

Thorpe 分析法、垂直上升速度扰动法 计算湍流参数的比较

刘晓, 王雨婷

河南师范大学数学与信息科学学院, 新乡 453007

摘要 基于 1998 年中国南海季风实验期间(5月5—25日, 6月5—25日)科学#1号考察船上的高分辨率气球探空数据, 分别采用 Thorpe 分析方法和利用气球垂直上升速度的扰动计算湍流参数的方法, 计算对流层和低平流层湍动能耗散率 ε 和湍流扩散系数 K 。Thorpe 分析法是从温度的角度考虑, 根据 Thorpe 尺度 L_T 与湍流参数之间的关系计算湍流参数, 而利用垂直上升速度的扰动计算湍流参数的方法是从速度的角度考虑, 利用垂直上升速度的扰动 σ_w 与湍动能耗散率 ε 之间的关系计算湍流参数。通过对两种方法及其计算结果进行比较发现: 在垂直结构方面, 不论是月平均结果还是日平均结果, 两种方法计算出的 ε 和湍流扩散系数 K 均是在 10 km 以上而在对流层顶以下较大, 在对流层顶以上较小; 两种方法计算出的 K 的峰值高度均在 15 km 左右; 在数值范围方面, ε 的取值均在 $10^{-6} \sim 10^{-2} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-3}$, K 的取值均在 $0 \sim 10 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, 但是采用垂直上升速度的扰动计算湍流参数的方法求得的湍流参数小于 Thorpe 分析方法得到的湍流参数; 峰值高度方面, 采用 Thorpe 分析方法所得 ε 的峰值高度在 15 km 左右, 而采用垂直上升速度扰动方法所得 ε 的峰值高度在 17 km 左右。

关键词 垂直上升速度的扰动; 湍动能耗散率; 湍流扩散系数

中图分类号 P412.2

文献标志码 A

doi 10.3981/j.issn.1000-7857.2015.24.015

Comparative study of turbulence parameter calculation based on Thorpe analysis and vertical velocity fluctuation method

LIU Xiao, WANG Yuting

School of Mathematics and Information Science, Henan Normal University, Xinxiang 453007, China

Abstract On the basis of the high resolution wind and temperature data observed by the radiosound on the Kexue #1 scientific observation ship during SCSMEX (South China Sea Monsoon Experiment) in 1998 (May 5–25, June 5–25), the turbulence parameters (kinetic energy dissipation rate ε and turbulence diffusivity K) in the troposphere and lower stratosphere (TLS) are derived using the following two methods: Thorpe analysis, which calculates the turbulence parameters on the basis of the temperature data and Thorpe length L_T , and the vertical velocity fluctuation method, which calculates the turbulence parameters on the basis of vertical velocity data and their fluctuations σ_w . The results from the two methods exhibit similarities in terms of the vertical structure and magnitudes of ε and K . In the respect of vertical structures, ε and K are relatively large above 10 km and below the tropopause ($\sim 17\text{--}18$ km), no matter the averaged results are on a monthly or daily basis. By contrast, they are relatively small above the tropopause. The peak values of K derived using the two methods are both at around 15 km. The magnitudes of ε and K calculated using the two methods are both in the range of $10^{-6}\text{--}10^{-2} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-3}$ for ε and $0\text{--}10 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ for K . The differences of the results from the two methods are that the turbulence parameters calculated by the vertical velocity fluctuation method are smaller than those by Thorpe analysis; the peak value of ε is at about 15 km according to Thorpe analysis, but at about 17 km according to the vertical velocity fluctuation method.

Keywords vertical rising velocity fluctuation; turbulence kinetic energy dissipation rate; turbulence diffusivity

收稿日期: 2015-01-22; 修回日期: 2015-07-31

基金项目: 国家自然科学基金项目(41374158, 41574143); 河南省教育厅科学技术研究重点项目(13A110547); 河南省高等学校青年骨干教师资助项目(2014GGJS-047); 河南师范大学优秀青年科学基金(14YQ006)

作者简介: 刘晓, 副教授, 研究方向为计算数学、大气动力学, 电子信箱: liuxiao@htu.cn

引用格式: 刘晓, 王雨婷. Thorpe 分析法、垂直上升速度扰动法计算湍流参数的比较[J]. 科技导报, 2015, 33(24): 92-97.

