

西太平洋暖池区的海气通量及整体交换系数^{*}

徐静琦 魏皓 顾海涛

(青岛海洋大学海洋环境学院, 青岛, 266003)

武建平

(国家海洋局第一海洋研究所, 青岛, 266003)

摘 要

根据西太平洋海域弱风、高温、潮湿的大气状态特征, 提出了在光滑面存在粘性副层气流中的廓线的层结订正方案。用此模式对西太平洋暖池区 TOGA COARE IOP 期间, 在向阳红 5 号船(2 S, 154 E) 获取的海面风、温、湿梯度资料进行了处理。计算结果显示西太平洋暖池区贴水层气流中不稳定层结占 50% - 80%, 其中很不稳定的占 10.3%; 该海区海气通量和整体交换系数受层结影响远大于受风速的影响; 海气通量和整体交换系数随不稳定程度增加而增大, 在相同风速下量值可相差 4 倍以上; 其变化范围为 0.3×10^{-3} — 3.2×10^{-3} 。由此可见, 层结的影响使它们的变化大于其它海区的结果。

在 $u_{10} = 0 - 10$ m/s 范围内, 中性化整体交换系数平均为 $C_{DN} = 1.2 \times 10^{-3}$, $C_{HN} = 1.14 \times 10^{-3}$, $C_{EN} = 1.19 \times 10^{-3}$, 与 Large 和 Pond(1981, 1982) 不稳定条件的研究结果相差无几。
关键词: 光滑海面, 海气通量, 整体交换系数, 层结影响。

1 引 言

大量资料证实赤道西太平洋暖池区的海气通量对全球的天气变化至关重要, 但是在近十几年全球气候变化的机制研究中发现, 该海区长期的海面热量平衡会出现近 80 W m^{-2} 的不平衡量^[1]。不少专家认为, 计算海气通量的整体交换系数选择不当, 可能是一个重要原因。因此海气通量的直接测量被定为 1993 年 10 月—1994 年 2 月的 TOGA COARE IOP 期间的主要观测项目之一。

在中国向阳红 5 号(2 S, 154 E) 船尾安装一根向外水平伸出 10 m 长的转臂, 在转臂末端再放一垂直海面的长杆, 在距海面 3 m, 6 m 和 10 m 三层安置风杯和通风干湿球温度表, 并在船甲板上距海面 15 m 高处再安置一层仪器, 对海面水温和水位的变化进行同步测量, 由此组成五层梯度观测系统^[2]。观测期每 1h 连续测量半小时, 每 15 min 一组, 分两组平均值贮存在微机中。在 IOP 期间共获得约 2000 组资料, 实际用于迭代计算的有 1412 组(占 70%)。

* 初稿时间: 1996 年 8 月 12 日; 修改稿时间: 1996 年 11 月 8 日。

本文对光滑海面的梯度资料处理,提出了考虑层结影响的改进方案,并对全部处理结果进行了详细的分析研究。发现在赤道附近的热带海域,海温较高,空气潮湿,风速较小的特殊条件下,整体海气交换系数随稳定性和风速而变化,并且风速越小,层结影响越强,甚至掩盖了风速的影响。因此简单地用一常值或风速弱变化的交换系数计算热平衡各项是不可取的。本文的改进模式和计算结果将有助于改进暖池区的表面热平衡计算。

2 海气通量梯度观测原理

在大气表面边界层准常通量性质的基础上, Monin-Obukhov 相似理论^[3]给出了大气表面湍流边界层中风速、位温、比湿廓线的普遍形式:

$$\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{u^*}{kz} \varphi_m(z/L) \quad (1a)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{\theta^*}{kz} \varphi_\theta(z/L) \quad (1b)$$

$$\frac{\partial q}{\partial z} = \frac{q^*}{kz} \varphi_q(z/L) \quad (1c)$$

其中 u, θ, q 分别为平均风速, 平均位温, 平均比湿; z 是离下垫面的高度; k 是 Von Karman 常数; u^*, θ^*, q^* 分别为特征风速、特征位温和特征比湿, 由动量通量 τ 感热通量 H 和水汽通量 E 分别确定, 它们的关系如下:

$$u^* = (\tau/\rho)^{1/2}, \quad \theta^* = \frac{-H}{c_p \rho u^*}, \quad q^* = \frac{-E}{\rho u^*} \quad (2)$$

