

# 青藏高原总体输送系数的特征\*

李国平 赵邦杰 卢敬华

(成都信息工程学院, 成都, 610041)

## 摘 要

利用中日亚洲季风机制合作研究计划在西藏的 4 个自动气象站(AWS)获得的 5 a 多(1993 年 7 月~1998 年 12 月)时次密集、观测连续的近地层梯度资料,以最小二乘法确定出相应站点各季节的地表粗糙度,并应用廓线-通量法计算了 4 站逐日的总体输送系数,分析了其随时间的变化特征。结果表明:青藏高原动量输送系数的多年平均值为  $3.53 \times 10^{-3} \sim 4.99 \times 10^{-3}$ , 热量输送系数为  $4.67 \times 10^{-3} \sim 6.73 \times 10^{-3}$ , 并且两种输送系数都存在明显的日变化和季节变化,部分站点还存在较明显的年际变化。另外,还讨论了总体输送系数与近地层大气层结稳定度、地表粗糙度以及地面风速等因子的关系,初步建立了可用常规气象站地面观测资料计算青藏高原总体输送系数的拟合公式。

关键词: 总体输送系数, 青藏高原, 地面粗糙度, 时间变化, 影响因子。

## 1 引 言

全球气候系统中,陆面过程的核心问题是下垫面与大气之间的能量及物质的交换。在利用常规气象资料确定这种交换时,通常采用引入了地面总体输送系数的参数化公式。地面总体输送系数不仅是表示湍流输送强度的重要参数,而且对处理某些理论和实际问题也十分重要,例如对天气诊断分析和数值模拟中的热源计算以及大气环流和气候研究中的地面热量平衡计算,而获得正确的总体输送系数是陆面过程参数化的关键之一。迄今为止,人们对海洋表面和平原地面总体输送系数进行了较为深入的研究,但对青藏高原总体输送系数研究得较少。1979 年 5~8 月进行的第一次青藏高原气象科学考察试验(QXPME)积累了一部分宝贵的高原观测资料,在此基础上,叶笃正等<sup>[1]</sup>利用 Anthes 的用地形高度估算总体输送系数的函数关系式并结合高原几个点实测的湍流热通量梯度观测结果,得出高原的动量总体输送系数( $C_D$ )的值域为  $6 \times 10^{-3} \sim 10 \times 10^{-3}$ , 平均值为  $8 \times 10^{-3}$ 。1991 年陈隆勋<sup>[2]</sup>用

Nimbus-7 卫星观测的辐射资料,根据地面热量平衡法倒算出  $C_D$  的平均值为  $4 \times 10^{-3}$ 。随后在 1985~1995 年的 10 a 间中国不少学者对此进行了一系列研究,但由表 1 可见:对总体输送系数的计算方法各异,结论不一且差别较大。由于总体输送系数是决定高原下垫面对大气各种通量输送的重要因子,因此在对高原边界层细致观测的基础上,深入研究高原上的总体输送系数,正确估计其大小、了解其变化特征,对于认识高原加热强度的时空分布及变化规律,改善数值模式的相关性能,更好地分析和模拟青藏高原对亚洲季风、全球大气环流乃至全球气候变化的影响,具有十分重要的理论意义和实用价值,这也是 1998 年 5~8 月进行的第二次青藏高原大气科学试验(TIPEX)及其理论研究的一个重要问题。因此,在近几年对青藏高原开展大规模边界层自动站观测获取的资料基础上,有必要对青藏高原的总体输送系数进行更深入、细致的研究。

本文利用中日亚洲季风合作研究设在青藏高原拉萨、日喀则、那曲和林芝的 4 个自动气象站 1993 年 7 月~1998 年 12 月的近地层梯度观测资料,计

\* 初稿时间:2000 年 10 月 4 日;修改稿时间:2001 年 9 月 5 日。

资助课题:四川省跨世纪杰出青年学科带头人培养基金、中日亚洲季风机制合作研究计划、《国家重点基础研究发展规划》我国重大气候和天气灾害形成机理和预测理论研究(G1998040900)项目、四川省科技厅应用基础研究项目。