大气湍流是大气动力学的理论和应用研究中的一个重要内容之一。在应用研究方面,大气湍流中存在着不同尺度的涡旋,对飞行器的飞行性能、结构载荷和飞行安全有很大的影响^[1]。在理论研究方面,大气湍流促使能量、动量、物质和成分在不同尺度运动之间的混合和交换,调整大气结构,并使得大气成分在一定的高度范围内均匀分布。然而,由于湍流运动的间歇性和随机性,难以对湍流性质进行准确、定量的描述。在大气动力学研究方面,往往依据一定的理论结合观测资料对湍流的一些效应进行参数化描述,湍动能耗散率 ε 和湍流扩散系数 K 是定量描述湍流混合效率的重要参数。

准确刻画湍流参数必须要求观测资料具有足够高的时间或者空间分辨率,这对观测设备和人力物力资源提出了较高的要求。因此在对对流层和低平流层(troposphere and lower stratosphere, TLS)的常规气象观测中,高分辨率的观测资料往往很短暂或者高度范围很有限。为获得更加准确的湍流参数,一方面可以进行加密观测来获得短期或者局部范围内的湍流参数^[2,3],另一方面可以依据湍流理论,在现有观测资料的条件下建立更加普适的湍流计算方法,并通过加密观测来评估湍流计算方法的可靠性^[3,4]。

在 TLS 区域, Gavrilov^[5]利用位于日本 Shigaraki (35°N, 136°E) MU (middle and upper atmosphere radar) 雷达附近开展的 MUTSI-2000 (MU radar, temperature sheets and interferometry) 实验的高分辨率 (10 cm) 和高精度 (2 mK) 的气球温度测量资料,采用直接法和间接法估计 Thorpe 尺度。直接法即把观测到的位温剖面进行重新排列,使得位温的数值随高度的增加而增加,从而定义位温剖面中同一个位温数值在观测剖面中的位置 z_m 和重新排列剖面中的位置 z_r 之间的差值 l_r 为 Thorpe 位移 ($l_r = z_m - z_r$), 计算 Thorpe 位移的标准偏差得到 Thorpe 尺度; 间接法有 2 种模型, 一种是与温度扰动相关的绝热垂直位移模型, 另一种是假设不可压缩、各向同性、稳定湍流的能量平衡模型, 这 2 种模型都需要通过温度结构常量 C_T^2 (需要 2 个水平间隔为 1 m 左右的传感器的观测才能得到) 与 Thorpe 尺度的关系估计 Thorpe 尺度。这 2 种模型计算湍流参数 (ε 和 K) 的关系式都是依赖于相同的参数: C_T^2 、背景温度 (T_0) 和浮力频率 (N)。不同点是根据能量平衡模型所得的关系式中 C_T^2 和 N 的阶数更高。Gavrilov^[5]对直接法和 2 种间接法的比较结果表明: 湍流特性有较大的间歇性; 湍流参数 (ε 和 K) 从边界层 (海拔高度约 2 km) 到低平流层 (20~25 km) 的趋势是递减的; 间接法中的绝热假设模型估计出的 Thorpe 尺度与直接估计法更一致。

Zhang 等^[6]利用 California, Miramar Nas (32.87°N, 117.15°W) 台站在 1998—2008 期间观测的垂直分辨率为 30 m 的气球探空数据, 采用 Weinstock^[7]依据垂直速度的扰动和浮力频率得到的计算湍流参数 (ε 和 K) 的关系式, 计算了该地区 TLS 高度范围内的湍流参数的变化规律, 结果表明: ε 和 K 有相似的垂直结构和季节变化规律, 最大值出现在冬季和春季的 10~18 km 的高度范围内。

以往对湍流参数定量评估的研究大多集中在陆地上, 由于大多数的地基观测都集中在中纬地区, 而对海洋上空 TLS 区域的湍流活动的参数的研究非常稀少^[8]。Alappattu^[8]采用 Thorpe 分析法研究了孟加拉湾和阿拉伯海上空 TLS 区域的湍流特点, 研究表明: ε 和 K 在大约 10 km 和温度最低对流层顶 (cold point tropopause, CPT) 之间较大, 在 CPT 高度以上较小。

此外, 由于在计算湍流参数时所采用的测量仪器和测量分辨率的不同以及计算湍流方法的差异, 导致对于同一份观测资料, 不同计算方法可能会导致不同的计算结果。因此, 本文基于高分辨率的气球探空数据, 分析两种计算湍流方法的结果。

