

梁捷宁,张镭,田鹏飞等. 2014. 黄土高原复杂地形上边界层低空急流对近地层湍流的影响. 地球物理学报, 57(5):1387-1398, doi:10. 6038/cjg20140504.

Liang J N, Zhang L, Tian P F, et al. 2014. Impact of low-level jets on turbulent in nocturnal boundary layer over complex terrain of the Loess Plateau. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 57(5):1387-1398, doi:10. 6038/cjg20140504.

黄土高原复杂地形上边界层低空急流 对近地层湍流的影响

梁捷宁¹, 张镭^{1*}, 田鹏飞¹, 曹贤洁¹, 王宏斌^{2,3}, 闭建荣¹

1 半干旱气候变化教育部重点实验室, 兰州大学大气科学学院, 兰州 730000

2 南京信息工程大学中国气象局气溶胶与云降水重点开放实验室, 南京 210044

3 江苏省气象科学研究所, 南京 210009

摘要 利用中尺度气象数值模式(Weather Research and Forecasting Model, WRF)模拟风场, 结合兰州大学半干旱气候与环境观测站(Semi-Arid Climate and Environment Observatory of Lanzhou University, SACOL)湍流观测资料, 分析了黄土高原复杂地形上稳定边界层低空急流对近地层湍流活动的影响. 黄土高原复杂地形上稳定边界层低空急流的形成与地形作用引发的局地环流有关. 低空急流对近地层湍流活动有强烈影响, 剪切作用使小尺度湍涡活动加剧, 湍动能增大, 同时非平稳运动被压制. 低空急流发生时, 观测数据有 87.3% 是弱稳定情形(梯度理查森数小于 0.25); 而无低空急流时, 对应时段的观测表明 65.4% 属于强稳定层结(梯度理查森数大于 0.3), 非平稳运动造成湍流功率谱在低频端迅速增大. 与无低空急流和弱低空急流情形相比, 强低空急流发生时, 近地层湍动能增大 1 倍, 湍动能在垂直方向上的传递增大 1 个量级, 且方向向下, 约为 $-3 \times 10^{-3} \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-3}$, 湍流在上层产生并向下传递.

关键词 WRF 模式; 涡动相关; 向下传递边界层; 湍动能; 风廓线

doi:10. 6038/cjg20140504

中图分类号 P401

收稿日期 2013-10-20, 2014-02-28 收修定稿

Impact of low-level jets on turbulent in nocturnal boundary layer over complex terrain of the Loess Plateau

LIANG Jie-Ning¹, ZHANG Lei^{1*}, TIAN Peng-Fei¹, CAO Xian-Jie¹, WANG Hong-Bin^{2,3}, BI Jian-Rong¹

1 Key Laboratory for Semi-Arid Climate Change of the Ministry of Education, College of Atmospheric Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China

2 Key Laboratory for Aerosol-Cloud-Precipitation of China Meteorological Administration, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China

3 Jiangsu Institute of Meteorological Sciences, Nanjing 210009, China

Abstract This paper examines the impact of low-level jets (LLJs) on the turbulent in nocturnal boundary layer, using the data collected by eddy covariance (EC) and boundary layer meteorological measurement systems at the Semi-Arid Climate and Environment Observatory of Lanzhou University (SACOL). The Weather Research and Forecasting model is used to understand flow structure characteristics in the stable boundary layer over the complex terrain of the Loess

基金项目 国家重大科学研究计划(2012CB955302)和中国气象局气溶胶与云降水重点开放实验室开放课题(KDW1303)资助.

作者简介 梁捷宁, 女, 1985 年生, 博士研究生, 主要从事大气边界层和大气湍流研究. E-mail: liangjn10@lzu.edu.cn

* **通讯作者** 张镭, 教授, 博士生导师, 主要从事大气物理与大气环境研究. E-mail: zhanglei@lzu.edu.cn

Plateau. Over the complex terrain of the Loess Plateau, the formation and maintaining of LLJs may be related to the local circulation caused by topography in a stable boundary layer. The presence of LLJs results in strong turbulence and weak stability with gradient Richardson number (Ri) less than 0.25 by the strong shear. On the other hand, synchronous observations show that 65.4% are strong stable stratification of $Ri > 0.3$, in the absence of jet activity. The contribution from non-stationary motions results in sharp increasing in the low frequency end of power spectra for horizontal wind speed. Compared with the no/weak LLJs situations, the turbulent kinetic energy doubles when strong LLJs occur. Vertical transportation of turbulent kinetic energy has an order of magnitude increase in value, and the turbulent is transported downward from aloft in the boundary layer, about $-3 \times 10^{-3} \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-3}$. This means that the pollutants may be transported downward and accumulated at the bottom of boundary layer.

Keywords WRF model; Eddy covariance; “Upside Down” boundary layer; Turbulent kinetic energy; Wind speed profile

1 引言

稳定边界层中,湍流常形成自上而下的垂直混合事件(Poulos et al., 2002; Tjernström et al., 2009),改变夜间边界层结构和污染物的垂直分布(Hu et al., 2013a).夜间出现的垂直混合事件将残留层的 O_3 、 NO_x 等污染物向下传递,导致夜间稳定边界层内 O_3 浓度会出现短时峰值(Reitebuch et al., 2000; Salmond et al., 2002; Stutz et al., 2004; Talbot et al., 2005; Hu et al., 2012). Hidy(2000)的研究发现风速和湍流混合过程的垂直结构重要性超过低层化学生成和水平平流输送,是影响稳定边界层近地层 O_3 浓度的首要因素.大量研究表明,夜间湍流垂直混合事件与边界层低空急流(low-level jet, LLJ)密切相关(Reitebuch et al., 2000; Banta et al., 2003; Mathieu et al., 2005; Banta et al., 2006; Balsley et al., 2007; Hu et al., 2013a; Hu et al., 2013b).

低空急流(LLJ)是稳定边界层中经常发生的中尺度运动现象,在各种下垫面上广泛存在(Beyrich, 1994; Banta et al., 2002; Song et al., 2005; Zhang et al., 2006; Kallistratova et al., 2009),垂直尺度通常为几十到几百米,水平尺度可超过几百千米(Kallistratova et al., 2012).LLJ对稳定边界中湍流有重要的影响,其剪切生成作用通常是夜间湍流活动的能量来源(Banta et al., 2002; Mathieu et al., 2005),急流轴和地表之间的剪切可增强地表附近的湍流活动,甚至对稳定边界层湍流通量输送起决定性作用(Corsmeier et al., 1997; Karipot et al.,

2009),Banta等(2003)认为有可能借助LLJ的强度和高度信息,来诊断近地层湍流通量.与湍流在地表附近产生并向上传递的传统边界层不同,LLJ发生时,湍流在上层产生并向下传递,形成向下传递的稳定边界层(“Upside Down” SBL)(Banta et al., 2002; Mahrt et al., 2002).Karipot等(2008)在Florida森林上的观测发现,LLJ的存在改变冠层上方 CO_2 输送的强度和方向,造成长期生态系统净碳交换(net ecosystem exchange, NEE)估计的不确定性.

