1.27 μm 辐射源迈克尔逊干涉仪观测火星风场: 概念设计

杨娜¹, 夏淳亮¹, 余涛^{1*}, 左小敏¹, 孙杨轶¹, 闫相相¹, 张健¹, 王锦¹, 乐会军^{2,3,4,5}, 刘立波^{2,3,4,5}, William Edmund WARD⁶

1. 中国地质大学地球物理与空间信息学院地球内部多尺度成像湖北省重点实验室, 武汉 430074;
 2. 中国科学院地质与地球物理研究所地球与行星物理院重点实验室, 北京 100029;
 3. 中国科学院地球科学研究院, 北京 100029;
 4. 中国科学院地质与地球物理研究所漠河地球物理野外科学观测研究站, 北京 100029;
 5. 中国科学院大学, 北京 100049;
 6. Department of Physics, University of New Brunswick, New Brunswick, Fredericton E3B 5A3, Canada
- * 通讯作者, E-mail: yutaomnn@163.com

收稿日期: 2020-11-25; 收修稿日期: 2021-05-20; 接受日期: 2021-07-12; 网络版发表日期: 2021-10-09

民用航天技术预研项目(编号: D020105)、国家自然科学基金项目(批准号: 41904142、41774164、42030202、41822403、41774165、41774161)、中国科学院战略性先导科技专项(B类)项目(编号: XDB41000000)和中国科学院青年创新促进会资助

摘要 近年来, 中国的火星探测任务引起了人们对行星科学探索的极大兴趣. 文章提出一种利用多普勒迈克尔逊干涉测量技术测量火星大气风场的概念模拟. 基于火星大气动力学观测项目(DYNAMO)设计的卫星仪器, 利用迈克尔逊方程构建了由轨道子模型、大气背景场子模型和仪器子模型组成的DYNAMO测量的正演模型, 模拟了仪器测量火星大气中1.27 μm 气辉光谱来观测火星大气风场. 研究发现, 正演模型计算的视场上的干涉图信号与滤波器的透过率函数、气辉的体发射率、风速、温度和迈克尔逊相位有关. 利用简单的反演算法从模拟的干涉图信号推导了大气信号, 推导的大气参数与正演模型的输入参数一致, 验证了所建的正演模型的有效性.

关键词 火星大气风场, 多普勒迈克尔逊干涉仪, 1.27 μm 气辉

1 引言

长期以来, 火星与地球的相似程度一直引起人们极大的好奇. 因此, 火星经常被选为行星探测的主要目标. 观察火星大气的成分和性质是行星探测任务的传统目标之一. 迄今为止已经有大量的火星探测器观

测温度剖面、水蒸气丰度、水蒸气剖面、气溶胶柱含量、气溶胶和云成像, 以及其他大气成分(例如, H_2O 、 HDO 、 CO 、 CO_2 、 O_3 等), 这些观测还不能全面描述火星大气的状态(Hanel等, 1972; Barth等, 1973; Christensen等, 1992; Smith等, 2001; Fedorova等, 2006; Hartogh等, 2010; Encrenaz等, 2012, 2015;

中文引用格式: 杨娜, 夏淳亮, 余涛, 左小敏, 孙杨轶, 闫相相, 张健, 王锦, 乐会军, 刘立波, Ward W E. 2021. 1.27 μm 辐射源迈克尔逊干涉仪观测火星风场: 概念设计. 中国科学: 地球科学, 51(12): 2063–2078, doi: 10.1360/N072020-0393

英文引用格式: Yang N, Xia C, Yu T, Zuo X, Sun Y, Yan X, Zhang J, Wang J, Le H, Liu L, Ward W E. 2021. Measurement of Martian atmospheric winds by the O_2 1.27 μm airglow observations using Doppler Michelson Interferometry: A concept study. Science China Earth Sciences, 64(11): 2027–2042, <https://doi.org/10.1007/s11430-020-9814-7>

Clancy等, 2016; Montmessin等, 2017; Lefèvre等, 2018). 火星大气观测的一个重要不足是, 缺乏火星大气动力学参数风的直接测量. 众所周知, 风在了解大气的基本动力平衡、火星物质(如尘埃、气溶胶和化学成分)的基本运输过程、火星电离层电动力学(火星热层-电离层耦合), 以及确保未来无人航天器的安全着陆(Read等, 2018)等方面有着重要的作用.

先前的火星表面风是由海盗1号和2号着陆器、探路者号着陆器、凤凰号着陆器和火星科学实验室着陆器在五个地点观测到的(Murphy等, 1990; Haberle等, 1993; Holstein-Rathlou等, 2010; Martínez等, 2017; Banfield等, 2019; Viúdez-Moreiras等, 2019). Baird等(2007)利用火星全球勘测者探测器的加速计和速率数据计算了1997~1998年诺亚奇兹沙尘暴事件期间纬向风速(Crowley和Tolson, 2007). 火星大气与挥发物演化任务探测器上搭载的中性气体和离子质谱仪进行的水平热层风测量是火星热层风的第一次原位观测(Roeten等, 2019; Benna等, 2019). 此外, 利用云和地表条纹的成像数据(Kahn, 1983, 1984; Mischna等, 1998; Wang和Ingersoll, 2003)、基于准地转热风平衡关系利用观测的大气温度数据(Gierasch和Sagan, 1971; Hanel等, 1972; Conrath等, 1973; Zurek等, 1992; Santee和Crisp, 1995), 以及利用火星大气环流的数值模拟(Haberle等, 1979; Forget等, 1999; Hartogh等, 2005; Bougher等, 2015)可以间接地推导出火星大气风场信息. 云和地表条纹的成像数据只能提供近地表风向信息和原始风速信息. 通过准地转热风平衡关系和数值模型计算的风速存在较大的误差(Medvedev等, 2011a, 2011b; Read等, 2018). 因此, 目前火星大气层整个高度的风场还缺少大量观测, 对火星大气风场的观测是非常有必要的.

星载微波和亚毫米波临边探测仪已被建议来观测火星大气温度、化学成分和从地表到高层大气的风速以及次表层的温度(Muhleman和Clancy, 1995; Hartogh, 1998; Forget等, 2002; Urban等, 2005; Kasai等, 2012; Read等, 2018). 火星上的尘埃、冰云和气溶胶的分布不会影响毫米/亚毫米波观测, 主要是由于它们的颗粒(微米量级)相对于观测波长较小. Read等(2018)量化了在六个潜在光谱区域内对大气参数进行毫米/亚毫米波测量的能力. 他们发现, 在900、1000和1130GHz的高频率观测区域, 20km高度以上的测风性

能较好, 垂直分辨率为6km(在低频率观测区域, 垂直分辨率为7~9km), 精度为10~15m s⁻¹. 在低层大气, 精度会变差, 变为20~40m s⁻¹. 此外, 随着探测频率的增加, 尽管仪器的测风性能提高, 但是仪器需要更高的仪器功率, 这与向火星发送仪器所需小功率的要求是相悖的.