1 气球探空数据

1998 年开展了一项大规模的对大气和海洋进行同时观测的国际联合观测计划, 即中国南海季风实验 SCSMEX (South China Sea monsoon experiment)^[9,10]。实验期间, 分别在 5 月 5—25 日和 6 月 5—25 日开展了加密观测。加密观测期内, 在位于南海南部的科学#1 号考察船上 (6.3°N, 109.8°E) 每天进行 4 次气球探测, 通过气球上搭载的 Vaisala GPS 无线电探空仪对该区域上空的温度、压强、风场以及气球的上升速度等物理量进行观测^[11,12]。其中, 柳艳菊^[11]利用气球探空数据分析了南海季风爆发前后大气层结和混合层的演变特征; Ciesielski 等^[12]利用气球探空资料分析了南海南部和南海北部的对流特点。科学#1 号考察船上的探空数据可从 <http://tornado.atmos.colostate.edu/scsmex/hires.html> 获得 (网站由科罗拉多州立大学的 Paul Ciesielski 教授负责维护)。本文将基于这些高分辨率探空数据的温度和气球上升速度, 分别采用 Thorpe 分析方法和上升速度扰动的方法计算对流层和低平流层的湍流参数, 并对计算结果进行比较和分析。

2 计算 ε 和 K 的两种方法

2.1 Thorpe 分析方法

Thorpe 分析方法是基于大气结构稳定的条件下, 首先将位温剖面重排, 使得位温随高度的增加而增加, 从而得到 Thorpe 位移 d , 计算 Thorpe 位移 d 的均方根即为 Thorpe 尺度 L_T , 再利用 ε 和 L_T 之间的关系式^[4,8,13]:

$$\varepsilon = C_K L_T^2 N^3 \quad (1)$$

式中, N 为浮力频率。湍流扩散系数的计算公式为:

$$K = b\varepsilon N^{-2} \quad (2)$$

式中, b 为湍流混合效率, 其数值在 0.2~1.0, 具体数值选择与测量设备有关^[3,4,8]。

具体的计算过程以及关于该方法的适用性和有效性可以参见文献[3]、[4]、[8]、[14]、[15]。

2.2 利用垂直上升速度扰动计算湍流参数的方法

Weinstock^[7]给出了在大气结构稳定的情况下, 垂直上升速度的扰动 σ_w 与 ε 的另一准确的关系式:

$$\varepsilon = C_0 \sigma_w^2 N \quad (3)$$

式中, C_0 和 b 均为常数。

Zhang等^[6]采用式(2)和式(3)计算湍流参数, C_0 和 b 的值分别取为0.5和0.3。由此可以从垂直上升速度的角度出发计算 ε 和 K ^[6,7,16]。以5月12日8LT的温度和垂直上升速度的剖面为例说明计算 ε 和 K 的过程。

第一步, 将观测数据插值到均匀的网格点上。将5月份的温度和垂直上升速度, 用3次样条函数插值到垂直步长为

30 m的均匀网格上。

第二步, 计算背景温度。1) 计算5月份温度的平均值(T_1 , 图1(a)中红线所示), 从观测温度(T , 图1(a)中黑线所示)中扣除月平均温度 T_1 , 得到原始温度剩余量($T_2=T-T_1$, 图1(b)所示)。2) 将原始温度剩余量 T_2 通过一个高通滤波器(截断波长为9 km), 其中, 未通过滤波器的长波部分记为 T_3 (图1(c)所示)。3) 背景温度(T_0 , 图1(d)所示)即为月平均值(T_1)加上高通滤波未通过的部分(T_3)。

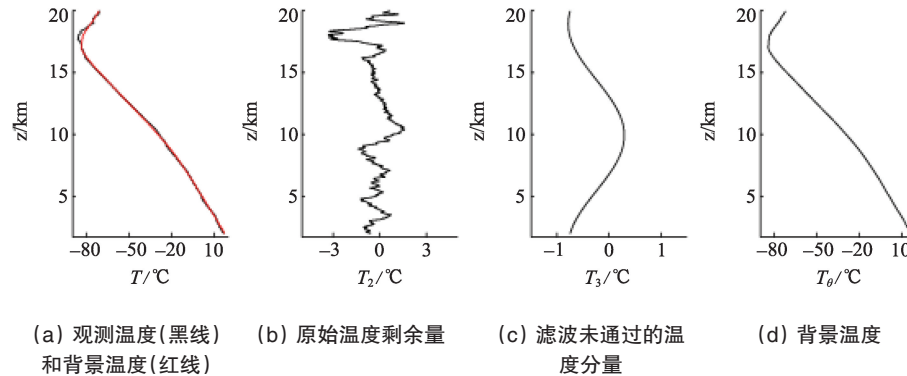


图1 5月12日8LT的相关温度剖面

Fig. 1 Vertical profiles of the related temperatures on May 12 8LT

第三步, 利用背景温度, 按照下式计算浮力频率 N :

$$N^2 = \frac{g}{T_0 + 273.0} \left(\frac{\partial T_0}{\partial z} + \frac{g}{c_p} \right) \quad (4)$$

