

王存贵, 初奕琦, 檀望舒, 等. 2018. 结合激光雷达和探空资料研究青藏高原地区混合层高度特征 [J]. 大气科学, 42 (5): 1133–1145. Wang Cungui, Chu Yiqi, Tan Wangshu, et al. 2018. Characteristics of atmospheric mixing layer height over the Tibetan Plateau with lidar and radiosonde data [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 42 (5): 1133–1145, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1711.17218.

结合激光雷达和探空资料研究青藏高原地区 混合层高度特征

王存贵¹ 初奕琦¹ 檀望舒¹ 贺千山² 李成才¹

¹ 北京大学物理学院大气与海洋科学系, 北京 100871

² 上海市气象局, 上海 201100

摘 要 利用那曲地区的微脉冲激光雷达探测资料, 采用梯度法获取了那曲地区白天混合层高度随时间的演变信息及混合层特征参数, 结果表明混合层在上午发展缓慢, 中午以后发展迅速, 14:00 (北京时) 前后达到稳定; 强烈的对流热泡活动导致混合层高度起伏较大, 参数化反演得到的卷夹层厚度达到 0.4~0.5 km, 卷夹比在 0.2 左右。利用探空资料结合日最大位温资料, 采用气块法得到了高原地区 7 个站点的每日最大混合层高度数据集。通过对由激光雷达和探空资料得到的最大混合层高度结果进行对比, 发现二者有很好的一致性 (相关系数 0.85, 均值偏差 0.11 km, 均方根误差 0.30 km, 并通过 0.05 显著性水平的 t 检验)。最大混合层高度在 7 个站点均有明显的逐日变化特征。从年均值看, 最大混合层高度与海拔高度之间没有明显相关关系。从季节均值看, 格尔木与都兰站表现出明显的春高冬低的分布特征, 而其它五个站点则表现为春高夏低, 表明高原地区的盆地地形和山地地形对混合层高度有显著而不同的影响。通过定义热力稳定性和确定特征气压层高度, 利用热力稳定性与最大混合层高度之间良好的线性关系, 获取了一种简便地获取最大混合层高度的统计方法。

关键词 青藏高原 混合层高度 微脉冲激光雷达 (MPL) 探空资料

文章编号 1006-9895(2018)05-1133-13

中图分类号 P412

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1711.17218

Characteristics of Atmospheric Mixing Layer Height over the Tibetan Plateau with Lidar and Radiosonde Data

WANG Cungui¹, CHU Yiqi¹, TAN Wangshu¹, HE Qianshan², and LI Chengcai¹

¹ Department of Atmospheric and Oceanic Sciences, School of Physics, Peking University, Beijing 100871

² Shanghai Meteorological Service, Shanghai 201100

Abstract The time series of mixing layer height and other characteristic variables in Naqu area are retrieved from Micro-Pulse Lidar (MPL, the same below) data by using the gradient method. Results show that the development of the mixing layer is slow in the morning and rapid in the afternoon, reaching a stable status at around 1400 BT (Beijing time). The fluctuation of the mixing layer height in the afternoon indicates that there exist frequent and strong convective

收稿日期 2017-08-26; 网络预出版日期 2017-11-16

作者简介 王存贵, 男, 1986 年出生, 硕士研究生, 主要从事边界层特征研究。E-mail: 1301210151@pku.edu.cn

资助项目 中国科学院战略性先导科技专项 XDA05040000, 国家高技术研究发展计划 (863 计划) 项目 SQ2010AA1221583001, 国家公益性行业 (气象) 科研专项 GYHY201406001、GYHY201106023, 国家自然科学基金项目 41175020、41375008、91637101

Funded by Strategic Priority Research Program of the Chinese Academy of Sciences (Grant XDA05040000), National High-tech R&D Program of China (863 Program) (Grant SQ2010AA1221583001), China Special Fund for Meteorological Research in the Public Interest (Grants GYHY201406001, GYHY201106023), National Natural Science Foundation of China (Grants 41175020, 41375008, 91637101)

activities over the Tibetan Plateau. An estimation of 400–500 m for the entrainment ozone depth and about 0.2 for the entrainment rate can be obtained by a parameterization method. Based on radiosonde data collected at 0800 BT and the daily highest surface potential temperature, the maximum mixing height (MMH) at 7 stations in the Tibetan Plateau can be obtained using the parcel method. The MMHs from MPL data and from radiosonde data show a good agreement with each other with the correlation coefficient of 0.85, mean bias of 0.11 km, root-mean-square error of 0.30 km, and the correlation passes the t test at the significance level of 0.05. The MMHs at the 7 stations all show an obvious daily variation. The annual mean of MMH indicates that there is no significant correlation between the MMH and the site altitude. The MMHs at Golmud and Dulan stations show different seasonal characteristics from those at other 5 stations. The former reaches their peaks in spring and monotonically decrease to low values in winter, while the latter reach their highest values in spring and the lowest values occur in summer. The above results show that terrain features of basin and mountain in the Tibetan Plateau have significant but different effects on the mixing layer height. With the definitions of thermal stability and characteristic pressure level, a statistical approach that can be used to easily obtain MMH is proposed based on the good linear relationship between thermal stability and MMH.

Keywords Tibetan Plateau, Mixing layer height, Micro-Pulse Lidar (MPL), Radiosonde data

1 引言

大气边界层又被称为行星边界层,是直接受到下垫面影响的低层大气(Stull, 1988; 盛裴轩等, 2013)。大气边界层是对流层中最靠近下垫面的气层,是地气间物质和能量交换的桥梁,地表的水汽、污染物、沙尘等物质是在边界层大气中混合和扩散的,许多重要天气过程也都是在边界层中产生的,因此对大气边界层的研究对人类生活和生存有特殊而重要的意义(Hennemuth and Lammert, 2006; Zilitinkevich, 2012; Summa et al., 2013)。大气边界层特征参数中,混合层高度是其中最重要的一个特征量,混合层高度是指大气混合层内物质、动量或能量在一定时间内由于热浮力或机械湍流作用而充分混合所能达到的垂直高度(Ding et al., 1995),它决定了来自地面的各种气体或物质在垂直方向混合与扩散的最大空间距离。该特征参数的准确性对环境监测与空气质量预报有直接的意义,还可用于验证边界层内各种动力热力机制与参数化方案,并应用于各种气象、气候和化学模式中(Hennemuth and Lammert, 2006; Zilitinkevich, 2012; 杨东伟, 2013; Summa et al., 2013)。

青藏高原能够对局部甚至大尺度的天气与气候产生影响,主要是因为它特殊的热力、动力作用。高原上大气稀薄而干燥,光照时间也长,导致云量较少,使得地面接收的太阳总辐射大于同纬度的其它地区,高原地面实际温度比同海拔应有温度提高了4~8°C,充分的加热作用使湍流运动有了产生和发展的热力基础(戴加洗, 1990)。高原地区多各种大小山系,地形起伏多变,下垫面的不均一性

增大了摩擦,产生的机械力也会增强湍流运动(盛裴轩等, 2013)。另外,下垫面的不均一性会导致低层大气具有斜压性,平流活动也会加剧混合层的不稳定性,利于对流发展。因此青藏高原的边界层/混合层具有不同于其它地方的独特特征。

鉴于混合层高度特征的重要性,很多气象工作者对高原地区的混合层高度进行了很多观测与研究,并取得了一系列的研究结果。第一次青藏高原科学实验期间,对狮泉河一带的观测结果显示出高原地区混合层高度显著的日变化现象,并在20:00(北京时,下同)探空位温廓线中发现其均匀位温层达到350 hPa(海拔高度8500~9000 m),通过分析认为该地区强烈的地面加热作用导致垂直混合作用较大,抬升了混合层高度(宋正山等, 1984)。第二次青藏高原试验期间,利用高分辨率探空资料获取的高原中部地区夏季的混合层高度在2000~2200 m之间,显著超过平原和海上地区,分析认为地形作用造成的背景风场有利于形成上升气流,可以助推对流活动,通过计算湍流运动的能量来源,发现不论是热力项还是动力项都超过了平原地区的结果,且动力与热力作用相当,说明热力和动力的共同作用加强了高原地区的混合层发展(周明煜, 2000)。Yanai and Li (1994)利用试验期间获得的数据进行分析后确认,混合均匀的等位温层能达到400 hPa(海拔高度7500~8000 m),在5月份更是能达到350 hPa。吴祖常和董保群(1998)利用拉萨站1987~1988年的常规气象资料得到的混合层高度年均值超过2600 m,而潘云仙和蒋维楣(1982)利用相同的方法得到的拉萨地区1959年的混合层高度年均值只有2200 m左右。Hindman

and Upadhyay (2002) 研究尼泊尔和我国青藏高原的大气污染物输送时指出, 喜马拉雅山脉南侧山脚下产生的污染物能通过山谷风效应输送至西藏地区, 而西藏地区的强烈对流作用可使得混合层高度达到 3000 m。李茂善等 (2004) 对藏北那曲地区夏季的混合层高度进行研究时发现, 该地区混合层高度的日变化较大, 平均值有 1800 m 左右, 最大值达到 2300 m。蒋兴文等 (2009) 利用 2007 年冬季高原东部及下游地区的高分辨率探空资料获得了该地区边界层结构的日变化特征, 发现混合层在白天午后迅速发展, 下午达到成熟, 每日最大混合层高度超过 3000 m。

