中国科学: 地球科学 2021 年 第 51 卷 第 2 期: 299 ~ 313
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS
论 文

黄土高原复杂地形条件下湍流观测的各态历经性检验

陈晋北[1*], 陈霄文[2], 荆肖军[3], 贾伟[1], 余晔[1], 赵素平[1]

1. 中国科学院寒旱区气候变化与陆面过程重点实验室, 中国科学院西北生态环境资源研究院, 兰州 730000;
2. Penn State College of Engineering, Pennsylvania State University, Center 16802, USA;
3. 太原市气象局, 太原 030082
* 通讯作者, E-mail: chenjinbei@lzb.ac.cn

收稿日期: 2020-05-18; 收修改稿日期: 2020-07-29; 接受日期: 2020-09-11; 网络版发表日期: 2020-12-09
国家自然科学基金项目(批准号: 41675014、91437103)和甘肃省科技计划项目(编号: 18JR2RA005)资助

摘要 为了揭示黄土高原复杂地形条件下湍流涡旋的分布特征, 提高湍流观测的精度, 湍流的各态历经性研究随即成为实验研究的首要问题. 文章利用甘肃省平凉市白庙塬地形条件下单点湍流观测的结果, 对比分析并揭示了从稳定层结到不稳定层结, 除小于10min尺度的湍流易于满足各态历经性外, 地形易造成周期性存在的大尺度湍流相干结构. 与平坦下垫面湍流相比, 塬区10~40min的大尺度湍流定常性更好, 也易于满足各态历经性. 在极不稳定层结条件下, 风速较小, 并具有明显的大尺度周期性波动, 同时伴随平稳的增温趋势, 因此造成大尺度风速湍流和温度湍流都较易于满足各态历经性; 但在极稳定层结条件下, 湍流间歇性则造成大尺度风速和温度波动的非周期性较强, 湍流不易于满足各态历经性.

关键词 湍流各态历经性, 湍流分布特征, 大气层结稳定度, 湍流谱, 带通滤波

1 引言

黄土高原处于一带一路的东段, 是中国东部季风区和西部干旱区的过渡带, 典型的大陆性气候区, 也是黄河流域的主要部分. 该地区季风气候极不均匀, 因此造成区域由东南湿润半湿润森林、半干旱森林草原往西北转变成轻干旱、半干旱的温性草原、干旱的半荒漠植被及荒漠区. 而且在雨水和河流冲刷作用下, 区内多沟壑纵横的黄土地貌, 而“塬”则是其典型的地貌特征. 地形起伏非均匀和地表覆盖非均匀共同构成了黄土高原大气边界层典型的非均匀复杂下垫面. 这为复杂下垫面湍流研究提供了特有的平台.

复杂下垫面湍流的研究作为大气边界层理论研究的前沿问题已得到广泛的关注(Foken等, 2004; Yadvinder等, 2004; 王介民等, 2007; Finnigan, 2008; 张强和王胜, 2008). 局地相似性的研究已证实, 均匀下垫面上的湍流理论在一定条件下也适用于非均匀下垫面. 但是由于下垫面的复杂性也造成大量不适用性(Sorbjan, 1986, 1988; 胡隐樵和张强, 1993; Moriwaki和Kanda, 2006; Finnigan, 2008; 刘阳等, 2017), 所以进一步系统

中文引用格式: 陈晋北, 陈霄文, 荆肖军, 贾伟, 余晔, 赵素平. 2021. 黄土高原复杂地形条件下湍流观测的各态历经性检验. 中国科学: 地球科学, 51(2): 299–313, doi: 10.1360/SSTe-2020-0128
英文引用格式: Chen J, Chen X, Jing X, Jia W, Yu Y, Zhao S. 2021. Ergodicity of turbulence measurements upon complex terrain in Loess Plateau. Science China Earth Sciences, 64(1): 37–51, https://doi.org/10.1007/s11430-020-9679-7

© 2020 《中国科学》杂志社

性地研究近地面层湍流的结构和输送特征是必不可少的. 另外, 近地面层湍流观测是验证理论研究和陆面过程模式研究的一个基础. 涡动相关法作为目前湍流观测的标准方法, 湍流观测平均的基本原理是空间、时间和状态的系综平均. 但是在现实的湍流观测实验中, 无法通过在空间布设大量的观测仪器, 并取足够长的时间获得湍流涡旋的所有状态以实现系综平均. 为此试验则需要基于各态历经假设在时间定常和空间均匀的条件下, 利用空间一点足够时长观测的时间平均替代系综平均(Stull, 1988; Aubinet等, 2012). 而且目前常用的冻结假设也是在各态历经假设基础上的一种简化(Stull, 1988). 因此在黄土高原塬区复杂地形湍流实验研究初期, 检验涡动相关法的各态历经性必然是实验研究的前提.

各态历经性假设从统计力学出发, 是从宏观角度研究微观问题的一个实验基础, 而且已得到较为广泛的应用. 各态历经定理已经给出平稳过程满足各态历经性的充分必要条件. Mattingly(2003)回顾了近年来随机Navier Stokes方程各态历经性的研究进展. Galanti和Tsinober(2004)、van Veem等(2006)数值求解随机Navier Stokes方程, 证明时间上平稳而空间均匀的湍流是各态历经的, 同时他们也指出, 诸如混合层、尾流、射流、绕流及边界层流等“不完全的湍流(partly turbulent flows)”可能是非各态历经性的湍流. Gabriel等(2004)定性地分析了大气湍流的各态历经性问题, 认为贴近地面的中性和不稳定层结大气易于满足各态历经性, 而稳定层结则难于满足各态历经性. Chen等(2015)分析青藏高原那曲的涡动相关法湍流观测结果, 证实小于10min尺度的涡旋测量易于满足各态历经假设, 而大于10min尺度的涡旋测量则需要增加空间观测点才能满足各态历经假设. 但他们并未详细研究层结稳定度对满足各态历经假设的影响. 另外, 低频过程对湍流通量的估算是不容忽视的. 现有观测条件下, 什么范围的低频过程可以满足各态历经假设, 这些问题都是湍流实验研究前期必须解决的问题, 也是后续研究工作的基础.

基于以上分析, 特别是为了进一步澄清诸如“在黄土高原塬区不可避免的绕流等不完全的湍流的各态历经性是否是影响湍流观测精度的关键”等问题. 本文试图利用黄土高原塬区复杂下垫面条件下近地面层湍流观测资料, 研究不同尺度湍流观测的各态历经性及Monin-Obukhov(M-O)层结稳定度对其的影响. 目的是为后续的研究确定合理的湍流观测尺度, 相应提高湍流通量估算精度.

2 理论和方法

2.1 平稳随机过程各态历经定理

平稳随机过程是一种统计特性不随时间推移而变化的随机过程, 即对于观测量A, 它的空间x_i和时间t_i函数满足:

$$A(x_1,x_2,\ \dots,x_n;t_1,t_2,\ \dots,t_n)=A(x_1,x_2,\ \dots,x_n;t_1+\tau,t_2+\tau,\ \dots,t_n+\tau), \tag{1}$$

式中, τ为一个时间周期, 定义为张弛时间. 随机变量A的均值μ_A和自相关函数$R_A(\tau)$分别定义为

$$\mu_A=\lim_{T\to+\infty}\frac{1}{T}\int_0^T A(t)\mathrm{d}t=E[A(t)], \tag{2}$$

$$R_A(\tau)=\lim_{T\to+\infty}\frac{1}{T}\int_0^T A(t)A(t+\tau)\mathrm{d}t=E[A(t)A(t+\tau)]. \tag{3}$$

自相关函数$R_A(\tau)$是时间二阶矩. 当τ=0时, 自相关函数$R_A(\tau)$就是随机变量的方差. 如果满足如下概率:

$$P\{\langle A(t)\rangle=E[A(t)]=\mu_A\}=1, \tag{4}$$

式中, <A>表示变量的时间平均, 则定义平稳随机过程均值具有各态历经性. 最后确定其充要条件是均值各态历经函数$Ero(A)$满足(《数学手册》编辑小组, 1979; 王永德和王军, 2009)

$$Ero(A)=\lim_{T\to\infty}\frac{1}{T}\int_0^{2T}\left(1-\frac{\tau}{2T}\right)[R_A(\tau)-\mu_A^2]\mathrm{d}\tau=0. \tag{5}$$

均值各态历经函数$Ero(A)$就是变量A的自相关函数$R_A(\tau)$与其均值μ_A平方之差的时间积分. 均值各态历经函数$Ero(A)$收敛于零, 则平稳随机过程是均值各态历经的. 或者说, 变量A的自相关函数$R_A(\tau)$收敛于其均值μ_A平方, 则该平稳随机过程是均值各态历经性的.

另外, 当概率满足:

$$P\{\langle A(t+\tau)A(t)\rangle=E[A(t+\tau)A(t)]=R_x(\tau)\}=1, \tag{6}$$

定义平稳随机过程的自相关函数满足各态历经性, 同

时确定其充要条件是自相关各态历经函数$Er(A)$满足:

$$Er(A)=\lim_{T\to\infty}\frac{1}{T}\int_0^{2T}\left(1-\frac{\tau'}{2T}\right)[B(\tau')-|R_A(\tau)|^2]\mathrm{d}\tau'=0, \tag{7a}$$

$$B(\tau')=E\{A(t+\tau+\tau')A(t+\tau')[A(t+\tau)A(t)]\}, \tag{7b}$$

式中, $B(\tau')$是变量A关于时间的四阶矩. 自相关各态历经函数$Er(A)$就是变量A的时间四阶矩$B(\tau')$与其自相关函数$R_A(\tau)$平方之差的时间积分. 自相关各态历经函数$Er(A)$收敛于零, 则平稳随机过程是自相关各态历经的. 所以自相关各态历经性意味着平稳随机过程变量的四阶矩收敛于其自相关函数$R_A(\tau)$平方. 式(7a)就是自相关各态历经定理.

