

徐桂荣,崔春光. 青藏高原东部及下游关键区大气边界层高度的观测分析[J].暴雨灾害,2009,28(2):112-118.

# 青藏高原东部及下游关键区大气边界层高度的观测分析

徐桂荣,崔春光

(中国气象局武汉暴雨研究所,武汉 430074)

**摘要:**利用 2007 年 12 月 10—24 日在红原、温江和宜昌同步观测的 3 小时加密探空资料,分析了青藏高原东部及下游关键区大气边界层位温廓线日变化特征,以及对流边界层高度和稳定边界层高度的变化特征。分析结果表明,不同地形位温廓线具有相同的日变化特征,对流边界层在白天出现和发展,而稳定边界层在夜间出现和发展;对流边界层的发展史和发展高度与海拔高度有关,高海拔地区对流边界层的发展史较短但发展高度较高,而低海拔地区对流边界层的发展史较长但发展高度较低;稳定边界层的发展史和发展高度也与海拔高度有关,高海拔地区稳定边界层的发展史较长且发展高度较高,而低海拔地区稳定边界层的发展史较短且发展高度较低;对流边界层的最大发展高度多出现在地方时 17 时,而稳定边界层的最大发展高度多出现在地方时 02 时;红原、温江和宜昌的对流边界层高度分别可达 4 930 m、1 000 m 和 710 m,而其稳定边界层高度分别可达 1 100 m、920 m 和 650 m。

**关键词:**青藏高原;大气边界层高度;日变化;对流边界层;稳定边界层

**中图分类号:**P412.2 **文献标识码:**A **文章编号:**1004-9045(2009)02-0112-07

## 1 引言

大气边界层是地球大气的最低层,是陆气和海气相互作用的重要通道,在自由大气和地球表面之间的动量、热量和水汽交换中起着极其重要的作用,对大气中云雨过程和其它大气变化有着重要影响。边界层对自由大气的强迫作用是造成自由大气中天气系统发生、发展、演变和消亡的重要因子之一<sup>[1]</sup>。当前数值模拟和预报已是大气预报的主流方向,模式结构越来越细,动力学框架越来越精确,物理过程考虑得越来越全面,这就需要对边界层的描述更为精确。为提高天气气候预报的准确性,预测大气污染以及推动其它应用气象学科与气候学的研究,必须深入研究大气边界层的结构和变化,改进模式边界层参数化方案,提高模式对边界层描述的准确性。

青藏高原是世界上面积最大、海拔最高、地形最复杂的大高原,它的存在对整个东亚乃至世界大气环流状况有重要的影响。青藏高原地区边界层内的中尺度系统(低涡、切变线),其产生、发展、东移经常引起高原及下游地区大雨、暴雨等灾害性天气<sup>[2]</sup>,而青藏高原独特的边界层结构可能是青藏高原低值系统发生、发展、东移,从而影响青藏高原下游地区即长江流域天气的重要因素之一<sup>[3]</sup>。高原的动力、热力作用如何通

过影响高原边界层从而进一步影响这些中尺度低值系统的发生、发展,仍然缺乏观测事实的分析及定量的研究,也难以在数值预报模式中得到合理的描述。对这些特殊气象问题认识之匮乏,可能是制约高原地区、长江中下游夏季降水数值预报准确率提高的重要因素之一。

在大气边界层研究中,大气边界层高度是表征大气边界层的一个重要参数,在大气模式边界层参数化,大气污染扩散,边界层结构以及各物理量廓线中都是一个重要的特征量。而大气边界层高度随地表特征、季节和天气背景不同,可以在几百至几千米变化。尤其在青藏高原地区,由于地形复杂,环境恶劣,观测站点稀少,对青藏高原大气边界层结构的认识仍相当缺乏。基于青藏高原大气边界层结构的重要气象意义,在过去 20 多年里我国学者在青藏高原地区大气边界层高度的观测分析与研究上做了很多工作,如叶笃正等<sup>[4]</sup>和周明煜等<sup>[5]</sup>在其研究中指出青藏高原地区边界层高度在 2 000~3 000 m 之间,而潘云仙等<sup>[6]</sup>经分析得到 1982 年夏季拉萨的边界层高度为 1 600~2 300 m,刘红燕等<sup>[7]</sup>和徐祥德等<sup>[8]</sup>利用“青藏高原地气过程的观测和理论研究”项目(TIPEX)资料分别得到当雄边界层高度为 1 400~1 800 m 和 2 250 m,李茂善等<sup>[9,10]</sup>利用观测资料也分别得到 2002 年 8 月那曲边