这里 ρ 是空气密度, c_p 是空气的定压比热。函数 $\varphi_u, \varphi_\theta$ 和 φ_q 是风速、气温和比湿廓线的层结订正函数, L 是 Monin-Obukhov 长度, 定义为

$$L = \frac{u_*^2 \theta}{gk\theta^*} \quad (3)$$

令 $z/L = \zeta$ 作为稳定度参数, 判断气层的层结。当 $L < 0$ 即 $\zeta < 0$, 则气层为不稳定, 反之 $L > 0$ 即 $\zeta > 0$, 则气层稳定, $L \rightarrow \infty$ 即 $\zeta \rightarrow 0$ 则 $\varphi_\zeta = 1$ 气层趋于中性。

对于海上的潮湿空气, 考虑湿空气对层结的影响, 通常采用虚位温 θ_v 替代位温 θ , θ_v^* 取代 θ^* , L_v 取代 L , 本文以后全部采用 θ_v, θ_v^* 和 L_v 。

积分式(1)可得^[4]:

$$u - u_s = \frac{u_*^*}{k} \left(\ln \frac{z}{z_0} - \Psi_m \right) \quad (4a)$$

$$\theta - \theta_s = \frac{\theta_v^*}{k} \left(\ln \frac{z}{z_0} - \Psi_\theta \right) \quad (4b)$$

$$q - q_s = \frac{q^*}{k} \left(\ln \frac{z}{z_0} - \Psi_q \right) \quad (4c)$$

其中 u, θ, q 分别为 z 高度的平均风速、平均虚位温和平均比湿; u_s, θ_s 和 q_s 分别为海面流速、海面温度和 θ 的饱和比湿 (比纯水饱和比湿小 2%); z_0, z_T, z_q 是 u_s, θ_s 和 q_s 所在高度, 称为风、温、湿的粗糙度; 积分函数 Ψ_m, Ψ_T, Ψ_q 通常采用 Businger-Dyer 模式⁵⁾, 如下:

$$\left. \begin{aligned} \Psi_m &= 2\ln[(1+x)/2] + \ln[(1+x^2)/2] - 2\tan^{-1}x + \pi/2 \\ \Psi_T &= \Psi_q = 2\ln[(1+x^2)/2] \\ x &= (1-16\zeta)^{1/4} \end{aligned} \right\} \zeta < 0 \quad (5a)$$

$$\Psi_m = \Psi_T = \Psi_q = -5\zeta \quad \zeta > 0 \quad (5b)$$

$$\Psi_m = \Psi_T = \Psi_q = 0 \quad \zeta = 0 \quad (5c)$$

联立式(2)—(5), 从中性条件着手用风、温、湿梯度资料, 可求得 $u^*, \theta_{V^*}, q^*, z_0, z_T, z_q$ 和第 1 个 L_{V1} , 然后再加入层结影响函数 Ψ , 重复程序求得第 2 个 L_{V2} , 直至 $\left| \frac{L_{V(n+1)} - L_{Vn}}{L_{Vn}} \right| < 5\%$, 一般迭代 3—4 次就可终止 (否则就筛去这组资料), 从而取得这些参数的最终结果。然后由式(2)可得到各测量时间的动量、感热和水汽的通量。

3 海气通量的整体模式及其交换系数

在没有梯度观测时, 用常规测量资料确定海气通量的常用模式是类比分子扩散过程由量纲分析导出的整体模式:

$$\tau = \rho C_D (u - u_s)^2 \quad (6a)$$

$$H = \rho c_p C_H (u - u_s) (\theta_s - \theta_v) \quad (6b)$$

$$E = \rho C_E (u - u_s) (q_s - q) \quad (6c)$$

其中 C_D, C_H, C_E 分别为阻力系数, 感热系数和水汽交换系数。利用式(2)可得高度 z 处的系数如下:

$$C_D = \frac{u^{*2}}{(u - u_s)^2} = \frac{k^2}{[\ln(z/z_0) + \Psi_m(\zeta)]^2} \quad (7a)$$

$$C_H = \frac{u^* \theta_{V^*}}{(u - u_s)(\theta_s - \theta_v)} = \frac{k^2}{[\ln(z/z_0) + \Psi_m(\zeta)][\ln(z/z_T) + \Psi_T(\zeta)]} \quad (7b)$$

$$C_E = \frac{u^* q^*}{(u - u_s)(q_s - q)} = \frac{k^2}{[\ln(z/z_0) + \Psi_m(\zeta)][\ln(z/z_q) + \Psi_q(\zeta)]} \quad (7c)$$

近年来在文献中常常引进中性化的整体交换系数, 定义为:

$$C_{DN} = \frac{k^2}{\ln(z/z_0)} \quad (8a)$$

$$C_{HN} = \frac{k^2}{[\ln(z/z_0)][\ln(z/z_T)]} \quad (8b)$$

$$C_{EN} = \frac{k^2}{[\ln(z/z_0)][\ln(z/z_q)]} \quad (8c)$$

这里需指出的是式(8)中的 z_0, z_T, z_q 是经过层结订正后的粗糙度,它与中性层结的粗糙度在数值上是不一致的,是为了便于不同地区、不同条件测量结果进行比较而假设的,故用中性化称之为以示区别。从后面的实例中还可以看到,中性化后的系数随稳定度变化的情况明显减小,但没有完全消除。