DYNAMO仪器是另一个被建议的利用多普勒迈克尔逊干涉技术测量火星大气风、温度和成分的卫星仪器(Ward等, 2003). 这个仪器符合发射火星卫星上仪器的质量和功率要求, 以及产生高质量数据的要求(Ward等, 2003). 目前, DYNAMO仪器是一个概念性设计. 还没有这样的探测器已经投入使用, 也没有计划在未来的火星轨道航天器上使用. 然而, 类似的仪器(例如美国宇航局高层大气研究卫星上的风成像干涉仪(WINDII)和地面上的E层风场干涉仪(ERWIN))已经成功地用于探测地球大气的风场, WINDII和ERWIN的测风精度分别为<5m s⁻¹和1~2m s⁻¹(Shepherd等, 1993; Gault等, 1996; Shepherd, 2002; Kristoffersen等, 2013; Cho和Shepherd, 2015). DYNAMO仪器被设计测量O₂(a¹ Δ_g)的红外大气波段1.27 μm 和氧O(1S)的绿线557.7nm. 这些气辉谱线可以观测火星大气风的高度范围是: 白天10~70km(1.27 μm)和80~160km(557.7nm)、夜间50~75km(1.27 μm)和80~100km(557.7nm). 1.27 μm O₂(a¹ Δ_g)气辉是类地行星气辉中最亮的气辉(Fedorova等, 2006; Zhang等, 2017). 随着火星大气臭氧被水手7号探测器上搭载的紫外光谱仪(Barth和Hord, 1971)发现, 1.27 μm O₂(a¹ Δ_g)气辉被科学家预测存在于火星大气, 随后被Noxon等(1976)发现. 氧发射谱557.7nm的昼气辉最近首次被微量气体轨道(TGO)探测器上搭载的火星大气微量分子掩星(NOMAD)光谱仪观测到(Gérard等, 2020). 在其他高度范围的气辉也可以使用这种技术进行风测量, 但其可行性需要进一步研究. 如果DYNAMO仪器运作, 连续的全球DYNAMO数据将提高我们对火星大气的动力学和输运的理解、以及长期天气预报.

本文开发了一个正演模型来模拟DYNAMO仪器的观测. 目的是验证所设计的DYNAMO仪器是否能够满足火星大气风场观测的科学要求. 正演模型的发展将有助于对观测结果的解释和从观测推导出大气参数. 此外, 正演模型的可靠性和准确性将直接影响推导出的大气参数的准确性(Rochon等, 2006). 通过将模型

输入的火星大气参数与简单反演的火星大气参数进行比较, 验证了正演模型的正确性.

2 测量基本原理

DYNAMO仪器的核心是一个多普勒成像迈克尔逊干涉仪. 迈克尔逊干涉仪也被称作傅里叶变换光谱仪, 干涉仪产生的干涉条纹经过傅里叶转换, 可获得光源的光谱分布. 关于迈克尔逊干涉仪的基本原理和有关历史可参考Shepherd(2002). 对于频率为 ν_0 的单一谱线, 迈克尔逊干涉仪探测的干涉条纹强度与光程差的关系为

$$I(\Delta) = RI_0(1 + UV\cos(\Phi + \theta)), \quad (1)$$

式中, R 是仪器的响应度, I_0 是气辉源的辐射强度, V 是与大气温度有关的条纹可见度(Shepherd等, 1993), U 是仪器的能见度, $\Phi = 2\pi\Delta_0\nu_0(\nu_{\text{los}}/c)$ 是与视线风速 ν_{los} 有关的相位, c 是光速, Δ_0 是参考光程差, 通过 $\cos(2\pi\Delta_0\nu_0) = 1$ 来决定其值. $\theta = 2\pi\Delta_1\nu_0$ 是与小步进光程差 Δ_1 有关的步进迈克尔逊相位. 步进光程差 Δ_1 是由迈克尔逊干涉仪动镜运动产生的(Ward等, 2003).

DYNAMO仪器通过观测 $\text{O}_2(\text{a}^1\Delta_g)$ 的红外大气波段1.27 μm 和氧 $\text{O}(1\text{S})$ 的绿线557.7nm气辉来观测火星大气风. 绿线557.7nm是单色谱线, $\text{O}_2(\text{a}^1\Delta_g)$ 的红外大气波段1.27 μm 辐射由三条谱线组成, 迈克尔逊干涉仪实际观测的是多条谱线强度的总和, 探测的干涉条纹强度与光程差的关系(Ward等, 2001)为

$$I_{\text{OI}} = I_{\text{B}} + \sum_l F_l^l R_l^l \int_s E^l(s) T^l(s) \times [1 + U_l^l V^l(s) \cos(\theta_l^l + \Phi^l(s))] ds. \quad (2)$$

探测的总强度是沿着通过大气的视线积分得到的. I_{B} 是连续背景光强度、暗电流和随机噪声三者之和. 下标“l”标注的参数(包括: 滤波函数 F_l^l , 仪器的响应度 R_l^l , 仪器的能见度 U_l^l 和仪器相位 θ_l^l)是由仪器性质决定的. 与火星大气有关的参数是 l 谱线的体发射率 $E^l(s)$ 、 l 谱线的大气传输因子 $T^l(s)$ 、干涉条纹的能见度 $V^l(s)$, 以及火星运动、卫星运动和发射源运动导致的相位移动 $\Phi^l(s)$. 将与仪器有关的参数和与大气有关的参数分开, 方程(2)可以写成:

$$I_l = \sum_l F_l^l R_l^l \left(1 + U_l^l \cos \theta_l^l - U_l^l \sin \theta_l^l \right) \begin{bmatrix} J_1^l \\ J_2^l \\ J_3^l \end{bmatrix} + I_{\text{B}}, \quad (3)$$

式中

$$\vec{J}^l = \begin{bmatrix} J_1^l \\ J_2^l \\ J_3^l \end{bmatrix} = \int \begin{bmatrix} E^l(s) T^l(s) \\ E^l(s) T^l(s) V^l(s) \cos \Phi^l(s) \\ E^l(s) T^l(s) V^l(s) \sin \Phi^l(s) \end{bmatrix} ds. \quad (4)$$

滤波函数和仪器参数代表权重因子. J_1^l 、 J_2^l 和 J_3^l 是大气信号, 能被用来反演出火星大气的风场. 干涉条纹的强度比值可以用来推导大气温度(Wu等, 2018).

3 正演模型

DYNAMO仪器通过观测 $\text{O}_2(\text{a}^1\Delta_g)$ 的红外大气波段1.27 μm 和氧 $\text{O}(1\text{S})$ 的绿线557.7nm气辉来观测火星大气风. Zhang等(2017)在文章图2描述了火星大气 $\text{O}_2(\text{a}^1\Delta_g)$ 的1.27 μm 谱线结构. 他们建议采用 $\text{O}_2(\text{a}^1\Delta_g)$ 的1.27 μm 三条谱线(RQ9、SR3、RR9)来观测火星大气风. 20Å带宽滤波器和法布里-珀罗标准具被结合用来分离出这三条谱线. 本文模拟了火星大气 $\text{O}_2(\text{a}^1\Delta_g)$ SR3气辉发射谱线的仪器测量, 气辉的中心波长是1264.277nm, 带宽是20Å. 其他发射线的模拟观测是相似的.

