

徐桂荣,崔春光,周志敏,等. 利用探空资料估算青藏高原及下游地区大气边界层高度[J].暴雨灾害,2014,33(3):217-227

XU Guirong,CUI Chunguang,ZHOU Zhimin,et al. Atmospheric boundary layer heights estimated from radiosonde observations over the Qinghai-Tibet Plateau and its downstream area [J]. *Torrential Rain and Disasters*, 2014, 33(3): 217-227

利用探空资料估算青藏高原及下游地区大气边界层高度

徐桂荣¹,崔春光¹,周志敏¹,张兵¹,李跃清²,赵兴炳²

(1. 中国气象局武汉暴雨研究所 暴雨监测预警湖北省重点实验室,武汉 430074;

2. 中国气象局成都高原气象研究所,成都 610072)

摘要:利用三个时段的探空加密试验资料,分别采用气块法和Richardson数法来估算青藏高原及下游地区的对流边界层和稳定边界层的高度特征。结果显示:(1)高原中部对流边界层结构的出现概率高于高原东侧及下游地区,而四川盆地稳定边界层结构的出现概率远高于高原和长江中游。(2)高原中部和东侧的对流边界层高度春季高而夏季低,其中高原中部的对流边界层高度高于高原东侧;四川盆地和长江中游的对流边界层高度冬季低、夏季高,而高原东侧的对流边界层高度的变化趋势则相反;四川盆地的对流边界层高度低于长江中游。(3)高原的稳定边界层高度春季高而夏季低;冬季四川盆地的稳定边界层高度高于高原东侧和长江中游,而夏季长江中游的稳定边界层高度高于高原东侧和四川盆地,冬夏差异导致的稳定边界层高度的变化幅度在长江中游最明显,四川盆地次之,而高原东侧最小。(4)高原东侧及下游地区的平均边界层高度的日变化具有相似的演变特征,平均边界层高度在白天高夜间低,而高原中部的平均边界层高度在日出左右较低,之后随时间逐渐增高,并在晚上达到最大值;高原的平均边界层高度的日变化振幅大于下游地区,且其日变化振幅随站点海拔高度的增加而增大。

关键词:青藏高原;大气边界层;对流边界层;稳定边界层;探空

中图分类号: P41 **文献标识码:** A doi:10.3969/j.issn.1004-9045.2014.03.004

Atmospheric boundary layer heights estimated from radiosonde observations in the Qinghai-Tibet Plateau and its downstream areas

XU Guirong¹, CUI Chunguang¹, ZHOU Zhimin¹, ZHANG Bing¹, LI Yueqing², ZHAO Xingbing²

(1. *Hubei Key Laboratory for Heavy Rain Monitoring and Warning Research, Institute of Heavy Rain, China Meteorological Administration, Wuhan 430074*; 2. *Institute of Plateau Meteorology, China Meteorological Administration, Chengdu 610072*)

Abstract: The purpose of this study is to investigate the characteristics of atmospheric boundary layer (ABL) height in the Qinghai-Tibet Plateau (QTP) and its downstream areas. Using the measurements of three radiosonde intensive observation field experiments, the convective boundary layer (CBL) and stable boundary layer (SBL) heights are determined with the parcel method and Richardson number method, respectively. The results show that CBL structures appear more frequently in the central QTP than in the eastern QTP and its downstream areas, and SBL structures appear more frequently in the Sichuan Basin than in the QTP and the middle Yangtze River Valley (YRV). The CBL heights in the central and eastern QTP are higher in spring than in summer, and the CBL height in the central QTP is higher than that in the eastern QTP. In the Sichuan Basin and middle YRV, the CBL heights are higher in summer than in winter, but the opposite is true for the eastern QTP. Moreover, the CBL height in the Sichuan Basin is lower than that in the middle YRV. For SBL situations, the SBL height in the QTP is higher in spring than in summer. In winter the SBL height in the Sichuan Basin is higher than those in the eastern QTP and middle YRV, and in summer the SBL height in the middle YRV is higher than those in the eastern QTP and Sichuan Basin. The SBL height difference between summer and winter is larger in the middle YRV and smaller in the eastern QTP, while it in the Sichuan Basin is in between. In the eastern QTP and its downstream areas, the mean ABL height is larger in daytime and smaller at nighttime; meanwhile, in the central QTP, it is small at sunrise and then increases till nighttime. Furthermore, the diurnal variation amplitude of mean ABL height is larger in the QTP than in its downstream areas and increases with station elevation.

Key words: Qinghai-Tibet Plateau; atmospheric boundary layer; convective boundary layer height; stable boundary layer height; radiosonde

收稿日期: 2014-01-20;定稿日期:2014-05-20

资助项目: 国家自然科学基金项目(41175016,41375057)

第一作者:徐桂荣,主要从事大气探测研究。E-mail:grxu@whihr.com.cn

引言

大气边界层或行星边界层是对流层的底部,在地球表面和自由大气之间的能量及物质交换中有着重要作用。加深对大气边界层结构及特征的认识有助于从物理上更好地理解地球系统的能量和物质的输送与循环^[1-3]。大气边界层高度是描述大气边界层的一个基础参数,用来表征对流层底部的结构,也是大气数值模式中边界层参数化方案的一个重要参数^[4-5]。确定大气边界层高度时,需要分别考虑对流边界层(CBL)和稳定边界层(SBL)的情况。然而,大气边界层高度,包括对流边界层高度和稳定边界层高度,随着时间和空间而变化,并受地形、地表、季节、日夜以及天气的影响,其尺度可从不到100 m变化到数千米^[6-13]。

青藏高原是世界上最高、最大的高原。作为“世界屋脊”,青藏高原对大气环流的形成有显著影响,在全球大气能量和水循环中起着重要作用^[14-19]。高原对大气的影响与其大气边界层结构有紧密关系。数值模拟的结果显示,高原边界层高度对高原东南部及长江流域出现强烈的垂直上升运动及其低层耦合、高层辐散存在着显著的动力效应,深厚的高原边界层特征

将使长江流域夏季区域性的云量及降水明显增加,河套地区与黄河流域的夏季云量及降水有所减少^[20]。高原大气边界层结构与平原地区有着明显不同。观测分析的结果表明,高原大气边界层的高度受天气、季节和位置的影响,其高度值在1 006 ~ 4 430 m之间变动^[21-25]。这些分析多是利用单个站点的观测资料进行研究,且大多数分析仅针对对流边界层高度。另外,有关青藏高原及其下游地区稳定边界层高度的研究报道较少。因此,对高原大气边界层结构的认识目前依然有限。由于全球范围内布设有常规探空系统,可以获取温度、湿度和风廓线资料,因此,利用探空资料估算大气边界层高度是常用的手段^[4]。2007、2008以及2010年在青藏高原及下游地区开展了三个时段的探空加密试验,这些探空加密试验在13个站点同步实施。本文的研究目的就是利用这三个时段的探空加密资料,分别采用气块法和Richardson数法来估算青藏高原及下游地区对流边界层和稳定边界层的高度,并分析其季节变化和日变化特征。

1 数据与方法

为探索青藏高原及下游地区大气边界层结构特

表1 青藏高原及下游地区三个时段的探空加密试验情况和站点信息

Table 1 Information on the three radiosonde field experiments in the QTP and its downstream areas