同时满足均值各态历经定理(5)和自相关各态历经定理(7a), 被称为宽各态历经的随机过程. 只满足均值各态历经定理的被称为窄各态历经的随机过程. 显然, 只有满足宽各态历经随机过程的条件才符合湍流观测各态历经假设的要求. 而且湍流包含着不同尺度的周期性涡旋, 作为各态历经性判据, 如果$Ero(A)$在$\tau\in(0, T)$一致收敛于零, 则整个观测尺度的湍流均值都易于满足各态历经性. 如果$Ero(A)$在$\tau\in(0, T)$只是收敛于零, 或者比较而言$Ero(A)$偏离于零, 则湍流观测不易于满足各态历经假设. 考虑到实际的湍流过程, 随层结稳定度条件的变化湍流强度也不相同, 因此自相关函数$R_A(\tau)$和$B(\tau')$在不同稳定层结条件下量值存在较大差异, 式(5)和(7a)的收敛性应该从相对湍流强度角度作出判断. 因此利用变量A的方差对$Ero(A)$作归一化处理$(Ero(A)/\sigma_A{}^2)$, 用变量A的方差的平方对$Er(A)$作归一化处理$(Er(A)/\sigma_A{}^4)$, 这样便于比较在哪种层结条件下, 湍流观测更易于满足各态历经性. 值得注意的是, 根据式(5)可知, 平稳随机过程在$\tau\to0$时, $R_A(\tau)$出现极大值, 并且$R_A(\tau)-\mu_A^2\approx\sigma_A^2$, $Ero(A)$的值与$1/T$成正比. 如果湍流观测满足各态历经性, 在τ最初的一个时段内$(Ero(A)/\sigma_A{}^2)$曲线将随τ增大而出现峰值, 随后逐渐接近并与0轴相交. 交点对应的τ越小湍流均值越易于满足各态历经性. 同时湍流涡旋的周期性将使得$(Ero(A)/\sigma_A{}^2)$曲线在随τ进一步增大的过程中也呈周期波动, 其振幅越小湍流越易于满足各态历经性. 类似地对于式(7a), $(Er(A)/\sigma_A{}^4)$在$\tau\to0$时出现峰值, 并随着τ的增大曲线将与0轴相交, 交点对应的张弛时间τ越小湍流自相关函数越易于满足各态历经性.

2.2　带通滤波

采用Chen等(2015)使用的滤波方法, 首先利用Fourier变换和逆变换作带通滤波将不同尺度的涡旋分离. 具体计算公式如下:

$$F_A(n)=\frac{1}{N}\sum_{k=0}^{N-1}A(k)\cos\left(\frac{2\pi nk}{N}\right)-\frac{i}{N}\sum_{k=0}^{N-1}A(k)\sin\left(\frac{2\pi nk}{N}\right), \tag{8}$$

$$A(k)=\sum_{n=a}^{n=b}F_A(n)\cos\left(\frac{2\pi nk}{N}\right)+i\sum_{n=a}^{n=b}F_A(n)\sin\left(\frac{2\pi nk}{N}\right), \tag{9}$$

关系式(8)和(9)中, $A(k)$表示从k=0到k=N−1的N个数据点, n是观测时间区间的循环次数. 经高通滤波后, 可截断湍流低频部分, 获得高频湍流信号. 考虑到Fourier变换后一半高频的折叠性, 同时因为观测的高频限制也需要作频率修正. 为了获得干净的高频信号, 滤波过程所获得的高频信号取n=j到n=N−j的带通滤波结果. 文中简称为对应j的时间滤波. 最后利用关系式(5)和(7a), 式(7b)分析不同尺度湍流均值和自相关函数的各态历经性. 而且湍流的平稳性与关系式(5)和(7a)都是各态历经性的充要条件, 滤波后$(Ero(A)/\sigma_A{}^2)$和$(Er(A)/\sigma_A{}^4)$随τ的变化也可以检验不同尺度涡旋的平稳性和湍流的定常性.

3　试验场地和资料预处理

中国科学院平凉陆面过程与灾害天气观测研究站(35°34′36.70″N, 106°42′09.02″E; 海拔1603m, 简称平凉站)位于甘肃省平凉市白庙塬乡(见图1a), 距平凉市5km, 地处著名的六盘山东麓、泾河上游黄土高原塬区. 白庙塬是平凉北塬的主要组成部分, 大致呈西北-东南走向, 长条结构, 宽度1~2km, 长度可达40km, 是黄土高原典型的黄土“塬”. 塬上比较平坦, 全为农田和村

庄, 塬下是典型的沟和坡. 试验场具体情况见图1, 农田中部架设一个20m铁塔(记为Tow, 红圆圈), 在7.25和14.20m各有一套涡动相关系统(包括三维超声风速温度仪CSAT3和红外线气体分析仪Li7500), 并配套修订数据的气压和温、湿传感器. 以铁塔为中心在东北、东南、西北和西南四个方向上, 距离500m左右的玉米田中另外架设四个铁架(分别记为Sn1、Sn2、Sn3、Sn4, 红三角), 统一在顶端5.10m高度安置一套CSAT3. 试验前对铁架上的四套CSAT3和7.25m的CSAT3做了速度零漂检验.

试验从2017-05-03开始至2017-09-01结束. 期间农田中主要作物为玉米、冬小麦和胡麻, 部分农田种植着松树苗, 榆树苗, 苜蓿等经济作物. 试验期间的植物高度变化见表1.

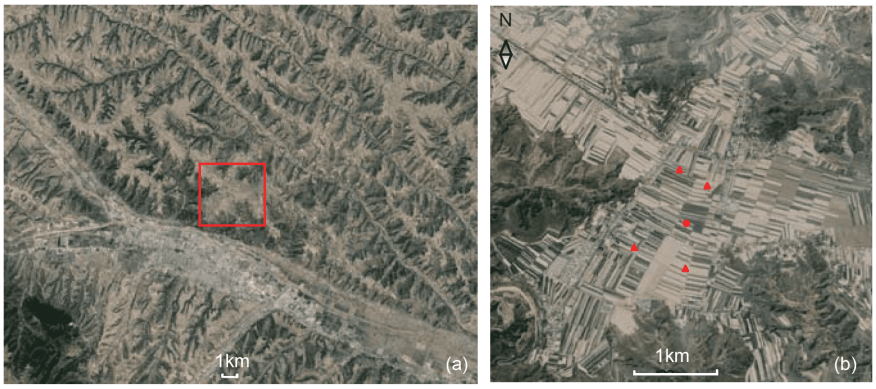

图 1　平凉站地形图

(a) 平凉地区黄土高原地形特征, (b)为(a)图中红框部分(观测区域)的放大图, 其中红圆圈代表20m塔, 红三角代表5m铁架

表 1　试验期间植被生长高度(m)[a)]

日期	周围作物	Tow	Sn1	Sn2	Sn3	Sn4
05-26	冬小麦	0.78	0.73	0.90	0.90	0.92
	玉米	0.28	0.32	0.29	0.32	0.20
	胡麻(苜蓿)	–	(0.29)	0.19	0.21	0.21
06-01	冬小麦	0.88	0.80	0.99	1.00	0.97
	玉米	0.32	0.32	0.35	0.46	0.25
	胡麻(苜蓿)	–	(0.35)	0.23	0.23	0.25
06-20	冬小麦	0.90	0.90	1.00	1.05	1.06
	玉米	0.90	1.00	1.00	0.80	1.40
	胡麻(苜蓿)	–	(0.40)	0.52	0.52	0.48
07-05	冬小麦	0.90	0.90	1.00	1.05	1.06
	玉米	1.55	1.75	1.70	1.40	2.10
	胡麻(苜蓿)	–	(0.40)	0.52	0.52	0.48
07-26	冬小麦	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
	玉米	2.40	2.60	2.70	2.35	3.20
	胡麻(苜蓿)	–	(0.40)	0.60	0.65	0.68
08-30	冬小麦	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
	玉米	2.40	2.60	3.05	2.50	3.20
	胡麻(苜蓿)	–	(0.20)	0.10	0.10	0.10

a) 试验期间Tow周围榆树苗从4.12m增长到4.30m, Sn1周围松树苗0.29m基本无变化; 7月8~15日陆续收割冬小麦, 8月2日Sn1周围苜蓿被收割

在资料分析前, 删除了观测资料中由于电路脉冲等原因造成的错误数据. 并将超声温度脉动修正为绝对温度脉动(Schotanus等, 1983; Kaimal和Gaynor, 1991). 试验前后使用深圳瑞芬科技有限公司(RION)全温补双轴数字型倾角传感器ACA626T-05(倾角量程为−5°~+5°, 40~85℃范围测量飘移±0.0009°, 分辨率0.001°, 25℃测量精度±0.01°)检测, 各个CSAT3水平倾角都小于0.1°. 同时, 对1h资料绕z轴作水平旋转使径向风速u是1h的平均风速, v是1h的侧向平均风速. 水汽和CO_2是空气的组成成分, 它们的脉动同样是空气密度脉动的组成部分. 为此对于空气密度波动所造成的湿度和CO_2脉动, 没有做有关的修正. 对于Webb修正(Webb等, 1980), 从其物理本质来看, 它虽然是地表能量平衡的组成部分, 但它并不属于湍流涡旋的组成部分. 因此对于不同尺度涡旋各态历经性研究, 不需要做相应的Webb修正. 最后, M-O层结稳定度$(z-d)/L=-\kappa g(z-d)\overline{w'\theta'_v}/(u_*^3\overline{\theta}_v)$直接用1h观测资料确定, 其中位移高度$d$取玉米高度的1/3(Stull, 1988).