由于其对深入理解地气之间物质交换和能量传递、稳定边界结构及污染物扩散、环境评价等方面均具有重要的理论和现实意义,近年来,在国外关于LLJ对稳定边界层近地层湍流活动的影响给予广泛关注,并通过雷达观测(Banta et al., 2002; Mahrt et al., 2002; Song et al., 2005; Karipot et al., 2008)、数值模拟(Andreas et al., 2000; Conangla et al., 2006; Hu et al., 2013a; Hu et al., 2013b)、风洞试验(Ohya et al., 2008)、探空观测(Andreas et al., 2000)等多种手段展开研究.在国内,尽管复杂地形、非均匀植被、稳定层结等非理想条件下的湍流特征日益受到关注(罗涛等, 2008; 刘树华等, 2009; Liu et al., 2011; 姜海梅等, 2012; 陈晋北等, 2012; 姜海梅等, 2013; 刘辉志等, 2013),但由于大多数站点难以获得空间流场信息,关于稳定边界层中LLJ对近地层湍流活动的影响研究较少.特别是在黄土高原半干旱区,下垫面沟壑梁峁纵横,地形起伏,不均匀性显著,近地层流场有其独特的复杂性(Zhang et al., 2011; 梁捷宁等, 2013a; 梁捷宁等, 2013b),加之站点稀少,关于LLJ对近地层湍流活动影响的研究还很匮乏,制约了人们对黄土高原半干旱区地表过

程与大气相互作用的解释。

基于以上研究的重要性和困难性,借助中尺度气象数值模式 WRF(Weather Research and Forecasting Model)以获取风场空间特征,利用兰州大学半干旱气候与环境观测站(Semi-Arid Climate and Environment Observatory of Lanzhou University, SACOL)的相关观测资料,分析黄土高原复杂地形上稳定边界层 LLJ 对近地层湍流特征的影响。文中所涉及时间,除特别说明外均指北京时 BJT,北京时比 SACOL 地方时早 1 小时 4 分钟,比世界时 UTC 早 8 小时。

2 站点与资料

2.1 观测站点

SACOL 位于黄土高原海拔 1965.8 m 的萃英山塬上(35.946°N, 104.137°E),坐落于黄河南岸,在兰州市区东南方向约 48 km 处。下垫面属于典型的黄土高原地貌,沟壑梁峁纵横,属温带大陆性半干旱气候,可以代表方圆几百公里半干旱地区气候状况。拥有国际先进的观测仪器,是继中国科学院吉林通榆站之后,第二个由我国自主建设的半干旱区长期观测站。已被批准加入国际协同观测计划项目(The Coordinated Enhanced Observing Period),并作为此计划的全球协同加强观测站之一。

从大尺度来看,萃英山位于一东南-西北走向的山谷中(图 1),谷底平均海拔约 1700 m,西南方是海拔 3000 m 以上的兴隆山,东北方山脉海拔约 2400 m。站点主导风向沿山谷走向,常年以西北和东南风为主,年平均风速约 $1.6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。从中尺度上来看,萃英山是一座大致呈南北走向的平顶山塬,相对高度约 200 m,东侧山脚是兰州大学榆中校区,西侧是另一座更高的平顶山,中间山谷宽度约 1 km。

地表湍流通量观测场地基本平坦,东西方向约 200 m,南北方向超约 1000 m。站点植被基本为原生自然状态,以长芒草为主,伴生着少量的冷蒿和赖草(左金清等,2010);地表植被冬季高约 0.10 m,夏季约 0.24 m;土壤为第四纪黄土风蚀形成的灰钙土。关于 SACOL 的详细信息,可参考 Huang 等(2008)的相关介绍。

2.2 观测仪器

边界层梯度观测塔高 32.5 m,风速、温度、湿度的梯度变化分别由安装在 1、2、4、8、12、16、32 m 高度上的风速(O14A-L, Met One)、气温和湿度(HMP45C-L, Vaisalla)传感器观测记录,并在 8 m 处安装了风

向传感器(O34B-L, Met One)。分别用 CS105 气压传感器、精密红外温度传感器(IRTS-P, Apogee)和 TE525MM-L 雨量筒来探测记录大气压、地表温度和降水。每半小时自动观测并记录一次数据。涡动相关系统(eddy-covariance system, EC)采用三维超声风速仪(CSAT3, Campbell)测量三维风速,细线热电偶(FW05, CSI)和开路红外气体分析仪(LI7500, LI-COR)测量温度和 $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ 浓度。感应器离地面 3 m,以 10 Hz 频率采样。

主要使用 SACOL 2008 年 12 月夜间 00-06 时 EC 观测数据,资料完好率高,并结合对应时段梯度观测,分析 LLJ 对稳定边界层湍流活动的影响。对 EC 资料,分别在各自的平均时段上进行去野点和二次坐标旋转,进而计算相应的通量参数;稳定度参数由边界层梯度观测塔在 2 m 和 4 m 两个高度上的廓线观测计算得到。

3 WRF 对空间气流结构的模拟

借助 WRF 模拟 SACOL 边界层风场,模拟中心位于(35.95°N, 104.13°E),水平方向采用三重嵌套网格,格距分别为 25000、5000 和 1000 m,图 1 是最内层模拟区域的地形特征,图中黑色圆点表示 SACOL 位置。为更细致地描述稳定边界层流场特征,采用地形追随 η 坐标系,垂直方向上分 39 层,其中 1000 m 以下 29 层;采用 WRF 模拟 SACOL 所在地区稳定边界层结构已有较多模式验证和应用,有相对完善的参数化方案选择(王瑾等,2012;张龙等,2012;赵世强等,2012;王腾蛟等,2013),主要包括 MYJ 边界层方案、WSM3 微物理方案、RRTM 长波辐射方案、Dudhia 短波辐射方案、Monin-Obukhov 近地层方案、Noah 陆面过程方案等。初始场选用 NCEP(the National Centers for Environmental Prediction Climate Forecast System Reanalysis) $1^\circ \times 1^\circ$ 再分析资料,采用 NCEP 提供的全球 $30''$ 地形数据;时间步长为 6 s;模式积分时间为相应日期的 06 时至 24 时 UTC,对应于 BJT 14 时至次日 08 时。

选取 2008 年 12 月 4、9、10 和 13 日 4 个夜间 00—06 时作为研究时段,分析 LLJ 对近地层湍流活动的影响。其中 4、13 和 9 日分别对应于强 LLJ、LLJ 相对较弱和无 LLJ 情形,4 日和 13 日 LLJ 连续维持 3 h 以上,10 日则是 00—02 时有 LLJ 发生,之后消散。图 2 给出了这 4 天的模拟值和对应观测值的比较。图 2a 是 2 m 气温的模拟值和观测值;图 2b

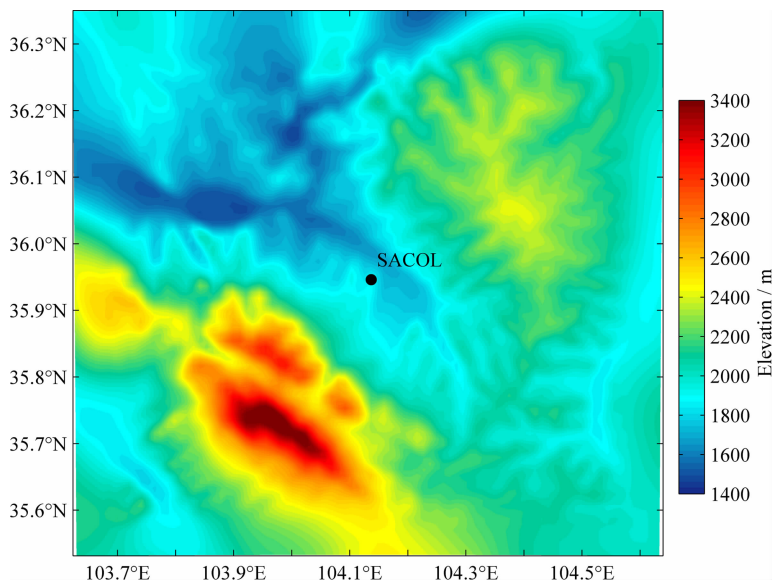


图1 模拟区域最内层地形海拔高度. 图中黑色圆点标注 SACOL 位置

Fig. 1 Contour of the terrain elevation of the simulation domain with 1 km resolution. Location of SACOL is marked with black dot

