

转动/振动拉曼激光雷达探测大气压力廓线的方法研究

狄慧鸽¹, 王建宇², 赵焯¹, 韩垠¹, 文晓难¹, 张星琦¹, 王玉峰¹, 宋跃辉¹, 华灯鑫^{1*}

¹西安理工大学机械与精密仪器工程学院, 陕西 西安 710048;

²中国科学院空间主动光电技术重点实验室, 上海 200083

摘要 利用转动拉曼信号和振动拉曼信号获得大气温度廓线和大气湿度廓线, 根据大气压力与温度、湿度的相互关系反演得到大气压力廓线。给出了探测大气压力的激光雷达系统及数据反演方法, 并对所提方法的可行性进行了论证。研究分析了引起压力反演误差的因素, 误差来源主要有三方面: 温度偏差、参考点压力偏差和大气比湿。利用拉曼激光雷达系统进行了大气探测及压力反演, 反演得到大气压力廓线, 并与当天探空压力数据进行了对比分析, 得到了较好的反演结果, 证明了研究方法的可行性。最后从应用需求角度分析了高精度压力探测对激光雷达系统的性能要求。

关键词 大气光学; 压力; 激光雷达; 转动拉曼信号; 振动拉曼信号; 温度

中图分类号 TN958.98

文献标志码 A

doi: 10.3788/AOS202040.1501001

Method for Detecting Atmospheric Pressure Profile Using Rotational and Vibrational Raman Lidar

Di Huige¹, Wang Jianyu², Zhao Xuan¹, Han Geng¹, Wen Xiaonan¹, Zhang Xingqi¹,
Wang Yufeng¹, Song Yuehui¹, Hua Dengxin^{1*}

¹ School of Mechanical and Precision Instrument Engineering, Xi'an University of Technology,
Xi'an, Shaanxi 710048, China;

² Key Laboratory of Active Opto-Electronics Technology, Chinese Academy of Sciences, Shanghai 200083, China

Abstract Rotational and vibrational Raman signals are used to obtain profiles of atmospheric temperature and humidity, and the atmospheric pressure profile can be retrieved from these. A lidar system for detecting the atmospheric pressure and a method for inverting the data are presented in this paper. The feasibility of the given method and the factors that cause the pressure inversion error are analyzed. There are three main error sources: temperature deviation, reference point pressure deviation, and atmospheric specific humidity. Atmospheric detection and pressure inversion are carried out using a Raman lidar system at Xi'an University of Technology. The retrieved atmospheric pressure profile is compared with the pressure sounding data from the same day and a better inversion result is obtained, thus demonstrating the feasibility of the proposed research method. Finally, the performance requirements for achieving highly precise measurements of atmospheric pressure using a lidar system are analyzed from the perspective of specific applications.

Key words atmospheric optics; pressure; lidar; rotational Raman signal; vibrational Raman signal; temperature

OCIS codes 010.1290; 140.3470; 280.1910

1 引 言

大气压力是指单位面积上的地面直至大气上界整个垂直空气柱内的空气重量^[1], 是气象学中极其重要的一个物理量。大气层的压力廓线是大气科学领域内被重点关注的内容, 也是人们最早尝试获得

的气象信息之一, 它们直接影响着天气预报以及气候模式预报的准确性^[2], 同时压力的变化也会影响到激光遥感探测的精度与灵敏度^[3-5]。因此, 开展大气压力廓线的高精度探测技术研究是很有必要的。激光雷达是探测大气气象参数的有效手段之一, 并且具有时空分辨率高的特点^[6]。利用激光雷达可以

收稿日期: 2020-02-01; **修回日期:** 2020-03-29; **录用日期:** 2020-04-28

基金项目: 国家自然科学基金(61875163)、中国科学院重点实验室开放基金(AOE2017-1)

* **E-mail:** dengxinhua@xaut.edu.cn

获取高时空分辨率的大气压力廓线。目前,在激光雷达的压力探测方面,主要的方法有瑞利信号探测法^[7]、差分吸收探测法^[6-8]及高光谱探测方法^[9]。近些年国内外学者对其进行了一定的研究。

瑞利信号探测压力法主要是针对 30 km 以上的干洁大气,在平流层以下区域,特别是对流层区域,由于受到强烈粒子散射的影响,瑞利激光雷达不能探测大气分子密度,也无法得到大气的压力数据^[10]。1983 年, NASA 的 Korb 等^[6] 研究学者提出可以基于氧气 A 带吸收凹槽,用差分吸收激光雷达来探测大气压力;后续文献^[7-8]进行了地基和机载大气压力廓线探测,得到了一些的实验结果。但是差分吸收激光雷达对激光器波长的稳定性和线宽都有很高的要求,雷达的持续长期稳定工作受到很大的挑战。NASA 的 Stephen 等通过探测氧气 A 带 764.7 nm 附近波段激光大气透过率的变化来反演大气压力,该方式需要高重复频率的激光脉冲,单脉冲能量太小,不适合远距离探测。我国中科院上海技术物理研究所王建宇院士团队也利用差分激光雷达进行了大气压力的探测,取得了一些初步成果^[11]。1983 年 Shimizu^[9] 提出利用高光谱分辨率激光雷达探测大气瑞利散射谱线,实现了大气温度、气溶胶及压力的精细探测。这项技术的原理是根据瑞利散射谱线宽度和谱型与大气温度及压力的相关性来实现这些参量的探测,这项技术需要利用高精度的原子或分子滤波器来滤除底层空间内较强的米氏散射信号。但是由于压力对瑞利-布里渊谱型的影响不及温度的影响显著,在高光谱技术中,研究者们更多地用来探测温度廓线,忽略压力的影响。2004 年 Hua 等^[12] 在日本利用此项技术实现了温度的高精度探测。如果要利用高光谱数据直接探测大气压力,系统需有较高的信噪比,需比温度探测系统的信噪比至少高一个数量级^[9]。所以,关于高光谱

探测大气压力的文献仅对其进行了理论推导,还未发现利用此项技术的实际探测数据。

本文提出了利用振动和转动拉曼信号相结合来反演大气压力廓线的新思路和新方法。地表上空大气压力的变化与温度和大气湿度直接相关,获取了温度和湿度廓线后就可以得到大气压力廓线。利用激光雷达探测转动拉曼信号可以得到高精度的大气温度廓线,并且不需要高精度的锁频和激光波长调控技术,这一技术是当前大气温度探测的主流技术。大气压力的变化会受到空气湿度的影响,利用振动拉曼信号是为了获取大气中的水汽信息。在探测获得大气温度廓线和水汽廓线之后,结合大气的静力学方程可以反演得到大气压力廓线。