正演模型由轨道子模型、大气背景场(风、温度和目标谱线)子模型和仪器子模型组成. 图1显示了这些子模型和正演模型之间的关系. 轨道子模型根据输入时间计算了卫星的坐标(如纬度、经度、高度、方位角和仰角)、4个视场里每个像素沿视线的射线路径坐标和4个视场里每个像素的切点坐标. 基于轨道子模型计算的4个视场里每个像素沿视线的射线路径坐标, 大气背景场子模型计算了输入时间下沿着射线路径的火星大气体发射率、温度、纬向风和经向风. 仪器子模型计算了与干涉仪、光学系统和探测器相关的参数, 以及基于滤波参数计算了仪器滤波系统的透过率. 基于这些子模型计算的地理坐标、火星大气参数和仪器参数, 正演模型通过将这些参数代入积分迈克尔逊方程3(见图1)来计算4个视

图1 正演模型和轨道子模型、大气背景场子模型、仪器子模型之间关系示意图

图2 DYNAMO仪器观测路径和卫星轨道路径示意图

场里每个像素的模拟干涉图强度。接下来详细介绍这三个子模型。

3.1 轨道子模型

轨道子模型计算了任意观测时间卫星的坐标(如纬度、经度、高度、方位角和仰角)、4个视场里每个像素沿视线的射线路径坐标和4个视场里每个像素的切点坐标。

DYNAMO仪器建议的卫星轨道是极轨道, 倾角大约 70° , 高度约为350km。4个视场观测覆盖了所有纬度。通常卫星运行轨道信息可以用6个参数表示, 他们分别是: 与轨道半长轴有关的卫星高度、轨道偏心率、轨

道倾角、升交点黄道经度、近日点幅角和平近点角。表1列出了这6个参数值。根据这6个参数, 以及卫星发射时间, 我们可以计算出卫星发射以后在任意时刻卫星的位置和速度(Montenbruck等, 2002)。计算的卫星速度大约是 3.4km s^{-1} 。

DYNAMO仪器观测模式采用临边观测模式, 临边观测覆盖的高度范围是0~150km。仪器同时观测4个视场方向的大气信息。4个视场方向分别与卫星运动方向呈 45° 、 135° 、 225° 和 315° 夹角。表1也显示了仪器4个视场信息。Ward等(2003)详细介绍了DYNAMO仪器的系统结构和设计。结合卫星位置和视场信息, 每个视场里每个像元观测的视场方向与大气层的切点位置以及卫星与切点位置之间的距离可以计算出。计算的每个视场里的中心像元观测的视场方向与大气层的切点高度大约是76km, 切点与卫星之间的距离大约是1467km。图2显示了相对于卫星轨道路径的DYNAMO仪器观测路径。由于仪器同时观测卫星两边的大气, 两条观测路径被同时观测到。图3和图4显示了DYNAMO仪器的观测几何。相同火星大气的气体团首先被仪器的前向视场观测到, 大约14分钟后会被仪器的后向视场观测到。14分钟间隔时间可以通过公式 $t=2 \times D \times \tan(45^\circ)/V_{\text{sat}}$ 估算出, 其中 D 是卫星与切点之间的距离, V_{sat} 是卫星的运动速度。位于卫星同一侧视场1和视场2(或者视场3和视场4)被分离 90° , 导致探测的相同大气气体团被仪器先后从两个正交的方向观测, 观测的两个

表 1 卫星轨道和仪器视场有关的参数

变量	变量值
卫星高度(km)	350
轨道偏心率	0.0072
轨道倾角	70°
升交点黄道经度	230°
近日点幅角	0°
平近点角	0°
4个视场方位角	视场1: 45°, 视场2: 135°, 视场3: 225°, 视场4: 315°
视场倾角	23.25°
CCD水平/垂直覆盖范围	6.4°/6.4°
每个像素水平/垂直覆盖范围	0.05°/0.05°
每个视场水平/垂直像元数	128/128
每个视场水平/垂直bin数	24/120
每个bin水平/垂直像元数	5/1

视场风速可以计算出水平风场矢量信息(包括: 经向风速和纬向风速)。这种设计的观测方式覆盖了火星全球, 可以用于对地方时采样要求高的潮汐分析。

图5显示了轨道子模型计算的卫星一天运动轨迹

图 3 临边观测示意图

侧面图据Ward等(2003)

(图5a)以及DYNAMO仪器4个视场在一天内观测的地方时信息(图5b)、全球分布信息(图5c)和高度信息(图5d)。图5a显示出卫星的轨道覆盖了70°S~70°N纬度范围, 一天大概12条轨道。视场1和视场2位于卫星同一侧, 图5b和图5c显示出他们观测覆盖了相同地方时(06LT和18LT)和相同的纬度范围(86°S~54°N)。视场3和视场4位于卫星另一侧, 图5b和图5c也显示出他们观测覆盖了相同地方时(07LT和17LT)和相同的纬度范围(54°S~86°N)。因此, 对于70°倾角的卫星轨道, DYNAMO仪器临边观测能够观测极区大气信息。在纬度范围50°S~50°N, DYNAMO仪器一天观测4个地方时, 这4个地方时的观测信息可以用来研究火星大气的潮汐。

图 4 临边观测示意图

俯视图据Ward等(2003)

图5 轨道子模型计算的卫星一天运动轨迹(a)及DYNAMO仪器4个视场在一天内的地方时(b)、全球分布(c)和高度信息(d)

由于火星高的自转速度和低的大气密度, 潮汐波是火星大气中重要的波动(Zurek, 1976; Banfield等, 2000; Withers和Catling, 2010). DYNAMO仪器在大约40个火星日观测了所有地方时. 图5d显示出4个视场观测覆盖了相同的高度范围(从地面到150km高度). 由于火星是扁圆形的, 4个视场观测了火星的表面. 实际观测中通过调节仪器的4个视场的倾角, 视场观测的最低高度可以被改变.

3.2 大气背景场子模型

大气背景场子模型计算任意观测时间沿着射线路径的火星大气体发射率、温度、纬向风和经向风. 大气背景场子模型是经验模式, 是基于全球火星多尺度理论模式(Global Mars Multiscale Model, GM3(Moulden和McConnell, 2005))计算的火星一年大气温度和风场数据构建的. 相较于理论GM3模式, 构建的经验模式简单, 运算速度快, 大大减小了正演模型的计算时间. 我们将每个季节的数据网格化, 网格的时间分辨率是2h, 空间上进行均匀划分, 在经度、纬度和高度上的网格数分别是72、36和101, 然后将位于每个高度和每个纬度的数据进行傅里叶分解成平均场和各

种波动成分, 傅里叶分解的公式为

$$Y = \sum_{\sigma=-5}^5 \sum_{f=0}^3 a(\sigma, f) \times \cos[2\pi(\sigma\theta + ft) + \varphi(\sigma, f)], \quad (5)$$

式中, $a(\sigma, f)$ 是各种波动成分的振幅. $\varphi(\sigma, f)$ 是各种波动成分的相位. σ 是波数, 其值从-5~5. f 是频率, 其值从0~3. θ 表示经度. t 表示世界时. 经度变化表示成5阶三角函数, 正的纬向波数代表向东传播, 负的纬向波数代表向西传播. 时间变化由周日变化、半日变化和8小时潮汐波组成. 利用最小二乘拟合方法得到各种波动的振幅和相位. 图6显示了大气背景场子模型计算的冬至($L_s=270^\circ$)火星大气温度、纬向风和经向风的高度-纬度分布. 图6a显示了火星大气的温度分布, 最大温度出现在夏季极区的地面附近, 这主要与太阳加热有关. 在南半球夏季, 60km以下温度朝着极区逐渐增加, 60km以上温度的纬度变化不明显. 在北半球冬季, 30km以下温度朝着极区逐渐减小, 30~90km高度区间温度朝着极区逐渐增加, 90km以上温度的纬度变化不明显. 图6b显示了纬向风的分布, 强的东向流出现在冬季半球极区, 强的西向流出现在南半球以及北半球低

图6 大气背景场子模型计算的冬至(Ls=270°)世界时0点、经度0°条件下火星大气温度、纬向风和经向风的高度-纬度分布

纬45km以上. 图6c显示了经向风的分布, 从夏季半球吹往冬季半球的跨赤道经向风在30km以上非常明显. 在南半球, 中高纬经向风是南向的, 朝着南极吹. 在北半球, 经向风主要是北向的, 朝着北极吹. 通过比较这些结果与之前结果(Takahashi等, 2003; Moudden和McConnell, 2005; Smith, 2008), 我们发现构建的经验模式能够重新产生这些大气变化特征.