收稿日期:2009-03-14;定稿日期:2009-04-17

基金项目:中国气象局数值模式创新基地科研业务项目“青藏高原东部及下游关键区大气观测科学试验湖北预研究”和中国气象局武汉暴雨研究所科研业务 0701 项目共同资助

作者简介:徐桂荣,男,1973 年生,工程师,博士,主要从事暴雨监测技术与应用研究。Email:grxu2007@gmail.com

边界层高度为 1 800 m, 而 2005 年 3~6 月珠峰地区边界层高度可以达到 3 888 m, 左洪超等<sup>[11]</sup>利用 1998 年 6 月观测资料得到安多边界层高度在雨季为 2 300 m, 而在干季可达 3 550 m。这些成果丰富了对青藏高原地区大气边界层高度的认识。同时, 这些分析结果也表明, 青藏高原地区边界层高度明显高于一般平原地区边界层高度即 1 000~1 500 m<sup>[12]</sup>, 而且不同站点边界层高度差异较大。由于过去我国科研财力资源有限, 跨区域联合探测费用大, 难以开展针对高原低值系统东移路径上大气边界层的多站同步探测, 因此对高原低值系统东移路径上大气边界层结构的认识相当匮乏。

目前, 我国科研财力资源明显提高, 有能力开展跨区域的多站点联合大气探测试验, 为探寻高原低值系统东移路径上大气边界层结构特征, 中国气象局成都高原气象研究所和中国气象局武汉暴雨研究所于 2007 年 12 月开展了青藏高原东部及下游关键区大气边界层科学试验<sup>[13]</sup>。本文在这次跨区域大气边界层联合探测的基础上, 利用 2007 年 12 月 10—24 日在四川红原、温江和湖北宜昌同步开展的加密探空观测得到的资料, 着重分析青藏高原东部及下游关键区大气边界层位温廓线日变化特征, 以及对流边界层<sup>[14]</sup>高度和稳定边界层<sup>[14]</sup>高度的变化特征, 为以后进一步深入开展青藏高原东部及下游关键区大气观测科学试验及相关研究做出一些探索。

## 2 观测概况和方法

中国气象局成都高原气象研究所和中国气象局武汉暴雨研究所于 2007 年 12 月 10—24 日分别在四川省的红原、温江和湖北省的宜昌联合开展了“青藏高原东部及下游关键区大气边界层科学试验前期预研究”试验, 每天在三个测站同时进行 8 次加密探空观测(当地时间 02 时, 05 时, 08 时, 11 时, 14 时, 17 时, 20 时, 23 时), 观测时间间隔为 3 h, 每次探空观测可以获取高垂直分辨率的气温、气压、相对湿度、露点温度、风向、风速等资料, 红原最大探测高度为 11~34 km, 温江最大探测高度为 6~31 km, 宜昌最大探测高度为 16~40 km。由于空域管制因素, 温江站 14 时和 17 时的观测多次缺测, 具体缺测时间为 12 月 10 日 14 时和 17 时, 11 日 17 时, 12 日 14 时和 17 时, 13 日 17 时, 14 日 11 时和 14 时, 17 日 14 时, 18 日 17 时, 19 日 11 时和 14 时, 22 日 17 时和 24 日 17 时。

表 1 给出了红原、温江和宜昌的经度、纬度和海拔高度, 可以看到, 三个测站都位于 31°N 附近, 但处于不同的地形区域。红原位于四川省西北部, 地处青

藏高原东南边缘, 海拔 3 943 m; 温江是成都的卫星城, 地处成都平原腹心, 海拔 544 m; 而宜昌位于湖北西南部, 地处长江上游与中游的结合部, 鄂西山区向江汉平原的过渡地带, 海拔 133 m。

表 1 红原、温江和宜昌三站的经度、纬度和海拔高度

站点	经度(°E)	纬度(°N)	海拔高度(m)
红原	102.6	32.8	3943
温江	103.8	30.7	544
宜昌	111.3	30.7	133

图 1 给出了 2007 年 12 月 10—25 日红原、温江和宜昌过去 24 h 的降水情况(08—08 时)。由图可见, 加密观测期间, 红原和温江基本没有降水出现, 而宜昌在 12 月 12 日和 12 月 24 日有两次弱的降水, 其降水量分别为 2.6 mm 和 9.9 mm。