我们对四个月6套仪器的观测结果以1h为单位作大量的分析. 观测期主风向多为西北风和东南风, 期间经常有对流性雷暴天气过程. 以1h为距对资料分组, 除去有问题资料后剩余6套仪器共13870组湍流资料. 本文主要是为了讨论M-O层结稳定度对各态历经性的影响, 因此只分析流场较平稳时的结果. 所以日出和日落前后1h以及诸如风速与温度波动复杂时段的资料予以删除. 最后占总时段23.8%的流场较平稳的预处理资料被选取, 其基本集中于1:00~4:00和11:30~14:30. 因塔上两层高度和其他四个测点的各态历经性结果较为一致. 下文将以最南端的测点(Sn2)为例讨论问题.

4　试验结果

4.1　平稳随机湍流

符合统计学要求的湍流观测首先要满足公式(1)中所要求的平稳随机条件. 对以张弛时间τ为周期的涡旋, 如果在湍流场中该尺度涡旋定常, 即相同周期的涡旋具有相同的强度, 那么湍流变量$I_A(t)=I_A(t+\tau)$. 显然, 涡旋的定常性与变量的平稳性定义是一致的. 为了消除比较分析中的各种噪声影响, 最后以8月31日11:30~12:30、6月15日12:30~13:30、8月24日11:30~12:30、8月4日03:30~04:30、8月8日23:30~0:30和8月13日1:30~2:30作为典型例子展示, 它们都是正午和午夜湍流信号比较平稳时的结果(见图2).

极不稳定层结条件($(z-d)/L=-5.79$)一般出现在风速较小和位温梯度较大的条件下, 这种条件通常是由于微风正午近地面层空气被加热时产生. 因此图2a中风速围绕一平直的均值线波动, 但温度具有明显变大的趋势. 期间时间尺度较大的风速波动意味着极不稳定层结造成了边界层较大尺度的涡旋. 随着层结稳定度增大到$(z-d)/L=-0.97$, 风速和温度均值都变得较为平直, 同时风速波动的时间周期有所减小, 但边界层的大尺度涡旋仍然清晰可辨. 当层结稳定度进一步增大到$(z-d)/L=-0.08$, 风速和温度均值都更为平直, 同时大尺度风速涡旋已不太容易分辨. 而中性层结条件则是夜间大风时出现的, 风速均值较为平直, 但平流输送造成的降温过程是显著的. 弱稳定层结条件出现在风速较大的夜间, 温度和风速均值都较为平直. 夜间出现极稳定层结条件$(z-d)/L=3.32$时, 风速通常较小. 只是阵风经常造成相对较大的周期性波动(程雪玲等, 2007), 同时较大的位温梯度则是因为辐射降温造成较大的温度变化而出现. 综上所述, 极不稳定和极稳定条件下, 风速和温度的大尺度周期性波动较强. 但从弱不稳定到弱稳定层结, 风速和温度的大尺度周期性波动较弱. 显然, 对观测资料作滤波处理, 不但可以起到去倾消除日变化的作用, 而且可以将湍流分成不同尺度涡旋, 以检验其在一个较长的观测时段内的各态历经性及其定常性.

4.2　滤波尺度的确定

基于大气能谱1h左右的谱隙可将大气边界层湍流和天气过程分隔开(Stull, 1988). 同时, 为了更全面地将不可忽略的低频湍流加入湍流观测研究(Finnigan等, 2003), 合理地选取不同的湍流尺度并比较分析它们的各态历经性. 首先, 利用每天的资料以6h为间隔做长时段湍流谱. 在不同天气条件下, 随风速、风向和层结稳定度的不同, 塬区湍流谱隙所对应的时间尺度都集中在35~55min, 它们存在不大于20min的差异. 图3以6月30日(平均风速1.23m s^{-1})晴天时夜间和白天的风速和温度湍流谱为例, 在不稳定层结条件下, 水平风速湍流

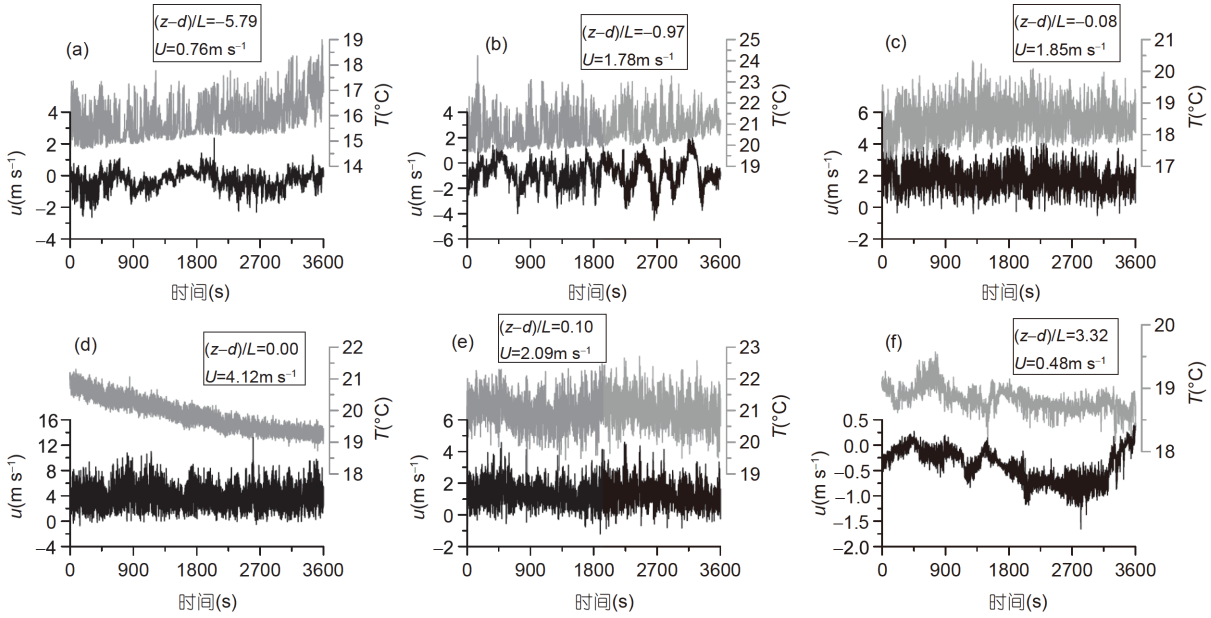

图 2　在不同层结条件下1h高频水平径向风和温度结果

(a)~(f)分别是8月31日11:30~12:30、6月15日12:30~13:30、8月24日11:30~12:30、8月4日03:30~04:30、8月8日23:30~0:30、8月13日1:30~2:30的结果. 图中黑框分别给出了M-O稳定度参数$(z-d)/L$和平均风速大小u. 后文图3~10中(a)~(f)与图2(a)~2(f)的时间和条件对应一致

谱隙对应时间尺度为51.4min左右; 在稳定层结条件下, 水平风速湍流谱隙对应时间尺度为40.0min左右. 垂直速度湍流谱在时间尺度大于5min时, 其能量已衰减到小于最高频(5Hz)的能量. 对于温度湍流谱, 因为温度的日变化导致谱隙不明显. 但是与水平风速谱隙相对应, 仍可以分辨出温度谱隙的大致位置. 综合上述结果, 对于湍流观测, 1h时长既可以包含全部尺度的湍流过程, 也可以减少风速和温度日变化对湍流造成的非定常性影响. 同时, 对于水平风速谱而言, 时长大于40min一般会接近谱隙, 而3min则正处于水平风速含能区到惯性副区的拐点附近. 在3~40min, 插入20和10min两个时段, 则有益于了解含能区, 诸如局地环流等过程的各态历经性. 同时可以和文献(Chen等, 2015)的部分结果作些对比. 因此在各态历经性比较分析前, 确定湍流资料的滤波尺度为40、20、10和3min. 同样, 滤波也消除了更大尺度的扰动和更长时间变化的趋势, 使对比分析完全是对相同尺度边界层湍流过程进行的.

4.3　不同层结条件下的湍流均值各态历经性

与图2的观测资料相对应, 图4和5是水平径向风和侧向风湍流的各态历经性对比, 图6和7是垂直速度和位温湍流的各态历经性对比. 各图中从(a)~(f)分别是从极不稳定层结逐渐过渡到强不稳定, 弱不稳定层结, 再到中性层结和弱稳定层结, 最后到强稳定层结, M-O稳定度$(z-d)/L$的大小分别是−5.79、−0.97、−0.08、0.00、0.10和3.32, 以此为例比较不同M-O稳定度条件下湍流的各态历经性.

