

# 塔克拉玛干沙漠腹地冬季大气稳定度 垂直分布特征分析

刘 强<sup>1,2,3</sup>, 何 清<sup>2,3</sup>, 杨兴华<sup>2,3</sup>, 艾力·买买提明<sup>2,3</sup>, 李振杰<sup>2,3,4</sup>

(1. 新疆大学资源与环境科学学院, 新疆 乌鲁木齐 830046; 2. 中国气象局乌鲁木齐沙漠气象研究所, 新疆 乌鲁木齐 830002;  
3. 塔克拉玛干沙漠大气环境观测试验站, 新疆 塔中 841000; 4. 新疆师范大学地理科学与旅游学院, 新疆 乌鲁木齐 830054)

**摘 要:**利用 2008 年塔克拉玛干沙漠腹地冬季系留气艇的探空数据, 利用温差法、温差—风速法、理查逊数法 3 种方法, 对塔克拉玛干沙漠塔中地区的大气稳定度进行了初步研究, 得出以下结论: (1) 大气稳定度日变化明显: 夜间随着高度的升高, 大气状态由稳定转变为中性继而转变为不稳定。白天受太阳辐射的影响, 近地面处于不稳定状态; (2) 大气稳定度随着高度上升有明显的分层现象, 稳定层与不稳定层交替出现; (3) 3 种方法计算的结果不一致, 反映出温度、风和湍流对稳定度的影响。

**关键词:**塔克拉玛干沙漠; 大气稳定度; 温度; 风速

**中图分类号:** P431<sup>+</sup>.2

**文献标识码:** A

## 引 言

大气稳定度是指气块受任意方向扰动后, 返回或远离平衡位置的趋势和程度。它表示在大气层中的个别气块是否安于原在的层次, 是否易于发生垂直运动, 即是否易于发生对流。大气稳定度可表明大气湍流的强弱, 并和大气的对流发展密切相关。在大气湍流扩散问题中, 常用大气稳定度作为反映湍流状况、扩散速率强弱的主要指标, 近地层风、温、湿廓线等在大气中的分布规律直接受大气稳定度的影响, 因而如何客观、合理地确定稳定度是长期以来人们一直研究的问题。帕斯奎尔(Pasquill)于 1961 年首次提出了用常规观测的风、云、日射状况等资料将大气稳定度分为 6 个稳定度的扩散级别, 即 A, B, C, D, E, F 类, 依次对应极不稳定、不稳定、弱不稳定、中性、弱稳定、稳定级别<sup>[1]</sup>。

国内有很多专家对边界层稳定情况进行过研究, 刘焕彬<sup>[2]</sup>对沂蒙南部山区冬季大气边界层的稳定情况进行过分析, 认为阴天或下雪天气, 白天以 D 类稳定度天气为主, 夜间以 F 类和 D 类稳定度天气为主; 刘立忠<sup>[3]</sup>分析南京近郊冬季边界层稳定度变

化与风切变有很大的关系。目前已经有不少学者对沙漠地区进行过研究, 季国良分析了黑河沙漠的若干特征<sup>[4]</sup>, 李祥余分析了塔中的气象要素的廓线特征<sup>[5]</sup>, 但是对塔克拉玛干沙漠大气稳定度的研究还比较少。塔克拉玛干沙漠作为我国主要的沙尘暴发生源地之一<sup>[6]</sup>, 对新疆的气候变化有很大的影响, 了解塔克拉玛干沙漠腹地大气稳定度的变化, 有助于研究沙漠地区的大气稳定度的特征, 及对地气交换产生的作用。国内外学者已经运用各种方法对不同地区不同类型下垫面的稳定度进行了探讨。本文运用 3 种不同方法, 结合风速和温度等参数条件对塔中地区的冬季稳定度进行初步研究, 讨论了不同方法对大气稳定度判别造成的影响, 分析了综合稳定度的垂直变化以及不同高度的日变化特征, 为日后更好地研究沙漠地区的稳定度及其它气象要素或扩散参数提供参考。

