

青藏高原改则地区近地层湍流特征^{*}

刘辉志 洪钟祥

(中国科学院大气物理研究所大气边界层物理和大气化学国家重点实验室, 北京 100029)

摘要 分析了第二次青藏高原气象科学试验 (TIPEX) 1998年6~7月加强期在改则取得的湍流资料, 讨论了近地层湍流宏观统计量、温度、湿度结构参数以及通量整体输送系数等变化规律, 结果表明在不稳定层结下, 湍流宏观统计量等随稳定度的变化满足过去在平原地区得到的相似关系。

关键词: 青藏高原; 近地层; 湍流特征

1 引言

青藏高原对亚洲乃至全球的大气环流及天气气候的形成和变化都有重要影响, 它直接影响着我国天气气候的形成和演变。在过去半个世纪中, 一直是各国科学家关注和研究的热点。1979年第一次青藏高原气象科学试验取得有意义的成果^[1]。但由于各种条件的限制, 高原上各种物理过程特征及其对全球和我国气候的影响至今仍不十分清楚。青藏高原对大气运动产生的各种热力和动力作用是通过大气边界层来影响自由大气的, 而地表-大气之间物质和能量交换又主要是通过大气边界层湍流过程来完成和实现的。

第二次青藏高原气象科学试验 (TIPEX), 一个重要的目的就是采用先进测量湍流脉动的观测仪器, 直接测量地表-大气之间物质和能量交换过程, 了解高原下垫面近地层湍流输送过程, 以期获得更为合理的有关高原地区大气边界层通量参数化方案, 为全球和区域动力气候模式中地-气物理过程参数化方案的根本性改进提供科学的物理基础。因此近地层湍流过程观测成为第二次青藏高原气象科学试验的重要内容。TIPEX加强期期间, 1998年6~7月在改则进行了为期40多天的地-气物理过程观测, 这也是首次在青藏高原自然条件恶劣、交通十分落后的西部地区进行的大气边界层结构及近地层湍流输送过程的观测, 取得了较完善的有关高原边界层结构及近地层湍流观测资料。通过对改则近地层湍流观测资料的分析, 使我们对青藏高原近地层湍流输送过程有了初步的认识。

2 实验场地及观测仪器

本次加强期实验于1998年6~7月在青藏高原改则进行。观测点位于改则县东7 km处 (32°08'N, 84°28'E), 海拔高度4430 m, 观测区东西长15 km, 南北宽5~7 km

1999-01-12收到, 1999-03-15收到修改稿

^{*} 本研究得到国家重点基础研究发展规划项目 G1999043404 和国家科委攀登项目“青藏高原地-气系统物理过程及对全球气候和中国灾害性天气影响的观测和理论研究”的资助

的面积内为基本平坦地面。地表土壤属于高寒山区荒漠土和半荒漠草原土, 土层含砂砾高, 主要植物为高原针带草和荒漠沙生针带草, 植物稀疏、短小, 一般只有几厘米高。观测点地方时与北京时时差为 2 h 23 min。观测站设有平均场、湍流及辐射观测仪器, 同时还进行了地温及地湿的同步观测; 有关详细的介绍请见文献[2,3]。

改则站湍流场观测仪器采用的是中国科学院大气物理研究所自行研制开发的 UAT-1 型超声风速温度仪, 架设高度为 2.85 m; 测量温度脉动仪器是钨铍丝脉动温度仪, 架设高度为 2.57 m; 测量湿度脉动的是美国 AIR 公司生产的 HA-IPX 型高分子薄膜湿度脉动仪, 架设高度为 2.57 m; 采样频率均为 10 Hz。同时在 15 m 高度也安装了一套湍流观测仪器, 这里不作分析, 将另文讨论。湍流资料选取标准为

- (1) 每个样本取样时间长度为 30 min;
- (2) 每个样本风向变化小于 45° ;
- (3) 每个样本平均风速大于 1.0 m/s 。

3 结果与分析

3.1 近地层湍流谱特征

湍流谱分析可以研究不同尺度涡旋对于湍能贡献的相对大小。在近地层中, 平坦均一下垫面风速分量及温度、湿度能谱满足 Monin-Obukhov 相似性理论。大气湍流能谱在高频段存在一个惯性副区, 在此区域内局地各向同性假设成立, 表现为频率与功率谱之积—频率曲线在双对数坐标图中满足 $-2/3$ 次方律。因此湍流谱分析亦是判断观测数据质量和检测湍流是否各向同性的重要依据。图 1 分别给出了水平及垂直风速分量、温度和湿度的谱分析个例 (图中直线斜率为 $-2/3$)。可以看到能谱在高频段基本上都

