

陈学龙, 马耀明, 胡泽勇, 等. 2010. 季风爆发前后青藏高原西部改则地区大气结构的初步分析 [J]. 大气科学, 34 (1): 83-94. Chen Xuelong, Ma Yaoming, Hu Zeyong, et al. 2010. Analysis of atmospheric structure in Gaize region of western Tibetan Plateau during pre-onset and onset of monsoon [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 34 (1): 83-94.

# 季风爆发前后青藏高原西部改则地区大气结构的初步分析

陈学龙<sup>1, 3</sup> 马耀明<sup>1, 2</sup> 胡泽勇<sup>2</sup> 何慧根<sup>2</sup> 罗布<sup>4</sup>

1 中国科学院青藏高原研究所青藏高原环境变化与地表过程实验室, 北京 100085

2 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 兰州 730000

3 中国科学院研究生院, 北京 100049

4 西藏自治区气象局高原大气环境科学研究所, 拉萨 850000

**摘要** 通过 2008 年青藏高原西部改则地区季风前 (FM) 和季风爆发阶段 (MJ) 两个加强观测期的无线电探空资料发现: 青藏高原西部改则地区对流层顶以第二对流层顶为主。冬季多表现为双对流层顶或复对流层顶。到了夏季, 第一对流层顶 (极地对流层顶) 较少见, 基本只有第二对流层顶。季风前第一对流层顶高度为 10752 m, 温度为 219 K, 气压为 245.2 hPa, 第二对流层顶高度 16826 m, 温度为 202 K, 气压 93 hPa。季风爆发阶段, 第一对流层高度为 10695 m, 温度 229 K, 气压 256.7 hPa; 第二对流层顶高度为 17360 m, 温度 198 K, 气压 89.4 hPa。由两个观测期的月平均温度的升温情况可以判断出第二对流层顶温度夏低冬高, 第一对流层顶温度为夏高冬低。从小时的时间尺度上发现, 第二对流层顶的高度变化和对流层顶温度、气压、风速的变化均为反位相变化; 对流层顶升高时, 对流层顶气压、温度、风速、湿度随之降低, 反之也成立。第一对流层顶对地表向上的热量输送及云顶有很好的阻挡作用, 进而对大气加热有显著影响。从靠近地面的月平均风速均匀混合特征, 判断出季风爆发阶段改则地区边界层高度能达到 3500 m 左右。西风急流在高原改则地区有明显季节变化。冬季西风急流最强, 几乎没有东风带出现。季风爆发阶段西风急流逐渐离开改则地区并向高原北部移动, 在该地区表现为减弱。同时东风带逐渐北移到改则地区, 在该地区上空表现为逐渐增强, 并位于西风带之上。

**关键词** 青藏高原 对流层顶 副热带西风带 西风急流 无线电探空

**文章编号** 1006-9895 (2010) 01-0083-12

**中图分类号** P421

**文献标识码** A

## Analysis of Atmospheric Structure in Gaize Region of Western Tibetan Plateau during Pre-onset and Onset of Monsoon

CHEN Xuelong<sup>1, 3</sup>, MA Yaoming<sup>1, 2</sup>, HU Zeyong<sup>2</sup>, HE Huigen<sup>2</sup>, and LUO Bu<sup>4</sup>

1 *Laboratory of Tibetan Environment Changes and Land Surface Processes, Institute of Tibetan Plateau Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100085*

2 *Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000*

3 *Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049*

4 *Tibetan Plateau Atmospheric Environmental Research Institute, Xizang Meteorologic Bureau, Lhasa 850000*

**收稿日期** 2008-10-10, 2009-03-30 收修定稿

**资助项目** 国家自然科学基金资助项目 40825015、40810059006、40705004, 国家重点基础发展规划项目 2005CB422003, 中日气象灾害合作研究中心项目 (JICA 计划项目)

**作者简介** 陈学龙, 男, 1980 年出生, 博士研究生, 主要从事大气边界层观测与卫星遥感应用研究。E-mail: xuelongchen@itpcas.ac.cn

**Abstract** Through analyzing radiosonde observation data during pre-onset and onset period of monsoon, the authors find that the second tropopause (ST) (also called tropical tropopause) is the main tropopause in western Tibetan Plateau. This kind of characteristic can be seen in the two seasons. Double tropopause frequency is high in winter, while the first tropopause (FT) (also called polar tropopause) is rarely seen in summer, in which there is only the second tropopause. Before the monsoon onset, the height of FT is about 10752 m, with its temperature about 219 K, pressure 245.2 hPa; the height of ST is about 16826 m, with its temperature about 202 K, pressure 93 hPa. During the monsoon onset, the height of FT is 10695 m, with its temperature 229 K, pressure 257 hPa; the height of ST is 17360 m, with temperature 198 K, pressure 89.4 hPa. The difference of average temperature between the two periods demonstrate that the temperature of ST is high in winter and low in summer; the FT's temperature is high in summer, low in winter. At hourly scale, the second tropopause height is in opposite phase separately with its temperature, pressure, and wind speed, which means that higher tropopause height is accompanied with lower pressure, temperature, wind speed. The FT's inversion layer inhibits upward heat transporting and cloud height. The FT plays an important role in atmosphere heating. From uniform mixing of wind speed, the authors can conclude that boundary layer height can be as high as 3500 m in May and July. The westerly jet have obvious seasonal change. It is stronger in winter with hardly any easterlies. During the monsoon onset period, the westerly jet becomes weaker due to its moving away from Gaize to the north. While the easterlies becomes stronger due to moving nearer to Gaize, and is on top of the subtropical westerlies.

**Key words** Tibetan Plateau, tropopause, subtropical westerlies, westerly jet, radio sounding

## 1 引言

上对流层和下平流层及其中间的对流层顶区域近年来越来越受到科学家们的重视,逐渐成为了大气科学中一个较为活跃的主题(Birner, 2006; 陈洪滨等, 2006)。该区域对于全球变化很敏感,如何全面、准确地了解对流层顶区域的变化,理解上下层大气耦合机制意义重大(王鑫等, 2007)。

作为地球第三极的青藏高原对我国乃至世界的天气、气候具有重要的影响,中外科学家们已经在高原气象领域取得了许多成果。并且最近的一些结果也证实了高原对于上下层大气交换的重要影响(叶笃正等, 1979; 丛春华等, 2001a; Duan et al., 2005; Tian et al., 2008)。低层的低压环流有利于高原四周低层物质向高原辐合,高空的高压环流在高空形成辐散气流,这样独特的环流形势使得青藏高原成为低层物质向高空及平流层输送的一个通道(丛春华, 2001a)。夏季高原地表对大气的加热引起的剧烈对流运动最后会发展成超级对流云,通过湍流输送、潜热释放等过程影响到对流层甚至是平流层大气(Duan et al., 2005)。高原夏季深厚对流引起的上升运动会引起高原对流层顶高度升高(Tian et al., 2008)。冬季高原地表对于其上大气为冷热汇,其上大气以下沉为主。高原低层为一冷

