

梁捷宁, 张镭, 鲍婧, 等. 2013. 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 [J]. 大气科学, 37 (1): 113–123, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12004. Liang Jiening, Zhang Lei, Bao Jing, et al. 2013. Turbulence influenced by mesoscale motions in the stable boundary layer over complex terrain of the Loess Plateau [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 37 (1): 113–123.

## 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

梁捷宁 张镭 鲍婧 赵世强 黄建平 张武

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

**摘 要** 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, 简称 SACOL) 2008 年 12 月观测资料, 研究了稳定边界层湍流特征。使用涡动相关资料研究湍流通量时, 定义湍流的平均时间  $\tau$  内的中尺度运动是造成湍流统计量变化范围大的主要原因, 稳定情形  $\tau$  取几十秒至几分钟。对梯度理查森数大于 0.3 的强稳定情形的湍流尺度分解(MRD)谱分析表明, 感热通量在 112.4~449.9 s 存在谱隙, 尺度大于谱隙的中尺度运动造成了通量观测资料离散性大, 甚至有支配性影响。动量通量的谱隙在 112.4~224.9 s 之间。弱风时, 中尺度运动的影响更大, 垂直风速标准差以 0.1 的比率随中尺度风速变化; 垂直风速标准差同广义风速表现出很好的相关性, 并随着广义风速消失而消失。三维风速标准差与摩擦速度呈很好的线性关系, 垂直、水平、横风风速的无量纲标准差分别为 1.35、2.54、2.21。对湍流动能的研究发现, 在梯度理查森数大于 0.3 的条件下, 仍然存在连续的湍流。以湍动能为依据, 分析了湍流的平稳时间长度, 其长度随稳定度变化而变化, 2008 年 12 月 7~11 日从 133.5 s 变化到 856.2 s, 湍流平稳时间长度反映了中尺度运动的发生频率。

**关键词** 稳定边界层 涡动相关 中尺度运动 湍流谱

**文章编号** 1006-9895(2013)01-0113-11

**中图分类号** P404

**文献标识码** A

**doi:** 10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12004

## Turbulence Influenced by Mesoscale Motions in the Stable Boundary Layer over Complex Terrain of the Loess Plateau

LIANG Jiening, ZHANG Lei, BAO Jing, ZHAO Shiqiang, HUANG Jianping, and Zhang Wu

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

**Abstract** Turbulent characteristics in the stable boundary layer are evaluated by using data collected by the eddy covariance approach at the Semi-Arid Climate and Environment Observatory of Lanzhou University (SACOL). The influence of mesoscale motions in the averaging time is the chief reason for the large scattering of turbulent fluxes obtained by using the eddy covariance technique. The time interval to define the turbulence ranges from several tens of seconds to several minutes. The multiresolution cospectra of the heat flux reveal a gap scale from 112.4 s to 449.9 s for strong stability when gradient Richardson number ( $Ri$ ) is greater than 0.3. The motions at averaging time scales greater than the gap scale lead to large random heat flux errors and may even change the sign of heat flux cospectra. The gap scale for momentum flux occurs between 112.4 s and 224.9 s. In a weak wind regime in which the submeso velocity scale

**收稿日期** 2012-01-10, 2012-06-21 收修定稿

**资助项目** 国家自然科学基金项目 41075104, 国家重大科学研究计划 2012CB955302

**作者简介** 梁捷宁, 女, 1985 年出生, 博士研究生, 主要从事大气边界层和大气湍流方面研究。E-mail: liangjin10@lzu.edu.cn

**通讯作者** 张镭, E-mail: zhanglei@lzu.edu.cn

is greater than the mean flow, standard deviation of vertical velocity depends systematically on the submeso velocity scale and increases with increasing submeso velocity scale at an average rate of approximately 0.1. The standard deviation of vertical velocity correlates well with the generalized velocity scale, and approaches to zero with the generalized velocity scale vanishing. The standard deviations of  $w$ ,  $u$ , and  $v$  normalized by friction velocity equal 1.35, 2.54, and 2.21 respectively. Analysis of turbulent kinetic energy reveals that persistent turbulence exists even under condition of  $Ri > 0.3$ . Stationarity time based on turbulent kinetic energy changes with stability ranged from 133.5 s to 856.2 s during December 7–11, 2008.

**Keywords** Stable boundary layer, Eddy covariance, Mesoscale motion, Friction velocity

## 1 引言

作为近地层湍流研究的基本方法,莫宁-奥布霍夫相似理论(Monin-Obukhov similarity theory, 简称 MOST)被广泛应用并得到证实(Businger et al., 1971; Kader and Yaglom, 1990; Pahlow et al., 2001)。许多著名试验对 MOST 发展做出了重要贡献(Takeuchi, 1961; Wyngaard and Coté, 1971; Merry and Panofsky, 1976; Sorbjan, 1986; Brutsaert, 1992; Parlange and Katul, 1995; Mahrt et al., 1998),这些试验结果被广泛应用于近地层大气湍流观测研究中。但这些试验多关注不稳定边界层,对稳定边界层研究较少。MOST 建立在气流水平均匀、定常的假设之上,而稳定边界层因受到大通量源区、低空急流和中尺度运动等多方面影响,湍流更为复杂。正确描述稳定边界层中的湍流运动,在大气乃至海洋模型中非常重要(Zilitinkevich et al., 2007)。另一方面,在强稳定边界层中,风速小、湍流弱,常常会引发一些极端事件,如霜冻、大雾、低能见度、高污染浓度(Vickers and Mahrt, 2006),深入研究稳定边界层大气湍流特征对灾害防御、环境评价等具有重要意义。

近年来,许多研究对 MOST 在稳定边界层的应用提出疑问(Cuxart et al., 2000; Kustas and Jackson, 2004; Schwarz et al., 2004; Oncley et al., 2007; Thomas et al., 2008)。主要表现为稳定近地层中湍流通量估计偏低,地表能量严重不闭合,无量纲梯度不能很好地用梯度理查森数  $Ri$  描述(Grachev et al., 2005; Luhar et al., 2009)。即使剔除了强不平稳、强稳定的资料,采用 30 min 或 1 h 的平均,风速无量纲梯度  $\phi_m$  和温度无量纲梯度  $\phi_h$  仍然表现出与  $Ri$  无关的特征,并且离散性随着稳定度的增强而增大(Yagüe et al., 2006),表明存在其它不能被  $Ri$  表述的过程(如重力波)影响稳定条件下的湍流(Mahrt, 2010),受这些难以预测的中尺度和亚中尺度运动

影响,稳定条件下的湍流表现得更为复杂。

一些研究认为,在稳定边界层中湍流分为连续湍流和间歇湍流(Mahrt et al., 1998; Coulter and Doran, 2002; van de Wiel et al., 2003),存在临界理查森数  $Ri_c$ ,  $Ri < Ri_c$  时,属于弱稳定,以连续湍流为主; $Ri > Ri_c$  时,是强稳定,湍流呈现间歇性;理论和实验研究比较一致的意见认为  $Ri_c=1/4$ 。相似理论的通量—梯度关系只适用于  $Ri < Ri_c$ ,而对强稳定情形,相似理论应用受到限制(Sorbjan and Andrey, 2010)。强稳定时的间歇湍流可能由平均气流的随机变化造成,也可能由时间尺度大于湍流的非平稳过程造成,这种运动常被称为亚中尺度运动(Anquetin et al., 1998; Mahrt, 2010)。按运动尺度湍流可以被分作四类:大涡尺度、中尺度湍涡、通量输送湍涡和小湍涡。通量输送湍涡尺度大概从 100 m 到 600 m,并且贡献了总动量通量的大部分(Serafimovich et al., 2011)。这里,把尺度大于局地输送湍涡的非平稳运动统称为中尺度运动。当大尺度风速很小的时候,中尺度运动常常造成气流的强烈非平稳,主要表现为分钟甚至更短时间尺度上风向和风速的显著变化(Hanna, 1986; Anfossi et al., 2005; Mahrt, 2010)。在稳定边界层中,中尺度运动比湍流运动更为复杂(Mahrt et al., 2009),更加不平稳和有序,并且不与垂直方向的梯度输送相关(Acevedo and Mahrt, 2010),限制了 MOST 在很多站点强稳定情形下的应用(Mahrt et al., 2009)。引起中尺度运动的原因有多种,包括密度流、重力波和孤波等(Mahrt, 2007; Mahrt et al., 2009),甚至地表植被不均匀和地形倾斜也能引发中尺度运动。

