

1998年南海季风爆发期间 近海面层大气湍流结构和 通量输送的观测研究*

闫俊岳 姚华栋 李江龙 王 强 杨志勇

(国家气候中心, 北京 00081)

(北京气象学院, 北京 100081)

摘 要 1998年5月14日至6月22日, 在西沙永兴岛近海铁塔上进行了一次海—气通量观测试验, 观测期包括了西南季风爆发前、爆发、爆发后风速加强等几个阶段。这次试验获得该年西南季风爆发的天气特征以及由涡度相关法、廓线法计算的动量、感热、潜热通量及湍流强度等一些统计量分布。分析结果表明, 观测期湍流强度 σ_u 、 σ_v 、 σ_w 与平均风速之比为0.096、0.066、0.045; 在近中性条件下($z/L \approx 0$), 各相似函数基本为常数, $\sigma_u/u_* \approx 3$ 、 $\sigma_v/u_* \approx 2$ 、 $\sigma_w/u_* \approx 1.25$; 在稳定条件下 u 、 v 、 w 三方向 σ/u_* 近似相等; 在稳定与不稳定条件下 σ_i/t_* 随稳定度参数 z/L 的变化趋势相似, 但符号相反。摩擦速度 u_* 随风速的变化接近于关系式 $u_* = 0.029U_{10} + 0.006$ (U_{10} 为10 m高度30 min平均风速), 空气动力粗糙度长度 z_0 变化在0.01~0.35 mm之间。观测期动量通量变化在0.05~0.30 N/m²之间, 季风爆发期明显增大; 曳力系数 C_D 平均为 1.12×10^{-3} , 它随平均风速变化可以表示为关系式 $10^3 C_D = 0.003U_{10}^2 + 0.020U_{10} + 0.836$ 或 $10^3 C_D = 0.056U_{10} + 0.732$ 。感热通量由海洋输向大气, 平均值为7.8 W/m², 数值在0~15 W/m²之间变化, 季风爆发后明显增大; 潜热通量数值一般变化于50~200 W/m², 白天中午数值较高, 夜间较低, 季风爆发后也明显增大。观测期间鲍恩比(Bowen Ratio)日平均为0.05左右。

关键词: 南海; 通量输送

1 引言

海—气通量交换强烈地影响海洋上大气边界层结构, 进而影响大气环流和海洋环流。因此, 海—气通量交换是气候变化的重要机制之一。对于季节到年际时间尺度的气候变化及其预测, 只有在充分了解大气和海洋的耦合相互作用及其动力学的基础上才有可能得到解决。随着气候变化研究特别是气候数值模式的发展, 作为关键参数海—气通量的观测研究越来越受到重视。国际上许多大气科学试验, 如, ATEX (大西洋季风实验), TOGA (热带海洋和全球大气试验) 都把海—气通量观测作为其主要内容, 目前正在推行的三大海洋计划即“全球大洋通量联合研究”(JGOFS)、“全球海洋生态系统动力学研究”(GLOBEC)、“海岸带陆海相互作用研究”(LOICL)亦把海—气通量的观测

2000-09-01收到, 2000-09-20收到修改稿

* 国家科技部攀登项目A“南海季风试验研究”, 国家气候中心气候研究开放实验室97-6LCS-14及1998年特大暴雨成因诊断分析课题共同资助

摆到特别显要位置。

海—气通量可以采用铁塔观测、船舶观测、浮标观测、卫星传感器观测,而铁塔观测具有定点、连续、仪器稳定等优越性,较之其他方法可获得更精确的测量值。特别是风速较大情况下,观测仪器的稳定性订正遇到很大困难,而铁塔观测的优越性更突出。英国 Halley 研究站(1991)、前苏联黑海研究塔(1989)、日本海—气—冰研究塔、荷兰北海平台(1985~1990)、丹麦北海平台(1985)等都在海—气观测试验中发挥了重要作用。但是,目前世界上海洋观测塔多分布于中高纬度,低纬洋面上铁塔通量观测很少,尤其是西南季风爆发过程中近海面通量交换特征尚无人进行观测研究。1998年5月14日~6月22日,国家科技攀登项目“南海季风试验(SCSMEX)”在西沙永兴岛海区实施了洋面铁塔通量观测,首次获得了较长时段定点、连续的西沙海区湍流通量观测资料,为研究季风爆发、发展、中断过程中近海面层物理过程、能量收支和湍流结构提供了可能;同时,它又和船舶通量观测、浮标通量观测、ISS观测一起组成南海通量观测阵(IFA),通过不同观测的对比和订正,得到南海以至更大范围海域海—气交换量。这对揭示西南季风爆发、发展的海—气相互作用机制有重要意义。

中国位于东亚季风区,夏季风的活动异常是中国旱涝灾害产生的直接因素,季风爆发早晚、强弱与中国华南及长江流域暴雨有着更加密切的关系。亚洲夏季风最早在南海爆发,南海为季风发展提供了充足的热量和水汽。季风又是一种复杂的非线性现象,大气、海洋和陆面过程特别是海—气通量交换过程对季风爆发和发展起了十分关键作用。本文作为系统研究南海季风爆发海—气通量交换过程的第一步,使用1998年西南季风爆发期间西沙铁塔上湍流观测资料,用涡度相关法、廓线法计算了海面动量、感热、潜热通量及湍流强度等一些统计量,并与其他海区观测结果进行了比较,表明动量通量、感热通量、潜热通量等由于南海季风爆发而具有突出的特点。

