中国科学: 地球科学 2015 年 第 45 卷 第 6 期: 843 ~ 855
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

青藏高原东南缘边界层对流与湍能结构特征

王寅钧[①②*], 徐祥德[①†], 赵天良[②], 孙绩华[③], 姚文清[①], 周明煜[④⑤]

① 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室, 北京 100081;
② 南京信息工程大学大气物理学院, 南京 210044;
③ 云南省气象科学研究所, 昆明 650034;
④ 国家海洋环境预报中心, 北京 100081;
⑤ 中国气象局北京气候中心, 北京 100081
* 联系人, E-mail: pbl_wyj@sina.cn
† 联系人, E-mail: xuxd@cams.cma.gov.cn

收稿日期: 2014-09-04; 接受日期: 2014-11-25; 网络版发表日期: 2015-05-14
国家自然科学基金项目(批准号: 41130960, 91337000, 41165001, 41175010)和财政部公益性行业(气象)科研专项(编号: GYHY201406001)资助

摘要 通过对青藏高原东南缘大理 2008 年 3~8 月大样本边界层铁塔观测系统超声和梯度资料、风廓线雷达和 GPS 探空资料的综合分析, 研究发现高原东南缘湍能分量(湍流动能、切变项和浮力项)强弱依赖于下垫面植被的变化状况, 且与局地稳定度特征及其动力、热力条件存在显著关系. 近地层处于中性层结时, 机械湍流较强, 湍流动能主要贡献来源于切变项; 当不稳定层结时大气湍流运动则以热力湍流为主, 即浮力项较强, 切变项较弱; 在稳定层结时湍流发展呈间歇性特征, 其中浮力项与切变项亦较弱, 且湍流动能显著小于中性和不稳定状态. 研究亦发现春季位于青藏高原大地形南坡的林芝站浮力项贡献显著大于高原大地形东南缘大理站, 这反映了青藏高原南坡强对流活动过程中热力湍流的重要贡献, 但位于高原东南缘山谷起伏、复杂地形区域的大理站近地层的机械湍流却显著大于高原南坡林芝站; 从湍流-对流运动不同尺度相互作用视角, 研究发现高原东南缘午时对流边界层 CBL(Convective Boundary Layer)顶高可达 1500~2500 m, 边界层湍流动能、切变项、浮力项与对流边界层顶高、局地垂直运动均呈显著相关, 且白天地面感热通量或浮力项的热力湍流作用对 CBL 发展高度亦有明显影响, 而机械湍流的剪切作用影响却相对小; 另外, 近地层切变项机械湍流输送对垂直运动影响显著, 尤其午前其对垂直运动影响高度可达 2500~3000 m; 春、夏季浮力项、切变项与垂直运动相关的日变化峰值均为大气层结显著不稳定阶段, 尤其夏季层结不稳定背景下浮力项午后对垂直运动贡献显著. 本文研究结论揭示出高原东南缘对流活动的湍能源驱动特征及其两者的相互作用.

关键词
GPS探空
风廓线雷达
BL高度
湍流动能
湍能方程各项

青藏高原地势高耸, 范围广大, 平均海拔高度在 4000 m以上, 约达对流层高度的1/3, 作为地球上的一块隆起的台地, 通过近地面层及边界层辐射、感热和潜热的输送形成了一个高耸入自由大气中的热源强迫. 有研究表明(叶笃正和高由禧, 1979; Nitta, 1983; 罗会邦, 1987), 北半球夏季最大热源位于青藏高原上

中文引用格式: 王寅钧, 徐祥德, 赵天良, 孙绩华, 姚文清, 周明煜. 2015. 青藏高原东南缘边界层对流与湍能结构特征. 中国科学: 地球科学, 45: 843–855
英文引用格式: Wang Y J, Xu X D, Zhao T L, Sun J H, Yao W Q, Zhou M Y. 2015. Structures of convection and turbulent kinetic energy in boundary layer over the southeastern edge of the Tibetan Plateau. Science China: Earth Sciences, 58: 1198–1209, doi: 10.1007/s11430-015-5054-1

空. Flohn(1968)认为凸出于对流层中部的青藏高原加热作用是夏季风建立和维持的主要机理.

第一次青藏高原科学试验章基嘉等(1988)揭示出高原上空具有激发对流发展十分有利的温湿结构及其环流特征. Flohn(1968)根据卫星云图估算了高原地区积雨云密度, 强调高原东南部巨大的积雨云对上层大气输送热量的烟囱效应. 戴加洗(1990)指出青藏高原整体年平均积雨云出现次数是我国其他地形区域整体平均的2.5倍. 高原地区的积雨云频率与中国东南沿海高频区域相近, 是中国区域积雨云区出现频数极值区.

徐祥德等(2001)根据1998年6~7月长江流域特大暴雨过程卫星云图动态资料集的分析发现, 长江洪涝过程中青藏高原地区中部和东部出现“爆米花状对流云”高频突发现象, 且呈连续成串从高原中部或东部发生、发展的对流云团族显著东移的特征. 从1998年第二次青藏高原科学试验边界层观测中发现, 高原边界层湍流显著, θ_e热力混合层等较为深厚. 高原中部地面亦具备较好的激发中尺度积云对流环境. 高原中部当雄边界层加密观测期声雷达资料分析亦可发现窄长的对流热泡特征, 且热泡上升气流速度异常, 垂直速度可达1 m s^{-1}左右, 其两侧为对称细长的下沉带. 热对流泡维持时间尺度为1.2~1.5 h, 这表明高原地区中小尺度对流泡活动十分活跃; 高原“热泡”与强上升运动现象充分表现了高原存在显著的有组织中小尺度湍流运动, 声雷达计算分析的高原低层对流活动中浮力项与切变项的贡献显著地高于平原地区(称为强浮力与切变异常), 形成了高原局地与侧边界能量汇集的重要机制. 青藏高原平均高度4000 m, 空气密度小, 浮力异常, 及其强湍流与强对流活动特征可描述出高原山谷起伏复杂地形“爆米花云”结构的湍流-对流物理图象(徐祥德等, 2001; 周明煜等, 2000). 如何认识青藏高原边界层湍流运动过程异常热泡及其罕见上升运动的成因? 如何理解与洪涝灾害天气发生、发展上游区域青藏高原的强对流云团及其息息相关的边界层湍流特征? 这些问题的探讨始终是高原影响理论研究的关键难题. 因此, 第二次高原试验已初步发现了上述高原对流运动的湍能源特征, 此问题研究亦是深化认识高原湍流-对流运动的关键环节之一.

大理观象台地处青藏高原东南缘, 该地区山谷起伏, 边界层结构复杂, 且处于来自低纬海洋水汽输送的关键通道上, 本文采用中日政府间科技合作JICA计划高原综合观测试验期间大理GPS探空加密观测、风廓线雷达和边界层通量综合观测系统等资料. 从青藏高原边界层对流与湍能结构相关机制的视角, 通过2008年3~8月大样本计算综合分析该地区边界层结构及其与湍流对流能量源特征, 并深化认识高原东南缘边界层湍流-对流运动的相关机理. 以进一步揭示引发第二次青藏高原发现的高原“爆米花云”高频发生现象边界层对流过程, 重点探讨高原边界层对流过程能量源湍流特征及其对局地异常垂直运动贡献问题, 剖析青藏高原东南缘水汽通道关键区CBL高度与近地层湍流能量源的相关关系, 以探讨第二次青藏高原科学试验提出高原对流过程边界层异常热泡及其与爆米花状对流云相关关系.

1 观测使用资料与边界层湍能方程分量计算

本文使用大理观象台的边界层铁塔湍流通量、风廓线雷达、GPS探空综合观测资料, 大理观象台位于25°42′N, 100°11′E, 海拔1990.5 m, 为青藏高原东南缘水汽通道关键区与对流频发区, 观测场周边环境具有高原东南缘山谷地形、特殊地貌和自然与农田相结合的植被特征, 测点的概貌如图1所示.