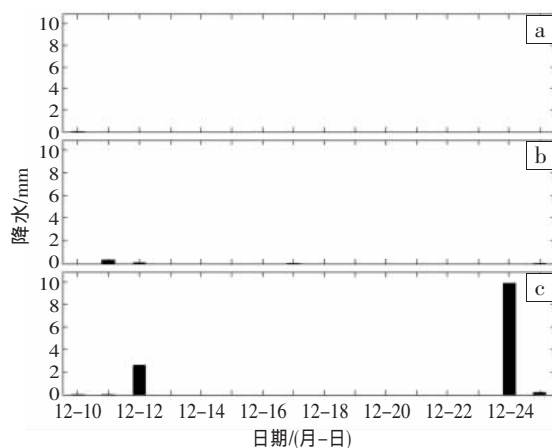


图 1 2007 年 12 月 10—25 日红原(a)、温江(b)、宜昌(c)过去 24 h(08—08 时)降水情况

利用这次加密探测试验得到的资料, 本文着重分析加密观测期间红原、温江和宜昌的大气边界层位温廓线日变化特征, 以及对流边界层高度和稳定边界层高度的变化特征。目前, 用实测资料确定边界层高度的方法多数是从大气边界层的定义出发: 可以由风速逼近地转风的高度来定义, 但大气的阵风性使其混淆而难以确定; 也可以从湍能接近消失或应力接近消失的高度来确定, 但实际上湍能和应力的垂直廓线资料十分罕见; 比较实际而具有一定可靠性的方法是用探空资料获得的位温廓线来得到边界层高度的信息<sup>[7]</sup>。本文采用位温廓线的方法来确定红原、温江和宜昌的大气边界层高度。位温  $\theta$  按如下公式进行计算<sup>[15]</sup>:

$$\theta = T \left( \frac{1000}{P} \right)^{\frac{AR_d}{C_{pd}}} \quad (1)$$

式(1)中  $T, P$  是处在任何高度处的空气的温度和压强, 其单位分别为 K 和 hPa, 功热当量  $A=0.239 \text{ cal} \cdot \text{J}^{-1}$ , 干空气气体常数  $R_d=287.05 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{°C}^{-1}$ , 干空气定压比热  $C_{pd}=0.24 \text{ cal} \cdot \text{g}^{-1} \cdot \text{°C}^{-1}$ 。

### 3 观测分析结果

#### 3.1 不同地形位温廓线日变化特征

由于大气边界层状态的逐日变化较大,同一观测日内红原、温江和宜昌的位温廓线日变化不一定都具有典型性。因此,为考查不同地形大气边界层位温廓线日变化特征,图 2 给出了红原、温江和宜昌具有典型性的位温廓线日变化情况。

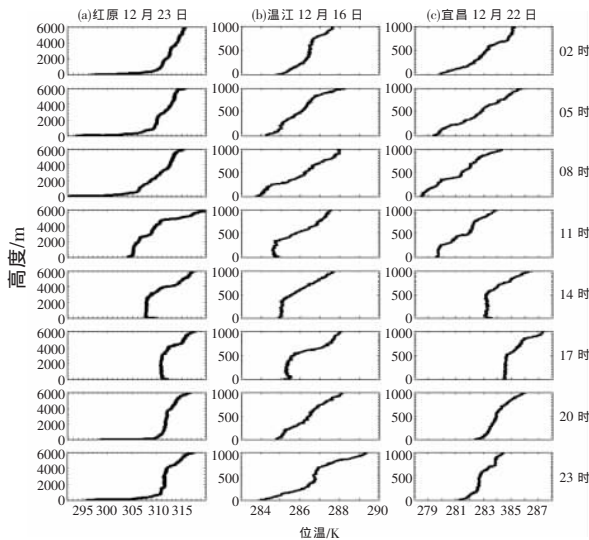


图 2 红原(a)、温江(b)、宜昌(c)典型位温廓线日变化情况

从图 2 中看到,红原 12 月 23 日的位温廓线日变化情况如下:02 时从地面到 600 m 高度有稳定边界层存在,该层大气位温随高度的增加速率明显大于其上层大气位温随高度的增加速率;05 时稳定边界层继续存在,其高度达到 800 m;08 时稳定边界层高度下降到 490 m;到 11 时稳定边界层明显减弱,并在其上空出现了位温随高度变化很小的对流边界层;14 时稳定边界层已经消失,近地层出现超绝热层,位温随高度而减小,超绝热层之上对流边界层已经发展起来,其高度达到 2 560 m;17 时对流边界层继续发展,其高度达到 3 000 m;而到了 20 时从地面到 170 m 又开始出现稳定边界层,白天发展起来的对流边界层依然存在,但其已经演化为夜间的“残留层”,即该层大气仍保持着白天混合层的特征,但由于稳定边界层的存在其已与地面脱离关系,其中湍流得不到发展的动力而逐渐衰减;23 时稳定边界层的高度发展到 650 m,其上空的“残留层”依然存在,但其结构已经出现分化。温江 12 月 16 日的位温廓线日变化情况也大致如此:02 时从地面到 300 m 高度有稳定边界层存在;05 时稳定边界层继续存在,但其高度下降到 140 m;08 时稳定边界层明显减弱,其高度约为 40 m;到 11 时稳定边界层已经消失,近地层出现超绝热层,其上空已经出现对流边界层,高度为 350 m;14 时超绝热层