2 基于转动/振动拉曼信号的大气压力探测方法

在 60 km 以下的大气空间,大气处于静力学平衡状态,大气状态符合大气静力学方程,根据文献^[1],大气静力学方程和湿空气状态方程为

$$\frac{\partial p(z)}{\partial z} = -\rho(z)g, \quad (1)$$

$$p(z) = \rho(z)R_d[1 + 0.608q(z)]T(z), \quad (2)$$

式中: $p(z)$ 表示高度 z 处的大气压力; $\rho(z)$ 表示高度 z 处的湿空气的大气密度; g 表示重力加速度,随高度有微小变化,一般取 9.8 m/s^2 ; R_d 为干空气的比气体常数,其值为 $287.05 \text{ J}/(\text{kg} \cdot \text{K})^{-1}$; $T(z)$ 为大气温度; $q(z)$ 为比湿,比湿为水汽与湿空气的质量比,其单位为 g/g ,比湿 $q(z)$ 与水汽混合比 r (水汽与干空气的质量比)的关系可表示为

$$q(z) = \frac{r(z)}{1 + r(z)}. \quad (3)$$

(1)式和(2)式组成一个一元微分方程,求其解可以得到

$$p(z) = \begin{cases} p(z_{\text{ref}}) \exp \left[-\frac{1}{R_d} \cdot \int_{z_{\text{ref}}}^z \frac{g}{T(z')[1 + 0.608 \cdot q(z')] } dz' \right], & z \geq z_{\text{ref}} \\ p(z_{\text{ref}}) \exp \left[-\frac{1}{R_d} \cdot \int_z^{z_{\text{ref}}} \frac{g}{T(z')[1 + 0.608 \cdot q(z')] } dz' \right], & z < z_{\text{ref}} \end{cases}. \quad (4)$$

从(4)式可以看出,压强廓线 $p(z)$ 的获取可以根据温度廓线 $T(z)$ 、比湿廓线 $q(z)$ 以及参考高度大气压强 $p(z_{\text{ref}})$ 来得到。

因此本文中遥感探测大气压力的基本思路是先利用转动拉曼激光雷达探测得到大气温度廓线,利用振动拉曼激光雷达探测得到水汽廓线,根据温度

和水汽廓线反演得到湿度和比湿廓线,然后根据(4)式反演得到大气压力。拉曼信号相对于瑞利信号在光谱上远离粒子散射信号,分光较为容易,比较适合底层气溶胶密集区域的探测。同时,拉曼激光雷达对于激光器的频率稳定性的要求相比差分吸收激光雷达和高光谱激光雷达要低。

利用激光雷达对大气进行探测时,接收器接收到的大气回波信号强度可表示为

$$P(z) = C \cdot P_0 \cdot \Delta z \cdot \frac{A_r}{z^2} \cdot Y(z) \cdot \beta(\lambda, z) \cdot T^2(\lambda, z), \quad (5)$$

式中: C 为系统常数,包含光学系统透过率及光电探测器效率; P_0 为激光器的发射功率; A_r 为望远镜的接收面积; $Y(z)$ 为几何重叠因子; $\beta(\lambda, z)$ 是大气后向散射系数($\text{m}^{-1} \cdot \text{sr}^{-1}$),它是大气成分的分子数密度 $N(z)$ (m^{-3})和差分散射截面 $d\sigma/d\Omega$ ($\text{m}^2 \cdot \text{sr}^{-1}$)的乘积,即 $\beta(z) = N(z) \cdot (d\sigma/d\Omega)$; $T(z, \lambda)$ 是大气的透过率函数,表示大气分子对光的衰减作用,平方项表示激光在上程和返程中的双程衰减程度。

转动拉曼激光雷达探测温度的基本原理主要是基于转动拉曼散射截面强度与大气温度之间存在的依赖关系,通过选取拉曼谱线中受温度影响变化最大的两个波长 353.9 nm(低量子数通道)和 353.1 nm(高量子数通道)进行探测。利用高低量子数转动拉曼谱线强度与温度之间的依赖关系,可以实现对大气温度的探测。在利用转动拉曼信号探测大气压力时,为了增加系统的信噪比,通常选取的高低量子数通道都包含多条谱线。两个拉曼通道的多条谱线的信号强度比为^[13]

$$H(T, z) = \frac{\sum_{J_{\text{Low}}} P_1(J_{\text{Low}}, T, z)}{\sum_{J_{\text{High}}} P_2(J_{\text{High}}, T, z)} \approx \exp\left\{-\left[\frac{A}{T^2(z)} + \frac{B}{T(z)} + C\right]\right\}, \quad (6)$$

式中: $P_1(J_{\text{Low}}, T, z)$ 和 $P_2(J_{\text{High}}, T, z)$ 分别表示低量子数通道信号能量和高量子数信号通道能量; A, B, C 为激光雷达系统常数,利用探空数据对激光雷达探测数据进行标定就可以得到。在获得高低量子数通道的信号强度比之后,大气温度廓线可表示为

$$T(z) = -\frac{-2A}{B \pm \sqrt{B^2 - 4A[C^2 + \ln H(T, z)]}}. \quad (7)$$

大气比湿的廓线可根据水汽混合比计算得出,

水汽混合比定义为在某高度 z 处同一体积内的水汽质量 $m_{\text{H}}(z)$ 与干空气质量 $m_{\text{dry}}(z)$ 之比,表示为

$$r(z) = \frac{N_{\text{N}}(z) m_{\text{H}}(z)}{N_{\text{dry}}(z) m_{\text{dry}}(z)}, \quad (8)$$

式中: $N_{\text{N}}(z)/N_{\text{dry}}(z)$ 表示氮气分子数密度与干空气分子数密度的比值,基本上是一个常数,约为78%,所以本研究利用氮气分子的数密度代替干空气分子的数密度进行水汽混合比的计算。大气水汽混合比可以利用氮气和水汽分子(H_2O)的振动拉曼回波信号进行探测得到。利用激光雷达探测的水汽混合比反演公式可表示为

$$r(z) = 0.485 \times \frac{N_{\text{H}}(z)}{N_{\text{N}}(z)} = 0.485 \times \frac{P_{\text{H}}(z)}{P_{\text{N}}(z)} \cdot \frac{k_{\text{N}}}{k_{\text{H}}} \cdot \frac{\sigma_{\text{N}}(\pi)}{\sigma_{\text{H}}(\pi)} \cdot \exp\left\{\int_0^z [\alpha_{\lambda_{\text{H}}}(z') - \alpha_{\lambda_{\text{N}}}(z')] dz'\right\}, \quad (9)$$

式中: $P_{\text{H}}(z)$ 为激光雷达探测到的水汽拉曼回波信号功率; $P_{\text{N}}(z)$ 为激光雷达探测到的氮气拉曼回波信号功率; k_{H} 和 k_{N} 为水汽和氮气通道的系统因子; $\sigma_{\text{H}}(\pi)$ 和 $\sigma_{\text{N}}(\pi)$ 是水汽和氮气分子的振动拉曼后向散射截面; $\sigma_{\text{H}}(\pi)$ 和 $\sigma_{\text{N}}(\pi)$ 是水汽分子和氮气分子的密度; $\alpha_{\lambda_{\text{H}}}$ 和 $\alpha_{\lambda_{\text{N}}}$ 分别为大气在水汽拉曼波长和氮气拉曼波长的消光系数。由(9)式可知,只要确定了系统因子和差分消光因子,便能够精确反演得到大气中的水汽密度或水汽混合比。

激光雷达探测得到大气温度和水汽混合比廓线后,根据(3)式和(4)式就可以得到大气压力廓线。

3 西安地区大气压力廓线变化规律及大气模型

大气压力随高度的增加而逐渐减小,与大气水汽不同,一般来讲,大气压力数值较为稳定。一些标准的大气模型也给出了大气压力随高度的基本变化情况,但是大气压力并非一成不变,具有一定的变化规律。掌握不同高度上的大气压力变化规律,可以为激光雷达探测提供参考。根据西安地区的探空数据,得到了2015—2018年共4年的大气压力廓线。图1给出了2015—2018年西安地区的大气压力变化情况的时间高度变化图(THI),由图可以看出大气压力随着季节呈现周期性的变化,基本上是夏秋高、冬季低,并且大气压力在不同高度上的变化幅度也不一样。图2给出了2015—2018年大气压力在不同高度上的变化情况,及其与美国1976中纬度夏季标准大气模型比较。从图2(a)可以看出,在高度大于20 km的区域,美国标准大气模型数据与当