水平径向风湍流均值的各态历经性检验和对比见图4. 为了便于比较和分辨湍流的定常性, 纵坐标在兼顾易于比较和分辨的条件下取值有些不同(后面图类似). 结果显示, 时间尺度小于40min涡旋的$Ero(u)/\sigma_u^2$都具有收敛性, 时间尺度越小的涡旋$Ero(u)/\sigma_u^2 \to 0$的收敛性越好. 除极稳定层结条件外, 随M-O稳定度从极不稳定到中性再到弱稳定, 时间尺度小于10min涡旋的$Ero(u)/\sigma_u^2 \to 0$收敛性越来越好. 只是在极稳定层结条件下, 湍流间歇性出现造成20和40min滤波结果的$Ero(u)/\sigma_u^2 \to 0$收敛性较差, 但小于10min涡旋的$Ero(u)/\sigma_u^2 \to 0$仍具有较好的收敛性. 另外, 小于10min尺度涡旋的$Ero(u)/\sigma_u^2$与0轴的交点所对应的τ随层结稳定度的变化并没有明显的差异. 但大于20min尺度涡旋的$Ero(u)/\sigma_u^2$与0轴的交点所对应的τ随层结稳

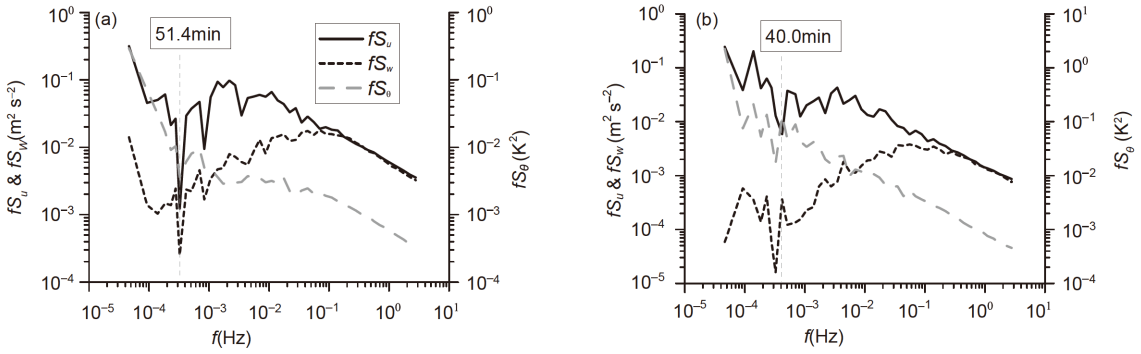

图 3　**6月30日晴天, 9:00~15:00不稳定层结条件下(a)和22:00~4:00稳定层结条件下(b)6h的湍流谱**

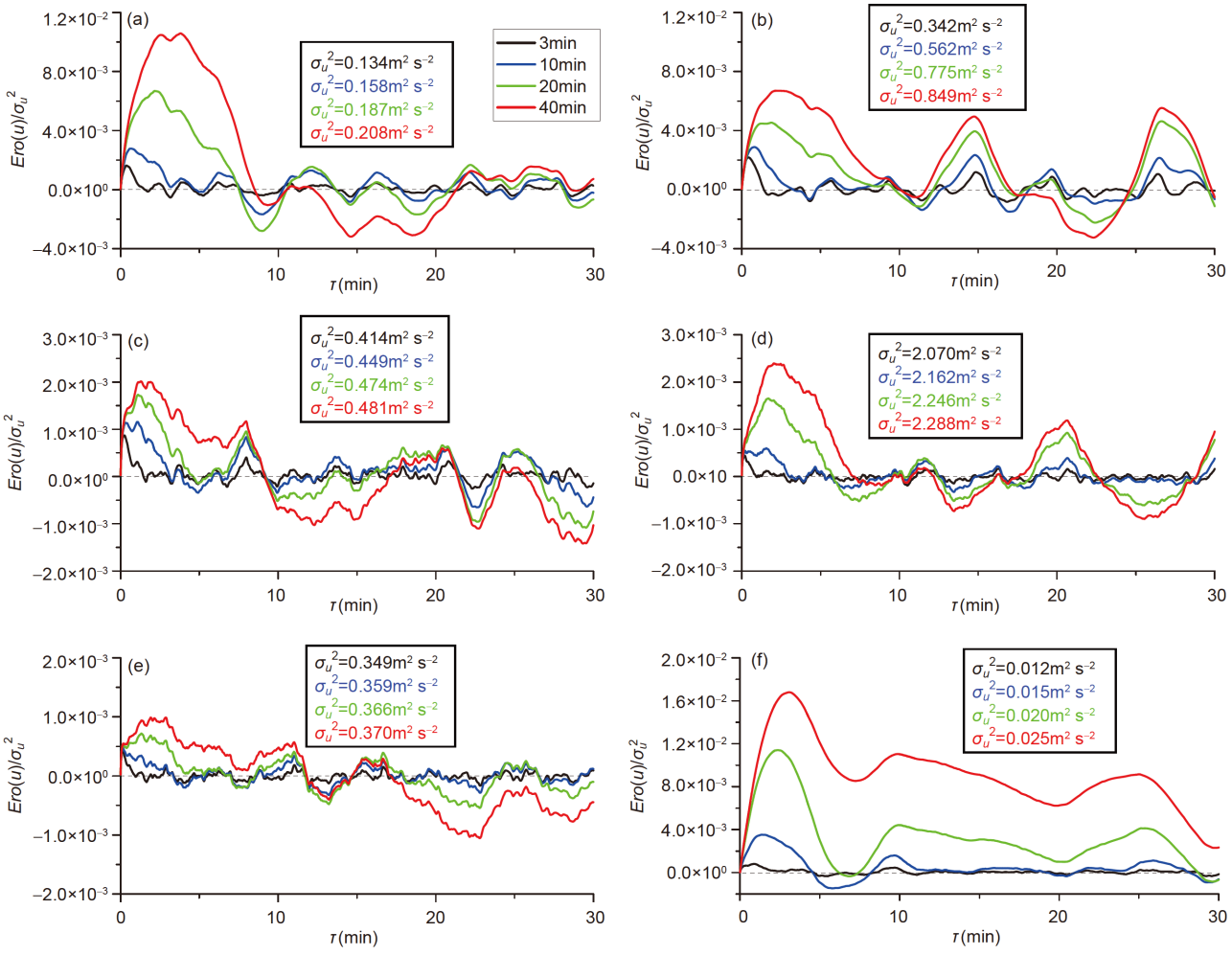

图 4　**1h水平径向风湍流观测在不同层结条件下, 不同尺度涡旋的各态历经性比较**

黑框中分别给出了不同滤波时间的径向风方差σ_u^2, 相同颜色的方差和曲线相对应; 后文图5~7与图4一致

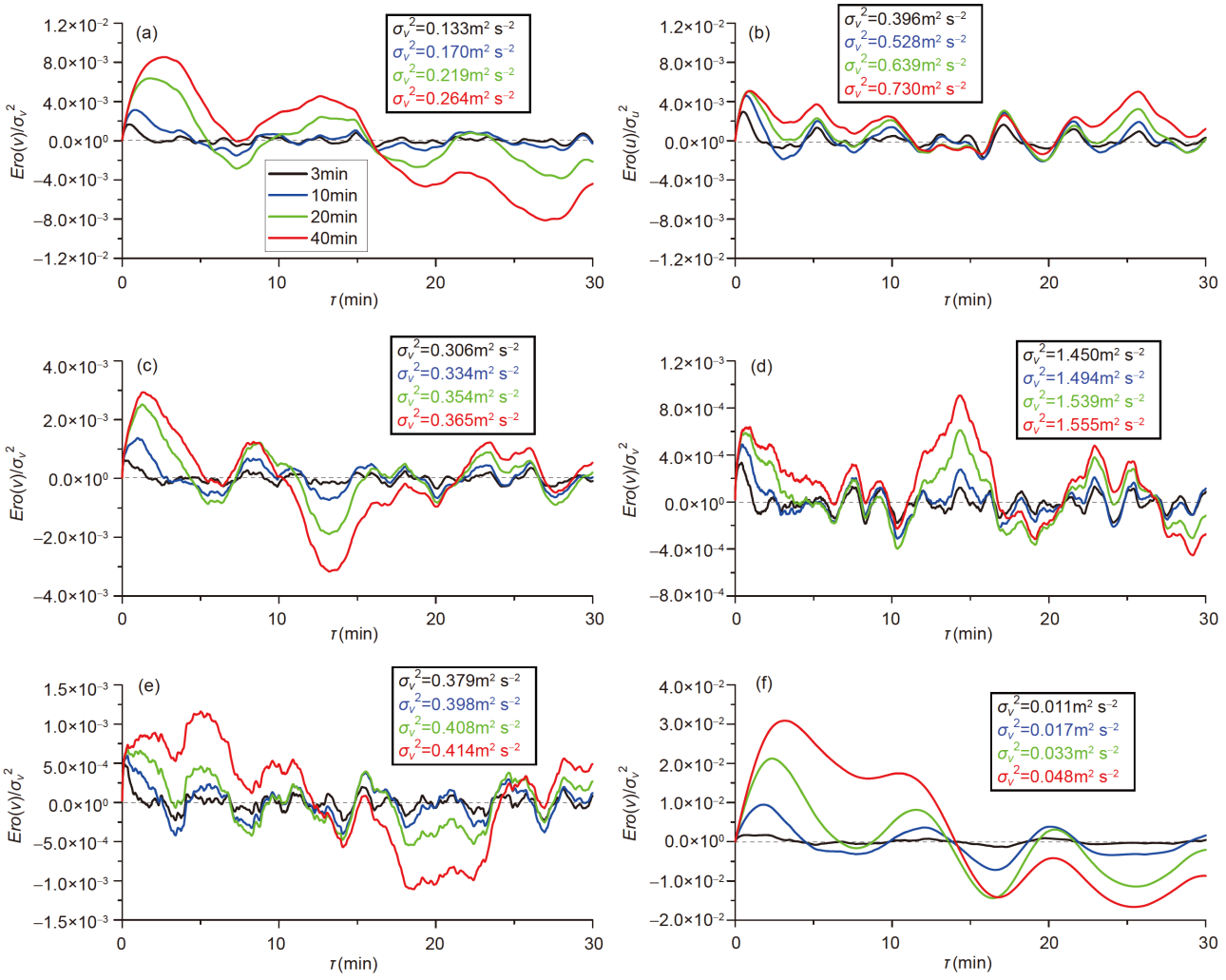

图 5　1h水平侧向风湍流观测在不同层结条件下, 不同尺度涡旋的各态历经性比较

黑框中分别给出了不同滤波时间的侧向风速度方差σ_v^2

定度的增大而增加, 在极稳定层结条件下40min尺度涡旋的$Ero(u)/\sigma_u^2$与0轴甚至没有交点.