消失,对流边界层继续存在,其高度为 360 m;17 时近地层再次出现超绝热层,对流边界层依然存在,其高度约为 500 m,但对流边界层的结构开始弱化;到了 20 时对流边界层已经减弱消失,位温廓线上没有看到明显的稳定边界层结构;23 时位温廓线低层上出现稳定边界层结构,其高度约为 290 m。宜昌上空 12 月 22 日的位温廓线日变化情况也与此类似:02 时从地面到 200 m 高度有稳定边界层存在;05 时稳定边界层减弱,其高度下降约 40 m;08 时稳定边界层消失,位温廓线低层出现类似对流边界层结构,其高度约为 80 m;到 11 时位温廓线出现明显的对流边界层结构,对流边界层的高度为 250 m;14 时对流边界层的高度发展到 500 m,近地层有超绝热层出现;17 时对流边界层依然存在,其高度达到 530 m;到了 20 时从地面到约 100 m 又开始出现稳定边界层;23 时稳定边界层的高度发展到 200 m。

由此可见,不同地形大气边界层位温廓线都具有明显的日变化特征,且其日变化特征基本相同,对流边界层在白天出现和发展,而稳定边界层在夜间出现和发展。

#### 3.2 不同地形对流边界层高度的变化

图 3 给出了 2007 年 12 月 10—24 日红原、温江和宜昌对流边界层高度的变化情况,可以看到,不同地形的对流边界层的发展史和发展高度有差异:红原的海拔高度为 3 943 m,其对流边界层的发展史较短,对流边界层的出现时间基本为 3 个观测周期(一个观测周期为 3 h),但对流边界层的发展高度较高,其最大值可达 4 930 m(12 月 18 日 17 时);温江的海拔高度为 544 m,从观测次数较全的天数看,对流边界层的出现时间多为 3~5 个观测周期,对流边界层的最大发展高度为 1 000 m(12 月 17 日 17 时);宜昌的海拔高度最低,为 133 m,但其对流边界层的发展史较长,对流边界层的出现时间多为 4~6 个观测周期,然而宜昌对流边界层的发展高度较低,其最大值仅为 710 m(12 月 16 日 17 时)。

图 4、5、6 分别给出了 2007 年 12 月 10—24 日红原、温江和宜昌对流边界层最大高度及其出现时间。可以看到,红原对流边界层最大高度在 900~4 930 m 之间,最小值 900 m 出现在 12 月 16 日 17 时,最大值 4 930 m 出现在 12 月 18 日 17 时,多数对流边界层最大高度在 2 000~4 000 m 之间;而红原对流边界层最大高度多数出现在 17 时,有 12 个观测日,仅有 3 个观测日的对流边界层最大高度出现在 14 时。温江 14 时和 17 时缺测次数较多,从获得的数据看,温江对流边界层最大高度在 120~1 000 m 之间,最小值 120 m

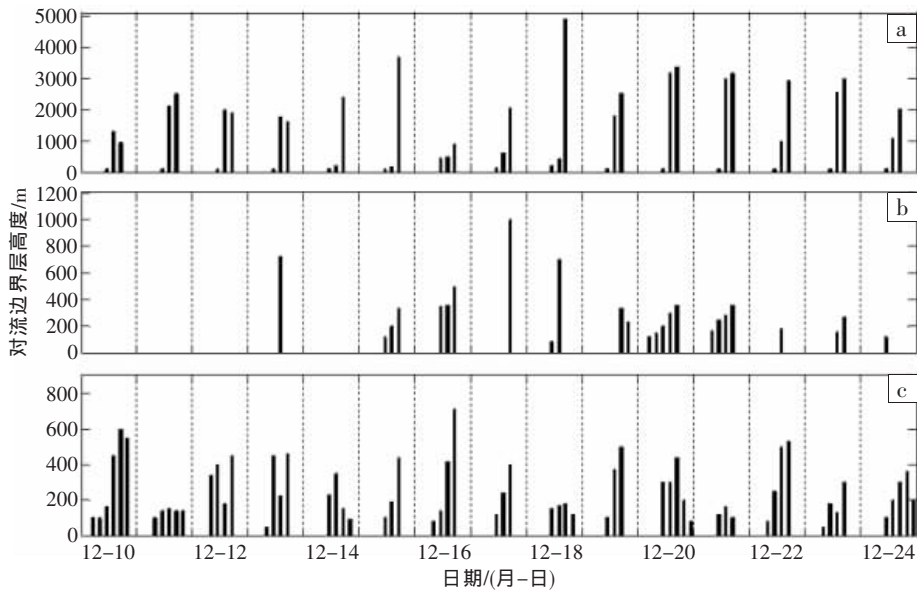


图 3 2007 年 12 月 10—24 日红原(a)、温江(b)、宜昌(c)对流边界层高度变化图

出现在 12 月 24 日 11 时,最大值 1 000 m 出现在 12 月 17 日 17 时,多数对流边界层最大高度在 300~700 m 之间;而温江对流边界层最大高度也多数出现在 17 时,有 7 个观测日,只有 3 个和 1 个观测日的对流边界层最大高度分别出现在 14 时和 11 时,但这 4 个观测日在 17 时缺测。宜昌对流边界层最大高度在 150~710 m 之间,最小值 150 m 出现在 12 月 11 日 14 时,