从前人的研究成果来看, 基本确认高原地区混合层高度远高于同纬度的东部平原地区这一事实 (吴祖常和董保群, 1998; 周明煜, 2000; 刘红燕和苗曼倩, 2001; 蒋兴文等, 2009), 但从上述各个结论来看, 不同学者的结论各有不同, 即使对同一地区、同种方法得到的结果也不一致, 这固然与资料的处理、方法的使用有关系, 也说明高原地区混合层高度研究的复杂性 (李英等, 2012)。

青藏高原具有下垫面比热容较小、接收的太阳辐射更多、地形起伏多变等等特殊的性质, 这些特质导致该地区有更强的热力、动力作用来加强湍流运动的产生和发展。但因为高原面积广阔地形复杂, 混合层高度在时空特征上表现出明显的不一致性, 目前仍缺少对较大时间和空间范围内混合层高度特征的研究。文中利用激光雷达探测资料研究了混合层高度的时间演变特征及卷夹层厚度、夹卷比

等特征参数, 并利用一年的探空资料结合地面位温资料, 获取了高原多个站点的日最大混合层高度, 对日最大混合层高度的逐日变化特征、地域与季节分布特征进行了展示与分析, 并通过定义热力稳定度的方法, 讨论了热力稳定度与最大混合层高度之间的关系。

为方便说明, 下文出现的“微脉冲激光雷达”、“最大混合层高度 (最大混合高度)” 分别以英文字母缩写 MPL (Micro-Pulse Lidar)、MMH (Max Mixing Height) 代指。

2 资料与方法

2.1 资料介绍

为对高原地区的最大混合层高度进行反演, 文中用到了高原中东部有常规探空业务的 7 个站点的探空资料和地面观测资料。探空资料为每日 08:00 通过施放携带无线电探空仪的探空气球获取的高空探测资料, 气球探空的探测范围自地面层以上直至对流层顶, 包括在标准层、特性层及部分随机高度层处的气压、气温、湿度等信息, 能较准确地反映出大气在垂直方向的要素分布及变化特征; 日最高地面位温资料为地面观测的气温资料根据位温公式计算得到 (盛裴轩等, 2013)。该探空与地面观测资料来自中国气象局数据中心, 覆盖 2011 年全年, 并已经过质量控制。图 1 为七个站点的地理位置、站点海拔高度及周边地形示意图。

为研究高原地区混合层的日变化及特征参数特征, 文中利用了那曲地区 2011 年夏季部分日期

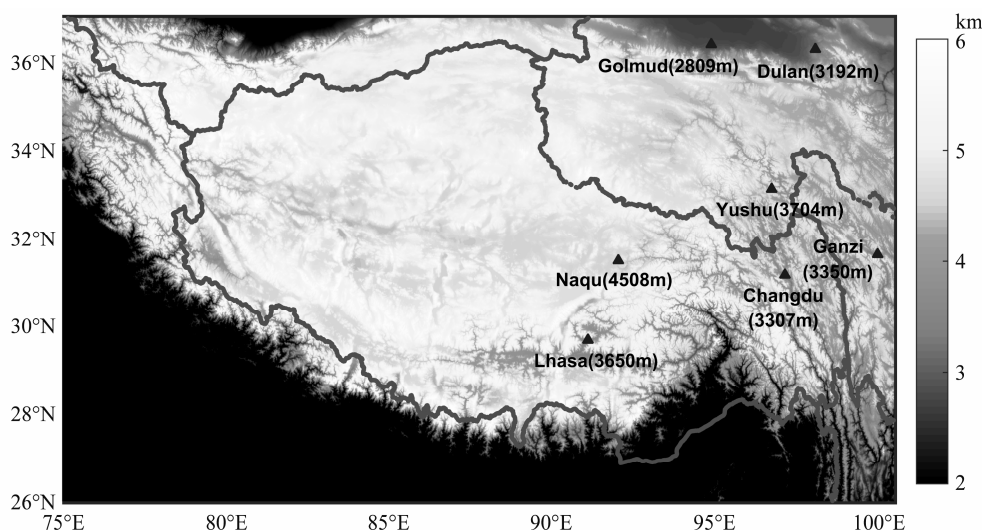


图 1 站点分布及周边地形图

Fig. 1 Locations of the 7 stations and their surrounding terrain

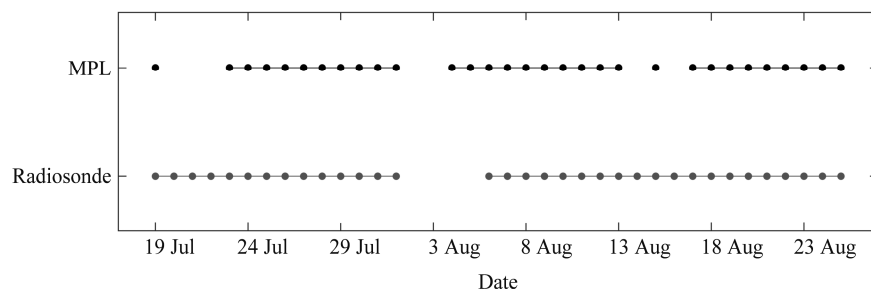


图2 2011年激光雷达(MPL)及08:00探空(Radiosonde)的可用数据日期分布

Fig. 2 Available measurements of MPL (Micro-Pulse Lidar) and radiosonde at 0800 BT (Beijing time) in 2011

的 MPL 探测资料, 该雷达位于气球探空施放地点正西方向, 相距几十米, 该雷达发射波长为 532 nm, 重复频率为 2500 Hz, 雷达发射功率为 10 μ J 左右, 数据积分时间为 30 s (时间分辨率), 空间分辨率为 30 m, 每组信号已求取背景噪声均值 $\bar{S}$ 和标准差 S_d (选择 55~60 km 这 5 km 探测高度范围内的雷达接收信号作为背景噪声信号, 其平均值作为背景噪声的均值 $\bar{S}$, 并求得背景噪声的标准差 S_d)。通过水平探测实验, 已经确定了重叠区修正因子 (Campbell et al., 2002; He et al., 2013, 2014)。雷达信号中的最低层 300 m 受到探测盲区限制, 信号不可用。激光雷达的具体探测日期为 2011 年 7 月 19 日至 8 月 25 日, 但受到天气、雷达性能及维护等的影响, 只有 31 d 的有效探测资料, 这其中又有两天的 08:00 探空资料缺失, 具体探测日期见图 2。

2.2 激光雷达反演混合层高度及其它特征参数

激光雷达接收信号的强度与大气气溶胶粒子的浓度有正相关关系, 在混合层与自由大气交界的地方, 气溶胶浓度会突然减少, 反映在激光雷达信号廓线上就会有相应的突变现象, 该突变发生的位置即可确定为混合层高度 (Seibert et al., 2000; He et al., 2006; 杨东伟, 2013; Yang et al., 2013)。

激光雷达探测器接收不同高度距离上气溶胶粒子的后向散射信号时, 还受到很多其它因素的影响, 因此, 在利用信号廓线的突变特征来确定混合层高度之前, 首先对接收的原始信号进行了各种订正和归一化等前期处理, 得到的归一化相对后向散射 (Normalized Relative Backscatter, 简称 NRB) 信号公式为

$$P(d) = \frac{[P_{\text{raw}}(d) \times D(P_{\text{raw}}(d)) - N_{\text{ap}}(d) - N_b]}{O(d) \times P_0} \times d^2, \quad (1)$$