地实测大气压力廓线基本重合,但是在 5~15 km 之间,标准大气模型与西安地区压力有一定的偏差。图 2(b)给出大气压力与平均大气压力廓线的绝对

偏差,由图可以看出在高度 0~2 km 及 5~15 km 之间的大气压力值变化幅度最大,在 20 km 以上大气压力变化幅度最小。

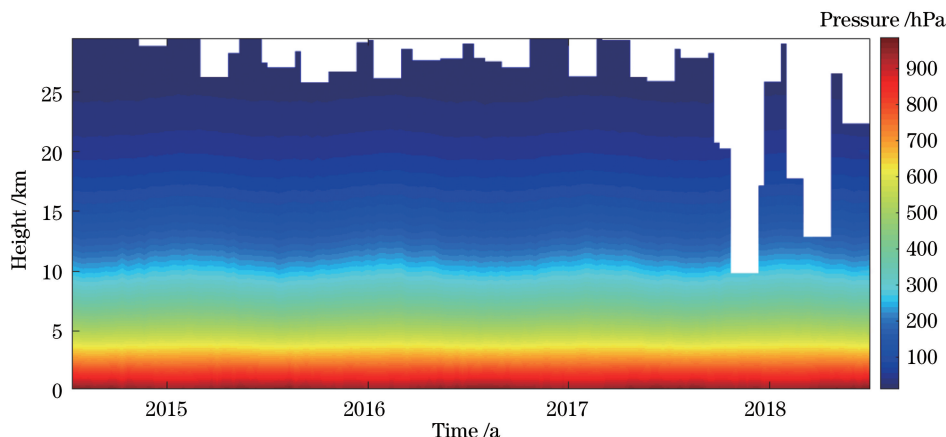


图 1 2015—2018 年西安地区大气压力变化规律

Fig. 1 Atmospheric pressure over Xi'an from 2015 to 2018

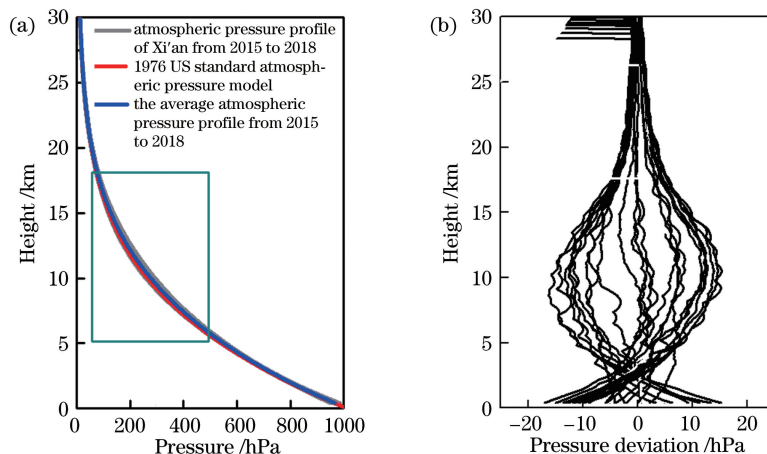


图 2 西安大气压力廓线。(a) 4 年大气压力廓线变化与标准大气模型比较;(b)大气压力变化幅度随高度变化情况
Fig. 2 Atmospheric pressure profiles over Xi'an. (a) 4-year atmospheric pressure profiles from sounding balloon and the 1976 US standard atmospheric pressure model; (b) fluctuation of atmospheric pressure with height

4 探测大气压力廓线的激光雷达实验系统

用于大气压力探测的拉曼激光雷达系统原理如图 3 所示,利用 Nd:YAG 激光器及其二倍频、三倍频晶体输出 355 nm 的激光,利用卡塞格林望远镜接收大气后向散射信号,该信号经光纤及准直系统后进入拉曼分光系统和瑞利分光系统。整个分光系统由 5 个通道组成,利用分光片和窄带滤光片分别获取 355 nm 的米氏/瑞利散射信号、氮气的振动拉曼散射信号(387 nm)、水汽的振动拉曼散射信号(407 nm)及高低量子数的转动拉曼散射信号(353.9 nm 和 352.5 nm),如图 4 所示,具体参数见

表 1。

5 大气压力反演误差分析

根据(4)式,可知由大气温度和大气比湿可以推算得出大气的压力,大气压力的反演精度取决于大气温度的探测精度、参考点大气压力值及大气的比湿廓线精度。

5.1 温度反演压力方法验证

根据标准大气模型中大气温度和压力之间的关系[(1)式],可以计算得到大气温度廓线,代入到(4)式中,可以精确反演得到大气压力廓线,如图 5 所示。本文所提方法的正确性由此得以验证,这里假定比湿为 0。