图5是水平侧向风湍流均值的各态历经性检验和对比. 与水平径向风的结果类似, 从极不稳定到弱稳定层结, 四种滤波结果$Ero(v)/\sigma_v^2 \to 0$的收敛性越来越好. 极稳定层结条件下, 大于20min尺度涡旋$Ero(v)/\sigma_v^2 \to 0$的收敛性最差. 但$Ero(v)/\sigma_v^2 \to 0$的收敛性比$Ero(u)/\sigma_u^2 \to 0$的收敛性有明显的改善. 同时, 图6展示了不同层结条件下垂直速度湍流均值的各态历经性检验和对比. 结果显示, 四种滤波结果垂直速度湍流$Ero(w)/\sigma_w^2 \to 0$的收敛性都优于水平风速湍流的结果. 而且极不稳定和极稳定层结时, 小于40min尺度湍流的$Ero(w)/\sigma_w^2 \to 0$收敛性都较好, 较大尺度涡旋也易于满足各态历经性. 甚至在极稳定层结条件下, 小于40min尺度湍流的$Ero(w)/\sigma_w^2 \to 0$收敛性优于极不稳定和强不稳定层结条件下的收敛性. 与从极不稳定到弱稳定层结, 四种滤波结果$Ero(w)/\sigma_w^2 \to 0$的收敛性逐渐变好, 从弱不稳定层结到弱稳定层结收敛性差异不大.

温度湍流均值的各态历经性比较见图7. 结果显示, 对于20和40min尺度涡旋的$Ero(\theta)/\sigma_\theta^2 \to 0$收敛性, 极不稳定层结的结果优于强不稳定层结时的结果, 中性层结与强不稳定层结时的结果相当, 弱不稳定层结

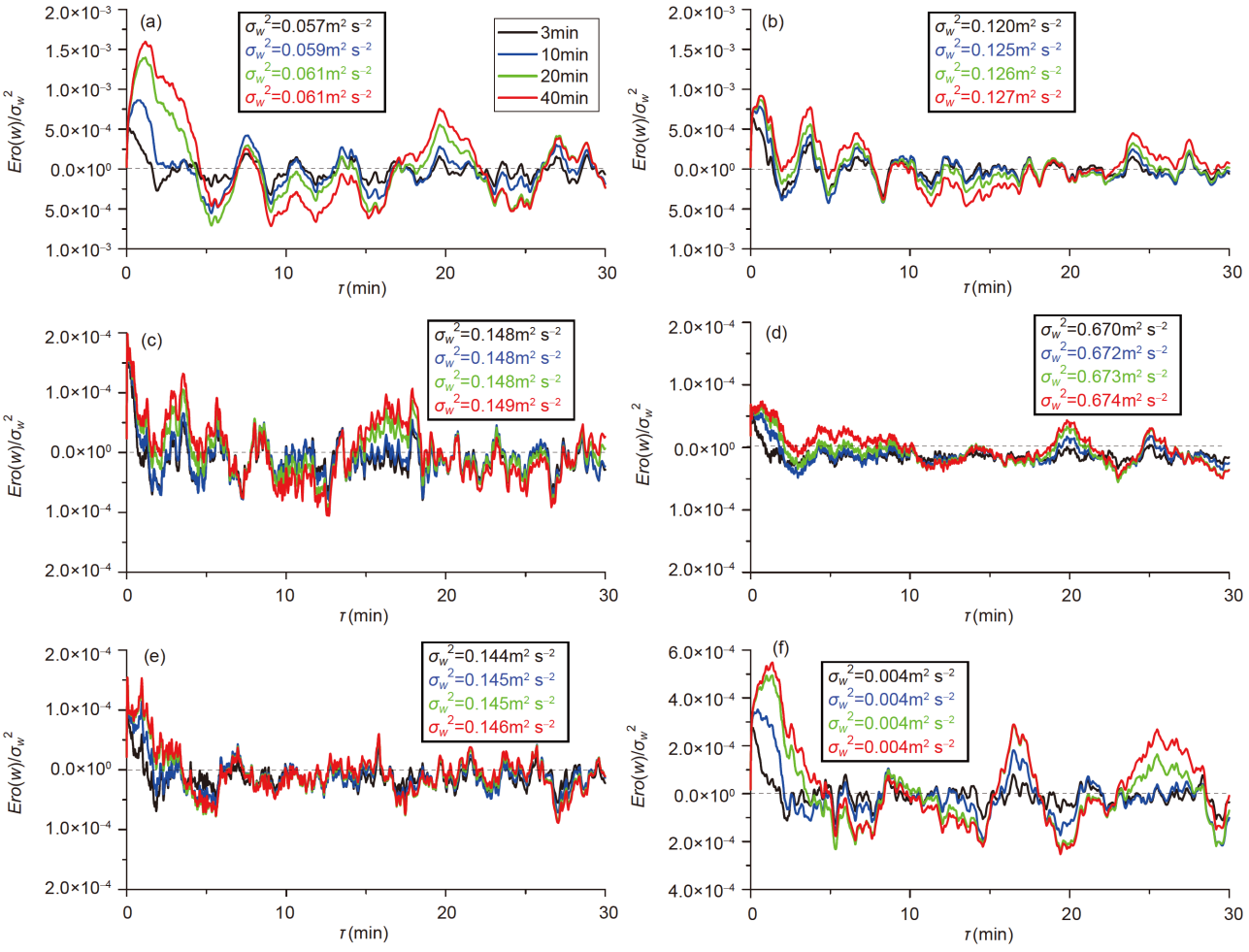

图 6　1h垂直风速湍流观测在不同层结条件下, 不同尺度涡旋的各态历经性比较

黑框中分别给出了不同滤波时间的垂直速度方差σ_w^2

时$Ero(\theta)/\sigma_\theta^2 \to 0$的收敛性最好. 与中性层结相比, 弱稳定层结时, 20min尺度涡旋的$Ero(\theta)/\sigma_\theta^2 \to 0$收敛性优于中性层结的结果, 但40min尺度涡旋的$Ero(\theta)/\sigma_\theta^2 \to 0$收敛性比中性层结的结果差. 同样, 极稳定层结条件下, 湍流涡旋的$Ero(\theta)/\sigma_\theta^2 \to 0$收敛性最差, 但其收敛性优于水平风速的结果.

综合风速和温度湍流各态历经性的比较结果, 总体而言, 小于10min尺度湍流均值从强不稳定层结到中性层结, 越来越易于满足各态历经性; 弱稳定层结比强不稳定层结更易于满足各态历经性. 10min以上大尺度湍流均值的各态历经性随层结稳定度的变化则较为复杂, 但其在强稳定层结条件下不易满足各态历经性.

4.4　不同层结条件下的自相关各态历经性

与图4~7所用资料相同, 图8~11是水平速度和位温, 以及垂直速度湍流自相关函数$Er(A)/\sigma_A^4$的各态历经性对比. 为了更清晰地显示短张弛时间的湍流分布特征, 图中τ坐标在<1min时取对数坐标, ≥1min时是线性坐标. 结果显示, 与湍流均值的$Ero(A)/\sigma_A^2$不同, 从弱不稳定层结到弱稳定层结, 四种尺度湍流自相关函数$Er(A)/\sigma_A^4$曲线的振幅差异并不明显. 甚至在强不稳定层结时, 有小尺度湍流的$Er(A)/\sigma_A^4$曲线振幅大于大尺度湍流的$Er(A)/\sigma_A^4$曲线振幅的情况. 极稳定层结与