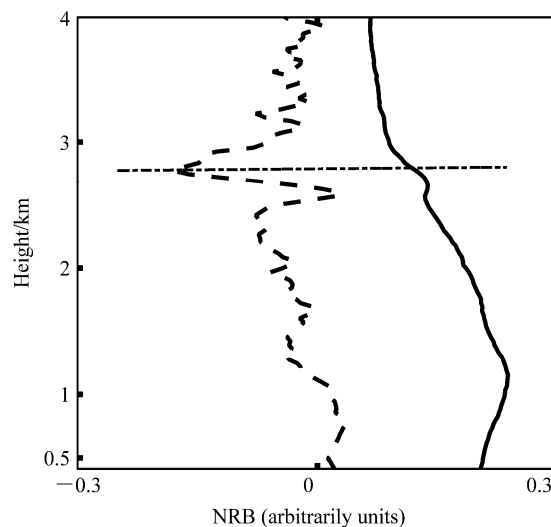


图3 利用 NRB 信号及梯度极值法确定 MMH

Fig. 3 Determination of MMH (Max Mixing Height) based on NRB (Normalized Relative Backscatter) signal and its gradient

其中, $P_{\text{raw}}(d)$ 是激光雷达接收的原始信号, d 是接收信号与探测器之间的垂直距离, P_0 是出射的激光能量, $O(d)$ 是重叠区修正因子, N_b 是背景噪声, $N_{\text{ap}}(d)$ 是驻留脉冲, $D(P_{\text{raw}}(d))$ 是探测器延时订正函数。

图 3 是利用 NRB 信号反演混合层高度示意图, 图中黑色实线 NRB 信号廓线, 虚线为取对数后的 NRB 信号的一阶导数廓线, 梯度极小值表示气溶胶浓度发生突变 (突然减小), 该极值出现的位置 (图中横向短虚线所在高度) 即为确定的混合层高度。为进一步提高信噪比, 文中对雷达信号做了 1 min 平均处理 (王存贵等, 2017)。在计算日最大混合层高度时, 文中采用王存贵等 (2017) 的方法, 以保证获取的 MMH 不受到云层、残余层、平流气溶胶层等因素的影响, 并有效排除了局部梯度

极值、湍流波动等引起的干扰。

白天混合层发展期间，其顶部因为对流热泡的作用，上升气流和下沉气流共同存在，形成厚度约为混合层 10%~40% 的卷夹层 (Stull, 1988; 盛裴轩等, 2013)，这种气流上下起伏的特征，反映在雷达信号上表现为信号强度随时间的上下波动，这也是利用雷达信号反演卷夹层厚度的依据。利用混合层高度的起伏特征获取卷夹层厚度，根据 Dupont (1991) 的湍流特征时间尺度理论并参照 He et al. (2006) 的方法，文中利用 6 min 的混合层高度结果求取标准差，4 倍该标准差的值即确定为卷夹层厚度。

在自由对流条件下，湍流引起的卷夹与地面浮力通量直接相关，热通量随高度呈近似线性变化，卷夹层底部的通量为 0，混合层高度处的通量为负极值 (Driedonks and Tennekes, 1984; Davis et al., 1997)，通量随高度变化如图 4 所示。夹卷比的定义为混合层高度处的显热通量与地面显热通量的比值 (Stull, 1988)：

$$R_e = -\frac{\overline{\omega'\theta'_h}}{\overline{\omega'\theta'_s}}, \quad (2)$$

其中， $\overline{\omega'\theta'_h}$ 和 $\overline{\omega'\theta'_s}$ 分别为混合层高度处和地面的垂直方向显热通量， R_e 反映了表面通量的强弱，对混合层发展和卷夹过程有重要指示作用 (Garc et al., 2002)。已提出的 R_e 值大部分在 0.1~0.3 之间，受到中尺度天气过程、对流涡等的作用而出现波动 (Stull, 1976a; Cagnard et al., 2007)。在混合层特征研究中，一般取 R_e 的平均值 0.2 作为自由对流的 R_e 值 (Stull, 1976b; 1988)。

从图 4 中还可以看出， R_e 和混合层高度、卷夹层厚度的关系：显热通量在混合层高度范围内随高度线性减小，因此 R_e 的参数化方程可以表示为 (Stull, 1988; He et al., 2006)：

$$R_e = -\frac{\overline{\omega'\theta'_h}}{\overline{\omega'\theta'_s}} = \frac{h}{h_1} - 1 = \frac{\Delta h}{2h - \Delta h}, \quad (3)$$

其中， h_1 为卷夹层底的高度， h 是混合层高度， Δh 是卷夹层厚度。因此，利用激光雷达信号通过统计特征得到卷夹层厚度以后，通过公式 (3) 就可以得到夹卷比 R_e 。

2.3 探空资料反演最大混合层高度

08:00 的探空资料并不能直接得到当日最大的混合层高度即 MMH 信息，因此需要与其它信息配

合得到。气块法是一种较为常用且可信度较高的利用探空资料和地面位温资料获取混合层高度的方法。白天随着太阳辐射的加强，近地层大气被加热，混合层开始发展，在混合层内部，位温表现为随高度近似不变的特征 (图 4 所示)，这是气块法反演混合层高度的依据，其物理意义为地面附近的一个小气块绝热上升所能达到的平衡高度 (Holzworth, 1964; Seibert et al., 2000; 杨东伟, 2013)。图 5 是白天混合层发展及气块法反演混合层高度的示意图：沿某时刻的地面位温 θ_1 (θ_2) 做上延线，该上延线与当日 08:00 探空位温廓线的交点高度即为

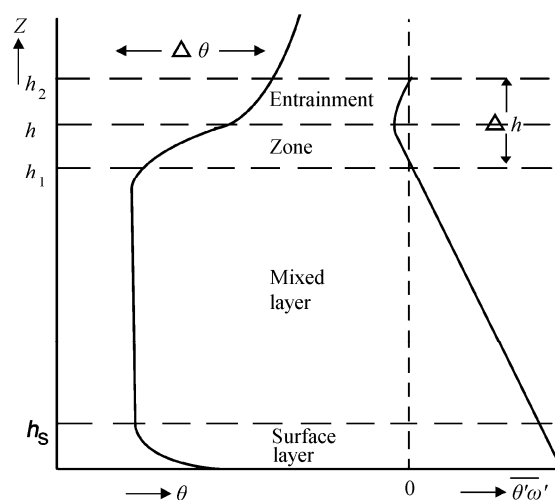


图 4 混合层内部的位温及湍流热通量垂直廓线示意图[参照 Driedonks and Tennekes (1984) 文献中图 1 绘图]

Fig. 4 Schematic diagram of vertical profiles of potential temperature and turbulent heat flux in the mixing layer. Drew referring to Fig. 1 in the paper of Driedonks and Tennekes (1984)

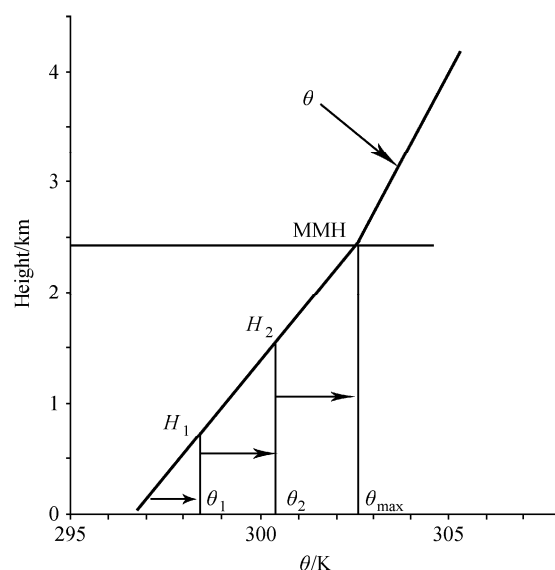


图 5 气块法确定最大混合层高度示意图

Fig. 5 Diagram of the determination of MMH by the parcel method

该时刻的混合层高度 H_1 (H_2), 当地面位温达到最大值 $\theta_{\max}$ 时得到的就是当日最大混合层高度 (图中表示为 MMH)。

用气块法确定的混合层高度大致对应理想混合状态下的逆温层中间位置的高度, 该方法是对混合层热力发展及日变化的合理估计, 结果的合理性也在实际应用中得到了验证 (Menut et al., 1999; Yang et al., 2013)。文中采用该方法, 利用 08:00 探空资料和地面最大位温资料, 获取了高原中东部地区多个台站 2011 年一整年的 MMH。

