

重庆冬季大气边界层湍流 扩散能力的初步研究*

曹文俊 朱 汶 王蓓蕾**

(南京气象学院, 南京 210044)

提 要

本文利用 1989 年 12 月 16 日至 1990 年 1 月 14 日在重庆市用三轴风速仪所测得到的三轴风速资料, 分别计算了有风、静风、有雾时的大气扩散参数, 以及无雾有风条件下的湍流强度。文中对有风时、静风时、有雾时的扩散参数作了比较和研究, 对无雾有风时的湍流强度作了分析。从而有助于了解重庆在有风、静风或有雾时边界层内湍流扩散能力的大小。

关键词: 大气边界层; 湍流扩散; 大气稳定度; 大气扩散参数; 湍流强度

一、引 言

为研究重庆雾多的原因, 除研究雾的形成机制外, 很有必要研究重庆大气边界层的湍流扩散能力。我们于 1989 年 12 月 16 日至 1990 年 1 月 14 日, 在重庆市中区石板坡(第 50 中学)作了风的脉动量观测。重庆是山城, 地形起伏。测点所在地是一个几十米高的小山坡, 周围建筑物的高度参差不齐。测风仪器是 FSY-1 型三轴风速仪。仪器按装在二层楼顶的平台上。其中一台三轴风速仪的按装高度离平台是 2 m, 另一台仪器的按装高度离平台是 8 m。平台离局地地面的高度约 7 m。仪器测量风速的精度是 0.1 m/s。风速采样的读数时间间隔为 2 s, 采样数据直接进入计算机。每个采样时段是 30 min。在风速仪采样时, 还在同地观测地面风向、风速、云量、天气现象、能见度、气压等气象要素。并在邻近石板坡的珊瑚坝还用系留气艇作温、风的梯度观测。

重庆冬季的平均风速很小。本文把平均风速 $\bar{u} < 1 \text{ m/s}$ 称作静风, 而把 $\bar{u} \geq 1 \text{ m/s}$ 作为有风。为了研究重庆市在不同天气条件下边界层的湍流扩散能力, 本文分别计算了“无雾有风”、“无雾静风”、“有雾有风”、“有雾静风”4 种情况下的大气扩散参数, 并计算了“无雾有风”条件下的湍流强度。文中对“无雾有风”、“无雾静风”、“有雾有风”、“有雾静风”时的大气扩散参数作了比较和初步研究, 对“无雾有风”条件下的湍流强度作了分析。这些对了解重庆市在不同条件下的边界层内的湍流扩散能力是十分必要的。另

1991 年 10 月 20 日收到, 1992 年 9 月 3 日收到修改稿。

* 本文得到重庆雾课题的资助。

** 参加本文计算工作的还有赵玉强、陈国勇。

外,有雾时的扩散参数研究成果,在国内未见有报道。静风时的扩散参数,国内也研究得很少。故本研究是有价值的。

二、大气稳定度的分类

1. 大气稳定度的分类方法

本文分别依据地面气象观测资料和系留气艇的温、风梯度资料,采用 7 种稳定度分类法作了稳定度的分类。

(1) 理查孙数 (Ri) 法

Ri 的计算式为^[1]

$$Ri = \frac{g}{T} \left[\frac{\Delta T}{\sqrt{z_1 z_2} \cdot \ln(z_2 / z_1)} + \gamma_d \right] \left[\frac{\sqrt{z_1 z_2} \cdot \ln(z_2 / z_1)}{\Delta \bar{u}} \right]^2, \quad (1)$$

式中, $\bar{T}$ 是气层 ($z_1 z_2$) 的平均绝对温度 ($z_1 = 4 \text{ m}$, $z_2 = 125 \text{ m}$), g 是重力加速度 (m/s^2), ΔT 和 $\Delta \bar{u}$ 是气层上、下底两个高度上的温度差与风速差, γ_d 是干绝热减温率。由(1)式计算得到的 Ri 值,代表几何平均高度 ($\bar{z} = \sqrt{z_1 z_2}$) 的 Ri 值。

(2) 总理查孙数 (BRi) 法

BRi 的计算式为^[2]

$$BRi = \frac{g}{T} \frac{\Delta \theta}{\Delta z} \left(\frac{\sqrt{z_1 z_2}}{\sqrt{\bar{u}_1 \bar{u}_2}} \right)^2, \quad (2)$$