性高压,高原主体区为下沉的气流所控制(丛春华等, 2001b)。高原冬季的下沉大气又会导致对流层顶高度降低(Tian et al., 2008)。青藏高原处于副热带西风急流附近,夏季又会受到热带东风急流影响。在急流附近容易造成对流层顶折叠现象。在急流轴附近的对流层顶折叠层(多对流层顶)会出现平流层大气的下侵(Reiter et al., 1969),平流层大气的下侵作用会将下平流层的富含臭氧大气或带有核爆炸放射性残骸物输送到上对流层。青藏高原地处对流层顶断裂带,上下层大气的交换十分明显。强烈的对流活动和上下层大气的大尺度垂直交换以及高原大地形所形成的特殊动力、热力效应,使高原地区的平流层和对流层交换(Stratosphere and Troposphere Exchange, 简称 STE)成为全球活跃区,成为全球平流层、对流层间能量、物质交换的重要“窗口”和“质量源”(Ye et al., 1998; Duan et al., 2005)。研究也发现青藏高原对流层低层大气向上对流层和下平流层的输送是全球热带平流层的水汽、高原南部上空气溶胶和污染物的一个重要通道(丛春华等, 2001b; Gettelman et al., 2004; 陈洪滨等, 2006; Zhan et al., 2008)。高原上空对流层上部和平流层下部  $H_2O$  和  $CH_4$  的分布明显受到高原热力作用的影响(毕云等, 2008)。可见,高原对全球 STE 有重要的影响。

目前,对青藏高原地区 STE 过程及定量了解十分薄弱(陈洪滨等,2006)。揭示高原地区上下层大气交换过程和对流层顶特征,可以帮助我们建立更符合青藏高原地区实际中上层大气状况的预报、预测模式,对改进当前天气、气候预报模式有重要影响。因此,该地区对流层和平流层大气研究将对全球 STE 及全球气候变化研究具有重要意义(陈洪滨等,2006)。

为了了解高原上空大气的变化过程就要求我们获得连续可靠的大气廓线。而通常可用于分析对流层、平流层大气特征的资料有:无线电探空资料、卫星无线电掩星反演资料(吕达仁等,2008)、太阳掩星反演资料(SAGE II)、卫星直接观测(AIRS, ATOVS)和再分析资料(NCEP, ERA-40)等。再分析资料或卫星观测资料具有较好的空间覆盖率和时间连续性,常用于高空天气气候的分析。但是垂直分辨率有待改进。再分析资料通常只有固定高度的要素值,垂直分辨率较粗,研究对流层顶时可以采用插值办法将其资料插值到更高的垂直分辨率(Son et al., 2007)。一些人也做了探空观测资料和再分析资料的比较(Birner et al., 2002)。再分析资料计算的纬向平均对流层顶比较可靠,但在 $25^{\circ}\sim 44^{\circ}$ 的纬度范围用热力学递减率方法得到的对流层顶高度与探空资料差异较明显(Reichler et al., 2003; Son et al., 2007)。

无线电探空仪的观测资料跟再分析资料相比其垂直分辨率要高得多,也就使得我们能够更精确地确定对流层顶的高度甚至多对流层顶的高度。由于较好的分辨率,无线电探空资料还被用于分析大气重力波及波传播(Bian et al., 2005, 2008)、对流层顶逆温层(Birner et al., 2002; Bian et al., 2008)、多对流层顶(Randel et al., 2007)、规一化的温度变化谱特征(Wu et al., 2006)等。但是,探空资料的站点数量受到一定限制。

由于高原上探空站点稀少,缺乏高层大气的观测资料,而气象站点常规的探空又缺乏详细的垂直高度上的数据,限制了我们详细研究高原中上层大气的过程。所以到目前为止,高原地区的对流层和平流层大气特征较少有人用无线电探空资料分析过。

2008年“JICA 中日气象灾害合作中心”研究项目(Xu et al., 2008)在青藏高原地区开展了两次

加强观测,在高原西部改则县城设立了一个观测点,进行了探空观测和陆面观测试验。这两个无线电探空加强观测无论在垂直空间分辨率还是在时间分辨率上都较高,这些探测资料的获得对于分析对流层顶高度、温度、气压等的日内变化,对流层顶附近的细微结构以及上对流层和下平流层等具有非常重要的意义。本文拟采用这两次加强期的无线电探空资料去分析青藏高原西部改则地区对流层和平流层大气特征。

## 2 试验简介和数据预处理

改则县隶属西藏阿里地区管辖,位于( $32.17^{\circ}\text{N}$ ,  $84.03^{\circ}\text{E}$ ),海拔高度 4415 m (本文所有高度均指海拔高度)。2008 年在该地区进行的两次无线电探空观测起止日期分别是 2 月 25 日~3 月 19 日(共 24 天,简称 FM 阶段)和 5 月 14 日~6 月 11 日(共 29 天,简称 MJ 阶段)。两个观测期均为每天 4 次探空,探空时间分别在 01 时、07 时、13 时、19 时。FM 阶段以大风、晴天天气为多见,此阶段的探空资料代表季风前的大气状况;MJ 阶段常有雨加雪或霰,天气变化剧烈,晴天较少,MJ 的探空资料代表季风爆发阶段。

探空使用了 Vaisala 公司生产的 DigiCORAIII GPS 无线电探空系统。探空仪型号为 Vaisala RS80,可探测要素有温度、相对湿度、比湿、风速、风向、气压、高度等。接收机为 Vaisala Digi CORA II MW15。探空系统采用差分对比远程 GPS(安装于探空仪上)和本地 GPS(观测点接收到的)信号计算风的矢量数据。探空仪每 2 秒返回一组数据,气球的平均升速约为 5 m/s,相应探测的廓线垂直分辨率约为 10 m 左右。分析探空数据前对所有数据进行了前期预处理。由于气球升速的不同,造成各次探空数据的垂直高度不对应,为此采用了三次样条插值法将所有探空数据插值到 20 m 等间距的相同高度,然后再计算对流层顶高度、月平均垂直廓线等。

## 3 高原西部地区对流层顶特征分析

对流层顶指介于对流层大气和平流层之间动力、热力特征、臭氧、二氧化硫等大气成分的含量迅速变化的一层大气。对流层顶把以动力过程缓慢、层结稳定的平流层与具有显著对流活动控制的

对流层分隔开来(陈洪滨等, 2006; 王旻燕等, 2007)。对流层顶首先由德国人 Assman 和法国人 Telsserenc 于 1902 年发现, 1929 年 Ramanadham 研究了对流层顶的区域变化, 并发现对流层顶高度在赤道地区最高、极地最低(Khalili, 1975)。对流层顶的高度随纬度和季节变化而变化, 低纬约为 17~18 km, 中纬 11~12 km, 高纬 8~9 km(李鹏, 2007), 赤道地区的对流层顶高度从冬季到夏季逐渐减小, 温带对流层顶从冬季到夏季高度逐渐增加(Sastry et al., 1966)。Defant 等(1957)提出了三种对流层顶: 极地对流层顶, 中纬度对流层顶和热带对流层顶。极地对流层顶又叫第一对流层顶, 热带对流层顶又叫第二对流层顶(张广兴等, 2005)。将第一对流层顶和第二对流层顶同时出现称为双对流层顶, 或复合对流层顶。后来发现了另一个对流层顶, 又被称作副热带对流层顶(Sastry et al., 1966)。随着观测手段的提高和资料的累计, 使我们更多地了解到对流层顶的变化。Seidel et al. (2006) 通过分析全球探空资料发现赤道和极地地区的平均对流层顶高度分别为 16.6 km 和 9 km。

