

## 陆面上总体输送系数的特征<sup>\*</sup>

苗曼倩 钱峻屏<sup>\*\*</sup>

(南京大学大气科学系, 南京, 210008)

### 摘 要

利用气象铁塔的风、温梯度资料,对陆面上近地层湍流拖曳系数  $C_D$  和总体输送系数  $C_H$ (或  $C_E$ ) 的大小和日变化规律进行研究。发现陆面上较粗糙的地表,  $C_D$  和  $C_H$  可以比海面上大一个量级左右。而且存在着明显的日变化。它们对地表面动力粗糙度变化的反应较敏感。本工作为气候及大气环流模式研究中陆面参数化过程提供了重要依据。

**关键词:** 总体输送系数, 梯度输送理论, 地气相互作用。

### 1 引 言

地气相互作用和环流的数值模拟研究中,如何准确计算地表与大气间的动量、热量和水汽通量是至关重要的。

一般的大气环流模式中,各种通量的计算常采用总体输送法。此方法的关键参数是湍流动量拖曳系数  $C_D$  和热量及水汽输送系数( $C_H$  及  $C_E$ ) (以下统称为总体输送系数)。通常假设  $C_E \approx C_H$  (风速小于  $10\text{ms}^{-1}$ )<sup>[1]</sup>。有了  $C_D$ 、 $C_H$  和  $C_E$  后,利用模式预报的近地层的风速、温度和湿度的垂直分布就可以得到湍流拖曳应力( $\tau$ ),感热通量( $H$ ) 和潜热通量( $LE$ )。然而,目前对于  $C_D$  和  $C_H$  的了解并不充分。人们对海气相互作用中的输送系数作过较多的工作<sup>[2-4]</sup>。而对陆面上不同地表的  $C_D$  和  $C_H$  之研究尚欠缺。原因是陆地表面特征和热力性状远比海面复杂,海水温度变化之时间尺度较大,而陆地表面温度存在着强烈的日变化,使这方面的研究具有一定困难。所以,以往环流模式中人们只能简单地将输送系数取作恒定的常数(约为  $C_D = 2 \times 10^{-3}$ ,  $C_H = 1.5 \times 10^{-3}$ )。

在海面上,大气稳定度变动范围很小。除了在小风速情况或存在有明显的洋流区外,层结稳定度影响可以略去不计<sup>[4,5]</sup>。然而,陆面上则不同。即使在定常天气条件下,随着地表温度的日变化,边界层内的层结稳定度也呈现出大的日变化。把输送系数视为恒定常数,显然就不合适了。本文利用天津铁塔站梯度观测资料和 Wangara 试验资料,对定常天气条件下  $C_D$  和  $C_H$  的日变化规律和数值的量级范围,是否存在局地性以及造成局地变化的主要因子等问题作了初步的研究。

• 初稿时间:1993年11月4日;修改稿时间:1994年1月2日。

资助课题:国家自然科学基金重点项目。

•• 现系中山大学硕士研究生。

## 2 资料和分析方法

本文所用资料主要是天津市气象铁塔于1991年初(1月和2月)以及1991年底(12月)两个冬天的加强观测资料(该试验的目的是为了研究非定常天气条件下边界层结构的响应)。天津市气象铁塔位于天津市南端。观测高度分别为1.5m, 10m, 20m, 30m, 40m, 60m; 下垫面状况属于城区边缘, 铁塔周围有低矮的建筑物。考虑到本研究的目的, 故选用观测期间定常条件下以及主要来自城区风向的资料。此外, 还采用 Wangara 试验资料<sup>[6]</sup>, 该试验是1967年8月在澳大利亚草原上进行的(详见文献[6])。他们设置的铁塔最高一层仅16m。故16m以上的计算, 只能采用探空资料。其中粗糙度 $z_0$ , 我们直接引用 Andr'e(1978)<sup>[7]</sup>的取值 $z_0 = 1\text{cm}$ 。

由于上述资料均是平均场梯度资料, 通常采用梯度通量法(或称作廓线法)分析<sup>[5]</sup>。

## 3 结果分析

与海面不同, 陆地表面温度的强烈日较差可通过湍流向上传递, 致使地面以上某高度范围内各层次的气温也出现日变化。所以造成低层大气的层结也存在着明显的日变化, 日出后呈不稳定, 日落后向稳定层结转化。层结作用调节着湍流运动的强度。所以表征湍流总体输送系数 $C_D, C_H$ (或 $C_E$ )也出现显著的日变化。图1给出了天津站1991年12月三个高度层次(0—10m, 0—30m, 0—60m)内的总体输送系数 $C_D$ 和 $C_H$ 的时间序列。图中实线为用最小二乘法拟合得到的日变化曲线。日较差是十分明显的。夜间 $C_D$ 和 $C_H$ 值很小, 日出后随不稳定性增强而增大。最大值出现在13时—14时以后又渐渐减小, 这清楚表明是由下垫面的热力作用引起的。