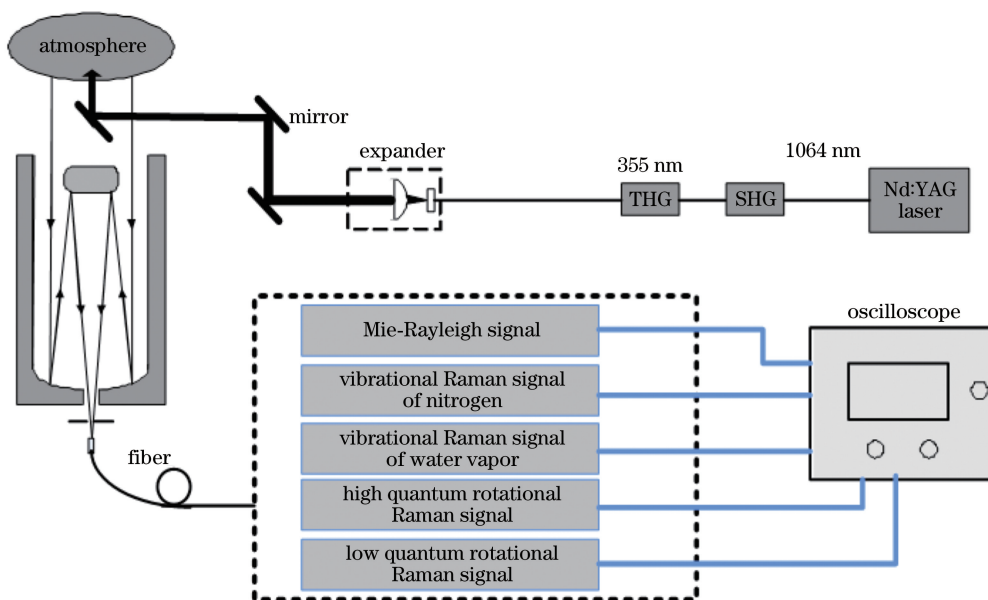


图 3 拉曼激光雷达系统原理图

Fig. 3 Layout of Raman lidar system

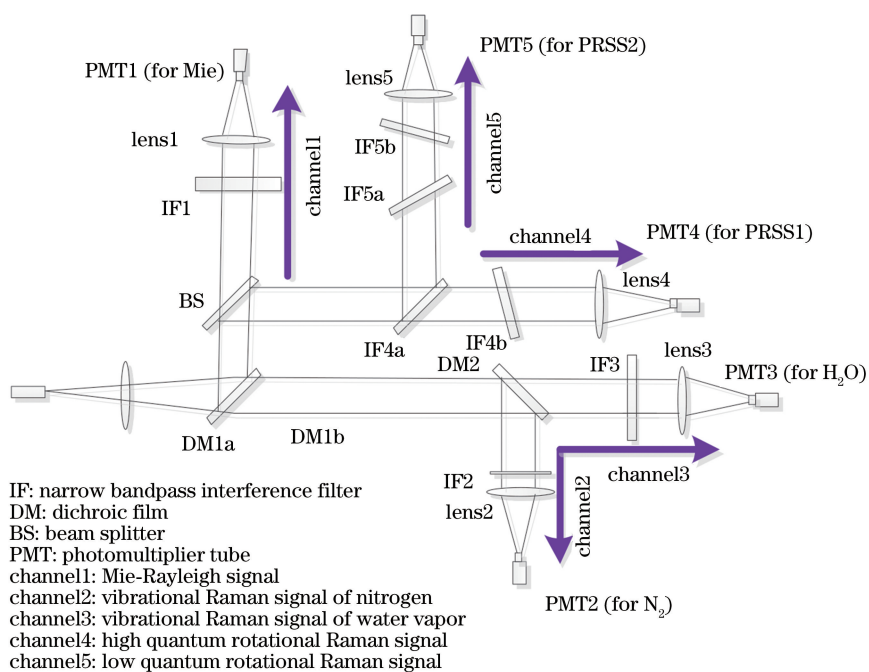


图 4 拉曼激光雷达分光系统图

Fig. 4 Spectroscopic system diagram of Raman lidar

5.2 探空数据反演大气压力

利用已知探空数据(包含温度、水汽及压力)中的温度和水汽数据,根据(4)式来反演大气压力,并将结果与探空大气压力相比较,得出的结果如图6所示。从图可以看出,该方法可以很好地反演大气压力。值得注意的是,即便是利用探空数据的温度来反演大气压力,反演的压力数据与探空自身的压力数据相比较,依然会有一定的绝对偏差,整个大气

压力廓线的最大绝对偏差小于 3.5 hPa,整个廓线上的平均绝对偏差小于 1 hPa。引起这些偏差的主要原因应该是由探空球上的温度和压力传感器本身自带的探测误差或探空球在上升过程中环境变化引起的探测器误差所致。

5.3 温度误差对结果的影响

由(4)式可知,温度是影响大气压力精度的重要因素。当用转动拉曼激光雷达探测大气温度的时,反

表 1 拉曼激光雷达系统参数表

Table 1 Parameters of Raman lidar system

Parameter of emitter and receiver		Index	Parameter of spectroscopic system		Index	
Emitter (Nd:YAG laser)	Wavelength /nm	354.7	DM1	Transmittance T	$R > 99\%$, 350–365 nm;	
				Reflectivity R	$T > 90\%$, 365–430 nm	
	Pulse power /mJ	~150	DM2	Transmittance T	$R > 99\%$, 360–395 nm	
				Reflectivity R	$T > 90\%$, 400–430 nm	
Receiver	Frequency /Hz	20	Spectroscopic system	Wavelength /nm	354.7	
	Pulse width /ns	7		IF1	Peak /nm	1
					Transmittance /%	70
				IF2	Wavelength /nm	386.7
					Peak /nm	1
					Transmittance /%	80
						IF3
	Telescope diameter / mm	250			Transmittance /%	65
	Field of view /mrad	1			IF4a+IF4b	Wavelength /nm
			Peak /nm		0.6	
			Transmittance /%		22.6	
IF5a+IF5b			Wavelength /nm		352.5	
Photomultiplier tube (PMT)	Hamamatsu R3896			Peak /nm	1.1	
				Transmittance /%	22.3	

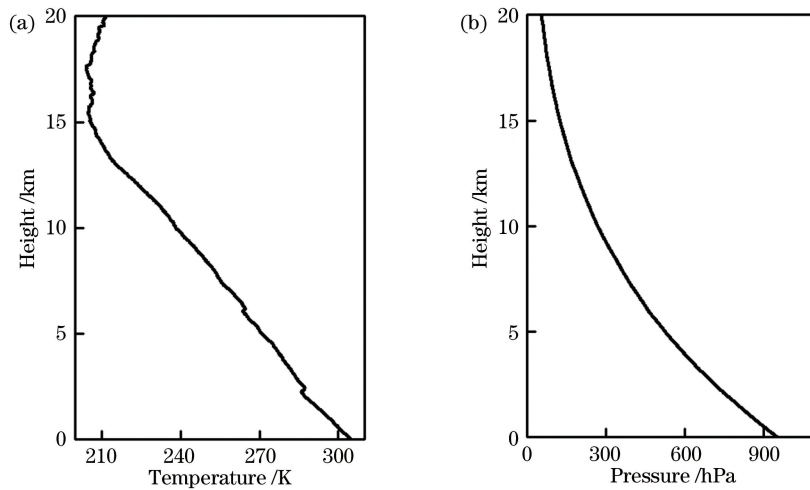


图 5 大气温度廓线和反演出的大气压力廓线。(a)模型温度廓线;(b)大气压力廓线

Fig. 5 Atmospheric temperature and pressure profiles. (a) Temperature profile; (b) pressure profile

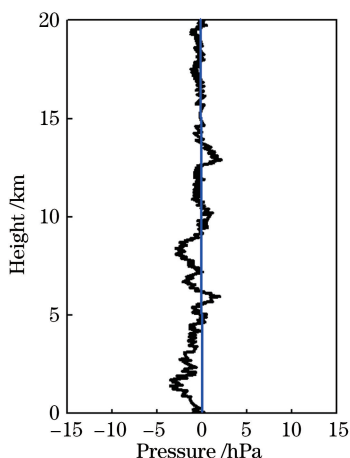


图 6 由探空数据自身反演得出的大气压力误差廓线

Fig. 6 Atmospheric pressure error profile between sounding pressure and the retrieval of sounding temperature
 演误差因素包含随机误差和固定偏差,当进行大气压力廓线误差分析时反演误差因素也从这两个方面

来考虑。根据(4)式,大气压力廓线为温度函数的积分,误差函数的解析方程式较难得出,本文先从温度与压力的数据模型来分析大气温度误差对大气压力反演结果的影响,再在图 5 中的温度廓线中加入随机误差和固定偏差,二次反演大气压力廓线。图 7(a)和(b)给出了模型温度廓线及加了偏差后的温度廓线,图 7(c)为考虑了温度随机误差及温度廓线固定偏差的压力反演误差。图 7(a)为初始温度廓线和添加了 5 K 随机误差的温度廓线,图 7(b)为初始温度廓线和添加了 5 K 随机误差叠加 3 K 固定偏差的温度廓线。从图 7(c)可以看出,温度廓线上的均匀随机偏差基本不影响反演结果,但是固定偏差对压力的反演结果有较大的影响。相对于温度来说,压力为一个温度的缓变量,因此温度的变化没有引起压力的大范围偏移。可以看出 3 K 的固定偏差引入的大气压力最大反演误差小于 5 hPa。