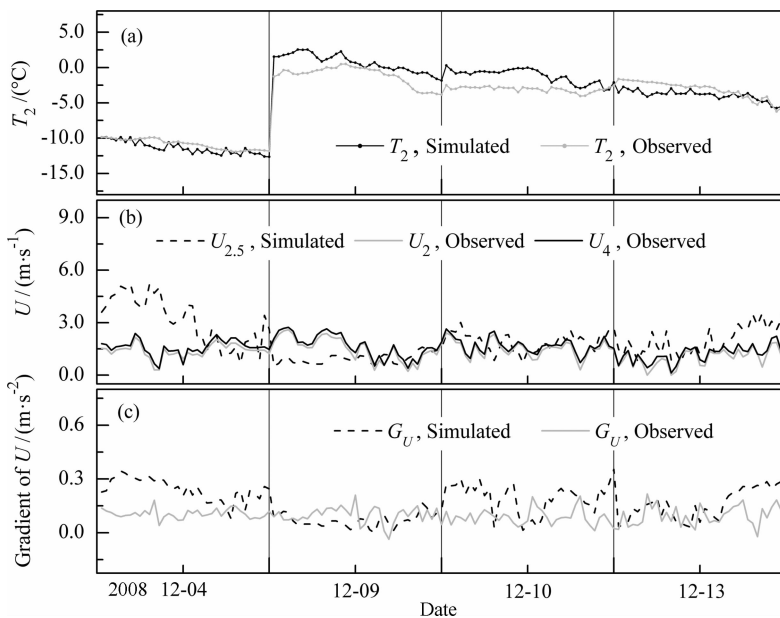


图2 模拟值与观测值比较

(a) 2 m 气温 T_2 ; (b) 风速 U ; (c) 风速梯度 G_U .

Fig. 2 Comparing simulated and observed values

(a) Temperature at the height of 2 m; (b) Horizontal wind speed; (c) Velocity gradient.

中风速的模拟值对应于模式第 2 层(2.5 m 高度处), 风速观测高度分别为 2 m 和 4 m. WRF 模式能够很好地反映 SACOL 气温的变化特征; 受复杂地表影响, 风速模拟值与观测值存在一定差异, 但仍能较好地反映风速的变化趋势. 图 2c 是水平风速在垂直方向上的梯度的模拟值与观测值, 模拟值由模式第 2、3 两层(分别对应高度 2.5 m 和 5.4 m) 水平风速计算所得, 观测值由 2 m 和 4 m 两个高度层上的风速观测资料计算所得.

对比表明, WRF 能较好地模拟出 SACOL 风速、温度的变化特征, 能在一定程度上描述 SACOL 周围稳定边界层中 LLJ 的空间、强度等特征.

4 低空急流对近地层湍流的影响

LLJ 对应于地表以上几百米范围内风速廓线上的极大值, 是一层快速流动的空气薄层(Banta et al., 2002; 李炬等, 2008). 由于其形成原因还不完全

清楚,观测特征上也存在较大差异,目前对辨别 LLJ 没有通用标准. Blackadar(1957)把风廓线上出现极大值,极大值比其上层的极小值大 $2.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上,且该层气流超地转时定义为 LLJ 发生;Rider 等(1971)认为极大值要比极小值大出 $3.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$; Conangla 等(2006)则认为该判别标准取 $0.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 比较合适;Kallistratova 等(2012)在分析中发现 $1.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 是比较合适的判别 LLJ 的标准. 这里,在判别 LLJ 时,沿用 Andreas 等(2000)的标准,即在稳定边界层中,某一高度处出现风速极大值,且比其上层和下层相邻的极小值大 $2.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上时,认为有 LLJ 发生. Banta 等(2002)采用这一标准研究了 CASES-99 试验(1999 Cooperative Surface-Atmosphere Exchange Study)期间 Kansas 上空稳定边界层 LLJ 特征;Karipot 等(2008)沿用该判别方法考察了 Florida 夜间低空急流对森林冠层高度附近湍流活动的影响.

4.1 个例分析

以 2008 年 12 月 10 日 00—06 时为例说明低空急流对近地层湍流的影响. 图 3 是 10 日 00—06 时 WRF 模拟的 SACOL 风廓线.

00—02 时,SACOL 上方几十至 400 m 高度范围内出现风速大值区,最大风速为 $9.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,以西北风为主,近地层风向与之一致. 图 4 给出了 12 月 10 日 01 时通过 SACOL,沿东南—西北走向的垂直剖面,该剖面大致沿山谷走向. 可以清楚地看出该

风速极大值区沿着山谷走向,水平尺度超过 40 km,厚度为 200 m 左右,其上层和下层的风速极小值区水平风速均不超过 $4.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$;沿气流走向,特别是 SACOL 上风向温度分布基本均匀,这种流场结构相对比较稳定.

图 3 和图 4 的尺度和结构特征表明 00—02 时, SACOL 上方有 LLJ 发生. 急流轴高度在地表以上 300 m 左右,急流层厚度约 200 m. Andreas 等(2000)在 ISW(Ice Station Weddell)的探空观测发现,急流轴高度始终在 425 m 以下,其中 2/3 发生在 25~175 m 之间,急流轴风速大多在 $4\sim 10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$; Conangla 等(2006)发现 SABLES 98 试验(the Stable Boundary Layer Experiment in Spain,1998)期间,急流轴高度在 21~137 m 之间,最大风速在 $3.5\sim 11.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 范围内;Karipot 等(2008)在 Florida 森林上方的观测表明,LLJ 最大风速在 $4\sim 16 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 之间,超过半数的 LLJ 急流轴高度在 200~400 m. 这些观测的 LLJ 高度等特征与 SACOL 类似,急流轴高度基本都在 400 m 以下. 但在 SACOL,受复杂地形的影响,LLJ 维持的时间相对于平坦站点较短,常表现为间歇 LLJ. 连续稳定的 LLJ 通过其剪切作用加强近地层湍流活动和通量输送,湍流平稳性好(Banta et al., 2002; Mathieu et al., 2005; Karipot et al., 2008);而间歇 LLJ 的影响则表现为分散的垂直混合事件(Karipot et al., 2006).

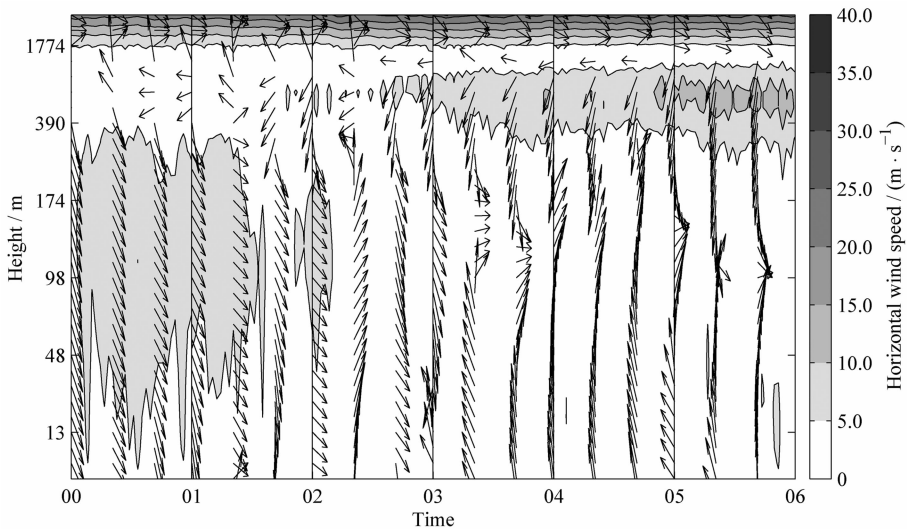


图 3 2008 年 12 月 10 日 00—06 时 WRF 模拟的 SACOL 风廓线
等值线是水平风速,箭头表示对应时刻和高度上的水平风向;纵轴表示离地面高度.