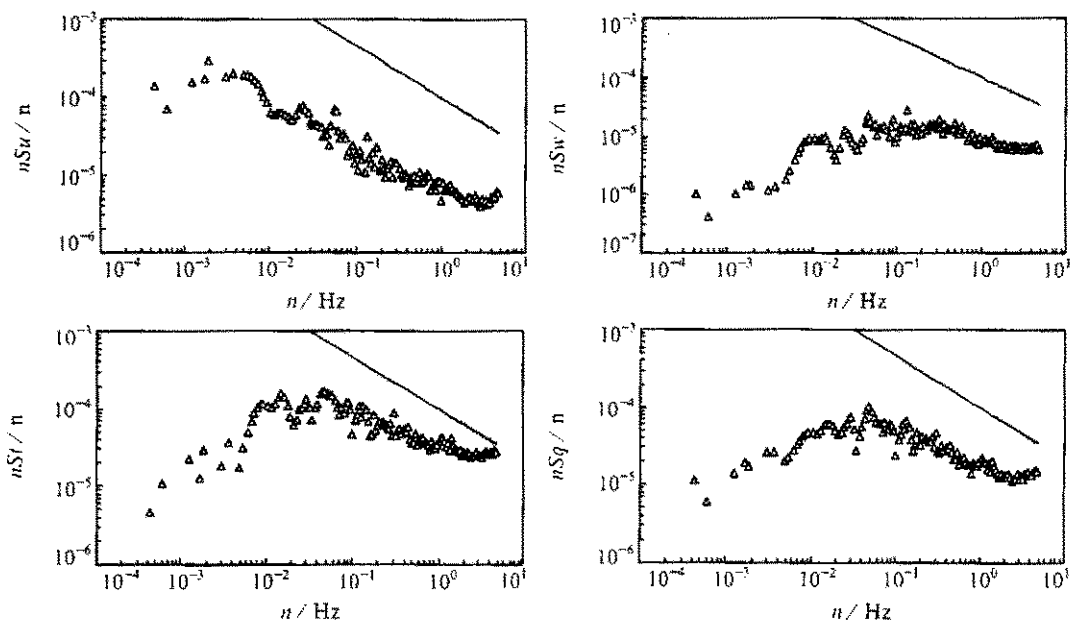


图1 水平及垂直风速分量、温度和湿度能谱 (1998-07-01 15:00)

符合惯性副区的 $-2/3$ 次方律。对观测到的湍流数据进行了谱分析显示, 谱型大都与图1相似, 除了当大气处于稳定度转换期的时段。这表明观测数据的质量是可靠的。

3.2 近地层湍流方差统计特征

σ_w / u_* 和 σ_T / T_* 随 z/L 或 Ri 数的变化多年一直受到人们的关注。过去在平原地区不同下垫面有过许多这方面的工作。Monin-Obukhov 相似理论给出近地层中风速分量及温度的方差在用摩擦速度和特征温度无量纲化以后, 仅仅只是稳定度的函数, 即

$$\sigma_\alpha / u_* = \varphi_\alpha(z/L), \quad \alpha = u, v, w, \quad (1)$$

$$\sigma_T / |T_*| = \varphi_T(z/L). \quad (2)$$

在中性情况下, 有

$$\sigma_u = Au_*, \quad \sigma_v = Bu_*, \quad \sigma_w = Cu_*, \quad (3)$$

其中 A 、 B 、 C 为常数, Panofsky 和 Dutton^[4]给出了平原地区不同下垫面的 A 、 B 、 C 的值, 平均为 $A=2.4$, $B=1.9$, $C=1.25$ 。

在近地面层中, 空气层结不稳定达到对流状态时, 控制湍流脉动以及相应所引起的动量传输机制将主要受控于浮力因子。根据相似理论, 有

$$\sigma_w / u_* \propto (-z/L)^{1/3}, \quad (4)$$

$$\sigma_u / u_* \propto (-z/L)^{1/3}, \quad \sigma_v / u_* \propto (-z/L)^{1/3}. \quad (5)$$

不稳定层结下无量纲速度分量的方差与 z/L 满足 $1/3$ 次方定律, 过去很多学者的研究都证明了这一点, 不过具体函数关系形式, 不同作者给出的系数不同; 这主要与具体观测地点有关。

Panofsky 和 Tcunckes^[5]等人给出无量纲速度分量的方差在不稳定层结时与 z/L 有以下经验公式:

$$\sigma_w / u_* = 1.25(1 - 3z/L)^{1/3}, \quad z/L < 0, \quad (6)$$

$$\sigma_u / u_* = \sigma_v / u_* = 2.29(1 - 0.22z/L)^{1/3}, \quad z/L < 0. \quad (7)$$

图2给出了改则的观测结果, 得到的结果再一次验证了上述相似规律。根据图2得到的拟合曲线为

$$\frac{\sigma_w}{u_*} = 1.46(1 - 4.7z/L)^{1/3}, \quad \frac{z}{L} < 0, \quad (8)$$

$$\frac{\sigma_u}{u_*} = 3.21(1 - 4.2z/L)^{1/3}, \quad \frac{z}{L} < 0, \quad (9)$$

$$\frac{\sigma_v}{u_*} = 2.69(1 - 7.4z/L)^{1/3}, \quad \frac{z}{L} < 0. \quad (10)$$

与文献[5]给出的经验公式相比, 经验公式中系数不同, 这反映了观测地点局地的影响。

中性层结下 ($-0.06 \leq z/L \leq 0.06$) 无量纲速度分量方差为: $A=3.21$, $B=2.69$, $C=1.46$; 祁永强等^[6]在青藏高原五道梁观测结果为: $A=2.98$, $B=2.91$, $C=1.35$ 。