按照 MOST,强稳定时,湍流尺度与观测高度  $z$  无关,只受层结限制。事实上,对涡动相关资料采用常用的 30 min 甚至更长时间的平均,结果得到的三维风速标准差( $\sigma_u$ ,  $\sigma_v$ ,  $\sigma_w$ )与摩擦速度  $u_*$  的关系表现出极大的离散性,湍流强度不是常数。Vickers and Mahrt (2006)的研究表明,强稳定条件

下的大离散性与中尺度运动有关, 并且给出了过滤中尺度运动影响的具体方法, 从而提取出反映局地特征的湍流信号; Mahrt (2010) 利用该方法定量研究了雪地地表通量观测试验 (FLOSSII, Fluxes Over Snow-covered Surfaces II from Nov 2002 to Apr 2003, Colorado) 期间中尺度运动对稳定边界层湍流特征的影响。

国内关于稳定边界层湍流间歇性的研究早有开展, 但报道相对较少。赵德山和洪钟祥 (1981) 的研究指出, 稳定边界层中湍流强度的时空变化是不连续的, 动量和热量通量的输送是间歇的。王介民等 (2007) 对祁连山大野口复杂地形上的观测研究发现, 稳定层结下通量离散较大, 认为可能与湍流间歇性、波动等有关。钱敏伟和李军 (1996) 研究认为在夜间晴空条件下, 近地层大气湍流表现出很强的间歇性, 导致夜间气温短时急剧下降, 随后大幅度增温; 湍流热通量存在很大的散度, 常通量层的概念不存在。缪启龙等 (2010) 对塔克拉玛干沙漠腹地近地层湍流特征的研究发现, 稳定条件下无因次速度方差 ( $\sigma_u/u_*$ ,  $\sigma_v/u_*$ ,  $\sigma_w/u_*$ ) 比不稳定层结条件下离散程度大, 并且随着稳定度的增强有增大趋势; 刘辉志等 (2007) 的研究发现, 青藏高原珠峰绒布河谷地区近地层湍流无量纲标准差在稳定条件下分布离散, 表现得与稳定度无关。目前对稳定边界层湍流特征认识还很不够, 尚不能很好地量化中尺度运动的作用, 有待进一步研究。

中国黄土高原处于半湿润和半干旱气候的过渡带, 对气候变化敏感。研究黄土高原地区稳定边界层的湍流特征, 对研究该地区的生态系统对气候变化的响应以及区域气候模型在该地区的陆面参数化, 进而研究全球气候变化都有重要意义。但已有的研究发现, 黄土高原地区普遍存在着夜间湍流通量估计偏低, 地表能量闭合度差的问题。Wen et al. (2007) 研究黄土高原地区秋季地表能量通量的日变化, Wang et al. (2010) 对兰州大学半干旱气候与环境观测站 (Semi-Arid Climate and Environment Observatory of Lanzhou University, 简称 SACOL) 的资料分析都发现, 夜间存在着严重的能量不闭合现象; 张强和李宏宇 (2010) 在 SACOL 的研究表明即使考虑了垂直平流的输送, 稳定情形湍流通量仍然存在严重的低估, 能量不闭合度在 40% 以上; Zuo et al. (2009) 分析了 SACOL 的无量纲风速标

准差,  $\sigma_w/u_*$  和  $\sigma_u/u_*$  在稳定情形变化范围大。上述研究揭示了黄土高原地区稳定边界层湍流的一些特征, 然而仍需要进一步研究并对其影响因素进行深入分析。黄土高原地区多为起伏地形, 夜间稳定条件下由地形等因素引发的中尺度运动对局地湍流观测会有重要的影响, 如何考虑并去除中尺度运动的影响, 进而分析黄土高原复杂地形条件下稳定边界层湍流特征, 为此本文开展了相关的一些初步研究工作。

## 2 观测资料

### 2.1 观测站点介绍

兰州大学半干旱气候与环境观测站 (SACOL) 位于黄土高原海拔 1965.8 m 的萃英山塬上 (35.946°N, 104.137°E), 下垫面属于典型的黄土高原地貌, 属温带半干旱气候, 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。已加入国际协同观测项目 (The Coordinated Enhanced Observing Period, 简称 CEOP), 并成为参加此项计划的全球协同加强观测站之一。通量观测场地基本平坦, 宽约 200 m, 长约 600 m, 远处是典型的黄土高原沟壑梁峁地貌特征。地表植被是自然草地, 受人为活动影响小。植被高度夏季约 0.24 m, 冬季约 0.10 m。关于 SACOL 的详细介绍参见文献 (Huang et al., 2008)。

### 2.2 观测仪器

气象观测塔高 32.5 m, 分别在 1 m、2 m、4 m、8 m、16 m、32 m 高度上安装风速 (014A-L, Met One)、气温和湿度 (HMP45C-L, Vaisalla) 传感器, 用以观测风、温、湿的梯度变化, 在 8 m 处安装风向传感器 (034B-L, Met One)。分别用精密红外温度传感器 (IRTS-P, Apogee)、CS105 气压传感器和 TE525MM-L 雨量筒来探测记录地表温度、大气压和降水。涡动相关系统采用三维超声风温仪 (CSAT3, Campbell) 测量三维风速, 细线热电偶 (FW05, CSI) 测量温度脉动, 开路红外气体分析仪 (LI7500, LI-COR) 测量  $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$  浓度脉动。采样频率 10 Hz, 感应器离地高度 3 m。观测仪器定期校正, 运行状况良好。

为了获取更多稳定情形资料, 这里使用 SACOL 2008 年 12 月夜间涡动相关观测数据, 资料完好率高, 仅 12 月 6 日部分时段缺测, 分析中剔除了其全天数据, 并使用对应时段气象观测塔的梯度资料

判断稳定度, 挑选稳定情形数据进行分析。

### 3 研究方法

#### 3.1 涡动相关资料处理的平均周期

涡动相关法观测地气之间物质能量交换时, 其误差包括仪器误差, 以及对湍流场的各种假设造成的偏差, 后者主要体现在数据处理上。处理中, 常采用分时段平均 (block time average) 方法 (Finnigan et al., 2003)。对某物理量  $s$ , 其脉动量  $s'$  可表示为

$$s' = s - \bar{s}, \quad (1)$$

其中  $\bar{s}$  指在时间间隔  $\tau$  上的平均。 $\tau$  选择要适当, 既要足够长, 能包含湍流谱中频率最低的涨落; 同时,  $\tau$  又应足够短, 以保证具有稳定的时间序列, 不受中尺度运动等影响。一般来说,  $\tau$  随着稳定度的增加而减小, 在强稳定时  $\tau$  为几十秒。

对方差  $s's'$  和协方差  $w's'$  ( $w'$  指垂直风速的脉动量), 在  $\tau$  上平均, 得到局地方差  $\overline{s's'}$  和协方差  $\overline{w's'}$ 。 $s$  在垂直方向上的通量  $F_s$  表示为:

$$F_s = \rho_d \overline{w's'}, \quad (2)$$

其中,  $\rho_d$  是干空气密度,  $w$  是垂直风速。在涡动相关资料处理中, 平均周期的选取受到广泛的关注。Kaimal and Finnigan (1994) 提出了估计平均周期的简单方法, 认为白天采用 30 min 的平均长度是一个合理的折衷。Finnigan et al. (2003) 利用森林站点资料研究认为平均周期应该比常用的 30 min 更长。分时段平均是最简便和广泛使用的方法, 实际中常取  $\tau = 30$  min。