试验年	站点	经度/°E	纬度/°N	海拔高度/m	试验时间段	放球时间/LST
2007	红原	102.6	32.8	3 943	10 Dec - 24 Dec	02, 05, 08, 11, 14, 17, 20, 23
	温江	103.8	30.7	544	10 Dec - 24 Dec	02, 05, 08, 11, 14, 17, 20, 23
	宜昌	111.3	30.7	133	10 Dec - 25 Dec	02, 05, 08, 11, 14, 17, 20, 23
2008	改则	84.4	32.2	4 416	25 Feb - 19 Mar, 13 May - 12 Jun, 7 Jul - 16 Jul	02, 08, 14, 20
	理塘	100.3	30.0	3 950	7 Mar - 16 Mar, 13 May - 22 May, 6 Jul - 16 Jul	02, 08, 14, 20
	丽江	100.2	26.9	2 390	20 Jun - 19 Jul	02, 08, 14, 20
	大理	100.2	25.7	1 991	7 Mar - 15 Mar, 13 May - 22 May, 6 Jul - 16 Jul	02, 08, 14, 20
	昆明	102.7	25.0	1 889	20 Jun - 19 Jul	02, 08, 14, 20
	腾冲	98.5	25.0	1 656	20 Jun - 19 Jul	02, 08, 14, 20
2010	红原	102.6	32.8	3 943	22 Jun - 31 Jul	02, 08, 14, 20
	稻城	100.3	29.1	3 729	22 Jun - 31 Jul	02, 08, 14, 20
	雅安	103.0	30.1	693	22 Jun - 31 Jul	02, 08, 14, 20
	温江	103.8	30.7	544	22 Jun - 31 Jul	02, 08, 14, 20
	恩施	109.5	30.3	457	16 Jun - 30 Jul	02, 05, 08, 11, 14, 17, 20, 23
	宜昌	111.3	30.7	133	16 Jun - 30 Jul	02, 05, 08, 11, 14, 17, 20, 23
	武汉	114.1	30.6	23	16 Jun - 30 Jul	02, 05, 08, 11, 14, 17, 20, 23

征,2007、2008以及2010年开展了三个时段的探空加密试验(见表1)。2007年的探空加密试验在高原及下游地区的3个站同步开展,持续时间为15 d,探空加密时间间隔为3 h。2008年的探空加密试验在高原6个站点开展,试验时间为2—7月,探空加密时间间隔为6 h。2010年的探空加密试验在高原及下游地区7个站点开展,持续时间为40~45 d,探空加密时间间隔为3 h或6 h。如图1所示,参与三个时段探空加密试验的13个站点分别位于青藏高原及其下游地区,其中有8个站点的海拔高度在1 600 m以上,其它5个站点的海拔高度在700 m以下(见表1)。用于分析的探空资料中,红原、温江、宜昌、改则、理塘、大理、稻城、雅安、恩施以及武汉的探空资料垂直分辨率为10~30 m,而丽江、昆明和腾冲的探空资料垂直分辨率为100 m。

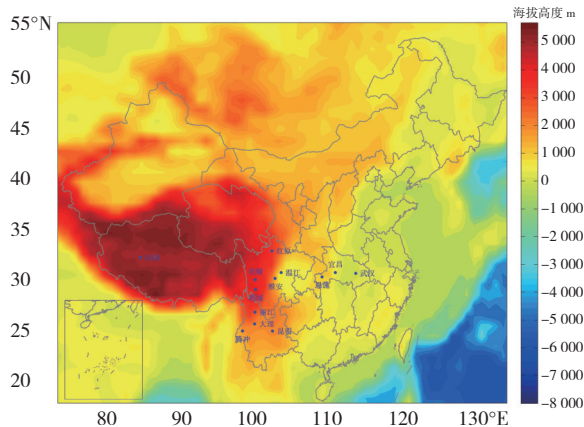


图1 三个时段探空加密试验中13个站点位置示意图

Fig. 1 Distribution of the 13 stations concerned with the three radiosonde field experiments

本文将大气边界层高度分为对流边界层高度和稳定边界层高度来分别进行分析。这种划分是基于温度廓线和Richardson数廓线来判别的。如果位温廓线的递减率在近地面200 m厚度内为负,且总体Richardson数在近地面100 m厚度内也为负,则大气边界层结构是对流边界层结构,反之则是稳定边界层结构^[26]。

对于对流边界层结构,可利用探空温度廓线,采用Holzworth方法或气块法来估算对流边界层高度^[4,6,26]。Holzworth方法或气块法的基本思想是,在位温廓线上,从地面沿干绝热线向上与位温廓线交汇的高度,就是对流边界层高度。

对于稳定边界层结构,通常采用Richardson数(Ri)法来估算稳定边界层高度^[27]。稳定边界层高度被定义为Richardson数等于或大于预先给定的临界值的高度。在本文研究中,临界Richardson数(Ric)采用常用值 $Ric=0.25$ ^[28]。总体Richardson数是海拔高度z的函数,可采用如下公式进行计算^[29]:

$$Ri(z) = \frac{g(z-z_0) [\theta(z) - \theta(z_0)]}{\theta(z) [u(z)^2 + v(z)^2]} \quad (1)$$

其中g是重力加速度, z_0 是地面海拔高度, θ 是位温,而u和v分别是纬向和经向风分量。

2 结果分析

表2给出了三个时段探空加密试验中对流边界层结构和稳定边界层结构的划分结果,可以看到,除高原中部的改则站外,高原东侧、四川盆地以及长江中游的站点观测到的对流边界层个例数都少于稳定边界层个例数。从对流边界层个例数与稳定边界层个例数的对比率(对流边界层个例数/稳定边界层个例数×100%)来看,在2007年试验中,高原东侧的红原、四川盆地的温江和长江中游的宜昌,其对比率分别为36%、2%和20%,而在2010年试验中则分别为35%、6%和54%;在2008年试验中,高原中部的改则的对比率为120%,而高原东侧的理塘、丽江、大理、昆明及腾冲,其对比率在22%~92%之间;在2010年试验中,除前面提到的红原、温江和宜昌外,高原东侧的稻城的对比率为61%,四川盆地的雅安的对比率为19%,而长江中游的恩施和武汉,其对比率分别为50%和47%。需要指出的是,三个时段探空加密试验中都有部分个例的大气边界层结构的属性难以划分,这主要是由于探空资料中风廓线数据的不连续而导致Richardson数法失效造成的。

表2 三个时段的探空加密试验中大气边界层结构的划分情况

Table 2 Sample information on the three radiosonde field experiments

试验年	站点	总个例	对流边界层个例	稳定边界层个例	不能确定的个例
2007	红原	120	29	81	10
	温江	106	2	100	4
	宜昌	128	21	103	4
2008	改则	260	126	105	29
	理塘	105	31	61	13
	丽江	120	34	37	49
	大理	113	32	52	29
	昆明	120	15	69	36
	腾冲	120	42	54	24
2010	红原	159	37	106	16
	稻城	155	46	75	34
	雅安	139	20	103	16
	温江	148	7	123	18
	恩施	361	94	187	80
	宜昌	360	86	158	116
	武汉	346	101	216	29

图2给出了2007年探空加密试验中3个站点资料估算得到的对流边界层高度和稳定边界层高度。红

原的对边界层高度在 600 ~ 4 030 m 之间,其中大多数高于 1 000 m,而高于 3 000 m 的个例有 6 次。温江仅出现了 2 次对流边界层结构,其对流边界层高度分别为 220 m 和 750 m。宜昌的对流边界层高度在 210 ~ 820 m 之间。虽然宜昌的海拔高度低于温江,但宜昌的对流边界层高度的最大值大于温江。在稳定边界

层结构的分析中,红原的稳定边界层高度在 10 ~ 430 m 之间。温江的边界层结构大多数是稳定边界层结构,其稳定边界层高度在 10 ~ 700 m 之间。宜昌的稳定边界层高度在 10 ~ 420 m 之间。需要指出的是,采用 Richardson 数法,在红原、温江和宜昌分别有 21、14 和 31 个个例估算得到的稳定边界层高度低于 50 m。