Fig. 3 Time-height section of simulated wind profile at SACOL from 00 to 06 BJT on 10, Dec. 2008

The contours and the arrows represent horizontal wind speed and horizontal wind direction, respectively; the vertical axis is the height above surface.

LLJ 的形成最早被归因于惯性振荡机制 (Blackadar, 1957), 夜间, 提供摩擦力的大尺度湍流迅速消散, 气流受力不平衡, 在科氏力作用下向右偏转并加速形成超地转风, 形成地表以上几百米范围内垂直风廓线上的极大值. 在平坦的站点上方, LLJ 常由惯性振荡机制引起, 通常能维持整个夜间 (Banta et al., 2002; Sun et al., 2002; Karipot et al., 2008; Kallistratova et al., 2012). Holton (1967) 提出热成风振荡机制, 补充了 LLJ 的形成机理, 即斜

坡地形上受热的日循环特征导致热成风周期变化, 形成低层风振荡. 纯惯性振荡或热成风振荡很少单独出现, 常伴随着其他影响因素, 如海陆风、山谷风、斜压性、锋面活动等等多种大气过程均对稳定边界层中 LLJ 的形成和维持有重要作用 (Burk et al., 1996; Parish, 2000; Lundquist, 2003; Baas et al., 2009).

图 5 给出了 WRF 模拟的 12 月 10 日 01 时离地面 100 m 左右高度处的风场信息. SACOL 所在

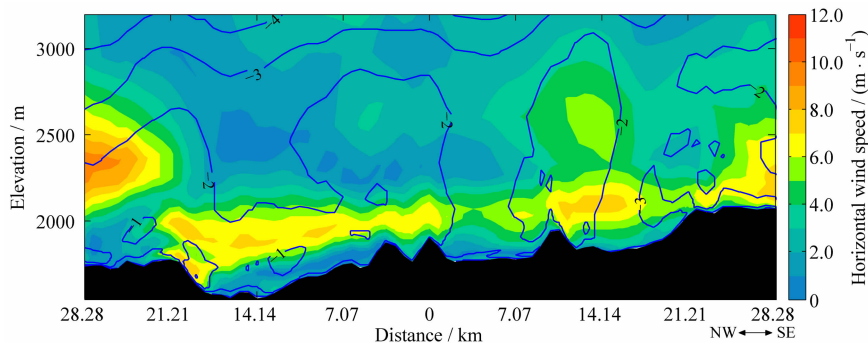


图 4 12 月 10 日 01 时东南—西北走向的垂直剖面图

彩色填充图和蓝色等值线分别表示水平风速 ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) 和温度 ($^{\circ}\text{C}$) 的模拟值; 横轴表示离 SACOL 的水平距离, 纵轴表示海拔高度; 黑色阴影表示沿东南—西北走向的地形特征.

Fig. 4 Vertical section of simulated temperature and wind speed along the southeast-northwest direction at 01:00 on 10, Dec. 2008

Color map and the blue contours represent horizontal wind speed and temperature, respectively; the calibration of horizontal axis is the distance from SACOL, and the vertical axis is elevation; black shadow is the topography along the southeast-northwest direction.

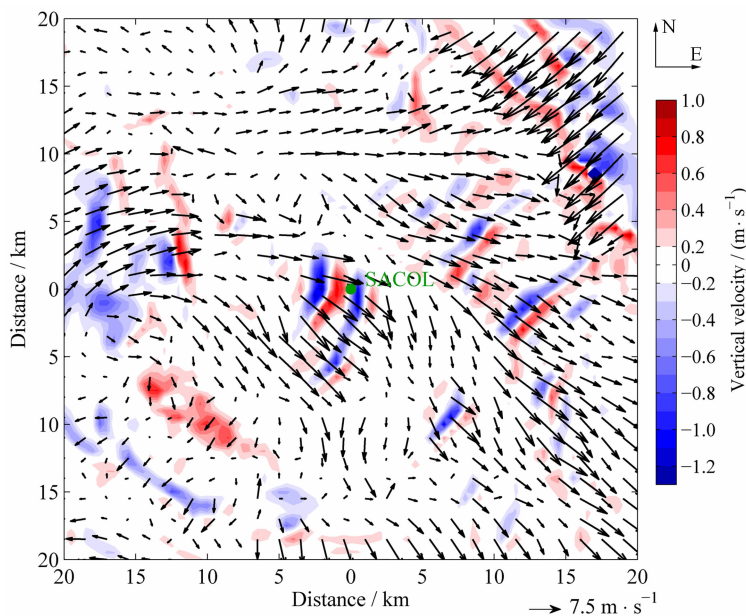


图 5 12 月 10 日 01 时 WRF 模拟的地表高度 100 m 左右风场

绿色圆点标注 SACOL 位置; 横轴和纵轴表示距 SACOL 的水平距离; 彩色填充图是垂直速度, 箭头表示水平风场.

Fig. 5 The simulated wind field about 100 m above ground

Location of SACOL is marked with green dot; the calibration of axis is the horizontal distance from SACOL; color map and the arrows represent simulated vertical velocity and horizontal wind field, respectively.

的萃英山位于一东南—西北走向的山谷中,受地形限制,气流沿山谷从西北吹向东南方向,同时沿气流走向地形起伏显著. LLJ 的出现伴随着强烈的垂直运动,地形的强迫作用引发的局地环流对 LLJ 的形成和维持有重要影响,清晰认识 SACOL 所处的复杂地形上 LLJ 的形成机制还需要大量的观测和进一步研究.

从图3可以看出,10日00—02时SACOL上空有LLJ出现,受上层气流拖曳作用,近地层风向与LLJ一致,相对较稳定;02时之后LLJ消散;03时之后,地表高度600m以上出现新的风速极大区,风向为北偏东方向,但高度较高,对近地层影响很小,受复杂地表引发的各种非平稳运动影响,近地层风向复杂多变. 这里,非平稳运动统称地形波、密度流等稳定边界层中阵发性的运动过程,这些运动的时间尺度通常为几到20min,表现为湍流观测序列中风向或风速的突然改变. 为分析LLJ对近地层湍流活动的影响,这里只关注地表高度400m以下的LLJ. 为了解近地层湍流结构,对12月10日00—06时EC观测的水平风速 u 分量进行Morlet小波分析(图6). 与传统的傅里叶变换相比,小波分析的最大优点是能够提供时间域和频率域的二维描述. 因此,能够用来描述不同尺度运动特征,确定各种尺度运动的开始时间以及持续时长和强度信息. 小波系数的模平方用来表示能量分布状况,00—02时,LLJ的出现使得气流相对平稳,LLJ造成的垂直剪切对小尺度湍流有强烈的生成作用,时间尺度在5min以下的小尺度湍流相对活跃,随LLJ减弱而减弱. 02时之后LLJ消散,伴随着时间尺度在5~10min的几次非平稳运动过程,湍流表现为显著的间歇性. 无LLJ时,近地层湍流以间歇性为主,非平稳运动起主要作用;LLJ发生时,非平稳运动被压制,剪切

作用生成的小尺度湍流活动加强.

对站点湍流观测资料的尺度分解表明,稳定边界层局地结和下垫面作用生成湍流的时间尺度为几分钟(梁捷宁等,2013a). 用10min的平均窗区,对EC以10Hz频率采样的数据进行处理计算湍动能 e . 00—02时, e 在 $0.25\sim 0.51\text{ m}^2\cdot\text{s}^{-2}$ 之间变化;02—04时,湍流活动较弱且相对平稳, e 约为 $0.15\text{ m}^2\cdot\text{s}^{-2}$;04—06时无LLJ存在,但站点周围复杂地形引发的重力波等非平稳运动造成湍流呈显著的间歇性, e 在 $0.15\sim 0.45\text{ m}^2\cdot\text{s}^{-2}$ 之间变化,起伏较大.