全时段平均 (ensemble block time average) 是由若干组时间长度为  $\tau$  的数据形成更长的时间序列, 进行平均获得局地湍流通量的方法。将时间  $\tau$  上的湍流协方差在更长的时间  $\tau_F$  上取平均可以较好地减小采样误差。 $\tau_F$  称为通量平均时间, 稳定条件下通常取 1 h。用  $[\ ]$  表示全时段平均, 物理量  $s$  的垂直通量表示为:

$$F_s = \rho_d [\overline{w's'}], \quad (3)$$

平均过程中不带任何权重, 所以通量  $F_s$  可以简化表示为:

$$F_s = \rho_d [w's']. \quad (4)$$

垂直风速标准差  $\sigma_w$  通常用来表示湍流的强度:

$$\sigma_w = [w'w']^{1/2}. \quad (5)$$

在稳定条件下, 湍流以高频为主, 尺度小, 湍流弱, 受中尺度运动影响大, 常用的分时段平均法

不能很好区分由层结和下垫面作用形成的局地湍流与中尺度运动, 近年来全时段平均法受到重视。为了区别于通量平均时间  $\tau_F$ , 称  $\tau$  为定义湍流时间。

#### 3.2 中尺度风速特征量

采用 (1) 式定义湍流, (1) 式和 (2) 式反映了由层结和下垫面作用产生的局地湍流特征, 而在  $\tau_F$  上, 方差  $\overline{s's'}$  和协方差  $\overline{w's'}$  的变化反映了中尺度运动的影响。定义物理量  $s$  的中尺度变化特征为  $s_{\text{meso}}$ :

$$s_{\text{meso}} = \bar{s} - [s], \quad (6)$$

据此, 中尺度水平风速表示为:

$$U_{\text{meso}} = [(u_{\text{meso}}^2 + v_{\text{meso}}^2)^{1/2}], \quad (7)$$

其中, 上横杠表示在时间  $\tau$  上平均,  $[\ ]$  表示在  $\tau_F$  上的平均。

将中尺度风速与大尺度风速叠加, 定义广义风速  $U_{\text{gen}}$

$$U_{\text{gen}} = (U^2 + U_{\text{meso}}^2)^{1/2}, \quad (8)$$

其中,  $U$  为大尺度风速, 即通量平均时间  $\tau_F$  (以下分析中  $\tau_F$  取 1 h) 上的平均风速。 $U_{\text{gen}}$  反映背景风场和中尺度运动的总体速度特征。

### 4 结果分析

#### 4.1 定义湍流平均时间对湍流通量的影响

夜间稳定条件下涡动相关通量呈现出很大的离散性, 但是, 目前多数研究都不能指明这是稳定条件湍流的本质特征, 还是观测资料处理不适当造成。Vickers and Mahrt (2006) 研究表明, 谨慎严格地选取平均时间可很好地减少计算结果离散性。对  $\tau_F$  长度已有较好的共识, 但  $\tau$  的选取需要恰当分析湍流尺度。 $\tau$  太短, 不能包含对湍流有重要贡献的低频部分;  $\tau$  过长, 则会使得到的通量结果受到中尺度运动的严重影响。尤其是在夜间强稳定条件下, 定义湍流时平均周期内的中尺度运动往往处于绝对优势, 湍流通量对平均时间  $\tau$  非常敏感。为了检验定义湍流的平均时间对湍流通量计算结果的影响, 分别选取  $\tau = 5, 10, 20, 30, 60, 100, 200, 300, 400, 600, 900$  s, 计算 2008 年 12 月 7~16 日 00:00~06:00 (北京时, 下同) 感热通量  $\overline{w'T'}$  ( $\tau_F$  取 1 h)。图 1 (见文后彩图) 给出了强稳定情形 ( $Ri > 0.25$ ) 下, 感热通量随定义湍流平均时间  $\tau$  的变化特征。

在一定范围内  $\overline{w'T'}$  随着  $\tau$  的增加而增大, 这是因为过短的平均时间不能捕捉低频成分的贡献。但

当  $\tau$  达到某一长度  $\tau_c$  时,  $\overline{w'T'}$  不再随  $\tau$  的增加而增大;  $\tau$  继续增大,  $\overline{w'T'}$  的计算结果出现强烈的不稳定, 甚至改变符号, 这是由于过长的平均周期, 使通量计算结果受到中尺度运动严重影响。 $\tau_c$  对应于  $\overline{w'T'}$  数值光滑增加至最大时的定义湍流平均时间  $\tau$ 。随着  $\tau$  的增加,  $\overline{w'T'}$  的标准差迅速增大 (图 2), 不同记录 (每 1 h 的涡动相关观测资料称为一个记录) 之间的差异显著增大, 表现为感热通量关于  $Ri$  呈很大的离散。当  $\tau > \tau_c$  时, 中尺度运动的影响显著, 造成了湍流协方差在强稳定条件下出现异常大值。 $Ri < 0.3$  时,  $\tau_c$  在 200 s 至 300 s 之间;  $Ri > 0.3$  时,  $\tau_c$  则大致在 100 s 至 200 s 之间, 甚至更小。说

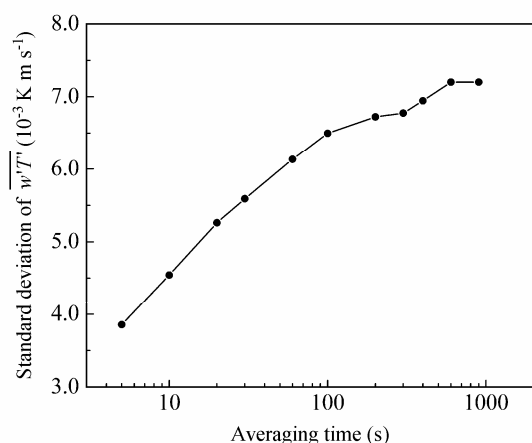


图 2 强稳定情形 ( $Ri > 0.25$ )  $\overline{w'T'}$  的标准差随定义湍流的平均时间  $\tau$  的变化

Fig. 2 The change of standard deviation of heat flux ( $\overline{w'T'}$ ) with averaging time ( $\tau$ ) under strong stable boundary layer ( $Ri > 0.25$ )

明  $\tau_c$  随着稳定性增强而减小。这与 Vickers and Mahrt (2006) 在 FLOSSII 试验中草地站点的研究结果一致。

## 4.2 稳定边界层中尺度运动特征

### 4.2.1 湍流尺度分解 (Multiresolution decomposition, MRD)

MRD 谱分析 (Howell and Mahrt, 1997) 采用滑动的平均窗区将湍流协方差分解到不同的时间尺度上, 来研究不同尺度的湍流对湍流协方差的贡献。选取  $Ri > 0.3$  资料进行 MRD 谱分析, 图 3 是动量通量  $\overline{U'w'}$  和感热通量  $\overline{w'T'}$  的 MRD 谱。 $\overline{w'T'}$  谱 (图 3b) 在  $2^{11}\Delta t \sim 2^{13}\Delta t$  ( $\Delta t = 0.055$  s) 范围内存在明显的谱隙, 这个时间范围内 MRD 谱值在 0 附近, 说明时间尺度在  $2^{11}\Delta t \sim 2^{13}\Delta t$  (约 112.4~449.9 s) 的运动对  $\overline{w'T'}$  没有显著贡献。时间尺度大于谱隙时标准差显著增大, 中尺度运动造成  $\overline{w'T'}$  的随机误差迅速增加甚至掩盖了局地湍流的特征。时间尺度小于谱隙时,  $\overline{w'T'}$  谱的标准差相对较小, 并且变化不大, 涡动相关系统观测的感热通量能够为稳定度参数较好地描述。 $\overline{w'T'}$  谱在  $2^7\Delta t$  (约 7.0 s) 达到峰值, 强稳定条件下对热量通量贡献最大的湍流在几秒的时间尺度。 $\overline{U'w'}$  谱 (图 3a) 的标准差比  $\overline{w'T'}$  谱更大, 不同记录之间的差异大, 造成强稳定情形涡动相关系统观测的动量通量更加离散。与温度  $T$  变化相比, 水平风速  $U$  的随机性更大, 由地形等因素引发的中尺度运动主要表现风向和风速的变化上。 $\overline{U'w'}$  谱在  $2^{11}\Delta t \sim 2^{12}\Delta t$  (112.4~224.9 s) 有显著的