2 观测仪器和天气背景

西沙海—气通量观测塔建在西沙永兴岛($16^{\circ} 50'N$, $112^{\circ} 20'E$)西南面礁盘边缘,距岛屿约300 m,气象要素分布基本不受陆面影响;塔基为 $1.5\text{ m} \times 1.5\text{ m} \times 1.5\text{ m}$ 的水泥平台,台面位于海面以下0.5~1.5 m(随潮位变化);塔体呈三角形,高18 m,由3层9根桩线固定;仪器安装在伸臂上,伸臂长1.5 m。梯度观测系统分为4层,分别距塔基面2、4、8、16 m;10 m高处安装超声风速仪、HUMAIR T-H探头、温度脉动仪、风向标;辐射仪器安装在由塔体向前支出的横杆上,横杆长2 m,两端分别安装向上、向下短波辐射表、长波辐射表,辐射表距水面(标准水面)约1.5 m。水温表浮在水面以下,分别距水面0.5 m和1.5 m。各类仪器性能详见表1,1998年3~5月在国家气象计量站统一进行了仪器精度检验标定。

湍流脉动测量仪器1998年5月14日开始记录,16日梯度观测仪器启动,至6月22日停机,连续观测近40天。该期间西沙经历了如下主要天气过程:(1)5月14~16日,南海地区受副热带高压控制,风向SSE—S,天空以晴为主,平均云量2~3成,平均风速2~3 m/s,相对湿度78%左右,说明西南季风尚未爆发。(2)5月17日,西沙地面风向由SE转为S—SW,平均风速增大到4~8 m/s;850 hPa上空来自印度

洋的赤道西风越过中南半岛到达南海北部, 200 hPa 高空 NW 风开始转为 NE 风; 受季风暖湿气流和锋面共同影响, 西沙天空云量突然增多达 8~10 成, 17、18、19 日连续出现较强降水过程, 这标志着南海北部开始季风爆发。21~22 日, 105° E 附近越赤道气流进入南海, 造成整个南海西南季风爆发, 西沙再次降雨, 这是对流活跃期。(3) 西南季风爆发后, 铁塔上又观测到 3 次风速加强到减弱的过程 (5 月 27 日~6 月 3 日、6 月 4 日~14 日、6 月 15~20 日) (图 1), 6 月 2、8、19 日前后风速达到峰值, 最大风速达 10~15 m/s。6 月 6 日以后受到副高西伸影响, 风速虽然增大, 云量多在 5~8 成, 降水量较少。

表 1 观测使用的仪器性能

观测要素	传感器	精度	采样频率	测量范围
风速脉动量	Kaijo DAT-300 超声风速/温度仪	$\pm 0.005 \text{ m/s}$	20 次/s	0~30 m/s
温度脉动量	铂莱丝温度脉动仪	$\pm 0.1^\circ\text{C}$	20 次/s	0~50°C
湿度脉动量	HA-1P 温湿探头	$\pm 2\%$	2 次/s	0~100%
温湿度梯度	铂电阻电动通风干湿表	$\pm 0.1^\circ\text{C}$	1 次/min	0~50°C
风速梯度	EZC-1 型三杯式风速计	$\pm 0.3 \text{ m/s}$	1 次/min	0~60 m/s
风向	风标	$\pm 0.4^\circ$	1 次/min	0~360°
气压	振荡式气压计	$\pm 0.1 \text{ hPa}$	1 次/min	50~1050 hPa
总辐射	TBQ-2 型辐射表	$9\sim 10 \mu\text{V}/(\text{W}\cdot\text{m}^{-2})$	1 次/min	0~1500 W/m^2
长波辐射	Eppley 长波表	$5.25 \mu\text{V}/(\text{W}\cdot\text{m}^{-2})$	1 次/min	-300~1500 W/m^2
水温	BHQ 型水温计	$\pm 0.1^\circ\text{C}$	1 次/min	0~50°C

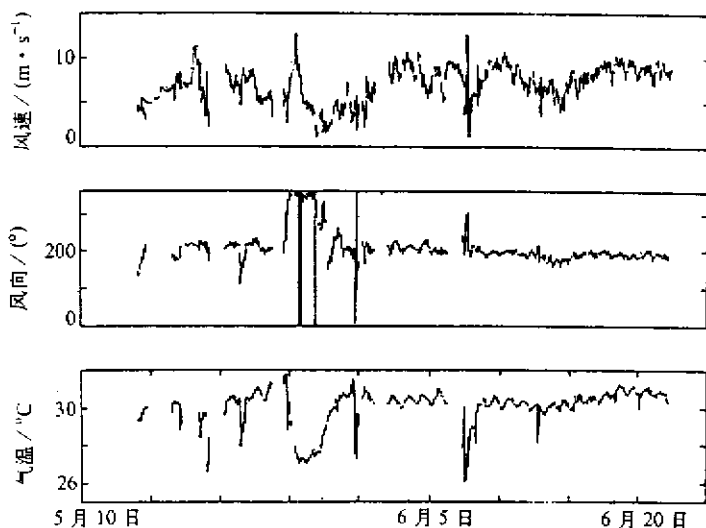


图 1 观测期间塔上部分气象要素的变化

西沙海域属于热带季风气候, 5~6 月为全年平均气温最高季节。1998 年 5 月平均气温达 29.5°C, 平均相对湿度达 82%, 平均海面水温 (西沙海洋站 3 次观测) 为 30°C。南海西南季风爆发多年平均在 5 月第 4 候, 1998 年爆发日期属于正常, 季风发

展强度偏弱。

3 近海面层大气湍流结构

3.1 湍流强度

湍流强度的无量纲量度定义为 $I = \sigma_a / \bar{u}$ (a 代表 u 、 v 、 w)，即风速分量脉动值方差 σ_u 、 σ_v 、 σ_w 和平均风速之比，它可以反映湍流能量的大小。如果不考虑小风 ($< 2 \text{ m/s}$) 情况，观测期间 σ_u 、 σ_v 、 σ_w 与平均风速之比计算为 0.096、0.066、0.045，这与日本 Sagami 湾^[1]海洋观测塔 6.14 m 高度附近获得的结果 0.089、0.060、0.044 非常接近。