## 1 资料与方法

### 1.1 资 料

资料来源于 2008 年 1 月 20~25 日塔中地区系留气球探空试验, 试验历时 6 d, 气球释放次数总计

收稿日期: 2008-12-08; 改回日期: 2009-10-19

基金项目: 国家自然科学基金项目(40775019); 公益性行业(气象)科研专项(GYHY(QX)2007-6-8); 新疆维吾尔自治区科技攻关项目(200833119); 中央级公益性科研院所科研业务费专项资金项目(IDM200602)共同资助

作者简介: 刘强(1984-), 男(汉族), 新疆乌鲁木齐人, 硕士研究生, 主要从事沙漠气象与大气污染研究. E-mail: liuqiang137@163.com

21次,其中23日02:00、08:00和25日08:00由于天气原因缺测。试验期间地表覆盖有3cm厚的积雪,21日有一次降雪过程。试验点位于距离中国气象局塔中国家基本观测站西北7km的平坦沙地(经度:88°35'E,纬度:39°01'N,海拔:1084m),试验地点比较开阔,距离沙漠公路110m。本次试验使用的仪器为Vaisala公司生产的探空仪器,可以观测不同高度的温度、湿度、风速、风向、气压等秒级探测数据,本文选用了从地面10m至600m高空共9个规定高度的实时探测数据,各高度分别是10m、50m、100m、150m、200m、300m、400m、500m和600m。所用时间为北京时间,与塔中地方时相差2h25min34s。

1.2 方法

几十年来,围绕大气稳定度的描述出现了许多有关的定义和分类方法,如温度梯度法<sup>[7-8]</sup>、理查逊数法<sup>[9]</sup>、温差—风速法<sup>[10]</sup>、莫宁—奥布霍夫长度

法<sup>[11]</sup>、风速比法<sup>[12]</sup>等,但不同的稳定度分类法之间的可比性较差。为了避免采用一种稳定度计算方法计算的结果而带来的较大误差,本文将温度梯度法、温差—风速法、理查逊数法3种常用大气稳定度参数计算的稳定度分类结果进行分析。

(1) 温差法

温差法又称为温度梯度法,研究证明,温度的垂直分布是大气稳定度状态的一个重要依据。温度梯度方法就是用2层大气之间的宏观垂直温度梯度来表示水平和垂直的湍流特征。国际原子能机构(1980)推荐具有大量实验基础的判据(表1),这种温差法也是中国科学院大气物理研究所(1980)所采用的,只是最后F类的有点不同。后者采用  $1.5 < \frac{\Delta T}{\Delta z} \leq 4.0$ ,  $> 4.0$  归入G类,长期的实践表明,这种方法对于稳定大气状况的情形是可靠的。

表1 温差法稳定度分类标准<sup>[8]</sup>

Tab.1 Standard of stability classification for temperature difference method

判别方法	稳定度类别					
	A	B	C	D	E	F
$\frac{\Delta T}{\Delta z}$	$\frac{\Delta T}{\Delta z} < -1.9$	$-1.9 \leq \frac{\Delta T}{\Delta z}$	$-1.7 \leq \frac{\Delta T}{\Delta z}$	$-1.5 \leq \frac{\Delta T}{\Delta z}$	$-0.5 \leq \frac{\Delta T}{\Delta z}$	$1.5 \leq \frac{\Delta T}{\Delta z}$
(°C/100 m)		$< -1.7$	$< -1.5$	$< -0.5$	$< 1.5$	

(2) 温差—风速法

此方法是以温度梯度与风速相结合来进行大气稳定度划分的(表2),因为引起大气湍流的原因可

以是热力的,也可以是机械的,所以这种方法同时考虑了支配湍流活动的机械因子和热力因子。因此,一般认为较之仅以温度梯度作判断的方法要好。

表2  $\frac{\Delta T}{\Delta z}$ —风速法大气稳定度划分标准<sup>[10]</sup>

Tab.2 Standard of stability division for temperature difference - wind speed method