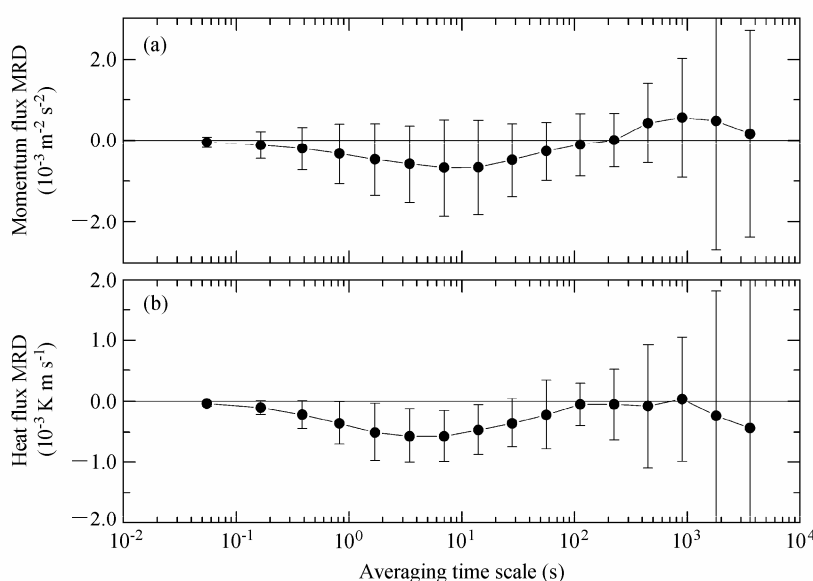


图 3 强稳定情形 ( $Ri > 0.3$ ) 湍流尺度分解: (a) 动量通量  $\overline{U'w'}$  ( $10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ ); (b) 感热通量  $\overline{w'T'}$  ( $10^{-3} \text{ K m s}^{-1}$ )

Fig. 3 MRD of (a) momentum flux  $\overline{U'w'}$  ( $10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ ) and (b) heat flux  $\overline{w'T'}$  ( $10^{-3} \text{ K m s}^{-1}$ )

谱隙, 时间尺度大于谱隙的中尺度运动造成动量通量大的离散性, 甚至出现动量通量向上输送的情况。

#### 4.2.2 湍流平稳时间

湍流平稳是 MOST 的前提, 一般在水平均匀下垫面, 水平均匀气流驱动下易出现平稳湍流。但是, 在夜间稳定条件下, 受中尺度运动影响, 气流呈现明显的间歇性, 湍流是非平稳的, 这种非平稳会导致 MOST 应用在稳定条件的误差。MRD 谱分析反映的是中尺度运动发生的平均时间尺度, 实际上中尺度运动的发生频率是随稳定度变化的。从图 1 可以看出,  $\tau_c$  随着稳定度而变化。采用湍流动能  $e$  作为依据, 研究湍流的平稳时间。图 4 (见文后彩图) 是 SACOL 2008 年 12 月 7~11 日 00:00~06:00 的湍流动能  $e$  变化, 表 1 给出相应各时段的梯度理查森数  $Ri$ 。00:00~06:00, 边界层稳定性逐渐增加, 湍流发展受到抑制, 湍动能逐渐减小。12 月 9、10 日夜间稳定性都比较强, 湍动能一直维持较低水平。

表 1 2008 年 12 月 7~11 日 00:00~06:00 各时段  $Ri$   
Table 1 Gradient Richardson number  $Ri$  from 0000 BT to 0600 BT during December 7–11, 2008

| 月-日   | 01:00 | 02:00 | 03:00 | 04:00 | 05:00 | 06:00 |
|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 12-07 | 0.102 | 0.172 | 0.081 | 0.216 | 0.206 | 0.242 |
| 12-08 | 0.020 | 0.031 | 0.059 | 0.186 | 0.064 | 0.623 |
| 12-09 | 0.523 | 0.464 | 0.355 | 0.422 | 0.306 | 0.295 |
| 12-10 | 0.388 | 0.149 | 0.300 | 0.342 | 0.366 | 0.340 |
| 12-11 | 0.117 | 0.180 | 0.292 | 0.307 | 0.183 | 0.346 |

从图 4 可以看出, 在 SACOL,  $Ri_c$  在 0.2~0.3 之间, 当  $Ri < Ri_c$  时, 湍动能在  $10^{-1} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$  的量级;  $Ri > Ri_c$  时, 湍动能维持在  $10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$  的量级。  $Ri > Ri_c$  时, 湍动能尽管很小, 但仍持续存在, 说明在强稳定情形, 仍然有连续湍流存在。Florence et al. (2011) 对 CASES-99 试验 (Cooperative Atmosphere-Surface Exchange Study, 1999, Kansas) 资料分析发现, 即使在强稳定条件下, 仍然有微弱但连续的湍流存在, 湍能耗散率为  $10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$  量级; Zilitinkevich et al. (2007) 的均匀下垫面上数值模拟结果也认为, 在任何  $Ri$  条件下都可以有连续湍流存在。

采用“双质量守恒法 (double mass balance technique)” (Nappo et al., 2010) 来研究湍动能的平稳时间  $t_s$ 。用累积湍动能  $S_e$  的斜率不连续为依据判断  $e$  的突变,

$$S_e(t_i) = \sum_{j=1}^i e(t_j). \quad (9)$$

如果  $e$  持续为 0, 则  $S_e$  的斜率为 0; 如果  $e$  持续不变 (非 0), 则  $S_e$  的斜率为 1。图 5 是 2008 年 12 月 7~11 日 00:00~06:00 积累湍动能。  $S_e^p(t_j)$  是依据  $S_e(t_{i+1})$  和  $S_e(t_i)$  的线性外推值, 即从时间  $t_i$  开始,  $e$  不发生变化的累积湍动能, 即

$$S_e^p(t_j) = S_e(t_i) + \frac{S_e(t_{i+1}) - S_e(t_i)}{t_{i+1} - t_i} (t_j - t_i). \quad (10)$$

$\alpha$  是  $t_i$  到  $t_j$  时间段上  $S_e$  变化的标准差。当  $|S_e^p(t_j) - S_e(t_j)| > 3\alpha$  时, 认为  $S_e$  斜率发生变化, 即湍动能出现突变, 湍流结构发生变化,  $t_j - t_i$  是湍流平稳的时间长度。图 6 反映了 2008 年 12 月 7~11 日 00:00~06:00 湍流平稳时间与稳定度参数  $Ri$  的