式中, g 为重力加速度, c_p 为定压比热。

针对湍流强度随高度的变化特点和湍流活动在对流层上层和最冷对流层顶(cold point tropopause, CPT)之间显著增强的现象^[1], 同时为了后面分段滤波的合理应用, Alappattu等^[8]根据不同对流层顶的定义给出了对流层顶的位置。其中, CPT即为温度最低点, 大约在17 km处, 并且温度直减率在CPT以上大于 $0^{[15]}$; 大约在10 km左右, 温度直减率开始减小, 此处定义为 LRH_{min} , 即温度直减率开始减小的高度。从 LRH_{min} (10 km)到CPT(17 km), 浮力频率较小, 大于CPT(17 km)时, 浮力频率增大^[15]。

第四步, 计算 σ_w 。将所观测的垂直上升速度通过一个高通滤波器, 通过部分定义为垂直上升速度的扰动^[6,17]。

获得垂直上升速度扰动的垂直剖面后, 结合前面得到的浮力频率, 就可以用式(2)和式(3)分别计算 ε 和 K 。然而, 高通滤波的截断波长和滤波区间将影响垂直上升速度扰动的垂直剖面, 进而影响湍流参数的垂直剖面。

2.3 利用垂直上升速度扰动计算湍流参数

为了比较截断波长对湍流参数的影响, 进行了2个实验, 分别称为实验1和实验2。其中, 实验1在CPT(17 km)以下选取的截断波长为600 m, 在CPT(17 km)以上选取的截断波长为210 m^[6,17], 所得 σ_w 的结果见图2(a); 实验2选取的截断波长在CPT(17 km)以下为900 m, 在CPT(17 km)以上为210 m, 所得 σ_w 的结果见图2(b)。

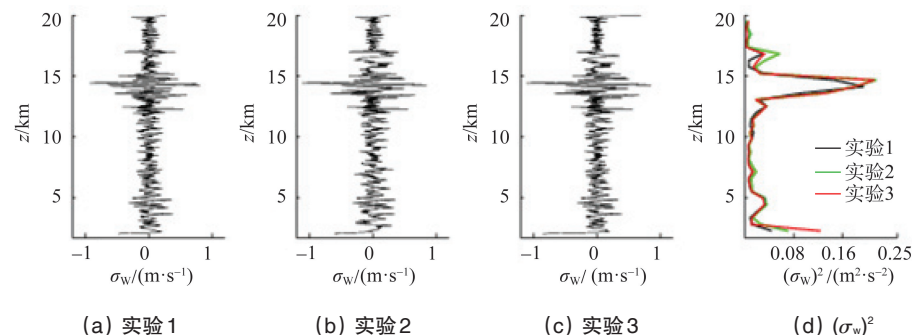


图2 5月12日8LT的垂直上升速度扰动的垂直剖面 and 速度扰动的平方在510 m高度范围内平均的结果

Fig. 2 Vertical profiles of the vertical rising velocity fluctuation and the square of the velocity fluctuation averaged over 510m on May 12 8LT

由图2(a)和(b)可以看出:1) 高度为12~15 km时,垂直上升速度的扰动较大;2) 滤波区间端点处数值较大,如2和17 km处出现的峰值。为了比较选取不同的截断波长对 ϵ 和 K 的影响,将两实验所得的垂直上升速度的扰动进行平方,再在510 m高度范围内取一次平均,结果如图2(d)中的黑线和绿线。从图2(d)中的黑线和绿线可以看出:1) 10 km以下2种情况的结果基本一致;2) 滤波区间端点处有极值,如2和17 km处出现的峰值;3) 在14 km左右(± 0.5 km),实验2所得的结果较大,即选取的截断波长越大,所得的垂直上升速度的扰动越大,从而 ϵ 和 K 也越大。

通过以上两实验比较的结果以及湍流强度与不同对流层顶之间的关系得到了实验3分段取值的依据。湍流强度与不同对流层顶之间的关系为:

1) 大于 LRH_{min} (10 km)时温度直减率减小,这是湍流区基本的特点之一^[18],Alappattu等^[8]将 LRH_{min} (10 km)定义为湍流带的下边界;

2) 湍流带的上边界为CPT(17 km),从 LRH_{min} (10 km)到CPT(17 km),浮力频率较小,大气越不稳定,湍流活动较强^[8],选取较大的截断波长;