3 结果展示与分析

3.1 激光雷达与探空资料反演最大混合层高度结果对比

图 6 为雷达与探空资料各自得到的 MMH 散点图, 样本数为 28, 黑色实线是 1:1 线, 黑色虚线是利用最小二乘法得到的拟合直线, 拟合公式见图中左上。

可以看到, 散点较均匀地分布在 1:1 线两侧, 且呈现较好的线性关系, 拟合直线的斜率为 0.96, 截距为 0.21 km。计算得到的相关系数、均值偏差、均方根误差分别为 0.85 (通过 0.05 显著性水平检验)、0.11 km 和 0.30 km; 进行 t 检验时, 在 0.05 显著性水平下, 样本数为 28 时, $t_{0.05}$ 为 2.05, $|t_0| < t_{0.05}$ 表明两种 MMH 之间不存在系统偏差。对比结果证明了两种资料及各自方法的适用性及反演结果的准确性。

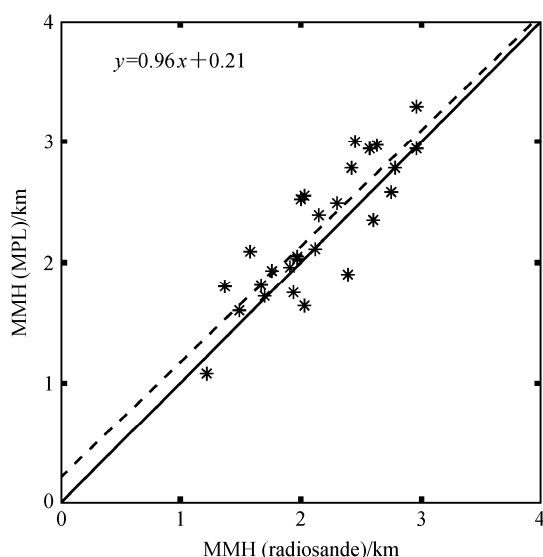


图 6 激光雷达与探空资料反演 MMH 散点图

Fig. 6 Scatter plot of MMH derived from MPL and radiosonde measurements

3.2 激光雷达反演混合层特征参数

文中利用那曲夏季部分日期的激光光雷达探测信号, 通过梯度法获取了混合层高度的时间序列, 进而利用参数化方法, 可以得到卷夹层厚度、夹卷比等混合层特征参数。

3.2.1 激光雷达探测反演混合层高度日变化特征

图 7a 和 b 分别为少云和多云条件下的 NRB 信号及通过反演得到的混合层高度日变化图。可以看到不论是多云还是少云天气条件下, 混合层发展都表现出类似的特征: 在 12:00 之前, 混合层发展相对均匀而缓慢, 这可能与夜间形成的深厚稳定层结有关, 在 12:00 以后随着稳定层的破坏, 混合层高度会出现较迅速的增长, 并在 14:00 前后达到一个稳定状态, 混合层高度虽然随时间仍有波动, 但保持在某个高度范围内, 混合层/残余层区域的雷达信号一直会持续到晚上。统计所有日期的 NRB 信号发现, 残余层高度处的激光雷达信号一般在 22:00 以后就会明显减弱 (图略), 这可能跟大气层结在入夜以后逐渐趋于稳定, 湍流减弱, 气溶胶粒子因为沉降作用回到地面有关, 但具体原因需要从该地区粒子特性、大气层结状态等方面进一步检验。

在白天混合层发展期间, 梯度极值法能较准确地判断出混合层高度, 进而可以研究混合层高度的演变特征。但是受到盲区限制, 低层 300 m 没有信号。另外, 因为高原地区的大气相对清洁, 导致雷达信号的信噪比很低, 梯度法在混合层刚开始发展的早晨及湍流作用减弱的傍晚 (图略) 会出现误判、漏判情况。

3.2.2 激光雷达信号反演卷夹层厚度与夹卷比

通过前述的参数化方法, 可以获得混合层的卷夹层厚度以及卷夹比。但是受到仪器探测能力、天气条件、气溶胶浓度等的影响, 只能得到白天混合层发展期间的混合层高度, 且结果的时间连续性较差, 因此无法得到连续的卷夹层厚度及夹卷比序列。考虑到单日结果的代表性较差, 文中对所有 28 天 (具体日期见图 2 说明) 的卷夹层厚度及夹卷比进行了平均, 结果如图 8 示。

卷夹层是定义在混合层上部的一处空气区, 受到对流热泡的影响很明显, 夹卷比的值及波动状态也与对流热泡强度有直接关系。在图 8 可以明显地看出卷夹层厚度及夹卷比在 13:00~17:00 期间有剧烈的起伏, 反映出混合层中有强烈的热泡活动。另外可以看到, 那曲地区 2011 年夏季的卷夹层厚度

在混合层发展旺盛期间达到 $0.4 \sim 0.5$ km, 占整个混合层高度的 20% 左右, 夹卷比为 0.2, 与自由对流的均值较接近。但是夹卷比的定义公式 (3) 只适用于自由对流, 当机械湍流起作用时, 需要对公式

做一个调整 (Stull, 1988), 从早上的夹卷比数值来看, 确实不符合理想热对流条件下夹卷比的模拟结果 (He et al., 2006), 另外一个可能原因是该期间激光雷达探测数据受到云层、气溶胶浓度等因素的

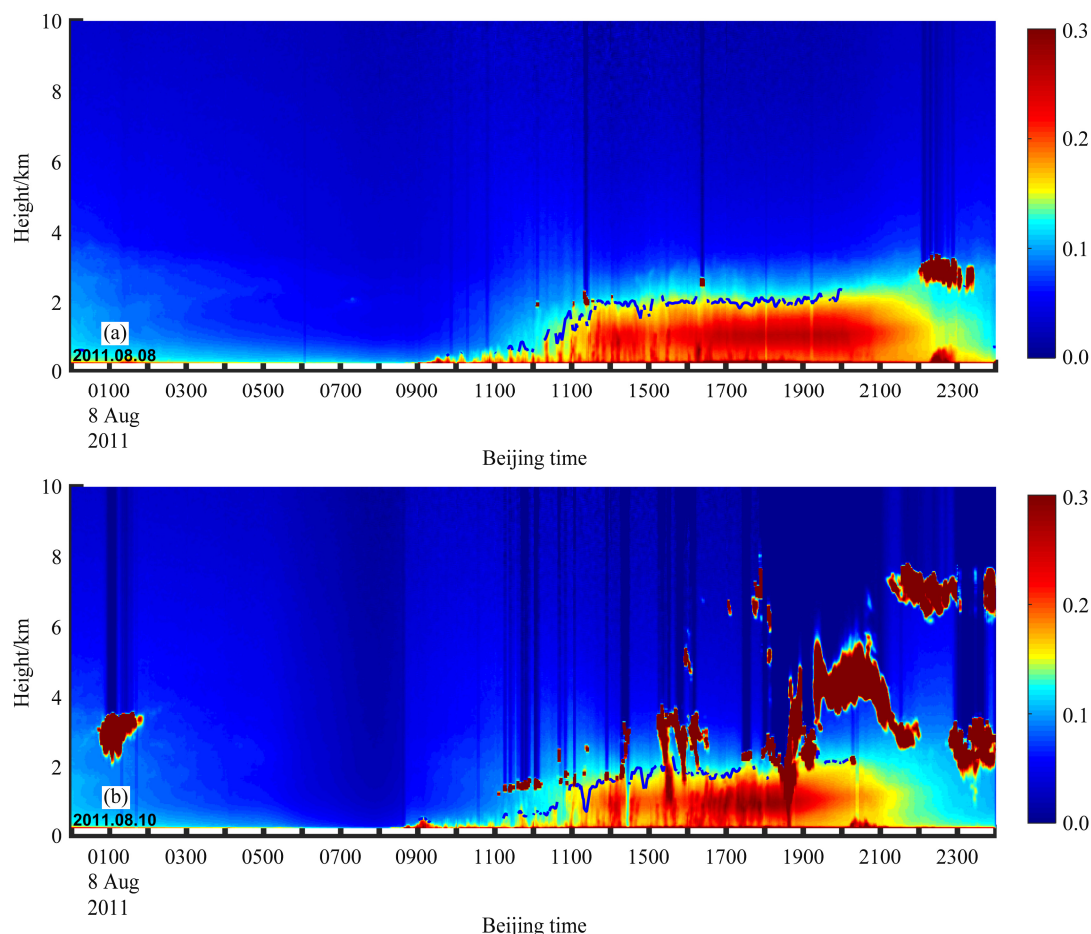


图 7 (a) 少云和 (b) 多云天气下微脉冲激光雷达观测的白天混合层高度演变图 (彩色背景为任意单位的 NRB 信号)

Fig. 7 Temporal evolution of the mixing layer height derived from MPL on (a) cloudless day and (b) cloudy day (background color is the NRB signal with arbitrary unit)