由于GM3模式不能计算 $1.27\mu\text{m}$ $\text{O}_2(a^1\Delta_g)$ 体发射率, 我们从之前发表的文章(Krasnopolsky, 1997; Bertaux等, 2012)获得体发射率的垂直剖面. 图7显示了远日点和近日点昼气辉体发射率的垂直剖面, 以及夜气辉体发射率的垂直剖面. 图7a显示了昼气辉体发射率的垂直剖面. 由于70km高度以上昼气辉的体发射率几乎为0, 不能被用来探测风和温度信息. 10km高度以下大气的自吸收效应可能会导致探测的气辉强度衰减, 进而影响探测的风和温度精确度. 因此, 白天风和温度的探测高度范围为10~70km. 图7b显示了夜气辉体发射率的垂直剖面. 夜气辉体发射率在75km以上和50km以下几乎为0, 在这些高度不能被用来探测风和温度信息. 因此, 夜间风和温度的探测高度范围为50~75km.

由于体发射率观测数据非常少, 它随空间和时间的变化特征不清楚, 因此在正演模拟计算中我们采用了许多假设: 假设气辉体发射率的垂直剖面没有空间变化(在任意纬度和经度都相同); 假设昼气辉体发射率的垂直剖面在白天所有地方时是相同的; 假设夜气辉

体发射率的垂直剖面在夜间所有地方时是相同的; 假设近日点的昼气辉体发射率的垂直剖面代表冬至(Ls=270°)和秋分(Ls=180°)的昼气辉的垂直剖面, 远日点的昼气辉的垂直剖面代表夏至(Ls=90°)和春分(Ls=360°); 假设夜气辉的垂直剖面在四个季节是相同的. 在正演模拟计算中, 体发射率不与大气风和温度有关. 实际上他们之间是有关系的(Chiang等, 2018). 但是他们之间的关系不影响模拟的结果. 他们影响了正演模拟的观测的气辉信号的不同方面. 体发射率主要与观测的气辉信号的强度有关, 风速直接与观测的气辉信号的相位移动有关, 温度直接与观测的气辉信号的条纹可见度有关. 因此, 体发射率、风速和温度分别且独立得从观测的气辉信号的不同特性方面推导出的. 推导的大气参数不会被输入的大气参数之间的关系影响.

3.3 仪器子模型

仪器子模型计算了与干涉仪、光学系统和探测器有关的参数, 以及基于滤波参数计算了仪器滤波系统的透过率. 我们假设与干涉仪、光学系统和探测器有关的参数是常数. 表2列出了这些参数假定的值.

DYNAMO仪器的滤波系统由窄带滤波和法布里-珀罗标准具组成. 窄带滤波的作用是从复杂的背景谱线中分离出目标谱线. 法布里-珀罗标准具是一个简单的可调谐的空间滤波器, 用于选择特定传播方向的平面波(Indebetouw, 1980). 窄带滤波器的滤波函数(Lissberger, 1968)为

图7 远日点和近日点昼气辉体发射率的垂直剖面(a)与夜气辉体发射率的垂直剖面(b)

表2 仪器参数^{a)}

变量	变量值
波数为 $\text{O}_2(\text{a}^1\Delta_g)\text{SR3}$ 线的波垂直入射的光程差 $\Delta_0(\text{cm})$	10
曝光时间 $t(\text{s})$	2.048
$\text{O}_2(\text{a}^1\Delta_g)\text{SR3}$ 线的中心波束 $\nu_0(\text{cm}^{-1})$	7909.650
仪器能见度 U_1^I	0.9
仪器响应 R_1^I	0.0272
量子效率	0.7
暗电流 $(\text{electrons s}^{-1})$	1000
读出噪声 (electrons)	200

a) 据Shepherd等(1993)

$$F_1 = \frac{F_0}{1 + \left(2 \frac{\lambda - \lambda_0}{\Delta\lambda_{0.5}} + \frac{\lambda_0 \theta^2}{\Delta\lambda_{0.5} \mu^2} \right)^2}, \quad (6)$$

式中, F_0 是波长为 λ_0 的波垂直入射条件下的最大透过率. $\Delta\lambda_{0.5}$ 是半波宽度. μ 是滤波器的有效指数. θ 是入射角, 也称离轴角. 表3列出了正演模型计算中这些参数的假定值.

法布里-珀罗标准具的滤波函数(Rahnama等, 2006; He等, 2019)为

$$F_2 = \frac{1}{1 + \left(\frac{2F_e}{\pi} \right)^2 \left(\sin \frac{2\pi n d \cos \theta_f}{\lambda} \right)^2}, \quad (7)$$

式中, F_e 是标准具的精细度. n 是标准具的折射指数. $d=635 \times \lambda_0 / (2n)$ 是标准具两个镜子之间的间隙. $\theta_f = \sin^{-1}(\sin \theta / n)$ 是波长为 λ_0 的折射角. 表3也列出了正演模型计算中这些参数的假定值.

总的滤波函数是窄带滤波的滤波函数与法布里-珀罗标准具的滤波函数的乘积, 即

$$F = F_1 F_2. \quad (8)$$

图8显示了视场1里总的滤波透过率分布. 视场里中间像元的滤波透过率位于0.3~1, 视场的4个角落分布的像元的滤波透过率大约为0.01.

4 正演模拟结果

正演模型计算了探测器上每个像元探测的强度. 图9和图10显示了正演模型计算的视场1探测的昼气辉和夜气辉的4次观测. 4次观测分别对应0、 $\pi/2$ 、 π 和 $3\pi/2$ 这4个步进迈克尔逊相位, 也对应0、 $\lambda/4$ 、 $\lambda/2$ 和 $3\lambda/4$ 这4个步进光程差. 其他3个视场的模拟结果与视场1相似, 但是观测的是其他位置. 图9和图10显示出4次模拟的气辉强度在探测器分布上是一致的, 但是强度不同. 图中每一次模拟强度的分布与每个视场里滤波器的透过率分布以及气辉体发射率的垂直分布有关. 4次模拟的强度差异与4个步进迈克尔逊相位有关.

视场上的气辉强度变化也可以提供小尺度重力波的信息. Wang等(2001a, 2001b)模拟了小尺度重力波对

表 3 仪器滤波参数^{a)}

变量	变量值
最大透过率 F_0	1
参考波数 $\nu_0=1/\lambda_0(\text{cm}^{-1})$	7908.890
波数 $\nu=1/\lambda(\text{cm}^{-1})$	7909.650
半宽 $\Delta\lambda_{0.5}(\text{nm})$	2
滤波器的有效指数 μ	2.23167
标准具的精细度 F_e	15
标准具的折射指数 n	1.4473

a) 据Zhang等(2017)

图 8 视场1滤波函数分布

WINDII临边观测视场上地球气辉强度的影响. 他们发现垂直扰动速度相对较大的小尺度重力波对视场上模

拟的气辉强度有重要影响. 在本研究中, 大气背景场子模型计算的火星大气参数缺乏小尺度重力波的具体信息(如周期、水平和垂直波长、波的振幅和相位), 小尺度重力波对视场气辉强度的影响不能被模拟计算出.