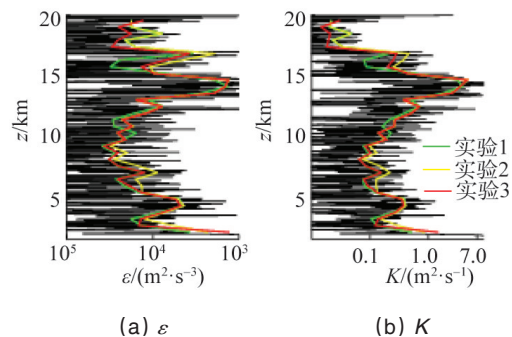
3) 在CPT(17 km)以上,浮力频率增大,并在17~20 km保持较大值,大气相对较稳定,选取较小的截断波长;

4) 避免分段滤波端点处的峰值对湍流极值的影响,特别是在17 km这个端点处出现的极值,不再采取分段滤波。

基于这4个原因,对以上两实验进行改进,称为实验3,具体步骤为:1) 将所观测的垂直上升速度通过高通滤波器,选取截断波长为600 m;2) 将所观测的垂直上升速度通过高通滤波器,选取截断波长为900 m;3) 将所观测的垂直上升速度通过高通滤波器,选取截断波长为210 m;4) 分段取值,在10 km以下的垂直上升速度的扰动取1)的滤波结果,10~17 km取2)的滤波结果,17~20 km取3)的滤波结果。所得 σ_w 的结果见图2(c),与图2(a)、(b)相比可知:1) 高度为12~15 km时,垂直上升速度的扰动仍较大;2) 垂直上升速度的扰动在2 km处的峰值仍然较大,而在17 km左右得到控制。图2(d)中的红线为所得的垂直上升速度扰动的平方在510 m高度范围内平均的结果,可知速度扰动的平方在13~15 km较大,在

15 km处有最大值。

根据3个实验分别得到的垂直速度扰动剖面,采用式(2)和式(3)计算出的 ϵ 和 K 如图3(a)和(b)所示,其中红线表示实验3所得的 ϵ 和 K 在510 m高度范围内的平均结果。可以发现, ϵ 和 K 在 LRH_{min} (10 km)以上而在CPT(17 km)以下较强,而在CPT(17 km)以上较小,并在10~17 km有最大值,这一特征与Thorpe分析法的结果一致。此外,本研究也给出了实验1和2所得 ϵ 和 K 在510 m高度范围内平均的结果,分别是图3(a)和(b)中的绿线和黄线,可以发现:1) 增大截断波长, ϵ 和 K 的值随之变大;2) 实验1、2、3所得的湍流参数均在15 km左右有最大值。



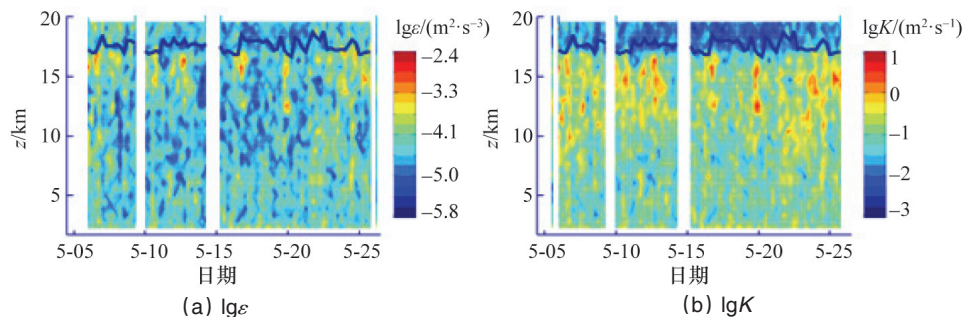
轮廓线表示 ϵ 和 K 在510 m平均的结果
图3 5月12日8LT的湍流参数的垂直剖面

Fig. 3 Vertical profiles of turbulence parameters on May 12 8LT

3 结果与讨论

3.1 湍流参数 ϵ 和 K 的一般特征

图4给出了5月份的 $\lg\epsilon$ 和 $\lg K$ 在510 m高度范围内进行平均的时间-高度图,粗线表示CPT的高度。从图4中可以发现:1) 图4(a)和(b)给出的 $\lg\epsilon$ 和 $\lg K$ 的数值分别在-5~-3 $\text{m}^2\cdot\text{s}^{-3}$ 和-2~-0.5 $\text{m}^2\cdot\text{s}^{-1}$,这些数值小于Thorpe分析法的结果,采用Thorpe分析法计算出的 $\lg\epsilon$ 和 $\lg K$ 的数值分别在-4~-2 $\text{m}^2\cdot\text{s}^{-3}$ 和-1~1 $\text{m}^2\cdot\text{s}^{-1}$;2) ϵ 和 K 在10 km以上而在CPT高度以下较大,在CPT高度以上较小,这一特征与Thorpe分析法的结果一致。