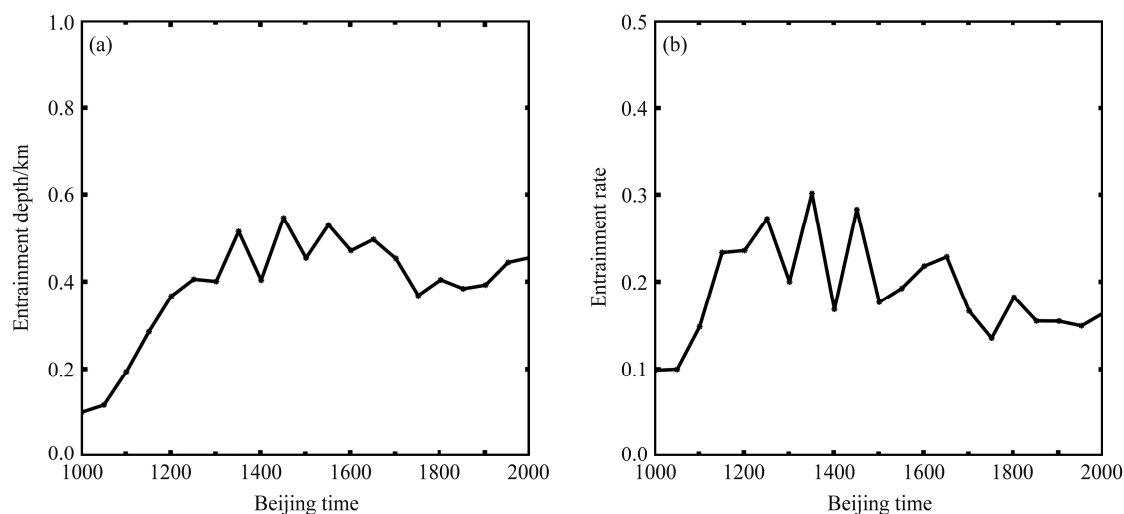


图 8 28 日平均的 (a) 卷夹层厚度和 (b) 夹卷比在 10:00~20:00 的变化情况

Fig. 8 Temporal evolution of (a) 28-day mean entrainment zone thickness and (b) 28-day mean entrainment rate from 1000 BT to 2000 BT

影响, 导致混合层高度结果不连续, 由此得到的夹卷比不一定准确, 通过利用较少样本取平均的方式得到的结果, 不一定具有代表性。

因为高原地区特殊下垫面导致的特殊热力、动力作用, 文中的计算方法和结果受到诸多条件的制约, 其适用性需要更多的观测资料和其它观测试验来进行验证。

3.3 探空资料反演最大混合层高度

3.3.1 最大混合层高度逐日变化特征

利用 2011 年一整年的探空资料结合地面最大位温资料, 可以得到逐日的 MMH, 图 9 是各个站点 2011 年一年的 MMH 逐日变化图, 所有高度结果进行了 5 天滑动平均。

可以看到, 各个站点 MMH 的逐日变化均较明显, 但不同站点在不同季节又各有不同, 比如那曲的春冬季节日变化较大, 夏季变化相对小, 格尔木站春秋季节的 MMH 逐日变化明显, 冬季反而变化较平稳。混合层高度剧烈变化的情况, 往往跟天气过程的类型、强度和持续时间等有关, 例如一次冷锋降水过程, 将会导致当天的混合层高度出现突然的降低。各个站点的 MMH 逐日变化特征, 反映出当地一定的气候与气象特点。

从各个站点的 MMH 变化趋势, 也可以看到 MMH 有明显的站与站之间的区别和季节分布特征, 那曲、拉萨、玉树和甘孜站有明显的春高夏低季节变化, 而都兰和格尔木站则是春夏高, 冬季显著较低。下面对 MMH 的地理分布及季节分布特征进行进一步分析。

3.3.2 混合层高度的地域与季节分布特征

图 10 和图 11 分别展示了各个站点的海拔高度及混合层高度年均值和季节均值分布。

从图 10 中各站点的 MMH 年均值可以看到, 7 个站点的 MMH 都在 2 km 以上, 平均值接近 3 km, 远高于东部平原地区的 1~1.5 km (吴祖常和董保群, 1998)。就海拔高度而言, 拉萨站海拔不到 3.7 km, 但 MMH 接近 4 km, 是 7 个站点中最高的; 海拔最高的那曲站, 其 MMH 反而不到 3 km; 其余 5 个站的 MMH 与海拔高度有较好的正相关关系。根据上述分析, 可以做出这样一个判断: 7 个站的 MMH 与海拔高度虽没有表现出绝对的正相关关系, 但是有一定的联系。海拔高度会影响太阳辐射强度等, 进而影响混合层发展, 但除海拔高度外, 不同站点的地理位置、地形与下垫面特征也都差别很

大, 最终是多种因素共同决定了混合层高度状态, 因此, 海拔对混合层高度的作用, 需要结合其它条件进行评估与判断, 而不应单独比较。

从图 11 中可以看到, 不同站点的季节均值的极值发生季节有差异, 不同站点的季节分布特征也存在差异, 由此可以将七个站点分为两个空间区域: 高原北部边缘柴达木盆地地区和高原主体地区。其中格尔木和都兰位于柴达木盆地南侧冲积平原上, 地形平坦, 且西北面地势开阔, 在东南方向才有山系存在, 海拔分别为 2.8 和 3.2 km, 因为地处高原, 热力作用远大于低海拔地区, 所以混合层高度较高, 而受到所处纬度影响, 太阳辐射作用在春、夏季较强, 秋、冬季节较弱, 因此又表现出与陕北平原地区类似的春高冬低季节变化特征 (陈建文等, 2014)。其余 5 个站点都是山谷或丘陵地带, 周围多起伏山系, 形成独特的 MMH 特点, 均表现出混合层高度在冬半年要高于夏半年的季节变化特征, 与潘云仙和蒋维楣 (1982)、吴祖常和董保群 (1998) 分别得到的拉萨站 MMH 的季节特征类似, 沈鹰 (1990) 在研究云南山区的混合层高度时, 也发现相同的混合层高度季节分布特征, 结合目前对高原地区边界层特征的研究, 可以判定这种分布特征除了与高海拔导致的强热力作用有关之外, 也与地形引起的动力作用、独特的下垫面性质及高原山区的气候特点有关。

从混合层高度的季节较差来看, 除甘孜站外, 其余 6 个站的最大季节较差均超过 1 km, 都表现出较大的季节较差值, 反映出湍流运动强度在不同季节存在显著差异。

从图 11 还可以看出, 各个站点的 MMH 在春季都超过了 3 km, 以拉萨站为例, 该站春季的混合层高度达到 4 km 以上。因为对高原地区 MMH 的研究相对较少, 且多集中在高原夏半季, 目前对高原冬半季的混合层高度特征仍缺少有代表性的研究结论。潘云仙和蒋维楣 (1982)、吴祖常和董保群 (1998) 得到的拉萨春季 (3~5 月) 混合层高度在 3 km 左右, 要低于本文的结果。宋正山等 (1984) 和 Yanai and Li (1994) 分别利用第二次青藏高原实验期间在高原中部地区得到的探空廓线, 发现干季 (5 月) 里位温均匀混合层的厚度达到 400~350 hPa (大致对应海拔高度 7.5~8.5 km), 并认为这是地面加热引起的热对流能够影响到的空间范围, 这个值与文中得到的混合层高度非常接近。