观测仪器安装在20 m高的铁塔上, 分别在铁塔2, 4, 10和20 m高度处安装风向风速传感器(METONE 034B)和温度、湿度传感器(VAISALA HMP45C-GM), 在5.08 m处安装超声风速温度仪(CSAT3)和CO_2/H_2O红外气体分析仪(Li-Cor, LI7500). 三维超声风速仪用于测量3个方向脉动风速和声学虚温, 采样频率10 Hz, 水平、垂直风速分辨率分别为1.0×10^{-3}和0.5×10^{-3} m s^{-1}, 测量精度分别为±4.0和±2.0 cm s^{-1}. CO_2/H_2O红外气体分析仪用于测量大气中CO_2和水汽密度, 采样频率10 Hz, 分辨率分别为10^{-3} mg m^{-3}和10^{-4} g m^{-3}, 测量精度分别为±0.01和±0.15 mmol mol^{-1}. 采用边界层铁塔10 Hz资料处理为经质量控制的2008年3~8月每30 min间隔大样本, 湍流的资料质量控制步骤采用EDDYPRO软件完成, 主要包括野点剔除、线性去趋和二次坐标旋转修正等方法, 进行平均量、脉动量、方差和协方差等系列湍流通量统计分析. 文中各种资料保持使用时刻的一致性, 均为北京时.

徐安伦等(2010)文中给出了所使用的GPS探空资

料共分为3个阶段: 第1阶段3月7日02:00~3月15日08:00, 第2阶段5月13日02:00~5月22日20:00, 第3阶段7月7日02:00~7月16日20:00. 探空加密观测试验所用仪器为VAISALARS92型探空仪, 探空仪工作于400 Mhz频带, 温度测量精度为0.2℃, 相对湿度测量精度为2%, 气压测量精度为0.4 hPa, 风速测量精度为0.15 m s^{-1}, 风向测量精度为2°.

由于此次加密观测每6 h 1次, 分别为02:00, 08:00, 14:00和20:00, 每次放球时间大约50 min, 每次探测高度大于18000 m. 典型的白天对流边界层的时段只有14:00, 典型的夜间稳定边界层的时段的只有02:00, 08:00和20:00大气处于中性层结, 两者相互转化的过渡阶段.

文中还使用6 h时间间隔的NCEP 1°×1°的格点BL高度再分析资料; 10 min时间间隔的日本住友公司生产的型号为WPRLQ-7的风廓线雷达数据输出产品, 主要包括垂直速度、大气折射率结构常数Cn^2等.

高原边界层内有组织的对流运动与边界层内的小尺度涡旋有关, 本文采用湍流动能方程, 重点探讨维持边界层小尺度涡旋发展的主要湍能源: 湍流动能 $\bar{e}=1/2\left(\overline{u'^2}+\overline{v'^2}+\overline{w'^2}\right)$ 、切变项 $-\overline{u'w'}\partial\bar{u}/\partial z-\overline{v'w'}\partial\bar{v}/\partial z$ 和浮力项 $\overline{w'T'}\,g/T$ 特征, 以分析湍流动能以及湍能方程分量(切变项、浮力项)的重要作用. 为简化计算, 取坐标系与平均风向一致, 假设湍流场水平均一, 忽略下沉, 得到湍流动能方程:

$$\frac{\partial\bar{e}}{\partial t}=\frac{g}{T}\overline{w'T'}-\overline{u'w'}\frac{\partial\bar{u}}{\partial z}-\frac{\partial\left(\overline{w'e}\right)}{\partial z}-\frac{1}{\bar{\rho}}\frac{\partial\left(\overline{w'p'}\right)}{\partial z}-\varepsilon, \quad (1)$$

式中, (1)左端代表湍流动能的局地储存或变化倾向(湍能储存项 $\partial\bar{e}/\partial t$), 右端第1项为浮力产生或消耗(浮力项 $\overline{w'T'}\,g/T$), 第2项为机械或剪切产生或损失项(由于坐标系与平均风向一致, 切变项简化为 $-\overline{u'w'}\partial\bar{u}/\partial z$), 第3项为湍流动能的湍流输运, 第4项为压强相关项, 第5项为湍流耗散项. 本文采用涡动相关法计算 $\overline{w'T'}$, $\overline{u'w'}$ 和 $\bar{e}=1/2\left(\overline{u'^2}+\overline{v'^2}+\overline{w'^2}\right)$, 另外, $\partial\bar{u}/\partial z$ 通过铁塔2和10 m梯度观测30 min平均值线性插值近似得到, 从而计算出方程右边的浮力项和切变项.

根据Pennelet等(1974)和Therry等(1982)分析得到的湍能方程中各分量随高度的变化规律, 近地层切变项是产生湍能的主要来源, 湍能储存项主要受切变项的影响, 浮力项总体影响较弱.

通过高原东南缘大理边界层通量塔2008年3~8月湍流资料计算分析, 发现在近地层湍能储存项与切变项呈明显正相关, 样本数n=1000时, 相关系数R=0.13. 湍能储存项与浮力项基本无相关(图略), 但是在热力湍流较强的时间段(浮力项大于0.002 m^2 s^{-3}), 湍能储存项与浮力项仍然存在一定的正相关, 当样本数n=220时, 相关系数R=0.108, 浮力项大时热力湍流对湍能的贡献作用明显增强, 一般情况机械湍流在近地层对湍能的贡献始终维持主导作用.

2　湍能方程分量日变化特征及其与稳定度的关系

图2(a)~(c)对比分析可见, 近地层湍流动能、切

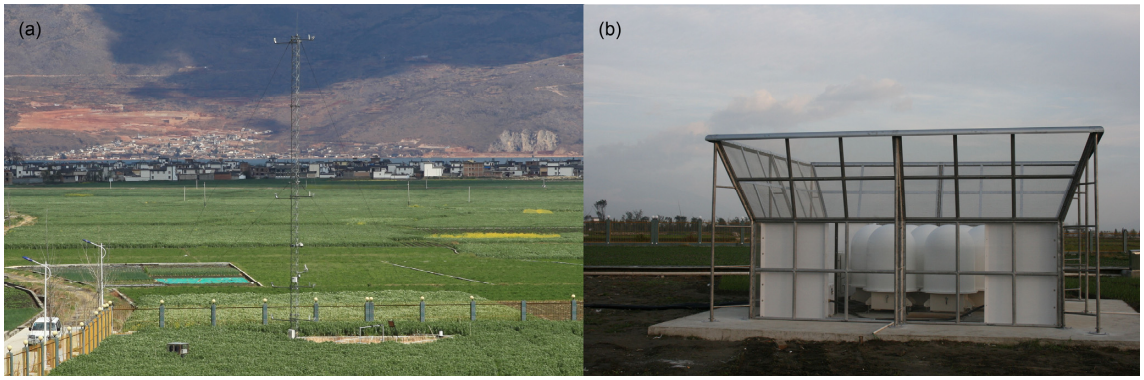


图 1　大理边界层铁塔(a)和风廓线雷达(b)的观测环境

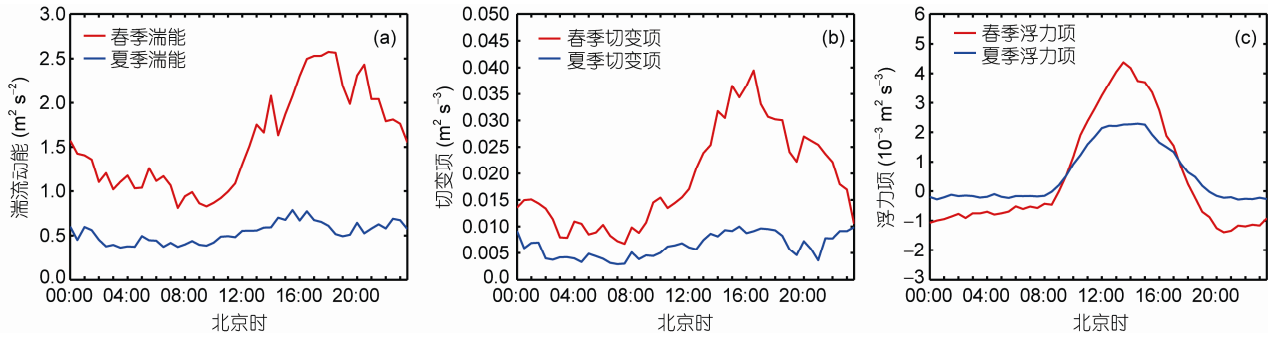


图 2　大理站 2008 年春季和夏季湍流动能 $\bar{e}$ (a)、切变项 $-\overline{u'w'}\partial\bar{u}/\partial z$ (b)和浮力项 $\overline{w'T'}g/T$ (c)的日变化