5 推导的大气参数与正演模型输入参数的比较

正演模型计算了探测器上每个像元的强度, 同时, 大气信号参量 J_1 、 J_2 和 J_3 也能被计算出. 实际上, 通过上述4次观测, 利用最小二乘法也可以获得这3个大气信号参量(Rochon等, 2006; Rahnama等, 2006). 这3个量包含了大气信息, 能够反演获得气辉体发射率的垂直剖面 $I(z)$ 、视线风速的垂直剖面 $W(z)$ 和温度的垂直剖面 $T(z)$. 这一部分, 我们近似简单地从这3个大气信号参量推导了气辉体发射率的垂直剖面 $I(z)$ 、视线风速的垂直剖面 $W(z)$ 和温度的垂直剖面 $T(z)$.

探测器上每个像元探测的气辉强度是沿着视线方向的积分量, 不仅包含了射线路径切点处大气的贡献, 也包含了切点高度以上大气的贡献. 我们假设探测器上每个像元探测的气辉强度主要源于射线路径切点处大气的贡献, 作为一级近似, 积分量被认为是切点处的值(Em等, 2018), 忽略了切点高度以上大气的贡献. 这种推导方法是简单的, 可以满足本文验证正演模型的要求. 采用这个近似, 大气信号参量不是沿视线的积分参量, 而是射线路径切点处的值. 在这种近似条件

图 9 模拟的视场1探测昼气辉的4次观测

4次观测分别对应4个步进迈克尔逊相位

图 10 模拟的视场1探测夜气辉的4次观测

4次观测分别对应4个步进迈克尔逊相位

下, 大气信号参量 J_1 、 J_2 和 J_3 简化的表达式是

$$J_1 = I_0, \quad (9)$$

$$J_2 = VI_0 \cos \Phi, \quad (10)$$

$$J_3 = VI_0 \sin \Phi, \quad (11)$$

式中, I_0 是切点处大气的气辉发射强度. V 是切点处与大气温度有关的条纹可见度. Φ 是切点处与大气风速有关的相位.

I_0 、 V 和 Φ 通过下面方程可计算出:

$$I_0 = J_1, \quad (12)$$

$$V = \frac{\sqrt{J_2^2 + J_3^2}}{J_1}, \quad (13)$$

$$\Phi = \tan^{-1} \frac{J_3}{J_2}. \quad (14)$$

沿着视线的风速计算公式为

$$W_d = \frac{\Phi}{2\pi\Delta_0\nu_0\frac{1}{c}}. \quad (15)$$

温度计算公式为

$$T_d = \frac{-\log V}{Q_0\Delta_0^2}, \quad (16)$$

式中, $Q_0 = 1.82 \times 10^6 / (M\lambda_0^2)$ (Shepherd等, 1993). M 是气辉发射源的相对原子质量.

图11显示了推导的昼气辉发射强度(a)、推导的视线风速(b)和推导的温度(c)与正演模型输入的相应大气参数的一个比较事例. 推导的大气参数与正演模

型输入值之间的相关系数和绝对误差也被计算和显示在图11. 由于推导的气辉发射强度(I_0)和模型输入的体发射率(E)单位不一致, 他们之间的绝对误差不能被计算. 为了检验正演模型的正确性, 我们进行了大约100次模拟计算, 这些模拟计算是在所有地方时、所有纬度和所有经度随机选择的. 图12显示了白天推导的大气参数与正演模型输入值之间相关系数和绝对误差的统计结果. 图11a中, I_0 剖面 and E 剖面的相关系数是0.94, 他们之间的主要差异位于30~50km高度. 在这个高度范围, E 剖面随高度变化比 I_0 剖面更陡, 另外, I_0 剖面的峰值高度比 E 剖面更低, 这主要是由于在任意高度 I_0 不仅与这个高度的 E 有关, 而且与这个高度以上的 E 剖面的积分有关. 统计上, I_0 与 E 的相关系数在0.93~0.96(见图12a). 高相关系数表明 I_0 和 E 具有较高的一致性. 推导的风速(W_d)与正演模型输入的风速(W)也有很好的一致性. 图12b显示大约80%的 W_d 和 W 之间相关系数在0.9~1. 图11b显示出35km以上 W_d 和 W 之间的绝对误差随着高度的减小而增大, 35km以下随着高度的减小而减小. W_d 和 W 之间的绝对误差在大约35km高度上达到峰值, E 剖面在这个高度达到极小值(图11a). 图12d显示了统计上 W_d 和 W 之间的绝对误差随高度的分布, 统计上绝对误差的高度变化也显示出相似的特征, 统计上绝对误差值在5~19m s⁻¹, 统计上绝对误差的峰值位于大约33km高度. 在33km(或者35km)高度上 W_d 和 W 之间的最大绝对误差与这个高度 E 对观测小的贡献有关, 由于在这个切点高度 E 达到极小值, 简单推导方法忽略了切点高度以上 E 剖面的贡献, 这个贡献远大于

图 11 推导所得大气参数值与正演模型输入参数值的对比

(a) 昼气辉发射强度; (b) 视线风速; (c) 温度; (d) 风速绝对误差; (e) 温度绝对误差。图中C.C.代表相关系数, I_0 代表推导的昼气辉发射强度, W_d 代表推导的视线风速, T_d 代表推导的温度, E 、 W 和 T 分别代表正演模型输入的昼气辉体发射率、视线风速和温度

33km切点高度 E 的贡献, 因此这种简单推导方法推导的 W_d 和正演模型输入的 W 之间的误差在33km高度最大。33km以下, 随着高度的减小, E 迅速增大, 因此, 相较于切点高度以上 E 剖面对观测的贡献, 切点高度 E 对观测的贡献随着高度减小也逐渐增加, 导致 W_d 和 W 之间的绝对误差逐渐减小。图11c显示白天推导的温度(T_d)与正演模型输入的温度(T)之间的相关系数是0.98。图12c显示 T_d 与 T 的相关系数大部分在0.95~1。 T_d 与 T 的统计上绝对误差值在3到22K之间(图12e)。 T_d 与 T 的统计上绝对误差的高度变化与 W_d 和 W 之间的统计上绝对误差的高度变化相似, 这是意料之中的, 因为绝对误差主要是由简单的推导方法引起的。

图13和14显示了推导的夜气辉结果。图14a中, 夜间 I_0 剖面 and E 剖面的相关系数在0.2~0.4, 比白天的相关系数小。他们之间的主要差异位于60km高度以下。60km以下, 随着高度的减小, E 迅速减少, 然而 I_0 逐渐减少, 这个差异主要是由于在这些高度的 I_0 不仅与这些高度的 E 有关, 而且与这些高度以上 E 剖面的积分有

关。图14b显示夜间大约50% W_d 和 W 之间的相关系数在0.9~1, 其余主要分布在0.5~0.9。图14d显示了夜间统计上 W_d 和 W 之间的绝对误差随高度的分布, 统计上绝对误差值在3~25 m s^{-1} , 统计上绝对误差随高度减小而增加, 这种高度变化在60km以下更明显。60km以下, 随着高度的减小, E 迅速减小, 因此, 相较于切点高度以上 E 剖面对观测的贡献, 切点高度 E 对观测的贡献随着高度减小也迅速减小, 导致 W_d 和 W 之间的绝对误差逐渐增大。图14c显示了夜间 T_d 与 T 之间的相关系数的统计分布, 相较于白天 T_d 与 T 之间的相关系数的统计分布, 夜间相关系数的统计分布更加分散: 大约35%的相关系数在0.9~1, 约20%在0.8~0.9, 其余在0.3~0.8均匀分布。图14e显示了夜间统计上 T_d 与 T 之间的绝对误差随高度的分布, 统计上绝对误差值在1~15K, T_d 与 T 的统计上绝对误差的高度变化与图14d中 W_d 和 W 之间的统计上绝对误差的高度变化相似, 这也是意料之中的, 因为绝对误差主要是由简单的推导方法引起的。