地面 风速 u/ms <sup>-1</sup>	$\frac{\Delta T}{\Delta z}$ (°C/100 m)						
	$\frac{\Delta T}{\Delta z} \leq -1.5$	$-1.4 \leq \frac{\Delta T}{\Delta z} \leq -1.2$	$-1.1 \leq \frac{\Delta T}{\Delta z} \leq -0.9$	$-0.8 \leq \frac{\Delta T}{\Delta z} \leq -0.7$	$-0.6 \leq \frac{\Delta T}{\Delta z} \leq -0.0$	$0.1 \leq \frac{\Delta T}{\Delta z} \leq 2.0$	$2.0 \leq \frac{\Delta T}{\Delta z}$
u < 1	A	A	B	C	D	F	F
1 ≤ u < 2	A	B	B	C	D	F	F
2 ≤ u < 3	A	B	C	D	D	E	F
3 ≤ u < 5	B	B	C	D	D	D	E
5 ≤ u < 7	C	C	D	D	D	D	E
7 ≤ u	D	D	D	D	D	D	D

注:表2在文献<sup>[1]</sup>基础上有所修改

(3)理查逊数法

Richardson 根据能量收支方程引入了无因次数  $Ri$ ,以表征大气稳定度:

$$Ri = \frac{g}{T} \frac{\frac{\partial \theta}{\partial z}}{\left[\frac{\partial u}{\partial z}\right]^2} \quad (1)$$

温度梯度和风速梯度可以由对数内插公式比较精确地确定,即:

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{\theta_2 - \theta_1}{z \ln \left[ \frac{z_2}{z_1} \right]} \quad (2)$$

$$\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{u_2 - u_1}{z \ln \left[ \frac{z_2}{z_1} \right]} \quad (3)$$

其中,  $u_2, u_1, \theta_2, \theta_1$  分别为对应高度  $z_2, z_1$  的风速和位温,  $\bar{z} = \sqrt{z_1 z_2}$ 。  $Ri$  作为描述大气湍流强弱的参数,从湍流生消的角度出发,综合了热力因子对

湍流的激发、抑制作用以及摩擦切应力等动力因子产生湍流的作用,提供了较多的湍流状况的信息。

$Ri$  与莫宁—奥布霍夫长度  $L$  有如下关系<sup>[13]</sup>:

$$Ri = \frac{Z}{L} \cdot \frac{\varphi_h}{\varphi_m^2} \quad (4)$$

$$\varphi_m = 1 + 4.7Z/L \quad Z/L > 0$$

$$\varphi_h = 0.74 + 4.7Z/L \quad Z/L > 0$$

$$\varphi_m = (1 - 15Z/L)^{-1/4} \quad Z/L < 0$$

$$\varphi_h = 0.74(1 - 9Z/L)^{-1/2} \quad Z/L < 0$$

$$\varphi_m = 8 - \frac{4.25}{Z/L} + \frac{1}{(Z/L)^2} \quad Z/L \geq 0.5$$

(5)

表3是通过 Houghton 1985 年给出的经验拟合公式  $1/L = a \cdot [\log_{10}(Z_0) - 1]$  对应  $P-T$  稳定度级别  $a$  值计算的塔中稳定度分类标准,其中假设雪表面  $Z_0 = 0.1$ <sup>[14]</sup>;表4是通过不同高度层的  $Z/L$ , 计算出的不同高度层的理查逊数的范围。

表3 Houghton 方法计算的  $L$  稳定度分类标准

Tab.3 Standard of stability classification for  $L$  of Houghton method

$P-T$ 类系数	A	B	C	D	E	F
$a$	0.05	0.026	0.015	0.004	-0.009	-0.023
$L$	$-10 < L < 0$	$-19.23 < L < -10$	$-33.33 < L < -19.23$	$L < -125, L > 55.56$	$21.74 < L < 55.55$	$0 < L < 21.74$