表 1 青藏高原地面总体输送系数不同学者取值一览表

作者	$C_D$ 或 $C_H(\times 10^{-3})$	方法	资料
曾群柱和寇有观(1975)	2.5~32	湍流热通量梯度观测	
叶笃正和高由禧等(1979)	8(6~10)	综合	QXPMEEX
姚兰昌等(1984)	4~6	地面热量平衡倒算后拟合: $C_D = f(P_s)$	QXPMEEX
陈万隆和翁笃鸣(1984)	3~8	地面感热倒算后拟合: $C_D = f(U_{10m})$	QXPMEEX
陈隆勋、Reiter 等(1985)	4	辐射资料倒算	Nimbus-7 大气顶辐射
沈如金和纪立人(1987)	6~10	Anthes 公式: $C_D = f_1(Z_s)$	
章基嘉(1988)	4~5	观测	QXPMEEX
朱乾根等(1995)	4~5	$C_D = f_2(Z_s)$	
苗曼倩等(1998)	10~12	总体输送法	QXPMEEX
Cressman(1960)	>8	Sawyer 理论	
Mintz 和 Arakawa(1971)	6~8	$C_D = f_3(Z_s)$	
Washington 和 Williamson(1977)	3		
Gates 和 Schlesinger(1977)	8	$C_D = f_4(Z_s)$	
SUO 模式(1982)	7	$C_D = f_5(Z_s)$	
Nakamura(1983)	1		

注:表中用热通量倒算出的总体输送系数实际上对应于本文的  $C_H$ 。限于篇幅,本表引用文献的出处省略。

算出上述 4 站在此观测期间逐日的地面总体输送系数,并对其随时间的变化以及与层结稳定度、地面风速等因子的关系进行了分析和讨论,最后给出了一类可用地面常规气象资料计算动量总体输送系数的拟合公式。

## 2 资料和计算方案

### 2.1 资料

计算所用资料取自 4 个自动气象站(拉萨、日喀则、那曲和林芝),该资料中近地层大气、辐射、土壤温度和湿度等要素较为齐全,而观测时次之密集(10 或 20 min 一次)、观测持续时间之长(接近 6 a)是高原气象观测前所未有的。观测资料主要有以下要素:

- (1) 2.5 m, 5 m 和 10 m 高度的风速,其中 5 m 从 1995 年 7 月起移至 1.5 m;
- (2) 10 m 高度的风向;
- (3) 10 m 高度的阵风风速;
- (4) 2.5 m, 5 m, 10 m 高度的气温,其中 5 m 从 1995 年 7 月起移至 1.5 m;
- (5) 10 m 高度的相对湿度;
- (6) 辐射: 太阳短波辐射, 向下总辐射, 反射的太阳短波辐射和向上总辐射;

- (7) 降水;
- (8) 地面气压;
- (9) 土壤温度(从 0~80 cm 共 6~8 层);
- (10) 土壤湿度(0~15 cm 和 15~30 cm);
- (11) 冻土深度和积雪重量(拉萨、日喀则和那曲 3 个站)。

其中(1)~(8)是从自动气象站的地上观测系统(挪威产 AANDERAA)得到的,资料的采样间隔自 1993 年 7 月~1994 年 7 月上旬是 10 min,1994 年 7 月中旬以后是 20 min;(9)~(10)是从自动气象站的地下观测系统(1993 年 7 月~1995 年 6 月是日本产 LAND SCALE,1995 年 7 月起改用日本产 KADEC)得到的,时间间隔自 1993 年 7 月~1994 年 7 月上旬是 0.5 h,1994 年 7 月中旬以后是 1 h。

AWS 资料准确性和可靠性的检验是有关研究工作的基本保证。一方面,自动站在安装到高原之前已在日本气象厅气象研究所(MRI)进行过一段时间的试验性观测和调整,在高原观测期间各要素观测传感器每年送日本检定一次。另一方面,课题组中成都信息工程学院(原成都气象学院)的研究人员曾对 1993 年 7~12 月的 AWS 观测资料与同时刻相应的常规气象站观测资料进行过对比分析<sup>[7]</sup>,结果表明:对于各层风速、气温和 10 m 处风向、阵风、

相对湿度以及地面气压,两者的数值差别都在正常范围内(由于观测设备和观测点不同造成),并且变化趋势基本一致,限于篇幅,仅给出气温和风速的对比结果(表2)。因此,本文计算方案用到的这部分AWS资料是比较准确、可靠的。另外,观测得到的风、温、湿、压要素的观测序列(1993年7月~1998年12月)表明AWS观测也是较稳定的,即每年的AWS资料没有异常的差别。

为保持计算层次的连续性,计算总体里查逊数时采用10 m和2.5 m的气温和风速,如果某站个别

时段2.5 m高度上的气温或风速由于传感器故障缺测或数据连续出现不正常,则改用相应时段5 m或1.5 m处相同要素的资料。必须指出的是,本文选用的AWS资料已作如下的预处理:第一步,个别的缺测时次和明显异常的值或所谓的“野值”,根据西藏地区的气候极值记录加以判别并剔除;第二步,资料先按世界时(当地时与世界时GMT的时差为+6 h)求出日平均值序列,再计算逐日的总体输送系数。但分析总体输送系数的日变化时,仍用原始观测资料,即每10或20 min一次的记录。

表2 自动站与常规站同时刻测值的平均差异(1993年7~12月)