变项和浮力项均呈显著日变化特征, 其中湍流动能与切变项日变化谷值为09:00左右, 峰值为17:00左右, 浮力项与湍流动能、切变项日变化特征有所差异, 尤其是浮力项峰值为中午14:00左右, 这反映了浮力项对近地层热量通量变化十分敏感. 另外, 从图2(b)和(c)可发现切变项总体明显大于浮力项. 浮力项的大小主要取决于近地层热量通量的变化, 具有明显的日变化特征, 中午达到峰值, 夜间出现数值较小的负值. 夜间浮力项对湍能的变化只起较弱的负贡献, 夜间湍能的主要来源是切变项的贡献. 无论切变项、湍能还是浮力项日较差夏季相对于春季都有减弱的趋势. 由于湍能的主要来源是浮力项和切变项的贡献, 夏季两者的共同减弱使得湍流动能明显减弱.

湍流的强弱与稳定度关系密切, 稳定度z/L由式(2)计算得到; 式(2)中摩擦速度u_*由式(3)采用涡动相关法计算得到:

$$\zeta=\frac{z}{L},L=\frac{-u_*^3}{\kappa\frac{g}{T}\overline{w'T'}}, \tag{2}$$

$$u_*=\left[\left(\overline{u'w'}\right)^2+\left(\overline{v'w'}\right)^2\right]^{1/4}, \tag{3}$$

式中, κ为卡尔曼常数, 取为0.4; g为重力加速度, 取为9.8; $\overline{w'T'}$由涡动相关法求出.

图3(a)中可以看到近地层处于中性层结时($-1/16<z/L<1/16$), 风速达到最大值, 以剪切产生的机械湍流为主, 近地层湍流动能较强其主要贡献来源于切变项; 当不稳定层结时($z/L<-1/16$), 此时大气处于热力湍流为主的状态, 故浮力项较强, 切变项较弱, 但浮力项仍然小于中性时切变项; 稳定层结时($z/L>1/16$), 湍流为间歇性的, 发展较弱, 浮力项与切变项数值都较小, 此时湍流动能小于中性和不稳定时的数值. 此外, 通过春季和夏季的比较发现, 无论浮力项、切变项和湍流动能, 春季都强于夏季. 切变项、湍流动能春季较强与该地区风速密切相关, 而浮力项的季节性变化更多取决于下垫面状态以及天气气候的影响.

3　下垫面状态变化对空气动力学粗糙度 z_0 的影响

本文通过计算不同时间段空气动力学粗糙度z_0, 讨论了下垫面状态变化对z_0的影响. 计算z_0通常可采用近中性条件下多层风速拟合得到, 由于2008年6~8月20 m梯度观测风速质量较差, 考虑到只使用3层风速拟合会出现拟合结果不稳定的情况, 本文这里采用超声风速仪观测的风速V以及由涡动相关法计算的摩擦速度u_*根据莫宁-奥布霍夫相似理论计算z_0的方法, z_0使用式(4)来计算:

$$z_0=z\times\mathrm{e}^{-(\kappa V/u_*+\varphi_m)}, \tag{4}$$

式中, κ为卡尔曼常数, 取为0.4; z=5.08 m为超声风速仪观测高度; V为水平风速; u_*是摩擦速度; Φ_m是莫宁-奥布霍夫相似性函数φ_m的积分形式, φ_m具体表达式如式(5)~(7)所示:

$$\varphi_m=\ln\frac{1+x^2}{2}+\ln\left(\frac{1+x}{2}\right)^2-2\arctan x+\frac{\pi}{2},\quad -5<\zeta<0, \tag{5}$$

$$\varphi_m=-5\zeta,\quad 2>\zeta>0, \tag{6}$$

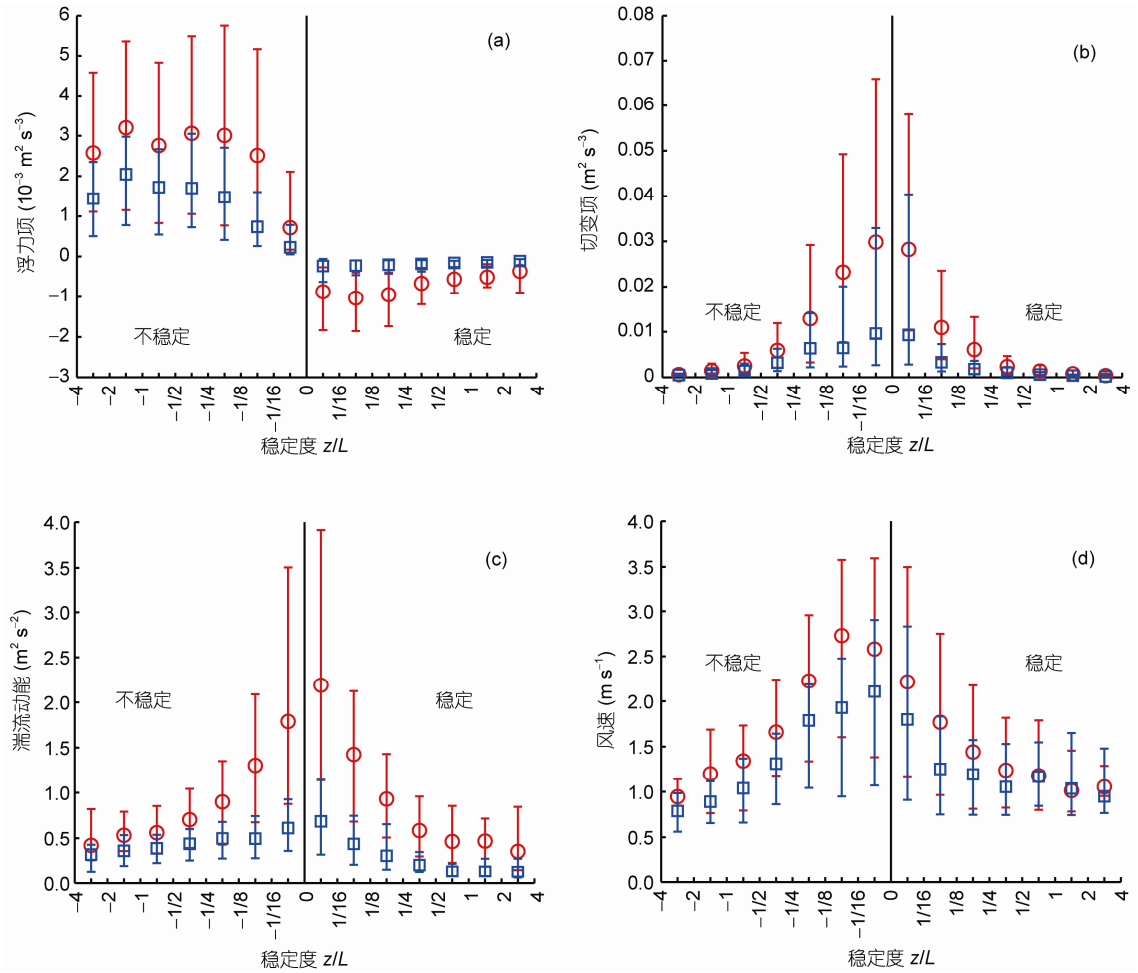


图 3　大理站 2008 年浮力项 $\overline{w'T'}g/T$ (m^2/s^3) (a)、切变项 $-\overline{u'w'}\partial\bar{u}/\partial z$ (m^2/s^3) (b)、湍流动能 $\bar{e}$ (m^2/s^2) (c)、超声风速仪观测风速与稳定度的关系(d)图