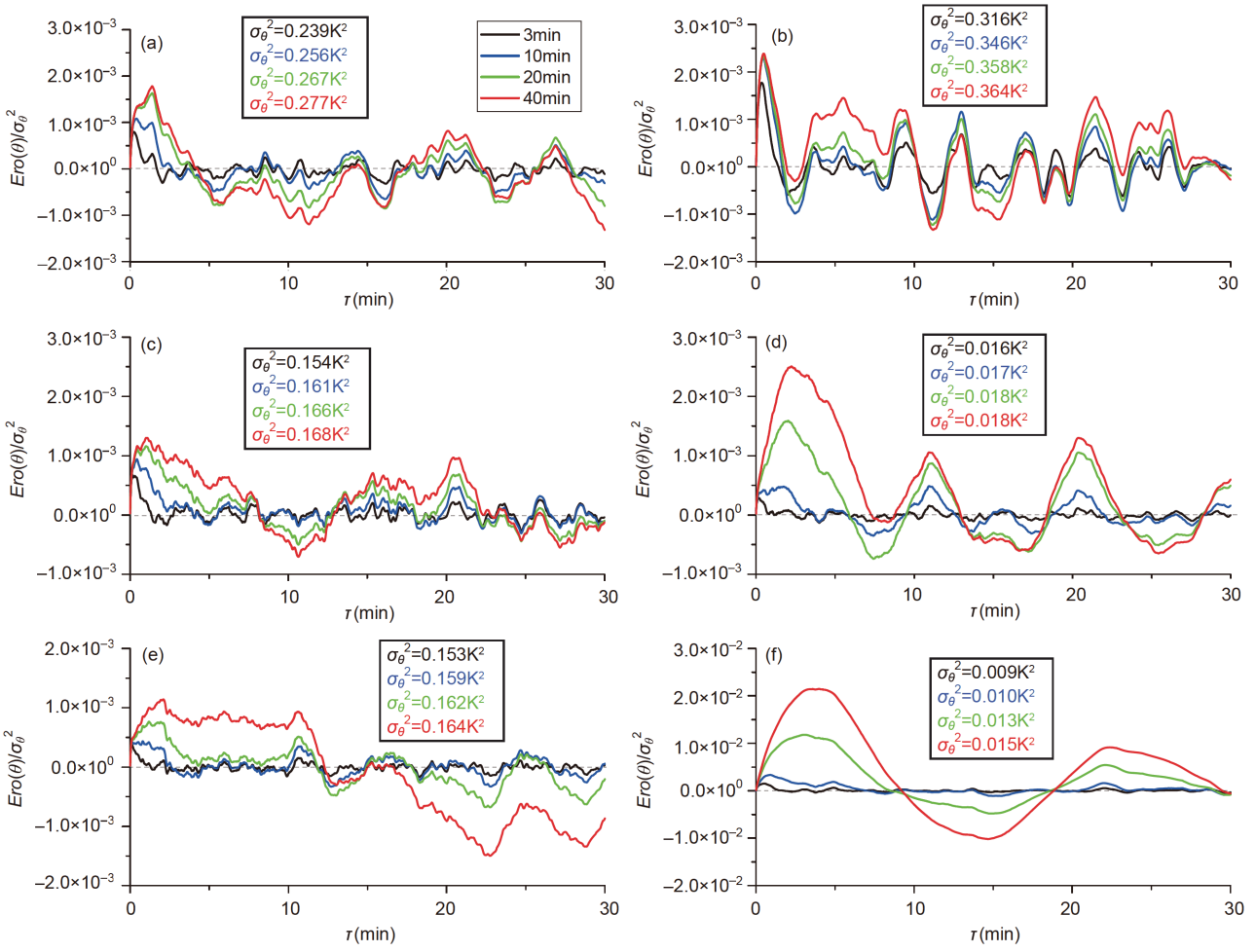

图 7　1h位温湍流观测在不同层结条件下, 不同尺度涡旋的各态历经性比较

黑框中分别给出了不同滤波时间的位温方差σ_θ^2

极不稳定层结条件下的收敛性相当. 总体上无论是水平风速还是垂直速度或者位温, 从极不稳定到弱稳定层结条件, 四种滤波结果的$Er(A)/\sigma_A^4$第一次为0所对应的张弛时间τ逐渐减小. 四种滤波结果的$Er(A)/\sigma_A^4$与0线相交后围绕0线波动, $Er(A)/\sigma_A^4\to 0$的收敛性都优于均值$Ero(A)/\sigma_A^2\to 0$的收敛性. 而且从极不稳定到中性层结, $Er(A)/\sigma_A^4\to 0$的收敛性逐渐变好; 弱稳定层结的$Er(A)/\sigma_A^4\to 0$的收敛性比弱不稳定层结是的结果好, 比中性层结时的结果差; 极稳定层结条件下, $Er(A)/\sigma_A^4\to 0$的收敛性最差. 综合上述结果, 湍流自相关函数的各态历经性比湍流均值的收敛性略好, 但它随层结稳定度的变化比湍流均值的情况更为复杂.

5　讨论

众所周知, 日出和日落前后, 随太阳净辐射的快速增加和减小, 期间风速和温度湍流谱的大尺度涡旋部分随M-O稳定度的变化发生较大的变化, 湍流非定常(Stull, 1988). 基于M-O相似性理论要求, 本研究分析了黄土高原塬区流场较平稳条件下的资料. 综合比较不同尺度水平风速, 垂直风速和温度湍流在不同层结稳定度条件下的宽各态历经性, 无法总结得到一个湍流观测各态历经性随层结稳定度的变化规律, 这与Gabriel等(2004)的定性分析结果不同. 平稳随机过程

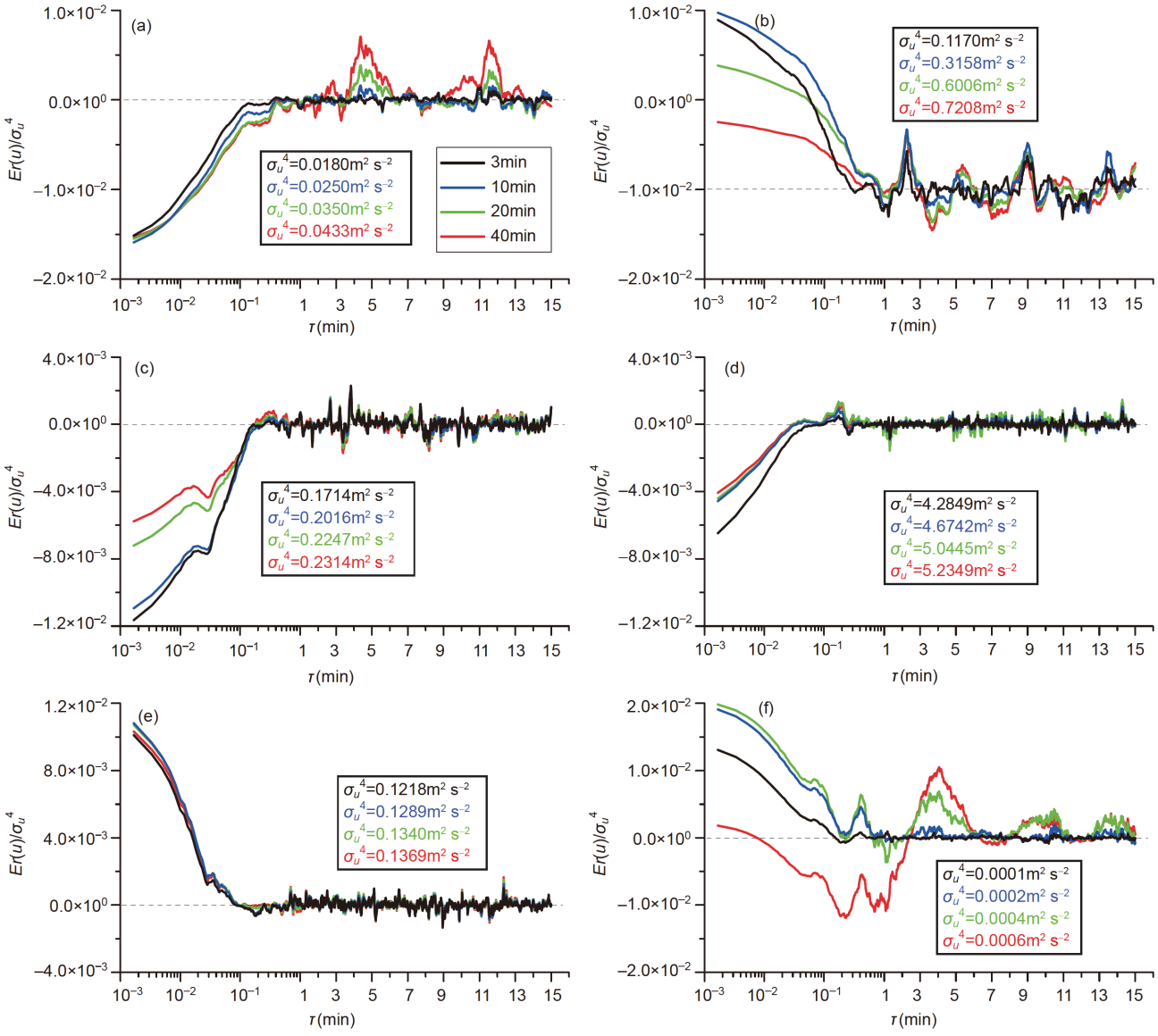

图 8　1h径向风湍流观测在不同层结条件下, 不同尺度涡旋自相关函数的各态历经性比较

黑框分别给出了不同滤波时间径向风方差的平方σ_u^4, 相同颜色的方差和曲线相对应; 后文的图9~11与图8一致

具有各态历经性的充要条件是关系式(5)和(7a), (7b), 因此图4~11以及其他时段的湍流观测结果(图略)都显示, 湍流越平稳其越易于满足各态历经性. 本质上, 湍流的平稳性与湍流定常性是一致的. 这意味着单点湍流观测时, 在长时间内湍流定常性越好, 湍流观测的精度越高. 在自然界中, 晴天平坦下垫面上在1h或更长时段周期性出现20~40min尺度理想平稳的涡旋是较少见的, 但是平凉站塬区地形却易于造成20~40min尺度较平稳的湍流相干结构. 因此除在极稳定层结条件下湍流间歇性影响外, 平凉站塬区20~40min的大尺度的涡旋也比平坦下垫面上的湍流(Chen等, 2015)更易于满足各态历经性. 塬区湍流谱隙大约在40.0~51.4min, 观测时间超过1h, 受气象要素的日变化影响, 选取平稳流场更加困难. 小于1h的采样时间会造成40min尺度涡旋不易满足各态历经性. 特别是采用30min的取样时间, 会造成大于30min尺度的涡旋被漏测. 同时, 小于10min尺度涡旋的各态历经性变差. 另外, 在张弛时间τ小于1min左右时, 湍