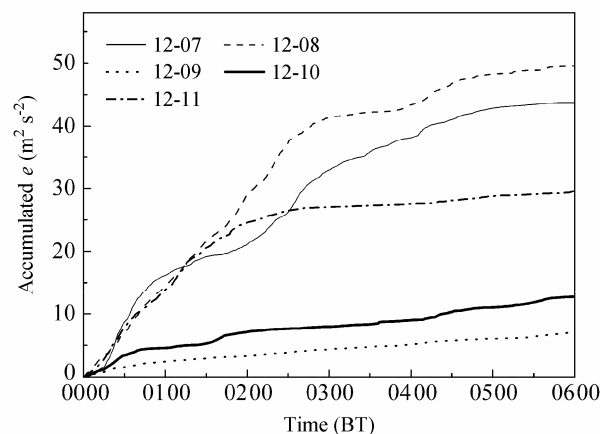


图 5 2008 年 12 月 7~11 日 00:00 至 06:00 积累湍动能  $S_e$

Fig. 5 Accumulated  $e$  from 0000 BT to 0600 BT during December 7–11, 2008

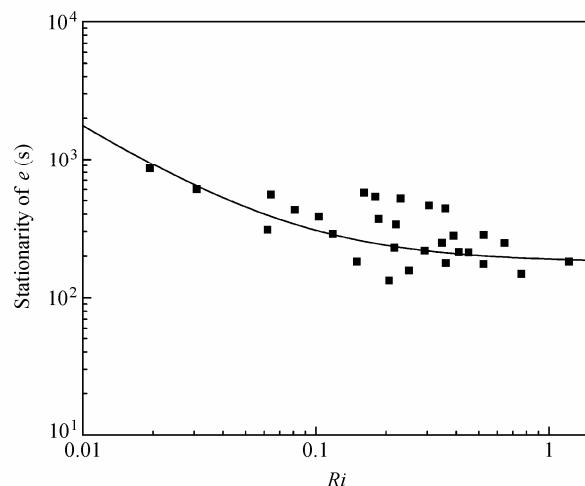


图 6 湍动能平稳时间随稳定度  $Ri$  的变化。图中实线是  $y = 10x^{-1.1} + 180$

Fig. 6 Dependence of the stationarity of turbulence kinetic energy on stability  $Ri$ . The solid line is  $y = 10x^{-1.1} + 180$

关系。

湍流平稳性时间  $t_s$  长度大多为几百秒的水平, 范围在 133.5~856.2 s, 并且随稳定性增强而减小。弱稳定情形 ( $Ri < 0.25$ ),  $t_s$  大于 300 s 并随着  $Ri$  增大迅速减小; 强稳定情形 ( $Ri > 0.25$ ),  $t_s$  为 200 s 左右。湍流平稳时间长度的变化也反映了对局地湍流有支配性优势的中尺度运动发生的频率, 随着稳定性增强, 局地湍流变弱, 中尺度运动的影响变得更加重要, 破坏了湍流平稳性, 呈现非平稳状态。

### 4.3 稳定边界层湍流特征

#### 4.3.1 中尺度运动对风速标准差的影响

主要考虑中尺度运动对  $\sigma_w$  的影响, 分别分析了强风 ( $U > U_{\text{meso}}$ ) 和弱风 ( $U < U_{\text{meso}}$ ) 时,  $\sigma_w$  与大尺度风速  $U$  的关系 (图 7a)。强风时,  $\sigma_w$  对  $U$  有很好的依赖性, 但这种依赖性在弱风时变弱, 弱风时  $\sigma_w$  变化范围很大, 甚至出现异常大值。弱风时,  $\sigma_w$  与  $U$ 、 $U_{\text{meso}}$  的相关系数分别为 0.53 和 0.60, 垂直风速标准差更强地依赖于中尺度风速;  $\sigma_w$  以  $0.1U_{\text{meso}}$  的比率随中尺度风速增大而增大 (图 7c), 随着中尺度风速的消失而趋于 0。考虑广义风速  $U_{\text{gen}}$  后, 即使是弱风情况, 湍流仍然很好地依赖于

风速的变化 (图 7b)。

图 8 给出了  $\sigma_w$  与  $U$ 、 $U_{\text{gen}}$  关系的比较。不存在中尺度运动时,  $\sigma_w$  随着  $U$  的消失而消失。在 SACOL, 强稳定条件下, 随着  $U$  趋于 0 (图中所示  $U < 0.5 \text{ m s}^{-1}$ )  $\sigma_w$  出现异常大值。图中  $\triangle$  给出了  $\sigma_w$  随  $U_{\text{gen}}$  的变化特征,  $\sigma_w$  随  $U_{\text{gen}}$  增大而增大, 随  $U_{\text{gen}}$  消失而消失。

#### 4.3.2 方差相似性关系

根据 MOST 理论, 在近地层内各种大气参数和统计特征可用速度尺度  $u_*$  或温度尺度  $T_*$  归一化为大气稳定度  $\zeta$  ( $\zeta = (z_m - d)/L$ ),  $z_m$  是湍流通量测定高度,  $d$  是零平面位移,  $L$  是莫宁-奥布霍夫长度) 的普适函数, 即

$$\frac{\sigma_j}{u_*} = \phi_j(\zeta), (j = u, v, w). \quad (11)$$

对不稳定情形, 满足 1/3 次律; 中性时, 纯机械湍流,  $\phi$  与高度和粗糙度无关, 是常数,  $\phi_w$  通常取 1.25 或 1.3,  $\phi_u$  约为 2.4,  $\phi_v$  约 1.9; 稳定时, 研究较少, 一般取中性结果。湍流积分统计特性也就是方差相似性关系, 可以作为涡动相关数据质量检验的可靠标准。在不稳定条件下, 方差相似性关系已有广泛

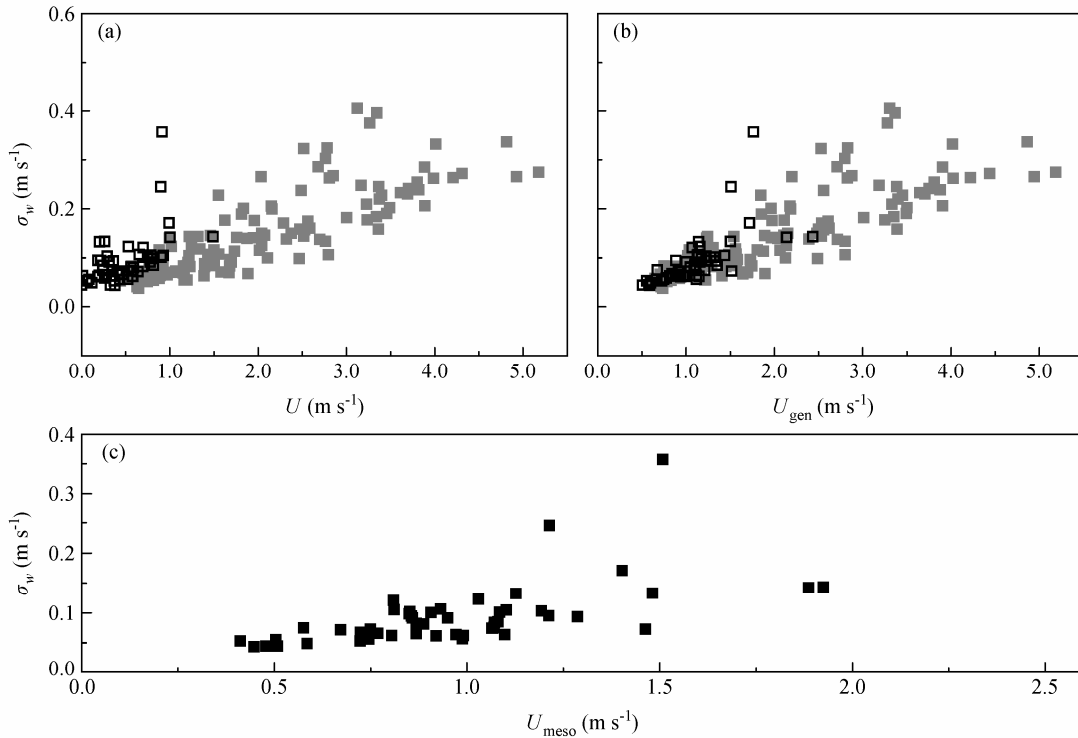


图 7 (a, b) 垂直风速标准差  $\sigma_w$  与 (a) 大尺度风速  $U$ 、(b) 广义风速  $U_{\text{gen}}$  的关系 (灰色方块:  $U > U_{\text{meso}}$ ; 空心方块:  $U < U_{\text{meso}}$ ); (c)  $U < U_{\text{meso}}$  时,  $\sigma_w$  与  $U_{\text{meso}}$  的关系