蓝线表示最冷对流层顶的高度,下图同。

图4 5月份的 $\lg\epsilon$ 和 $\lg K$ 在510 m高度范围内进行平均的时间-高度图
Fig. 4 Time-height contours of $\lg\epsilon$ 和 $\lg K$ averaged over 510 m in May

通过对6月份的观测数据进行分析,垂直上升速度在8 km以下较大,这是由于西南季风的爆发^[19]。本研究对8 km以下的垂直上升速度进行滑动平均(取滑动窗长为120 m,即每连续的5个点取1次平均),然后采用2.2节介绍的方法计算出6月份的湍流参数,并在图5中给出了6月份的 $\lg \varepsilon$ 和 $\lg K$

在510 m高度范围内进行平均的时间-高度图。CPT的高度也覆盖在 $\lg \varepsilon$ (图5(a))和 $\lg K$ (图5(b))的时间-高度图上,可以发现, ε 和 K 在10 km以上而在CPT高度以下较强,在CPT高度以上较小,这一特征与Thorpe分析法的结果一致。

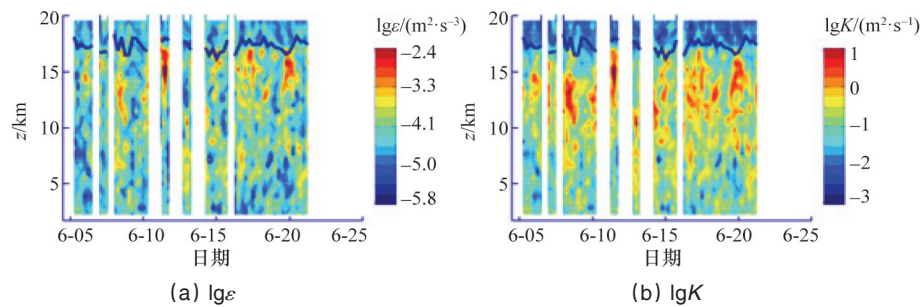
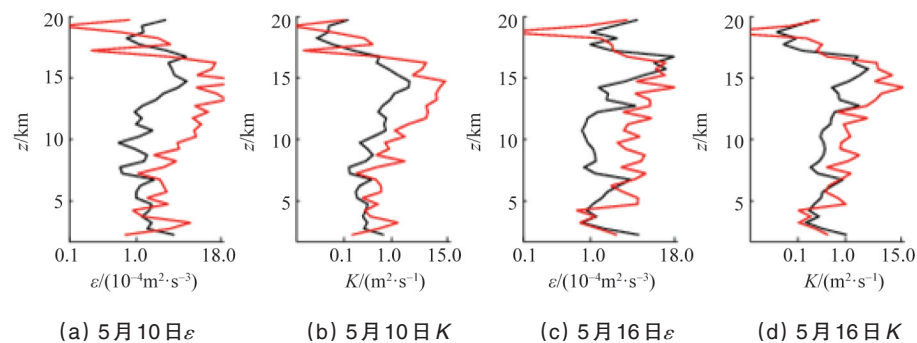


图5 6月份的 $\lg \varepsilon$ 和 $\lg K$ 在510 m高度范围内进行平均的时间-高度图
Fig. 5 Time-height contours of $\lg \varepsilon$ and $\lg K$ averaged over 510 m in June

3.2 湍流参数 ε 和 K 月平均

将温度和垂直上升速度用3次样条函数插值到垂直步长为10 m的均匀网格上,分别采用2种方法计算湍流参数。首先,比较采用两种计算方法所得湍流参数日平均的垂直结构,比较内容:将 ε 和 K 在500 m高度范围内进行平均,再进行日平均。图6给出了5月10日和16日的 ε 和 K 日平均结果。从图6(a)、(c)中可以看出:1) 利用垂直上升速度的扰动计算出的湍动能耗散率在数值上小于Thorpe分析法的结果;2) 利用