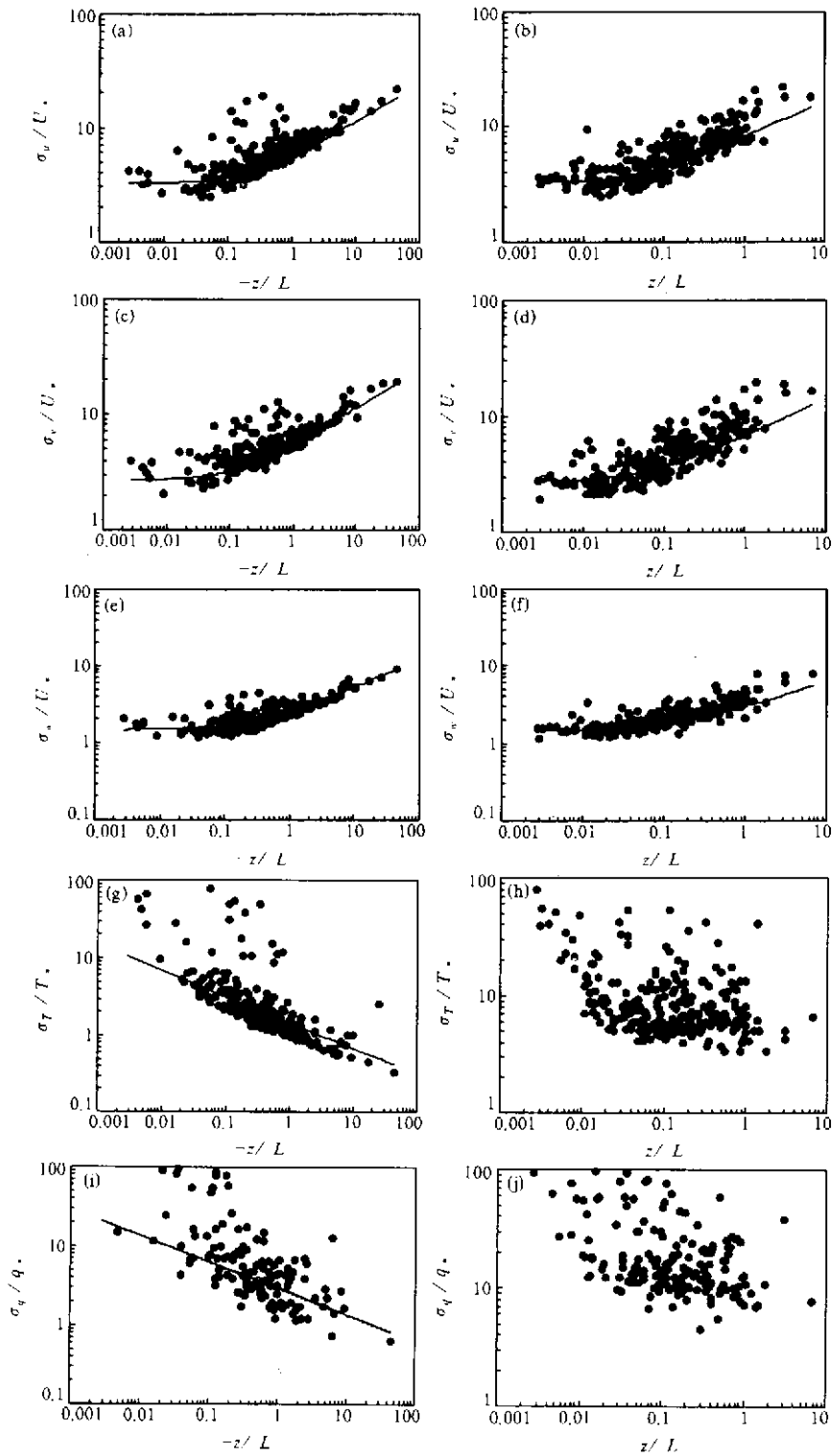


图 2 无量纲化速度分量、温度、湿度脉动方差随稳定度的变化

A 、 B 值与文献[4,5]的结果的差异较 C 值大。这表明观测场周围的地形对垂直速度影响较小, 对纵向和横向湍流速度有较大的影响。这是由于垂直方向气流可以较快地适应地形, 地形的影响一般反映在水平方向上。

此外在稳定层结下, Panofsky 和 Dutton^[4]给出 σ_w / u_* 近似等于常数 1.25, 从图 2 可以看出, σ_w / u_* 在稳定层结下同样满足 $1/3$ 次方定律, 随稳定度增大 σ_w / u_* 略有增加, 同时离散度也加大。这主要是由于当大气处于很稳定状态时, 此时气流已不是完全的湍流, 存在着重力内波等作用的影响。

σ_u / u_* 、 σ_v / u_* 在稳定层结下同样近似满足相似理论, 根据图 2 得到在稳定层结下的拟合曲线为

$$\frac{\sigma_w}{u_*} = 1.46(1 + 7.6z/L)^{1/3}, \quad \frac{z}{L} > 0, \quad (11)$$

$$\frac{\sigma_u}{u_*} = 3.21(1 + 12.7z/L)^{1/3}, \quad \frac{z}{L} > 0, \quad (12)$$

$$\frac{\sigma_v}{u_*} = 2.69(1 + 14.6z/L)^{1/3}, \quad \frac{z}{L} > 0. \quad (13)$$

由于水平风速方差更多地受到了低频扰动(如地形)的影响, 对它满足经验公式的具体形式讨论远不如在不稳定层结下多, 这里就不作更加详细的讨论。

对于无量纲化温度脉动方差 σ_T / T_* , 在对流状态下可以表达为

$$\frac{\sigma_T}{T_*} = \alpha(-z/L)^{-1/3}, \quad (14)$$

Wyngaard 等^[7]得到 $\alpha=0.95$ 。从图 2g、h 可以发现, 在不稳定层结下 σ_T / T_* 随 z/L 变化基本上满足 $-1/3$ 次方律, 相对于 σ_w / u_* 、 σ_T / T_* 较离散些, 此时 $\alpha=1.45$ 。稳定层结下 σ_T / T_* 更离散, 无明显的变化趋势。特别是当接近中性层结时, 离散度更大。这主要是由于一方面因为此时热通量接近于零, 难以测量, 测量误差较大; 另一方面, 也可能是由于缺乏定常性, 由于中性层结通常在转换期出现(见文献[8])。