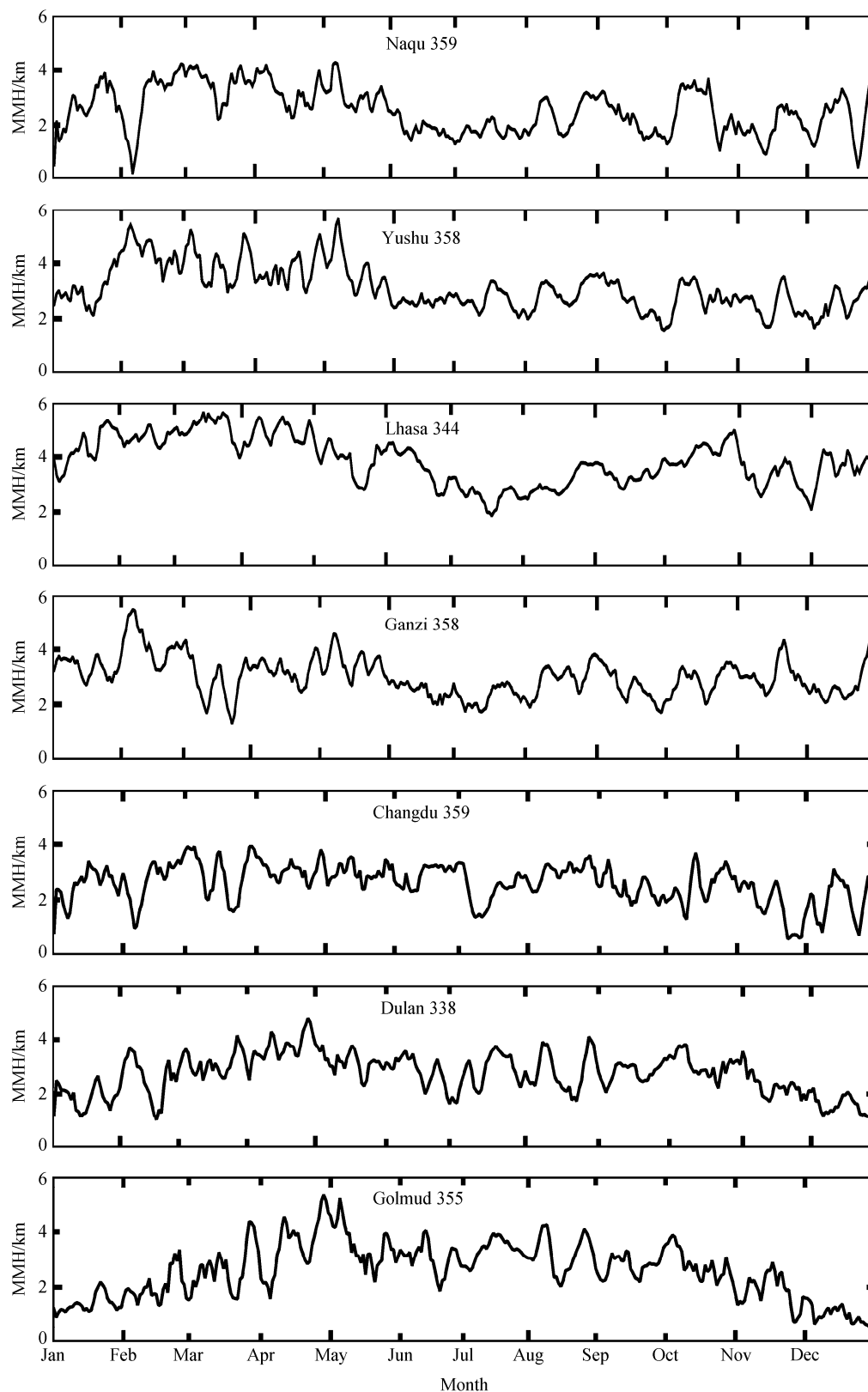


图9 2011年各个站点的MMH逐日变化(图中数字指有效样本个数)

Fig. 9 Daily variations of MMHs at the 7 stations in 2011 (the number is the number of valid samples)

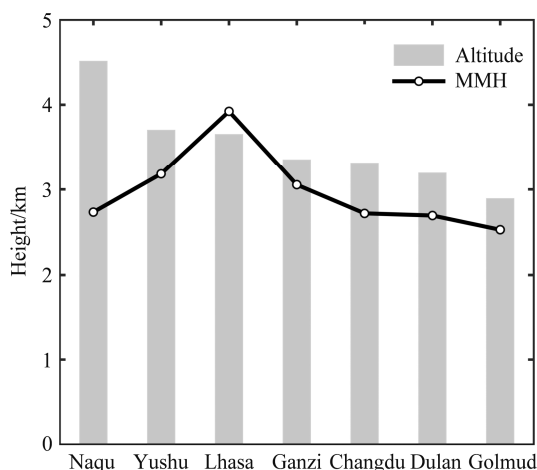


图 10 各个站点海拔与 2011 年 MMH 年均值

Fig. 10 Site altitudes and yearly mean MMHs at the 7 stations in 2011

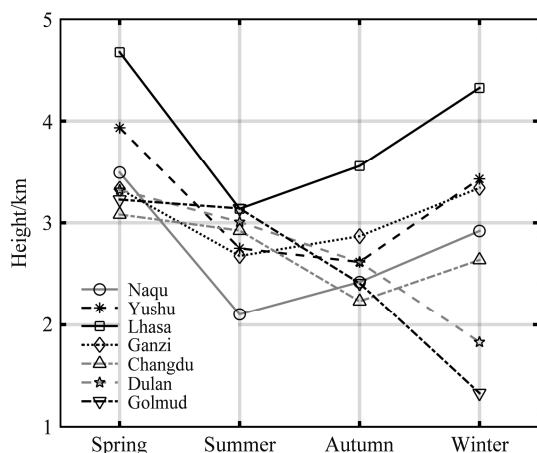


图 11 各个站点的 2011 年 MMH 季节均值

Fig. 11 Seasonal mean MMHs at the 7 stations in 2011

3.3.3 最大混合层高度与热力稳定度

Kuribayashi et al. (2011) 将海表面温度与 850 hPa 气压层的温度之差定义为热力稳定度 S_θ , 发现中国东海上空的混合层高度与热力稳定度有显著的线性关系, 并发现卷夹层厚度也与热力稳定度有很强的依赖关系; 杨东伟 (2013) 在利用探空资料研究香港地区边界层高度特征时, 采用了物理意义更清晰的位温差重新定义了热力稳定度 S_θ , 也获得混合层高度与热力稳定度 S_θ 之间较好的相关关系。热力稳定度的获取相对简单, 只需要地面位温与特征气压层的位温值, 因此可以利用热力稳定度与 MMH 的关系, 获取一种应用在高原地区的统计意义上的 MMH 反演方法。

受到热力稳定度定义的原理以及位温廓线特征的限制, 当定义的特征气压层 (Characteristic

Pressure Level, 简称 CPL) 高度 MMH 偏差较大时, 热力稳定度与 MMH 会有较大的不一致性, 导致难以获取二者之间的最优线性关系, 而 MMH 在高原不同站点的变化也很大, 因此对应的特征气压层也会有所不同。通过在 400~600 hPa 之间间隔 50 hPa 选择不同的特征气压层, 文中对 7 个站点的热力稳定度 S_θ 分别进行了计算, 并获取了和 MMH 相关性最好的 S_θ 和对应的特征气压层。

图 12 是最后得到的各站点 S_θ 和 MMH 的散点分布图, 图例分别显示了样本个数、拟合公式和相关系数。可以看到, 各个站点的热力稳定度 S_θ 与 MMH 均呈现较好的线性关系 (相关系数 >0.8 , 均通过 0.05 显著性水平检验)。基于这种良好的线性相关关系, 可以利用 S_θ 与 MMH 的拟合公式来反演 MMH, 这只需要用到地面位温值与特征气压层的位温值, 既避免了更多观测数据的要求, 也简化了计算, 尤其可以用在气候分析中获取统计意义上的 MMH。另外, 因为特征气压层往往位于边界层与自由大气的过渡区, 该气压层高度上的气象要素变化特征还可以为人工判断天气提供依据。

Kuribayashi et al. (2011) 对中国东海的 MMH 与热力稳定度进行分析时也发现夏季 MMH 与稳定度的一致性稍差, 认为这是因为夏季受到水汽的影响较大, 减弱了热力稳定度的贡献。而高原地区混合层特征比东海地区更复杂, 除了水汽之外, 高原动力作用对混合层的影响更明显, 可以推断在冬、春季, 混合层高度与热力稳定度的相关性会稍差, 但真实情况需要进一步的研究; 另外混合层高度的逐日、季节变化都远远大于海洋地区, 按季节分别进行稳定度与 MMH 的相关性分析应该会得到更准确的结果。

4 总结与讨论

结合部分日期的激光雷达探测资料和一年的探空与地面最大位温资料, 文中对青藏高原地区的混合层高度演变特征、特征参数和多个站点的最大混合层高度特征进行了研究, 并得到以下主要结论:

(1) 激光雷达探测与探空探测资料得到的 MMH 有很好的-致性 (相关系数 0.85, 均值偏差 0.11 km, 均方根误差 0.30 km, 并通过 0.05 显著性水平 t 检验), 说明两种资料及所用反演方法均能用于反演 MMH 并能得到较准确的结果。