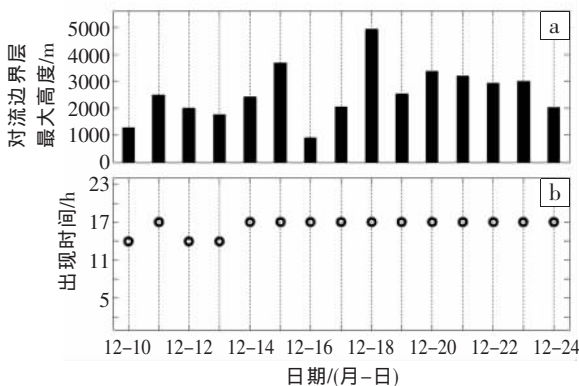


图 4 2007 年 12 月 10—24 日红原对流边界层最大高度(a)及其出现时间(b)

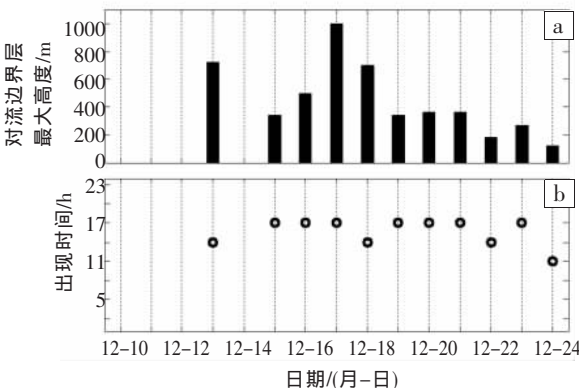


图 5 2007 年 12 月 10—24 日温江对流边界层最大高度(a)及其出现时间(b)

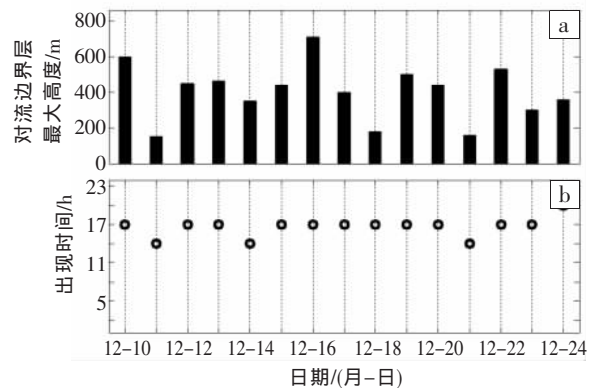


图 6 2007 年 12 月 10—24 日宜昌对流边界层最大高度(a)及其出现时间(b)

最大值 710 m 出现在 12 月 16 日 17 时,多数对流边界层最大高度在 300~600 m 之间;而宜昌对流边界层最大高度多数也出现在 17 时,有 11 个观测日,只有 4 个和 1 个观测日的对流边界层最大高度分别出现在 14 时和 20 时。

由上可见,对流边界层的发展史和发展高度与海拔高度有关,高海拔地区对流边界层的发展史较短但发展高度较高,而低海拔地区对流边界层的发展史较长但发展高度较低;不同地形对流边界层最大发展高度都较多出现在地方时 17 时。

以往的研究表明,中国东南部平原地区的边界层高度为 1 000~1 500 m<sup>[12]</sup>,而高原地区边界层高度明显高于平原地区,如潘云仙等<sup>[6]</sup>得到 1982 年夏季拉萨(海拔 3 633 m)最大边界层高度为 1 600~2 300m,平均为 1 850 m,刘红燕等<sup>[7]</sup>得到 1998 年 5—8 月当雄(海拔 4 201 m)最大边界层高度为 1 400~1 800 m,而徐祥德等<sup>[8]</sup>得到的当雄边界层高度可达 2 250 m,李茂善等<sup>[9]</sup>得到 2002 年 8 月那曲地区(海拔约 4 500 m)

最大边界层高度为 1 200~1 800 m、2005 年 3—6 月珠峰地区(海拔 5 158 m)最大边界层高度为 3 888 m。本文分析得到 2007 年 12 月宜昌最大对流边界层高度为 710 m, 稍低于东南部平原地区的边界层高度, 温江最大对流边界层的高度为 1 000 m, 与东南部平原地区的边界层高度相当, 而处于高原地区的红原, 其对流边界层高度远高于温江和宜昌的对流边界层高度, 红原最大对流边界层高度可达 4 930 m, 该高度超过了珠峰地区现有报道的 3 888 m 的边界层高度。红原的大气边界层如此深厚, 可能与红原所处地形有关, 红原处在青藏高原东南边缘背风坡, 而背风坡容易产生涡旋, 湍流运动剧烈<sup>[16]</sup>, 因此大气边界层可能发展得比较深厚; 另外, 现有报道的青藏高原地区的大气边界层高度多由夏季资料得到, 而本文所得红原边界层高度由冬季资料得到, 红原深厚的边界层高