由于观测的困难, 有关湿度的报道并不多见, 一般认为与温度类似。不稳定层结下, 无量纲比湿方差 σ_q / q_* 与 z/L 呈 $-1/3$ 次方关系, Hogstrom 等^[9]给出如下表达式:

$$\frac{\sigma_q}{q_*} = C(-z/L)^{-1/3}, \quad (15)$$

式中系数 $C=1.04$ 。不稳定层结下, 图 2i 中 σ_q / q_* 基本上满足 $-1/3$ 次方率, 此时 $C=2.96$ 。与温度方差 σ_T / T_* 相比更离散些。稳定层结下 σ_q / q_* 更加离散, 无明显规律。Mcbean^[10]指出, Monin-Obukhov 长度 L 作为长度尺度对湿度这样的被动标量来说不如 L_q 更合适。另外由于青藏高原地区很干燥, 精确测量水汽脉动本身存在较大困难。

3.3 通量的日变化

研究大气边界层中湍流的重要目的就是获得便于使用的动量、热量、水汽等通量的

表达式。采用超声风速温度仪等就是直接测量边界层的动量通量、感热及潜热通量,这也是第二次青藏高原气象科学试验的主要目的之一。湍流数据处理采用涡旋相关法,各通量计算公式为

$$\tau = -\rho_0 \overline{u'w'}, \quad (16)$$

$$H = \rho_0 c_p \overline{w'T'}, \quad (17)$$

$$L_E = L\rho_0 \overline{w'q'}, \quad (18)$$

其中 τ 、 H 、 L_E 分别表示动量通量、感热通量、潜热通量。

湍流数据利用涡旋相关法得到观测期感热和潜热通量逐日变化情况表明,每天最大感热通量一般在 $150 \sim 300 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 之间,在观测初期雨季来临之前,每天潜热通量一般只是几十 $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$,远小于感热通量;而当进入湿季(或雨季),潜热通量与感热通量相当,甚至可超过感热通量。因此我们将观测期(6月7日至7月14日)划分为干季与湿季两个阶段,6月29日前划为干季,6月29日后划为湿季。

划分两个阶段后,对各阶段各通量分别进行日变化统计。图3给出干、湿季平均通量的日变化。可以看到,在干季,每日的最大感热通量和潜热通量均出现在中午13时左右(北京时间,下同),分别为 $180 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 及 $50 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 左右,潜热通量远小于感热通量。动量通量在干季,峰值出现在17时左右。

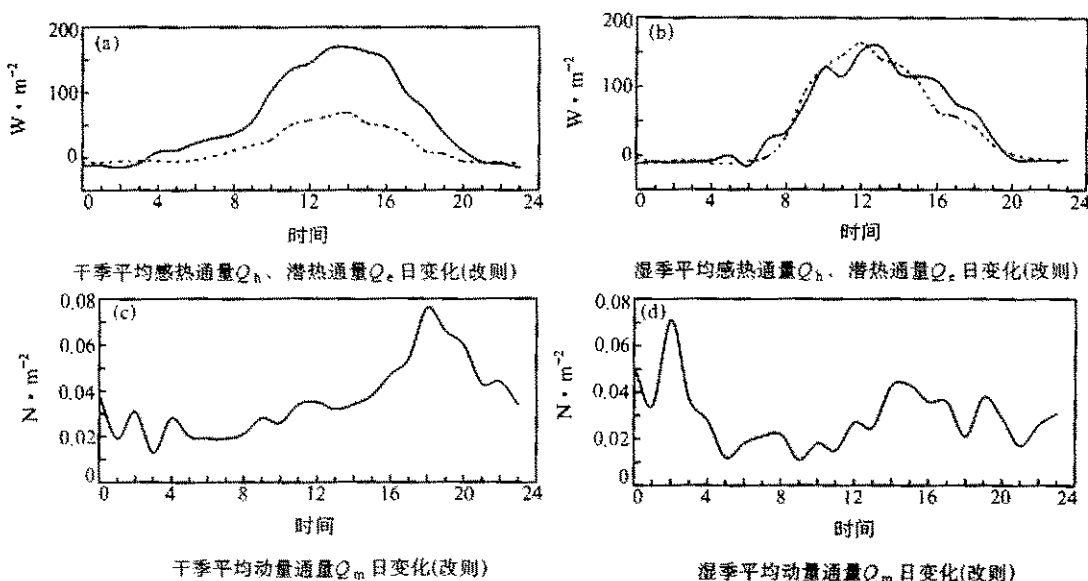


图3 感热、潜热及动量通量干季、湿季平均日变化

(a)、(b) 中实线表示感热通量,虚线表示潜热通量

在湿季,潜热通量与感热通量几乎相当,有时略大于感热通量;最大值均出现在13时左右,潜热通量最高可达 $160 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。湿季动量通量最大值出现在02时左右,较干季整体有所减小。