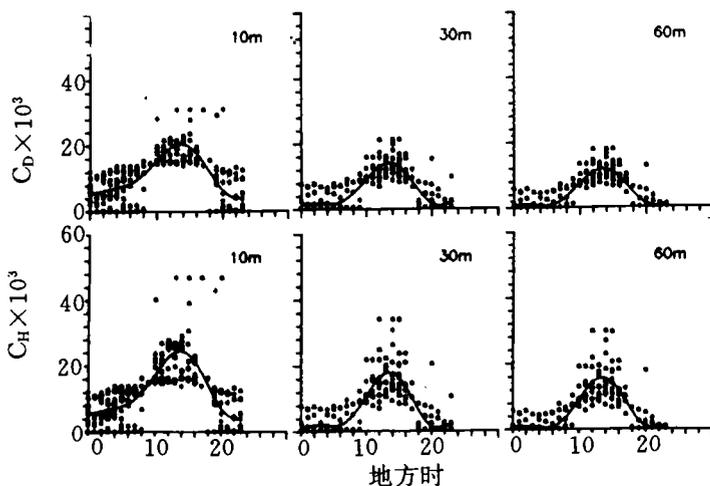


图1 10m, 30m 和 60m 三个高度层次内  $C_D$  和  $C_H$  随时间的变化

表 1  $C_D$  和  $C_H$  值的比较

时间	天津资料(1991年12月9日),60m高度		Wangara资料(第33天),50m高度	
	$C_D \times 10^{-3}$	$C_H \times 10^{-3}$	$C_D \times 10^{-3}$	$C_H \times 10^{-3}$
0	0.2	.	0.3	.
1	0.2	.	0.3	.
2	0.2	.	0.4	.
3	0.2	.	0.4	.
4	0.2	.	0.4	.
5	0.2	.	0.4	.
6	0.2	.	0.4	.
7	0.2	.	0.5	.
8	0.2	.	0.7	.
9	7.1	7.8	2.8	3.0
10	6.6	6.9	3.4	3.9
11	8.7	10.3	3.4	3.9
12	10.9	14.0	3.3	3.9
13	10.1	12.7	3.4	3.9
14	16.9	27.1	3.3	3.8
15	14.2	20.7	3.0	3.3
16	13.0	18.3	1.1	.
17	6.0	.	1.1	.
18	0.2	.	0.7	.
19	0.6	.	0.6	.
20	0.4	.	0.5	.
21	0.2	.	0.6	.
22	0.2	.	0.6	.
23	0.2	.	0.6	.

从图 1 还可以看出  $C_H$  值大于  $C_D$ 。为了醒目,在表 1 列出了一个高度层次的  $C_D$  与  $C_H$  值的比较,表中圆黑点表示  $C_H \simeq C_D$ 。可见,一日内的 9 时—16 时期间  $C_H > C_D$ , 尤以 14 时或 15 时最明显。

$C_D$  和  $C_H$  值与高度有一定的关系。从图 1 可以看出不同高度的  $C_D$  和  $C_H$  有所不同,把图 1 中拟合得到的日变化曲线集中绘于图 2a 内,随高度而减小的特征就很清晰了。为进一步了解它们与高度的关系,用图 2b 给出中性状态(代表平均情况)下  $C_D$ (或  $C_H$ ) 与  $\ln(z/z_0)$  的关系。可见输送系数的减小随高度增加而变缓。20m 以下范围内减少得较快,峰值约每升高 10m 减小  $3 \times 10^{-3}$ , 日平均值减少率为  $1 \times 10^{-3}/10\text{m}$ ; 20m 以上的范围内约为  $0.6 \times 10^{-3}/10\text{m}$ , 平均值减少率约  $0.3 \times 10^{-3}/10\text{m}$ 。故 20m 以上,可近似地认为  $C_D$ 、 $C_H$  与高度无关,其误差每 10m 不超过 10%,  $C_D$  和  $C_H$  与高度的关系,是“近地层为常数通量层”假设的必然结果。根据总体输送理论,定义湍流切应力和热通量可写成:

$$\tau = \rho C_D [u(z) - u_s]^2$$

$$H = -\rho c_p C_H [u(z) - u_s] [T(z) - T_s]$$

下标  $s$  表示地面值。对于地面  $u_s = 0$ 。式中风和温度的垂直切变是非线性的,要保持通量为常数则  $C_D$  和  $C_H$  须随高度而改变。