时间(GMT)	自动站2.5 m处与常规站2 m处气温差(℃)				自动站10 m处与常规站10 m处风速差(m/s)			
	00	06	12	18	00	06	12	18
拉萨	1.48	1.58	0.14	0.58	-0.12	-0.34	-0.26	-0.20
日喀则	0.13	0.90	-1.77	-0.49	0.47	0.49	0.11	0.28
那曲	-0.34	0.18	-1.12	-0.73	0.80	1.21	-0.15	0.62

注:该表的数据引自成都信息工程学院(原成都气象学院)麦庆民、王增武的分析结果。

## 2.2 计算方案

对地面总体输送系数的计算方法通常分为两类:一类是倒算法,即根据地面热量平衡方程先将感热作为余项算出,再根据感热通量公式倒算出总体输送系数;另一类是直接法,即利用地面梯度观测资料直接计算总体输送系数。直接法大致又分为3种具体方法:(1)湍流脉动相关法,精度最好,但对观测仪器的精度和性能(必须能测脉动值)要求较高,从而失去应用的普遍性和连续性;(2)廓线-通量法(近地层相似理论法或总体输送法),是一种半经验方法,简便实用,对观测资料要求不高,故应用广泛。(3)常规资料参数化法(经验函数公式),将由上述3种方法计算的结果拟合成地面风速、地面气压或地形高度的某类(分段)函数,应用常规观测资料非常方便,但精度不高。鉴于自动气象站观测要素的特点和精度,采用廓线-通量法计算青藏高原的总体输送系数。

近地层相似理论描述了在准定常、地面水平均匀条件下的大气边界层内,动量、热量、水汽随高度分布的关系。由于近地层大气适应较快,前一条件近似成立;虽然整个高原地形起伏、情况复杂,但对本文研究的4个自动站而言,由于其设在常规气象观测场内的边角区域,所以后一条件也基本满足。由相似理论可知无量纲廓线函数定义为:

$$\text{对动量} \quad \frac{kZ}{U^*} \frac{\partial U}{\partial Z} = \Phi_M(Z/L) \quad (1)$$

$$\text{对位温} \quad \frac{kZ}{\theta^*} \frac{\partial \theta}{\partial Z} = \Phi_H(Z/L) \quad (2)$$

$$\text{对湿度} \quad \frac{kZ}{q^*} \frac{\partial q}{\partial Z} = \Phi_E(Z/L) \quad (3)$$

这里  $U^*$  为摩擦速度,  $\theta^*$  为温度标尺,  $q^*$  为湿度标尺,  $k$  为卡曼常数(文中取  $k=0.4$ ),  $\Phi_M$ ,  $\Phi_H$  和  $\Phi_E$  是相似性普适函数。若定义莫宁-奥布霍夫稳定度(参数):

$$\zeta = \frac{Z}{L} = \frac{kZg\theta^*}{\theta_s U_*^2} \quad (4)$$

式中  $\theta_s$  是地表粗糙度高度上的空气位温。则总体输送系数可表示为:

$$C_D = \left(\frac{U^*}{U}\right)^2 = k^2 \left\{ \left[ \ln(Z/Z_0) - \Psi_M(Z/L, Z_0/L) \right]^2 \right\}^{-1} \quad (5)$$

$$C_H = \frac{U^* \theta^*}{U \Delta \theta} = k^2 \left\{ P_{r0} \left[ \ln(Z/Z_0) - \Psi_M(Z/L, Z_0/L) \right] \cdot \ln(Z/Z_0) - \Psi_H(Z/L, Z_{0H}/L) \right\}^{-1} \quad (6)$$

$$C_E = \frac{U^* q^*}{U \Delta q} = k^2 \left\{ P_{r0} \left[ \ln(Z/Z_0) - \Psi_M(Z/L, Z_0/L) \right] \cdot \left[ \ln(Z/Z_0) - \Psi_E(Z/L, Z_{0E}/L) \right] \right\}^{-1} \quad (7)$$

这里  $\Psi_M$ ,  $\Psi_H$  和  $\Psi_E$  为用1减去上述对应的相似性

普适函数再除  $Z$ , 然后从  $Z_0$  到  $Z$  的积分。 $Z_0, Z_{0H}$  和  $Z_{0E}$  分别为地面风速、热量和水汽的粗糙高度, 为简便起见, 取  $Z_{0E} = Z_{0H} = Z_0$ 。 $L$  是莫宁-奥布霍夫长度。另外, 一般可假设  $\Psi_E = \Psi_H$ 。对于相似性普适函数, 不同作者以各自的微气象实验结果用曲线拟合法构造出形式基本相同、但系数稍有差异并都有一定局限性的经验函数关系式, 本文采用如下的常见关系式:

对于稳定层结 [ $(Z/L) \geq 0$ ] (Businger 等<sup>[4]</sup>)

$$\Phi_M = 1 + \beta_m \frac{Z}{L} \quad (8)$$

$$\Phi_H = P_{r0} (1 + \beta_h \frac{Z}{L}) \quad (9)$$

则有:  $\Psi_M = -\beta_m (\frac{Z}{L} - \frac{Z_0}{L}) \quad (10)$

$$\Psi_H = -\beta_b (\frac{Z}{L} - \frac{Z_0}{L}) \quad (11)$$

其中  $\beta_m = 4/7$ ,  $P_{r0} = 0.74$  是中性层结的湍流普朗特数,  $\beta_h = \beta_m / P_{r0} = 6.35$ 。

对于不稳定层结 [ $(Z/L) < 0$ ] (Businger 等<sup>[4]</sup>)

$$\Phi_M = (1 - \gamma_m \frac{Z}{L})^{-1/4} \quad (12)$$

$$\Phi_H = P_{r0} (1 - \gamma_h \frac{Z}{L})^{-1/2} \quad (13)$$

则有 (Paulson<sup>[5]</sup>):

$$\Psi_M = 2 \ln \left( \frac{1+x}{1+x_0} \right) + \ln \left( \frac{1+x^2}{1+x_0^2} \right) - 2 \arctan(x) + 2 \arctan(x_0) \quad (14)$$

$$\Psi_H = 2 \ln \left( \frac{1+y}{1+y_0} \right) \quad (15)$$

其中  $\gamma_m = 15$ ,  $\gamma_h = 9$ ,  $x = [1 - \gamma_m (Z/L)]^{1/4}$ ,  $x_0 = [1 - \gamma_m (Z_0/L)]^{1/4}$ ,  $y = [1 - \gamma_h (Z/L)]^{1/2}$ ,  $y_0 = [1 - \gamma_h (Z_0/L)]^{1/2}$ 。因此,  $C_D$  和  $C_H$  可看作是  $Z/Z_0$  和  $Z/L$  (或  $\zeta$ ) 的函数。显然, 总体输送系数与高度有关, 通常  $Z$  取为 10 m (即常规测风高度)。

莫宁-奥布霍夫稳定度通常可用如下的近似式计算:

$$\zeta \approx \frac{R_{ib}}{P_{r0}} \left( \frac{Z}{Z - Z_0} \right) \ln \left( \frac{Z}{Z_0} \right) \quad (16)$$

其中  $R_{ib}$  是总体里查逊数。本文采用 Byun<sup>[6]</sup> 得出的一组解析解, 这比采用式 (16) 的精度更高、更接近于用迭代法求出的数值解。该解析解表示为:

对于稳定层结 ( $R_{ib} \geq 0$ )

$$\zeta = \left( \frac{Z}{Z - Z_0} \right) \ln \left( \frac{Z}{Z_0} \right) \{ - (2\beta_h R_{ib} - 1) - [1 + 4(\beta_h - \beta_m) R_{ib} / P_{r0}]^{1/2} \} \cdot [2\beta_h (\beta_m R_{ib} - 1)]^{-1} \quad (17)$$

对于不稳定层结 ( $R_{ib} < 0$ )

当  $(Q_b^3 - P_b^2) \geq 0$ , 即  $R_{ib} \leq R_{ib0}$  时

$$\zeta \approx \left( \frac{Z}{Z - Z_0} \right) \ln \left( \frac{Z}{Z_0} \right) \cdot \left[ -2\sqrt{Q_b} \cos \left( \frac{\theta_b}{3} \right) + \frac{1}{3\gamma_m} \right] \quad (18)$$

当  $(Q_b^3 - P_b^2) < 0$ , 即  $R_{ib0} < R_{ib} < 0$  时

$$\zeta = \left( \frac{Z}{Z - Z_0} \right) \ln \left( \frac{Z}{Z_0} \right) \cdot \left[ - (T_b + \frac{Q_b}{T_b}) + \frac{1}{3\gamma_m} \right] \quad (19)$$

式中

$$S_b = \frac{R_{ib}}{P_{r0}} \quad (20)$$

$$Q_b = \frac{1}{9} \left( \frac{1}{\gamma_m^2} + 3 \frac{\gamma_b}{\gamma_m} S_b^2 \right) \quad (21)$$

$$P_b = \frac{1}{54} \left[ -\frac{2}{\gamma_m^3} + \frac{9}{\gamma_m} \left( -\frac{\gamma_h}{\gamma_m} + 3 \right) S_b^2 \right] \quad (22)$$

$$\theta_b = \arccos \left( \frac{P_b}{\sqrt{Q_b^3}} \right) \quad (23)$$

$$T_b = (\sqrt{P_b^2 - Q_b^3} + |P_b|)^{1/3} \quad (24)$$

这里  $R_{ib0}$  是层结不稳定时总体里查逊数的某一临界值, 经推算其值为  $-0.20975$ 。总体里查逊数可采用下式计算:

$$R_{ib} = \frac{gZ^2 (\partial T / \partial Z + \gamma_d)}{TU^2} \quad (25)$$

式中,  $\gamma_d = g/C_p$ ,  $Z = (Z_1 Z_2)^{1/2}$ ,  $Z_1 = 2.5$  m 或 1.5 m (最低观测层的高度),  $Z_2 = 10$  m (最高观测层的高度), 计算气温直减率时采用对数差分法。