图 2 给出 σ_u 、 σ_v 、 σ_w 随风速变化的分布。可以看出，风速 $< 5 \text{ m/s}$ (即平滑流) 时它们几乎不变；风速 $> 5 \text{ m/s}$ (即粗糙流) 时它们随风速缓缓增大。 u 方向比其余两项数值稍大，而且随风速增大升高较快； v 方向易受风向稳定度影响，随风速增大较慢； w 方向随风速增大变化很小，风速 $> 7 \text{ m/s}$ 时才随风速缓缓增大。

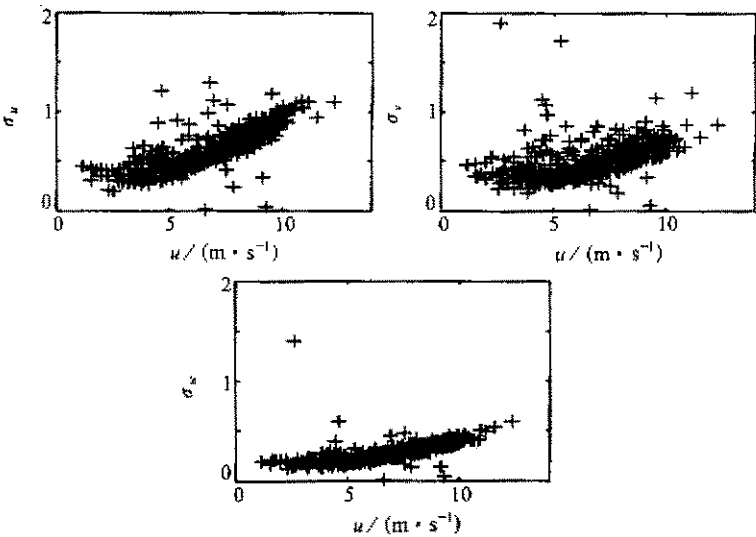


图 2 σ_v 、 σ_r 、 σ_w 随风速变化的分布

3.2 无量纲化脉动量方差分析

根据相似理论，纵向、横向、垂直风速分量 u 、 v 、 w 和温度 t 归一化标准差 σ_u / u_* 、 σ_v / u_* 、 σ_w / u_* 、 σ_t / t ，都应是和稳定度 z/L 有关的通用相似函数。在近中性条件下 ($z/L \approx 0$)，近地面湍流主要由机械生成，各相似函数基本为常数，它们几乎不随 z/L 变化而变化。本文观测资料计算结果为 $\sigma_u / u_* \approx 3$ 、 $\sigma_v / u_* \approx 2$ 、 $\sigma_w / u_* \approx 1.25$ 。与马耀民等^[2]在南沙海域短期观测结果 2.32、1.76、1.20 比较，第 1 项偏大，这可能是风速稍大海面起伏的原因。如果包括稳定与不稳定全部观测， σ_w / u_* 平均值为 1.31 ± 0.37 ，这与 Pond^[1]的 BOMEX 观测结果 1.32 ± 0.09 和 Hans Bergstrom

等^[3]1981 年 7 月、1982 年 9 月波罗的海观测结果 1.33 相接近, 而比 Naito 1977 年 Sagami^[1]湾观测结果 1.23 ± 0.13 稍大, 比 Miyake^[1]的结果 1.47 ± 0.26 稍小。

图 3 给出 u 、 v 、 w 和温度 t 归一化标准差 σ_u/u_* 、 σ_v/u_* 、 σ_w/u_* 、 σ_t/t , 随稳定度参数 z/L 的变化分布。左边是不稳定条件下分布, 右边是稳定条件下分布。图 3 显示, 不稳定条件下, σ_u/u_* 、 σ_v/u_* 、 σ_w/u_* 随不稳定度增大数值缓缓增大;