式中 $\Delta \theta / \Delta z$ 是气层 $z_1 \rightarrow z_2$ 间的位温变化率。

(3) 莫宁-奥布霍夫长度 (L) 法

L 值由 Ri 值求得,计算式为

$$\begin{cases} Ri < 0 \quad (\text{不稳定}): L = z / Ri, \\ Ri > 0 \quad (\text{稳定}): L = z(1 - 5Ri) / Ri. \end{cases} \quad (3)$$

(4) 风速比 ($\bar{u}_R$) 法

$\bar{u}_R$ 的定义是上层与下层风速之比^[3],即

$$\begin{cases} \bar{u}_R = \frac{\bar{u}(z_2)}{\bar{u}(z_1)} = \left(\frac{z_2}{z_1} \right)^m, \\ m = \varphi_m / [\ln(\sqrt{z_1 z_2} / z_0) - \psi], \end{cases} \quad (4)$$

其中 ψ 为与 φ_m 有关的无因次函数,其计算式为

不稳定条件下 ($z/L < 0$):

$$\psi = 2 \ln \left(\frac{1 + \varphi_m^{-1}}{2} \right) + \ln \left(\frac{1 + \varphi_m^{-2}}{2} \right) - 2 \arctg(\varphi_m^{-1}) + \frac{\pi}{2}. \quad (5)$$

稳定条件下 ($z/L > 0$):

$$\psi = -4.7z/L. \quad (6)$$

式中 φ_m 是平均风速切变函数, 其计算式为^[4]

$$\begin{cases} \varphi_m = (1 - 15z/L)^{-0.25} & (z/L) < 0, \\ \varphi_m = 1 + 4.7z/L & (z/L) > 0. \end{cases} \quad (7)$$

(5) 温差法 ($\Delta T/\Delta z$)

空气的垂直运动与 $\Delta T/\Delta z$ 有关。本文根据系留气艇的 4 m 至 125 m 的温度梯度资料计算 $\Delta T/\Delta z$, 并以中国科学院大气物理研究所的 $\Delta T/\Delta z$ 的稳定度标准来判断稳定度 (具体分类标准见表 1)。

(6) 修订的 Pasquill 分类法 (P.S 法)

P.S 法是我国目前广泛使用的稳定度分类法。由日照、云量、地面风速就可决定稳定度^[5]。

(7) 城市稳定度分类法 (LD 法)

城市稳定度分类法的要点是^[6]: 先由云量(n)和太阳高度角(h_θ)求日照参数(Φ)

$$\Phi = (1 - 0.5n)\sin h_\theta, \quad (8)$$

式中, $0 \leq \Phi \leq 1$ 。 Φ 的大小可代表日照强度, 分为弱日照 ($\Phi < 0.3$)、中等日照 ($0.3 \leq \Phi \leq 0.55$)、强日照 ($\Phi > 0.55$) 三种。 h_θ 值按文献[5]的有关公式求得。求得 Φ 后, 再根据地面风速、 h_θ , n , Φ , 就可决定稳定度级别^[6,7]。

表 1 列出了本文所采用的稳定度分级标准。其中 Ri 法、 BRi 法、 $\bar{u}_R$ 法、 $\Delta T/\Delta z$ 法的分级标准是采用文献[3]和[8]的有关资料而决定的。 L 法的分级标准是按 $1/L = az_0^b$ 的公式计算而得^[9], 式中的 a 、 b 常数是 Irwin 的推荐值。重庆的地面粗糙度约为 1.90 m。

表 1 几种稳定度分类法的稳定度分级的界限

分类法 稳定度级	Ri 法	BRi 法	L 法	$\bar{u}_R$ 法	$\Delta T/\Delta z$ 法 ($^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$)
A	-45.186	-0.447	-11.53	< 1.0032	≤ -2.2
B	-1.853	-0.0477	-26.36	$1.0032 \leq \bar{u}_R < 1.0052$	$-2.2 \leq \Delta T/\Delta z < -1.8$
C	-0.687	-0.0265	-126.74	$1.0052 \leq \bar{u}_R < 1.0101$	$-1.8 \leq \Delta T/\Delta z < -1.5$
D	-0.0534	-0.0113	∞	$1.0101 \leq \bar{u}_R < 1.5717$	$-1.5 \leq \Delta T/\Delta z < -0.1$
E	0.659	0.0246	120.25	$1.5717 \leq \bar{u}_R < 2.1963$	$-0.1 \leq \Delta T/\Delta z < 1.6$
F	1.161	0.203	25.59	$\bar{u}_R \geq 2.1963$	≥ 1.6