为了考察陆面上不同的地区(即不同的地表状态)对  $C_D$ 、 $C_H$  是否有影响。我们以相同

表 2 本文  $u$  值与 Andr'e 计算结果的对比(单位  $\text{ms}^{-1}$ )

时间	Andr'e	本文
9	0.25	0.26
10	0.19	0.19
11	0.18	0.18
12	0.21	0.19
13	0.16	0.16
14	0.23	0.21
15	0.23	0.23
16	0.28	0.26
17	0.22	0.22
18	0.17	0.13
19	0.16	0.14
20	0.08	0.11
21	0.10	0.12
22	0.08	0.11
23	0.10	0.16
0	0.11	0.12
1	0.11	0.13
2	0.11	0.14
3	0.12	0.14
4	0.09	0.11
5	0.10	0.10
6	0.21	0.20
7	0.22	0.26
8	0.26	0.26
9	0.34	0.35

的方法对 Wangara 第 32,33,34 天的资料进行计算。计算结果与 Andr'e 计算的  $u$  值是相符的(见表 2)。白天 Andr'e 的计算略高,夜间略低些。都只差百分之几。这是因为两者采用的  $\varphi_m$  公式中的一些系数的取值不完全相同。本文采用的是 Busiger-Dyer(1974)建议的公式<sup>[8]</sup>。而 Andr'e 采用了 Paulson C. A. (1970)的公式。两者略有不同。

Wangara 的  $C_H$  值也略大于  $C_D$  值(见表 1),出现时段为 9 时—15 时。可以认为陆面上热量输送系数  $C_H$  大于动力拖曳系数  $C_D$  是具有普遍性的,且与海面上正相反(海面上  $C_D > C_H$ )。此外表 1 还揭示出  $C_D$  和  $C_H$  值的大小随地区而不同。天津的  $C_D$  和  $C_H$  几乎比 Wangara 的值大一个量级。众所周知,  $C_D$  和  $C_H$  值的大小取决于下垫面的动力和热力特

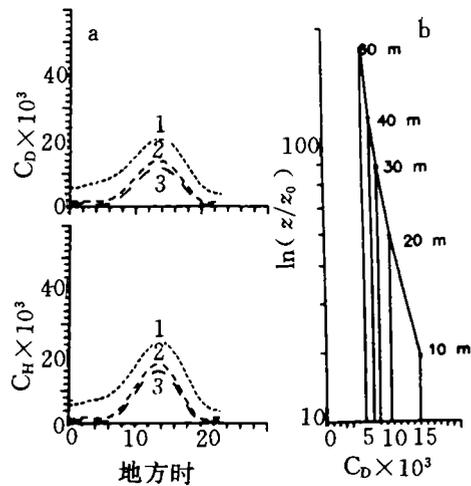


图 2 三个不同层次  $C_D$  和  $C_H$  的日变化曲线 (a) 及中性层结下  $C_D$  随高度的变化 (b) (“1”线为 10m 高度,“2”线为 30m,“3”线为 60m)

征。Wangara 资料代表冬季草地上观测值,而天津资料是在城区边缘下垫面上得到的。前者动力粗糙度  $z_0$  较小,约  $1\text{cm}^{[7]}$ 。天津铁塔站计算得到的平均值  $z_0 = 34\text{cm}$ 。故两地的动力作用有较大的区别。如果我们假设天津的  $z_0$  与 Wangara 的相同,也取作  $1\text{cm}$ ,重新计算天津的  $C_D$  和  $C_H$ 。结果示于图 3 的左边,右边均为 Wangara 的  $C_D$  和  $C_H$  值。可以发现两者的量级就接近了。这说明城市下垫面大粗糙度的动力用,可使  $C_D$  和  $C_H$  发生量级的变化。此外从图 3 还可发现,两地的  $C_D$  和  $C_H$  值仍存在一些差异。白天,天津的  $C_D$  和  $C_H$  值仍比 Wangara 的大些(约大  $0.2 \times 10^{-3}$ ),这正说明两地地表热力状态的不同,由于城市的柏油马路、水泥建筑和城市工业热源的作用,使城市的层结不稳定性较草地强,导致湍流输送也较大。至于为什么夜间草地的  $C_D$  和  $C_H$  反比天津的大?可以比较两地夜间的风速资料(见表 3),Wangara 试验中这三天的夜间风速普遍比天津大。虽然  $C_D$  和  $C_H$  的计算公式中并不显含风速,但是 Wangara 低层的风切大,机械湍流较大,这样就削弱了近地层的逆温强度,致使层结稳定度向中性状态靠拢,结果使  $C_D$  和  $C_H$  比天津的大些。总的来讲,上述的分析说明  $C_D$  和  $C_H$  是具有局地性的,而且对动力粗糙度的反映更敏感些。当然这个结论