4.2 LLJ对湍流强度和湍流输送方向的影响

为进一步了解LLJ对近地层湍流活动强度和输送方向的影响,选取12月4、13和9日进行分析. WRF模拟结果表明,12月4日和13日SACOL上方分别存在不同强度的LLJ,12月9日夜间无LLJ存在. 图7是WRF模拟的3个夜间00—06时SACOL上方风廓线的时间变化特征,对应于从00时开始每30min一个记录.

12月4日,自00时起,LLJ开始建立发展,00:30—02:30时段LLJ最强,急流轴最大风速 U_m 达到 $12\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,急流层厚度近300m,急流轴沿东南—西北走向,风向为 160° ;03时之后风向逐渐偏转,LLJ变弱;03:30风向转至 180° ,LLJ瓦解;之后,风向逐渐转变至 300° ,并于04:30形成新的LLJ,急流轴内气流自西北吹向东南方向. 12月13日则是在01时之后在100m以下形成LLJ,急流层内风向为 330° ,并持续到05:30;LLJ于03时达最强,急流轴风速为 $9.0\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,之后逐渐减弱,05时 U_m 减小至 $6.0\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$.

以EC观测的每10min长度的资料作为1个记录,每个记录有6000组数据点,对应于这三个夜间,共获得108个记录,将这些数据按LLJ存在与

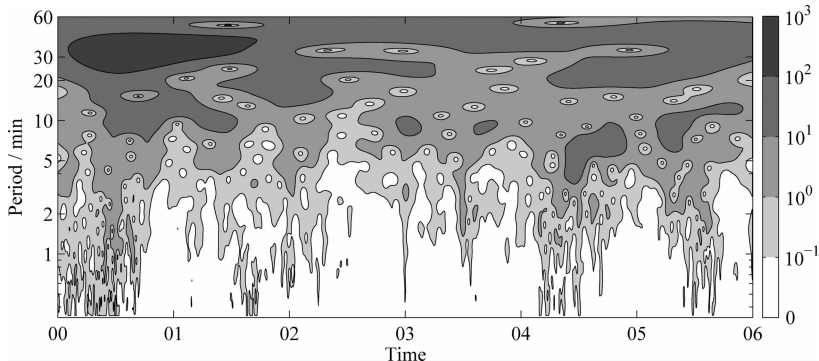


图6 2008年12月10日00—06时EC观测的风速 u 分量的能量分布($\text{m}^2\cdot\text{s}^{-2}$)

Fig. 6 Energy distribution by wavelet analysis for u component of the horizontal wind measured by EC, from 00 to 06 BJT on 10, Dec. 2008

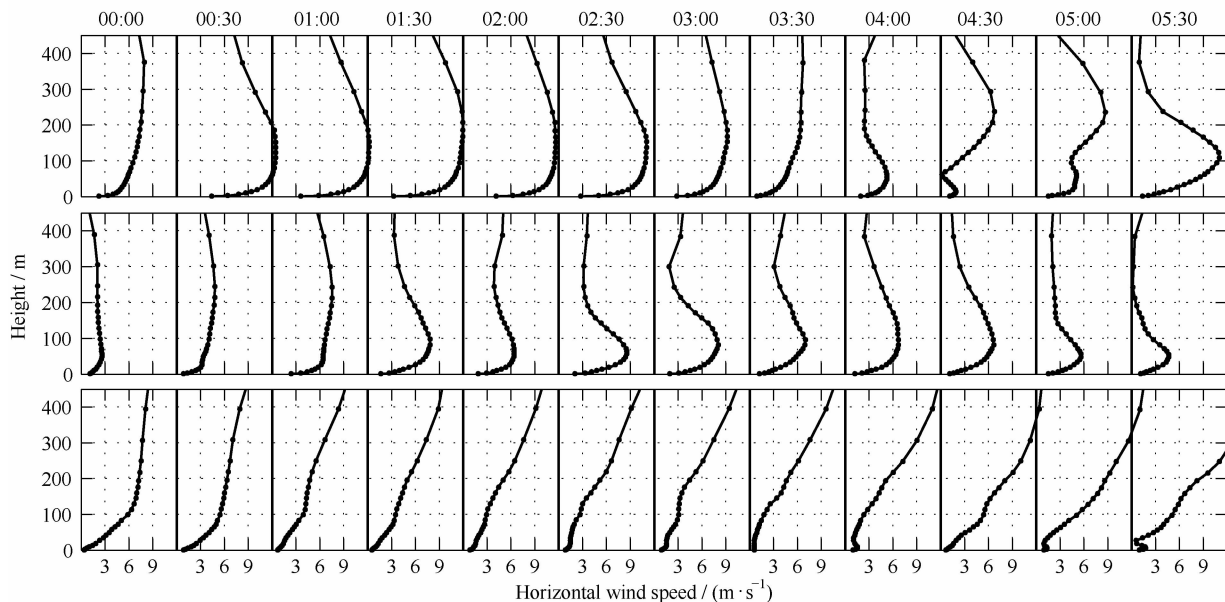


图 7 模拟的 SACOL 夜间风廓线, 自上而下依次为 12 月 4、13 和 9 日. 纵坐标表示离地面高度

Fig. 7 The simulated wind profile over SACOL on December 4, 13 and 9. The vertical axis is the height above surface

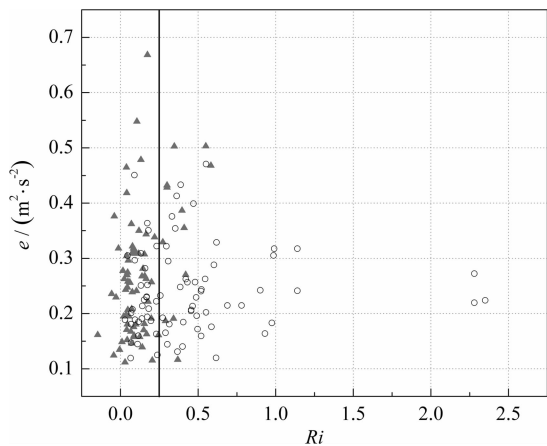


图 8 EC 观测的湍动能 e 随梯度理查森数 Ri 的分布
灰色三角形和空心圆分别表示 LLJ 存在与否的情形.

Fig. 8 Scatterplots of turbulent kinetic energy e versus Gradient Richardson number Ri
Gray triangle and open circles denote situations with the presence of LLJ or not.

否进行分类, 图 8 给出不同类型湍流 e 与梯度理查森数 Ri 的关系. 存在 LLJ 时, 87.3% 的点落在 $Ri < 0.25$ 一侧; 与此相反, 不存在 LLJ 时, 65.4% 的点分布在 $Ri > 0.25$ 一侧. Banta 等(2003)在平坦站点的分析发现, LLJ 的存在造成 $Ri < 0.3$ 的弱稳定层结和 $e > 0.2 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ 的强湍流活动, Banta 等(2006)的研究进一步支持了这一观点; Karipot 等(2008)在森林上方的观测表明, 强 LLJ 导致 $Ri < 0.2$, $e > 0.2 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$; Hu 等(2013a)用 WRF 模式模拟 Oklahoma 上方 LLJ 特征, 分析了其对近地层湍流

的影响, LLJ 加强夜间边界层的湍流混合, 减弱层结稳定性, $e > 0.4 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$. 这些结果与 SACOL 相似, LLJ 的剪切作用造成强烈的湍流活动和弱层结稳定性, 改变地气之间的物质输送和能量交换. 同时也说明, 选择的这些数据能够较好地反映 SACOL 上方 LLJ 对近地层湍流活动的影响.