2. 稳定度的分类结果

由于以上 7 种稳定度分类法的依据不同, 因此用同一份资料所得的稳定度分类结果也不一定相同。为了能较客观地决定每一观测时次的稳定度, 我们以 1, 2, 3, ..., 6 分别代表稳定度级别 A, B, C, ..., F 级, 再将每组资料的 7 种稳定度分类结果进行算

术平均, 即得所求的稳定度级别 (暂称为综合稳定度)。在一个月的野外观测期间, 根据三维风速仪和系留气艇的同步观测资料, 所得的各级大气稳定度频率为: C 级是 4.2% (3 次), D 级为 40.8% (29 次), E 级为 53.6% (38 次), F 级为 1.4% (1 次), 未出现 A-B 级稳定度。另外, 静风时的各级稳定度频率为: D 级是 22.2% (6 次), E 级为 74.1% (20 次), F 级为 3.7% (1 次), 未出现 A-C 级稳定度。

三、大气扩散参数

1. 大气扩散参数的计算方法

泰勒 (Taylor) 用拉格朗日方法把扩散参数与湍流脉动场的统计特征量联系起来, 这就是泰勒公式。实际上, 除了用拉格朗日变量表达泰勒公式以外, 还可用欧拉湍流谱表示泰勒公式^[10, 11]:

$$\sigma_y^2 = \bar{v}^2 t^2 \int_0^\infty F_E(n) \left[\frac{\sin(\pi n t / \beta)}{\pi n t / \beta} \right]^2 dn, \quad (9)$$

其中 v' 是 y 方向的脉动速度 (欧拉变数), t 是粒子扩散的时间, $F_E(n)$ 代表欧拉湍流能谱函数, β 是欧拉-拉格朗日时间转换系数, n 是欧拉频率, σ_y 是 y 方向的扩散参数。

公式(9)实际上与下式等价^[12]:

$$\sigma_y^2 = t^2 (\bar{v}'^2)_{t,t/\beta}. \quad (10)$$

(10)式中的下标 t 表示取样时间, t/β 表示先对 $v'(t)$ 取 t/β 时间的滑动平均后再计算方差。类似于(10)式, 可写出 x 方向和 z 方向的扩散参数分别为

$$\sigma_x^2 = t^2 (\bar{u}'^2)_{t,t/\beta}, \quad (11)$$

$$\sigma_z^2 = t^2 (\bar{w}'^2)_{t,t/\beta}, \quad (12)$$

(10)–(12)式中的 u' , v' , w' 分别是脉动风速在 x , y , z 方向的分量, 它们可从瞬时风速分量 (u, v, w) 和平均风速 $(\bar{u})$ 算得。 β 值用下式计算^[13]

$$\begin{cases} \beta = \frac{1.412}{a} \left(\frac{\sqrt{\bar{v}'^2}}{\bar{u}} \right)^{-1}, \\ a = (\sigma_w / u_*)^4, \\ \sigma_w^2 = \bar{w}'^2, \\ u_*^2 = -\overline{u'w'}, \end{cases} \quad (13)$$

其中 V' 代表脉动速度, $\sqrt{\bar{v}'^2} / \bar{u}$ 是湍流强度, σ_w^2 是 z 方向的风速分量方差, u_* 为摩擦速度。

在计算扩散参数等以前, 需对三轴风速仪的原始数据作预处理, 主要包括:

(1) 非余弦订正。对于 Gill 型三轴风速仪, 当风向与桨轴成一夹角 (θ) 时, 螺旋桨感应风速并不是理论上认为的 $U \cos \theta$ (其中 U 是风速的模), 而存在小的偏差, 故需按