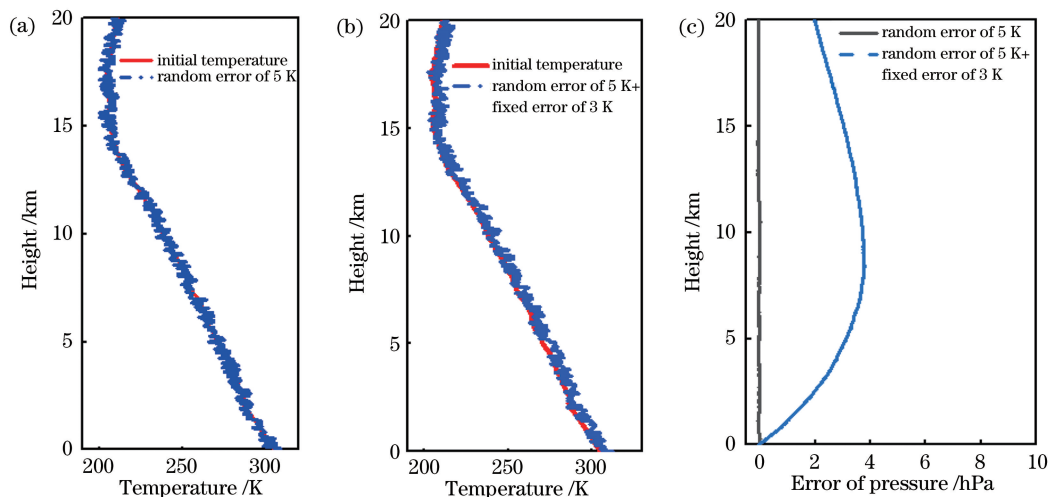


图 7 由于温度误差引入的大气压力反演误差。(a) 5 K 随机误差温度廓线;(b) 5 K 随机误差叠加 3 K 固定偏差的温度廓线;(c)大气压力反演误差廓线

Fig. 7 Pressure inversion error due to temperature error. (a) Temperature profile with 5 K random error; (b) temperature profile with 5 K random error and 3 K fixed error; (c) atmospheric pressure error profile

图 7 给出大气压力反演误差随温度误差变动的变化规律,但是在实际的转动拉曼激光雷达探测温度廓线的方法中,温度廓线误差随高度的变化并不是一个固定值。通常情况下,由于信噪比的影响,温度反演误差随着高度增加而增大,为了能更清楚地表征温度误差对大气压力反演的影响,选用了两组纯转动拉曼激光雷达测试的实际温度误差廓线来开展误差分析。反演结果如图 8 所示,图 8(a)和(b)给出两组温度廓线(实线)和初始温度廓线(虚线),在 6 km 以下范围温度廓线误差很小,在 6 km 以上随着高度增加温度误差迅速增大。图 8(a)

和(b)在 6 km 以下反演误差基本一致,但是在 6 km 以上图(6)中的误差更大。图 8(c)和(d)给出了两种情况下反演得到的大气压力误差廓线,图 8(c)为仅考虑温度误差引入的大气压力反演误差,图 8(d)为温度引入的误差与探空球自身误差叠加在一起的结果。由图 8(c)和(d)可以看出误差曲线 1 的反演结果相对于误差曲线 2 的反演结果更好,在高于 7.5 km 时误差曲线 2 的压力误差明显增大。在高于 7.5 km 的空间,温度的误差很大,但是由于这段区域温度廓线误差相对于温度真值随高度呈现出均衡震荡,而大气压力又是温度的积分函

数所致,故在积分过程中误差可相互抵消,最终呈现出大气压力偏差较小的情况。对比图 8(b)中的温度廓线,在 7.5 km 以上空间,大气温度廓线相

对于真值明显向右偏移,这就导致曲线 2 对应的大气压力反演误差明显增大。这个结果与图 6 展示的结果相对应。

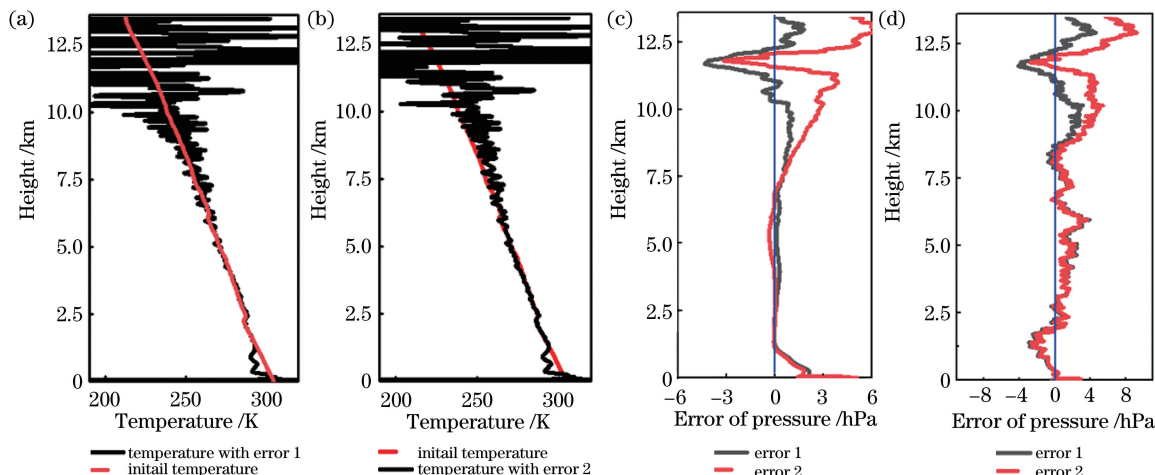


图 8 根据实测温度数据误差得到的大气压力廓线反演误差。(a)有偏差的温度廓线 1 和探空温度廓线;(b)有偏差的温度廓线 2 和探空温度廓线;(c)两种情况下由温度误差引起的大气压力误差廓线;(d)两种情况下包含温度反演误差和探空自身误差的压力误差廓线

Fig. 8 Errors of atmospheric pressure profile obtained from measured temperature data by lidar. (a) Temperature profile 1 with error 1 and sounding temperature profile; (b) temperature profile 2 with error 2 and sounding temperature profile; (c) atmospheric pressure error profile caused by temperature error in two cases; (d) profile of pressure errors in two cases including temperature inversion error and sounding data error

5.4 参考点处的大气压力偏差引入的压力廓线反演误差

利用温度信号反演大气压力时,需要一个已知的大气压力数据来反演得到整个廓线上的压力,参考点的数据误差会导致压力廓线产生偏差。参考点的压力可以根据大气模型数据或当地大气压力历史探测数据来选择。图 9 给出了参考点压力偏差在 2,5,15 hPa 时引起的大气压力廓线反演误差。由图 9 可以看出,当参考点的数据误差小于 2 hPa 时,引入的大气压力廓线误差小于 2.5 hPa。根据图 1,大气压力具有季节变化规律,同时在不同的高度上变化幅度也不一样,其中在 2.5 km 及 20 km 以上,年变化范围小于 2.5 hPa,因此可以选取这些高度的压力数据作为参考点,以最大限度地减小反演误差。除了利用历史数据,还可以利用地面的点测量压力数据作为参考点数据。由于一般情况下地面的测量数据精度更高,误差小于 0.3 hPa 或更小,所以选取地面数据作为参考点对得到高精度的反演结果更有利。

5.5 比湿对大气压力探测结果的影响

比湿为空气和湿空气的质量比,单位为 g/g,所以(4)式中 $q(z)$ 一般为一个小值,根据文献[1],可

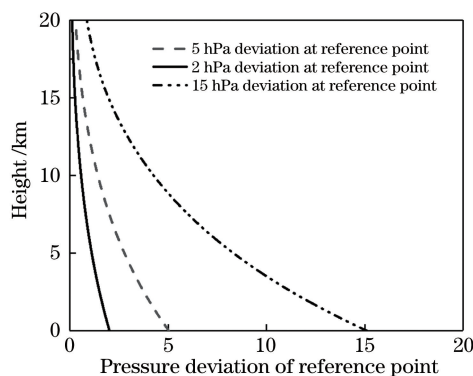


图 9 参考点压力偏差引入的大气压力反演误差
Fig. 9 Atmospheric pressure inversion error introduced by reference point pressure deviation