Fig. 7 (a, b) The dependence of  $\sigma_w$  on (a) large-scale wind speed  $U$  and (b) generalized velocity  $U_{\text{gen}}$ , where gray block corresponds to  $U > U_{\text{meso}}$  and hollow block corresponds to  $U < U_{\text{meso}}$ ; (c) dependence of  $\sigma_w$  on mesoscale velocity  $U_{\text{meso}}$  when  $U < U_{\text{meso}}$

研究和应用,但是稳定情形的方差相似性还没有达成共识。稳定条件下研究的困难之一是如何过滤中尺度运动的影响而保留局地湍流的特征,这是目前湍流通量研究的重要内容。

摩擦速度  $u_*$ , 不仅是大气边界层通量一廓线关系研究中的一个关键问题,也是确定沙源地区地表能否起沙的有效判据之一(张宏升等, 2007)。Mahrt (2010) 建议先在  $\tau$  上计算出摩擦速度,进而在  $\tau_F$  上平均,作为一个记录的摩擦速度。这样可以避免通量平均时间内横风风向变化造成摩擦速度低估。采用全时段平均法,分析了 2008 年 12 月逐日

00:00~06:00 的三维风速标准差,及其与  $u_*$  的关系,见图 9。

$\sigma_w$  与  $u_*$  的线性拟合关系为  $y = 1.35x + 0.01$ , 相关系数  $R$  达到 0.99。采用全时段平均的处理方法能够很好地滤去中尺度运动而保留局地湍流特征,局地湍流能够很好地满足 MOST。 $\sigma_w u_*$  约为 1.35。 $\sigma_u$ 、 $\sigma_v$  与  $u_*$  的线性拟合关系分别为  $y = 2.54x + 0.01$  和  $y = 2.21x + 0.02$ ; 相关系数分别为 0.97 和 0.98。线性拟合的截距很小,  $\sigma_u u_*$  和  $\sigma_v u_*$  近似取 2.54 和 2.21。在 SACOL, 三维风速无量纲标准差都比常用值稍大,这主要是受站点地形影响,夜间通量印痕

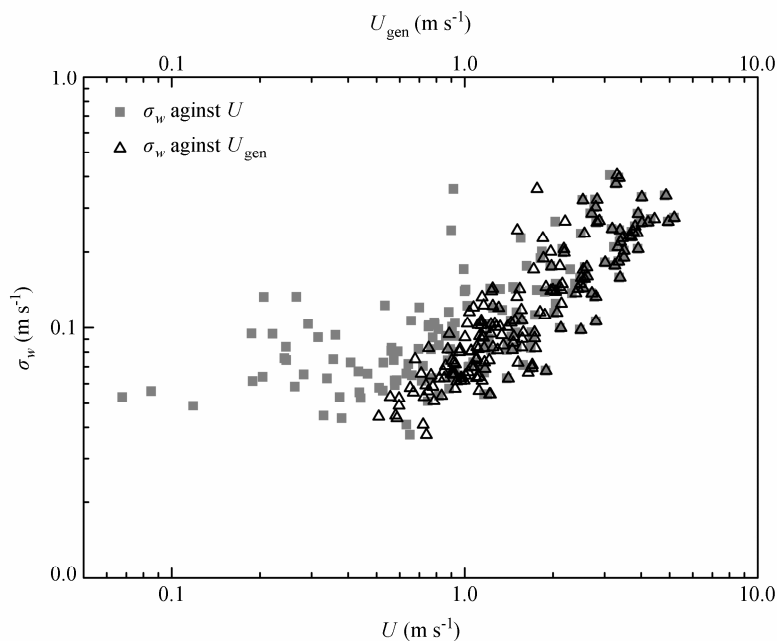


图 8 垂直速度标准差  $\sigma_w$  与  $U$ 、 $U_{\text{gen}}$  关系的比较

Fig. 8 The standard deviation of vertical velocity against  $U$  and  $U_{\text{gen}}$

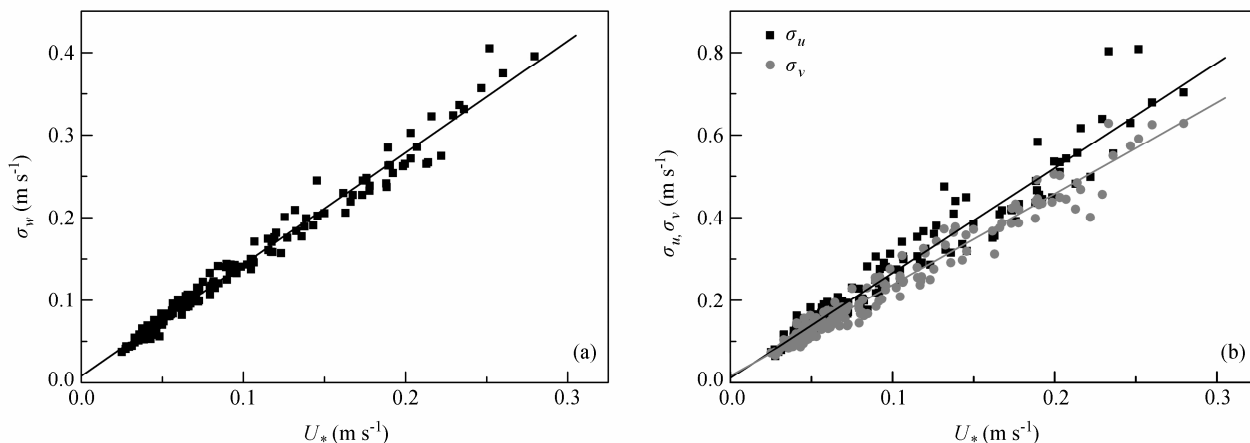


图 9 稳定条件下风速标准差与摩擦速度  $u_*$  的关系: (a) 垂直风速标准差  $\sigma_w$ ; (b) 水平风速标准差  $\sigma_u$  (黑色方块) 和  $\sigma_v$  (灰色圆点)

Fig. 9 Relationship between velocity standard deviation and friction velocity  $u_*$ : (a)  $\sigma_w$ ; (b) horizontal wind speed standard deviation  $\sigma_u$  (solid block) and  $\sigma_v$  (gray dot)

区大, 湍流观测受到远处非平坦地形的影响, 中尺度的非平坦起伏地形对气流起了破碎作用。

## 5 总结与讨论

利用兰州大学半干旱气候与环境观测站 (SACOL) 2008 年 12 月每日 00:00~06:00 资料, 采用全时段平均法分离中尺度运动与局地湍流, 分析了中尺度运动对湍流的影响, 进而较为细致地研究了稳定条件下湍流特征。

(1) 定义湍流平均时间  $\tau$  随稳定度的变化而变化, 范围可以从几分钟到 20 秒。感热通量 MRD 谱在 112.4~449.9 s 存在谱隙, 该尺度范围内的运动对热量通量没有显著贡献, 对感热输送有贡献的湍流尺度小于 2 min。时间尺度大于谱隙的中尺度运动的影响造成涡动相关观测的热量通量在稳定条件下表现得很离散。动量通量的谱隙在 112.4~224.9 s 范围。

(2) 对湍流动能的分析表明, 即使在  $Ri > 0.3$  的强稳定条件下, 仍然存在连续湍流, 湍动能级为  $10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ 。2008 年 7~11 日湍动能维持平稳的时间长度从 133.5 s 变化到 856.2 s。平稳时间长度受稳定性的影响, 随着  $Ri$  的增大大致呈负指数减小。这反映了中尺度运动发生的频率, 层结越稳定中尺度运动越频繁发生。