Palmén et al. (1948) 指出赤道地区对流层顶高度向极地对流层顶高度变化的过程中在副热带西风急流所处纬度上出现了对流层顶断裂区。后来证实副热带纬度地区存在稳定的对流层顶断裂区(丛春华, 2001a), 并且在此区域有平流层向对流层的输送。一般, 在热带很少能观测到双对流层顶或多对流层顶。为了证实热带和温带对流层顶的不连续性, 一些统计分析结果发现该地区对流层顶的高度和温度、气压、风速等均表现为双峰形式, 即著名的“双峰结构”(bi-cuspidal structure), 认为这种双峰形式的频率分布是由于受到了两种不同的对流层顶的影响(Khalili, 1975)。在副热带急流附近的热力对流层顶断裂区, 观测发现是由于热带对流层顶扩展到副热带对流层顶上而形成双对流层顶(Randel et al., 2007)。Birner (2006) 注意到在 28°N~40°N, 14~16 km 高度第二对流层顶经常出现。Sastry et al. (1966) 分析了印度对流层顶高度和对流层顶温度随季节和纬度的变化, 并从对流层顶高度的频率分布出现的两个高频值 10.5 km 和 16.5 km, 判断出这两个高度值分别对应了温带和热带对流层顶高度, 由此指出印度对流层顶有两种类型: 赤道热带对流层顶和温带对流层顶。Khalili

(1975) 分析了德黑兰的对流层顶高度及对流层顶的温度、气压和风速频率分布, 认为德黑兰“双峰结构”也是受到了两种不同类型的对流层顶的影响。

中纬度地区上空的对流层顶的折叠 [tropopause folds (Stohl et al., 2003), 也叫多对流层顶, 在空间上的延伸区称之为对流层顶断裂带或对流层顶断裂区] 是造成对流层平流层之间物质交换的重要过程。下平流层臭氧在出现双对流层顶时的含量比单对流层顶要低得多, 而对流层顶折叠经常在高空急流或高空锋等天气背景下出现(Reed, 1955; 李鹏, 2007)。Reiter et al. (1969) 指出副热带急流区有上对流层与下平流层质量交换发生。

关于青藏高原对流层顶的研究已经做了很多工作(陈学龙等, 2007; 马伟强等, 2005; 王鑫等, 2007; 王卫国等, 2008)。已有的研究认为, 冬季青藏高原位于强西风急流的纬度带上(Ye et al., 1998), 副热带西风急流位于青藏高原的南缘; 夏季又处于西风带和东风带的交汇处(Ye et al., 1998), 高原北侧为副热带西风急流, 而南侧有一支东风急流(陈洪滨等, 2006)。高原地区的东、西风急流附近应该常能观测到对流层顶的折叠, 并且这种对流层顶的折叠对上下层大气交换必会有重要影响。

从改则地区两个阶段的观测资料可以看出, 多对流层顶在该地区比较常见。冬季, 改则地区正处于西风急流所在的纬度(见第 5 节), 此阶段常能观测到多对流层顶; 夏季, 随着东西风急流的移动, 相应的对流层顶也会有一定的变化。我们分别挑选了两个阶段的一次探空观测, 2008 年 2 月 25 日 01 时和 5 月 29 日 07 时探空资料(如图 1)。分析两个阶段的探空资料也可以看出, 改则地区的对流层顶也主要有两种类型: 第一对流层顶和第二对流层顶。Sastry et al. (1966) 指出, 高度超过 14 km 的对流层顶为热带对流层顶, 低于此高度的为温带型对流层顶。为此, 我们把 14.015 km (接近于 150 hPa 高度) 作为第一和第二对流层顶高度区分的界限。

根据第一和第二对流层顶定义, 分析了两个阶段的探空资料, 可以看出第二对流层顶在所有探空曲线上(除去探空高度较低无法计算第二对流层顶高度的资料)基本上都能观测到, 故第一对流层顶

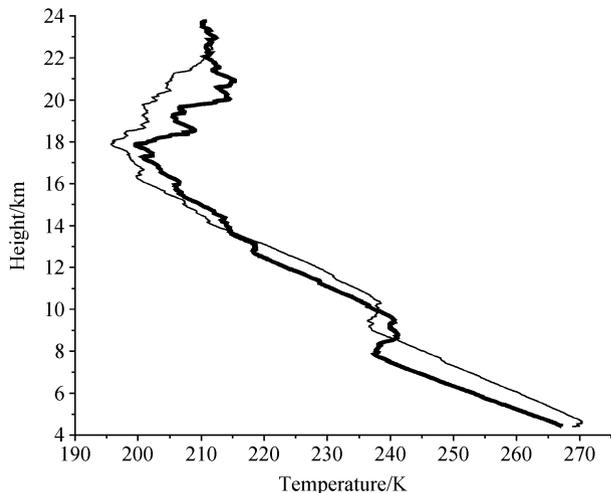


图 1 2月25日01时温度探空资料(粗线)和5月29日07时温度探空资料(细线)

Fig. 1 Temperature profiles at 0100 LST 25 Feb (thick line) and 0700 LST 29 May (thin line)

出现的频率即可认为是双对流层顶的出现频率。改则地区对流层顶主要以第二对流层顶为主,高度和赤道地区的流层顶高度相当。而北京、沈阳和新疆地区(张广兴等,2005;蔡福等,2006;Bian et al.,2008)以第一对流层顶为主,由于这三个地区的纬度更高,第二对流层顶较难抵达这些地区,故以第一对流层顶为主,而改则地区比较靠近赤道因此长期受到第二对流层顶的影响,仅在冬季由于极地对流层顶的南移,第一对流层顶才在在改则地区表现出来。改则地区季风来临前既有第一对流层顶也有第二对流层顶,表现为复合对流层顶,到了夏季极地对流层顶北撤(邹进上等,1989),改则上空只有热带对流层顶,第一对流层顶较少见。

图2分别给出了FM第一对流层顶和第二对流层顶的高度、温度和气压变化(图2a、b),由于MJ阶段第一对流层顶较少,只画了第二对流层顶(图2c)。

FM阶段有效探空次数为96次,能探测到第一对流层顶的探空曲线数量为67次,相应的第一对流层顶出现的概率是71.9%,故双对流层顶较为常见。第一对流层顶平均高度10752 m,最大、最小高度为13935 m、7895 m,其高度变化范围6040 m,第一对流层顶平均气压245.2 hPa,平均温度219 K,平均风速29.8 m/s。第二对流层平均高度16826 m,最大、最小高度为19215 m、14075 m,其高度变化

范围5140 m,平均气压93 hPa,平均温度202 K,平均风速27.3 m/s。

MJ阶段有效探空次数为116,第一对流层顶仅观测到8次,出现的概率仅5.79%,双对流层顶较为少见。第一对流层平均高度10695 m,最大和最小高度为12015 m和9155 m,其高度变化范围2860 m,平均气压256.7 hPa,平均温度228.9 K,平均风速17.9 m/s。第二对流层顶平均高度17360 m,最大、最小高度为19155 m、15775 m,其高度变化范围3380 m,平均气压89.4 hPa,平均温度197.9 K,平均风速6.9 m/s。