3.4 湍流宏观统计量: 三阶矩量变化特征

前面讨论了二阶矩方差随 z/L 变化特征,利用涡旋相关法同样可求得风速分量、

温度、湿度的三阶矩量。通常关心的三阶矩量有 $\overline{w'^3}/u_*^3$ 、 $\overline{w'e}/u_*^3$ 、 S_T 、 S_q ，其中， $\overline{w'e}/u_*^3 = (\overline{w'u'^2}/u_*^3 + \overline{w'v'^2}/u_*^3 + \overline{w'w'^2}/u_*^3)/2$ ， $S_T = \overline{T'^3}/\sigma_T^3$ ， $S_q = \overline{q'^3}/\sigma_q^3$ 。 S_T 、 S_q 分别称为温度偏斜度及湿度偏斜度。有关三阶矩量随 z/L 变化规律，过去讨论不太多，图 4 分别给出得到的结果。在不稳定层结下， $\overline{w'^3}/u_*^3$ 近似与 $-z/L$ 成线性关系； $\overline{w'e}/u_*^3$ 也近似与 $-z/L$ 成线性关系，离散度比 $\overline{w'^3}/u_*^3$ 大些。Stull^[11]曾给出近地层不稳定层结 $\overline{w'e}/u_*^3$ 与 $-z/L$ 经验公式为

$$\overline{w'e}/u_*^3 = -2.3z/L, \quad z/L < 0, \quad (19)$$

对应图 4c 中 z/L 前系数为 1.9，与 Stull^[11]结果大致相符。

Tillman^[12]给出近地层温度偏斜度的回归公式为

$$-z/L = 0.0137 \exp(4.39 S_T), \quad 0.01 < -z/L < 3.0. \quad (20)$$

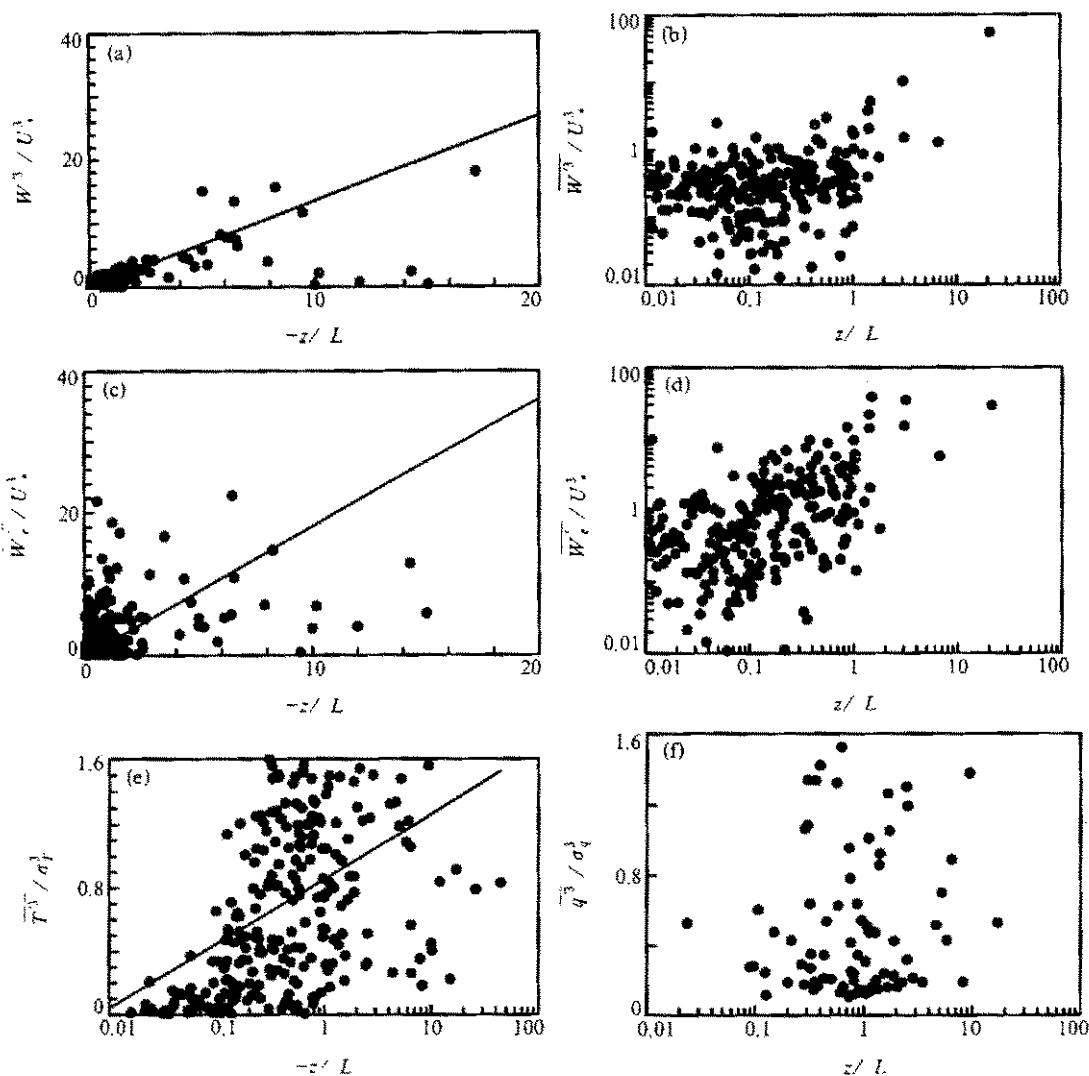


图 4 三阶矩量随稳定度的变化

近地层温度偏斜度拟合得到相似关系为

$$S_T = 0.18 \ln(-z/L) + 0.85 \quad \text{或} \quad -z/L = 0.0172 \exp(4.89 S_T). \quad (21)$$