知我国北方地区夏季水汽混合比最高可达 30 g/kg,冬季有时小于 5 g/kg,人们已测得的水汽混合比最大值是在阿拉伯半岛的沙迦海滨得到的,为 35 g/kg。根据这些数据分析,(4)式中的比湿 $q(z)$ 能取得的最大值为 0.0338 g/g。比湿的变化范围大约有一个数量级,将比湿值代入到(4)式,可知比湿对大气压力的影响随比湿值的大小而发生变化。下面以一组探空数据为例来讨论比湿对大气压力的反演结果。图 10(a)给出了一组在西安地区由探空数据得到的比湿廓线,西安属于中

国西北地区,比较干燥,底层比湿为 0.0035 g/g ,并且随着高度增加而减小,这也是一般大气中水汽随高度的基本变化规律;在南方潮湿地区的比湿可以达到此数值的 10 倍。图 10(b)为计算出的考虑比湿和忽略比湿引入的大气压力反演误差,图中实线为利用图 10(a)中的比湿计算出的压力反演误差结果,图中虚线是将图 10(a)中的比湿数值扩大 10 倍后(模拟南方潮湿地区的比湿廓线)

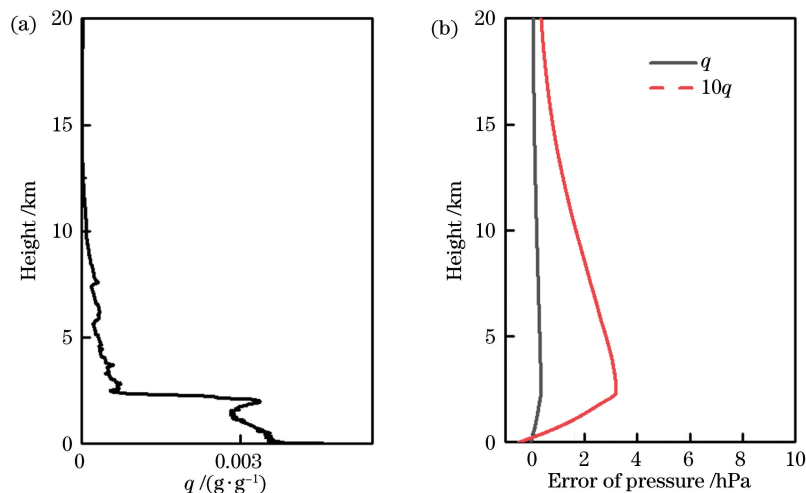


图 10 比湿与压力反演误差。(a)根据探空数据得到的比湿廓线;(b)比湿引入的压力反演误差
Fig. 10 Specific humidity and pressure inversion error. (a) Specific humidity profile from sounding balloon;
(b) pressure inversion error introduced by specific humidity

6 拉曼激光雷达探测大气压力

2019年7月6日,利用西安理工大学拉曼激光雷达实验系统对大气进行探测,得到了转动拉曼通道及水汽/氮气通道的距离平方回波信号(RSCS),如图 11(a)所示。由图 11(a)可以看出,探测当天,大气状态比较干净,仅在高度 12 km 附近有小云层出现。弹性米氏/瑞利散射信号的探测高度可以达到 15 km,氮气的最大探测高度在 15 km 附近,高量子数通道和低量子数通道在 12 km 附近,水汽通道的探测高度较低,不大于 10 km。

对图 11 中的信号进行反演,得出温度廓线和水汽混合比廓线,并与当天的探空数据进行比对。由图 11 可以看出,在高度 12 km 以下,激光雷达探测到的温度廓线基本与探空球的温度廓线一致,激光雷达数据具有更高的空间分辨率;同时由水汽混合比曲线可以看出,激光雷达探测到的水汽混合比与探空气球数据吻合得很好。本文所用的探空数据来源于西安大气探测中心,该中心距离与激光雷达位置有 30 km,故底层的水汽数据与探空球数据有一定的差别,这是因为水汽的时空分布变化率很大,特

得到的压力反演误差结果。

从图 10 可以看出:比湿引入的大气压力反演误差随着实际水汽含量的高低而发生变化,当探测区域为北方地区且处于冬季时,水汽引入的大气压力变化比较小,几乎可以忽略不计,最大的压力反演误差小于 0.5 hPa;当地表水汽含量增加时,水汽引入的大气压力误差变大,最大压力反演误差可以达到 3 hPa,这时必须要考虑比湿带来的影响。

别是底层数据城市和城郊的差别也很大。

根据激光雷达探测到的大气温度和水汽混合比廓线,同时根据(4)式反演得到了大气压力廓线,并将结果与探空数据进行比较。图 12(a)为大气压力廓线,图 12(b)为反演误差廓线,展示了两组误差廓线,实线为温度反演的大气压力廓线与探空数据的大气压力廓线的比较结果(误差中包含了探空数据本身的误差),虚线为探空温度和激光雷达温度廓线反演出的误差廓线。由图 12 可以看出,利用温度廓线反演的大气压力廓线与探空数据吻合得很好,在 2.5~12 km 之间大气压力的反演误差小于 3 hPa。如果将探空数据的误差剔除,可以发现由温度反演出的大气压力误差更小。在大于 12 km 的高度,压力反演误差随高度线性增大,主要原因在于在高于 12 km 的高度,激光雷达转动拉曼信号信噪比降低,导致温度反演误差增加,因此也导致大气压力反演误差增加;在低于 2 km 的地方,由于系统盲区导致的温度探测误差较大,因此引起的大气压力反演误差也较大。需要特别说明的是,在高度大于 12 km 的地方,温度廓线的误差已经很大,通常这个高度的数据已经不能使用,在本组廓线中反演出的大气压力廓线