白天推导的 W_d 和正演模型输入的 W 之间的绝对误

图 12 推导所得大气参数值与正演模型输入参数值之间相关系数((a)~(c))及绝对误差((d)、(e))的统计分布

(a) 昼气辉发射强度; (b) 视线风速; (c) 温度; (d) 风速绝对误差; (e) 温度绝对误差. 图中 I_0 代表推导的昼气辉发射强度, W_d 代表推导的视线风速, T_d 代表推导的温度, E 、 W 和 T 分别代表正演模型输入的昼气辉体发射率、视线风速和温度

图 13 推导所得大气参数值与正演模型输入参数值的对比

(a) 夜气辉发射强度; (b) 视线风速; (c) 温度; (d) 风速绝对误差; (e) 温度绝对误差. 图中C.C.代表相关系数, I_0 代表推导的夜气辉发射强度, W_d 代表推导的视线风速, T_d 代表推导的温度, E 、 W 和 T 分别代表正演模型输入的夜气辉体发射率、视线风速和温度

图 14 推导所得大气参数值与正演模型输入参数值相关系数((a)~(c))及绝对误差((d)、(e))的统计分布

(a) 夜气辉发射强度; (b) 视线风速; (c) 温度; (d) 风速绝对误差; (e) 温度绝对误差. 图中 I_d 代表推导的夜气辉发射强度, W_d 代表推导的视线风速, T_d 代表推导的温度, E 、 W 和 T 分别代表正演模型输入的夜气辉体发射率、视线风速和温度

差值在 $5\sim 19\text{ m s}^{-1}$, 夜间在 $3\sim 25\text{ m s}^{-1}$. 白天推导的 T_d 和正演模型输入的 T 之间的绝对误差值在 $3\sim 22\text{ K}$, 夜间在 $1\sim 15\text{ K}$. 这些大的绝对误差主要与简单推导方法有关. 尽管存在这些大的绝对误差, 但推导出来的大气参数和正演模型输入值之间的好的相关性足以证明正演模型的有效性.

6 结论

本文构建的正演模型模拟了 DYNAMO 仪器的观测过程. 正演模型由轨道子模型、大气背景场子模型和仪器子模型组成. 轨道子模型根据输入时间计算了卫星的坐标(如纬度、经度、高度、方位角和仰角)、4 个视场里每个像素沿视线的射线路径坐标和 4 个视场里每个像素的切点坐标. 基于理论 GM3 模式计算的火星大气数据和已经公开的体发射率数据, 大气背景场子模型被构建, 大气背景场子模型计算了输入时间下沿着射线路径的火星大气体发射率、温度、纬向风和

经向风. 仪器子模型计算了与干涉仪、仪器滤波系统、光学系统和探测器相关的参数. 由正演模型计算的视场上干涉图信号与滤波透过率函数、气辉体发射率、风速、温度和迈克尔逊相位有关.

采用简单推导方法从正演模型结果推导出的气辉发射强度、风速和温度与正演模型输入值进行了比较. 白天推导的 W_d 和正演模型输入的 W 之间的绝对误差值在 $5\sim 19\text{ m s}^{-1}$, 夜间在 $3\sim 25\text{ m s}^{-1}$. 白天推导的 T_d 和正演模型输入的 T 之间的绝对误差值在 $3\sim 22\text{ K}$, 夜间在 $1\sim 15\text{ K}$. 这些大的绝对误差主要与简单推导方法有关. 尽管存在这些大的绝对误差, 但推导出来的大气参数和正演模型输入值之间的好的相关性足以证明正演模型的有效性. 关于推导大气参数的高度反演算法将在另外的文章进行介绍.

致谢 W. Ward 感谢加拿大航天局(Canadian Space Agency)和加拿大国家科学工程委员会(National Science and Engineering Council (NSERC) of Canada)项目支持.

参考文献

- Baird D T, Tolson R, Bougher S, Steers B. 2007. Zonal wind calculations from Mars global surveyor accelerometer and rate data. *J Spacecr Rocket*, 44: 1180–1187
- Banfield D, Conrath B, Pearl J C, Smith M D, Christensen P. 2000. Thermal tides and stationary waves on Mars as revealed by Mars Global Surveyor thermal emission spectrometer. *J Geophys Res*, 105: 9521–9537
- Banfield D, Rodriguez-Manfredi J A, Russell C T, Rowe K M, Leneman D, Lai H R, Cruce P R, Means J D, Johnson C L, Mittelholz A, Joy S P, Chi P J, Mikellides I G, Carpenter S, Navarro S, Sebastian E, Gomez-Elvira J, Torres J, Mora L, Peinado V, Lepinette A, Hurst K, Lognonné P, Smrekar S E, Banerdt W B. 2019. InSight auxiliary payload sensor suite (APSS). *Space Sci Rev*, 215: 4
- Barth C A, Hord C W. 1971. Mariner ultraviolet spectrometer: Topography and polar cap. *Science*, 173: 197–201
- Barth C A, Hord C W, Stewart A I, Lane A L, Dick M L, Anderson G P. 1973. Mariner 9 ultraviolet spectrometer experiment: Seasonal variation of ozone on Mars. *Science*, 179: 795–796
- Bertaux J L, Gondet B, Lefèvre F, Bibring J P, Montmessin F. 2012. First detection of O₂ 1.27 μm nightglow emission at Mars with OMEGA/MEX and comparison with general circulation model predictions. *J Geophys Res*, 117: E00J04
- Benna M, Bougher S W, Lee Y, Roeten K J, Yiğit E, Mahaffy P R, Jakosky B M. 2019. Global circulation of Mars' upper atmosphere. *Science*, 366: 1363–1366
- Bougher S W, Pawlowski D, Bell J M, Nelli S, McDunn T, Murphy J R, Chizek M, Ridley A. 2015. Mars Global Ionosphere-Thermosphere Model: Solar cycle, seasonal, and diurnal variations of the Mars upper atmosphere. *J Geophys Res-Planets*, 120: 311–342
- Chiang C Y, Tam W Y, Chang T F. 2018. Variations of the 630.0 nm airglow emission with meridional neutral wind and neutral temperature around midnight. *Ann Geophys*, 36: 1471–1481
- Cho Y M, Shepherd G. 2015. Resolving daily wave 4 nonmigrating tidal winds at equatorial and midlatitudes with WINDII: DE3 and SE2. *J Geophys Res-Space Phys*, 120: 10053–10068
- Christensen P R, Anderson D L, Chase S C, Clark R N, Kieffer H H, Malin M C, Pearl J C, Carpenter J, Bandiera N, Brown F G, Silverman S. 1992. Thermal emission spectrometer experiment: Mars Observer mission. *J Geophys Res*, 97: 7719–7734
- Clancy R T, Wolff M J, Lefèvre F, Cantor B A, Malin M C, Smith M D. 2016. Daily global mapping of Mars ozone column abundances with MARCI UV band imaging. *Icarus*, 266: 112–133
- Conrath B, Curran R, Hanel R, Kunde V, Maguire W, Pearl J, Pirraglia J, Welker J, Burke T. 1973. Atmospheric and surface properties of Mars obtained by infrared spectroscopy on Mariner 9. *J Geophys Res*, 78: 4267–4278
- Crowley G, Tolson R H. 2007. Mars thermospheric winds from mars global surveyor and mars odyssey accelerometers. *J Spacecr Rocket*, 44: 1188–1194
- Encrenaz T, Greathouse T K, Lefèvre F, Atreya S K. 2012. Hydrogen peroxide on Mars: Observations, interpretation and future plans. *Planet Space Sci*, 68: 3–17
- Encrenaz T, Greathouse T K, Lefèvre F, Montmessin F, Forget F, Fouchet T, DeWitt C, Richter M J, Lacy J H, Bézard B, Atreya S K. 2015. Seasonal variations of hydrogen peroxide and water vapor on Mars: Further indications of heterogeneous chemistry. *Astron Astrophys*, 578: A127
- Ern M, Trinh Q T, Preusse P, Gille J C, Mlynarczyk M G, Russell James M. I, Riese M. 2018. GRACILE: A comprehensive climatology of atmospheric gravity wave parameters based on satellite limb soundings. *Earth Syst Sci Data*, 10: 857–892
- Fedorova A, Korabiev O, Perrier S, Bertaux J L, Lefevre F, Rodin A. 2006. Observation of O₂ 1.27 μm dayglow by SPICAM IR: Seasonal distribution for the first Martian year of Mars Express. *J Geophys Res*, 111: E09S07
- Forget F, Hourdin F, Fournier R, Hourdin C, Talagrand O, Collins M, Lewis S R, Read P L, Huot J P. 1999. Improved general circulation models of the Martian atmosphere from the surface to above 80 km. *J Geophys Res*, 104: 24155–24175
- Forget F, Beaudin G, Encrenaz A D P, Gheudin M, Thomas B, Capderou M, Dassas K, Ricaud P, Urban J, Frerking M, Gulkis S, Janssen M, Riley L, Encrenaz T, Lellouch E, Hartogh P, Clancy T. 2002. Microwave sounding of the Martian atmosphere with mambo. EGS XXVII General Assembly, 27
- Gault W A, Brown S, Moise A, Liang D, Sellar G, Shepherd G G, Wimperis J. 1996. ERWIN: An E-region wind interferometer. *Appl Opt*, 35: 2913–2922
- Gérard J C, Aoki S, Willame Y, Gkouvelis L, Depiesse C, Thomas I R, Ristic B, Vandaele A C, Daerden F, Hubert B, Mason J, Patel M R, López-Moreno J J, Bellucci G, López-Valverde M A, Beeckman B. 2020. Detection of green line emission in the dayside atmosphere of Mars from NOMAD-TGO observations. *Nat Astron*, 4: 1049–1052
- Gierasch P, Sagan C. 1971. A preliminary assessment of Martian wind regimes. *Icarus*, 14: 312–318
- Haberle R M, Leovy C B, Pollack J B. 1979. A numerical model of the Martian polar cap winds. *Icarus*, 39: 151–183
- Haberle R M, Pollack J B, Barnes J R, Zurek R W, Leovy C B, Murphy J R, Lee H, Schaeffer J. 1993. Mars atmospheric dynamics as simulated by the NASA Ames General Circulation Model: 1. The