可以看出,FM的第二对流层顶温度比MJ要高4 K左右,而第一对流层顶温度要低10 K左右。第二对流层顶温度变化与王旻燕等(2007)指出的45°N南部的对流层顶温度夏低冬高相一致,但第一对流层顶却相反,为夏高冬低。

MJ跟FM相比第一对流层顶高度要低些,而第二对流层顶高要高些,这与沈阳地区的第一对流层顶高度冬季低、夏季高,第二对流层顶高度冬季高、夏季低的季节变化是相反的(蔡福等,2006)。

FM阶段每6小时间隔的平均第一对流层顶变化为542 m,第二对流层顶变化为911 m,MJ阶段每6小时间隔的平均第二对流层顶变化为682 m。FM对流层顶高度变化范围5~6 km左右,而MJ对流层顶高度变化接近3 km左右,MJ阶段的对流层顶高度变化比FM阶段对流层顶变化要小些。说明季风来临前对流层顶高度变化较大,而季风来临后变化相对要小些。且第二对流层高度变化比第一对流层顶高度变化要大。邹进上等(1989)指出极地对流层顶的日际变幅平均为2~3 km,约为本文每6小时高度变化的4倍。高原西部地区第一对流层顶高度的变化可达6000 m,这与Seidel et al.(2006)指出中纬度地区的第一对流层顶高度大约有2~6 km的变化且为全球最大较一致。

无论是FM还是MJ阶段间隔6小时观测一次的第二对流层顶的高度的变化均与对流层顶温度、气压、风速的变化成反位相变化,以往发现月平均的对流层顶高度变化和温度、气压、风速成反位相(Khalili,1975;邹进上等,1989)。说明不仅在月平均尺度上而且在小时时间尺度上成反位相变化。统计两者的相关系数可以得到,FM阶段第一对流层顶高度变化和该对流层顶的气压、温度、风速、

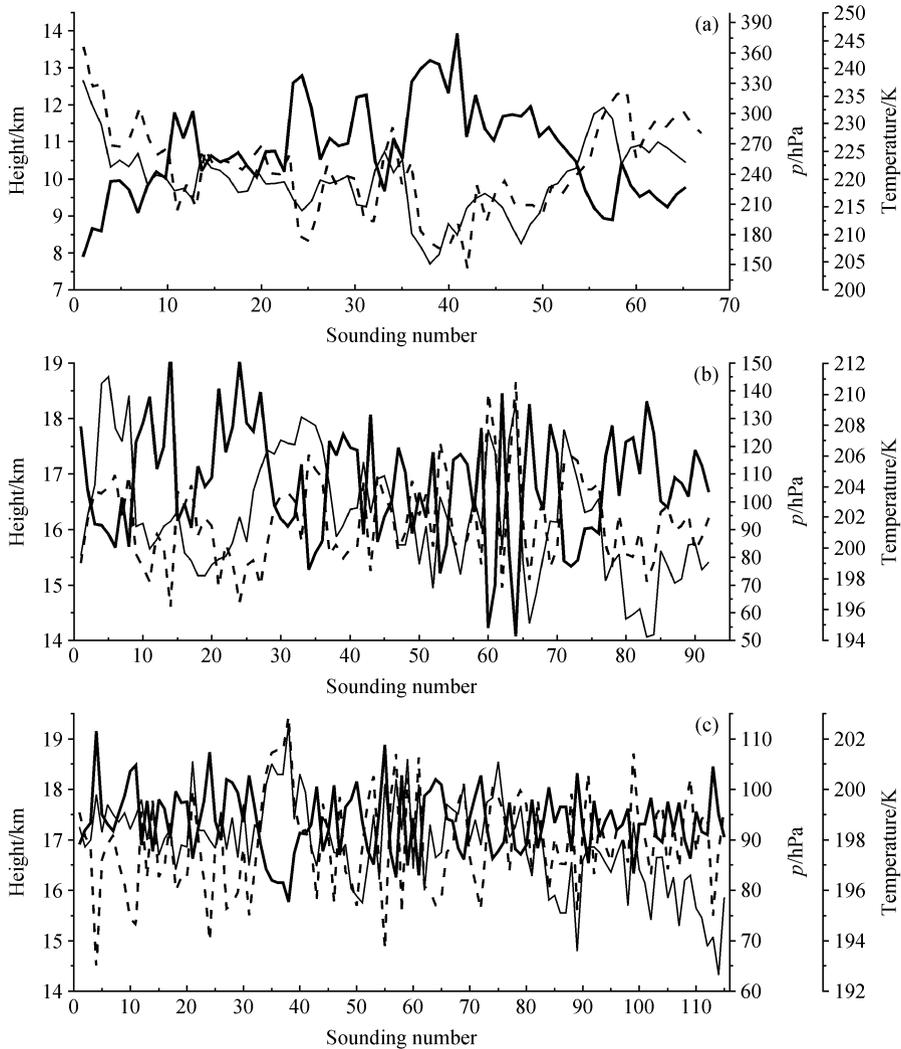


图 2 (a) FM 第一对流层顶高度与其温度和气压变化; (b) FM 第二对流层顶高度与其温度和气压变化; (c) MJ 第二对流层顶高度与其温度和气压变化。粗线: 对流层顶高度; 虚线: 气压; 细线: 温度; 横坐标为探空次数

Fig. 2 (a) Variation of the first tropopause height with its temperature and pressure during FM (Feb and Mar observation period); (b) variation of the second tropopause height with its temperature and pressure during FM; (c) variation of the second tropopause height with its temperature and pressure during MJ (May and Jun observation period). Thick line is tropopause height, dashed line is pressure, thin line is temperature

比湿变化的相关系数分别为  $-0.99$ 、 $-0.75$ 、 $0.62$ 、 $-0.5$ ; 第二对流层顶高度变化与气压、温度、风速变化的相关系数分别为  $-0.99$ 、 $-0.68$ 、 $-0.71$ 。MJ 阶段第二对流层顶高度的变化和对流层顶气压、温度、风速变化的相关系数分别为  $-0.99$ 、 $-0.52$ 、 $-0.47$ 。由于第二对流层顶附近探空仪观测湿度存在一定问题, 故第二对流层顶不再做湿度相关系数的分析, 相关系数均通过  $0.05$  的显著性水平检验。以上相关系数说明, 第二对流层顶升高, 对流层顶气压、温度、风速、湿度随之

降低, 反之也成立。季风前第一对流层顶高度变化与风速成正比, 区别于第二对流层顶。

#### 4 季风前到季风爆发阶段的大气升温和平均风速

从图 3a 可以看出, 从 FM 到 MJ 13175 m 以下温度差为正, 该层大气升温, 13175 m 之上温度差为负, 大气降温。从地面往上大气升温厚度达 8760 m, 以上大气不再受到高原加热作用的影响, 也即高原地表加热大气引起的对流热量输送能影响到离地