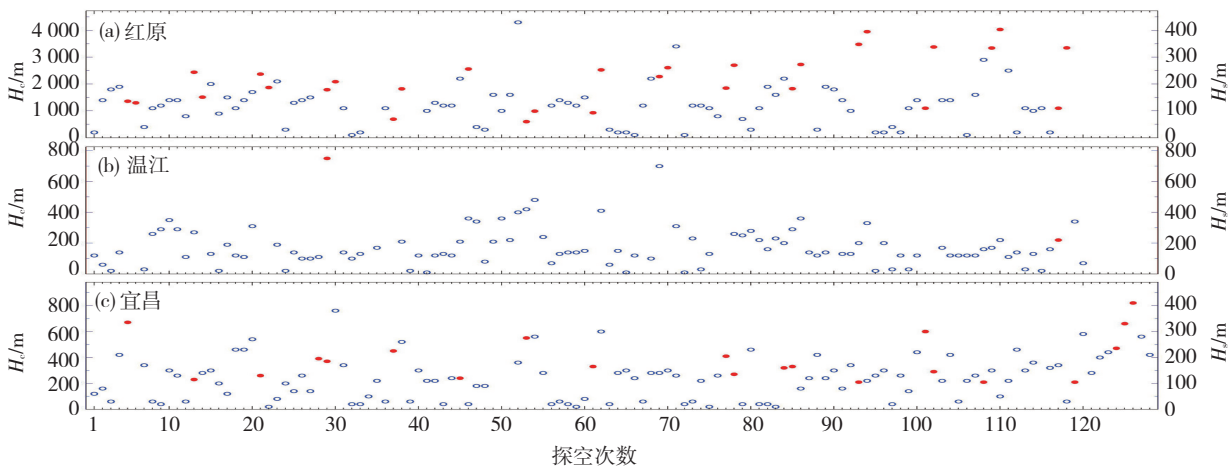


图2 2007年探空加密试验中3个站点资料估算得到的对流边界层高度(H_c , 圆点)和稳定边界层高度(H_s , 圆圈)

Fig. 2 The CBL height (H_c , dot) and SBL height (H_s , circle) of the 3 stations determined in the 2007 experiment

如图3所示,在2007年探空加密试验中,红原的对流边界层个例都出现在 1400 和 1700 LST,其中对流边界层高度的最大值出现在 1700 LST。温江的 2 次对流边界层个例出现在 1400 LST。虽然宜昌的对流边界层个例大多数出现在 1400 LST,其对流边界层高度的最大值出现在 1700 LST。在 3 个站点几乎全天都可以观测到稳定边界层结构。红原、温江和宜昌的稳定边界层高度的最大值分别出现在 1100、1400 和 1700 LST。在温江,稳定边界层高度的最大值与对流边界层高度的最大值相当。为考查大气边界层高度的日变化,本文将同时刻对流边界层高度和稳定边界层高度做平均得到的平均边界层高度作为分析对象。分析发现,3 个站点的平均边界层高度具有相似的日变化特征,即平均边界层高度在白天较高而在夜间较低,这主要是由于对流边界层结构主要出现在白天且其高度多高于稳定边界层高度。此外,青藏高原东侧的平均边界层高度的日变化振幅大于平原地区,红原的平均边界层高度的日变化范围是 51 ~ 2 495 m,而温江和宜昌的平均边界层高度的日变化范围分别是 117 ~ 333 m 和 70 ~ 361 m。

对 2008 年探空加密试验资料进行分析发现,改则的边界层高度可以发展到近 5 000 m。如图 4 所示,改则的对流边界层高度在 210 ~ 4 860 m 之间,其中仅有 20 个例的对流边界层高度低于 1 000 m,而分别有 36 个例和 11 个例的对流边界层高度高于

3 000 m 和 4 000 m。理塘的海拔高度稍低于改则,其对流边界层高度在 270 ~ 3 670 m 之间,其中分别有 20 个例和 6 个例的对流边界层高度高于 1 000 m 和 3 000 m。丽江和大理的海拔高度在 2 000 m 附近,两站的对流边界层高度都在 3 000 m 以下。丽江的对流边界层高度在 300 ~ 2 700 m 之间,其中有 21 个例的对流边界层高度高于 1 000 m;而大理的对流边界层高度在 210 ~ 2 410 m 之间,其中有 14 个例的对流边界层高度高于 1 000 m。昆明和腾冲是 2008 年探空加密试验中海拔高度最低的两个站点,两站的对流边界层高度都在 2 000 m 以下。昆明的对流边界层高度在 300 ~ 1 300 m 之间,其中有 5 个例的对流边界层高度高于 1 000 m;而腾冲的对流边界层的高度在 300 ~ 1 800 m 之间,其中有 8 个例的对流边界层高度高于 1 000 m。由上可见,对流边界层高度的最大值与站点所处位置及海拔高度有关。另外,在 2008 年探空加密试验中,改则和理塘的对流边界层高度的最大值出现在春季,而其它站点则出现在夏季。在稳定边界层结构的分析中,海拔高度在 2 000 m 以上的三个站点的稳定边界层高度都可以发展到 1 000 m 以上,其中改则、理塘和丽江的稳定边界层高度分别在 10 ~ 1 510 m、10 ~ 1 110 m 和 100 ~ 1 100 m 之间变化。然而,海拔高度低于 2 000 m 的三个站点的稳定边界层高度都在 1 000 m 以下,其中大理、昆明和腾冲的稳定边界层高度分别在 10 ~ 450 m、100 ~ 800 m 和 100 ~ 400 m 之间变化。此外,采