另一方面, 在没有 LLJ 存在的强稳定情形, Banta 等(2003)、Karipot 等(2008)和 Hu 等(2013a)的研究都发现湍流迅速衰退, e 为 $0.1 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ 甚至更小; 而在 SACOL, e 没有象平坦站点那样急剧减小, 受复杂地形诱发的非平稳运动影响, e 变化范围大, 湍流间歇性强.

图 9 给出 LLJ 存在与否时的三维风速平均功率谱. 在垂直方向上, 以小尺度湍流为主, 能量主要集中在频率大于 0.1 Hz 的高频端; 存在 LLJ 时, 谱峰在 0.1~0.3 Hz 之间, 跨度很宽, 受 LLJ 的剪切生成和复杂地表的摩擦作用, 湍流活动强; 不存在 LLJ 时, 多为 $Ri > 0.25$ 的强稳定层结, 湍流能量弱. 不存在 LLJ 时, 水平风速功率谱在低频端迅速增大, 斜率接近 -2, 是由复杂地形激发的地形波等非平稳运动过程造成的, 同样的现象在其他站点也有出现, 并被一些作者称为浮力副区 (Cava et al., 2001; Högström et al., 2002; 刘树华等, 2005); 而 LLJ 发生时, 急流剪切作用居优势地位, 非平稳运动被压制, 浮力副区消失. 对于频率高于 0.01 Hz 的小尺度湍流, LLJ 存在时湍流能量显著高于 LLJ 不存在的情形, 反映了 LLJ 产生的垂直方向上的风速剪

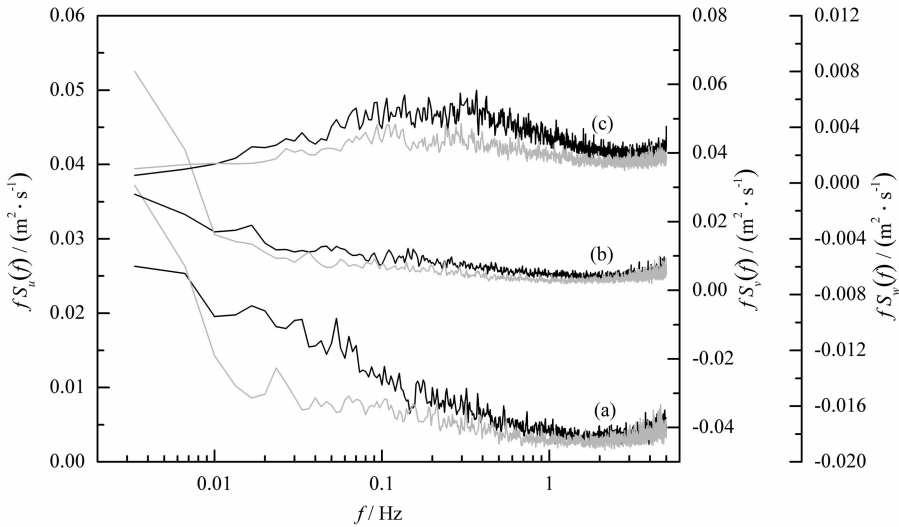


图9 EC观测的三维风速平均功率谱

(a) u 谱; (b) v 谱; (c) w 谱. u 、 v 和 w 分别表示平均气流方向、横风方向和垂直方向的风速分量; 图中黑色和灰色线条分别表示 LLJ 存在与否的情形.

Fig. 9 The average of power spectra for (a) u , (b) v and (c) w

u , v and w represent velocity component in mean flow direction, cross wind direction and vertical direction, respectively; black curves indicate the situation with presence of LLJ, while gray curves indicate that with no LLJ.

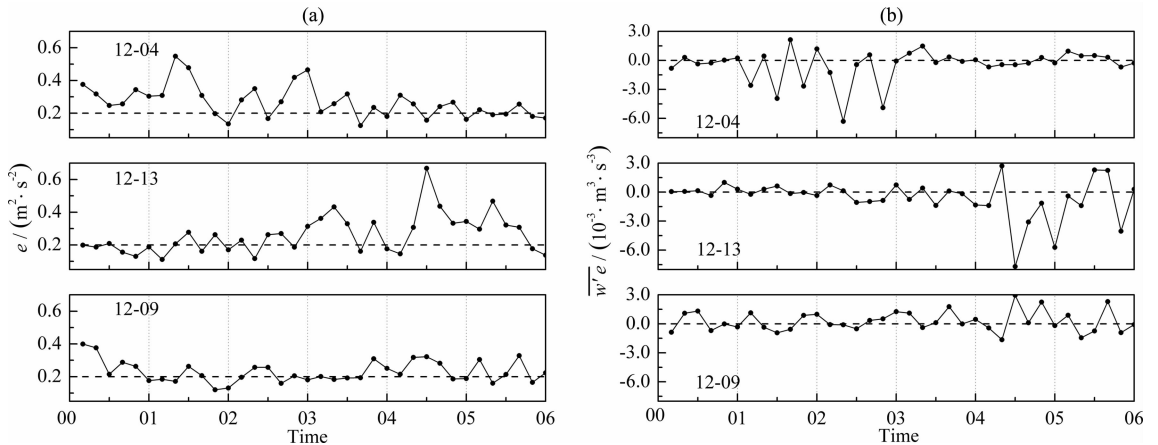


图10 12月4、9和13日00—06时EC观测的近地层湍流特征

(a) 湍动能 e ; (b) 湍动能通量 $\overline{w'e}$.

Fig. 10 Turbulent characteristics obtained from EC data during 00:00—06:00 on December 4, 13 and 9

The turbulence kinetic energy e and the flux of turbulence kinetic energy, $\overline{w'e}$, are exhibited in the left and right panel, respectively.

切对小尺度湍流的生成作用.

以湍动能 e 为湍流活动强度指标, 分析了12月4日、13日和9日的湍流强度和输送特征, 见图10. 湍流活动强度受到 LLJ 显著影响. 12月9日没有 LLJ, e 维持在 $0.2 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ 左右; 在12月4日 LLJ 相对较强的前3个小时内, 湍流活动强烈, e 最大为 $0.55 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$, 之后3个小时, 随着 LLJ 减弱 e 减小; 同样, 在12月13日, 自02时起随着 LLJ 的发展, e 增大, 05—06时尽管 LLJ 风速减弱, 但高度降低, 造成近地层切变加强, 湍流活动强烈. 不存在 LLJ 或

LLJ 较弱时, 湍动能通量 $\overline{w'e}$ 基本为正, 湍流在近地层产生向上传递, e 输送强度在 $10^{-4} \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-3}$ 量级; 而在强 LLJ 条件下, $\overline{w'e}$ 为负, 出现“Upside Down” SBL, e 输送强度增大1个量级, 在 $-3 \times 10^{-3} \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-3}$ 左右, 最强达 $-7.7 \times 10^{-3} \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-3}$, 输送强度受 LLJ 的最大风速和急流轴高度影响. “Upside Down” SBL 中, 污染物被向下输送在近地层积累, 造成瞬时浓度的极大值, 甚至超过一定阈值严重影响人类生产生活. 在空气污染治理方面, 应对 LLJ 及其对近地层湍流活动的影响给予更多关注.