我们得到结果与 Tillman^[12]的结果基本一致。在稳定层结下, 各三阶矩量较离散, 尤明显变化规律。

由于湿度测量上的困难, 湿度偏斜度过去讨论得更少, 同时湿度偏斜度较温度偏斜度更离散, 对它相似关系不作进一步讨论。

3.5 温度和湿度结构参数

前面讨论了能谱, 它是相关函数的傅里叶变换。而相关函数 $\overline{u'(x_1)u'(x_1+x)}$ 这个统计量, 大涡旋贡献最大, 而小涡旋几乎使 $u'(x_1)$ 和 $u'(x_1+x)$ 不相关, 因此相关函数主要反映大涡旋的特征, 不能看成是各自同性涡旋的特征。Kolmogorov 提出用两点速度差的统计量来描述, 即

$$D_u(x) = \overline{[u'(x_1) - u'(x_1+x)]^2}, \quad (22)$$

$D_u(x)$ 被称为速度结构函数。同样可得到温度结构函数 $D_T(x)$ 及湿度结构函数 $D_q(x)$ 表达式为

$$D_T(x) = \overline{[T'(x_1) - T'(x_1+x)]^2}, \quad (23)$$

$$D_q(x) = \overline{[q'(x_1) - q'(x_1+x)]^2}. \quad (24)$$

它们主要反映小涡旋的特征, 可以看成是各向同性的。

根据 Taylor 假设, 可根据单点时间序列求得结构函数。在惯性副区, $D_A(r) = C_A^2 r^{2/3}$, 其中 C_A^2 为变量 A 的结构函数参数。对于时间序列 $D_A(\tau)$, 可用 $r = u\tau$ 转换得到 C_A^2 , 为保证在惯性副区内, 我们取 $\tau = 2s$ 。这里我们重点讨论温度结构函数参数 C_T^2 和湿度结构函数参数 C_q^2 变化规律。

根据 Monin-Obukhov 相似性理论, 有

$$C_T^2 z^{2/3} / T_*^2 = f_1(z/L), \quad (25)$$

$$C_q^2 z^{2/3} / q_*^2 = f_2(z/L). \quad (26)$$

Wyngaard^[7]给出 f_1 函数形式为

$$f_1 = 4.9(1 - 7z/L)^{-2/3}, \quad z/L \leq 0, \quad (27)$$

$$f_1 = 4.9[1 + 2.4(z/L)^{2/3}], \quad z/L \geq 0, \quad (28)$$

观测得到的结果见图 5。不稳定层结下根据图 5 得到的关系式为

$$f_1 = 4.6(1 - 6.4z/L)^{-2/3}, \quad z/L \leq 0. \quad (29)$$

稳定层结下 $C_T^2 z^{2/3} / T_*^2$ 不满足 $2/3$ 次方律, 这与 Wyngaard 给出的结果不同。

对于湿度结构参数, Fairall^[13]等给出函数形式为 $f_2 = 0.82f_1$ 。不稳定层结下, 我们这里 $f_2 = 0.92f_1$ 。稳定层结下 $C_q^2 z^{2/3} / q_*^2$ 同样不满足 $-2/3$ 次方律。

另外从图 6 可以发现, C_T^2 和 $w'T'$ 具有较好的线性关系, 不过 C_q^2 与 $w'q'$ 较离散。这使得利用声雷达测量 C_T^2 , 从而反推得到热通量成为可能。