度是否与不同季节有关也是一个值得考虑的问题。

### 3.3 不同地形稳定边界层高度的变化

图 7 给出了 2007 年 12 月 10—24 日红原、温江和宜昌稳定边界层高度的变化情况, 可以看到, 不同地形的稳定边界层的发展史和发展高度也有一些差异: 红原的海拔高度最高, 其稳定边界层的发展史较长, 稳定边界层的出现时间大多数为 5 个观测周期, 而且稳定边界层的发展高度较高, 其最大值达到 1 100 m(12 月 16 日 02 时); 温江的海拔高度远低于红原但略高于宜昌, 其稳定边界层的出现时间多为 4~6 个观测周期, 稳定边界层的最大发展高度为 920 m(12 月 15 日 02 时); 宜昌的海拔高度最低, 其稳定边界层的发展史相对较短, 稳定边界层的出现时间多为 3~4 个观测周期, 而且宜昌稳定边界层的发展高度较低, 其最大值仅为 650 m(12 月 17 日 05 时)。

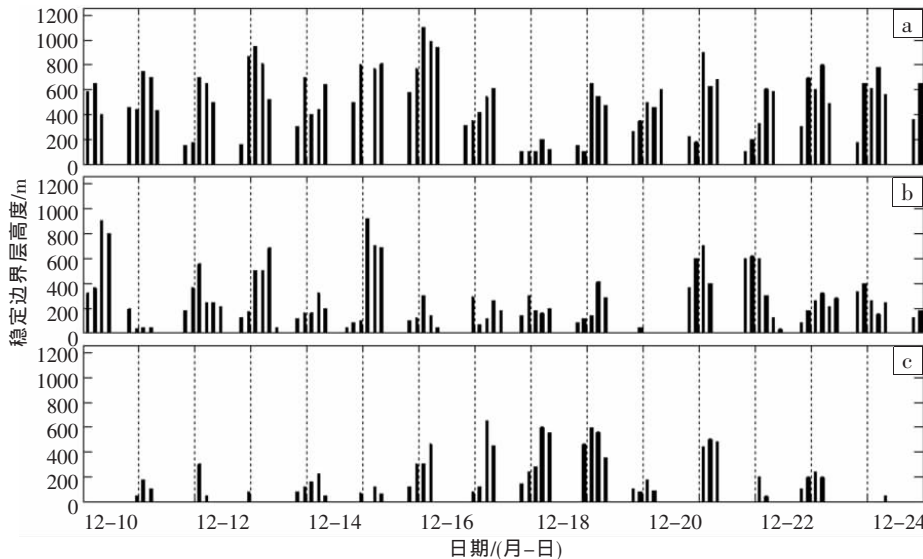


图 7 2007 年 12 月 10—24 日红原(a)、温江(b)、宜昌(c)稳定边界层高度的变化

图 8、9、10 分别给出了 2007 年 12 月 10—24 日红原、温江和宜昌稳定边界层最大高度及其出现时间。可以看到, 红原稳定边界层最大高度在 200~1 100 m 之间, 最小值 200 m 出现在 12 月 18 日 05 时, 最大值 1 100 m 出现在 12 月 16 日 02 时, 多数稳定边界层最大高度在 600~900 m 之间; 而红原稳定边界层最大高度较多出现在 02 时, 有 5 个观测日, 其次是在 05 时, 有 4 个观测日, 出现在 08 时和 23 时的各有 3 个观测日。温江稳定边界层最大高度在 200~920 m 之间, 最小值 200 m 出现在 12 月 18 日 08 时, 最大值 920 m 出现在 12 月 15 日 02 时, 多数稳定边界层最大高度在 300~700 m 之间; 而温江稳定边界层最大高度也较多出现在 02 时, 有 6 个观测日, 其次是在 23 时, 有 4 个观测日, 出现在 08 时和 05 时的分别有 3 个和 2 个观测日。宜昌稳定边界层最大高度在 40~

650 m 之间, 最小值 40 m 出现在 12 月 24 日 08 时, 最大值 650 m 出现在 12 月 17 日 05 时, 多数稳定边界层最大高度在 200~600 m 之间; 而宜昌稳定边界层