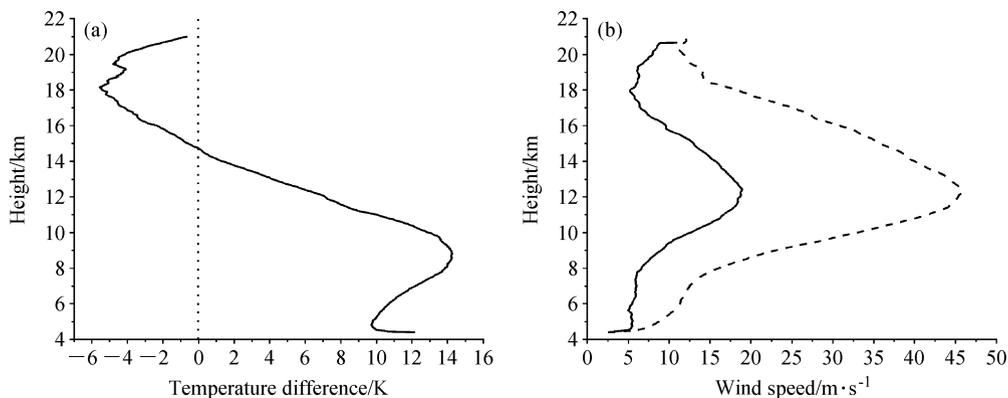


图 3 (a) FM 到 MJ 的升温廓线; (b) FM (虚线) 和 MJ (实线) 的平均风速廓线

Fig. 3 (a) Difference of average temperature between FM and MJ; (b) average wind speed profiles during FM (dashed line) and MJ (solid line)

8760 m 的大气。最大升温在高度 8815 m, 离地 4400 m, 升温达 16.6 K。降温最大幅度在高度 17775 m, 离地 13360 m, 降温幅度达 17 K。根据前面计算的对流层顶高度, 可以看出从 FM 到 MJ 第一对流层顶温度是在升高, 而第二对流层顶温度是降低的, 这与蔡福等 (2006) 分析沈阳地区的第一对流层顶温度在 3 月最低、8 月最高, 第二对流层顶温度冬季高、夏季低相一致。

整层升温大气处于第二对流层顶之下。升温的最大幅度并不在地面附近, 而是在 8000~10000 m, 刚好在第一对流层下面, 并且在混合层大气之上。Taniguchi et al. (2007) 认为在混合层之上显著而迅速升温的大气并不是由地面加热大气引起的干热对流造成的, 对流云的凝结潜热释放起了很多作用。故认为 8000~10000 m 之所以升温最大是因为第一对流层顶上部的逆温对地表向上的热量输送及云顶有很好的阻挡作用, 使得云的潜热释放及向上热量输送堆积在第一对流层顶下部, 造成其下部大气升温最大, 因此认为第一对流层顶对大气加热有显著影响。

图 3b 为两个阶段的月平均风速垂直廓线, FM 阶段的整层大气风速比 MJ 大得多, 两个阶段的最大风速均在 12400 m 左右, FM 最大风速 45.9 m/s, MJ 最大风速 18.9 m/s。对比图 4c 的风向变化, 看出 FM 阶段整个对流层风向以西风为主, 也即该阶段对流层受西风带控制, 最大西风风速高度 12400 m 即为冬季西风急流轴高度。况雪源等 (2006) 根据热成风的原理分析了纬向风随高度的变化与气温的

水平经向梯度, 认为 200 hPa 以下的对流层南北温差为正 (南暖北冷), 西风随高度逐渐增大, 200 hPa 以上为平流层南北温差为负 (南冷北暖), 西风随高度逐渐减小, 因而西风在 200 hPa 高度上达到极大值, 这就解释了东亚副热带西风急流一年中都位于 200 hPa (12400 m 左右) 高度上。

MJ 的 8000 m 以下风速出现较好的混合, 维持在 5 m/s 左右, 该风速均匀混合层应为 MJ 阶段的边界层的混合层, 由此认为 MJ 的边界层高度能到地面以上 3500 m 左右。

## 5 高原西部改则地区东、西风带和西风急流的探空观测

西风急流在高原地区的位置有季节变化 (Ye et al., 1998), 下面主要就东、西风带及东、西风急流在改则地区两个季节的不同表现加以分析。

从图 4c 可以看出, FM 阶段无论是对流层还是观测到的平流层大气都以西风为主, 整层大气被西风带所统治, 西北风向次之, 并有少量的西南风, 10~14 km 为整层大气的最大风速区域 (图 4d), 此范围大气为西风带在高原西部的最显著高度, 也可以当作西风急流的高度变化范围。

图 4d 显示 MJ 阶段对流层西风风向减少而西南风向增加, 西南风向开始占主导, 说明该地区此阶段开始受到从高原西南部爬坡而上的暖湿气流的影响。MJ 跟 FM 相比风速显著减小 (图 4b), 且极大风速区明显变薄, 西风带占据高度逐渐降低, 慢慢被上层东风带占据 (图 4d), 并且到最后西风带高

