ*, 745:3, January 2012. doi: 10.1088/0004-637X/745/1/3.

- J. Miralda-Escudé. Orbital Perturbations of Transiting Planets: A Possible Method to Measure Stellar Quadrupoles and to Detect Earth-Mass Planets. *ApJ*, 564:1019–1023, January 2002. doi: 10.1086/324279.
- P. S. Muirhead, J. A. Johnson, K. Apps, J. A. Carter, T. D. Morton, D. C. Fabrycky, J. S. Pineda, M. Bottom, B. Rojas-Ayala, E. Schlawin, K. Hamren, K. R. Covey, J. R. Crepp, K. G. Stassun, J. Pepper, L. Hebb, E. N. Kirby, A. W. Howard, H. T. Isaacson, G. W. Marcy, D. Levitan, T. Diaz-Santos, L. Armus, & J. P. Lloyd. Characterizing the Cool KOIs. III. KOI 961: A Small Star with Large Proper Motion and Three Small Planets. *ApJ*, 747:144, March 2012. doi: 10.1088/0004-637X/747/2/144.
- M.-E. Naud, É. Artigau, L. Malo, L. Albert, R. Doyon, D. Lafrenière, J. Gagné, D. Saumon, C. V. Morley, F. Allard, D. Homeier, C. A. Beichman, C. R. Gelino, & A. Boucher. Discovery of a Wide Planetary-Mass Companion to the Young M3 Star GU Psc. *ApJ*, 787:5, May 2014. doi: 10.1088/0004-637X/787/1/5.
- R. W. Nelson, L. S. Finn, & I. Wasserman. Trompe L’Oeil ‘binary’ pulsars. *ApJ*, 348: 226–231, January 1990. doi: 10.1086/168231.
- A. A. Pavlov, L. L. Brown, & J. F. Kasting. UV Shielding of NH₃ and O₂ by Organic Hazes in the Archean Atmosphere. *J. Geophys. Res.*, 106:23267–23288, October 2001. doi: 10.1029/2000JE001448.
- F. Pepe, C. Lovis, D. Ségransan, W. Benz, F. Bouchy, X. Dumusque, M. Mayor, D. Queloz, N. C. Santos, & S. Udry. The HARPS search for Earth-like planets in the habitable zone. I. Very low-mass planets around HD 20794 , HD 85512 , and HD 192310 . *A&A*, 534:A58, October 2011. doi: 10.1051/0004-6361/201117055.
- G. W. Petty. *A First Course in Atmospheric Thermodynamics*. Sundog Publishing, 2008.
- S. N. Raymond, A. M. Mandell, & S. Sigurdsson. Exotic Earths: Forming Habitable Worlds with Giant Planet Migration. *Science*, 313:1413–1416, September 2006. doi: 10.1126/science.1130461.
- L. Rogers & S. Seager. Constraints on the Interior Compositions of Low-Mass Transiting Exoplanets. In *American Astronomical Society Meeting Abstracts #215*, volume 42 of *Bulletin of the American Astronomical Society*, page 443, January 2010a.