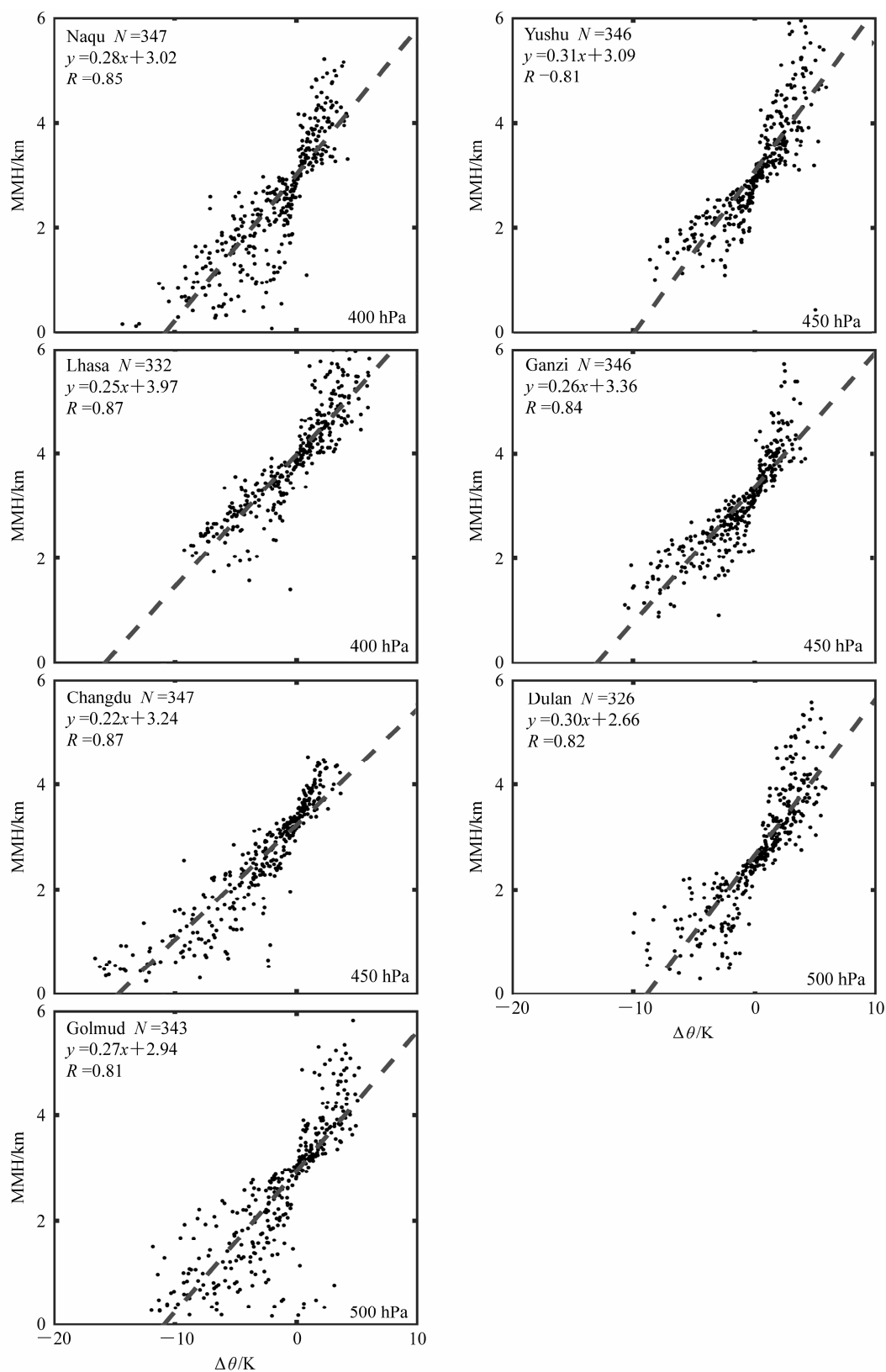


图 12 各个站点的热力稳定度与 MMH 散点图

Fig. 12 Scatter plots of the thermal stability and MMH at the 7 stations

(2) 通过激光雷达信号反演那曲地区夏季混合层高度变化, 可以看到: 混合层在上午时段发展较缓慢, 中午以后有一个迅速发展的过程, 到 14:00 以后达到一个相对稳定的状态; 利用参数化方法反演得到的卷夹层厚度和夹卷比显示, 那曲地区夏季混合层发展旺盛期间, 卷夹层厚度为 0.4~0.5 km, 夹卷比 0.2 左右。

(3) 7 个站点的 MMH 均表现出较明显的逐日变化, 不同站点的表现又各有不同; 海拔高度与 MMH 年均值之间没有必然的对应关系; 都兰站和格尔木站与其它 5 个站点相比, MMH 表现出独特的季节分布特征 (随季节递减)。

(4) 通过定义热力稳定度, 利用 MMH 与热力稳定度之间的较好的线性关系, 提出了一种简化的获取 MMH 的统计方法, 并给出了计算公式。

但上述的分析过程与结论仍有一些不足。利用激光雷达反演混合层特征部分: 首先, 文中只用到那曲地区 2011 年夏季部分日期的激光雷达探测数据, 得到的结果虽然能反映出那曲夏季的混合层特点, 但在时间和空间上均缺少代表性, 得到的结论不能推广到青藏高原的其它地区和其它季节; 其次, 激光雷达信号受到盲区限制, 无法得到混合层刚开始发展时的特征, 得到的混合层特征参数值受到雷达信号质量、云层、参数化方法等的影响, 准确性仍需要更多探测数据进行验证。因此, 激光雷达反演混合层特征部分的内容, 只能为其他学者的研究提供一种参照结果。另外, 7 个站点的 MMH 特征、热力稳定度与 MMH 之间的相关关系均是基于 2011 年的探空资料得到的, 仍需更多数据去验证; 同样, 基于高原地区的 MMH 的季节变化特点, 热力稳定度与 MMH 之间的关系, 应该以季节或月为单位分别进行分析, 但受到样本量的限制而无法做更细致分析。这些不足之处都是下一步可以进行的工作。

致谢 中国气象局高玲工程师为本文的研究提供了必要的激光雷达探测资料和探空观测资料, 北京大学刘晓阳教授对研究工作提出了有益的建议和指导, 在此一并致以诚挚谢意。感谢审稿专家和编辑老师对本文的认真审阅和提出的宝贵意见!

参考文献 (References)

Cagnard F, Gapais D, Barbey P. 2007. Collision tectonics involving juvenile crust: The example of the southern Finnish Svecofennides [J]. *Precambrian Research*, 154 (1–2): 125–141, doi:10.1016/j.precamres.2006.12.011.

Campbell J R, Hlavka D L, Welton E J, et al. 2002. Full-time, eye-safe cloud and aerosol lidar observation at atmospheric radiation measurement program sites: Instruments and data processing [J]. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 19 (4): 431–442, doi:10.1175/1520-0426(2002)019<0431:FTESCA>2.0.CO;2.

陈建文, 胡琳, 王娟敏, 等. 2014. 陕西省混合层高度变化规律研究 [J]. *水土保持研究*, 21 (5): 322–326, 331. Chen Jianwen, Hu Lin, Wang Juanmin, et al. 2014. Distribution characteristics of the mixed layer height in Shaanxi Province [J]. *Research of Soil and Water Conservation (in Chinese)*, 21 (5): 322–326, 331, doi:10.13869/j.cnki.rswc.2014.05.057.

戴加洗. 1990. 青藏高原气候 [M]. 北京: 气象出版社. Dai Jiashi. 1990. *The Climate in Qinghai-Tibet Plateau (in Chinese)* [M]. Beijing: China Meteorological Press.

Davis K J, Lenschow D H, Oncley S P, et al. 1997. Role of entrainment in surface-atmosphere interactions over the boreal forest [J]. *J. Geophys. Res.*, 102(D24): 29219–29230, doi:10.1029/97JD02236.

Ding Y H, Sumi A, Shen X S. 1995. Structure of the mixed layer and estimates of sea surface fluxes during TOGA-COARE IOP. Part II: Estimates of sea surface fluxes [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 73 (2B): 569–583, doi:10.2151/jmsj1965.73.2B_569.

Driedonks A G M, Tennekes H. 1984. Entrainment effects in the well-mixed atmospheric boundary layer [J]. *Bound.-Layer Meteor.*, 30 (1–4): 75–105, doi:10.1007/BF00121950.

Dupont E. 1991. Étude méthodologique et expérimentale de la couche limite atmosphérique par télédétection laser [D]. Ph. D. dissertation, University of Paris.

Garc J A, Cancillo M L, Cano J L. 2002. A case study of the morning evolution of the convective boundary layer depth [J]. *J. Appl. Meteor.*, 41 (10): 1053–1059, doi:10.1175/1520-0450(2002)041<1053:ACSOTM>2.0.CO;2.