将满足相邻两刻度间稳定度内的所有风速、浮力项、切变项和湍流动能样本按大小排序, 红色"○"和蓝色"□"分别为春季、夏季时样本的中值, 上下限为排序 25%和 75%处的值

$$x=(1-16\zeta)^{1/4},\ y=(1-16\zeta)^{1/2}. \tag{7}$$

下垫面状态的改变都会对z_0产生影响, 由于大理边界层观测站处于农田下垫面, 农作物生长、成熟、收割过程中, z_0发生了明显的变化. 孙绩华(2011)给出了大理2008年3~9月这一时间段农作物种植情况: 蚕豆鼓粒、成熟阴谋收割的日期分别为4月6日、4月25日及5月1日, 水稻种植情况见表1. 根据下垫面植被类型的不同, 大理2008年3~8月可分为3个阶段: (1) 从3月1日至5月1日为蚕豆下垫面; (2) 从5月2日至5月23日为裸土下垫面; (3) 从5月24日至8月31日为水稻下垫面. 为保持样本数足够多, 统计结果更加可信, 只将风向粗分为8类, 每类包括的范围为45°, 依据10 m风杯资料观测得到的风向风速玫瑰图(图略), 只对某一时间段内主导风向计算出的z_0样本进行统计, 3~4月主导风向以东风、东南风和南风为主, 而5~8月主导风向以东风和西北风为主.

图4中可以看出z_0的变化与下垫面的状态密切相关, 3~4月上旬处于蚕豆生长成熟期, 叶片茂密, z_0多数情况下维持在0.1~0.3 m, 进入4月下旬后, 随着叶片枯萎, z_0有变小的趋势, 到5月1日蚕豆收割后, 下垫面为裸土, z_0达到最小值, 在0.01~0.05 m左右, 5月23日到6月4日资料缺测, 5月23日水稻移栽后, z_0开始增大, 随着水稻的生长有逐渐增加的趋势, 在7月上

表 1　大理 2008 年 3~9 月水稻种植情况

过程	播种	出苗	三叶	移栽	返青	分蘖
日期	03-31	04-09	04-20~23	05-24	05-29	06-06~10
过程	拔节	孕穗	抽穗	乳熟	成熟	收割
日期	07-08~12	07-18~22	07-30~08-03	09-03	09-22	09-23

旬z_0数值基本稳定, 在0.1~0.2 m左右. 由于观测站下垫面仍然存在一定的非均一性, 使得不同风向计算得到的z_0有一定差异.

4　高原东南缘与高原南坡地区湍能方程分量的特征对比分析

由式(4)经过转换得到式(8):

$$u_* = \frac{\kappa V}{\ln\dfrac{z}{z_0} - \varphi_m}. \tag{8}$$

当超声风速仪观测高度(5.08 m)确定时, 从式(8)可以看出当风速和稳定度确定时, 为满足近地层风速廓线规律, z_0的增大必然引起u_*的增大, u_*反映了近地层由切变作用产生的湍流的强弱, 故z_0的增大会引起切变项和湍流动能的增强. 春季大理观测站风速较强, 下垫面生长茂密的蚕豆, z_0较大, 两者共同作用使得春季大理切变项、湍流动能较强; 5月2日裸土下垫面后, 切变项、湍流动能明显减弱, 到5月中下旬进入湿季后, 风速明显减小, 使得切变项、湍流动能一直维持在相对较小的数值. 以上时间段z_0和风速的变化是引起图5(a)~(b)中切变项、湍流动能变化的重要原因. 图5(c)中可见下垫面状态的变化对浮力项影响也是比较明显的, 当大理站下垫面为裸土时, 热量通量明显增强, 浮力项有时可以达到较大的数值(如4月30日到5月10日), 林芝站下垫面为高原草甸, 春季植被矮小并且较为稀疏, 浮力项相对较大. 另外. 天气气候影响也是引起浮力项变化的因素, 大理3~4月夜间浮力项为负值较为明显, 5~8月浮力项夜间基本为0; 5月下旬进入湿季后, 阴雨天气增多, 浮力项白天正值明显下降(林芝站表现更明显一些).

关于湍流动能以及湍流动能方程中各分量, 众多学者进行了相关的计算. 李萍阳等(2002)计算了森林及林木湿地上空近地层四季湍流动能, 春夏湍流动能的平均值分别为2.04和1.70 $m^2\ s^{-2}$, 温雅婷等(2010)计算了塔中沙漠地区春季和夏季的湍流动能, 季节性差异不明显, 都在1~1.5 $m^2\ s^{-2}$左右. 通过对比可以看出, 高原东南缘大理湍流动能表现在季节性特征明显, 干湿季分明. 关于浮力项与切变项, Weckwerth等(1997)和Drobinski等(1998)给出了在平原地区几天内的计算结果. 第二次青藏高原科学试验当雄计算结果则无论是浮力项还是切变项都超过了以往的观测结果, 而且浮力项与切变项大小相当.