表4 各高度层的  $Ri$  稳定度等级范围

Tab.4 Standard of stability division for  $Ri$  at different height

高度 $Z(Z_1, Z_2)/m$	A	B	C	D	E	F
22(10,50)	$< -2.12$	$-2.12 < Ri < -1.09$	$-1.09 < Ri < -0.62$	$-0.62 < Ri < 0.08$	$0.08 < Ri < 0.25$	$> 0.25$
71(50,100)	$< -6.73$	$-6.73 < Ri < -3.49$	$-3.49 < Ri < -2.01$	$-2.01 < Ri < 0.31$	$0.31 < Ri < 1.13$	$> 1.13$
122(100,150)	$< -11.68$	$-11.68 < Ri < -6.06$	$-6.06 < Ri < -3.49$	$-3.49 < Ri < 0.62$	$0.62 < Ri < 2.90$	$> 2.90$
173(150,200)	$< -16.53$	$-16.53 < Ri < -8.58$	$-8.58 < Ri < -4.94$	$-4.94 < Ri < 1.06$	$1.06 < Ri < 5.43$	$> 5.43$
245(200,300)	$< -23.38$	$-23.38 < Ri < -12.15$	$-12.15 < Ri < -7.00$	$-7.00 < Ri < 1.88$	$1.88 < Ri < 10.39$	$> 10.39$
346(300,400)	$< -33.07$	$-33.7 < Ri < -17.19$	$-17.19 < Ri < -9.91$	$-9.91 < Ri < 3.47$	$3.47 < Ri < 20.13$	$> 20.13$
447(400,500)	$< -42.7$	$-42.7 < Ri < -22.2$	$-22.2 < Ri < -12.8$	$-12.80 < Ri < 5.54$	$5.54 < Ri < 32.98$	$> 32.98$
548(500,600)	$< -52.30$	$-52.30 < Ri < -27.19$	$-27.19 < Ri < -15.68$	$-15.68 < Ri < 8.08$	$8.08 < Ri < 48.93$	$> 48.93$

## 2 结果分析

### 2.1 大气稳定度的垂直变化特征

马桂芝对一日4次数据的代表性进行了论证,分析得出4个时次数据可以表明一日的稳定度的变化情况<sup>[16]</sup>,所以本文选择了02:00、08:00、14:00、

20:00 4个时次的的数据,用以上3种方法分析处理,表5是对应  $P-T$  类大气稳定度等级的相对值,为了便于分析,后面的结果均采用相对值。图1是3种方法计算出的稳定度在不同时次上的垂直分布变化曲线,其中横坐标指稳定度的相对值<sup>[15]</sup>。由图1可以看出,在200 m 以下,3种方法计算的稳定度分