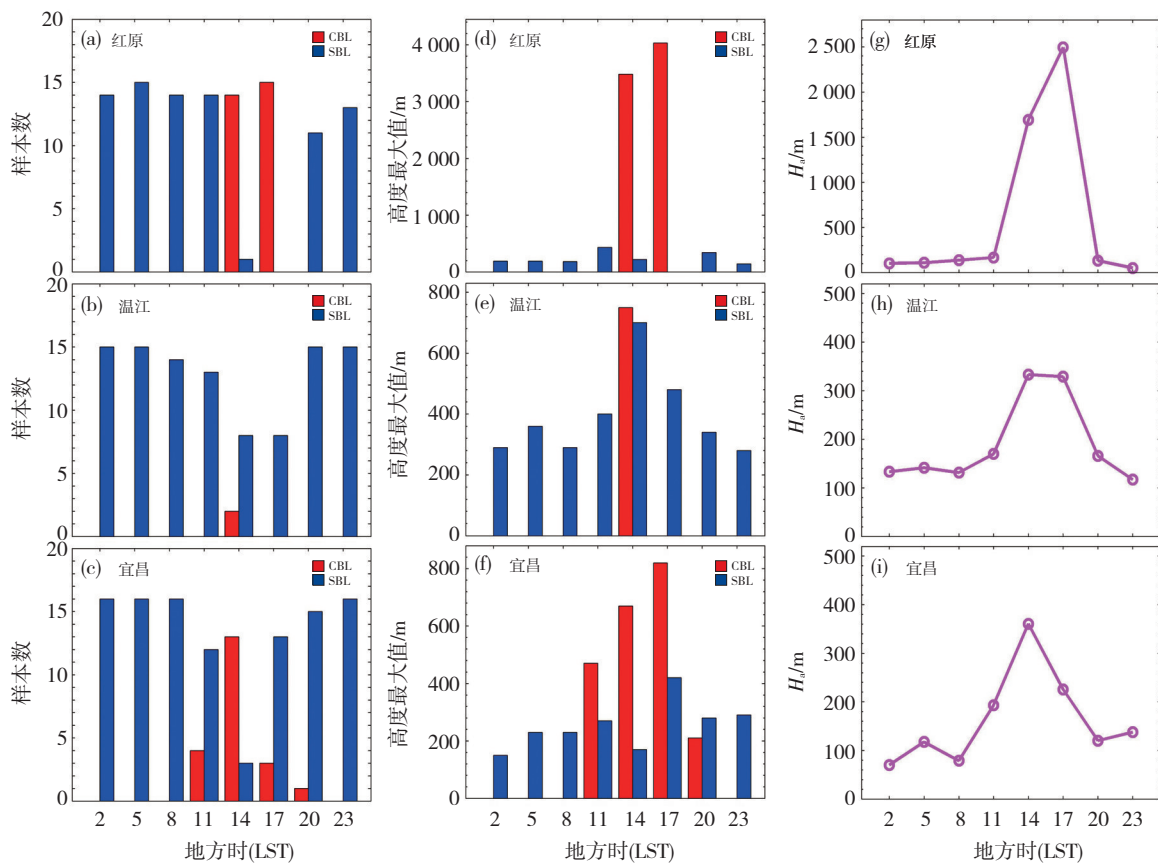


图3 2007年探空加密试验中3个站点的对流边界层和稳定边界层的样本数的日变化(a、b、c)、对流边界层高度和稳定边界层高度的最大值的日变化(d、e、f)以及平均边界层高度(H_a)的日变化(g、h、i)

Fig. 3 The diurnal variations of CBL and SBL samples (a, b, c), maximum CBL and SBL heights (d, e, f), and mean ABL heights (H_a , g, h, i) in the 2007 experiment

用Richardson数法,在这些站点同样估算得到了一些浅薄稳定边界层高度。

图5给出了2008年探空加密试验中6个站点的对流边界层和稳定边界层的样本数的日变化、对流边界层高度和稳定边界层高度的最大值的日变化以及平均边界层高度的日变化。可以看到,改则的对流边界层个例大多数出现在1400和2000 LST,其中对流边界层高度的最大值出现在2000 LST。丽江和腾冲的对流边界层个例主要出现在1400 LST,且对流边界层高度的最大值也出现在这个时间。虽然大理的对流边界层个例多出现在1400 LST,其对流边界层高度的最大值却出现在2000 LST。有趣的是,昆明的对流边界层个例全出现在1400 LST,而理塘的对流边界层个例全天可见。然而,理塘的对流边界层个例多数还是出现在1400 LST,其对流边界层高度的最大值也出现在这个时间。在稳定边界层结构的分析中,除理塘外,其它站点的稳定边界层结构全天可见,其中大多数个例出现在夜间。理塘的稳定边界层个例多数也出现在夜间,但在1400 LST没有观测到稳定边界层个例。昆明在1400 LST出现的稳定边界层的个例数与同时

刻出现的对流边界层的个例数相当,且稳定边界层高度的最大值也出现在这个时间。改则的稳定边界层高度的最大值出现在0200 LST,而理塘、丽江和大理的稳定边界层高度的最大值都出现在2000 LST。虽然腾冲的稳定边界层高度的最大值在0200和0800 LST都可以观测到,其稳定边界层高度在全天无明显变化。在平均边界层高度的日变化方面,高原中部站点与高原东侧站点表现不同。在高原东侧,平均边界层高度在夜间较低而在白天较高,平均边界层高度的最大值出现在1400 LST;而在高原中部,平均边界层高度在日出左右较低,之后随时间逐渐增高,并在晚上2000 LST出现最大值。这意味着高原中部的大气边界层从中午到晚上都有旺盛的发展。此外,图5还显示,平均边界层高度的日变化振幅随站点海拔高度的增高而增大。在2008年探空加密试验的6个站点中,改则的平均边界层高度的日变化范围最大,为121~2390 m;昆明的平均边界层高度的日变化范围最小,为195~607 m;而理塘、丽江、大理和腾冲的平均边界层高度的日变化范围分别为163~1858 m、156~1221 m、68~946 m和163~670 m。

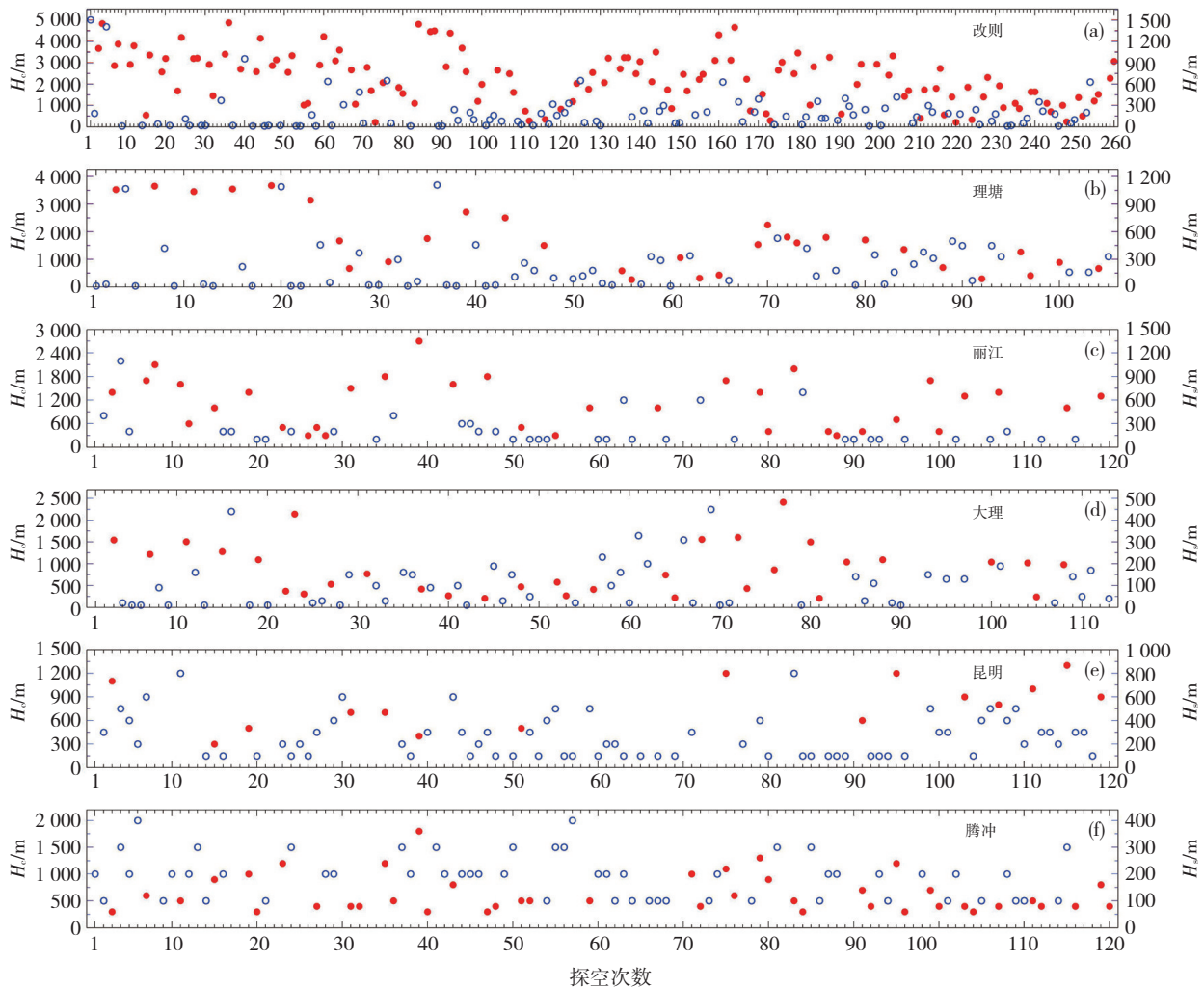


图4 2008年探空加密试验中6个站点资料估算得到的对流边界层高度(H_c , 圆点)和稳定边界层高度(H_s , 圆圈)