的误差小于 5 hPa,这是由于本组温度廓线震荡在真值附近呈现出较为均匀的震荡,由于积分的作用,误差相互抵消,这与 5.3 节图 8 呈现结果的原因一致。

在实际激光雷达探测中,若无探空数据,则温度真实误差分布并不可知,为了数据的可靠性,系统信噪比降到 10 之后的数据将被视为无效数据。

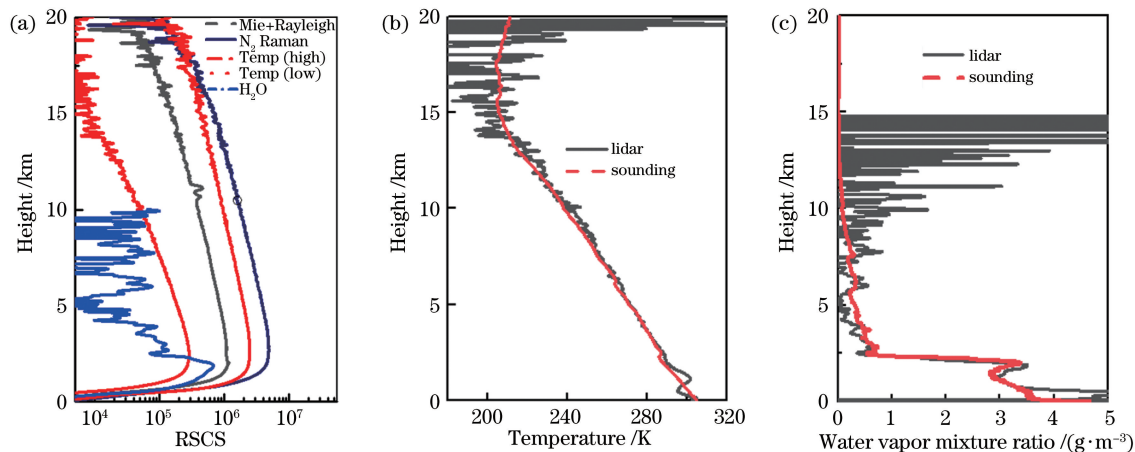


图 11 转动拉曼激光雷达反演大气温度、水汽混合比及对应的探空球数据对比结果。(a)距离平方回波信号; (b)温度廓线;(c)水汽混合比廓线

Fig. 11 Comparison of atmospheric temperature, water vapor mixing ratio from lidar and sounding balloon. (a) Range-squared-corrected signal (RSCS); (b) temperature profiles; (c) water vapor mixing ratio profiles

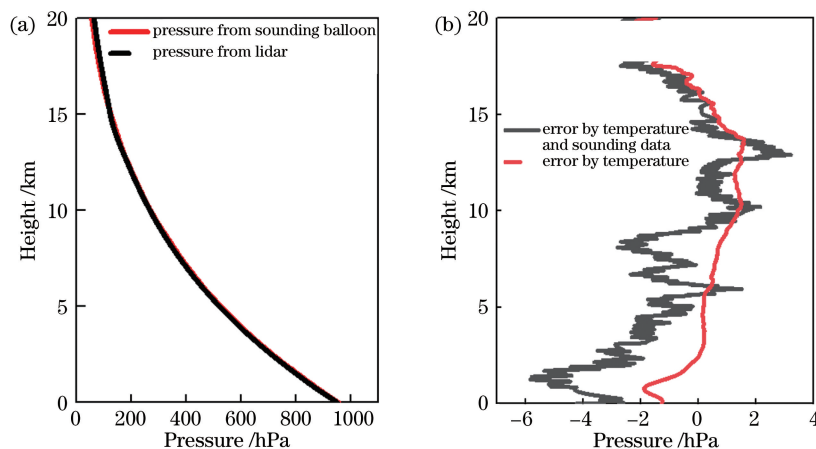


图 12 激光雷达数据反演到的大气压力廓线及相对应的误差廓线。(a)大气压力廓线;(b)反演误差

Fig. 12 Atmospheric pressure profile retrieved from lidar data and error profile. (a) Atmospheric pressure profile; (b) inversion error profile

7 大气压力遥感探测的精度需求分析

大气压力的数据质量对气象模式的精确性具有重要影响,目前气象部门获取大气压力的主要手段是无线电探空和地面气压计,这些仪器中用到的气压计的压力探测绝对误差的标称值为 $\pm 0.3 \text{ hPa}^{[14]}$ 。下面从探测精度需求的角度,分析要达到这些指标,本文所提出的拉曼激光雷达在探测大气压力时需要达到的性能要求及其可行性。由于拉曼激光雷达反演大气压力时用到的主要数据是大气温度,因此可先从温度反演角度来

计算。本文从误差的角度来分析这些指标,图 13 展示了图 7 中所提到的压力误差廓线与相应的温度误差廓线的对比放大图,图中虚线为大气压力的误差廓线,实线为所对应的温度误差廓线,图中点线框之内的压力误差小于 0.3 hPa,点划线框之内的压力误差是对应的温度误差。由图可以看出,要使压力廓线的误差小于 0.3 hPa,则对应的温度误差最大不能超过 2.5 K,为了使压力误差廓线误差在 0.3 hPa 处比较均衡且不发生大的突变,则温度的误差最好控制在 1.5 K 之内,如图中 2.5~7 km 之间的压力和温度廓线。

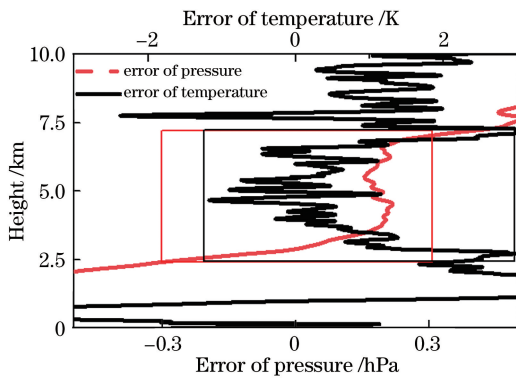


图 13 温度误差廓线与压力误差廓线

Fig. 13 Temperature error profile and the corresponding pressure error profile

对于转动拉曼激光雷达来说,温度探测误差包含反演误差和由系统探测能力决定的统计误差。反演误差主要由(7)式中的 A 、 B 及 C 这三个常数的标定不准确所致^[13],这三个常数可以通过同时精确标定探空气球温度数据来得到。系统探测的统计误差 ΔT 取决于系统的探测能力,与系统性能有关,由信噪比(SNR , R_{SN})和温度灵敏度(Θ)所决定,表达式为

$$\Delta T = \frac{1}{R_{\text{SN}} \cdot \Theta} \quad (10)$$

温度灵敏度 Θ 主要取决于激光雷达分光系统设计^[15],对特定系统来说它是一个定值,转动拉曼激光雷达的测温灵敏度一般在 $(0.3\% \sim 0.4\%) \text{K}^{-1}$ 之间,会随滤光片中心波长和带宽而发生变化。系统信噪比为转动拉曼系统中两个通道信噪比的总和,取决于激光雷达系统发射激光能量、望远镜口径等系统参数,并且与太阳背景噪声和被探测大气的状态有关,是高度的函数。若要温度探测误差在 1.5 K 之内,根据(10)式,可计算得出转动拉曼激光雷达的系统信噪比大于 170 dB 。

比湿对压力探测精度也有一定的影响,在湿度大的地方影响会更加明显,一般大气湿度会随着地面高度的升高而迅速降低,因此比湿对探测结果的影响主要集中在 3 km 以下的大气空间。当地表比湿的探测相对误差 $< 7\%$ 时,比湿对压力的探测精度影响小于 0.3 hPa ,也即拉曼激光雷达测温系统的信噪比在地表需要大于 15 dB 。对于地基激光雷达来说,系统信噪比随高度增加而降低,在低于 3 km 的范围,系统信噪比大于 15 dB 是很容易实现的。

除了温度和比湿之外,要达到高的探测精度还需要高精度的参考点压力。根据 5.4 所述,选取地面点测量设备的探测结果作为参考值可以有效降低参考点引入的偏差。利用遥感手段探测大气参数会

受到系统性能、反演方法等很多参数的影响,其绝对探测精度不如点测量手段,但是优点是探测范围广,并且时空分辨率高。根据资料显示,目前国际上利用遥感手段能探测到的大气压力最优探测精度为 $\pm 2 \text{ hPa}$ ^[16];国内遥感手段能探测到的 6 km 范围内的大气压力精度为 $0.67 \sim 12.68 \text{ hPa}$ ^[17]。相比较而言,拉曼激光雷达探测大气压力具有较好的应用前景。