文献〔14〕的方法作非余弦订正。

(2) 作趋势项回归。在重庆风速脉动量的原始记录中, 线性趋势性变化不明显, 故不必用二次曲线回归法作去倾处理。

(3) 剔除记录中的怪值(野点)。在三维风速仪的原始数据序列中总存在少数怪值(野点)。检验怪值的方法是: 对于数据序列 $(A_1, A_2, \dots)$ 的第 m 个数据, 将其前后 5 个数据(共 11 个)求平均值 $\bar{A}_m = \frac{1}{11} \sum_{h=-5}^5 A_{m+h}$, 那么这 11 个数据的方差为 $\sigma_m^2 = \frac{1}{11} \sum_{h=-5}^5 (A_{m+h} - \bar{A}_m)^2$ 。再以 $\bar{A}_m \pm 5\sigma_m$ 作为判别区间(其中 5 是经验常数), 对于 $\bar{A}_m - 5\sigma_m \leq A_m \leq \bar{A}_m + 5\sigma_m$ 的数据点, 认为是正常的, 不作修正; 否则被视为怪值, 并用第 $(m-1)$ 个数据代替它。

(4) 作坐标转换。三轴风速仪的按装方向是: X 轴指向东, Y 轴指向北, Z 轴指向上方。这种坐标系不便于研究大气扩散问题, 故作坐标变换, 使 X 轴指向平均风的下风方向(令为 x 轴), Y 轴在水平面上与 X 轴成直角(令为 y 轴), Z 轴仍指向上方(令为 z 轴)。

计算扩散参数的具体步骤为: 利用已经预处理的三轴风速仪资料, 由(13)式算出 β 值。再由(10), (11), (12)式, 就可以求得任一个样本的 $\sigma_x, \sigma_y, \sigma_z$ 。在求得有风与静风条件下的各样本的 $\sigma_x, \sigma_y, \sigma_z$ 后, 利用统计回归方法, 对扩散参数按 $\sigma_k = a_i t^{b_i}$ 的形式进行拟合(其中 $k = x, y, z; i = 1, 2, 3$)。则对静风情况, 可得

$$\begin{cases} \sigma_x = a_1 t^{b_1}, \\ \sigma_y = a_2 t^{b_2}, \\ \sigma_z = a_3 t^{b_3}. \end{cases} \quad (14)$$

对于有风情况, 以 $x = \bar{u}t$ 式代入由“有风”资料所得的扩散参数拟合式后, 可得

$$\begin{cases} \sigma_x = A_1 x^{B_1}, \\ \sigma_y = A_2 x^{B_2}, \\ \sigma_z = A_3 x^{B_3}. \end{cases} \quad (15)$$

2. 扩散参数的计算结果

按最小二乘法拟合出的“无雾有风”、“无雾静风”、“有雾有风”、“有雾静风”时的扩散参数表达式见表 2。稳定度 F 级的资料太少, A—B 级未出现, 故未求其扩散参数表达式。表 2 中的每个样本中包含有 899 组数据。

本次野外观测期间, 共观测到 6 次雾日(水平能见度小于 1000 m 时, 本文称为有雾)。对应的稳定度是 E 级与 D 级。有雾时风速一般很小, 仅有 7 个样本的风速大于 1 m/s, 并且是中性层结; 其余是 $\bar{u} < 1$ m/s 的稳定层结和中性层结。

“无雾有风”时的扩散参数随距离的变化曲线见图 1 和图 2。

表 2 重庆大气扩散参数

天 气 状 况		稳定度	$\sigma_x = A_1 x^{B_1}$ ($\sigma_x = a_1 t^{b_1}$)			$\sigma_y = A_2 x^{B_2}$ ($\sigma_y = a_2 t^{b_2}$)			$\sigma_z = A_3 x^{B_3}$ ($\sigma_z = a_3 t^{b_3}$)			$\bar{U}$	N^*
			$A_1(a_1)$	$B_1(b_1)$	相关系数	$A_2(a_2)$	$B_2(b_2)$	相关系数	$A_3(a_3)$	$B_3(b_3)$	相关系数		
无 雾	有 风	C	0.655	0.869	0.970	0.531	0.840	0.967	0.410	0.867	0.968	1.33	8
		D	0.631	0.830	0.967	0.428	0.841	0.976	0.333	0.862	0.978	1.20	9
		E	0.523	0.856	0.958	0.386	0.807	0.959	0.203	0.820	0.977	1.32	7
	静 风	D	0.545	0.911	0.979	0.513	0.822	0.968	0.309	0.821	0.979	0.66	17
		E	0.432	0.894	0.968	0.425	0.818	0.947	0.217	0.786	0.968	0.59	18
有 雾	有 风	D	0.548	0.830	0.935	0.463	0.841	0.975	0.283	0.829	0.959	1.10	7
	静 风	D	0.491	0.915	0.958	0.432	0.821	0.979	0.258	0.811	0.979	0.70	7
		E	0.391	0.899	0.978	0.377	0.829	0.978	0.205	0.771	0.983	0.46	13