He Q S, Mao J T, Chen J Y, et al. 2006. Observational and modeling studies of urban atmospheric boundary-layer height and its evolution mechanisms [J]. *Atmos. Environ.*, 40 (6): 1064–1077, doi:10.1016/j.atmosenv.2005.11.016.

He Q S, Li C C, Ma J Z, et al. 2013. The properties and formation of cirrus clouds over the Tibetan Plateau based on summertime lidar measurements [J]. *J. Atmos. Sci.*, 70 (3): 901–915, doi:10.1175/JAS-D-12-0171.1.

He Q S, Li C C, Ma J Z, et al. 2014. Lidar-observed enhancement of aerosols in the upper troposphere and lower stratosphere over the Tibetan Plateau induced by the Nabro volcano eruption [J]. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 14 (21): 11687–11696, doi:10.5194/acp-14-11687-2014.

Hennemuth B, Lammert A. 2006. Determination of the atmospheric boundary layer height from radiosonde and lidar backscatter [J]. *Bound.-Layer Meteor.*, 120 (1): 181–200, doi:10.1007/s10546-005-9035-3.

Hindman E E, Upadhyay B P. 2002. Air pollution transport in the Himalayas of Nepal and Tibet during the 1995–1996 dry season [J]. *Atmos. Environ.*, 36 (4): 727–739, doi:10.1016/S1352-2310(01)00495-2.

Holzworth G C. 1964. Estimates of mean maximum mixing depths in the contiguous United States [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 92 (5): 235–242, doi:10.1175/1520-0493(1964)092<0235:EOMMMD>2.3.CO;2.

蒋兴文, 李跃清, 王鑫, 等. 2009. 青藏高原东部及下游地区冬季边界层

- 的观测分析 [J]. 高原气象, 28 (4): 754–762. Jiang Xingwen, Li Yueqing, Wang Xin, et al. 2009. The observational analysis of atmospheric boundary layer structure in east part and downstream of Tibetan Plateau [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 28 (4): 754–762.
- Kuribayashi M, Ohara T, Shimizu A. 2011. Temporal variation and vertical structure of the marine atmospheric mixed layer over the East China Sea from Mie-scattering lidar data [J]. Sola, 7: 189–192, doi:10.2151/sola.2011-048.
- 李茂善, 马耀明, 胡泽勇, 等. 2004. 藏北那曲地区大气边界层特征分析 [J]. 高原气象, 23 (5): 728–733. Li Maoshan, Ma Yaoming, Hu Zeyong, et al. 2004. Study on characteristics of atmospheric boundary layer over Naqu region of northern Tibetan Plateau [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 23 (5): 728–733, doi:10.3321/j.issn:1000-0534.2004.05.025.
- 李英, 胡志莉, 赵红梅. 2012. 青藏高原大气边界层结构特征研究综述 [J]. 高原山地气象研究, 32 (4): 91–96. Li Ying, Hu Zhili, Zhao Hongmei. 2012. Overview on the characteristic of boundary layer structure in Tibetan Plateau [J]. Plateau and Mountain Meteorology Research (in Chinese), 32 (4): 91–96, doi:10.3969/j.issn.1674-2184.2012.04.018.
- 刘红燕, 苗曼倩. 2001. 青藏高原大气边界层特征初步分析 [J]. 南京大学学报: 自然科学版, 37 (3): 348–357. Liu Hongyan, Miao Manqian. 2001. Preliminary Analysis on Characteristics of Boundary Layer in Qinghai-Tibet Plateau [J]. Journal of Nanjing University (Natural Sciences) (in Chinese), 37 (3): 348–357, doi:10.3321/j.issn:0469-5097.2001.03.013.
- Menut L, Flamant C, Pelon J, et al. 1999. Urban boundary-layer height determination from lidar measurements over the Paris area [J]. Appl. Opt., 38 (6): 945–954, doi:10.1364/AO.38.000945.
- 潘云仙, 蒋维楣. 1982. 我国大陆大气的平均最大混合层浓度 [J]. 中国环境科学, 2 (5): 51–57. Pan Yunxian, Jiang Weimei. 1982. The mean max mixing depth of atmosphere in China mainland [J]. China Environmental Science (in Chinese), 2 (5): 51–57.
- Seibert P, Beyrich F, Gryning S E, et al. 2000. Review and intercomparison of operational methods for the determination of the mixing height [J]. Atmos. Environ., 34 (7): 1001–1027, doi:10.1016/S1352-2310(99)00349-0.
- 沈鹰. 1990. 混合层高度的季节变化 [J]. 云南环境科学, (1): 30–33. Shen Ying. 1990. Seasonal variation of mixing layer height [J]. Yunnan Environmental Science (in Chinese), (1): 30–33, doi:10.13623/j.cnki.hkdk.1990.01.009.
- 盛裴轩, 毛节泰, 李建国, 等. 2013. 大气物理学 [M]. 北京: 北京大学出版社. Sheng Peixuan, Mao Jietai, Li Jianguo, et al. 2013. Atmospheric Physics (in Chinese) [M]. Beijing: Peking University Press.
- 宋正山, 朱抱真, 孙国武. 1984. 青藏高原西部地区热力混合层的初步研究 [C]// 青藏高原气象科学实验文集 (二). 科学出版社, 253–261. Song Zhengshan, Zhu Baozhen, Sun Guowu. 1984. Preliminary study of thermal mixing layer in western Qinghai-Tibet Plateau (in Chinese) [C]//Corpus of Scientific Experiment on the Meteorology of Qinghai-Tibet Plateau: Part B. Science Press, 253–261.
- Stull R B. 1976a. The energetics of entrainment across a density interface [J]. J. Atmos. Sci., 33 (7): 1260–1267, doi:10.1175/1520-0469(1976)033<1260:TEOEAD>2.0.CO;2.
- Stull R B. 1976b. Internal gravity waves generated by penetrative convection [J]. J. Atmos. Sci., 33 (7): 1279–1286, doi:10.1175/1520-0469(1976)033<1279:IGWGBP>2.0.CO;2.
- Stull R B. 1988. An Introduction to Boundary Layer Meteorology [M]. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 666 pp.
- Summa D, Di Girolamo P, Stelitano D, et al. 2013. Characterization of the planetary boundary layer height and structure by Raman lidar: Comparison of different approaches [J]. Atmospheric Measurement Techniques, 6 (3): 5195–5216, doi:10.5194/amtd-6-5195-2013.
- 王存贵, 李成才, 贺千山, 等. 2017. 结合激光雷达评估常规探空资料反演青藏高原混合层高度的适用性 [J]. 北京大学学报 (自然科学版), 53 (3): 579–587. Wang Cungui, Li Chencai, He Qianshan, et al. 2017. An assessment with lidar on the applicability of radiosonde data in retrieving the mixing height in Tibetan Plateau [J]. Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Pekinensis (in Chinese), 53 (3): 579–587, doi:10.13209/j.0479-8023.2016.102.
- 吴祖常, 董保群. 1998. 我国陆域大气最大混合层厚度的地理分布与季节变化 [J]. 科技通报, 14 (3): 158–163. Wu Zuchang, Dong Baoqun. 1998. Geographical distribution and seasonal variation of atmospheric maximum mixing depth over Chinese [J]. Bulletin of Science and Technology (in Chinese), 14 (3): 158–163, doi:10.13774/j.cnki.kjtb.1998.03.003.
- Yanai M, Li C F. 1994. Mechanism of heating and the boundary layer over the Tibetan Plateau [J]. Mon. Wea. Rev., 122 (2): 305–323, doi:10.1175/1520-0493(1994)122<0305:MOHATB>2.0.CO;2.
- Yang D W, Li C C, Lau A K H, et al. 2013. Long-term measurement of daytime atmospheric mixing layer height over Hong Kong [J]. J. Geophys. Res., 118 (5): 2422–2433, doi:10.1002/jgrd.50251.
- 杨东伟. 2013. 大气边界层和气溶胶的激光雷达探测研究 [D]. 北京大学. Yang Dongwei. 2013. Remote sensing of atmospheric boundary layer and aerosol by lidar (in Chinese) [D]. Peking University.
- 周明煜. 2000. 青藏高原大气边界层观测分析与动力学研究 [M]. 北京: 气象出版社. Zhou Mingyu. 2000. Observation and kinetic research of atmosphere boundary layer in Qinghai-Tibet Plateau (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press.
- Zilitinkevich S S. 2012. The height of the atmospheric planetary boundary layer: State of the art and new development [M]//Fernando H, Klaić Z, McCulley J. National Security and Human Health Implications of Climate Change. Dordrecht: Springer, 125: 147–161, doi:10.1007/978-94-007-2430-3_13.