- L. A. Rogers. Most 1.6 Earth-radius Planets are Not Rocky. *ApJ*, 801:41, March 2015. doi: 10.1088/0004-637X/801/1/41.
- L. A. Rogers & S. Seager. Three Possible Origins for the Gas Layer on GJ 1214b. *ApJ*, 716:1208–1216, June 2010b. doi: 10.1088/0004-637X/716/2/1208.
- J. Sahlmann, P. F. Lazorenko, D. Ségransan, E. L. Martín, D. Queloz, M. Mayor, & S. Udry. Astrometric Orbit of a Low-mass Companion to an Ultracool Dwarf. *A&A*, 556:A133, August 2013. doi: 10.1051/0004-6361/201321871.
- L. Schaefer & B. Fegley. Chemistry of Silicate Atmospheres of Evaporating Super-Earths. *ApJ*, 703:L113–L117, October 2009. doi: 10.1088/0004-637X/703/2/L113.
- L. Schaefer & B. Fegley. Chemistry of Atmospheres Formed During Accretion of the Earth and Other Terrestrial Planets. *Icarus*, 208:438–448, July 2010. doi: 10.1016/j.icarus.2010.01.026.
- T. L. Schindler & J. F. Kasting. Synthetic Spectra of Simulated Terrestrial Atmospheres Containing Possible Biomarker Gases. *Icarus*, 145:262–271, May 2000. doi: 10.1006/icar.2000.6340.
- J. T. Schofield, J. R. Barnes, D. Crisp, R. M. Haberle, S. Larsen, J. A. Magalhaes, J. R. Murphy, A. Seiff, & G. Wilson. The Mars Pathfinder Atmospheric Structure Investigation/Meteorology. *Science*, 278:1752, December 1997. doi: 10.1126/science.278.5344.1752.
- S. Seager & D. Deming. Exoplanet Atmospheres. *ARA&A*, 48:631–672, September 2010. doi: 10.1146/annurev-astro-081309-130837.
- S. Seager & D. D. Sasselov. Extrasolar Giant Planets under Strong Stellar Irradiation. *ApJ*, 502:L157–L161, August 1998. doi: 10.1086/311498.
- S. Seager, M. Kuchner, C. A. Hier-Majumder, & B. Militzer. Mass-Radius Relationships for Solid Exoplanets. *ApJ*, 669:1279–1297, November 2007. doi: 10.1086/521346.
- S. Seager, M. Schrenk, & W. Bains. An Astrophysical View of Earth-Based Metabolic Biosignature Gases. *Astrobiology*, 12:61–82, January 2012. doi: 10.1089/ast.2010.0489.
- S. Seager, W. Bains, & R. Hu. A Biomass-based Model to Estimate the Plausibility of Exoplanet Biosignature Gases. *ApJ*, 775:104, October 2013. doi: 10.1088/0004-637X/775/2/104.

- A. Segura, K. Krelove, J. F. Kasting, D. Sommerlatt, V. Meadows, D. Crisp, M. Cohen, & E. Mlawer. Ozone Concentrations and Ultraviolet Fluxes on Earth-Like Planets Around Other Stars. *Astrobiology*, 3:689–708, December 2003. doi: 10.1089/153110703322736024.
- A. Segura, J. F. Kasting, V. Meadows, M. Cohen, J. Scalo, D. Crisp, R. A. H. Butler, & G. Tinetti. Biosignatures from Earth-Like Planets Around M Dwarfs. *Astrobiology*, 5:706–725, December 2005. doi: 10.1089/ast.2005.5.706.
- A. Segura, V. S. Meadows, J. F. Kasting, D. Crisp, & M. Cohen. Abiotic Formation of O₂ and O₃ in High-CO₂ Terrestrial Atmospheres. *A&A*, 472:665–679, September 2007. doi: 10.1051/0004-6361:20066663.
- A. Seiff & D. B. Kirk. Structure of the Atmosphere of Mars in Summer at Mid-latitudes. *J. Geophys. Res.*, 82:4364–4378, September 1977. doi: 10.1029/JS082i028p04364.
- A. Seiff, J. E. Tillman, J. R. Murphy, J. T. Schofield, D. Crisp, J. R. Barnes, C. LaBaw, C. Mahoney, J. D. Mihalov, G. R. Wilson, & R. Haberle. The Atmosphere Structure and Meteorology Instrument on the Mars Pathfinder Lander. *J. Geophys. Res.*, 102:4045–4056, 1997. doi: 10.1029/96JE03320.
- J. H. Seinfeld & S. N. Pandis. *Atmospheric chemistry and physics*. hoboken, 2006.
- F. Selsis, D. Despois, & J.-P. Parisot. Signature of life on exoplanets: Can Darwin produce false positive detections? *A&A*, 388:985–1003, June 2002a. doi: 10.1051/0004-6361:20020527.
- F. Selsis, H. Lammer, I. Ribas, E. F. Guinan, H. I. M. Lichtenegger, L.-M. Lara, M. G. Tehrany, & A. Hanslmeier. Radiation and Particle Exposure of the Martian Paleatmosphere: Implications for the Loss of Water. In H. Lacoste, editor, *Exo-Astrobiology*, volume 518 of *ESA Special Publication*, pages 553–554, November 2002b.
- F. Selsis, J. F. Kasting, B. Levrard, J. Paillet, I. Ribas, & X. Delfosse. Habitable Planets around the Star Gliese 581? *A&A*, 476:1373–1387, December 2007. doi: 10.1051/0004-6361:20078091.
- J. Shaham. Free Precession of Neutron Stars - Role of Possible Vortex Pinning. *ApJ*, 214:251–260, May 1977. doi: 10.1086/155249.