* 三维风速仪的资料样本总数 (N^*) 是多于系留气艇的资料样本总数。对于那些三维风速仪的多余样本的稳定度, 是参照本文第二部分的相邻时刻的综合稳定度作的内插而决定的。

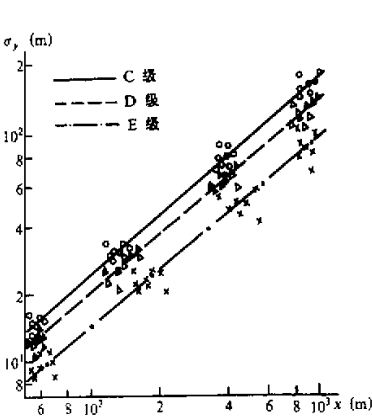


图 1 无雾有风时 σ_y 随 x 的变化

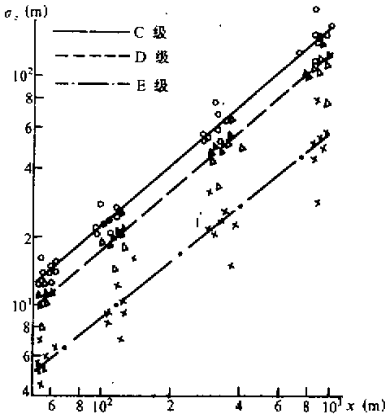


图 2 无雾有风时 σ_z 随 x 的变化

3. 重庆扩散参数的比较

(1) 关于无雾有风时的扩散参数

表 3 列出了重庆扩散参数的实测值与用 P-G 公式 (平原) [15] 和 Briggs 公式 (城市) [15] 计算值的比较。由表 3 可见, 在稳定度 C 级时, 重庆的 σ_y , σ_z 的值均小于同级 Briggs (城市) 公式的计算值; 而在 D 级与 E 级时, 重庆的 σ_y , σ_z 值又大于同级 Briggs (城市) 公式的计算值。其原因我们分析是: 测点所在地的小山坡地形和高度参差不齐的建筑物, 导致该地的气流比一般平原地区城市的气流更混乱、湍流更强 (动力因子), 这可能是 D 级、E 级和 σ_y 和 σ_z 值大于同级 Briggs (城市) 公式计算值的主要原因。另一方面, 重庆冬季的大气透明度比一般城市的大气透明度差, 故到达地面的日射强度比较小, 因而垂直梯度也较小。即使在稳定度 C 级, 在重庆由热力因子形成的湍流也就比一般城市的热力性湍流要弱一些, 这可能是 C 级的 σ_y , σ_z 值小于同级

表 3 重庆大气扩散参数与其它公式计算值的比较

公 式	稳定度 距高 (m)	C 级			D 级			E 级		
		200	600	1000	200	600	1000	200	600	1000
σ_y	P-G.	23.6	65.3	104.7	15.2	42.3	68.0	11.3	31.1	49.8
	Briggs	45.8	118.8	185.2	33.4	86.7	135.0	23.0	59.6	92.8
	重庆	45.5	114.5	175.8	36.9	92.9	142.7	27.8	67.4	101.8
σ_z	P-G.	13.9	38.0	60.7	8.4	20.7	31.6	6.1	14.4	21.5
	Briggs	40.4	120.8	201.2	28.0	77.1	123.4	15.2	34.5	50.5
	重庆	39.1	100.5	155.9	32.1	82.6	128.4	15.6	38.5	58.5

Briggs (城市) 公式计算值的原因。重庆的 σ_y 、 σ_z 值大于同级的 P-G 公式计算值。

(2) 关于雾中的扩散参数

由表 2 可见，无论是在有风或静风条件下，在同一级稳定度时，雾中的扩散参数小于无雾时的扩散参数。这表明在有雾时，大气的扩散能力会降低。

四、近地面层的湍流强度 (湍强)