### 3 结果分析

#### 3.1 地面特征参数的确定

表征地面特性的重要参数——地面粗糙度  $Z_0$  是从多年 AWS 资料序列中, 首先根据安装自动站时绘制的各站观测场周围环境分布图, 选取风向较开阔地带的 10 或 20 min 间隔的原始风速资料, 目的是尽量排除高大建筑物和树木的影响。由于近地层相似理论在弱风情形下的误差较大<sup>[8]</sup>, 并且大风

天气常与中性或近中性层结相联系,故又在符合上述风向的资料中选取较大风速的资料(如10 m处风速大于5 m/s)。最后由近中性条件下(即 $R_{ib}$ 的绝对值 $\leq R_{ibc}$ , $R_{ibc}$ 是临近中性层结的总体理查逊数,借鉴文献[9]的取值,本文进一步将 $R_{ibc}$ 取为0.0002)10 m,5 m,2.5 m和1.5 m 4层的平均风速根据对数分布律求出地面粗糙度。经过4层平均风速最小二乘法、图解法以及两层平均风速法的比较计算,文中选择了4层平均风速最小二乘法确定地面粗糙度,其各站多年四季的平均值见表3。表中有的站地表粗糙度的季节变化特征相当明显,如拉萨站,冬季约为1 cm,而夏季可达7 cm,显然这与地表植被的变化状况有关。因此如何连续地确定出能反映逐年各季节甚至各月变化特征的地表粗糙度并应用于总体输送系数的计算,关系到进一步提高

总体输送系数计算的客观性和准确性,值得在今后的研究中加以深入考虑,当然这这也是一个相当困难的问题。另外,由表3可见地表粗糙度的大小并不与地形高度完全成正比,那些用地形高度推算地表粗糙度的经验函数关系只适用于估计较大区域的平均地表粗糙度。还需要指出的是,由于拉萨自动站设置在拉萨市气象台常规观测场的一角,夏季有人定期割草,冬季只有稀疏的浅草,因此本文确定出的拉萨站地表粗糙度比北京、南京等观测塔资料确定出的值小许多。值得注意的是国外研究<sup>[10]</sup>表明:在低于50~100倍 $Z_0$ 高度范围内,近地层相似理论是不成功的。我们确定出的高原地表粗糙度 $Z_0$ 平均为3.01 cm,则一般应选用1.5~3.0 m以上高度的资料,而本文计算采用2.5~10.0 m高度的资料基本符合上述要求。

表3 4站地理特征和地面地表粗糙度多年各季节的平均值(cm)

地名	海拔高度(m)	地形	季节平均地表粗糙度			
			春季	夏季	秋季	冬季
			(3~4月)	(5~8月)	(9~10月)	(11~次年2月)
拉萨(29°40'N,91°08'E)	3649	河谷	3.02	7.11	4.67	1.10
日喀则(29°15'N,88°53'E)	3836	盆地	2.22	4.23	2.44	2.00
那曲(31°29'N,92°04'E)	4507	高原	3.07	5.42	3.00	2.69
林芝(29°34'N,94°28'E)	2991	河谷	1.80	2.57	1.69	1.12

### 3.2 总体输送系数的平均特征

根据1993年7月~1998年12月AWS采集到的高原4站近地层观测资料,采用上述计算方案和资料处理方法可算出逐日的总体输送系数,该观测期间的平均特征如表4所示。从表中可见,高原地面的总体输送系数明显大于海洋表面的同类值(一般为 $1 \times 10^{-3} \sim 2 \times 10^{-3}$ ),也大于平原地面的同类值(一般为 $3 \times 10^{-3} \sim 4 \times 10^{-3}$ )。在同类地表植被的条件下,可认为青藏高原近地层大气具有较大的

表4 4站地面总体输送系数(多年平均值)

	拉萨	日喀则	那曲	林芝
动量输送系数( $\times 10^{-3}$ )	4.43	3.53	4.99	4.07
热量输送系数( $\times 10^{-3}$ )	5.90	4.67	6.73	5.51