表5 对应大气稳定度等级的相对值<sup>[15]</sup>

Tab.5 The relative value of atmospheric stability

P-T等级	A	B	C	D	E	F
相对值	1	2	3	4	5	6

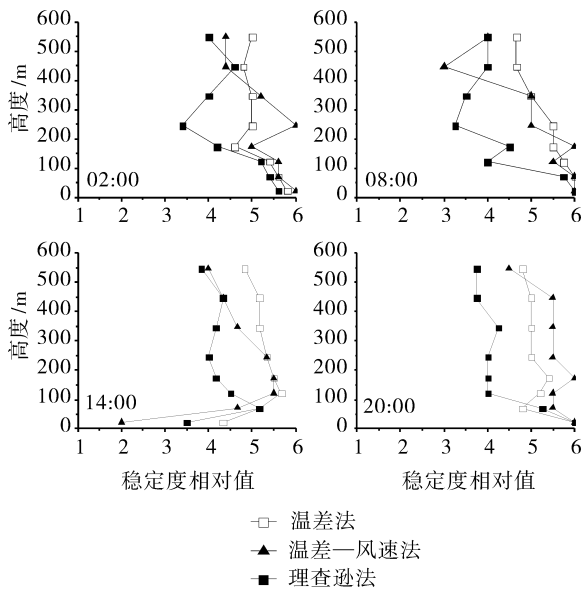


图1 稳定度垂直分布

Fig.1 The vertical distribution of the atmosphere stability

布结果大致相同,除了14:00是不稳定层结以外,其它3个时次多是中性或弱稳定层结,随着高度上升,3种方法计算结果表现出一定的差异:(1)02:00时温差法各时次在垂直高度上都是弱稳定(E级)居多,且随高度的升高呈递减趋势,气层逐渐变成中性。但温差—风速法与理查逊法在200~300m这一层有较大区别,分别为稳定层结和不稳定层结;(2)从08:00和20:00发现,3种方法计算结果的趋势大致相同,但在200m以上,用理查逊法多为不稳定层结;(3)下午14:00,100m以下的贴地层由不稳定层结随着高度增加逐渐向稳定层结转化,100m以上,又随着高度增加转变为不稳定层结,但在200~300m这层,理查逊法计算的结果为近中性层结。可以看出大部分时次近地面大气基本都是中性或者是稳定的。在只考虑温度的情况下,近地面各高度层都以稳定层结为主,但由于引起稳定度变化的原因可以是热力的,也可以是动力的,所以在考虑地面风速的条件下,大气稳定度的垂直分布有一些差异,而它们之间的差异主要表现在以下几个方面:其一,用温差法计算得出200~600m大气主要以弱稳定为主,而用温差—风速法计

算的结果多以中性为主,由此可以看出动力原因不可忽视,风速的影响使得稳定度级别下降。其二,近地层大气在14:00时,不同方法计算的稳定度有级别的变化。温差法为弱稳定,温差—风速法为弱不稳定,而通过理查逊法计算稳定度的结果为不稳定态,计算的结果由稳定层结、中性层结转变为不稳定层结。究其原因,主要是由于下午边界层大气受太阳辐射的影响,大气温度增加,产生了不同的温度梯度,使得空气的运动加剧,风速增大,大气湍流混合发展迅速,湍流作用增强,近地层大气就处于不稳定状态。观测期间地面有积雪,下垫面组成改变,通常认为雪面粗糙度为0.1~0.5,沙面为0.01~0.1<sup>[13]</sup>,下垫面粗糙度的增大,机械湍流增强,动力影响明显;而14:00的太阳辐射最强,热力对湍流的影响表较大,2者结合,使得14:00的近地层大气的湍流运动增强,造成空气的不稳定状态。

将稳定度分类结果进行算术平均,即得所求稳定度级别(暂定综合稳定度)<sup>[12]</sup>。图2为平均综合稳定度廓线。根据大气热力学理论、地面加热过程和Passquill原方法,夜间是指日落前1h至次日日出后1h时段,即以日出后1h时刻为日、夜分界限。所以将塔中地区昼夜划分为:白天为10:00~19:00,夜间为20:00~凌晨9:00。夜间稳定度随着高度的上升,由稳定向着弱稳定变化;而白天稳定度及日均稳定度变化趋势一致,在150m以下区别不大,稳定度随着高度的上升由弱稳定向着稳定发展。在150m以上,3幅图有着同样的趋势,随着高度的升高,稳定层结逐渐转化为弱稳定层结。近地面的差异主要是因为白天太阳辐射对稳定度的影响,主要表现在近地面的地气通量交换和气团温度差异造成的湍流现象。而随着高度升高,逆温的强度越来越弱,到逆温层顶时,逆温消失,稳定层结向中性层结