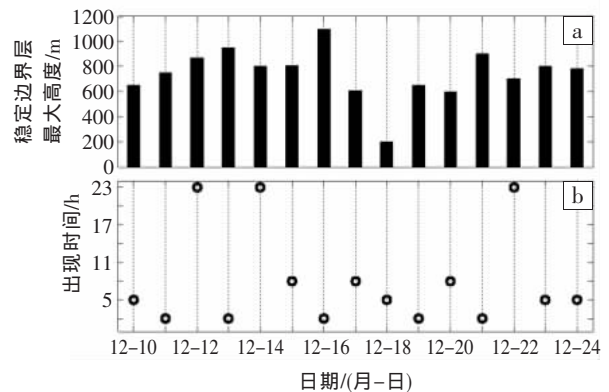


图 8 2007 年 12 月 10—24 日红原稳定边界层最大高度(a)及其出现时间(b)

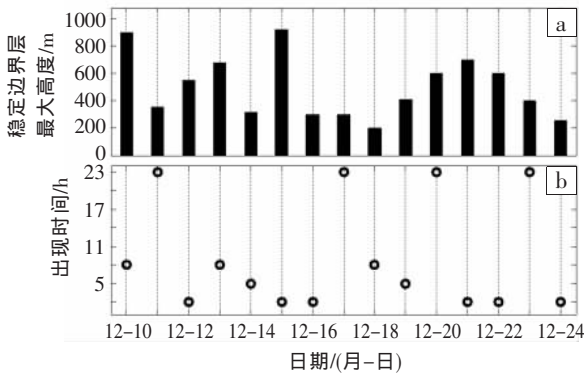


图 9 2007 年 12 月 10—24 日温江稳定边界层最大高度(a)及其出现时间(b)

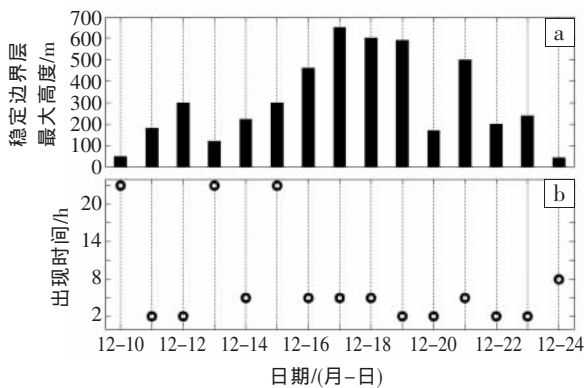


图 10 2007 年 12 月 10—24 日宜昌稳定边界层最大高度(a)及其出现时间(b)

最大高度也较多出现在 02 时,有 6 个观测日,其次是在 05 时,有 5 个观测日,出现在 23 时和 08 时的分别有 3 个和 1 个观测日。

由上可见,稳定边界层的发展史和发展高度也与海拔高度有关,高海拔地区稳定边界层的发展史较长且发展高度较高,而低海拔地区稳定边界层的发展史较短且发展高度较低;不同地形稳定边界层最大发展高度都较多出现在地方时 02 时。

另外,稳定边界层在夜间发展,亦可称为夜间边界层,由于稳定时湍流弱,因而基于湍流理论的边界层运动规律不如不稳定时清晰和明确,所以稳定边界层的研究仍是一个薄弱环节<sup>[14]</sup>。关于稳定边界层的相关研究报道也较少。李茂善等<sup>[9]</sup>得到 2002 年 8 月那曲地区稳定边界层的高度为 430~530 m。而本文的分析结果表明,红原、温江和宜昌的稳定边界层的高度可分别达到 1 100 m、920 m 和 650 m,皆大于李茂善等<sup>[9]</sup>得到的那曲地区夏季稳定边界层高度值,其中位于高原地区的红原,其稳定边界层的出现时间较长而且发展高度较高,这可能与高原地区夜间地面降温剧烈,较易形成逆温有关。这些分析结果或有助于丰富对稳定边界层的认识。

## 4 结论与讨论

利用 2007 年 12 月 10—25 日在四川红原、温江和湖北宜昌联合开展的大气边界层观测试验得到的加密探空资料,分析了青藏高原东部及下游关键区不同地形大气边界层位温廓线日变化特征,以及对流边界层高度和稳定边界层高度的变化情况,得到如下结论。

(1)不同地形大气边界层位温廓线具有相同的日变化特征,对流边界层在白天出现和发展,而稳定边界层在夜间出现和发展。

(2)对流边界层的发展史和发展高度与海拔高度有关,高海拔地区对流边界层的发展史较短但发展高度较高,而低海拔地区对流边界层的发展史较长但发展高度较低;对流边界层的最大发展高度多出现在地方时 17 时;红原、温江和宜昌的对流边界层发展高度分别可达 4 930 m、1 000 m 和 710 m。

(3)稳定边界层的发展史和发展高度也与海拔高度有关,高海拔地区稳定边界层的发展史较长且发展高度较高,而低海拔地区稳定边界层的发展史较短且发展高度较低;稳定边界层的最大发展高度多出现在地方时 02 时;红原、温江和宜昌的稳定边界层发展高度分别可达 1 100 m、920 m 和 650 m。