垂直上升速度的扰动计算出的湍动能耗散率在14 km以上而在CPT以下有最大值,而Thorpe分析法在12~15 km有最大值;3) 2种方法计算所得的湍动能耗散率均在10 km以上而在CPT以下较大,在10 km以下和CPT以上较小。从图6(b)和(d)中可以看出:1) 利用垂直上升速度的扰动计算出的湍流扩散系数在数值上小于Thorpe分析法的结果;2) 2种方法计算所得的湍流扩散系数均在10 km以上而在CPT以下较大,在10 km以下和CPT以上较小,并且均在12~16 km有最大值。



黑线:采用垂直上升速度的扰动计算湍流参数的方法的结果;红线:采用Thorpe分析方法的结果,下图同。

图6 5月10日和16日的湍流参数的日平均结果
Fig. 6 Daily average of turbulence parameters on May 10 and 16

其次,采用2种计算方法所得湍流参数在500 m高度范围内进行平均,再进行月平均,比较湍流参数月平均的垂直结构,结果如图7。由图7(a)和(c)可看出,采用2种计算方法所得湍动能耗散率月平均值均在10 km以上而CPT以下较大;采用Thorpe分析方法所得湍动能耗散率在15 km左右有最大值,而采用垂直上升速度的扰动计算湍流参数的方法所得湍动能耗散率17 km左右有最大值,比Thorpe分析方法的极值点高,这可能是由于逆温层以上(2~4 km)上下对流活动

增强^[20],垂直上升速度的扰动变大;数值上比较,采用垂直上升速度的扰动计算湍流参数的方法所得湍动能耗散率较小。从图7(b)和(d)中可以发现,采用2种计算方法所得湍流扩散系数月平均值均是随高度先增大后减小,并且在海拔15 km处,湍流扩散系数的月平均值达到最大,不同的是采用垂直上升速度的扰动计算湍流参数的方法所得湍流扩散系数的数值较小。

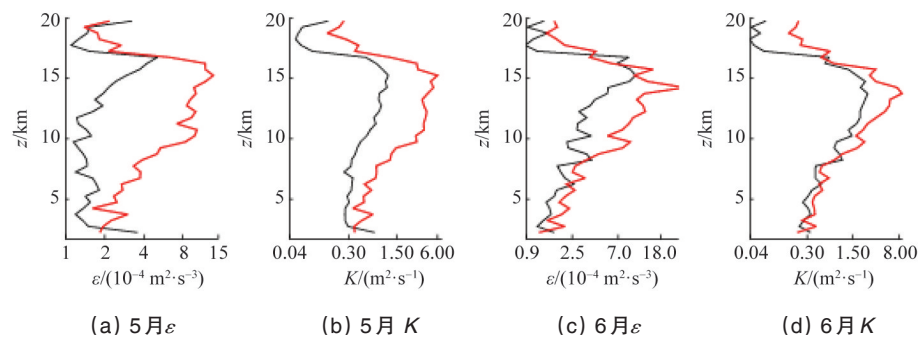


图7 5月和6月的湍流参数的月平均结果

Fig. 7 Monthly average of turbulence parameters during May and June

4 结论

从采用的计算方法分析, Thorpe分析法和采用垂直上升速度的扰动计算湍流参数的方法是从2种不同的角度出发计算湍动能耗散率和湍流扩散系数。Thorpe分析法是从温度的角度考虑,通过垂直上升速度的扰动计算湍流参数的方法是从速度的角度考虑。2种方法的适用范围都是在大气结构稳定的情况下,2种方法计算角度的不同,为以后研究湍流的性质提供了更多的途径。Thorpe分析法对分辨率的要求较高,需要观测仪器有较高性能;通过垂直上升速度的扰动计算湍流参数的方法对分辨率没有太高要求,但是分辨率太低有可能导致观测不到尺度较小的大气湍流。研究发现2种方法在分辨率为10 m的情况下都是可行的,当分辨率的值大于10 m时采用垂直上升速度的扰动计算湍流参数的方法,当分辨率的值小于10 m时采用Thorpe分析法。

从计算结果看,相同的是采用2种方法所得的湍流参数均是在10 km以上而在CPT高度以下较强,在CPT高度以上较小,不同的是采用垂直上升速度的扰动计算湍流参数的方法求得的湍流参数数值上较小。

参考文献(References)