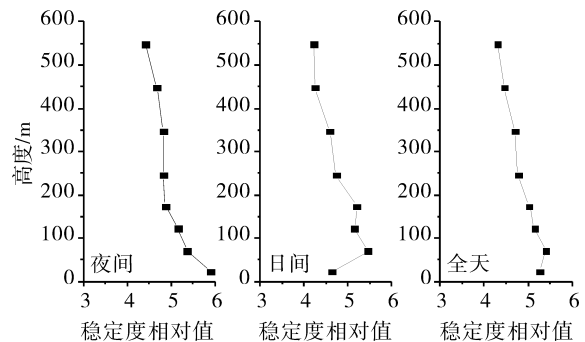


图2 综合稳定度的垂直分布

Fig.2 The vertical distribution of the atmosphere integrated stability

和不稳定层结转化。

### 2.2 大气稳定度的日变化

为了弄清大气稳定度各层的日变化规律,将 600 m 以下的大气边界层分为 8 个层次进行具体分析。分析图 3,夜间稳定度相对值普遍在 5.0 以上,说明塔中地区夜晚大气层结以稳定为主,中午 14:00 稳定度普遍比其他 3 个时次要低,由图 3 可以发现大气稳定度的日变化随着高度不同有很大变化,越贴近地面日变化幅度越大,10~50 m 的稳定度随时间变化,稳定层、中性层和不稳定层交替出现,都

是在下午 14:00 稳定度相对值低,即中午偏于不稳定,夜间大气层结偏于稳定,这符合一般的大气稳定度日变化规律。中午时段,由于太阳辐射加热作用,地面温度达到最大,地面将发展强的热对流,原来的稳定层结被破坏,变为不稳定层结。低层(10~200 m)稳定度在不同高度偏低程度不同,10~100 m 这层是下午偏向不稳定居多;100~150 m 和 150~200 m 2 层的稳定度主要以稳定、弱稳定为主,但在 22 日 02 时,呈现不稳定状态,原因是这个高度夜里风速比较大,使空气处于弱不稳定的状态。200~400