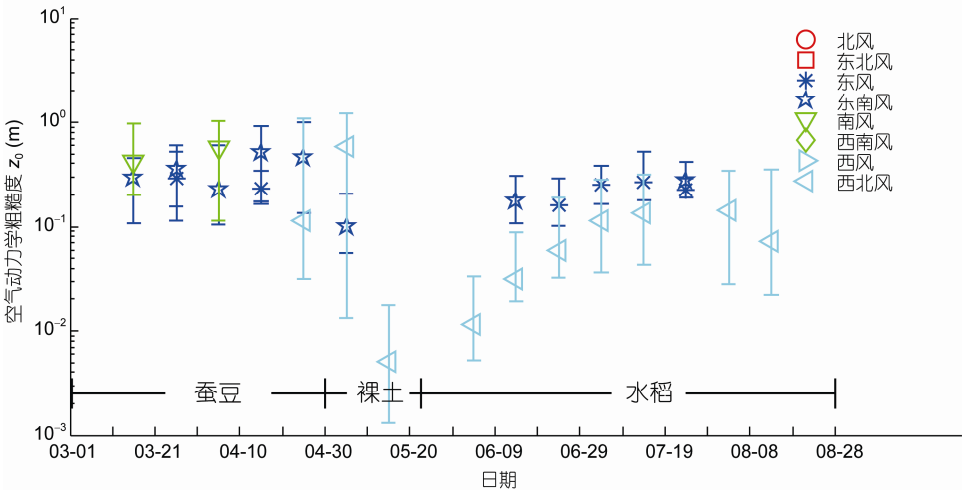


图 4　大理站不同风向条件下以及不同时间段空气动力学粗糙度 z_0 的变化

不同风向条件下相邻两日期内(10 天内)z_0所有样本按从小到大排序的中值, 上下限为 25%和 75%处的值; 样本少于 40 个风向不做统计

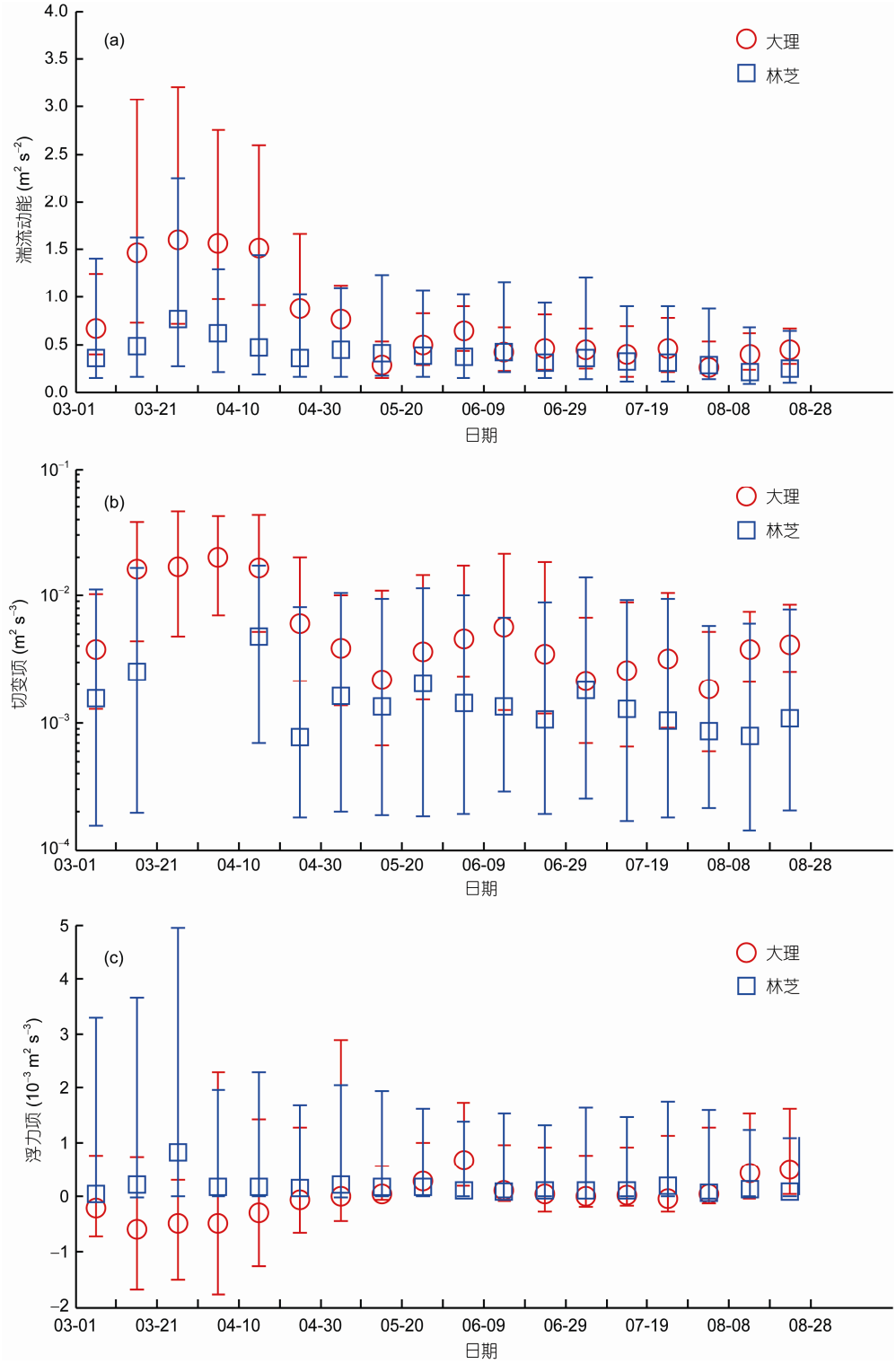


图 5　不同时间段湍流动能 $\bar{e}$ (a)、切变项 $-\overline{u'w'}\partial\bar{u}/\partial z$ (b)和浮力项 $\overline{w'T'}g/T$ (c)的变化

“○”和“□”分别为大理和林芝相邻两日期内(10 天内)各变量所有样本按从小到大排序的中值, 上下限为 25%和 75%处的值; 样本少于 40 个不做统计

说明热力和动力的共同作用使高原地区成为对流活动非常活跃的地区. 通过比较发现, 高原东南缘大理地区的浮力项比青藏高原中部当雄地区偏弱, 大理切变项的数值总体上大于当雄计算结果.

对比分析高原东南缘大理与高原南坡林芝站2008年3~8月湍流动能、切变项和浮力项各项季节变化特征, 可发现春季高原东南缘大理湍流动能、切变项均显著大于高原东南坡林芝, 这反映了春季高原东南缘山谷起伏复杂地形的机械湍流的贡献显著, 且夏季大理切变项仍大于林芝, 但湍流动能项贡献程度两地区较为接近; 夏季两地区浮力项贡献程度相近, 总体上高原南坡林芝浮力项贡献高于高原东南缘大理. 尤其春季青藏高原南坡林芝浮力项贡献显著高于青藏高原东南缘大理, 这反映了青藏高原南坡热力湍流贡献及其强对流活动较高原东南缘更为显著.

5 湍能源各分量与对流运动的相关关系

夏季青藏高原是一个抬高了的高空热源中心, 这个作用叠加在大范围的海陆分布所造成的热力差异上, 使副热带高压带的断裂作用大大加强. 叶笃正等(1979)有关高原热源的研究发现, 高原在夏季是个强大的热源, 最强出现在6月, 平均每天每平方厘米要向四周大气输送约210卡的热量. 如此巨大的冷热源必然会对青藏高原及其邻近地区特别是热带地区的垂直环流产生深远影响. 夏季, 由于青藏高原地-气系统是个强感热源, 在高原主体上空可形成一支强大上升气流, 其走向正好和Hadley环流相反. 高原东南缘湍流结构是否通过与上述高原区域强大的上升气流存在相关机制?

第二次青藏高原试验观测结果表明动量整体输送系数C_D中西部显著低于东部, 这表明高原区域中西部感热、潜热湍流输送的效率受到限制, 高原中东部感热、潜热及其湍流输送较强, 这种近地层湍流输送特征有利于高原东部积云对流的发展与加强. 高原地区水平风速脉动方差平均状况可能接近山地, 这表明由于高原大范围为湍流运动强的区域, 高原上地形高度与复杂特征可能是导致水平脉动方差增大的重要原因(徐祥德等, 2001; 周明煜等, 2000). 夏季, 高原上非绝热加热总量及其变率是由与高原相对流联系的凝结潜热释放所决定. 竺夏英等(2012)发现夏季高原Bowen比仍然是西北大、东南地区小. 这表明夏季青藏高原东南部与对流相联系的凝结潜热释放亦起着重要作用.

为探讨青藏高原东南缘复杂山谷地形的近地层湍流输送与对流活动及其垂直运动, 本文采用2008年3~8月边界层通量铁塔综合观测系统大样本资料, 并使用了风廓线雷达100~3000 m高度探测数据(10 min间隔). 图6(a)和(b)分别为大理站边界层通量综合观测获取的浮力项$\overline{w'T'}\,g/T$、切变项$-\overline{u'w'}\partial\overline{u}/\partial z$与风廓线雷达大样本100~3000 m高度垂直速度w的相关时间(1~24 h)剖面图, 由图6(a)可发现高原东南缘大理站12∶00~17∶00(午后至傍晚)浮力项对该区域垂直运动呈显著相关, 且浮力项热力湍流输送影响的高度可达2500 m以上; 另外, 由图6(b)可发现该区域切变项机械湍流输送与垂直运动亦呈显著相关, 两者日变化相关时段并非持续在午后时段, 而其峰值相关分别为10∶00~12∶00, 其次为14∶00~17∶00及23∶00~24∶00, 与浮力项相比切变项产生机械湍流对该区域垂直运动贡献峰值区虽在13∶00~14∶00有所间断, 但总体上发生在从午前至午后更长时段, 这说明浮力项、切变项与垂直运动相关性特征反映中午时段对流活动过程热力湍流与机械湍流能量的互反馈; 同时由图6(b)可发现近地层切变项机械湍流输送对垂直运动影响高度较浮力项更高, 尤其10∶00~12∶00时段其对垂直运动贡献高度在2500~3000 m相关关系仍十分明显; 另外值得注意的是无论春季、夏季上述浮力项、切变项分别与垂直运动相关峰值时段均对应如图6(c)所示大气层结日变化曲线谷区(不稳定区), 春季层结不稳定谷区为11∶00~12∶00, 夏季为13∶00~15∶00, 显然, 大气层结不稳定夏季较春季滞后, 且谷区维持时段相对长, 夏季层结不稳定背景与浮力项午后对垂直运动贡献相关更为显著.