- A. P. Showman, J. Y.-K. Cho, & K. Menou. *Atmospheric Circulation of Exoplanets*, pages 471–516. December 2010.
- J. H. Steffen, B. S. Gaudi, E. B. Ford, E. Agol, & M. J. Holman. Detecting and Characterizing Planetary Systems with Transit Timing. *ArXiv e-prints*, April 2007.
- M. Tuomi, G. Anglada-Escudé, E. Gerlach, H. R. A. Jones, A. Reiners, E. J. Rivera, S. S. Vogt, & R. P. Butler. Habitable-zone super-Earth candidate in a six-planet system around the K2.5V star HD 40307. *A&A*, 549:A48, January 2013. doi: 10.1051/0004-6361/201220268.
- D. R. Underwood, B. W. Jones, & P. N. Sleep. The Evolution of Habitable Zones During Stellar Lifetimes and its Implications on the Search for Extraterrestrial Life. *International Journal of Astrobiology*, 2:289–299, October 2003. doi: 10.1017/S1473550404001715.
- U.S. Standard Atmosphere. *U.S. Standard Atmosphere, 1976*. NOAA–S/T. U.S. Govt. Print. Off., 1976. URL <https://books.google.com.br/books?id=CsgZAQAIAAJ>.
- D. Valencia, D. D. Sasselov, & R. J. O’Connell. Detailed Models of Super-Earths: How Well Can We Infer Bulk Properties? *ApJ*, 665:1413–1420, August 2007. doi: 10.1086/519554.
- J. C. G. Walker, P. B. Hays, & J. F. Kasting. A Negative Feedback Mechanism for the Long-term Stabilization of the Earth’s Surface Temperature. *J. Geophys. Res.*, 86: 9776–9782, October 1981. doi: 10.1029/JC086iC10p09776.
- L. M. Weiss & G. W. Marcy. The Mass-Radius Relation for 65 Exoplanets Smaller than 4 Earth Radii. *ApJ*, 783:L6, March 2014. doi: 10.1088/2041-8205/783/1/L6.
- C. L. Whalley & J. M. C. Plane. Meteoric Ion Layers in the Martian Atmosphere. *Faraday Discussions*, 147:349, 2010. doi: 10.1039/c003726e.
- A. Wolszczan. Confirmation of Earth-Mass Planets Orbiting the Millisecond Pulsar PSR B1257+12. *Science*, 264:538–542, April 1994. doi: 10.1126/science.264.5158.538.
- A. Wolszczan & D. A. Frail. A Planetary System around the Millisecond Pulsar PSR1257 + 12. *Nature*, 355:145–147, January 1992. doi: 10.1038/355145a0.

- J. T. Wright & B. S. Gaudi. *Exoplanet Detection Methods*, page 489. 2013. doi: 10.1007/978-94-007-5606-9_10.
- Y. L. Yung & W. B. Demore, editors. *Photochemistry of Planetary Atmospheres*, 1999.
- K. Zahnle, R. M. Haberle, D. C. Catling, & J. F. Kasting. Photochemical Instability of the Ancient Martian Atmosphere. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 113: E11004, November 2008. doi: 10.1029/2008JE003160.
- K. J. Zahnle. Photochemistry of Methane and the Formation of Hydrocyanic Acid (HCN) in the Earth's Early Atmosphere. *J. Geophys. Res.*, 91:2819–2834, February 1986. doi: 10.1029/JD091iD02p02819.
- X. Zhang, M. C. Liang, F. P. Mills, D. A. Belyaev, & Y. L. Yung. Sulfur Chemistry in the Middle Atmosphere of Venus. *Icarus*, 217:714–739, February 2012. doi: 10.1016/j.icarus.2011.06.016.