- [1] 李子良, 黄仪方. 大气湍流引起飞机颠簸的理论分析和数值实验[J]. 中国海洋大学学报, 2008, 38(6): 887-894.
Li Ziliang, Huang Yifang. Numerical simulation and dynamical analysis of atmospheric turbulence influence on the aircraft bumps[J]. Periodical of Ocean University of China, 2008, 36(6): 887-894.
- [2] Nath D, Venkat Ratnam M, Patra A K, et al. Turbulence characteristics over tropical station Gadanki (13.5°N, 79.2°E) estimated using high-resolution GPS radiosonde Data[J/OL]. Journal of Geophysical Geophysical Research, 2010, 115(D7): 1-13[2015-01-22]. doi:10.1029/2009JD012347.
- [3] Wilson R, Dalaudier F, Luce H. Can one detect small-scale turbulence from standard meteorological radiosondes[J]. Atmospheric Measurement Techniques, 2011, 4: 795-804.
- [4] Clayson C A, Kantha L. On turbulence and mixing in the free atmosphere inferred from high-resolution soundings[J]. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 2008, 25: 833-849.
- [5] Gavrilo N M, Luce H, Crochet M, et al. Turbulence parameter estimations from high-resolution balloon temperature measurements of the MUTSI-2000 campaign[J]. Annales Geophysicae, 2005, 23: 2401-2413.
- [6] Zhang Shaodong, Yi Fan, Huang Chunming, et al. High vertical resolution analyses of gravity waves and turbulence at a midlatitude station[J]. Journal of Geophysical Research, 2012, 117: D02103.
- [7] Weinstock J. Energy dissipation rate of turbulence in the stable free atmosphere[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 1981, 38(4): 880-883.
- [8] Alappattu D P, Kunhikrishnan P K. First observations of turbulence parameters in the troposphere over the Bay of Bengal and the Arabian Sea using radiosonde[J]. Journal of Geophysical Research, 2010, 115: D06105.
- [9] 丁一汇, 李崇银, 柳艳菊, 等. 南海季风试验研究[J]. 气候与环境研究, 2002, 7(2): 202-208.
Ding Yihui, Li Chongyin, Liu Yanju, et al. South China Sea monsoon experiment[J]. Climatic and Environmental Research, 2002, 7(2): 202-208.
- [10] Ding Yihui, Li Chongyin, Liu Yanju. Overview of the South China Sea during SCSMEX field experiment in 1998[J]. Advances in Atmospheric Sciences, 2004, 21(3): 255-276.
- [11] 柳艳菊, 丁一汇. 南海季风爆发前后大气层结和混合层的演变特征[J]. 气候与环境研究, 2000, 5(4): 459-468.
Liu Yanju, Ding Yihui. Evolution of the atmospheric stratification and mixed layer before and after monsoon onset over the South China Sea [J]. Climatic and Environmental Research, 2000, 5(4): 459-468.
- [12] Ciesielski P E, Johnson R H. Contrasting characteristics of convection over the Northern and Southern South China Sea during SCSMEX[J]. Monthly Weather Review, 2006, 134(4): 1041-1062.
- [13] Thorpe S A. Turbulence and mixing in a Scottish Loch[J]. Philosophical Transactions of the Royal Society of London, 1977, 286A: 125-181.
- [14] Wilson R, Luce H, Dalaudier F. Turbulence patch identification in potential density or temperature profiles[J]. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 2010, 27(6): 977-993.
- [15] Liu Xiao, Xu Jiyao, Yuan Wei. Diurnal variations of turbulence parameters over the tropical oceanic upper troposphere during SCSMEX[J]. Science China Technological Sciences, 2014(2): 351-359.
- [16] Bertin F, Barat J, Wilson R. Energy dissipation rates, eddy diffusivity and the Prandtl number: An in situ experimental approach and its consequences on radar estimate of turbulent parameters[J]. Radio Science, 1997, 32(2): 791-804.
- [17] Hocking W K. Measurements of turbulent energy dissipation rate in the middle atmosphere by radar techniques: A review[J]. Radio Science, 1985, 20: 1403-1422.
- [18] Holton J R, Peter H H, McIntyre M E, et al. Stratosphere-troposphere exchange[J]. Reviews of Geophysics, 1995, 33(4): 403-439.
- [19] 闫俊岳, 姚华东, 李江龙, 等. 1998年南海季风爆发期间近海面层大气湍流结构和通量输送的观测研究[J]. 气候与环境研究, 2000, 5(4): 447-458.
Yan Junyue, Shao Huadong, Li Jianglong, et al. Characteristics of turbulence structure and flux transfer on the sea surface during the onset of SCS Monsoon in 1998[J]. Climatic and Environmental Research, 2000, 5(4): 447-458.
- [20] Zhang Yehui, Zhang Shaodong, Yi Fan. Intensive radiosonde observations of lower tropospheric inversion layers over Yichang, China[J]. Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, 2009, 71: 180-190.

(责任编辑 王媛媛)