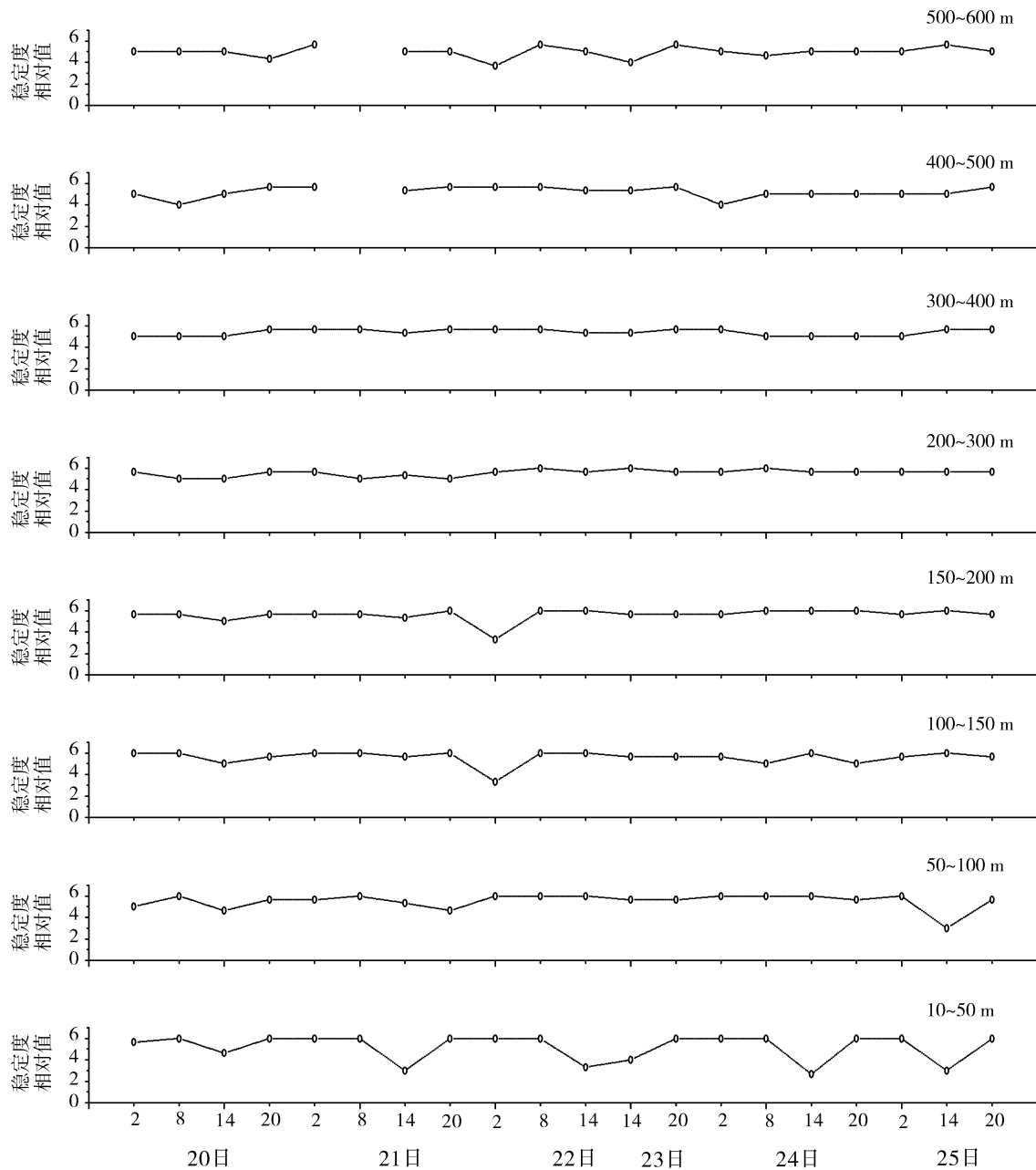


图 3 各高度层稳定度日变化

Fig. 3 The diurnal change of the atmosphere stability at different level

m 2 层以及 400 ~ 600 m 这 2 层主要是稳定层结, 在一些时次出现中性层结。可以看出大气的分层现象很明显, 贴地层以不稳定为主, 随着高度升高逐渐向稳定层结转变, 在 400 m 左右受到逆温的影响, 其层结基本都是属于稳定层结, 然后随着高度的升高, 稳定度开始降低, 向着不稳定状态转变。所以可以得出以下结论: 夜间湍流减弱, 逆温出现的频率高, 大气层结就较稳定, 故夜间较少出现不稳定类; 午后太阳辐射强, 温度梯度较大, 热力对流旺盛, 大气层结多不稳定, 因此夜间大气层结总体趋于稳定, 而中午前后则维持不稳定状态, 日出和日落前后处于稳定和不安定的交替过程中<sup>[18]</sup>。

### 3 结 论

(1) 塔中夜间随着高度的升高, 大气状态由稳定转变为中性继而转变为不稳定。白天受太阳辐射的影响, 近地面层处于不稳定状态。

(2) 近地层在下午 14:00, 多为不稳定状态, 随着高度变化, 这种不稳定状态向着稳定转变。稳定度随着高度上升有明显的分层现象, 稳定层与不稳定层交替出现。

(3) 3 种方法计算的结果有差异, 反映出温度、风和湍流对稳定度的影响。采用  $Ri$  法, 能较好地反映大气稳定度的垂直分布情况, 另外, 利用  $L$  和粗糙度确定其稳定度的等级范围, 有助于分析塔中地区特有的稳定度变化。

由于本文资料有限, 且文中计算的  $Ri$  稳定度等级分类标准只适用于地表覆盖有积雪的下垫面, 不能代表塔中地区冬季稳定度垂直变化全部特点。塔中地区的大气稳定度有待于今后的进一步研究, 以便使我们对特殊下垫面地区的大气稳定度状况有更