5 总结与讨论

利用兰州大学半干旱气候与环境观测站(SACOL)的湍流观测资料,结合 WRF 模拟结果,分析了 SACOL 代表的黄土高原复杂地形上稳定边界层 LLJ 对近地层湍流活动的影响。

(1) 地形作用引发的局地环流对 SACOL 上方 LLJ 的形成和维持有重要影响,LLJ 多表现为间歇性,持续时间多为 2~3 个小时。以 2008 年 12 月 10 日 00—06 时为例,讨论了 LLJ 对近地层湍流活动的影响。近地层湍流受 LLJ 强烈影响,存在 LLJ 时近地层湍流活动加强, e 在 $0.25 \sim 0.51 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ 之间,以高频湍流为主;不存在 LLJ 时,受重力波等非平稳运动的影响,湍流活动表现出显著的间歇性, e 在 $0.15 \sim 0.45 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ 之间变化,起伏较大。

(2) 存在 LLJ 时,87.3% 的观测数据表现为弱稳定情形, $Ri < 0.25$,湍流活动强;不存在 LLJ 时,大多是强稳定情形, $Ri > 0.25$, e 变化范围大,湍流间歇性强,LLJ 通过增大剪切作用、改变层结稳定度影响近地层的湍流活动强度,此时非平稳运动受到抑制,湍流平稳性较好;没有 LLJ 时,地形等因素诱发的非平稳运动处于主要地位,低频运动成分对湍流能量贡献显著。

(3) 无 LLJ 和弱 LLJ 时,湍流在近地层产生并向上传递, e 输送强度为 $10^{-4} \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-3}$ 量级;而强 LLJ 发生时,湍流在上层产生并向下传递,并且输送强度受 LLJ 的最大风速和急流轴高度影响, $\overline{w'e}$ 增大一个量级,为 $-3 \times 10^{-3} \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-3}$ 左右。LLJ 及其导致的“Upside Down”SBL,在空气污染治理和陆气交换研究方面应受到重视。

致谢 本文使用了兰州大学半干旱气候与环境观测站(SACOL)的观测资料,使用了 NCEP/NCAR $1^\circ \times 1^\circ$ 再分析资料,在此一并深表谢意;感谢甘肃省超级计算中心提供数值模拟计算平台。

References

Andreas E L, Claffy K J, Makshtas A P. 2000. Low-level atmospheric jets and inversions over the western Weddell Sea. *Bound.-Layer Meteor.*, 97(3):459-486.

Baas P, Bosveld F C, Klein Baltink H, et al. 2009. A climatology of nocturnal low-level jets at Cabauw. *J. Appl. Meteorol. Clim.*, 48(8):1627-1642.

Balsley B B, Svensson G, Tjernström M. 2007. On the scale-

dependence of the gradient richardson number in the residual layer. *Bound.-Layer Meteor.*, 127(1):57-72.

Banta R M, Newsom R K, Lundquist J K, et al. 2002. Nocturnal low-level jet characteristics over Kansas during CASES-99. *Bound.-Layer Meteor.*, 105(2):221-252.

Banta R M, Pichugina Y L, Brewer W A. 2006. Turbulent velocity-variance profiles in the stable boundary layer generated by a nocturnal low-level jet. *J. Atmos. Sci.*, 63(11):2700-2719.

Banta R M, Pichugina Y L, Newsom R K. 2003. Relationship between low-level jet properties and turbulence kinetic energy in the nocturnal stable boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, 60(20):2549-2555.

Beyrich F. 1994. Sodar observations of the stable boundary layer height in relation to the nocturnal low-level jet. *Meteorol. Z.*, 3(1):29-34.

Blackadar A K. 1957. Boundary layer wind maxima and their significance for the growth of nocturnal inversions. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 38(5):283-290.

Burk S D, Thompson W T. 1996. The summertime low-level jet and marine boundary layer structure along the California coast. *Mon. Wea. Rev.*, 124(4):668-686.

Cava D, Giostra U, Tagliuzucca M. 2001. Spectral maxima in a perturbed stable boundary layer. *Bound.-Layer Meteor.*, 100(3):421-437.

Chen J B, Lü S H, Yu Y. 2012. Comparison of heat and matter transfer characteristics in the surface layers of oasis and Gobi. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 55(6):1817-1830.

Conangla L, Cuxart J. 2006. On the turbulence in the upper part of the low-level jet: An experimental and numerical study. *Bound.-Layer Meteor.*, 118(2):379-400.

Corsmeier U, Kalthoff N, Kolle O, et al. 1997. Ozone concentration jump in the stable nocturnal boundary layer during a LLJ-event. *Atmos. Environ.*, 31(13):1977-1989.

Högström U, Hunt J C R, Smedman A-S. 2002. Theory and measurements for turbulence spectra and variances in the atmospheric neutral surface layer. *Bound.-Layer Meteor.*, 103(1):101-124.

Hidy G M. 2000. Ozone process insights from field experiments—Part I: overview. *Atmos. Environ.*, 34(12):2001-2022.

Holton J R. 1967. The diurnal boundary layer wind oscillation above sloping terrain I. *Tellus*, 19(2):199-205.

Hu X-M, Doughty D C, Sanchez K J, et al. 2012. Ozone variability in the atmospheric boundary layer in Maryland and its implications for vertical transport model. *Atmos. Environ.*, 46:354-364.

Hu X-M, Klein P M, Xue M, et al. 2013a. Impact of low-level jets on the nocturnal urban heat island intensity in Oklahoma city. *J. Appl. Meteorol. Clim.*, 52(8):1779-1802.

Hu X-M, Klein P M, Xue M, et al. 2013b. Impact of the vertical mixing induced by low-level jets on boundary layer ozone concentration. *Atmos. Environ.*, 70:123-130.

Huang J, Zhang W, Zuo J, et al. 2008. An overview of the semi-arid climate and environment research observatory over the Loess