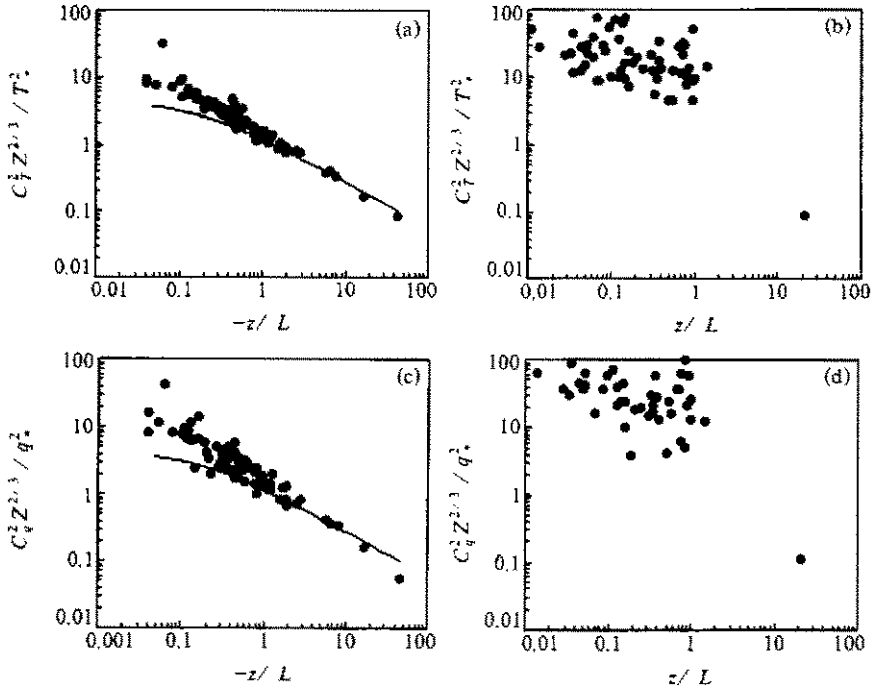


图 5 温度和湿度结构参数随稳定度的变化

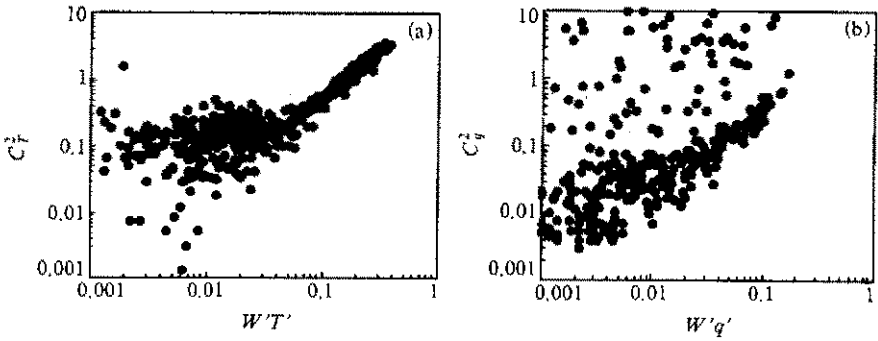


图 6 温度和湿度结构参数与 $\overline{w'T'}$ 、 $\overline{w'q'}$ 的关系

3.6 通量整体输送系数

根据梯度输送理论, 物理量 A 的通量 F_A 可以表示为

$$F_A = -\rho K_A \frac{\partial A}{\partial z}, \tag{30}$$

其中 ρ 为空气密度, K_A 为物理量 A 的涡动扩散系数。

如果以有限差分代替微分, 引入整体输送系数, 湍流通量可表示为

$$\tau = \rho C_D U^2, \tag{31}$$

$$H = \rho c_p C_H U (\theta_s - \theta), \tag{32}$$

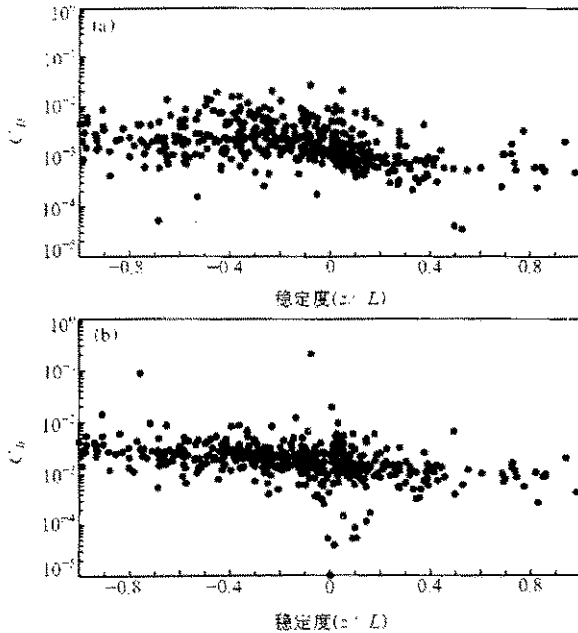


图7 整体输送系数 C_D 、 C_H 随稳定度的变化

10^{-3} 。

对于 C_H ，在不稳定层结下，就其随稳定度变化的趋势与 C_D 类似，但在近中性条件下较为离散，这主要是由于近中性时热通量难以精确测量。剔除附近的奇异点得到近中性状态下 C_{HN} 为 $C_{HN}=2.15 \times 10^{-3}$ 。与 C_{DN} 值相比，可以发现两者略有不同。

通量整体输送系数 C_D 、 C_H 既随稳定度变化，又是平均风速 U 的函数。图8给出了 C_D 、 C_H 随平均风速 U 变化的结果。从图8中可以看出，当风速逐渐增大时， C_D 、 C_H 分别趋近于常数 2.0×10^{-3} 和 1.5×10^{-3} 。

C_D 、 C_H 与稳定度的关系式，需要由通量-廓线关系确定。

$$L_E = \rho L C_E U (q_s - q), \quad (33)$$

其中 C_D 、 C_H 、 C_E 分别为动量、热量和潜热整体输送系数， U 、 θ 、 q 为某一高度上的平均风速，位温和比湿， θ_s 、 q_s 分别为地表温度和比湿。 τ 、 H 、 L_E 利用湍流数据可直接得到，这里主要讨论 C_D 、 C_H 随 z/L 及平均风速的变化。这里取10 m高度上的平均风速作参考高度上的平均风速， θ 取1.5 m高度上的位温。利用湍流数据直接计算得到的整体输送系数 C_D 、 C_H 随 z/L 的变化见图7a、b。

对于 C_D ，在不稳定层结下， C_D 变化范围主要集中在 $10^{-3} \sim 10^{-2}$ 之间，随着稳定度由不稳定向稳定层结过渡， C_D 值有逐渐减小的趋势，其近中性状态的 C_{DN} 值为 $2.31 \times$