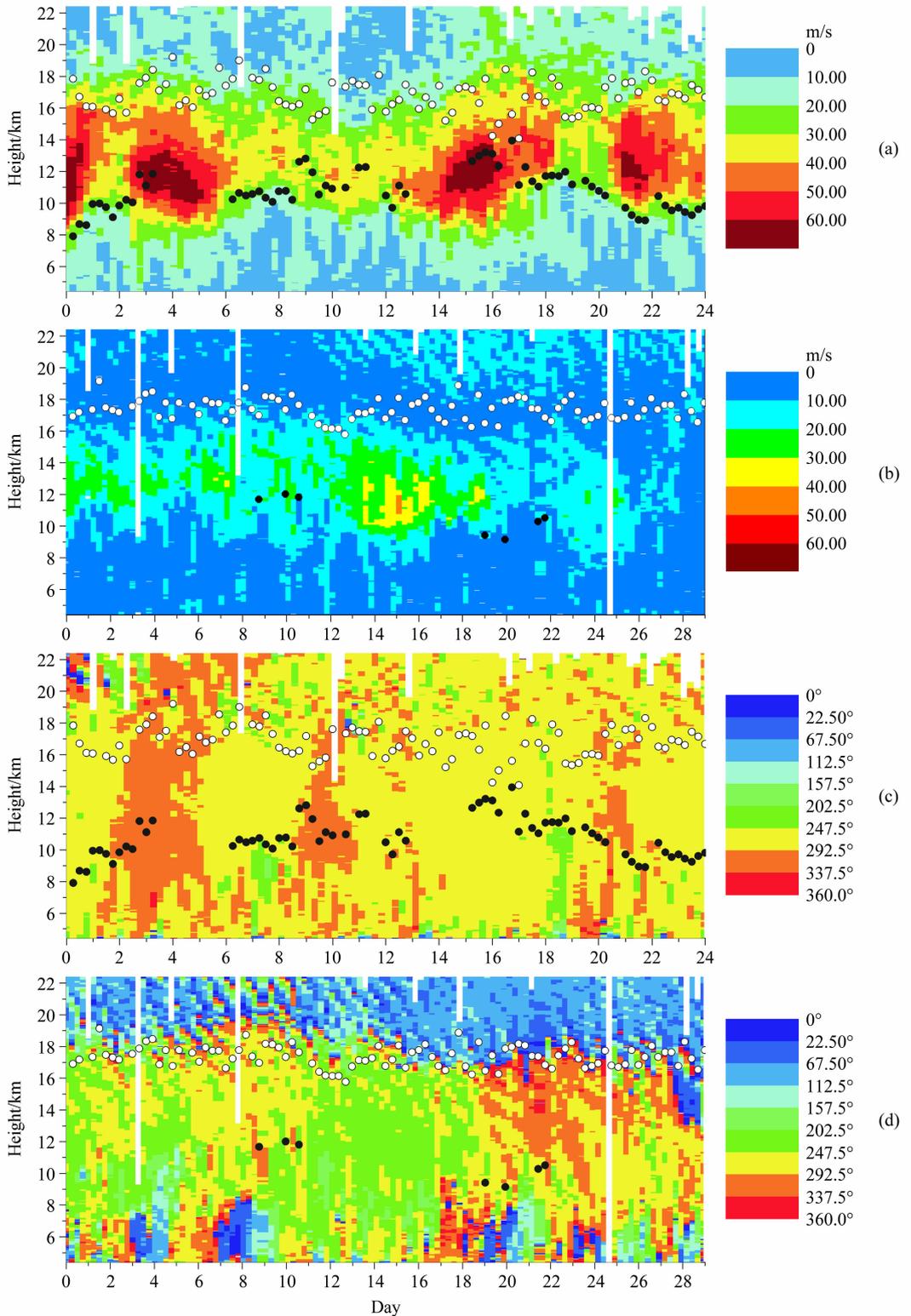


图 4 (a, c) FM 和 (b, d) MJ 阶段的风速 (a, b) 及风向 (c, d)。空白处为缺失数据; 黑圆圈为第一对流层顶高度, 空心圆为第二对流层顶高度

Fig. 4 (a, b) Wind speed and (c, d) wind direction during (a, c) FM and (b, d) MJ. White space shows missing data, black circles are the height of first tropopause, and white circles are the height of second tropopause

度降到了 14000 m 以下。这点与叶笃正等 (1979) 研究指出青藏高原南部的高空风向在春夏有个西风转东风的季节变化相一致。Birner (2006) 也指出副热带地区的下平流层大气在夏季风向由西风变为东风的现象。陈学龙等 (2007) 和马伟强等 (2005) 也观测到夏季珠峰地区和藏北高原在 16 km 以上的平流层风向为偏东风, 16 km 以下的对流层以偏西风为主。Hoinka (1998) 也指出夏季东亚地区 200 hPa 以上没有西风带。

从气候学长期分析来看, 赤道地区的下平流层比起极地地区下平流层要冷得多, 由于这种经向的温度梯度最终引起了平流层东风带的出现。从春季到夏季太阳直射点向北移动, 下平流层温度随太阳直射点的季节变化而显著变化 (Sastry et al., 1966)。由于平流层辐射强迫的季节性变化, 在夏半球产生了纬向东风气流, 是高原西部改则地区在

16 km 以上是偏东风的原因之一。

由于两个阶段主要风向为西风或偏西风 (图 4c、d), 因此, 整层大气的最大风速即为西风急流的风速。为此, 我们计算了每条探空曲线的最大风速及其对应高度和风向 (具体见图 5)。在计算最大风速时舍弃了高度较小的观测资料。FM 阶段统计的最大风速都在 30 m/s 以上 (图 5a), 且风向为偏西风 (图 5b), 因此认为采用最大风速方法可以判断出西风急流。由最大风速的高度统计得出, FM 西风急流的平均高度为 12277 m, 平均风速 51.3 m/s。FM 风速变化剧烈, 观测到的西风急流的最大风速 79.7 m/s, 这与况雪源等 (2006) 给出的西风中心最大风速 78 m/s 较一致, 说明此阶段的西风急流轴可以到达改则上空。

MJ 阶段西风急流的平均高度为 12560 m, 平均风速 25.7 m/s, 最大风速为 43 m/s (只计算了风

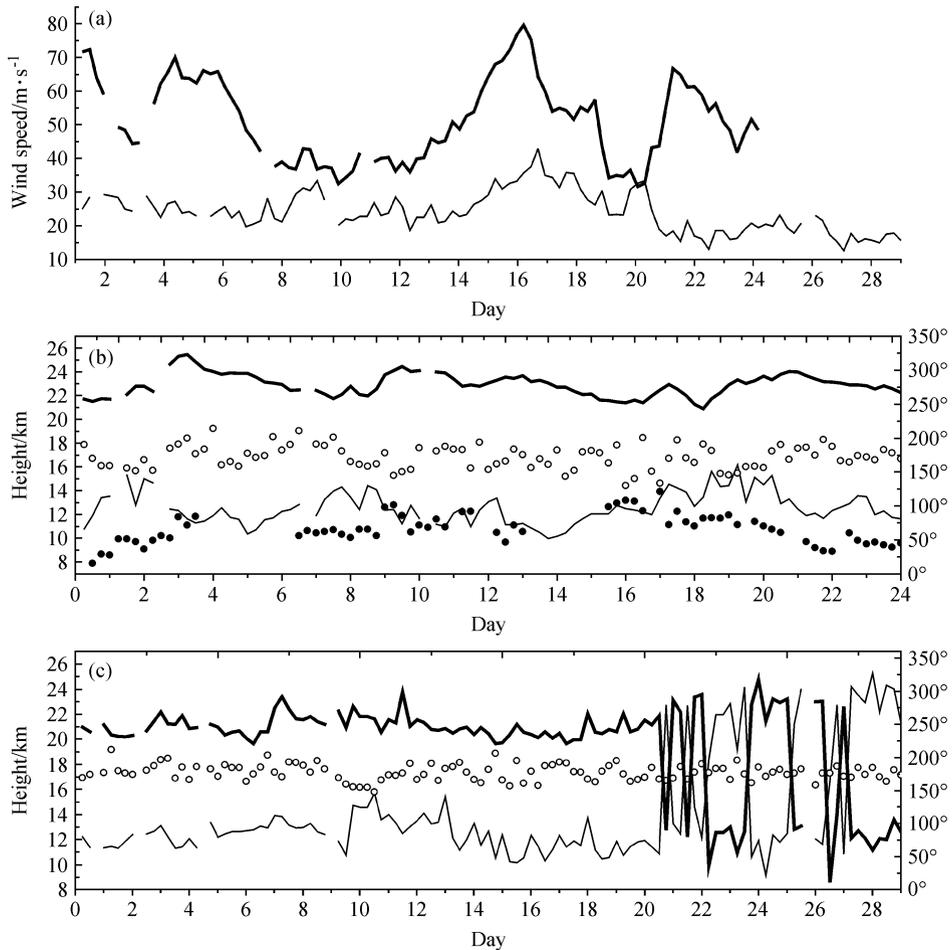


图 5 (a) FM (粗线) 和 MJ (细线) 最大风速变化; (b) FM 和 (c) MJ 最大风速对应高度 (细线) 和最大风速对应风向 (粗线)。其余同图 4  
 Fig. 5 (a) The max wind speed during FM (thick line) and MJ (thin line), height (thin line) and wind direction (thick line) corresponding to the max wind speed during (b) FM and (c) MJ. Black and white circles are the height of first and second tropopause, respectively