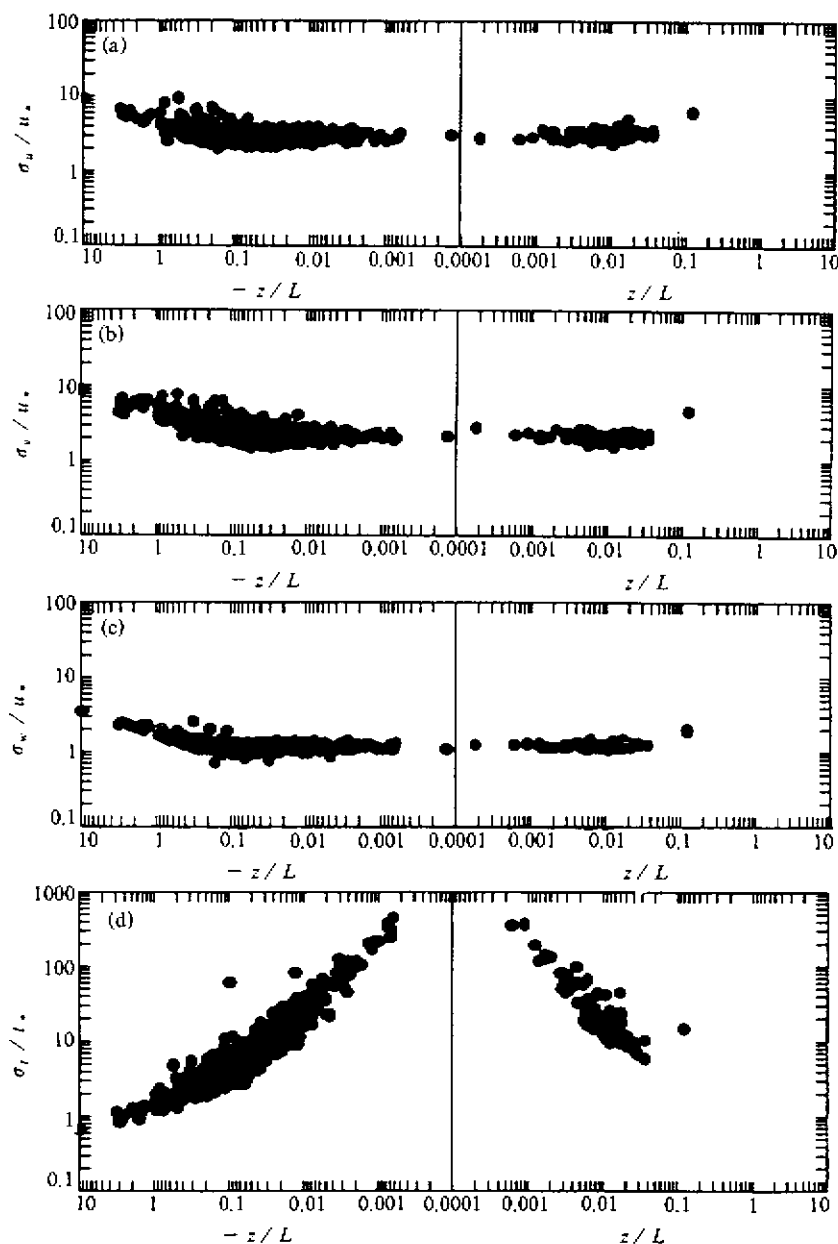


图 3 纵向风速 (a)、横向风速 (b)、垂直风速 (c) 和温度 (d)
归一化标准随稳定度参数 z/L 的变化关系

稳定条件下, u 、 v 、 w 三方向 σ/u_* 近似相等。在稳定与不稳定条件下, σ_i/t_* 随稳定度参数 z/L 的变化趋势相似, 但符号相反; 随着不稳定度增大, 湍流活动加强, 温度脉动变小, σ_i/t_* 减小很快。

图 4 给出不同天气系统影响时不稳定条件下归一化标准差 σ_u/u_* 、 σ_v/v_* 、 σ_w/w_* 、 σ_t/t_* 随稳定度参数 z/L 的变化关系。可以看出, 由于季风爆发期不稳定度增大, σ_u/u_* 、 σ_v/v_* 、 σ_w/w_* 数值略高, 但相互差异并不显著。

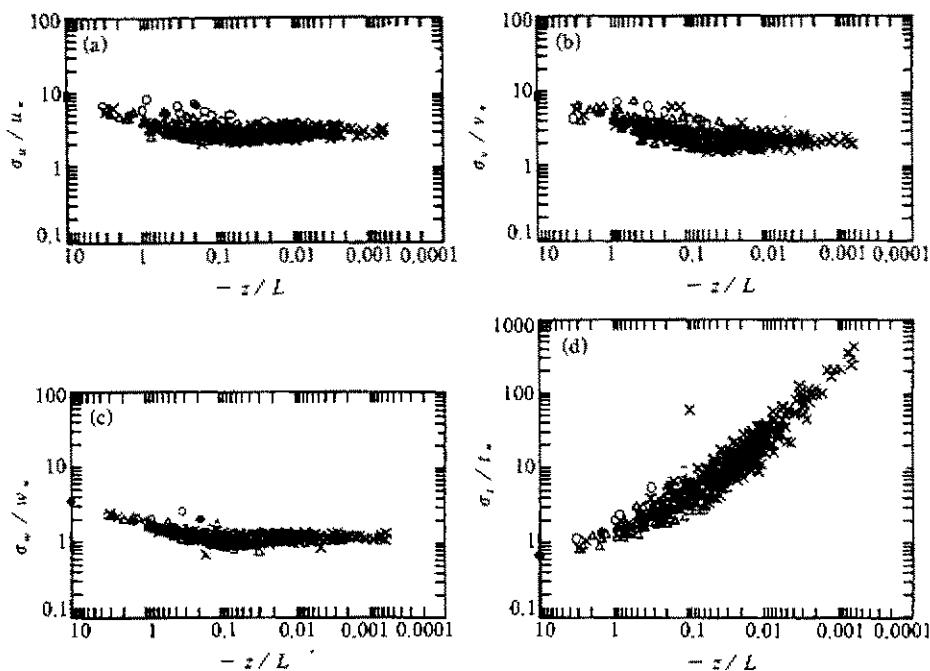


图 4 不同天气系统影响时不稳定条件下纵向风速 (a)、横向风速 (b)、垂直风速 (c) 和温度 (d) 归一化标准随稳定度参数 z/L 的变化关系
 ●: 季风爆发前 5 月 14~16 日; ○: 季风爆发 5 月 17~22 日;
 △: 西南季风爆发后 5 月 25 日~6 月 1 日; ×: 风速加强 6 月 1~20 日

3.3 摩擦速度 u_*

近海面层风速切变和海面加热作用非常明显, 因此摩擦速度 u_* 是一个重要参量。观测期间由脉动量观测资料使用涡相关法计算的摩擦速度 u_* 平均为 0.207, 但不同天气时段 u_* 的变化较大, 如 5 月 14~16 日 (季风尚未爆发)、5 月 18~22 日 (季风爆发期)、6 月 15~20 日 (风速加强期) 3 个时段平均风速分别为 5.2、6.7、8.7 m/s, 其摩擦速度 u_* 分别为 0.185、0.195、0.263, 说明 u_* 随风速增大明显。这是因为 u_* 主要取决于海面状态, 而海面状态又受制于风力强度, 风越大, 机械湍流越强。