Fig. 4 The CBL height (H_c , dot) and SBL height (H_s , circle) of the 6 stations determined in the 2008 experiment

图6给出了2010年探空加密试验中7个站点资料估算得到的对流边界层高度和稳定边界层高度。在高原东侧,红原的对流边界层高度在570~2 250 m之间,其中有23个例的对流边界层高度高于1 000 m;而稻城的对流边界层高度在210~2 540 m之间,其中有31个例的对流边界层高度高于1 000 m。分析发现,四川盆地的对流边界层高度可以发展到1 000 m以上。雅安的对流边界层高度在240~1 380 m之间,其中有5个例的对流边界层高度高于1 000 m;温江的对流边界层高度在270~1 110 m之间,其中有1个例的对流边界层高度高于1 000 m。在长江中游,对流边界层的高度可以发展得更高。恩施、宜昌和武汉的对流边界层高度分别在240~1 800 m、240~1 740 m和240~1 560 m之间,其中对流边界层高度高于1 000 m的个例数分别为27、21和32。在稳定边界层结构的分析中,青藏高原及下游地区的稳定边界层高度都低于1 000 m。在高原东侧,红原的稳定边界层高度在30~450 m之间,而稻城的稳定边界层高度在10~620 m之

间。在四川盆地,雅安的稳定边界层高度在30~510 m之间,而温江的稳定边界层高度在30~840 m之间。在长江中游,恩施、宜昌和武汉的稳定边界层高度分别在30~720 m、30~960 m和30~930 m之间。此外,采用Richardson数法,也估算得到了一些浅薄稳定边界层高度。

图7给出了2010年探空加密试验中7个站点的对流边界层和稳定边界层的样本数的日变化、对流边界层高度和稳定边界层高度的最大值的日变化以及平均边界层高度的日变化。可以看到,高原东侧和四川盆地的对流边界层个例多数出现在1400 LST,少数出现在2000 LST,而长江中游的对流边界层个例大多数出现在1100~1700 LST。高原东侧和四川盆地的对流边界层高度的最大值出现在1400 LST;在长江中游的站点中,宜昌的对流边界层高度的最大值出现在1400 LST,而恩施和武汉的对流边界层高度的最大值出现在1700 LST。虽然稻城的对流边界层结构较少出现在2000 LST,该时间的对流边界层高度的最大值可达

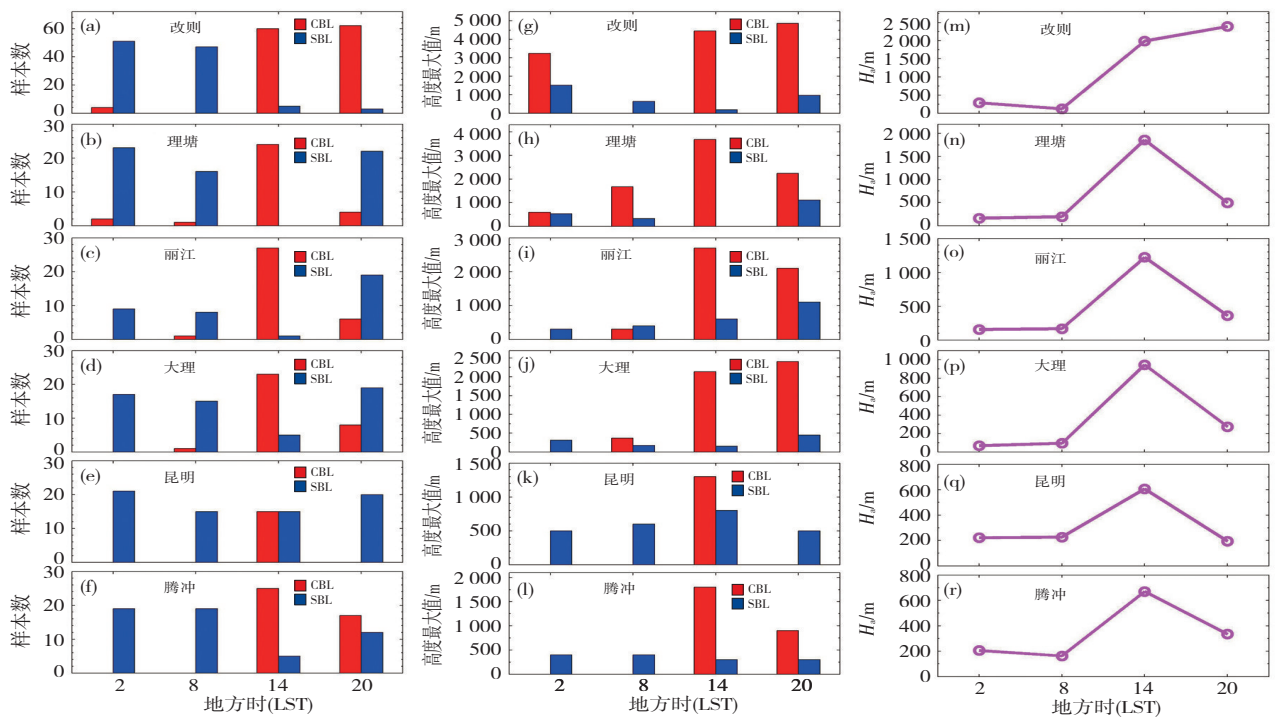


图5 2008年探空加密试验中6个站点的对流边界层和稳定边界层的样本数的日变化(a-f)、对流边界层高度和稳定边界层高度的最大值的日变化(g-l)以及平均边界层高度(H_a)的日变化(m-r)

Fig. 5 The diurnal variations of CBL and SBL samples (a-f), maximum CBL and SBL heights (g-l), and mean ABL heights (H_a , m-r) in the 2008 experiment