表5 不同层结下 $C_H$ 与 $C_D$ 的比值

	拉萨	日喀则	那曲	林芝
稳定层结	1.307	1.297	1.333	1.325
中性层结	1.351	1.351	1.351	1.352
不稳定层结	1.361	1.363	1.360	1.363

层结不稳定性是导致其地面的总体输送系数较大的主要原因。

### 3.3 $C_D$ 与 $C_H$ 值的比较

从表5可以看出,高原热量输送系数 $C_H$ 一般大于动量输送系数 $C_D$ ,这与文献[3,9,11]的结果是一致的。可以认为陆面上 $C_H > C_D$ ,即热量输送系数略大于动量输送系数,而海面上的情况正好相反( $C_D > C_H$ )。两者的差别与层结稳定度有关,层结越不稳定,两者的差别越大。另由下述的时间变化分析可知,两者的变化趋势也极为相近,因此实际应用时为简单起见,可只计算 $C_D$ , $C_H$ 的值可按稳定层结、中性层结和不稳定层结分别取为 $C_D$ 的1.32,1.35和1.36倍。

### 3.4 总体输送系数的时间变化

#### 3.4.1 日变化

与海洋表面不同,陆地表面上低层大气的层结稳定度存在明显的日变化,所以高原地面总体输送系数也存在明显的日变化,并且这种日变化由第2节可知完全是层结稳定度的日变化引起的,因此

时段内地表粗糙度可认为是不变的。另外,高原大气稀薄,云量较少,大气的调节能力相对于平原地区弱,在白天太阳短波辐射加热和夜间长波辐射冷却作用下,导致昼夜地气温差较大,其它气象要素日较差也较大,从而总体输送系数出现比平原地区更大的日变化幅度。4 站逐日资料的个例和合成分析表明:尽管各站存在着某些差异,但基本变化特征为白天总体输送系数较大,但变化幅度较小,基本上保持一常值;晚上总体输送系数一般较小,但存在小幅波动特征(图略)。

### 3.4.2 季节变化和年际变化

对逐日总体输送系数按月平均后可得出其逐月平均值,该值也呈现出一定程度的月际变化和年际变化,但在极值的大小、极值出现的月份、年平均、年际差等具体特征上则因站而异,如林芝站极大值

出现的月份在 5~6 月,比其它站早一个月。拉萨站的季节变化较明显,一般夏季(6 月左右)达到全年最大值,冬季(11~12 月)出现全年最小值(图 1)。由于各站观测场地表植被状况的年际差异很小,则总体输送系数的年际变化可认为主要是由层结稳定度的年际变化引起的。对资料较完整的拉萨和那曲站的分析表明:总体输送系数的年际变化一般较小,如拉萨  $C_D$  的平均年际相对变率为 6.7%,那曲为 1.7%。

综合以上讨论得出,要准确反映高原动力和热力作用的空间分布,必须考虑高原总体输送系数的地域差异,不能整个高原笼统取一固定值;在涉及高原作用的时间演变问题时,年以内的需要考虑总体输送系数的日变化和季节变化,年以上的一般可不考虑总体输送系数的年际变化。

表 6 4 站总体输送系数多年各季节的平均值 ( $\times 10^{-3}$ )

季节	林芝		拉萨		日喀则		那曲	
	$C_H$	$C_D$	$C_H$	$C_D$	$C_H$	$C_D$	$C_H$	$C_D$
春季(3~4月)	4.59	6.16	3.95	5.28	4.78	6.45	4.08	5.52
夏季(5~8月)	6.03	8.07	4.63	6.17	5.89	7.97	4.63	6.28
秋季(9~10月)	4.26	5.61	2.73	3.54	4.74	6.40	4.06	5.50
冬季(11~12月)	2.74	3.61	2.46	3.19	4.42	5.95	3.38	4.55

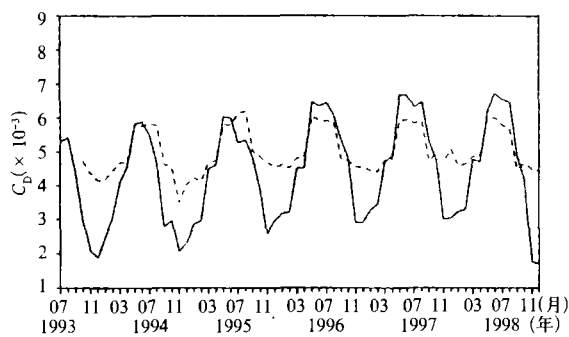


图 1 1993 年 7 月~1998 年 12 月  $C_D$  的逐月平均值 (实线:拉萨,虚线:那曲)