图 5 反映了由全部脉动观测资料计算的摩擦速度 u_* 随平均风速的变化关系, 它随平均风速的变化可用下式表示:

$$u_* = 0.029U_{10} + 0.006.$$

由梯度观测资料使用廓线法计算的 u_* 与上面计算的 u_* 接近。

3.4 空气动力粗糙度长度

空气动力粗糙度长度 z_0 定义为风速为零的高度, 它与海表面形态和风速与海洋波动的相速有关。 z_0 是多变的, 风速改变引起的海浪变化导致海面摩擦应力变化。以往有的海洋观测 (例如波罗的海和北海浮标观测) z_0 的变化范围为 $10^{-5} \sim 10$ cm。本文根据计算海面 z_0 的查诺克关系式^[4] $z_0 = A_c u_*^2 / g$ (海面上 $A_c = 0.016$, g 为重力加速度), 得算式 $z_0 = 1.63 u_*^2 / 10^3$ 。该式主要适合风速 > 5 m/s 的情况。按此算式计算观测期间的 z_0 变化范围为 $0.01 \sim 0.35$ mm (图 6)。图 6 反映了 z_0 随平均风速变化呈很好的二次函数关系 (图中用 $\circ$ 表示不稳定状态, $+$ 表示稳定及中性状态), 稳定或不稳定状态差异不大; 小风速 (< 5 m/s) 时, 随风速增大变化很小, 风速为 5 m/s 时 z_0 约为 0.05 mm, 风速 > 5 m/s 时 z_0 随风速增大很快, 10 m/s 时约为 0.23 mm。

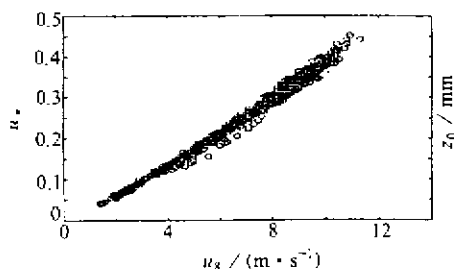


图 5 u_* 随平均风速的变化关系

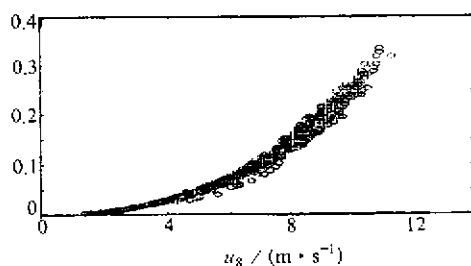


图 6 z_0 随平均风速变化呈二次函数关系

4 湍流通量输送特征

4.1 动量通量

动量通量由公式 $\tau = -\rho \overline{u'w'}$ 计算。观测期间动量通量平均值为 0.10 N/m^2 , 变化范围为 $0.05 \sim 0.30 \text{ N/m}^2$, 其变化分布趋势与风速变化非常一致。

不同天气时段 τ 的日变化趋势亦有差异, 季风爆发前风速较小, τ 亦较小, 日变化很小; 季风爆发后 τ 增大, 日变化差异显现出来。比较西沙海域季风爆发期 (5 月 20~25 日)、风速减弱期 (5 月 26~30 日)、风速加强期 (6 月 14~20 日) 的 $-\overline{u'w'}$ 日变化, 可以看出季风爆发期 $-\overline{u'w'}$ 较爆发前有所增大, 特别是中午 12 时至下午 4 时出现几次降水过程, 雷雨大风出现时风速超过 10 m/s , $-\overline{u'w'}$ 明显增大。风速减弱期平均风速 5 m/s 以下, 6~12 时 $-\overline{u'w'}$ 出现微弱高值。风速加强期平均风速达到 $6 \sim 8 \text{ m/s}$, 早上 4~8 时风速曾达 $8 \sim 12 \text{ m/s}$, 20 时至夜间 00 时前后风速较小, $-\overline{u'w'}$ 日变化趋势与之相似。

根据整体输送公式 $\tau = \rho C_D U^2$, 曳力系数 $C_D = \tau / \rho U^2$, 它是无量纲量, 是风速和稳定度的函数, 可以表示湍流摩擦产生的拖曳作用强弱。图 7 给出梯度观测资料由廓线法计算的 C_D 随 8 m 高度风速 U_8 (10 min 平均, 下同) 的变化。可以看出, C_D 变化范围为 $(0.6 \sim 1.8) \times 10^{-3}$, 平均值为 1.56×10^{-3} 。由于 U_8 为 8 m 高度风速, 比 10 m 高度风速略小。若以 10 m 高度风速为标准, 计算 C_D 应比上值略小。

由梯度观测资料计算的曳力系数 C_D 的分布接近于下面关系式:

$$10^3 C_D = 0.1105 U_8 + 0.5864,$$

$$10^3 C_D = 0.1005 U_8 + 0.7711.$$

图 8 给出由脉动量观测资料使用涡相关法计算的曳力系数 C_D 随风速 U_{10} 的变化。可以看出, 由涡相关法计算的曳力系数 C_D 值在 $(0.6 \sim 1.6) \times 10^{-3}$ 之间, 它比由廓线法计算的拖曳系数 C_D 稍小, 其随风速 U_{10} (30 min 平均, 下同) 的分布接近于下式:

$$10^3 C_D = 0.003 U_{10}^2 + 0.020 U_{10} + 0.836$$

或

$$10^3 C_D = 0.056 U_{10}^2 + 0.732.$$

根据上式可以得出, C_D 平均值为 1.12×10^{-3} , 当 U_{10} 为 10 m/s 时, $10^3 C_D = 1.29$, 当 U_{10} 为 5 m/s 时, $10^3 C_D = 1.01$ 。该数据与 Large 和 Pond^[5]海上铁塔的观测结果 $10^3 C_D = 1.14$ ($4 \text{ m/s} < U_{10} < 10 \text{ m/s}$) 和熊康^[6]1987 年 10~11 月赤道西太平洋小型系留气艇观测计算结果 $10^3 C_D = 1.11 \pm 0.16$ 接近, 但比 (日本) Naito^[3]海上铁