6 GPS 探空边界层结构特征与风廓线雷达探测大气折射结构指数 Cn^2 分析

数值模拟试验研究可揭示出高原较高边界层不仅决定了高原局地强对流结构和垂直运动分布特征, 而且可显著影响高原周边及其下游地区大气环流异常状况(卓嘎等, 2002). 根据第二次青藏高原试验加密探空与垂直高分辨探空观测资料的分析, 已发现高

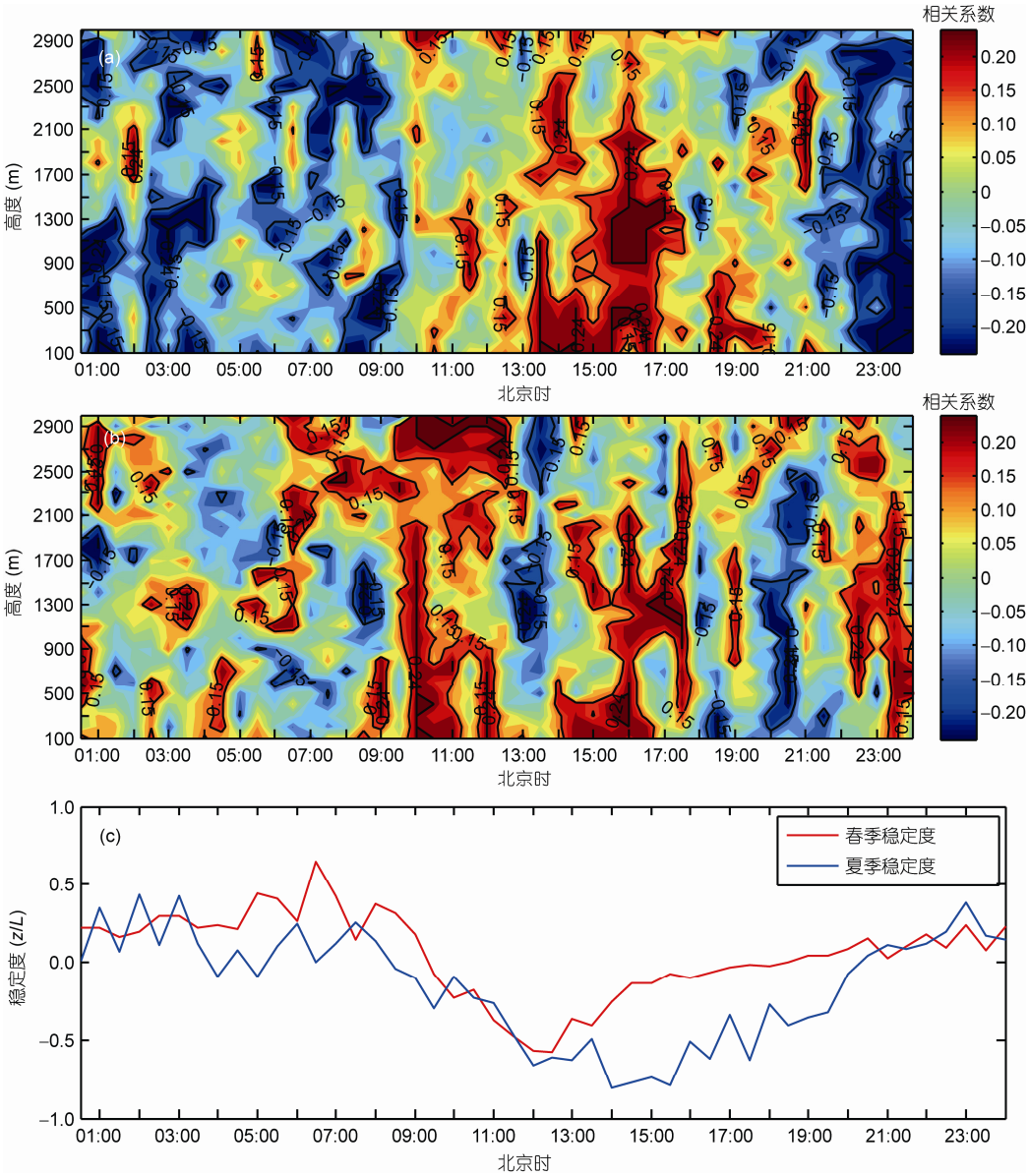


图 6　2008 年 3~8 月风廓线雷达观测垂直速度与各高度层浮力项 $\overline{w'T'}\,g/T$ (m^2/s^3) (a)、切变项 $-\overline{u'w'}\,\partial\bar{u}/\partial z$ (m^2/s^3) (b)相关的时间剖面图以及春季、夏季近地层稳定度的日变化(c)

垂直速度为 30 min 时间间隔. 黑线包括的区域达到 1%显著水平

原存在深厚的热力混合层, 在此层内低层中小尺度湍流结构形成或合并成大直径热泡对流单体, 若干对流单体合并成对流云团, 在云团内部发生充分的对流混合. 因此可观测到深厚的θ_e垂直缓变或不变的层次, 这里称为对流混合层, 强烈的湍流混合可构成深厚对流混合热力边界层. 研究表明高原湍流活动, 湍流输送特征明显大于平原. 高原强迫作用可驱动高原地区特殊的热对流输送, 这表明高原地区存在深厚的Ekman“抽吸泵”的动力机制(徐祥德等, 2001; 周明煜等, 2000). 大理地处高原东南缘对流活跃区及水汽输送关键区, 该地区对流混合热力边界层与湍流能量源分量是否存在相关特征? 此问题是认识该地区区域边界层-对流层相互作用的关键问题之一.

TGRD法认为从地面向上, 当虚位温梯度$\partial\theta_v/\partial z$

首次超过某一阈值的时候, 此高度即是CBL顶部h. Dai等(2011)研究表明, 温度梯度(TGRD, Temperature Gradient)法确定的h较理查森数(R_i)法更为准确, 本文采用TGRD法确定大理站的h. BOREAS(1997年Boreal Ecosystem-Atmosphere Study)和PASE(2007年Pacific Atmospheric Sulfur Experiment)得到的数据, 最优的标准值范围大约是0.6~0.8和1~1.8 K (100 m)$^{-1}$. 然而, 由于需要确定阈值, 这一方法仍然存在一定的不确定性. 通过对大理GPS探空每天14:00的虚位温和比湿廓线综合分析, 研究表明这一地区阈值为0.5 K (100 m)$^{-1}$较为合适.

图7(a)和(b)是大理2008年3月11日14:00虚位温廓线以及比湿廓线, 实线A是由TGRD法确定的h. 可以看到200 m以下虚位温随高度略有减小, 比湿有一定的波动, 可以认为是近地层; 200~1500 m虚位温随高度基本维持常量, 比湿随高度略有减小, 即为垂直混合较强的对流边界层(又称混合层); 1500~2200 m (图7(b)中A实线与B虚线之间)为夹卷层, 此处为自由大气与边界层相互作用的层次, 虚位温随高度迅速增加, 比湿随迅速减小; 2200 m以上为自由大气, 比湿减小到较小数值, 且随高度基本保持不变.