向为西风的值)。MJ 阶段的西风急流平均风速和最大风速几乎为 FM 的一半。MJ 的西风急流明显减弱,且风速变化相对比较稳定,说明 MJ 阶段西风急流向北移动而在改则地区表现为减弱。从图 5c 看出 MJ 阶段从 6 月 2 日 13 时开始最大风速高度从 12000 m 增加到 22000 m,高度明显增加,而且风向有偏西风转换成偏东风,之后最大风速的风向开始出现东、西风向的不断转换,并且高度也相应振动。当风向为东风时,其对应的高度都在 20000 m 以上,风向为西风时,对应的高度又恢复到 12000 m 左右。由 MJ 最大风速的风向和高度的振动变化,可以得出 MJ 阶段东风带的风速陆续超过对流层的西风带风速,证明 MJ 阶段西风带逐渐向北移出改则地区,在改则上空表现为减弱,而东风带开始北移到改则上空,在该地区表现为逐渐加强,并位于西风带之上。从 FM 和 MJ 的风速(图 4a、b)可以看出,季风爆发阶段东、西风带的风速比季风前西风带的风速要弱得多。

## 6 结论与讨论

通过对改则地区季风前(FM)和季风爆发阶段(MJ)两个季节近两个月的探空资料分析研究,可以得到如下一些结论:

(1) 季风前双对流层顶出现的概率是 71.9%,较为常见。季风爆发期双对流层顶出现的概率仅为 5.79%,较为少见。说明高原西部改则地区冬季双对流层顶较常见,而夏季出现频率很低。

(2) 季风来临前对流层顶高度变化较大,而季风来临后变化相对要小些,且第二对流层高度变化比第一对流层顶高度变化要大。从 FM 到 MJ 第一对流层顶温度升高,而第二对流层顶温度降低。由此认为第一对流层顶夏高冬低,而第二对流层顶温度夏低冬高。两个阶段第二对流层顶高度变化和对流层顶温度、气压、风速均成反位相变化,说明不仅在月平均尺度上而且在小时时间尺度上第二对流层顶高度变化和温度、风速成反位相,相关系数均为负值。第二对流层顶温度升高,风速增加,相应对流层顶高度会降低。

(3) 季风前对流层和下平流层大气受西风带控制,几乎没有东风出现,10000~14000 m 为西风带最显著高度。季风爆发阶段西风急流逐渐离开改则地区并向高原北部移动,西风风速显著减小,西风

带慢慢被上层逐渐增强的东风带替代,西风带占据高度降低,到 6 月中旬以后西风带高度逐渐降到 14000 m 以下。

(4) 高原西部改则地区地表加热大气引起的对流热量输送能影响到离地 8760 m 的大气。受到第一对流层顶的逆温阻挡作用 FM 到 MJ 8000~10000 m 的大气升温最大。

由于本文只有两个多月的观测资料,时间较短,认识还不充分,还需要更多观测资料来加以研究。随着观测手段的不断更新和加强,各种观测资料的不断积累,必将使我们更加清楚地认识到高原地区的对流层、平流层的大气特征和上下层大气交换的物理过程。

对观测资料的分析也使我们意识到过去对于对流层顶附近大气认识的不足性,如 Birner (2006) 就用探空观测资料证实了美国标准大气在对流层顶附近与实际大气状况的差异。对对流层顶的性质和影响对流层顶的各种大气过程的深入了解必将促使我们改进当前天气预报模式中的对流层顶区域及上下层大气相互交换过程。

**致谢** 感谢中日科学家在 JICA (Japan International Co-operation Agency) 中日气象灾害合作研究项目青藏高原观测试验中付出的辛勤工作,感谢中国气象科学研究院、西藏自治区气象局、改则县气象局在野外观测试验中给予的大量帮助。感谢中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室“JICA 中日气象灾害合作研究中心”项目数据集提供的数据。

## 参考文献 (References)

- 毕云,陈月娟,周任君,等. 2008. 青藏高原上空 H<sub>2</sub>O 和 CH<sub>4</sub> 的分布和变化趋势分析 [J]. 高原气象, 27 (2): 249-258. Bi Yun, Chen Yuejuan, Zhou Renjun, et al. 2008. Study on H<sub>2</sub>O and CH<sub>4</sub> distributions and variations over Qinghai-Xizang Plateau using HALOE data [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 27 (2): 249-258.
- Bian J C, Chen H B, Lu D R. 2005. Statistics of gravity waves in the lower stratosphere over Beijing based on high vertical resolution radiosonde [J]. Science in China (Series D), 48 (9): 1548-1558.
- Bian J C, Chen H B. 2008. Statistics of the tropopause inversion layer over Beijing [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 25 (3): 381-386.
- Birner T, Dörnbrack A, Schumann U. 2002. How sharp is the tropopause at midlatitudes? [J]. Geophys. Res. Lett., 29 (14), 1700, doi: 10.1029/2002GL015142.
- Birner T. 2006. Fine-scale structure of the extratropical tropopause