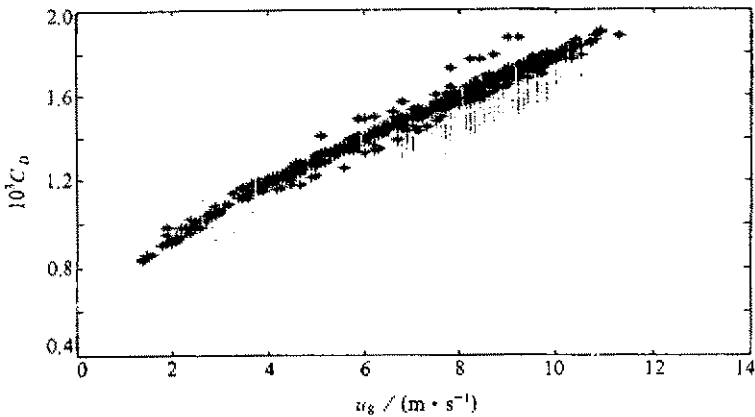


图 7 C_D 随 8 m 高度风速 U_8 的变化

* 表示不稳定状态; + 表示稳定及中性状态

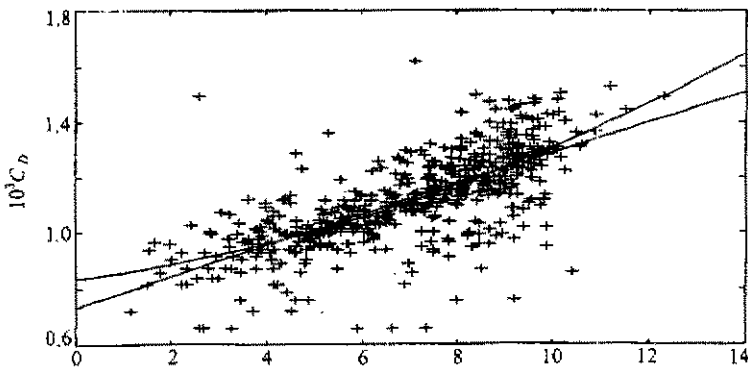


图 8 涡相关法计算的曳力系数 C_D 随风速 U_{10} 的变化

塔的观测结果 ($10^3 C_D = 0.36 + 0.118 U_{10}$) 和 Hans Bergstrom 等^[3]1981 年 7 月、1982 年 9 月波罗的海观测结果略小。后两者观测位置纬度较高, 观测季节也不一致。这进一步说明曳力系数 C_D 随观测位置、观测时间、海面状态有一定变化。

4.2 感热通量

感热通量由公式 $H = \rho c_p \overline{w't'}$ 计算。根据脉动量观测资料使用涡相关法计算的 5 月 14 日至 6 月 22 日感热通量, 平均值为 7.8 W/m^2 。一般变化于 $0 \sim 15 \text{ W/m}^2$, 有时可达到 20 W/m^2 。感热通量为正值表明由海洋向大气输送热量。

图 9 给出季风爆发期 (5 月 21 日)、季风风速加强期 (6 月 15 日) 感热通量日变化。可以看出, 不论白天黑夜, 感热通量都为正值; 5 月 21 日白天中午稍高, 夜间稍低, 因为季风爆发期对流发展旺盛, 午后出现降水, 气温明显降低, 海气温差增大到 $1 \sim 1.5^\circ\text{C}$, 感热通量明显偏大。6 月 15 日因风速增大, 海面温度和气温接近, 而且日变化很小, 感热通量日变化也很小。

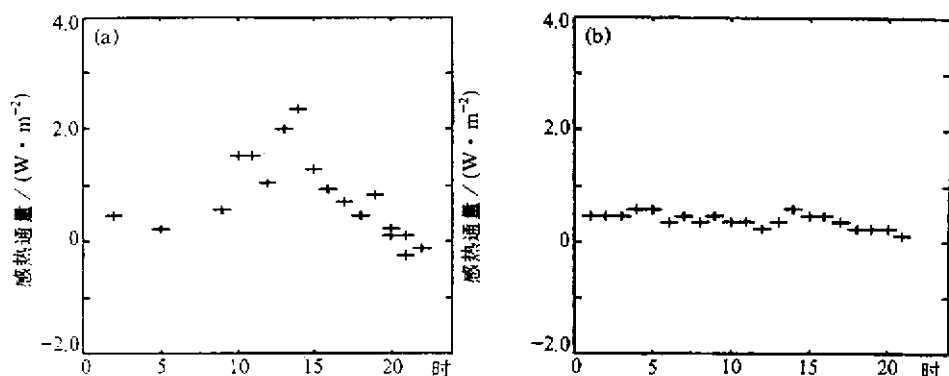


图 9 5 月 21 日 (a)、6 月 15 日 (b) 感热通量日变化

4.3 潜热通量

潜热通量根据梯度观测资料由通量-廓线公式计算。由于热带海洋高温高湿, 海面蒸发量大, 潜热通量一般高于陆地。观测期间潜热通量由海洋向大气输送, 在弱风和比较稳定的天气形势下, 其值为 $50 \sim 150 \text{ W/m}^2$ (图 10a), 在季风爆发, 风速增大时, 潜热通量增大到 $150 \sim 250 \text{ W/m}^2$ (图 10b), 正午短时间甚至达到 350 W/m^2 (图 10c)。各时段潜热通量日变化均十分明显, 一般白天中午稍高, 夜间稍低, 日较差为 $50 \sim 100 \text{ W/m}^2$ 。