为互相验证GPS探空资料和风廓线雷达资料的准确性, 做出同时间3月11日大理风廓线雷达探测的大气折射率结构常数Cn^2时间剖面图. 影响Cn^2观测

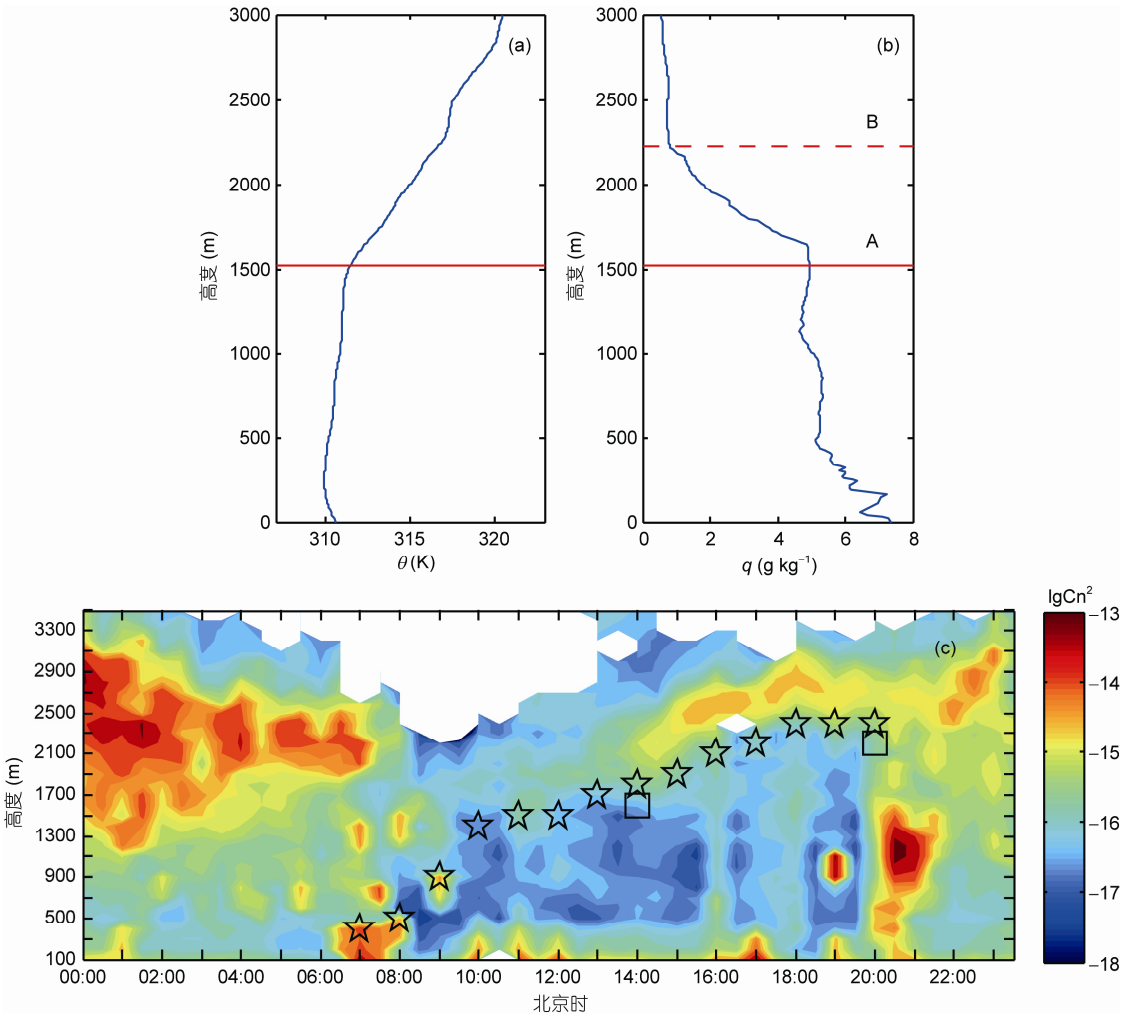


图 7　3 月 11 日 14:00 大理站 GPS 探空得到虚位温θ(a)、q 比湿廓线(b)和风廓线雷达探测大气折射率结构常数 Cn^2(c)图

"☆"和"□"分别为由 Cn^2 和 TGRD 法确定的 CBL 顶高度

值的因素有湍流强度、水汽分布、温度分布和气压分布等, 其中湍流强度和水汽分布的影响最为明显, Cn^2的观测值主要表征了大气的湍流作用(何平, 2006). 图7(c)中可以看到从7∶00~17∶00混合层顶的高度在逐渐增高, 在10∶00以后, 混合层发展逐渐成熟, 混合层顶发展到1000 m以上的高度, 混合层内风切变较弱(图略), 位温梯度较小, 混合层内湍流相对之上夹卷层较弱, 在混合层顶之下Cn^2值相对较小, 在混合层顶之上夹卷层Cn^2值相对较大, 在混合层顶附近Cn^2有较大的阶跃. 14∶00和20∶00混合层顶达到的高度分别为1700和2300 m左右, 这一结果与GPS探空对应时刻得到结果较为吻合, 略有偏高. 在20∶00以后, 由于残余层(RL, Residual Layer)的存在, 湍流活动仍然明显, 所以Cn^2的观测值较大, 并且在低层1000 m左右还有一大值区出现. 由图7(c)可发现夹卷层(Cn^2相对高值层区)位于混合层顶, 两者存在相互依存的相关关系, 本文采用风廓线雷达探测的大气折射率结构常数Cn^2出现较大的阶跃处识别的混合层顶高度与GPS探空获取的混合层顶高度在14∶00和20∶00都十分吻合(图7(c)). 这进一步印证了混合层顶存在着自由大气与边界层相互作用的夹卷层特征结构.

采用第二次高原科学试验期间加密探空资料, 计算1998年高原地区中部拉萨、西部改则、东部昌都5和6月份θ_e相当位温的垂直分布. 分析结果表明旱季阶段5月份在高原地区中部存在着垂直方向充分发展的深厚混合层(高度约为2500 m), 6月份高原西部与中东部亦存在类似的深厚热力混合层, 而通过计算平原地区1998年6月各旬θ_e相当位温垂直分布可发现, 平原地区$\partial\theta_e/\partial z$相对弱, 边界层厚度仅约1000 m高度. 蒋兴文等(2009)利用2007年12月在红原、温江和宜昌同步观测的3 h加密探空资料, 发现红原、温江和宜昌的对流边界层高度分别可达4930, 1000和710 m. 对比两者可知, 高原以及高原东南缘地区相当位温混合层比平原地区要深厚得多约高于平原地区1~2倍.

白天CBL发展的高度跟地面感热通量一段时间内的累积贡献密切相关, 温度越高CBL发展得越厚, 通常需要近地层热通量累积贡献的热量越多, 图8中两者总体上走势呈现一定的一致性. Stull(1988)给出了仅考虑热力学而忽略湍流夹卷动力学的一种预报CBL高度的简单方法. 热力学方法忽略平流或者下沉这些可能改变位温廓线的因素, 用热供应与热吸收相等的热力学原理计算CBL高度, 这种近似方法必然产生一定的误差, 图8中也可以看到CBL高度与感热通量两者走势并非完全同位相.

为了获取更多的样本, 以较客观探讨BL高度与感热通量相关特征, 需进一步考查使用NCEP格点资料代替GPS探空数据可行性. 图9为GPS探空试验(28天)获取的CBL顶高与NCEP再分析相比较结果. 在干季(3月份)NCEP资料结果有一个系统性偏大, 湿季(5和7月份)未发现上述特征, 误差的规律性不明显. 两者位相基本一致, 当然由于大理地区地形极其复杂, NCEP资料格点代表的尺度与GPS探空确有一定差异.

图10(a)和(b)可以看出高原东南缘3~8月每天14∶00 NCEP BL高度与感热通量、浮力项都具有很好的相关性, 样本数n=140时, 相关系数达到R=0.469.

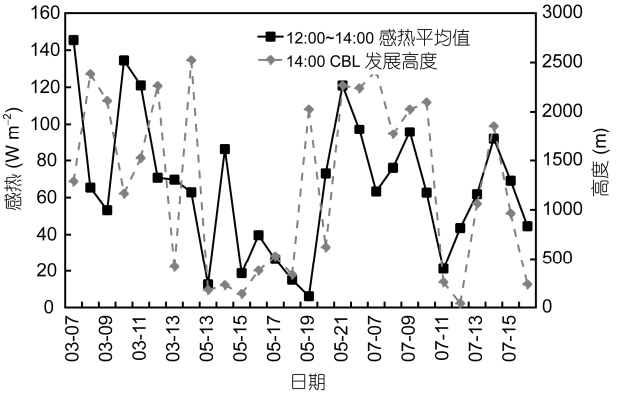


图 8　地面感热通量与 CBL 发展高度的关系

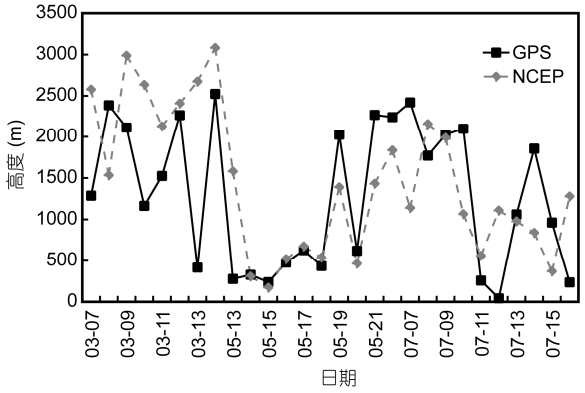


图 9　由 GPS 探空采用梯度法确定的 CBL 顶高度与 NCEP 1°×1°边界层高度格点资料中离 GPS 探空位置最近格点的 BL 高度相互比较图

在近地层热力湍流作用对CBL发展高度有明显影响, 而机械湍流的剪切作用的影响较小. 以上现象揭示出浮力项产生垂直方向湍流贡献及其对CBL高度的影响效应.