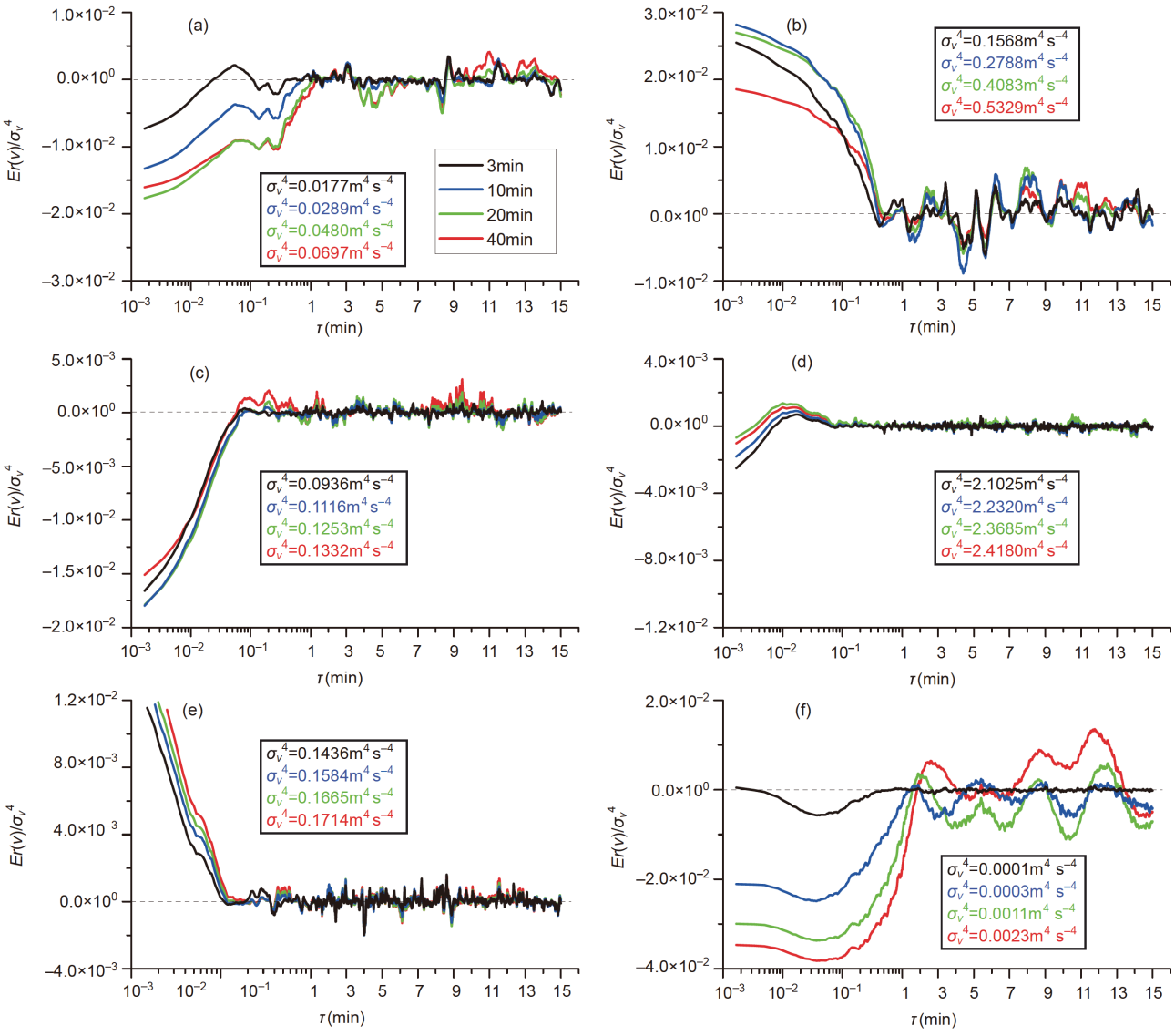

图 9　1h侧向风湍流观测在不同层结条件下, 不同尺度涡旋自相关函数的各态历经性比较

黑框分别给出了不同滤波时间侧向风方差的平方σ_v^4

流自相关函数的$Er(A)/\sigma_A{}^4$曲线偏离0较远则表明, 湍流的惯性副区中最小尺度的涡旋非定常, 这是因为大气层结稳定条件和含能区能谱强度决定着Kolmogorov能量串级($fE(f)\propto f^{-2/3}$)部分所对应的频率和波数段(Stull, 1988). 对于具有三维相干结构的大尺度涡旋来说, 在其不同部位, 能谱强度的差异将影响$fE(f)\propto f^{-2/3}$谱段对应频率的位置和能量大小, 因而造成满足$fE(f)\propto f^{-2/3}$能谱段的涡旋分布不均匀, 难于满足定常性. 但是只要1h的观测时间足够长, 尽管小尺度涡旋分布不均匀, 从统计学角度, 在一定的层结稳定度范围内它们仍可满足各态历经性, 可将其称为准各态历经性.

总之, 各态历经性检验不但有益于了解湍流观测是否满足理论要求, 也有益于我们深入掌握不同尺度涡旋的分布情况, 也可以为激光雷达测量湍流等问题确定扫描方案. 更重要的是, 每一个单点湍流观测的各态历经性与多点湍流观测的各态历经性存在较大差异, 我们将在下一篇论文中利用6套涡旋相关系统观测

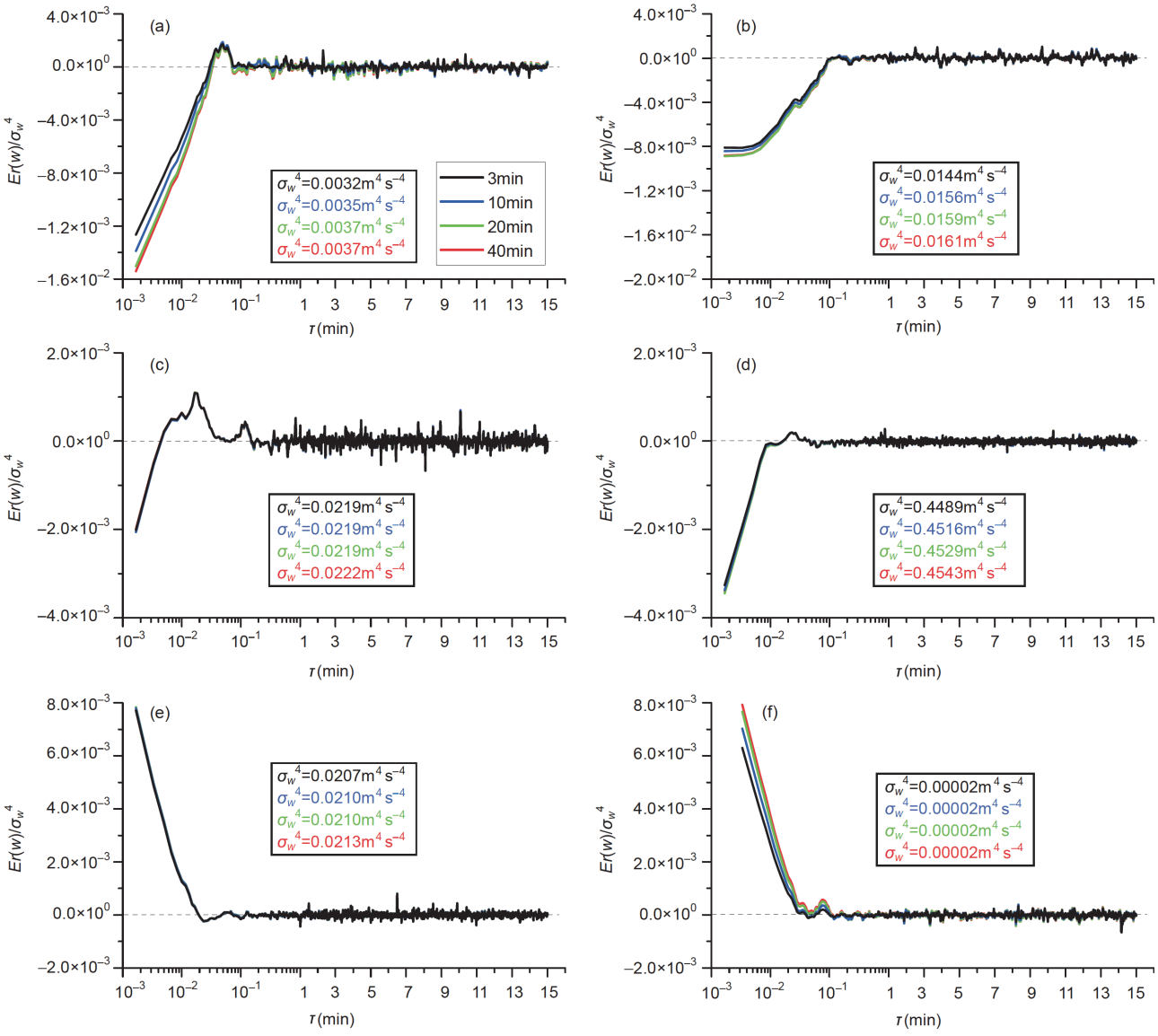

图 10　**1h垂直速度湍流观测在不同层结条件下, 不同尺度涡旋自相关函数的各态历经性比较**

黑框分别给出了不同滤波时间垂直速度方差的平方σ_w^4

结果讨论塬区大尺度涡旋的结构和小尺度涡旋的分布特征, 以及1h和30min采样时间和不同各态历经条件下湍流强度和有关通量的差异.