根据潜热通量和感热通量, 可以求算鲍恩比即感热通量和潜热通量之比值。观测期间鲍恩比日平均为 0.05 左右。

4.4 与西太平洋热带海域观测试验结果比较

表 2 列出本文计算结果与南沙海域 (渚碧礁)^[2]、西太平洋热带海域 TOGA-COARE 观测试验结果^[7]比较。南沙观测点观测仪器架设在渚碧礁的水泥平台上, 仪器观测高度 6.9 m。观测时间从 1994 年 9 月 19~24 日, 海面为西南风, 风速平均约 8 m/s 。各统计量由脉动量观测资料使用涡相关法计算。西太平洋热带海域 TOGA-COARE 观测试验包括: 日本 Hakuho 研究船在 (0°N , 156°E) 加密观测, 时间为

1992 年 11 月 12~26 日, 感热通量、潜热通量由 TOGA-COARE 发展的整体通量输送法计算; TOGA-COARE Moana Wave, Wecoma, WHOI 浮标观测, 时间从 1992 年 11 月 4 日至 12 月 3 日。TOGA-COARE 观测试验期间观测海域均无明显天气系统影响, 微风, 强日照。

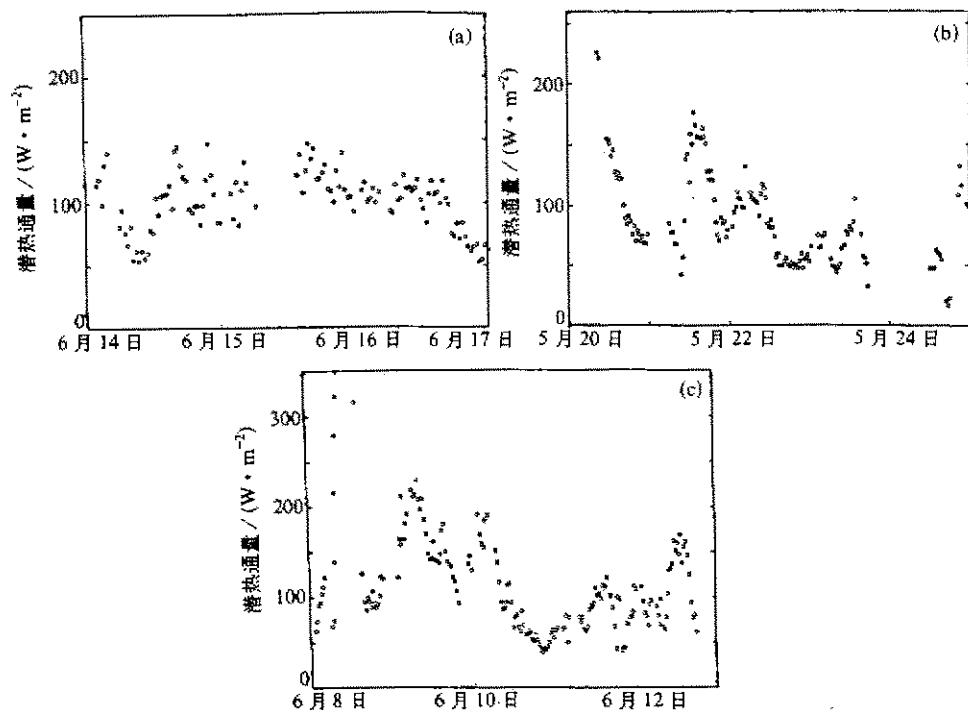


图 10 潜热通量变化

(a) 弱风和比较稳定的天气形势下; (b) 季风爆发, 风速增大时; (c) 正午短时间达到 350 W/m^2

表 2 本文计算结果与邻近海域两个观测试验结果比较

观测试验	西沙海气 通量观测塔	清碧礁 观测平台	Hakuho 研究船	Moana Wave 浮标	Wecoma 浮标	WHOI 浮标
动量通量 / ($\text{N} \cdot \text{m}^{-2}$)	0.10		0.030	0.020	0.017	0.020
感热通量 / ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$)	7.8	6.0	5.5	6.0	4.6	7.0
潜热通量 / ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$)	110~160	129.2	102.4	89.7	86.0	92.0
鲍恩比	0.047~0.071	0.046	0.054	0.067	0.053	0.076

表 2 显示, 本文计算的动量通量数值较西太平洋热带海域 TOGA-COARE 观测试验结果偏高, 甚至达到后者的 3 倍以上。这主要是由于西太平洋热带海域 TOGA-COARE 试验期间风速较小的原因。同样, 由于西沙试验区季风爆发后风速增大, 对流加强, 感热通量、潜热通量也比 TOGA-COARE 观测有所增大, 而与南沙清碧礁观测数值差异较小。另外, 由于 3 个试验海域临近, 海面状态差异不大, 鲍恩比比较接近。