7 结论

本文使用大理观象台GPS探空、风廓线雷达资料和边界层铁塔综合观测资料, 计算分析出湍能分量, 并对高原边界层结构分析, 得到以下主要结论:

(1) 湍流的强弱与稳定度关系密切, 近地层处于中性层结时, 以剪切产生的机械湍流为主, 近地层湍流动能主要贡献来源于切变项; 当不稳定层结时, 大气处于热力湍流为主状态, 浮力项较强, 切变项较弱; 稳定层结时, 湍流为间歇性, 发展较弱, 浮力项与切变项数值都较小, 此时湍流动能小于中性和不稳定状态.

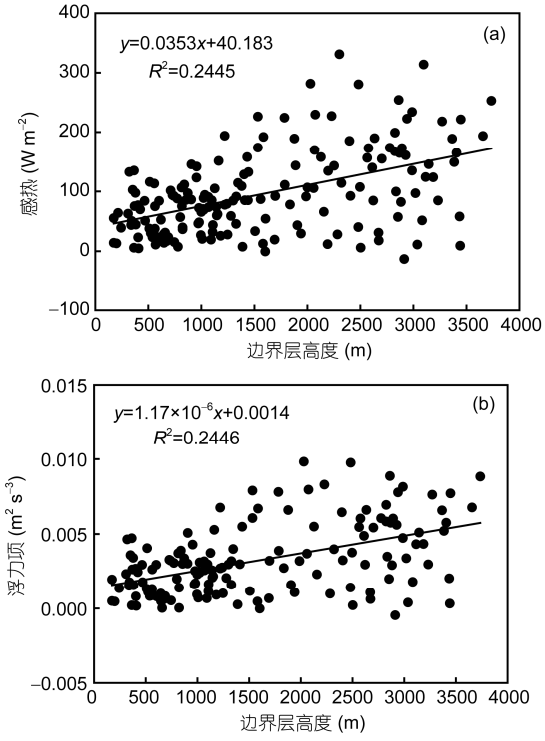


图 10 2008 年 3~8 月 14:00 NCEP 大理地区 BL 高度与感热通量(a)和浮力项(b)的相关散点图

(2) 下垫面状态变化影响空气动力学粗糙度z_0, 从而引起切变项、湍流动能变化; 同时其对浮力项影响也较明显, 尤其当下垫面为裸土时, 热量通量明显增强, 浮力项显著增大, 天气气候影响也是引起浮力项变化的因素; 春季大理风速较强, 且下垫面生长茂密的蚕豆, 粗糙度z_0较大, 两者共同作用使得春季大理切变项、湍流动能较夏季强.

(3) 对比分析高原东南缘大理与高原南坡林芝站2008年3~8月湍流动能、切变项和浮力项各项季节变化特征, 可发现春季高原东南缘大理湍流动能、切变项均显著大于高原东南坡林芝, 这反映了春季高原东南缘山谷起伏复杂地形的机械湍流的贡献显著, 且夏季大理切变项仍大于林芝, 但湍流动能项贡献程度两地区较为接近; 夏季两地区浮力项贡献程度相近, 总体上高原南坡林芝浮力项贡献高于高原东南缘大理. 尤其春季青藏高原南坡林芝浮力项贡献显著高于青藏高原东南缘大理, 这反映了青藏高原南坡热力湍流贡献及其强对流活动较高原东南缘更为显著.

(4) 浮力项、切变项与垂直运动相关性特征反映中午时段对流活动过程热力湍流与动力湍流能量的互反馈; 近地层切变项机械湍流输送对垂直运动影响高度较浮力项更强, 尤其午前时段其对垂直运动贡献高度在2500~3000 m相关关系仍十分明显; 春、夏季浮力项、切变项分别与垂直运动相关峰值时段均对应大气层结日变化不稳定区谷区, 夏季层结不稳定背景下浮力项午后对垂直运动贡献更为显著.

(5) 高原东南缘在晴空少云时, 由午时对流边界层(CBL, Convective Boundary Layer)顶高可达1500~2500 m, 且CBL顶高与感热相关性显著, 且CBL顶与浮力项亦呈正相关; 白天CBL发展的高度跟地面感热通量累积贡献密切相关, 近地层热力湍流作用对CBL发展高度有明显影响, 而机械湍流的剪切作用的影响较小. 近地层湍能方程分量切变项与浮力项对垂直运动的贡献显著, 结论揭示出高原对流活动湍能源驱动过程, 高原东南缘对流运动中湍能对对流云团发生、发展亦有重要贡献; 研究结果揭示了湍流运动与对流活动的相互作用机制.

参考文献

戴加洗. 1990. 青藏高原气候. 北京: 气象出版社. 365
何平. 2006. 相控阵风廓线雷达. 北京: 气象出版社. 25–59
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. 高原气象, 28: 754–762
李萍阳, 蒋维楣, 苗世光. 2002. 森林及林木湿地上空近地层大气湍流特性的观测分析. 南京大学学报, 38: 583–592
罗会邦. 1987. 气象科学技术集刊. 北京: 气象出版社. 89–102
温雅婷, 缪启龙, 何清, 等. 2010. 塔中近地层春夏季湍强和湍能变化的观测研究. 中国沙漠, 30: 439–444
徐安伦, 董保举, 刘劲松, 等. 2010. 洱海湖滨大气边界层结构及特征分析. 高原气象, 29: 637–644
徐祥德, 周明煜, 陈家宜, 等. 2001. 青藏高原地-气过程动力、热力结构综合物理图象. 31: 428–440
叶笃正, 高由禧. 1979. 青藏高原气象学. 北京: 科学出版社. 89–101
周明煜, 徐祥德, 卞林根, 等. 2000. 青藏高原大气边界层观测分析与动力学研究. 北京: 气象出版社, 125
章基嘉, 朱抱真, 朱福康, 等. 1988. 青藏高原气象学进展. 北京: 科学出版社. 268
竺夏英, 刘屹岷, 吴国雄, 等. 2012. 夏季青藏高原多种地表感热通量资料的评估. 中国科学: 地球科学, 42: 1104–1112
卓嘎, 徐祥德, 陈联寿. 2002. 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. 应用气象学报, 13: 163–169
Dai C Y, Gao Z Q, Wang Q, et al. 2011. Analysis of atmospheric boundary layer height characteristics over the Arctic Ocean using the aircraft and GPS soundings. Atmos Ocean Sci Lett, 4: 124–130.
Drobinski P, Brown R, Flamant P, et al. 1998. Evidence of organized large eddies by ground-based Doppler Lidar, sonic anemometer and Sodar. Bound-Layer Meteor, 88: 343–361
Flohn H. 1968. Contributions to a meteorology of the Tibetan Highlands. Fort Collins: Colorado State University, 120
Nitta T. 1983. Observational study of heat source over the eastern Tibetan Plateau during the summer monsoon. J Meteorol Soc Jpn, 61: 590–605
Pennell W T, LeMone M A. 1974. An experimental study of turbulence structure in the fair-weather trade wind boundary layer. J Atmos Sci, 31: 1308–1323
Stull R B. 1988. An Introduction to Boundary Layer Meteorology. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers. 666
Therry G, Lacarrere P. 1982. Improving the eddy kinetic energy model for planetary boundary layer description. Bound-Layer Meteor, 25: 63–88
Weckwerth T M, Wilson J W, Wakimoto R M, et al. 1997. Horizontal convective rolls: Determining the environmental conditions supporting their existence and characteristics. Mon Weather Rev, 125: 505–525