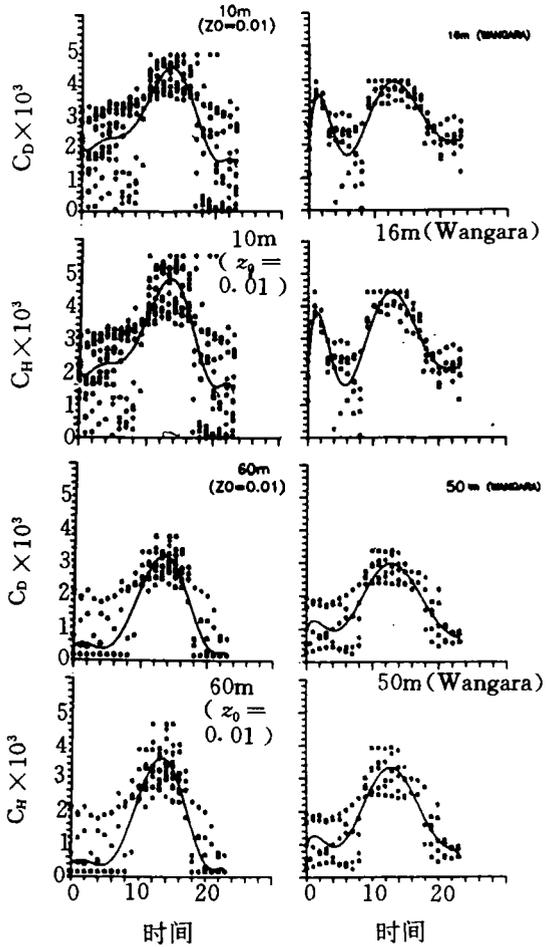


图 3 改变天津的  $z_0$  值后计算结果(左边)与 Wangara 计算值(右边)的比较

还须用更多的实际资料来验证。我们曾用中国科学院大气物理研究所 320m 铁塔资料计算了冷锋过境时的  $C_D$  和  $C_H$  的响应(已另文发表)。北京铁塔周围建筑较高,  $z_0 = 70\text{cm}$ 。  $C_D$  和  $C_H$  量级与天津的一致(图略)。证明了城市下垫面的  $C_D$  和  $C_H$  比草地植被的  $C_D$ 、 $C_H$  大。

表 3 夜间风速比较

	天津(20m)	Wangara(16m)	天津(60m)	Wangara(50m)
$\bar{u}$ (平均风速)	2.34	5.20	3.90	7.30
$u_{\max}$	5.30	8.90	10.30	10.76
$u_{\min}$	1.00	2.90	1.20	3.2

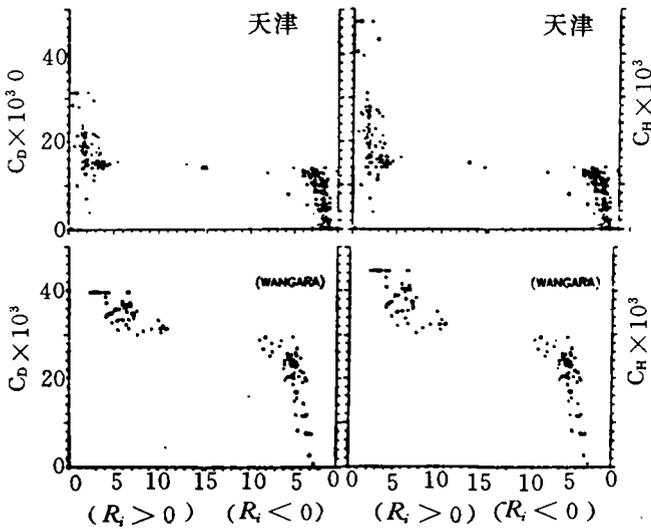


图4  $C_D$  和  $C_H$  与风速的关系

(横坐标天津为 10m 高度的风速, Wangara 为 16m 高度的风速, 单位  $\text{ms}^{-1}$ )