- Plateau. *Adv. Atmos. Sci.*, 25(6):906-921
- Jiang H M, Liu S H, Liu H P. 2012. A study on energy budget characteristics over a heterogeneously irrigated cotton field. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 55(2):428-440.
- Jiang H M, Liu S H, Zhang L, et al. 2013. A study of turbulent heat flux corrections and energy balance closure problem on the surface layer in EBEX-2000. *Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Pekinensis* (in Chinese), 3:015.
- Kallistratova M, Kouznetsov R D, Kuznetsov D D, et al. 2009. Summertime low-level jet characteristics measured by sodars over rural and urban areas. *Meteorol. Z.*, 18(3):289-295
- Kallistratova M A, Kouznetsov R D. 2012. Low-level jets in the Moscow region in summer and winter observed with a sodar network. *Bound.-Layer Meteor.*, 143(1):159-175
- Karipot A, Leclerc M Y, Zhang G. 2009. Characteristics of nocturnal low-level jets observed in the north Florida area. *Mon. Wea. Rev.*, 137(8):2605-2621
- Karipot A, Leclerc M Y, Zhang G, et al. 2008. Influence of nocturnal low-level jet on turbulence structure and CO₂ flux measurements over a forest canopy. *J. Geophys. Res.*, 113(D10):D10102.
- Karipot A, Leclerc M Y, Zhang G, et al. 2006. Nocturnal CO₂ exchange over a tall forest canopy associated with intermittent low-level jet activity. *Theor. Appl. Climatol.*, 85(3-4):243-248.
- Li J, Shu W J. 2008. Observation and analysis of nocturnal low-level jet characteristics over Beijing in summer. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 51(2):360-368.
- Liang J N, Zhang L, Bao J, et al. 2013a. Turbulence influenced by mesoscale motions in the stable boundary layer over complex terrain of the Loess Plateau. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 37(1):113-123.
- Liang J N, Zhang L, Zhang W, et al. 2013b. Energy balance analysis over Loess Plateau and the consequences for carbon dioxide flux. *Acta Phys. Sin.*, 62(9):099203.
- Liu H Z, Feng J W, Wang L, et al. 2013. Overview of recent studies on atmospheric boundary layer physics at LAPC. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 37(2):467-476.
- Liu H, Sang J. 2011. Numerical simulation of roll vortices in the convective boundary layer. *Adv. Atmos. Sci.*, 28(3):477-482.
- Liu S H, Li J, Liu H P, et al. 2005. Characteristics of turbulence spectra and local isotropy in EBEX-2000. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 29(2):213-224.
- Liu S H, Pan Y, Hu F, et al. 2009. Numerical simulation of summer land surface energy budget in desert and oasis regions. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 52(5):1197-1207.
- Lundquist J K. 2003. Intermittent and elliptical inertial oscillations in the atmospheric boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, 60(21):2661-2673.
- Luo T, Yuan R M, Wu X Q, et al. 2008. Turbulent characteristics of atmospheric boundary layer under complex underlying using discrete orthogonal wavelet transform. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 27(6):1195-1204.
- Mahrt L, Vickers D. 2002. Contrasting vertical structures of nocturnal boundary layers. *Bound.-Layer Meteor.*, 105(2):351-363.
- Mathieu N, Strachan I B, Leclerc M Y, et al. 2005. Role of low-level jets and boundary-layer properties on the NBL budget technique. *Agric. For. Meteorol.*, 135(1-4):35-43.
- Ohya Y, Nakamura R, Uchida T. 2008. Intermittent bursting of turbulence in a stable boundary layer with low-level jet. *Bound.-Layer Meteor.*, 126(3):349-363.
- Parish T R. 2000. Forcing of the summertime low-level jet along the California coast. *J. Appl. Meteorol.*, 39(12):2421-2433.
- Poulos G S, Blumen W, Fritts D C, et al. 2002. CASES-99: A comprehensive investigation of the stable nocturnal boundary layer. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 83(4):555-581.
- Reitebuch O, Strassburger A, Emeis S, et al. 2000. Nocturnal secondary ozone concentration maxima analysed by sodar observations and surface measurements. *Atmos. Environ.*, 34(25):4315-4329.
- Rider L J, Armendariz M. 1971. Nocturnal maximum winds in the planetary boundary layer at White Sands Missile Range, New Mexico. *J. Appl. Meteorol.*, 10:1154-1161.
- Salmond J A, McKendry I G. 2002. Secondary ozone maxima in a very stable nocturnal boundary layer: observations from the Lower Fraser Valley, BC. *Atmos. Environ.*, 36(38):5771-5782.
- Song J, Liao K, Coulter R L, et al. 2005. Climatology of the low-level jet at the southern Great Plains atmospheric boundary layer experiments site. *J. Appl. Meteorol.*, 44(10):1593-1606.
- Stutz J, Alicke B, Ackermann R, et al. 2004. Vertical profiles of NO₃, N₂O₅, O₃, and NO_x in the nocturnal boundary layer: 1. Observations during the Texas Air Quality Study 2000. *J. Geophys. Res.*, 109(D12):D12306.
- Sun J, Burns S P, Lenschow D H, et al. 2002. Intermittent turbulence associated with a density current passage in the stable boundary layer. *Bound.-Layer Meteor.*, 105(2):199-219
- Talbot R, Mao H, Sive B. 2005. Diurnal characteristics of surface level O₃ and other important trace gases in New England. *J. Geophys. Res.*, 110(D9):D09307.
- Tjernström M, Balsley B B, Svensson G, et al. 2009. The effects of critical layers on residual layer turbulence. *J. Atmos. Sci.*, 66(2):468-480.
- Wang J, Zhang L, Wang T J, et al. 2012. Comparative analysis of mountain-valley wind circulation characteristics over semi-arid areas nearby Lanzhou. *Journal of Arid Meteorology* (in Chinese), 30(2):169-177.
- Wang T J, Zhang L, Hu X J, et al. 2013. Numerical simulation of summer boundary layer structure over undulating topography of Loess Plateau simulated by WRF model. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 32(5):1261-1271.
- Zhang D L, Zhang S, Weaver S J. 2006. Low-level jets over the mid-Atlantic states: Warm-season climatology and a case study. *J.*

- Appl. Meteorol. Clim.*, 45(1):194-209.
- Zhang L, Zhang L, Wang Y, et al. 2012. Simulation of daily variations about surface meteorological factor in Loess Plateau hilly region in winter based on different PBL schemes of WRF. *Journal of Arid Meteorology* (in Chinese), 30(2):158-168.
- Zhang Q, Li H, Zhao J. 2011. Modification of the land surface energy balance relationship by introducing vertical sensible heat advection and soil heat storage over the Loess Plateau. *Sci. China Earth Sci.*, 55(4):580-589.
- Zhao S H, Zhang L, Wang Z, et al. 2012. Boundary layer height estimate insummer over the Lanzhou suburb in the Yuzhong area using lidar measurement and numerical model. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 17(5):523-531.
- Zuo J Q, Wang J M, Huang J P, et al. 2010. Estimation of ground heat flux for a semi-area grassland and its impact on the surface energy budget. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 29(4):840-848.
- 附中文参考文献**
- 陈晋北, 吕世华, 余晔. 2012. 绿洲和戈壁近地面层热量和物质输送特征对比. *地球物理学报*, 55(6):1817-1830.
- 姜海梅, 刘树华, 刘和平. 2012. 非均匀灌溉棉田能量平衡特征研究. *地球物理学报*, 55(2):428-440.
- 姜海梅, 刘树华, 张磊, 等. 2013. EBEX-2000 湍流热通量订正和地表能量平衡闭合问题研究. *北京大学学报(自然科学版)*, 3:015.
- 李炬, 舒文军. 2008. 北京夏季夜间低空急流特征观测分析. *地球物理学报*, 51(2):360-368.
- 梁捷宁, 张镭, 鲍婧等. 2013a. 黄土高原复杂地形受中尺度运动影响的稳定边界层湍流特征. *大气科学*, 37(1):113-123.
- 梁捷宁, 张镭, 张武等. 2013b. 黄土高原半干旱区地表能量不闭合及其对二氧化碳通量的影响. *物理学报*, 62(9):099-203.
- 刘辉志, 冯健武, 王雷等. 2013. 大气边界层物理研究进展. *大气科学*, 37(2):467-476.
- 刘树华, 李洁, 刘和平等. 2005. 在 EBEX-2000 实验资料中湍流谱和局地各向同性特征. *大气科学*, 29(2):213-224.
- 刘树华, 潘英, 胡非等. 2009. 沙漠绿洲地区夏季地表能量收支的数值模拟. *地球物理学报*, 52(5):1197-1207.
- 罗涛, 袁仁民, 吴晓庆等. 2008. 正交小波变换研究复杂下垫面边界层的湍流特征. *高原气象*, 27(6):1195-1204.
- 王瑾, 张镭, 王腾蛟等. 2012. 兰州附近山谷典型日环流特征对比分析. *干旱气象*, 30(2):169-177.
- 王腾蛟, 张镭, 胡向军等. 2013. WRF 模式对黄土高原丘陵地形条件下夏季边界层结构的数值模拟. *高原气象*, 32(5):1261-1271.
- 张龙, 张镭, 王颖等. 2012. 基于 WRF 不同边界层方案的黄土高原丘陵冬季地面气象要素日变化模拟分析. *干旱气象*, 30(2):158-168.
- 赵世强, 张镭, 王治厅等. 2012. 利用激光雷达结合数值模式估算兰州远郊榆中地区夏季边界层高度. *气候与环境研究*, 17(5):523-531.
- 左金清, 王介民, 黄建平等. 2010. 半干旱草地地表土壤热通量的计算及其对能量平衡的影响. *高原气象*, 29(4):840-848.

(本文编辑 胡素芳)