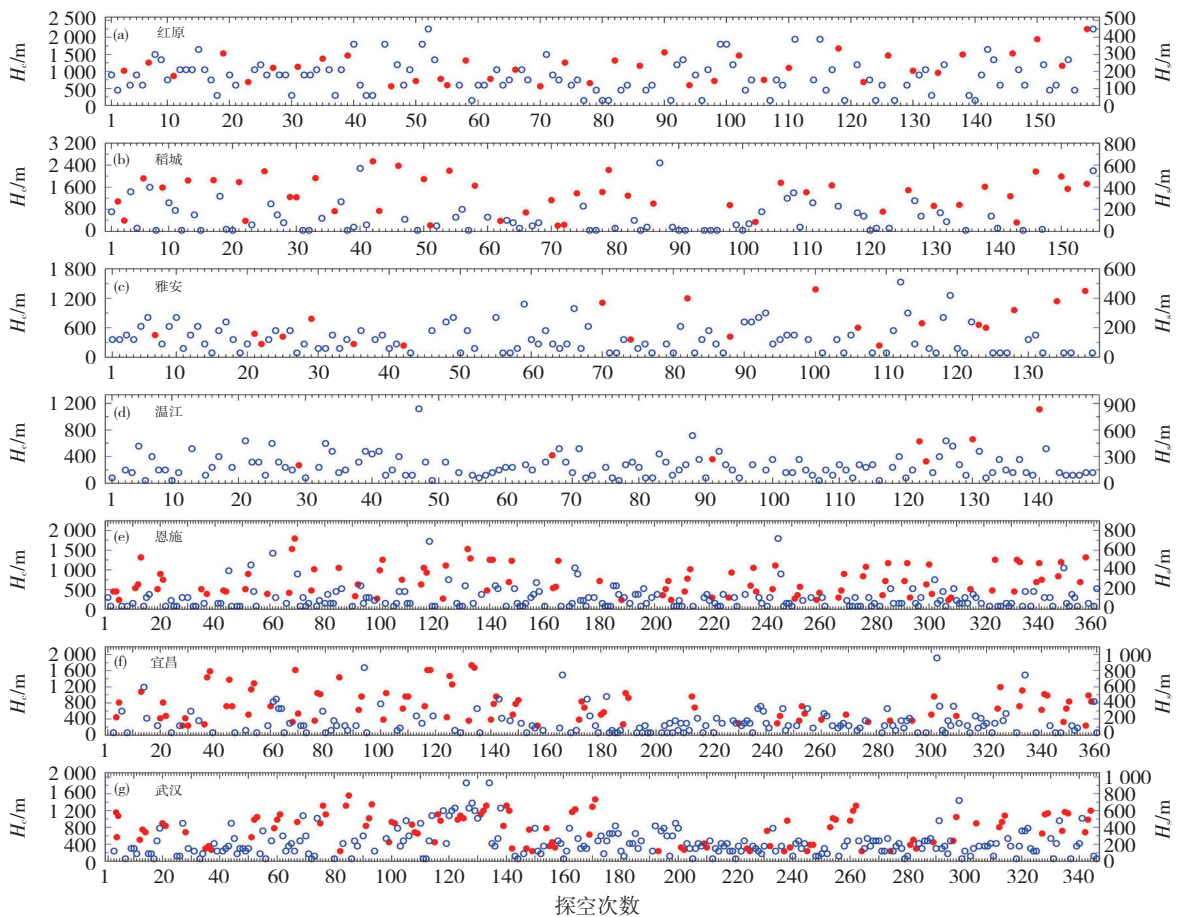


图6 2010年探空加密试验中7个站点资料估算得到的对流边界层高度(H_c , 圆点)和稳定边界层高度(H_s , 圆圈)

Fig. 6 The CBL height (H_c , dot) and SBL height (H_s , circle) of the 7 stations determined in the 2010 experiment

2 230 m, 接近1400 LST出现的对流边界层高度的最大值2 540 m。在稳定边界层结构的分析中, 高原东侧及下游地区的稳定边界层结构全天可见, 但多数还是出现在夜间和早上。在高原东侧, 红原的稳定边界层高度的最大值出现在0200和2000 LST, 而稻城的稳定边界层高度的最大值出现在2000 LST。在四川盆地, 雅安的稳定边界层高度的最大值出现在2000 LST, 但温江的稳定边界层高度的最大值却出现在1400 LST。在长江中游, 恩施和宜昌的稳定边界层高度的最大值出现在1700 LST, 而武汉的稳定边界层高度的最大值出现在2000 LST。在平均边界层高度的日变化方面,

2010年探空加密试验的7个站点具有相似的平均边界层高度的日变化, 其变化特征与2007年探空加密试验的分析结果类似, 即平均边界层高度在白天较高而在夜间较低。平均边界层高度的日变化振幅在高原东侧最大, 在四川盆地最小, 而长江中游在两者之间。在高原东侧, 红原和稻城的平均边界层高度的日变化范围分别是151~1 075 m和39~1 386 m。在四川盆地, 雅安和温江的平均边界层高度的日变化范围分别是98~510 m和134~376 m。在长江中游, 恩施、宜昌和武汉的平均边界层高度的日变化范围分别是64~729 m、77~762 m和165~755 m。

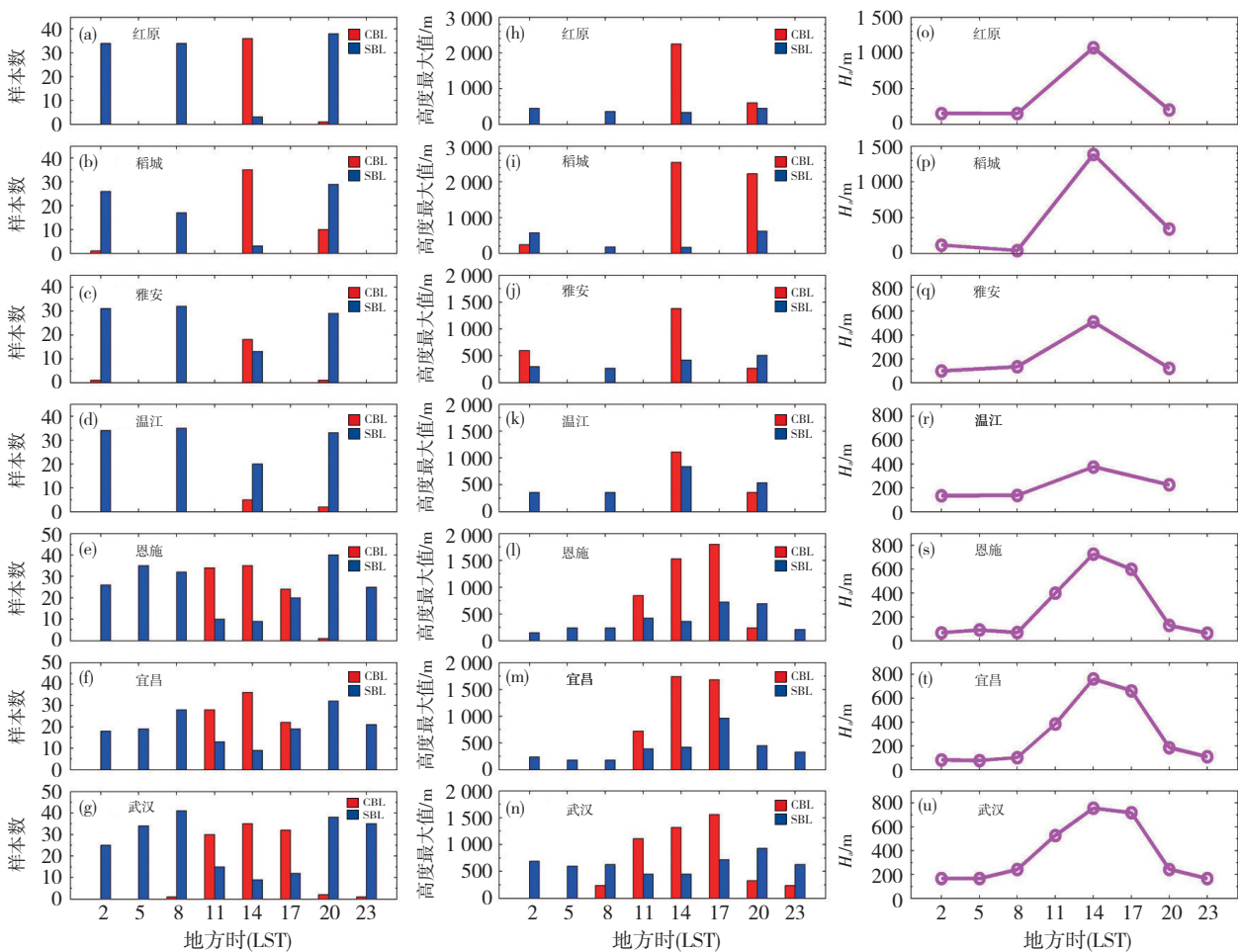


图7 2010年探空加密试验中7个站点的对流边界层和稳定边界层的样本数的日变化(a-g)、对流边界层高度和稳定边界层高度的最大值的日变化(h-n)以及平均边界层高度(H_a)的日变化(o-u)