(3) 稳定条件下, 中尺度运动对涡动相关观测结果有很大影响, 风速标准差变化范围大, 分布离散, 出现异常大值。特别是  $U < U_{\text{meso}}$  的弱风情形, 垂直风速标准差以  $0.1U_{\text{meso}}$  的变率随中尺度风速变化。局地湍流三维风速标准差同摩擦速度表现为很好的线性关系,  $w$ 、 $u$ 、 $v$  方向上的相关系数分别为 0.99、0.97、0.98。稳定情形时, 受地形的影响, 三维风速无量纲标准差  $\sigma_w/u_*$ 、 $\sigma_u/u_*$ 、 $\sigma_v/u_*$  比普遍采用的结果稍大, 分别为 1.35、2.54、2.21。

研究中还存在着一些问题, 尚待进一步工作。比如: 定义湍流时, 必须在一定时间  $\tau$  上平均, 因此判断湍流平稳性时间长度的方法不能分辨出时间尺度小于  $\tau$  的非平稳运动。此外, 热量通量与动量通量 MRD 谱的谱隙不同, 可能因为温度剪切产生的 Rayleigh-Bénard 湍流与速度剪切产生的 Reynolds 湍流性质不同, 对稳定条件下感热通量的处理有待深入研究。

**致谢** 使用了兰州大学半干旱气候与环境观测站 (SACOL) 的湍流等观测资料, 谨致谢忱。

## 参考文献 (References)

- Acevedo O C, Mahrt L. 2010. Systematic vertical variation of mesoscale fluxes in the nocturnal boundary layer [J]. *Bound.-Layer Meteor.*, 135: 19–30.
- Anfossi D, Oetli D, Degrazia G, et al. 2005. An analysis of sonic anemometer observations in low wind speed conditions [J]. *Bound.-Layer Meteor.*, 114: 179–203.
- Anquetin A, Guilbaud C, Chollet J P. 1998. The formation and destruction of inversion layers within a deep valley [J]. *J. Appl. Meteor.*, 37: 1547–1560.
- Businger J A, Wyngaard J C, Izumi Y, et al. 1971. Flux-Profile relationships in the atmospheric surface layer [J]. *J. Atmos. Sci.*, 28: 181–189.
- Brutsaert W. 1992. Stability correction functions for the mean wind speed and temperature in the unstable surface layer [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 19: 469–472.
- Coulter R L, Doran J C. 2002. Spatial and temporal occurrences of intermittent turbulence during CASES-99 [J]. *Bound.-Layer Meteor.*, 105: 329–349.
- Cuxart J, Yagüe C, Morales G, et al. 2000. Stable atmospheric boundary layer experiment in Spain (SABLES, 98): A report [J]. *Bound.-Layer Meteor.*, 96: 337–370.
- Finnigan J J, Clement R, Malhi Y, et al. 2003. A re-evaluation of long-term flux measurement techniques. Part I: Averaging and coordinate rotation [J]. *Bound.-Layer Meteor.*, 107: 1–48.
- Florence B, Ben B, Michael T, et al. 2011. Comparing estimates of turbulence based on near-surface measurements in the nocturnal stable boundary layer [J]. *Bound.-Layer Meteor.*, 138: 43–60.
- Grachev A A, Fairall C W, Persson P O G, et al. 2005. Stable boundary-layer scaling regimes: The Sheba data [J]. *Bound.-Layer Meteor.*, 116: 201–235.
- Hanna S R. 1986. Spectra of concentration fluctuations: The two time scales of a meandering plume [J]. *Atmospheric Environment*, 20: 1131–1137.
- Howell J F, Mahrt L. 1997. Multiresolution flux decomposition [J]. *Bound.-Layer Meteor.*, 83: 117–137.
- Huang J P, Zhang W, Zuo J Q, et al. 2008. An overview of the semi-arid climate and environment research observatory over Loess Plateau [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 25(6): 906–921.
- Kader B A, Yaglom A M. 1990. Mean fields and fluctuation moments in unstably stratified turbulent boundary layers [J]. *J. Fluid. Mech.*, 212: 637–662.
- Kaimal J C, Finnigan J J. 1994. *Atmospheric boundary layer flows: Their structure and measurement* [M]. New York: Oxford University Press: 255–261.
- Kustas W, Li F, Jackson J, et al. 2004. Effects of remote sensing pixel resolution on modeled energy flux variability of croplands in Iowa [J]. *Remote Sens. Environ.*, 92: 535–547.
- 刘辉志, 冯健武, 邹捍, 等. 2007. 青藏高原珠峰绒布河谷地区近地层湍流输送特征 [J]. *高原气象*, 26 (6): 1151–1161.
- Liu Huizhi, Feng Jianwu, Zou Han, et al. 2007. Turbulent characteristics of the surface layer in Rongbuk valley on the northern slope of Mt. Qomolangma [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 26 (6): 1151–1161.