- zonal-mean circulation. *J Geophys Res*, 98: 3093–3123
- Hanel R, Conrath B, Hovis W, Kunde V, Lowman P, Maguire W, Pearl J, Pirraglia J, Prabhakara C, Schlachman B, Levin G, Straat P, Burke T. 1972. Investigation of the Martian environment by infrared spectroscopy on Mariner 9. *Icarus*, 17: 423–442
- Hartogh P. 1998. Solar system research with microwaves. In: Attema E, Schwehm G, Wilson A, eds. *Proceedings of the 32nd ESLAB Symposium: Remote Sensing Methodology for Earth Observation and Planetary Exploration*. Noordwijk: ESA Publ. Div. 23–32
- Hartogh P, Medvedev A S, Kuroda T, Saito R, Villanueva G, Feofilov A G, Kutepov A A, Berger U. 2005. Description and climatology of a new general circulation model of the Martian atmosphere. *J Geophys Res*, 110: E11008
- Hartogh P, Jarchow C, Lellouch E, de Val-Borro M, Rengel M, Moreno R, Medvedev A S, Sagawa H, Swinyard B M, Cavalié T, Lis D C, Błęcka M I, Banaszkiewicz M, Bockelée-Morvan D, Crovisier J, Encrenaz T, Kuppers M, Lara L M, Szutowicz S, Vandenbussche B, Bensch F, Bergin E A, Billebaud F, Biver N, Blake G A, Blommaert J A D L, Cernicharo J, Decin L, Encrenaz P, Feuchtgruber H, Fulton T, de Graauw T, Jehin E, Kidger M, Lorente R, Naylor D A, Portyankina G, Sánchez-Portal M, Schieder R, Sidher S, Thomas N, Verdugo E, Waelkens C, Whyborn N, Teyssier D, Helmich F, Roelfsema P, Stutzki J, LeDuc H G, Stern J A. 2010. *Herschel* /HIFI observations of Mars: First detection of O_2 at submillimetre wavelengths and upper limits on HCl and H_2O_2 . *Astron Astrophys*, 521: L49
- He W, Wu K, Feng Y, Fu D, Chen Z, Li F. 2019. The near-space wind and temperature sensing interferometer: Forward model and measurement simulation. *Remote Sens*, 11: 914
- Holstein-Rathlou C, Gunnlaugsson H P, Merrison J P, Bean K M, Cantor B A, Davis J A, Davy R, Drake N B, Ellehoj M D, Goetz W, Hviid S F, Lange C F, Larsen S E, Lemmon M T, Madsen M B, Malin M, Moores J E, Nørnberg P, Smith P, Tamppari L K, Taylor P A. 2010. Winds at the Phoenix landing site. *J Geophys Res*, 115: E00E18
- Indebetouw G. 1980. Tunable spatial filtering with a Fabry-Perot etalon. *Appl Opt*, 19: 761–764
- Kahn R. 1983. Some observational constraints on the global-scale wind systems of Mars. *J Geophys Res*, 88: 10189–10209
- Kahn R. 1984. The spatial and seasonal distribution of Martian clouds and some meteorological implications. *J Geophys Res*, 89: 6671–6688
- Kasai Y, Sagawa H, Kuroda T, Manabe T, Ochiai S, Kikuchi K, Nishibori T, Baron P, Mendrok J, Hartogh P, Murtagh D, Urban J, von Schéele F, Frisk U. 2012. Overview of the Martian atmospheric submillimetre sounder FIRE. *Planet Space Sci*, 63-64: 62–82
- Krasnopolsky V A. 1997. Photochemical mapping of Mars. *J Geophys Res*, 102: 13313–13320
- Kristoffersen S K, Ward W E, Brown S, Drummond J R. 2013. Calibration and validation of the advanced E-Region Wind Interferometer. *Atmos Meas Tech*, 6: 1761–1776
- Lefèvre F, Montmessin F, Baggio L, Lacombe G, Bertaux J, Korablev O, Schneider N, Deighan J, Jain S K, Stewart A, Chaffin M, Crismani M, McClintock W, Holsclaw G, Jakosky B. 2018. The Martian ozone layer as seen by Mars Express and by MAVEN. Scientific Workshop “From Mars Express to ExoMars”
- Lissberger P H. 1968. Effective refractive index as a criterion of performance of interference filters. *J Opt Soc Am*, 58: 1586–1590
- Martínez G M, Newman C N, De Vicente-Retortillo A, Fischer E, Renno N O, Richardson M I, Fairén A G, Genzer M, Guzewich S D, Haberle R M, Harri A M, Kemppinen O, Lemmon M T, Smith M D, de la Torre-Juárez M, Vasavada A R. 2017. The modern near-surface martian climate: A review of *in-situ* meteorological data from Viking to curiosity. *Space Sci Rev*, 212: 295–338
- Medvedev A S, Yiğit E, Hartogh P. 2011a. Estimates of gravity wave drag on Mars: Indication of a possible lower thermospheric wind reversal. *Icarus*, 211: 909–912
- Medvedev A S, Yiğit E, Hartogh P, Becker E. 2011b. Influence of gravity waves on the Martian atmosphere: General circulation modeling. *J Geophys Res*, 116: E10004
- Mischna M A, Bell James F. I, James P B, Crisp D. 1998. Synoptic measurements of Martian winds using the Hubble space telescope. *Geophys Res Lett*, 25: 611–614
- Montmessin F, Korablev O, Lefèvre F, Bertaux J L, Fedorova A, Trokhimovskiy A, Chaufray J Y, Lacombe G, Reberac A, Maltagliati L, Willame Y, Guslyakova S, Gérard J C, Stiepen A, Fussen D, Mateshvili N, Määttänen A, Forget F, Witasse O, Leblanc F, Vandaele A C, Marcq E, Sandel B, Gondet B, Schneider N, Chaffin M, Chapron N. 2017. SPICAM on Mars Express: A 10 year in-depth survey of the Martian atmosphere. *Icarus*, 297: 195–216
- Montenbruck O, Gill E, Lutze F H. 2002. Satellite orbits: Models, methods, and applications. *Appl Mech Rev*, 55: B27
- Moudden Y, McConnell J C. 2005. A new model for multiscale modeling of the Martian atmosphere, GM3. *J Geophys Res*, 110: E04001
- Muhleman D O, Clancy R T. 1995. Microwave spectroscopy of the Mars atmosphere. *Appl Opt*, 34: 6067–6080
- Murphy J R, Leovy C B, Tillman J E. 1990. Observations of Martian surface winds at the Viking Lander 1 site. *J Geophys Res*, 95: 14555–14576
- Noxon J F, Traub W A, Carleton N P, Connes P. 1976. Detection of O_2 dayglow emission from Mars and the Martian ozone abundance.