Fig. 7 The diurnal variations of CBL and SBL samples (a-g), maximum CBL and SBL heights (h-n), and mean ABL heights (H_a , o-u) in the 2010 experiment

3 不同时段青藏高原及其下游地区大气边界层结构特征比较

本文对三个时段的探空加密试验资料进行分析发现, 青藏高原及其下游地区的大气边界层结构具有明显的局地特征。在2008年试验中, 高原中部的对流

性边界层结构比较多见, 其对流性边界层结构出现概率高于高原东侧, 这从侧面印证了高原中部的热源强度大于高原东部^[30]。在2007年和2010年的试验中, 高原东侧及下游地区的边界层结构多为稳定性边界层结构, 特别是四川盆地, 稳定性边界层结构出现的概率远高于上游的高原和下游的长江中游, 这种现象可

能与四川盆地的独特地形造成该区域大气层结比较稳定有关。分析还发现,四川盆地和长江中游的对流性边界层结构的出现概率在夏季高于冬季,这表明夏季太阳辐射的增强会促进大气边界层内对流性运动加强,然而高原东侧没有这一明显现象,其中原因需开展进一步的工作进行探究。

在青藏高原,由于地形独特,对流边界层的高度发展得比平原地区高。在现有的研究报道中,安多(32.2°N,91.6°E,4 700 m)的对流边界层高度在1998年夏季可以发展到3 550 m^[25],而珠穆朗玛峰(28.1°N,86.9°E,5 149 m)的对流边界层高度在2005年春季可以发展到3 888 m^[23]。根据Li et al.^[24]的分析结果,Bujiao(31.4°N,91.9°E,4 509 m)的对流边界层高度在2004年春季可以发展到4 430 m,而在2004年夏季仅有2 212 m。表3给出了本文分析站点的对流边界层和稳定边界层的最大高度及其出现时间,可以看到,与安多和Bujiao同处高原中部的改则,其对流边界层高度在2008年春季可以发展到4 860 m,这个高度比2004年春季Bujiao的对流边界层高度还要高,也高于2005

春季珠穆朗玛峰的对流边界层高度;在2008年夏季,改则的对流边界层高度下降到3 450 m,变化趋势与Bujiao类似,但改则的对流边界层高度仍高于Bujiao的。另外,在2008年试验中,位于高原东侧的理塘、丽江、大理、昆明和腾冲的对流边界层高度,在春季和夏季都低于改则的对流边界层高度。这表明高原中部和东侧对流边界层的发展在春季比在夏季旺盛,而且高原中部对流边界层发展得更高。对比2007年和2010年的试验,可以发现,高原东侧红原的对流边界层高度,从2007年冬季4 030 m下降到2010年夏季2 250 m,而四川盆地温江的对流边界层高度,从2007年冬季750 m上升到2010年夏季1 110 m,长江中游宜昌的对流边界层高度,也从2007年冬季820 m上升到2010年夏季1 740 m,这显示高原东侧对流边界层高度的变化趋势与其下游地区相反。表3还显示,四川盆地雅安和温江的对流边界层高度,在2007年冬季和2010年夏季都低于长江中游恩施、宜昌和武汉的对流边界层高度,这说明盆地地形造成该区域对流边界层的发展高度低于同纬度区域的长江中游。

表3 13个探空加密站点对流边界层和稳定边界层的最大高度及其出现时间

Table 3 Maximum CBL and SBL heights and their appearing time in the 13 stations

站点	试验时间	对流边界层		稳定边界层	
		最大高度/m	出现时间	最大高度/m	出现时间
改则	2008年春	4 860	3月4日20时	960	3月5日20时
	2008年夏	3 450	6月2日20时	630	7月15日8时
理塘	2008年春	3 670	3月11日14时	1 110	3月15日20时
	2008年夏	2 240	7月7日20时	530	7月8日2时
红原	2007年冬	4 030	12月23日17时	430	12月16日11时
	2010年夏	2 250	7月31日14时	450	7月5日2时
稻城	2010年夏	2 540	7月3日14时	620	7月14日20时
丽江	2008年夏	2 700	6月29日14时	1 100	6月20日20时
大理	2008年春	2 140	3月12日14时	450	5月21日20时
	2008年夏	2 410	7月7日20时	190	7月13日20时
昆明	2008年夏	1 300	7月18日14时	800	7月10日14时
腾冲	2008年夏	1 800	6月29日14时	400	6月21日8时
雅安	2010年夏	1 380	7月19日14时	510	7月23日20时
温江	2007年冬	750	12月13日14时	700	12月18日14时
	2010年夏	1 110	7月29日14时	840	7月3日14时
恩施	2010年夏	1 800	6月24日17时	720	7月16日17时
宜昌	2007年冬	820	12月25日17时	420	12月10日17时
	2010年夏	1 740	7月2日14时	960	7月23日17时
武汉	2010年夏	1 560	6月26日17时	930	7月2日20时

有关青藏高原及其下游地区稳定边界层高度的研究报道较少。从本文表3给出的结果可以看到,无

论高原中部的改则还是高原东侧的理塘和大理,其最大稳定边界层高度在2008年春季高于夏季,其中改则

和理塘的海拔高度比较接近,两者的稳定边界层高度在2008年春季和夏季相差不大;然而,丽江和大理相距较近且海拔高度也比较接近,但两者的稳定边界层高度在2008年夏季分别为1 100 m和190 m,高度相差较大。这表明,高原稳定边界层高度在春季高于夏季,但稳定边界层高度与站点海拔高度的相关性不明显。对比2007年和2010年试验可以发现,高原东侧的红原、四川盆地的温江以及长江中游的宜昌,其最大稳定边界层高度都在2010年夏季高于2007年冬季,其中宜昌的差值最大,温江的次之,而红原的最小;此外,在2007年冬季试验中,温江的稳定边界层高度最高,而在2010年夏季试验中,宜昌的稳定边界层高度最高。可见,在冬季四川盆地的稳定边界层高度高于高原东侧和长江中游,而在夏季长江中游的稳定边界层高度高于高原东侧和四川盆地,冬夏差异导致的稳定边界层高度的变化幅度在长江中游最明显,四川盆地次之,而高原东侧最小。需要指出的是,正如Seibert et al.^[4]所指出的那样,总体Richardson数是基于地面温度进行计算的,由于临界Richardson数是预先设定的,如果近地层出现风数据缺失或准静风情况,采用Richardson数法就难以估算出稳定边界层高度或估算出浅薄的稳定边界层高度。如何处理这个问题,需要在后续工作中做进一步探讨。

本文在分析中尝试利用有限资料从平均边界层高度的角度初步探讨边界层高度的日变化特征。分析发现,高原东侧及其下游地区的平均边界层高度的日变化具有相似的演变特征。平均边界层高度在白天较高而在夜间较低。然而,高原中部的平均边界层高度在日出左右较低,之后随时间逐渐增高,并在晚上达到最大值。这是因为在高原中部,对流边界层结构在晚上出现得较多,且对流边界层高度的最大值也出现在晚上;而在高原东侧及其下游地区,对流边界层结构及对流边界层高度的最大值多出现在白天。除在高原中部外,夜间特别是午夜前后较少观测到对流边界层结构,而稳定边界层结构几乎全天可见。在四川盆地,特别是温江,仅观测到少数对流边界层结构,另外稳定边界层高度的最大值出现在下午,且其高度与对流边界层高度的最大值相当,这也是该地区平均边界层高度的日变化振幅较小的原因。由于高原对流边界层高度高于平原且随站点海拔高度的增加而增高,高原的平均边界层高度的日变化振幅大于平原,并且其日变化振幅随站点海拔高度的增加而增大。然而,由于本文用到的高原地区探空廓线的时间分辨率多为6 h,分析得到的高原大气边界层结构的日变化演变特征还比较粗略。如能获取3 h或更高时间