### 3.5 总体输送系数与层结稳定度的关系

对于不稳定层结 ( $R_{ibc} < 0$ ),层结越不稳定,总体输送系数越大,并且随着不稳定程度的增大,总体输送系数随总体理查逊数由线性变为非线性增大;对于稳定层结 ( $R_{ib} \geq 0$ ),层结越稳定,总体输送系数越小,并且随着稳定程度的增大,总体输送系数随总体理查逊数的变化由线性变为非线性减少,当层结极端稳定(如  $R_{ib} > 0.21277$ ,此值一般称为最大总体理查逊数)时,总体输送系数趋于零,即

地面与大气间的通量交换趋于停顿(图 2)。另外,从图中还可以看出,一般  $C_H$  随  $R_{ib}$  的变幅大于  $C_D$  随  $R_{ib}$  的变幅,特别是大气层结不稳定时;当层结趋于稳定时,两种总体输送系数随  $R_{ib}$  的变幅趋于一致。

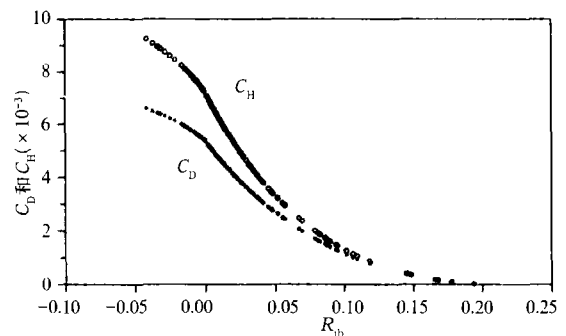


图 2 总体输送系数与总体理查逊数的关系(日喀则)

### 3.6 总体输送系数与地面风速的关系

由图 3 可见,不稳定条件下随着风速的增大,总体输送系数逐渐减小并趋于中性总体输送系数,这是因为大风速不利于不稳定湍流发展;稳定条件下随着风速的增大,总体输送系数增大并且最终

也趋于中性总体输送系数。由于中性总体输送系数  $C_{DN} = P_{r0} C_{HN} = [k/\ln(z/z_0)]^2$ , 即在固定高度上中性总体输送系数的大小只与地面粗糙度有关。因此风速较大(即层结近于中性)时, 固定地区某个季节 ( $Z_0$  基本不变) 的总体输送系数可近似取为某个固定值(如中性总体输送系数); 但风速较小时, 不论层结是否稳定, 总体输送系数对风速的变化都较敏感, 并呈非线性变化。

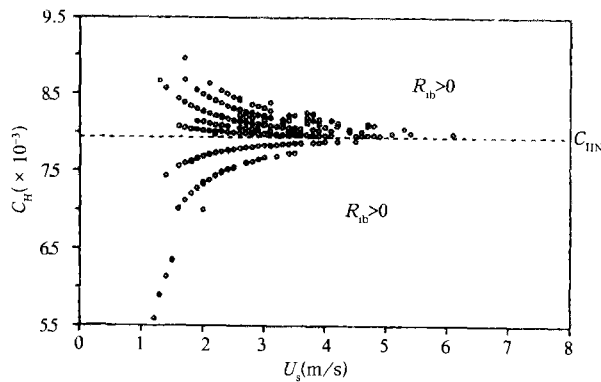


图3 热量总体输送系数与地面风速(10 m)的关系(那曲)

### 3.7 总体输送系数的拟合公式

应用近地层廓线-通量法计算总体输送系数时, 需要风速和气温的梯度(至少两层)观测资料, 并且计算方案较为复杂, 其应用的普遍性受到一定限制, 因此有必要建立利用高原地面气象站常规观测资料计算高原总体输送系数的参数化公式。由前述的计算及分析可知, 总体输送系数与地面粗糙度、大气层结稳定性和地面风速等因子存在较好的对应关系, 这对于无自动气象站的高原地区或现有自动气象站在本次研究计划结束、停止工作后计算  $C_D$ ,  $C_H$  值, 以及在天气诊断分析和气候模式中较为方便地计算总体输送系数都具有一定的应用价值。

本文以动量输送系数为例, 热量输送系数的拟合公式类似, 也可由 4.3 节的结论由  $C_D$  推算出  $C_H$ 。兼顾因子的物理意义和实用性, 利用回归方法筛选因子并得出下列拟合公式:

$$C_D = (a + bU_a + cT_a) \times 10^{-3} \quad (26)$$

### 参考文献

- 1 叶笃正, 高由禧等. 青藏高原气象学. 北京: 科学出版社, 1979. 2~8
- 2 陈隆勋, 朱乾根, 罗会邦. 东亚季风. 北京: 气象出版社, 1991. 284~285
- 3 苗曼倩, 钱峻屏. 陆面上总体输送系数的特征. 气象学报, 1996, 54(1): 93~101