5 结论

(1) 观测期间湍流强度 σ_u 、 σ_v 、 σ_w 与平均风速之比为 0.096、0.066、0.045。 σ_u 随风速增加升高较快, σ_v 易受风向稳定度影响, 随风速增大缓慢, σ_w 变化很小, 风速 $> 5 \text{ m/s}$ 时随风速有所增大。在近中性条件下 ($z/L \approx 0$), 各相似函数基本为常数, $\sigma_u/u_* \approx 3$, $\sigma_v/u_* \approx 2$, $\sigma_w/u_* \approx 1.25$; 稳定条件下 u 、 v 、 w 三方向 σ/u_* 近似相等; σ_z/z 在稳定与不稳定条件下变化趋势相似, 但符号相反。全部观测计算的 σ_w/u_* 平均值为 1.31 ± 0.37 。摩擦速度 u_* 随风速增大而变大, 观测期 u_* 变化范围为 $0.05 \sim 0.50 \text{ m/s}$ 。它随平均风速的变化接近于关系式 $u_* = 0.029U_{10} + 0.006$ 。

(2) 观测期间动量变化于 $0.05 \sim 0.30 \text{ N/m}^2$ 之间。季风爆发前风速较小, 动量亦较小, 日变化很小; 季风爆发期动量增大。曳力系数 C_D 变化范围为 $(0.8 \sim 1.5) \times 10^{-3}$, 其分布接近于关系式 $10^3 C_D = 0.003U_{10}^2 + 0.020U_{10} + 0.836$ 或 $10^3 C_D = 0.056U_{10} + 0.732$ 。

(3) 感热通量观测期间多在 $0 \sim 10 \text{ W/m}^2$ 之间变化, 大时可达到 20 W/m^2 , 白天黑夜都为正值。由于海面温度日变化很小, 感热通量日变化很小, 其趋势白天中午稍高, 夜间稍低。潜热通量由海洋向大气输送, 在弱风和比较稳定的天气形势下, 其值为 $50 \sim 150 \text{ W/m}^2$, 在季风爆发、风速增大时, 潜热通量增大到 $200 \sim 350 \text{ W/m}^2$ 。潜热通量日变化较大, 一般白天中午高, 夜间较低。观测期间鲍恩比平均为 0.05 左右。

(4) 本文计算结果与渚碧礁平台观测、西太平洋热带海域 TOGA-COARE 两个观测试验结果比较, 动量通量数值较西太平洋热带海域 TOGA-COARE 观测试验结果偏高, 以至达到后者的 3~5 倍。这是由于季风爆发后风速增大的原因。同样, 由于风速增大, 感热通量、潜热通量也较 TOGA-COARE 观测试验结果明显增大, 但与渚碧礁平台观测比较接近。

本文是 1998 年南海季风爆发期间近海面层通量输送特征的初步分析, 进一步的湍流谱分析将另文介绍。由于本次通量观测集中在 5 月 16~6 月 20 日, 季风爆发之前资料较短, 季风爆发前后通量输送特征的对比受到一定限制。另外, 本次观测湿度脉动资料和辐射观测资料因仪器损坏不够完整, 没有进行海洋热收支计算。为了弥补上述不足, 特别是为了研究南海季风爆发期间近海面层通量输送的年际变化, 2000 年 5~6 月在西沙海气通量观测塔上再次实施了定点、连续的观测, 尤其加强了湿度和辐射观测项目, 分析结果也将另文介绍。

致 谢 参加 1998 年南海通量观测的还有国家气候中心赵南博士和中国科学院大气物理所杜大庆工程师, 本文还得到北京大学张宏升博士、郭振海博士的热忱帮助和指导, 在此一并表示衷心感谢!

参 考 文 献

- 1 Naito Gen'ichi, Direct measurements of momentum and sensible heat fluxes at the tower in the open sea, *J. Meteor. Soc. Japan*, 1977, 56(1), 25~33.

- 2 马耀民等, 南沙海域大气湍流通量输送特征分析, 高原气象, 1997, 16(1), 45~51.
- 3 Hans Bergstrom and Ann Sofi Smedman, Stably stratified flow in a marine atmospheric surface layer, *Boundary Layer Meteorology*, 1995, 72, 239~265.
- 4 Roland B. Stull, 边界层气象学导论, 杨长新译, 北京: 气象出版社, 1991, 405.
- 5 Large, W. G. and S. Pond, Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds, *Journal of Physical Oceanography*, 1980, 11, 324~336.
- 6 熊康, 西太平洋热带海域湍流通量以及海面粗糙度长度 z_0 和曳力系数 C_D 的观测研究, 大气科学, 1990, 14(4), 478~482.
- 7 贾新兴、吴清吉, 热带西太平洋海—气通量和一维海洋混合层之模拟, 大气科学(台湾), 1999, 26(2), 157~178.

Characteristics of Turbulence Structure and Flux Transfer on the Sea Surface during the Onset of SCS Monsoon in 1998

Yan Junyue, Yao Huadong and Li Jianglong

(National Climate Center, Beijing 100081)

Wang Qiang and Yang Zhiyong

(Beijing Meteorological College, Beijing 100081)

Abstract Turbulent fluxes have been measured on the marine surface layer from Xisha air-sea flux tower during SCSMEX (The South China Sea Monsoon Experiment) in May 14~June 22, 1998. The preliminary results of fluctuation and gradient measurements of wind velocity, air temperature and moisture at the air-sea flux tower are presented. Intensities of turbulence are estimated to the values of $\sigma_u / \bar{u} = 0.096$, $\sigma_v / \bar{u} = 0.066$ and $\sigma_w / \bar{u} = 0.045$ respectively at about 10 m high during the measured period. The drag coefficient C_D of momentum transfer is approximated by the expression $10^3 C_D = 0.003U_{10}^2 + 0.020U_{10} + 0.836$. And vertical fluxes of momentum, latent and sensible heat obtained from the eddy correlation or profile method are shown with various statistical quantities of turbulence structure such as friction velocity u_* and aerodynamic roughness height z_0 .

Key words: South China Sea; flux transfer