过去的一些观测分析结果显示,青藏高原大气边界层具有明显的局地特征,相邻很近的观测站其大气边界层高度也会有较大差异,如距离很近的安多(91.6°E, 32.2°N)和那曲(92°E, 31°N),其对流边界层高度分别为 3 550 m<sup>[11]</sup>和 1 800 m<sup>[9]</sup>,两者相差 1 750 m。本文的观测分析结果显示,红原对流边界层高度在 900~4 930 m 之间,变化较大,这在一定程度上也说明了青藏高原地区大气边界层的复杂性和多变性。因此,有必要在今后继续开展相关的观测与分析工作,如收集红原 20 时原始探空资料进行对比分析,或在红原及其相邻测站继续开展加密探空观测与分析,以期与所得结果进行比较,进一步增强和丰富对青藏高原及下游关键区大气边界层的认识。

致谢:中国气象局成都高原气象研究所在联合观测和数据交换中给予了很大帮助与支持,在此表示衷心感谢!

## 参考文献:

- [1] 宇如聪,薛纪善,徐幼平,等. AREMS 中尺度暴雨数值预报模式系统. 北京:气象出版社,2004.
- [2] 郁淑华. 夏季青藏高原低涡研究进展述评. 暴雨灾害,2008,27(4): 367-372.

- [3] 卓嘎,徐祥德,陈联寿. 青藏高原对流云团东移发展的不稳定特征. 应用气象学报,2002,13(4):448-456.
- [4] 叶笃正,高由禧. 青藏高原气象学. 北京:科学出版社,1979.
- [5] 周明煜,徐祥德,卞林根,等. 青藏高原大气边界层观测分析与动力学研究. 北京:科学出版社,2000.
- [6] 潘云仙,蒋维楸. 我国大陆大气的平均最大混合深度. 中国环境科学, 1982, (5):51-56.
- [7] 刘红燕, 苗曼倩. 青藏高原大气边界层特征初步分析. 南京大学学报(自然科学),2001,37(3):348-357.
- [8] Xu Xiangde, Zhou Mingyu, Chen Jiayi, et al. A comprehensive physical pattern of land-air dynamic and thermal structure on the Qinghai-Xizang plateau. Science in China (Series D), 2002, 45(7): 577-594.
- [9] 李茂善,马耀明,胡泽勇,等. 藏北那曲地区大气边界层特征分析. 高原气象,2004,23(5):728-733.
- [10] 李茂善,戴有学,马耀明,等. 珠峰地区大气边界层结构及近地层能量交换分析. 高原气象,2006,25(5):807-813.
- [11] Zuo Hongchao, Hu Yinqiao, Li Dongliang, et al. Seasonal transition and its boundary layer characteristics in Anduo area of Tibetan Plateau. Progress in natural science, 2005,15(3):239-245.
- [12] 赵鸣,苗曼倩. 大气边界层. 北京:气象出版社,1992.
- [13] 徐桂荣,崔春光,徐海富,等. 宜昌冬季两次降水过程大气边界层的观测分析.暴雨灾害,2008, 27(4): 334-340.
- [14] 赵鸣.大气边界层动力学[M].北京:高等教育出版社,2006.
- [15] 大气物理学编写组.大气物理学[M].南京:南京大学出版社,1990.
- [16] 钱维宏.天气学[M].北京:北京大学出版社,2004.

## Observational Analysis on Atmospheric Boundary Layer Height over Eastern Qinghai-Tibet Plateau and its Downstream Key Area

XU Gui-rong, CUI Chun-guang

(*Institute of Heavy Rain, CMA, Wuhan 430074*)

**Abstract:** With the 3-hour intensive observation observed synchronously at Hongyuan, Wenjiang and Yichang during 10~24 December, 2007, the analysis was made on the diurnal variation of equivalent potential temperature profile, especially the variations of convective boundary layer (CBL) height and stable boundary layer (SBL) height, over eastern Qinghai-Tibet Plateau and its downstream key area. The results show that the equivalent potential temperature profiles over various landforms have a similar pattern of diurnal variation, in which CBL appears and develops in daytime while SBL appears and develops at nighttime. Moreover, the developments of CBL and SBL are associated with the sea level elevation. In high sea level elevation region, CBL has a shorter lifetime but a higher height, and SBL has both a longer lifetime and a higher height. In low sea level elevation region, CBL has a longer lifetime but a lower height, and SBL has both a shorter lifetime and a lower height. Furthermore the maximum CBL height mostly appears at 17LT, and the maximum SBL height mostly appears at 02LT. In addition, the CBL heights over Hongyuan, Wenjiang and Yichang can reach 4930 m, 1000 m and 710 m respectively; and those for SBL height are 1100 m, 920 m and 650 m respectively.

**Key words:** Qinghai-Tibet Plateau; Atmospheric boundary layer height; Diurnal variation; Convective boundary layer; Stable boundary layer