- Astrophys J*, 207: 1025–1035
- Rahnama P, Rochon Y J, McDade I C, Shepherd G G, Gault W A, Scott A. 2006. Satellite measurement of stratospheric winds and ozone using doppler michelson interferometry. Part I: Instrument model and measurement simulation. *J Atmos Ocean Tech*, 23: 753–769
- Read W G, Tamppari L K, Livesey N J, Clancy R T, Forget F, Hartogh P, Rafkin S C R, Chattopadhyay G. 2018. Retrieval of wind, temperature, water vapor and other trace constituents in the Martian Atmosphere. *Planet Space Sci*, 161: 26–40
- Roeten K J, Bougher S W, Benna M, Mahaffy P R, Lee Y, Pawlowski D, González-Galindo F, López-Valverde M Á. 2019. MAVEN/NGIMS thermospheric neutral wind observations: Interpretation using the M-GITM general circulation model. *J Geophys Res-Planets*, 124: 3283–3303
- Rochon Y J, Rahnama P, McDade I C. 2006. Satellite measurement of stratospheric winds and ozone using doppler michelson interferometry. part II: Retrieval method and expected performance. *J Atmos Ocean Tech*, 23: 770–784
- Santee M L, Crisp D. 1995. Diagnostic calculations of the circulation in the Martian atmosphere. *J Geophys Res*, 100: 5465–5484
- Shepherd G G, Thuillier G, Gault W A, Solheim B H, Hersom C, Alunni J M, Brun J F, Brune S, Charlot P, Cogger L L, Desaulniers D L, Evans W F J, Gattinger R L, Girod F, Harvie D, Hum R H, Kendall D J W, Llewellyn E J, Lowe R P, Ohrt J, Pasternak F, Peillet O, Powell I, Rochon Y, Ward W E, Wiens R H, Wimperis J. 1993. WINDII, the wind imaging interferometer on the upper atmosphere research satellite. *J Geophys Res*, 98: 10725–10750
- Shepherd G G. 2002. *Spectral Imaging of the Atmosphere*. London: Academic Press
- Smith M D, Pearl J C, Conrath B J, Christensen P R. 2001. Thermal emission spectrometer results: Mars atmospheric thermal structure and aerosol distribution. *J Geophys Res*, 106: 23929–23945
- Smith M D. 2008. Spacecraft observations of the Martian atmosphere. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 36: 191–219
- Takahashi Y O, Fujiwara H, Fukunishi H, Odaka M, Hayashi Y Y, Watanabe S. 2003. Topographically induced north-south asymmetry of the meridional circulation in the Martian atmosphere. *J Geophys Res*, 108: 5018
- Urban J, Dassas K, Forget F, Ricaud P. 2005. Retrieval of vertical constituents and temperature profiles from passive submillimeter wave limb observations of the Martian atmosphere: A feasibility study. *Appl Opt*, 44: 2438–2455
- Viúdez-Moreiras D, Gómez-Elvira J, Newman C E, Navarro S, Marin M, Torres J, de la Torre-Juárez M. 2019. Gale surface wind characterization based on the Mars Science Laboratory REMS dataset. Part I: Wind retrieval and Gale's wind speeds and directions. *Icarus*, 319: 909–925
- Ward W E, Gault W A, Shepherd G G, Rowlands N. 2001. *Waves Michelson Interferometer: A visible/near-IR interferometer for observing middle atmosphere dynamics and constituents*. Toulouse: Proceedings of SPIE-The International Society for Optical Engineering, 4540
- Ward W E, Gault W A, Rowlands N, Wang S, Shepherd G G, McDade I C, McConnell J C, Michelangeli D, Caldwell J. 2003. An imaging interferometer for satellite observations of wind and temperature on Mars, the Dynamic Atmosphere Mars Observer (DYNAMO). Quebec City: Proceedings of SPIE-The International Society for Optical Engineering, 4833: 226–236
- Wang H, Ingersoll A P. 2003. Cloud-tracked winds for the first Mars Global Surveyor mapping year. *J Geophys Res*, 108: 5110
- Wang D Y, Ward W E, Rochon Y J, Shepherd G G. 2001a. Airglow intensity variations induced by gravity waves. Part I: Generalization of the Hines-Tarasick's theory. *J Atmos Sol-Terr Phys*, 63: 35–46
- Wang D Y, Rochon Y J, Zhang S P, Ward W E, Wiens R H, Liang D Y, Gault W A, Solheim B H, Shepherd G G. 2001b. Airglow intensity variations induced by gravity waves. Part 2: Comparisons with observations. *J Atmos Sol-Terr Phys*, 63: 47–60
- Withers P, Catling D C. 2010. Observations of atmospheric tides on Mars at the season and latitude of the Phoenix atmospheric entry. *Geophys Res Lett*, 37: L24204
- Wu K, Fu D, Feng Y, Li J, Hao X, Li F. 2018. Simulation and application of the emission line $\text{O}_{19}\text{P}_{18}$ of $\text{O}_2(\text{a}^1\Delta_g)$ dayglow near 127 μm for wind observations from limb-viewing satellites. *Opt Express*, 26: 16984
- Zhang R, Ward W E, Zhang C. 2017. O_2 nightglow snapshots of the 1.27 μm emission at low latitudes on Mars with a static field-widened Michelson interferometer. *J Quant Spectrosc Ra*, 203: 565–571
- Zurek R W. 1976. Diurnal tide in the Martian atmosphere. *J Atmos Sci*, 33: 321–337
- Zurek R W, Barnes J R, Haberle R M, Pollack J B, Tillman J E, Leovy C. 1992. Dynamics of the atmosphere of Mars. In: Kieffer H H, Jakosky B M, Snyder C W, Mathews M S, eds. *Mars*. Tucson: University of Arizona Press. 835–933

(责任编辑: 傅绥燕)