8 结 论

当前受到研究人员关注较多的差分吸收探测技术还存在以下不足之处:拉曼探测方法是在分别获取温度、湿度后再推算得出大气压力廓线,大气压力的反演结果会受到温度、水汽及参考点精度的影响;差分吸收探测方法是通过获取氧气吸收带中两个波长的差分光学厚度值来反演大气压力,同时也需要考虑大气温度及水汽的影响。拉曼激光雷达探测大气压力的方法从系统硬件上来说容易实现,但由于是采用拉曼信号探测,故需要的激光发射能量和望远镜口径比较大;差分探测对激光器的波长稳定性有更高的要求,系统信噪比高,在反演时不需要选取参考值,但是光学厚度的反演精度对探测结果也有很大的影响^[14]。

鉴于此,本研究分析了利用拉曼方法探测大气压力的误差,主要包含三方面:一是温度偏差,二是参考点压力偏差,三是大气比湿。温度的随机偏差对压力反演结果影响不大,但是一段廓线的整体偏差会导致压力偏移,温度偏差小于 3 K ,大气压力廓线上的偏差小于 5 hPa 。参考点数值是影响反演结果的一个关键因素,但是参考点高度变化对反演结果影响不大,因此只需要选取压力偏差最小的点作为参考点即可。文中对西安地区上空的大气压力变化(2015—2018年)进行分析,发现在高空 20 km 以上和底层 2.5 km 附近,大气压力最稳定,因此可以选取这些高度处的数据作为参考点。比湿对大气压力的反演有一定的影响,特别是在比湿比较大的时候,需要考虑比湿对压力反演的影响。文中利用振动拉曼信号来获取比湿廓线,并用于校正大气压力廓线。值得注意的是,一般情况下在 10 km 以上的高空,或北方地区秋冬季,比湿数据一般较小,对大气压力的影响可以忽略不计。本文利用西安理工大学的转动拉曼激光雷达系统获取了转动拉曼信号及振动拉曼信号,反演得到了大气压力廓线,并与探空压力数据进行了对比分析,得到了较好的反演结果,在 $0 \sim 12 \text{ km}$ 的高度范围内,整个大气压力反演误差小于 6 hPa ,证明了该方法的可行性。最后,结合目前点测量设备的探测精

度,从应用需求角度出发,分析了高精度压力探测对激光雷达系统的性能要求,结果表明要实现高精度的压力探测,系统信噪比需大于 170 dB。

致谢 感谢北京大学毛节泰教授在理论基础部分给予指导!

参 考 文 献

- [1] Sheng P X, Mao J T, Li J G. Atmospheric physics [M]. Beijing: Peking University Press, 2013.
盛裴轩, 毛节泰, 李建国. 大气物理学[M]. 北京: 北京大学出版社, 2013.
- [2] O'Brien D M, Mitchell R M, English S A, et al. Airborne measurements of air mass from O₂ A-band absorption spectra[J]. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 1998, 15(6): 1272-1286.
- [3] Ma X, Lin H, Ma Y Y, et al. Atmospheric pressure broadening correction algorithm of differential absorption atmospheric CO₂ lidar[J]. Acta Optica Sinica, 2012, 32(11): 1101003.
马昕, 林宏, 马盈盈, 等. 差分吸收大气 CO₂ 激光雷达的大气压力增宽修正算法[J]. 光学学报, 2012, 32(11): 1101003.
- [4] Ma Y, Li S, Weng Y K, et al. Hydrostatic delay correction for satellite laser altimeter[J]. Infrared and Laser Engineering, 2013, 42(4): 909-914.
马跃, 李松, 翁寅侃, 等. 星载激光测高仪大气干项延迟校正[J]. 红外与激光工程, 2013, 42(4): 909-914.
- [5] Yuan H W, Mei H P, Huang Y B, et al. Research on atmospheric refraction correction algorithm and model for satellite laser range-finding[J]. Acta Optica Sinica, 2011, 31(4): 0401004.
袁宏武, 梅海平, 黄印博, 等. 星载激光测距大气校正算法与模型研究[J]. 光学学报, 2011, 31(4): 0401004.
- [6] Korb C L, Weng C Y. Differential absorption lidar technique for measurement[J]. Applied Optics, 1983, 22(23): 3759-3770.
- [7] Zheng W G, Li H J, Yang G T, et al. Lidar detection of the atmospheric density and temperature over Wuhan[J]. Scientia Atmospherica Sinica, 1999, 23(4): 397-402.
郑文钢, 李洪钧, 杨国韬, 等. 武汉上空大气密度温度的激光雷达探测[J]. 大气科学, 1999, 23(4): 397-402.
- [8] Riris H, Rodriguez M, Allan G R, et al. Pulsed airborne lidar measurements of atmospheric optical depth using the Oxygen A-band at 765 nm[J]. Applied Optics, 2013, 52(25): 6369-6382.
- [9] Shimizu H, Lee S A, She C Y. High spectral resolution lidar system with atomic blocking filters for measuring atmospheric parameters[J]. Applied Optics, 1983, 22(9): 1373-1381.
- [10] Bo G Y, Liu B, Zhong Z Q, et al. Rayleigh-Raman-Mie lidar for atmospheric temperature and aerosol profiles measurement[J]. Acta Optica Sinica, 2010, 30(1): 19-25.
伯广宇, 刘博, 钟志庆, 等. 探测大气温度和气溶胶的瑞利-拉曼-米氏散射激光雷达[J]. 光学学报, 2010, 30(1): 19-25.
- [11] Hong G L, Wang Q, Kong W, et al. Operating wavelength selection for spaceborne differential absorption lidar measuring surface pressure[J]. Journal of Infrared and Millimeter Waves, 2018, 37(2): 206-211.
洪光烈, 王钦, 孔伟, 等. 空间差分吸收激光雷达探测地表大气压力的波长选择[J]. 红外与毫米波学报, 2018, 37(2): 206-211.
- [12] Hua D X, Uchida M, Kobayashi T. Ultraviolet high-spectral-resolution Rayleigh-Mie lidar with a dual-pass Fabry-Perot etalon for measuring atmospheric temperature profiles of the troposphere[J]. Optics Letters, 2004, 29(10): 1063-1065.
- [13] Wang Y F, Fu Q, Zhao M N, et al. A UV multifunctional Raman lidar system for the observation and analysis of atmospheric temperature, humidity, aerosols and their conveying characteristics over Xi'an[J]. Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer, 2018, 205: 114-126.
- [14] Liu H T, Gong X. Evaluation of uncertainty in measurement of atmospheric pressure sensor[J]. Metrology & Measurement Technique, 2019, 46(12): 112-115.
刘洪涛, 龚熙. 气压传感器测量不确定度评定[J]. 计量与测试技术, 2019, 46(12): 112-115.
- [15] Hua D X, Uchida M, Kobayashi T. Ultraviolet Rayleigh-Mie lidar with Mie-scattering correction by Fabry-Perot etalons for temperature profiling of the troposphere[J]. Applied Optics, 2005, 44(7): 1305-1314.
- [16] Korb C L, Schwemmer G K, Dombrowski M, et al. Airborne and ground based lidar measurements of the atmospheric pressure profile[J]. Applied Optics, 1989, 28(15): 3015-3020.
- [17] Hong G L, Wang Q, Wang J Y, et al. Preliminary investigation of vertical measurement of atmospheric pressure using ground-based differential absorption lidar[J]. Chinese Journal of Lasers, 2020, 47(3): 0310003.
洪光烈, 王钦, 王建宇, 等. 地基差分吸收激光雷达垂直探测大气压力初步实验[J]. 中国激光, 2020, 47(3): 0310003.