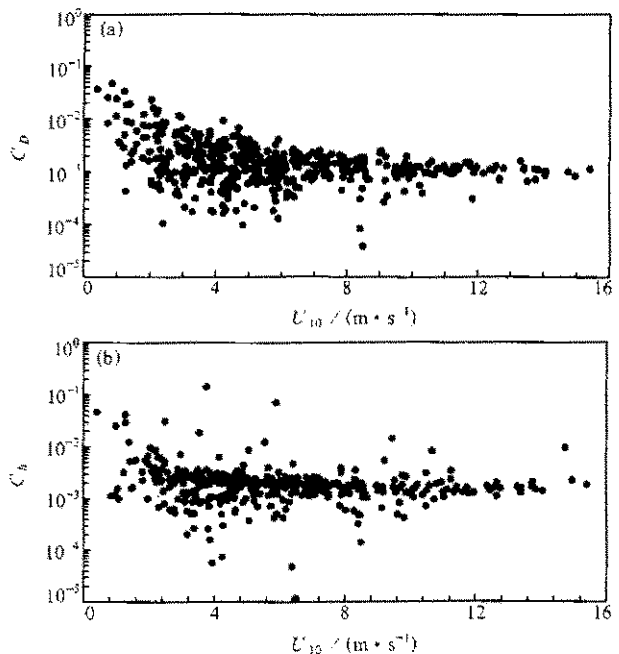


图8 通量整体输送系数 C_D 、 C_H 随平均风速 U 的变化

4 小结

(1) 速度分量、温度及湿度谱满足 Monin-Obukhov 相似理论的一 $2/3$ 次方律, 证明观测资料数据可靠。

(2) 湍流宏观统计量二阶矩及三阶矩量在不稳定层结满足过去在平原地区得到的相似关系, 只是系数略有不同, 这表明青藏高原近地层湍流统计量变化规律与平原上基本一致。

(3) 在干季感热通量占主导地位, 最大值为 $150 \sim 300 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, 出现时间在午后 13 时左右; 潜热通量远小于感热通量, 一般小于 $50 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。湿季潜热通量与感热通量相当, 有时略大于感热通量; 潜热通量最大值在 $150 \sim 200 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 之间。

(4) 不稳定层结下, 温度结构参数、湿度结构参数随 z/L 变化符合过去平原地区得到的相似关系, 另外 C_T^2 与 $\overline{w'T'}$ 具有较好的线性相关。

(5) 通量整体输送系数 C_D 、 C_H 既随稳定度变化, 又是平均风速 U 的函数; 随着稳定度由不稳定向稳定层结过渡, C_D 、 C_H 均有逐渐减小的趋势; 随着风速增大, C_D 、 C_H 趋近于一常数。

致谢: 组织试验和参加观测的还有中国科学院大气物理研究所的赵翼凌、李家伦、罗卫东、李爱国、张越等。感谢国家海洋环境预报中心周明煜教授、李诗明高级工程师的指导和帮助。

参 考 文 献

- 1 章基嘉, 朱抱真, 朱福康等, 青藏高原气象学进展, 北京: 科学出版社, 1988, 1~268.
- 2 李家伦、洪钟祥等, 青藏高原改则地区近地层通量观测研究, 大气科学, 1999, 23(2), 142~151.
- 3 李家伦、洪钟祥、孙毅芬, 青藏高原西部改则地区大气边界层特征, 大气科学, 2000, 24(3), 301~312.
- 4 Panofsky, H. A. and J. A., Dutton, *Atmospheric Turbulence*, New York: John Wiley and Sons, 1984, 1~397.
- 5 Panofsky, H. A., Teaneke, H., Lenschow, D. H. and Wyngaard, J. C., The characteristics of turbulent velocity components in the surface layer under convective conditions, *Boundary-layer Meteor.*, 1977, 11, 355~361.
- 6 祁永强、王介民等, 青藏高原五道梁地区湍流输送特征的研究, 高原气象, 1996, 15(2), 172~177.
- 7 Wyngaard, J. C. and Cote, O. R., The budgets of turbulent kinetic energy and temperature variance in the atmospheric surface layer, *J. Atmos. Soc.*, 1971, 28, 190~201.
- 8 Busch, N. E., On the mechanics of atmospheric turbulence, Workshop on Micro-Meteorology (Ed. By D. A. Haugen), Amer. Meteor. Soc., Boston, 1973, 1~65.
- 9 Hogstrom, U. And A. S. Semdman-Hogstrom, Turbulence mechanics at an agricultural site, *Boundary-Layer Meteor.*, 1974, 7, 373~389.
- 10 Mcbean, G. A., The variations of the statistics of wind, temperature and humidity fluctuations with stability, *Boundary-Layer Meteor.*, 1971, 1, 438~457.
- 11 Stull, R. B., 边界层气象学导论, 杨长新等译, 北京: 气象出版社, 1991, 1~738.
- 12 Tillman, J. E., The indirect determination of stability, heat and momentum fluxes in the atmospheric boundary layer from simple scalar variables during dry unstable conditions, *J. Appl. Meteor.*, 1972, 11, 783~792.
- 13 Fairall, C. W., G. E., Schacher and K. L., Davidson, Measurements of the humidity structure function parameters, C_q^2 and C_{Tq} , over the ocean, *Boundary-Layer Meteor.*, 1980, 19, 81~92.

Turbulent Characteristics in the Surface Layer over Gerze Area in the Tibetan Plateau

Liu Huizhi and Hong Zhongxiang

*(State Key Laboratory of Atmospheric Boundary Layer Physics and Atmospheric Chemistry,
Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)*

Abstract The turbulent data has been analyzed which is obtained during the IOP of TIPEX in Gerze area in June~July, 1998. The variations of the turbulent statistics, temperature and humidity structure function parameters and the bulk transfer coefficients have been investigated. The results show that in the unstable conditions, the variations of the turbulent statistics with the stability are satisfied with the similar relations, which are obtained in the plain areas under the Monin-Obukhov similarity theory.

Key words: Tibetan Plateau; surface layer; turbulent characteristics