其中  $a, b, c$  均为拟合系数, 随测站不同而异(表 7)。  $U_a$  为地面常规测风高度(10 m)处的风速,  $T_a$  为 2.5 m 处的气温, 可用百叶箱气温代替。

表 7  $C_D$  拟合公式的系数及精度

站名	拉萨	日喀则	那曲	林芝
$a$	-0.045	-0.150	5.119	2.776
$b$	1.449	1.482	0.003	0.151
$c$	0.206	0.157	0.073	0.095
复相关系数	0.91	0.88	0.85	0.89
均方根误差( $10^{-3}$ )	0.615	0.547	0.341	0.249
平均相对误差(%)	13.86	15.02	6.70	6.14

为了检验  $C_D$  拟合公式的适用性和精度, 可分析其均方根误差  $Q$  和平均相对误差  $E$ , 计算公式为

$$Q = \left[ \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N (y_k - y_k^*)^2 \right]^{1/2} \quad (27)$$

$$E = \frac{NQ}{\sum_{k=1}^N y_k} = \frac{Q}{\bar{y}} \times 100\% \quad (28)$$

式中,  $y_k$  是近地层廓线-通量法计算的  $C_D$  值,  $y_k^*$  是拟合公式计算的  $C_D$  值。

### 4 结束语

由于廓线-通量法的基础是梯度输送理论, 有一定的局限性, 与湍流脉动相关法相比, 可能会低估总体输送系数的值, 特别是在大气处于极端稳定或极端不稳定(自由对流状态)时。因此, 如果有脉动场的观测资料, 可进行一些对比研究, 以便对本文得到的结果进行订正, 从而进一步提高总体输送系数计算的准确性。同时, 也有必要对 AWS 观测资料与相应的常规气象站观测资料进行更长时段的比较和验证, 以确保相应研究工作的客观性并充分发挥这套极有价值的 AWS 观测资料在青藏高原气象研究中的作用。另外, 如何确定出热量的粗糙高度  $Z_{0H}$  以及能够反映逐年各季节甚至各月变化特征的地表粗糙度, 进一步改进总体里查逊数的计算以及不同形式的廓线函数对总体输送系数的计算结果有何影响等, 也是需要进一步研究的问题。

致谢: 在 AWS 资料处理时得到成都信息工程学院阮远发副教授的热心帮助, 在此表示感谢。

- 4 Businger J A, et al. Flux-profile relationship in the atmospheric surface layer. *J Atmos Sci*, 1971, 28:181 ~ 189
- 5 Paulson C A. The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. *J Appl Meteor*, 1970, 9:857 ~ 861
- 6 Byun D W. On the analytical solutions of flux-profile relations for the atmospheric surface layer. *J Appl Meteor*, 1990, 29:652 ~ 657
- 7 Li Guoping, Duan Tingyang, Wan Jun, et al. Determination of the drag coefficient over the Tibetan Plateau. *Adv Atmos Sci*, 1996, 13(4):511 ~ 518
- 8 刘树华, 黄子琛, 刘立超等. 空气动力学方法在湍流通量计算中的误差分析. *气象*, 1995, 21(3):3 ~ 6
- 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
- 10 Hans-Dieter Haenel. Surface-layer profile evaluation using a generalization of Roginson's method for the determination of  $d$  and  $Z_0$ . *Boundary-Layer Meteor*, 1993, 65:55 ~ 67
- 11 苗曼倩, 曹鸿, 季劲钧. 青藏高原大气边界层湍流特征量分析. *高原气象*, 1998, 17(4):356 ~ 363

## CHARACTERISTICS OF BULK TRANSFER COEFFICIENTS OVER THE TIBETAN PLATEAU

Li Guoping Zhao Bangjie Lu Jinghua

(Chengdu Institute of Information Technology, Chengdu 610041)

### Abstract

On the basis of data from four sets of AWS installed in Tibet in the observational period of July 1993 to December 1998, according to PRC - Japan Asian Monsoon Cooperative Research Program, the seasonal surface roughness lengths in each station are determined by the least square method, and the bulk transfer coefficients each day are estimated by using the profile-flux method. The results show that the five years' mean of the bulk transfer coefficient for momentum and heat is  $3.53 \times 10^{-3}$  to  $4.99 \times 10^{-3}$  and  $4.67 \times 10^{-3}$  to  $6.73 \times 10^{-3}$ , respectively. The diurnal and seasonal variations of the bulk transfer coefficients are obvious. In addition, the relationships between the bulk transfer coefficients, the atmospheric stability in the surface layer, surface roughness length and the surface wind velocity are analyzed. Moreover, a preliminary fitting formula for computing the bulk transfer coefficient of momentum using the routine data is also obtained.

**Key words:** Bulk transfer coefficient, Tibetan Plateau, Surface roughness length, Temporal variation, Influence factor.