6　结论

综合上述比较分析, 在黄土高原塬区复杂地形条件下湍流观测的各态历经性具有如下特征.

(1) 湍流是否易于满足各态历经性主要决定于不同尺度湍流的定常性, 它并不随层结稳定度的变化呈简单的变化关系. 一般在弱稳定层结到弱不稳定层结, 湍流较易于满足各态历经性. 在极稳定层结条件下, 由于湍流间歇性造成大尺度周期性较差的温度或风速变化而使得湍流不易于满足各态历经性.

(2) 在地形影响下, 易于造成长时间稳定存在的湍流相关结构. 因此与平坦下垫面相比, 在复杂地形条件

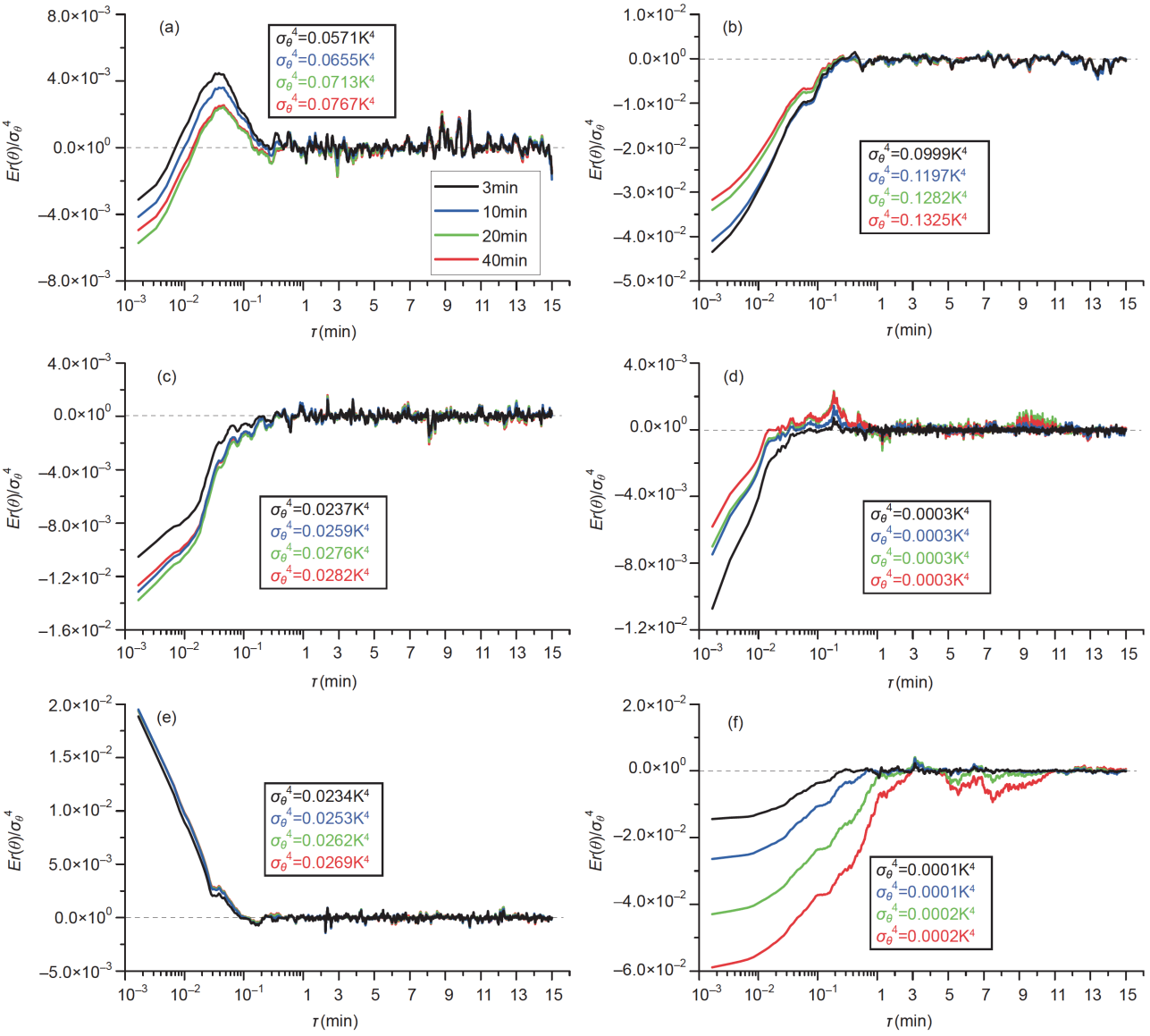

图 11　1h位温湍流观测在不同层结条件下, 不同尺度涡旋自相关函数的各态历经性比较

黑框分别给出了不同滤波时间位温方差的平方σ_θ^4

下10~40min较大尺度的湍流更易于满足各态历经性.

(3) 对于1h的单点湍流观测, 小尺度的湍流虽然能满足各态历经性, 但是由于在大尺度湍流相关结构的不同区域涡旋强度不同, 造成湍流惯性副区几十秒尺度的涡旋分布并不均匀, 难于满足定常性. 但在一定范围内, 可以认定其准定常, 满足准各态历经性.

致谢　衷心感谢中国科学院平凉陆面过程与灾害天气观测研究站为野外试验提供大力支持.

参考文献

程雪玲, 曾庆存, 胡非, 彭珍. 2007. 大气边界层强风的阵性和相干结构. 气候与环境研究, 12: 227–243

胡隐樵, 张强. 1993. 论大气边界层的局地相似性. 大气科学, 17: 10–20

刘阳, 刘辉志, 王雷. 2017. 北京城市下垫面大气边界层湍流输送垂直分布特征. 中国科学: 地球科学, 47: 1243–1256

《数学手册》编辑小组. 1979. 数学手册. 北京: 高等教育出版社. 1398

王介民, 王维真, 奥银焕, 孙方林, 王树果. 2007. 复杂条件下湍流通量的观测与分析. 地球科学进展, 22: 791–797

王永德, 王军. 2009. 随机信号分析基础. 北京: 电子工业出版社. 233

张强, 王胜. 2008. 关于黄土高原陆面过程及其观测试验研究. 地球科学进展. 23: 168–173

Aubinet M, Vesala T, Papale D. 2012. Eddy Covariance, A Practical Guide to Measurement and Data Analysis. New York: Springer. 438

Chen J, Hu Y, Yu Y, Lü S. 2015. Ergodicity test of the eddy-covariance technique. Atmos Chem Phys, 15: 9929–9944

Finnigan J. 2008. An introduction to flux measurements in difficult conditions. Ecol Appl, 18: 1340–1350

Finnigan J J, Clement R, Malhi Y, Leuning R, Cleugh H A. 2003. A re-evaluation of long-term flux measurement techniques, Part I: Averaging and coordinate rotation. Bound-Layer Meteorol, 107: 1–48

Foken T, Goockede M, Mauder M, Mahrt L, Amiro B, Munger W. 2004. Post-field data quality control. In: Lee X, Massman W J, Law B, eds. Handbook of Micrometeorology: A Guide for Surface Flux Measurement and Analysis. New York: Atmospheric and Oceanographic Sciences Library, Kluwer Academic Publishers. 250

Gabriel K, Daniela C, Davide P, John A, Larry M. 2004. Stationarity, homogeneity, and ergodicity in canopy turbulence. In: Lee X, Massman W J, Law B, eds. Handbook of Micrometeorology: A Guide for Surface Flux Measurement and Analysis. New York: Atmospheric and Oceanographic Sciences Library, Kluwer Academic Publishers. 250

Galanti B, Tsinober A. 2004. Is turbulence ergodic? Phys Lett A, 330: 173–180

Kaimal J C, Gaynor J E. 1991. Another look at sonic thermometry. Bound-Layer Meteorol, 56: 401–410

Mattingly J C. 2003. On recent progress for the stochastic Navier Stokes equations. Journées équations aux dérivées partielles. Univ Nantes, Nantes, Exp. No. XI. 1–52

Moriwaki R, Kanda M. 2006. Local and global similarity in turbulent transfer of heat, water vapour, and CO_2 in the dynamic convective sublayer over a suburban area. Bound-Layer Meteorol, 120: 163–179

Schotanus P, Nieuwstadt F T M, de Bruin H A R. 1983. Temperature measurement with a sonic anemometer and its application to heat and moisture fluxes. Bound-Layer Meteorol, 26: 81–93

Sorbjan Z. 1986. On similarity in the atmospheric boundary layer. Bound-Layer Meteorol, 34: 377–397

Sorbjan Z. 1988. Local similarity in the convective boundary layer (CBL). Bound-Layer Meteorol, 45: 237–250

Stull R B. 1988. An Introduction to Boundary Layer Meteorology. Dordrecht: Atmospheric Sciences Library, Kluwer Academic Publishers. 670

van Veem L, Kida S, Kawahara G. 2006. Periodic motion representing isotropic turbulence. Fluid Dyn Res, 38: 19–46

Webb E K, Pearman G I, Leuning R. 1980. Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer. Q J R Meteorol Soc, 106: 85–100

Yadvinder M, Keith McNaughton, Celso Von R. 2004. Low Frequency Atmospheric Transport and Surface Flux Measurements. In: Lee X, Massman W J, Law B, eds. Handbook of Micrometeorology: A Guide for Surface Flux Measurement and Analysis. New York: Atmospheric and Oceanographic Sciences Library, Kluwer Academic Publishers. 250

(责任编委: 张宏昇)