分辨率的数据进行分析,将有助于更加精细地描述青藏高原大气边界层结构的演变特征。

4 结论

本文利用三个时段探空加密试验资料,分析了青藏高原及其下游区域的对流边界层和稳定边界层的高度特征,并初步探讨了上述区域平均边界层高度的日变化特点,得到结论如下。

(1) 高原中部对流边界层结构的出现概率高于高原东侧、四川盆地和长江中游,其中四川盆地和长江中游对流边界层结构的出现概率在夏季高于冬季。四川盆地稳定边界层结构的出现概率远高于高原和长江中游。

(2) 高原中部和东侧对流边界层的发展高度在春季高而夏季低,其中高原中部对流边界层高度高于高原东侧。高原中部改则的对流边界层高度在2008年春季可以发展到4 860 m,而在夏季则下降到3 450 m。四川盆地和长江中游的对流边界层高度冬季低、夏季高,而高原东侧对流边界层高度的变化趋势则相反。四川盆地的地形造成该区域对流边界层的发展高度低于同纬度区域的长江中游。

(3) 高原稳定边界层高度在春季高于夏季,但稳定边界层高度与站点海拔高度的相关性不明显。在冬季四川盆地的稳定边界层高度高于高原东侧和长江中游,而在夏季长江中游的稳定边界层高度高于高原东侧和四川盆地,冬夏差异导致的稳定边界层高度的变化幅度在长江中游最明显,四川盆地次之,而高原东侧最小。

(4) 高原东侧、四川盆地及长江中游的平均边界层高度的日变化具有相似的演变特征,平均边界层高度在白天高夜间低,而高原中部的平均边界层高度在日出左右较低,之后随时间逐渐增高,并在晚上达到最大值。高原的平均边界层高度的日变化振幅大于四川盆地和长江中游,且其日变化振幅随站点海拔高度的增加而增大。

中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室JICA项目组为本研究提供2008年青藏高原探空加密试验数据,特此感谢!

参考文献:

- [1] Baklanov A A, Grisogono B, Bornstein R, et al. The nature, theory, and modeling of atmospheric planetary boundary layers [J]. *Bulletin American Meteorological Society*, 2011, 92: 123–128
- [2] Zhang Q, Zhang J, Qiao J, et al. Relationship of atmospheric boundary layer depth with thermodynamic processes at the land surface in arid re-

- gions of China [J]. *Science China Earth Sciences*, 2011, 54: 1 586–1 594, doi: 10.1007/s11430-011-4207-0
- [3] 赵鸣. 边界层和陆面过程对中国暴雨影响研究的进展[J]. *暴雨灾害*, 2008, 27(2): 186–190
- [4] Seibert P, Beyrich F, Gryning S, et al. Review and intercomparison of operational methods for the determination of the mixing height [J]. *Atmospheric Environment*, 2000, 34: 1 001–1 027
- [5] Shin H H, Hong S. Intercomparison of planetary boundary-layer parameterizations in the WRF model for a single day from CASES-99 [J]. *Boundary-Layer Meteorology*, 2011, 139: 261–281
- [6] Holzworth G C. Estimates of mean maximum depths in the contiguous United States [J]. *Monthly Weather Review*, 1964, 92: 235–242
- [7] Holzworth G C. Mixing depths, wind speeds and air pollution potential for selected locations in the United States [J]. *Journal of Applied Meteorology*, 1967, 6: 1 039–1 044
- [8] Banta R M, White A B. Mixing-height differences between land use types: Dependence on wind speed [J]. *Journal of Geophysical Research*, 2003, 108: D10, doi: 10.1029/2002JD002748
- [9] Nielsen-Gammon J W, Powell C L, Mahoney M J, et al. Multisensor estimation of mixing heights over a coastal city [J]. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 2008, 47: 27–43
- [10] 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[J]. *暴雨灾害*, 2008, 27(4): 334–340
- [11] Kamp D, Mckendry I. Diurnal and seasonal trends in convective mixed-layer heights estimated from two years of continuous ceilometers observations in Vancouver, BC [J]. *Boundary-Layer Meteorology*, 2010, 137: 459–475
- [12] Bianco L, Djalalova I V, King C W, et al. Diurnal evolution and annual variability of boundary-layer height and its correlation to other meteorological variables in California's Central Valley [J]. *Boundary-Layer Meteorology*, 2011, 140: 491–511
- [13] Guo P, Kuo Y H, Sokolovskiy S V, et al. Estimating atmospheric boundary layer depth using COSMIC radio occultation data [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2011, 68: 1 703–1 713
- [14] Gao Y, Tang M, Luo S, et al. Some aspects of recent research on the Qinghai-Xizang Plateau meteorology [J]. *Bulletin American Meteorological Society*, 1981, 62: 31–35
- [15] Tao S, Ding Y. Observational evidence of the influence of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau on the occurrence of heavy rain and severe convective storms in China [J]. *Bulletin American Meteorological Society*, 1981, 62: 23–30
- [16] Ye D. Some characteristics of the summer circulation over the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau and its neighborhood [J]. *Bulletin American Meteorological Society*, 1981, 62: 14–19
- [17] Shi X, Wang Y, Xu X. Effect of mesoscale topography over the Tibetan Plateau on summer precipitation in China: A regional model study [J]. *Geophysical Research Letters*, 2008, 35: L19707, doi: 10.1029/2008GL034740
- [18] 郁淑华. 夏季青藏高原低涡研究进展述评[J]. *暴雨灾害*, 2008, 27(4): 367–372
- [19] Xu X, Lu C, Shi X, et al. Large-scale topography of China: A factor for the seasonal progression of the Meiyu rainband [J]. *Journal of Geophysical Research*, 2010, 115: D02110, doi: 10.1029/2009JD012444
- [20] 卓嘎, 徐祥德, 陈联寿. 青藏高原边界层高度特征对大气环流动力学效应的数值试验[J]. *应用气象学报*, 2002, 13(2): 163–169
- [21] 刘红燕, 苗曼倩. 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)*, 2001, 37(3): 348–357
- [22] 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[J]. *高原气象*, 2004, 23(5): 728–733
- [23] 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[J]. *高原气象*, 2006, 25(5): 807–813
- [24] Li M, Ma Y, Ma W, et al. Different characteristics of the structure of atmospheric boundary layer between dry and rainy periods over the northern Tibetan Plateau [J]. *Sciences in Cold and Arid Regions*, 2011, 3: 509–516
- [25] Zuo H, Hu Y, Li D, et al. Seasonal transition and its boundary layer characteristics in Anduo area of Tibetan Plateau [J]. *Progress in Natural Science*, 2005, 15: 239–245
- [26] Eresmaa N, Karppinen A, Joffe S M, et al. Mixing height determination by ceilometers [J]. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2006, 6: 1 485–1 493
- [27] Vogelesang D H P, Holtslag A A M. Evaluation and model impacts of alternative boundary-layer height formulations [J]. *Boundary-Layer Meteorology*, 1996, 81: 245–269
- [28] Holtslag A A M, De Bruijn E I F, Pan H L. A high resolution air mass transformation model for short-range weather forecasting [J]. *Monthly Weather Review*, 1990, 118: 1 561–1 575
- [29] Sicard M, Pérez C, Rocadenbosch F, et al. Mixed-layer depth determination in the Barcelona coastal area from regular lidar measurements: Methods, results and limitations [J]. *Boundary-Layer Meteorology*, 2006, 119: 135–157
- [30] 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[M]. 北京: 气象出版社, 2000