- region [J]. *J. Geophys. Res.*, 111, D04104, doi: 10.1029/2005JD006301.
- 蔡福, 李辑, 明惠青, 等. 2006. 沈阳地区对流层顶气候特征分析 [J]. *气象与环境学报*, 22 (1): 11–16. Cai Fu, Li Ji, Ming Huiqing, et al. 2006. Climatic characteristics of tropopause over Shenyang [J]. *Journal of Meteorology and Environment (in Chinese)*, 22 (1): 11–16.
- 陈洪滨, 卞建春, 吕达仁. 2006. 上对流层-下平流层交换过程研究的进展与展望 [J]. *大气科学*, 30 (5): 813–820. Chen Hongbin, Bian Jianchun, Lü Daren. 2006. Advances and prospects in the study of stratosphere-troposphere exchange [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 30 (5): 813–820.
- 陈学龙, 马耀明, 孙方林, 等. 2007. 珠峰地区雨季对流层大气的特征分析 [J]. *高原气象*, 26 (6): 1280–1286. Chen Xuelong, Ma Yaoming, Sun Fanglin, et al. 2007. The rainy season character of troposphere at Mt. Qomolangma region [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 26 (6): 1280–1286.
- 丛春华. 2001a. 青藏高原及其部近地区上空平流层和对流层之间质量交换的分析研究 [D]. 中国气象科学研究院硕士学位论文. Cong Chunhua. 2001. The exchange of mass between stratosphere and troposphere around the Tibetan Plateau [D]. M. S. thesis (in Chinese), Chinese Academy of Meteorological Sciences.
- 丛春华, 李维亮, 周秀骥. 2001b. 青藏高原及其邻近地区上空平流层-对流层之间大气的质量交换 [J]. *科学通报*, 46 (22): 1914–1918. Cong Chunhua, Li Weiliang, Zhou Xiujie. 2001. Atmospheric mass exchange between stratosphere and troposphere over the Qinghai-Tibet Plateau and its surrounding [J]. *Chinese Science Bulletin (in Chinese)*, 46 (22): 1914–1918.
- Defant F, Taba H. 1957. The threefold structure of the atmosphere and the characteristics of the tropopause [J]. *Tellus*, 9: 259–274.
- Duan A M, Wu G X. 2005. Role of the Tibetan Plateau thermal forcing in the summer climate patterns over subtropical Asia [J]. *Climate Dyn.*, 24 (7): 793–807.
- Gettelman A, Kinnison D E, Dunkerton T J, et al. 2004. Impact of monsoon circulations on the upper troposphere and lower stratosphere [J]. *J. Geophys. Res.*, 109, D22101, doi: 10.1029/2004JD004878.
- Hoinka K P. 1998. Statistics of the global tropopause pressure [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 126 (12): 3303–3325.
- Khalili A. 1975. Some characteristics of the tropopause over Tehran [J]. *Pure and Applied Geophysics*, 113 (1): 365–374.
- 况雪源, 张耀存. 2006. 东亚副热带西风急流季节变化特征及其热力影响机制探讨 [J]. *气象学报*, 64 (5): 564–575. Kuang Xueyuan, Zhang Yaocun. 2006. The seasonal variation of the East Asian subtropical westerly jet and its thermal mechanism [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 64 (5): 564–575.
- 李鹏. 2007. 青藏高原大气臭氧与对流层顶的关系 [D]. 中国科学院大气物理研究所硕士学位论文. Li Peng. 2007. The relationship between tropopause and ozone in Tibetan Plateau [D]. M. S. thesis (in Chinese), Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences.
- 吕达仁, 陈泽宇, 卞建春, 等. 2008. 平流层-对流层相互作用的多尺度过程特征及其与天气气候关系——研究进展 [J]. *大气科学*, 32 (4): 782–793. Lü Daren, Chen Zeyu, Bian Jianchun, et al. 2008. Advances in researches on the characteristics of multi-scale processes of interactions between the stratosphere and the troposphere and its relations with weather and climate [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 32 (4): 782–793.
- 马伟强, 戴有学, 马耀明, 等. 2005. 利用无线电探空资料分析藏北高原地区边界层及其空间结构特征 [J]. *干旱区资源与环境*, 19 (3): 40–46. Ma Weiqiang, Dai Youxue, Ma Yaoming, et al. 2005. Analysis on the boundary layer and spatial profile of Northern Tibetan Plateau area by radiosonde data [J]. *Journal of Arid Land Resources and Environment (in Chinese)*, 19 (3): 40–46.
- Palmén E, Nagler K M. 1948. A analysis of the wind and temperature distribution in the free atmosphere over North America in a case of approximately westerly flow [J]. *Journal of Atmospheric Sciences*, 5 (2): 58–64.
- Randel W J, Seidel D J, Pan L L. 2007. Observational characteristics of double tropopauses [J]. *J. Geophys. Res.*, 112, D07309, doi: 10.1029/2006JD007904.
- Reed R J. 1955. A study of a characteristic type of upper-level frontogenesis [J]. *J. Atmos. Sci.*, 12 (3): 226–237.
- Reichler T, Dameris M, Sausen R. 2003. Determining the tropopause height from gridded data [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 30 (20), 2042, doi: 10.1029/2003GL018240.
- Reiter E R, Glasser M E, Mahlman J D. 1969. The role of the tropopause in stratospheric-tropospheric exchange processes [J]. *Pure and Applied Geophysics*, 75 (1): 185–218.
- Sastry P S N, Narasimham A L. 1966. Some characteristics of tropopause over India [J]. *Indian J. Meteor. Geophys.*, 17 (4): 567–572.
- Seidel D J, Randel W J. 2006. Variability and trends in the global tropopause estimated from radiosonde data [J]. *J. Geophys. Res.*, 111, D21101, doi: 10.1029/2006JD007363.
- Son S W, Lee S, Feldstein S B. 2007. Intraseasonal variability of the zonal-mean extratropical tropopause height [J]. *J. Atmos. Sci.*, 64 (2): 608–620.
- Stohl A, Bonasoni P, Cristofanelli P, et al. 2003. Stratosphere-troposphere exchange: A review, and what we have learned from STACCATO [J]. *J. Geophys. Res.*, 108 (D12): 8516, doi: 10.1029/2002JD002490.
- Taniguchi K, Koike T. 2007. Increasing atmospheric temperature in the upper troposphere and cumulus convection over the eastern part of the Tibetan Plateau in the pre-monsoon season of 2004 [J]. *J. Meteor. Soci. Japan*, 85A: 271–294.
- Tian W, Chipperfield M, Huang Q. 2008. Effects of the Tibetan Plateau on total column ozone distribution [J]. *Tellus B*, 60 (4): 622–635.

- 王旻燕, 吕达仁. 2007. 东亚强对流云的季节变化及其与对流层顶关系初探 [J]. 大气科学, 31 (5): 937-949. Wang Minyan, Lü Daren. 2007. Preliminary analysis on seasonal variation of deep convective clouds and its association with the tropopause in East Asia [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 31 (5): 937-949.
- 王卫国, 刘晓璐, 王颖樾, 等. 2008. 大气对流层顶热量收支变化的时空结构研究 [J]. 云南大学学报 (自然科学版), 30 (2): 155-165. Wang Weiguo, Liu Xiaolu, Wang Haoyue, et al. 2008. The variation character of global atmospheric heat budget at tropopause [J]. Journal of Yunnan University (Natural Sciences Edition) (in Chinese), 30 (2): 155-165.
- 王鑫, 吕达仁. 2007. 利用 GPS 掩星数据分析青藏高原对流层顶结构变化 [J]. 自然科学进展, 17: 913-919. Wang Xin, Lü Daren. 2007. Using GPS occultation data for analyzing tropopause structure variation in Tibetan Plateau [J]. Progress in Natural Science (in Chinese), 17: 913-919.
- Wu Y, Xu J, Yuan W, et al. 2006. Spectral analysis of 10-m resolution temperature profiles from balloon soundings over Beijing [J]. Annales Geophysicae, 24 (7): 1801-1808.
- Xu X D, Zhang R H, Koike T, et al. 2008. A new integrated observational system over the Tibetan Plateau [J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 89 (10): 1492-1496, doi: 10.1175/2008BAMS2557.1.
- 叶笃正, 高由禧. 1979. 青藏高原气象学 [M]. 北京: 科学出版社, 62-257. Ye Duzheng, Gao Youxi. 1979. The Meteorology of The Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau (in Chinese) [M]. Beijing: Science Press, 62-257.
- Ye D Z, Wu G X. 1998. The role of the heat source of the Tibetan Plateau in the general circulation [J]. Meteorology and Atmospheric Physics, 67 (1): 181-198.
- Zhan R F, Li J P. 2008. Influence of atmospheric heat sources over the Tibetan Plateau and the tropical western North Pacific on the inter-decadal variations of the stratosphere-troposphere exchange of water vapor [J]. Science in China (Series D: Earth Sciences), 51 (8): 1179-1193.
- 张广兴, 李娟, 崔彩霞, 等. 2005. 新疆 1960~1999 年第一对流层顶高度变化及其突变分析 [J]. 气候变化研究进展, 1 (3): 106-110. Zhang Guangxing, Li Juan, Cui Caixia, et al. 2005. Change trend and analysis of abrupt change for the first tropopause height over Xinjiang in 1960-1999 [J]. Advances in Climate Change Research (in Chinese), 1 (3): 106-110.
- 邹进上, 张降秋, 王炳忠. 1989. 我国对流层顶的时空分布特征及其影响因子 [J]. 气象科学, 9 (4): 417-426. Zou Jinshang, Zhang Jiangqiu, Wang Bingzhong. 1989. The characteristics of temporal and spatial variation of tropopause over China and its controlling factors [J]. Scientia Meteorologica Sinica (in Chinese), 9 (4): 417-426.