深层次的认知。

#### 参考文献:

- [1] 蒋维楣, 孔鉴泞, 曹文俊, 等. 空气污染气象学教程[M]. 北京: 气象出版社, 2004. 1 - 16.
- [2] 刘焕彬, 王栋成, 郑全岭. 沂蒙南部山区冬季大气边界层风、温场结构特征研究[J]. 气象科学, 2005, 25(3): 288 - 292.
- [3] 刘立忠, 徐抗英. 南京近郊地区初冬大气边界层风、温场的探测和分析[J]. 气象科学, 1998, 18(1): 63 - 69.
- [4] 季国良, 马晓燕, 邹基玲, 等. 黑河地区绿洲和沙漠地面辐射收支的若干特征[J]. 干旱气象, 2003, 21(3): 29 - 33.
- [5] 李祥余, 何清, 艾力·买买提明, 等. 塔中春季阴天近地层风速、温度和湿度廓线特征分析[J]. 干旱气象, 2007, 25(2): 22 - 29.
- [6] 张瑞军, 何清, 孔丹. 近几年国内沙尘暴研究的初步评述[J]. 干旱气象, 2007, 25(3): 88 - 94.
- [7] 李智边. 几种大气稳定度分类法的适用性研究[J]. 环境科学研究, 1990, 3(2): 14 - 21.
- [8] 陈泮泮. 几种稳定度分类法的比较研究[J]. 环境科学学报, 1983, 3(4): 357 - 363.
- [9] 范绍佳, 林文实, 苏雄晖, 等. 理查森数  $Ri$  在沿海近地层大气稳定度分类中的应用[J]. 热带气象学报, 1999, 15(4): 370 - 375.
- [10] 安全导则 No. 50 - SG - S3 核动力厂选址中的大气弥散(中文版). 维也纳: 国际原子能机构, 1986. 31 - 37.
- [11] 曹文俊, 朱汶. 大气稳定度参数的计算方法及几种稳定度分类方法的对比研究[J]. 中国环境科学, 1990, 10(2): 142 - 147.
- [12] 曹文俊, 朱汶, 杨健. 重庆冬季大气边界层湍流扩散能力的初步研究[J]. 大气科学, 1994, 18(2): 243 - 251.
- [13] 毕雪岩, 刘烽, 吴兑. 几种大气稳定度分类标准计算方法的比较分析[J]. 热带气象学报, 2005, 21(4): 402 - 409.
- [14] 李江风. 沙漠气候[M]. 北京: 气象出版社, 2002. 34.
- [15] 毕雪岩, 刘烽, 陈辉, 等. 北京地区大气稳定度垂直分布特征[J]. 热带气象学报, 2003(增刊): 173 - 179.
- [16] 马桂芝, 许永伦. 近地层大气稳定度计算时次的探讨[J]. 气象, 1992, 18(5): 41 - 45.
- [17] 杨贤为, 叶殿秀, 马天健, 等. 北京地区冬、春季节大气稳定度演变特征[J]. 气象, 2002, 28(1): 43 - 46.

## Vertical Distribution Characteristic of Winter Atmospheric Stability over the Hinterland of Taklimakan Desert

LIU Qiang<sup>1,2,3</sup>, HE Qing<sup>2,3</sup>, YANG Xinghua<sup>2,3</sup>, Ali Mamtimin<sup>2,3</sup>, LI Zhenjie<sup>2,3,4</sup>

- (1. College of Resources and Environmental Science, Xinjiang University, Urumqi 830046, China;
2. Institute of Desert and Meteorology, China Meteorological Administration, Urumqi 830002, China;
3. Taklimakan Desert Atmosphere and Environment Observation Experiment Station, Tazhong 841000, China;
4. College of Geographical Science and Tourism, Xingjiang Normal University, Urumqi 830054, China)

**Abstract:** Based on the sounding data from captive boat over the hinterland of Taklimakan Desert in winter of 2008, the atmosphere stability there was studied elementarily using three difference methods which are Temperature difference method, Temperature difference - Wind speed method and Richardson number method. Results showed: (1) The diurnal change of the atmosphere stability was obvious in Tazhong, at night the state of the atmosphere changed from stability to neutral then instability with the height increase, and the surface layer was instable due to the impact of the solar radiation in daytime; (2) The atmosphere stability has significantly stratification with the height increase, the stable and the instable layer appeared alternately; (3) The results calculated by the above three methods were different, which reflected that the atmosphere stability was influenced by temperature, wind and turbulence.

**Key words:** Taklimakan Desert; atmospheric stability; temperature; wind speed