上面已提到了  $C_D$  和  $C_H$  与近地层风速有一定关系。图 4 分别给出了天津和 Wangara 的  $C_D$  和  $C_H$  与风速的关系, 按  $R_i$  的正或负分类。两地观测中, 大风速定常天气条件下的资料均不多。但仍可看到, 两地的  $C_D$  和  $C_H$  具有共同的特征, 即当风速较大 ( $> 8.0 \text{ms}^{-1}$ ) 时,  $C_D$  和  $C_H$  可以视作常数 (即与风速无关), 当然两地的常数值并不相同。换言之, 风速较大时层结趋于中性或近中性, 此时  $C_D$  和  $C_H$  趋于常值。然而, 在小风速时, 不论大气层结是稳定 (即  $R_i > 0$ ) 的或不稳定 ( $R_i < 0$ ) 的,  $C_D$  和  $C_H$  对风速变化是敏感的, 且变化是非线性的。稳定时  $C_D$  和  $C_H$  随风速减小而减小。不稳定时, 则随风速减少而增大。这是因为小风速有利于不稳定向对流发展, 在近地层中超绝热更强烈, 热力湍流变得很大的缘故。

$C_D$  和  $C_H$  与  $R_i$  数关系的分析与 HEIFE 试验结果 (见左洪超等 1991 年文章的图 3)<sup>[9]</sup> 一致 (图略)。白天不稳定条件 ( $R_i < 0$ ),  $C_D$  和  $C_H$  随  $R_i$  变化开始时呈线性增加; 当  $R_i$  较大时, 层结很不稳定时就不再呈线性规律了。夜间 ( $R_i > 0$ ), 它们随  $R_i$  数增大而非线性地减小。

#### 4 结 论

陆面上总体输送系数的系统研究目前尚不多见。本文利用天津和 Wangara 试验的平均场资料和经典的廓线法进行了研究。对总体输送系数日变化 (定常条件) 有了定量的认识。也对比了不同地方 (即下垫面) 输送系数差别, 以及产生差别的主要因素。必须指出: 廓线法是基于梯度输送的理论。有一定的局限性。与涡动相关法 (需要脉动场的资料) 相比, 前者会低估通量值, 尤其在极不稳定的条件下。因此, 对  $C_D$ ,  $C_H$  和  $C_E$  的计算值也带来一定的误差。所以, 今后工作有两个方面: 一是如果有系统的脉动场资料, 可以进行上述研

究,对廓线法计算值给出订正。二是对一些典型的下垫面再作些分析。

### 参考文献

- [ 1 ] McBun G A et al. The planetary boundary layer. World Meteorological Organization. Technical Note. 1979. No. 165:145—159.
- [ 2 ] Francy R J and Garratt R. Eddy flux measurements over the ocean and related transfer coefficients. *Boundary Layer Meteor.* 1978. 14:153—166.
- [ 3 ] Pond S, Fisser D B and Paulson C A. A note on bulk aerodynamics coefficients for sensible heat and moisture fluxes. *Boundary Layer Meteor.* 1974. 6:333—339.
- [ 4 ] Garratt J R. Review of drag coefficients over oceans and continents. *Mon Wea Rev.* 1977. 105:915—929.
- [ 5 ] 苗曼倩,张雷鸣. 非正常天气海面通量特征. *大气科学*. 1990. (4):464—474.
- [ 6 ] Clarke R H, Dyer A J, Brook R R, Reid D G, Troup L. The Wangara Experiment—Boundary Data. Paper No. 19. Division Meteorological Physics, CSIRO. Australia. 1971.
- [ 7 ] Andre J C, Moor G De, Lacarere P, Therry G & Vachat R Du. Modeling the 24-hour evolution of the mean and turbulent structures of the PBL. *J Atmos Sci.* 1978. 35:1861—1883.
- [ 8 ] Dyer A J. A review of flux-profile relationships. *Boundry Layer Meteor.* 1974. 7:353—372.
- [ 9 ] 左洪超,胡隐樵. 黑河试验区沙漠和戈壁的总体输送系数. *高原气象*. 1992. 11(4):371—380.

## CHARACTERISTICS OF BULK DRAGE COEFFICIENT AND TRANSPORT COEFFICIENT OVER THE LAND

Miao Manqian Qian Junping

(*Department of Atmospheric sciences, Nanjing University, Nanjing, 210008*)

### Abstract

The magnitude and diurnal variation of the turbulent drag coefficient  $C_D$  and bulk transport coefficient of heat (or moisture) flux,  $C_H$  (or  $C_E$ ), have been studied by using the wind speed and temperature gradient data of meteorological towers. It's shown that the  $C_D, C_H$  (or  $C_E$ ) can be about one order in greater over rough land surface than over sea surface. There are obvious diurnal changes of these coefficients. Their responses to the changes of dynamic roughness are sensitive.

**Key words:** Bulk transport coefficient, Gradient transport theory, Air-land interaction.