1. 湍强的计算

设 i_x 、 i_y 和 i_z 分别表示湍强在 x 、 y 和 z 三个方向的分量，则其计算式为^[12]

$$\begin{cases} i_x = \sigma_u / \bar{u} = (\overline{u'^2})^{1/2} / \bar{u}, \\ i_y = \sigma_v / \bar{u} = (\overline{v'^2})^{1/2} / \bar{u}, \\ i_z = \sigma_w / \bar{u} = (\overline{w'^2})^{1/2} / \bar{u}, \end{cases} \tag{16}$$

其中 σ_u 、 σ_v 、 σ_w 分别是 x 、 y 、 z 方向的风速标准差。

利用表 2 中无雾有风时的风速样本，由(16)式计算得到的 C 级 (不稳定)、D 级 (中性)、E 级 (稳定) 的湍强值见表 4。

表 4 重庆的湍强与其它地区湍强的比较

稳定度	湍强 地点	i_x				i_y				i_z			
		宝钢	包钢	南京	重庆	宝钢	包钢	南京	重庆	宝钢	包钢	南京	重庆
不 稳 定		0.36	0.43	0.29	0.492	0.35	0.35	0.19	0.465	0.26	0.43	0.14	0.310
中 性		0.16	0.30	0.21	0.467	0.13	0.21	0.09	0.430	0.10	0.18	0.07	0.256
稳 定		0.12	0.28	0.18	0.431	0.08	0.17	0.10	0.391	0.04	0.11	0.08	0.247
各分量平均值		0.21	0.34	0.23	0.463	0.19	0.24	0.13	0.428	0.13	0.24	0.10	0.271

2. 对湍强计算结果的讨论

表 4 中“不稳定”与“稳定”类的湍强值，是在考虑了 A-C 级与 E-F 级的各级稳定

度出现频率的因子后统计出来的。

(1) 湍强与稳定度关系

表 4 表明, 以不稳定时的湍强为最大, 中性层结的湍强次之, 以稳定层结时的湍强为最小。在重庆的近地面层中, 不论是何种稳定度, 都以纵向湍强为最大, 横向湍强次之、铅直向湍强为最小。

(2) 重庆的湍强与其它地区湍强的比较

由表 4 可见, 重庆(石板坡)近地面层的湍强各分量的平均值, 大于宝钢、包钢、南京大厂区的相应平均湍强值^[16]。其原因是: 第一, 重庆的地面粗糙度(1.09 m)大于表 4 中其它地点的粗糙度, 故其湍强值应大于其它地点的湍强值。第二, 宝钢、包钢、南京大厂区的湍强, 大多是用平衡球、等容球的观测资料算得的, 代表离地数百米(200~300 m)的湍强值。重庆的湍强值仅代表近地面的湍强值。又由于重庆资料风速小, 故造成重庆的湍强值比上述其它地点的湍强值大。

(3) 重庆的湍强值与风向有关

表 5 列出了不同风向时的湍强计算值。中性层结的湍强分量值变化于 0.16~0.49。并以 NNW 风向的湍强为最大, N 风向的湍强次之, NW 风向的湍强为最小。其原因是: 据测点周围的地形特点, 以 NNW 风方位的粗糙度为最大, N 风方位的粗糙度次之, 以 NW 风方位的地面粗糙度为最小。由于重庆(石板坡)各风方位的粗糙度不同, 因而湍强与风向有关, 这点不同于平原地区。

(4) 湍强随高度的变化

表 6 列出了湍强随高度的变化。表中“下层”与“上层”的离下垫面距离分别是 8 m。由表 6 得: 第一, 在近地面层, 湍强一般是随高度增加而变小。第二, 在 C 级稳定度, i_z 是随高度而增加的。这与文献[17]的结论一致。

表 5 不同风向的湍强值 (中性层结)

湍 强 风 向	i_x	i_y	i_z
N	0.36	0.32	0.23
NW	0.27	0.33	0.16
NNW	0.49	0.31	0.24

表 6 湍强与高度的关系

湍 强 稳 定 度		i_x	i_y	i_z
C 级	下 层	0.532	0.521	0.275
	E 层	0.492	0.465	0.310
D 级	下 层	0.486	0.441	0.266
	上 层	0.467	0.430	0.256

五、结 论

(1) 重庆(石板坡)冬季无雾有风时 C 级的扩散参数, 小于同级 Briggs (城市)公式的计算值; 而 D 级和 E 级的扩散参数, 则大于同级 Briggs (城市)公式的计算值。重庆的 σ_y 、 σ_z 值, 大于同级的 P-G 公式计算值。