- Luhar A, Hurley P, Rayner K. 2009. Modelling near-surface low winds over land under stable conditions: Sensitivity tests, flux-gradient relationships, and stability parameters [J]. *Bound.-Layer Meteor.*, 130: 249–274.
- Mahrt L. 2007. Weak-wind mesoscale meandering in the nocturnal boundary layer [J]. *Environmental Fluid Mechanics*, 7: 331–347.
- Mahrt L. 2010. Variability and maintenance of turbulence in the very stable boundary layer [J]. *Bound.-Layer Meteor.*, 135: 1–18.
- Mahrt L, Thomas C K, Prueger J H. 2009. Space-time structure of mesoscale motions in the stable boundary layer [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 135: 67–75.
- Mahrt L, Sun J, Blumen W, et al. 1998. Nocturnal boundary-layer regimes [J]. *Bound.-Layer Meteor.*, 88: 255–278.
- Merry M, Panofsky H A. 1976. Statistics of vertical motion over land and water [J]. *Quart. J. Roy Meteor. Soc.*, 102: 255–260.
- 缪启龙, 温雅婷, 何清, 等. 2010. 沙漠腹地春夏季近地层大气湍流特征观测分析 [J]. *中国沙漠*, 30 (1): 167–174. Miao Qilong, Wen Yating, He Qing, et al. 2010. Turbulence characteristics of surface layer over hinterland of Taklimakan Desert in spring and summer [J]. *Journal of Desert Research (in Chinese)*, 30 (1): 167–174.
- Nappo C J, Hiscox A L, Miller D R. 2010. A note on turbulence stationarity and wind persistence within the stable planetary boundary layer [J]. *Bound.-Layer Meteor.*, 136: 165–174.
- Oncley S P, Foken T, Vogt R, et al. 2007. The energy balance experiment EBEX-2000. Part I: Overview and energy balance [J]. *Bound.-Layer Meteor.*, 123: 1–28.
- Pahlow M, Parlange M B, Porté-agel F. 2001. On Monin-Obukhov similarity in the stable atmospheric boundary layer [J]. *Bound.-Layer Meteor.*, 99: 225–248.
- Parlange M B, Katul G G. 1995. Watershed scale shear stress from tethered wind profile measurements under near neutral and unstable atmospheric stability [J]. *Water Resour. Res.*, 1995, 31: 961–968.
- 钱敏伟, 李军. 1996. 夜间近地面稳定边界层湍流间歇与增温 [J]. *大气科学*, 20 (2): 250–254. Qian Minwei, Li Jun. 1996. Intermittent turbulence and temperature burst in the nocturnal surface layer [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 20 (2): 250–254.
- Schwarz P, Law B, Williams M, et al. 2004. Climatic versus biotic constraints on carbon and water fluxes in seasonally drought-affected ponderosa pine ecosystems [J]. *Global Biochemical Cycles*, 18: 1029–1037.
- Serafimovich A, Thomas C, Foken T. 2011. Vertical and horizontal transport of energy and matter by coherent motions in a tall spruce canopy [J]. *Bound.-Layer Meteor.*, 140: 429–451.
- Sorbján Z. 1986. On similarity in the atmospheric boundary layer [J]. *Bound.-Layer Meteor.*, 34: 377–397.
- Sorbján Z, Andrey A G. 2010. An evaluation of the flux–gradient relationship in the stable boundary layer [J]. *Bound.-Layer Meteor.*, 135: 385–405.
- Takeuchi K. 1961. On the structure of the turbulent field in the surface boundary layer [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 39: 346–364.
- Thomas C, Martin J G, Goeckede M, et al. 2008. Estimating daytime subcanopy respiration from conditional sampling methods applied to multi-scalar high frequency turbulence time series [J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 148: 1210–1229.
- van de Wiel B J H, Moene A, Hartogensis G, et al. 2003. Intermittent turbulence in the stable boundary layer over land. Part III. A classification for observations during CASES-99 [J]. *J. Atmos. Sci.*, 60: 2509–2522.
- Vickers D, Mahrt L. 2006. A solution for flux contamination by mesoscale motions with very weak turbulence [J]. *Bound.-Layer Meteor.*, 118: 431–447.
- Wang G Y, Huang J P, Guo W D, et al. 2010. Observation analysis of land–atmosphere interactions over the Loess Plateau of Northwest China [J]. *J. Geophys. Res.*, 115: D00k17, doi: 10.1029/2009JD013372.
- 王介民, 王维真, 奥银焕, 等. 2007. 复杂条件下湍流通量的观测与分析 [J]. *地球科学进展*, 22 (8): 791–797. Wang Jiemin, Wang Weizhen, Ao Yinhuan, et al. Turbulence flux measurements under complicated conditions [J]. *Advances in Earth Science (in Chinese)*, 22 (8): 791–797.
- Wen J, Wei Z G, Lü S H, et al. 2007. Autumn daily characteristics of land surface heat and water exchange over the Loess Plateau mesa in China [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 24 (2): 301–310.
- Wyngaard J C, Coté O R. 1971. The budgets of turbulent kinetic energy and temperature variance in the atmospheric surface layer [J]. *J. Atmos. Sci.*, 28: 190–201.
- Yagüe C, Viana S, Maqueda G, et al. 2006. Influence of stability on the flux-profile relationships for wind speed,  $\Theta_m$ , and temperature,  $\Theta_h$ , for the stable atmospheric boundary layer [J]. *Nonlinear Processes Geophysics*, 13: 185–203.
- 张宏升, 朱好, 彭艳, 等. 2007. 沙尘天气过程沙地下垫面沙尘通量的获取与分析研究 [J]. *气象学报*, 65 (5): 744–752. Zhang Hongsheng, Zhu Hao, Peng Yan, et al. 2007. Experiment on dust flux during dust storm periods over sand desert area [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 65 (5): 744–752.
- 张强, 李宏宇. 2010. 黄土高原地表能量不闭合度与垂直感热平流的关系 [J]. *物理学报*, 59 (8): 5889–5896. Zhang Qiang, Li Hongyu. 2010. The relationship between surface energy balance unclosure and vertical sensible heat advection over the Loess Plateau [J]. *Acta Physica Sinica (in Chinese)*, 59 (8): 5889–5896.
- 赵德山, 洪钟祥. 1981. 典型辐射逆温生消过程中的爆发性特征 [J]. *大气科学*, 5 (4): 407–415. Zhao Deshan, Hong Zhongxiang. 1981. Some burst characteristics during the process of occurring and dissipating of typical radiation inversion [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 5 (4): 407–415.
- Zilitinkevich S S, Elperin T, Kleiorin N, et al. 2007. Energy-and flux-budget (EFB) turbulence closure model for stably stratified flows. Part I: Steady-state, homogeneous regimes [J]. *Bound.-Layer Meteor.*, 125: 167–191.
- Zuo J Q, Huang J P, Wang J M, et al. 2009. Surface turbulent flux measurements over the Loess Plateau for a semi-arid climate change study [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 26 (4): 679–691.

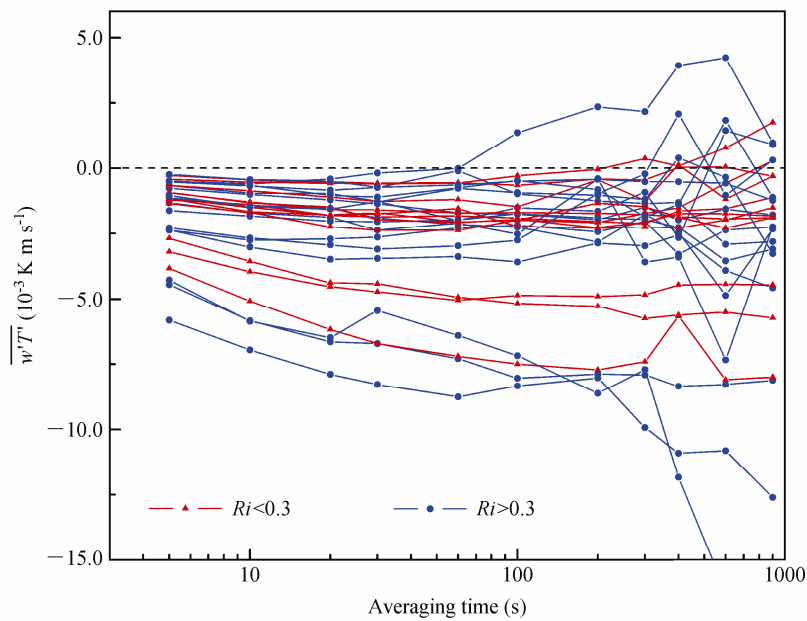


图 1 强稳定情形 ( $Ri > 0.25$ ) 定义湍流的平均时间  $\tau$  对  $\overline{w'T'}$  的影响

Fig. 1 The dependence of heat flux ( $\overline{w'T'}$ ) on averaging time ( $\tau$ ) under strong stale boundary layer ( $Ri > 0.25$ )

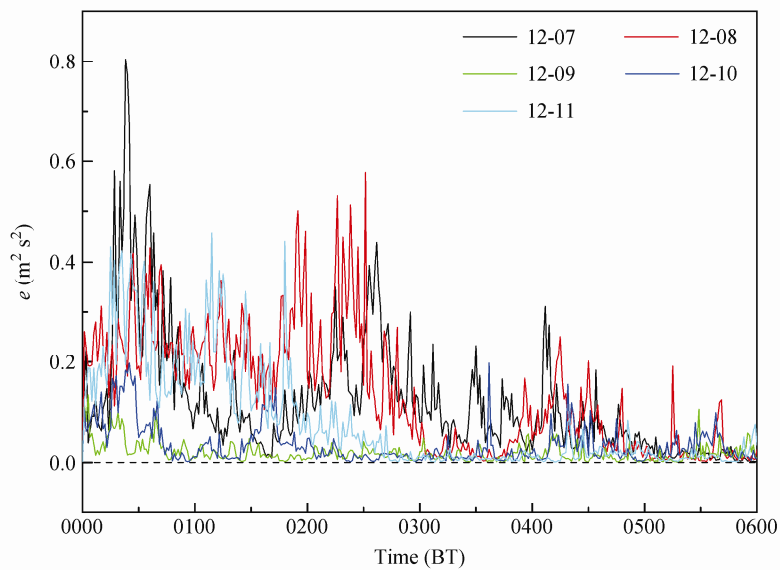


图 4 2008 年 12 月 7~11 日 00:00~06:00 湍动能  $e$

Fig. 4 Turbulent kinetic energy  $e$  from 0000 BT (Beijing Time) to 0600 BT during December 7–11, 2008