(2) 在相同稳定度条件下, 有雾时的扩散参数小于无雾时的扩散参数。这对雾中污染物扩散不利。

(3) 重庆冬季多静风。静风时的稳定度以稳定层结为主, 其次是中性层结。重庆冬

季的大气扩散能力比其它季节的扩散能力弱, 这对冬季雾的形成有利。

(4) 重庆(石板坡)的湍强, 以不稳定层结的湍强为最大, 中性层结的值次之, 稳定层结时的值为最小。就湍强分量而言, 有 $i_x > i_y > i_z$ 的关系。湍强还随风向而变。

(5) 在近地面层中, C级、D级的 i_x 和 i_y 随高度增加而减小; C级的 i_z 随高度增加而增加, D级的 i_z 随高度而减小。

参 考 文 献

- [1] 苗曼倩等, 1987, 近地层湍流通量计算及几种塔层风廓线模式的研究, 大气科学, 第11卷, 第4期, 420-429.
- [2] Golder, D., 1972, Relations among stability parameters in the surface layer, *Boundary-Layer Meteor.*, 3, 47-58.
- [3] 陈仲勤, 1983, 几种稳定度分类法的比较研究, 环境科学学报, 第3卷, 第4期, 357-363.
- [4] Businger, J. A., et al., 1971, Flux-Profile Relationships in the Atmosphere Surface Layer, *J. Atmos. Sci.*, 28, 181-189.
- [5] 城乡建设环境保护部, 1984, (GB3840-83) 制订地方大气污染物排放标准的技术原则和方法, 8-9.
- [6] Ludwig, F. L., et al., 1976, Comparison of two practical atmospheric stability classification schemes in an urban application, *J. Appl. Meteor.*, 15, 1172-1176.
- [7] 曹文俊等, 1990, 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, 中国环境科学, 第10卷, 第2期, 142-147.
- [8] 袁素珍等, 1982, 320米塔上测定的大气稳定度类和风速廓线, 中国环境科学, 第2卷, 第3期, 29-34.
- [9] 陈家宜, 1985, 低层大气湍流度的参数化估算, 环境科学学报, 5(1), 85-95.
- [10] 袁志权, 1984, 大气环境影响评价, 中国环境科学出版社, 77-79.
- [11] Pasquill, F. et al., 1983, *Atmospheric Diffusion*, Third Edition, Ellis Horwood Ltd., 118-130, 335-339.
- [12] 李宗恺等, 1985, 空气污染气象学原理及应用, 气象出版社, 145-152, 239-240.
- [13] 杨锦德等, 1983, 320米塔上测量的湍流统计特征量的初步分析, 环境科学学报, 第3卷, 第3期, 272-281.
- [14] Horst, T. W., 1973, Corrections for response errors in a three-component propeller anemometer, *J. Appl. Meteor.*, 12, 716-725.
- [15] 中央气象局气象科学研究所编, 1982, 大气湍流扩散及污染气象论文集, 气象出版社, 17-18.
- [16] 沈觉成等, 1990, 南京北郊大气边界层湍流统计特征的初步探讨, 南京气象学院学报, 第13卷, 第2期, 247-253.
- [17] Hanna, S. R. et al., 1982, *Handbook on Atmospheric Diffusion*, U.S. Department of Energy, 6-9.

Research on the Turbulent Diffusion Capability of the Chongqing Winter Boundary Layer Atmosphere

Cao Wenjun, Zhu Wen and Wang Beilei

(Nanjing Institute of Meteorology, Department of Atmospheric Physics, Nanjing 210044)

Abstract

Using the wind data measured by three-axes propeller anemometers in Chongqing City from 16 December, 1989 to 14 January, 1990, the atmospheric diffusion parameters are calculated for three cases a windy day, a calm day and a foggy day, respectively. The turbulent intensity is calculated for a windy but fog-free day. The diffusion parameters for those cases are compared and examined. The turbulent intensity is analysed. Therefore we can understand the turbulent diffusion capability of the Chongqing boundary-layer under conditions of windy, calm or foggy days.

Key words: atmospheric boundary layer, turbulent diffusion, atmospheric stability, atmospheric diffusion parameter, turbulent intensity.