4 海面气流的空气动力学分类

在边界层气流中,由摩擦速度 u^* 、表面粗糙度 z_0 和分子运动粘性 ν 组成的无量纲量 $Res = \frac{u^* z_0}{\nu}$ 定义为粗糙雷诺数。Nikuradse(1933)^[6]大量风洞实验确定,当 $Res < 0.13$ 时流速由粘性应力决定,粗糙物高度低于粘性副层,气流为光滑流;当 $Res > 2.5$ 时,流速由湍流应力决定,粗糙物高度大于粘性副层,粘性副层实际上已不存在,气流为粗糙流;而在这两者之间是过渡流区。本次西太平洋观测发现,若按10 m 高风速分档统计,则 $u_{10} < 1.5$ m/s 时 $Res < 0.13$,占14%, $u_{10} > 9$ m/s, $Res > 2.5$ 占0.1%;若按稳定度分类统计平均则得 $Res < 0.13$ 的占29.0%,过渡区占71%。由此可见该海区低风速的光滑气流约占15%—30%,粗糙流占85%—70%。

5 海面气流的稳定度分类

根据 Monin-Obukhov 相似理论,可以判断海洋大气的稳定度,然而为了分析通量和整体交换系数随稳定度的变化,需要对稳定度进行细分。目前有几个海上层结分类的方案^[7],本文采用的稳定度范围划分方案和统计结果列于表1。

由表1可见,海面大气有89.4%处于不稳定状态,中性占6.1%,稳定占5.4%(若用文献[7]的划分方案,类似于把表中的弱不稳定和弱稳定划归近中性情况,则不稳定仍可占50%以上)。因此统计结果表明,该海区的气流以不稳定层结占优势,其中小风光滑气流条件下还存在很不稳定的状态,它占有10.3%的份额,突出表现了热带潮湿空气的特征。由此也引出了光滑面非中性气流的处理技术问题。

表1 稳定度范围的划分及统计结果

ζ	< -2	(-2, -0.5)	(-0.5, -0.1)	(-0.1, 0.1)	(0.1, 1.0)	> 1.0
层 结	很不稳定(A)	不稳定(B)	弱不稳定(C)	中性(D)	弱稳定(E)	稳定(F)
资 料 数						
光滑	146(10.3%)	234(16.6%)	9(0.6%)	7(0.5%)	8(0.6%)	1(0.1%)
粗糙	-	327(23.1%)	532(37.7%)	133(1.4%)	15(1.0%)	
合计(%)	146(10.3)	561(39.8)	541(38.3)	140(1.9)	23(1.6)	1(0.1)

6 光滑面上层结气流廓线与通量的处理技术

许多实测资料的分析发现海面存在光滑气流,水面上存在粘性副层,其风速的垂直分布都以中性条件的对数廓线来描述,即式(4)中 Ψ 函数 $\Psi = 0$,把它与 Nikuradse(1933)的经验拟合公式

$$\frac{u}{u^*} = \frac{1}{k} \ln \frac{u^* z}{U} + 5.5 \quad z \gg U u^* \quad (9)$$

相比较可得到粘性副层的粗糙度为

$$z_0 = \frac{U}{u^*} \exp(-5.5k) \quad (10a)$$

根据运动学相似原理,采用量纲分析方法很容易想到温度和湿度的粗糙度可有类似形式:

$$z_T = \frac{U_T}{u^*} \exp(-5.5k) \quad (10b)$$

$$z_q = \frac{U_q}{u^*} \exp(-5.5k) \quad (10c)$$

这里 U_T 是分子热传导系数, U_q 是水汽扩散系数。

因此对于光滑海面上层结气流的风、温、湿廓线也可以用方程(4)和(5)来描述,把粘性副层和湍流边界层组成一个常通量层来考虑,有粘性副层时 z_0 与 U 有关,由式(10)确定;无粘性副层时 z_0 与 U 无关,由迭代结果根据式(11)确定。

$$z_0 = e^{[(\ln z - \Psi_m) - (u - u_s)k/u_s]} \quad (11a)$$

$$z_T = e^{[(\ln z - \Psi_T) - (q - \theta_s)k/u_{v^*}]} \quad (11b)$$

$$z_q = e^{[(\ln z - \Psi_q) - (q - q_s)k/q_s]} \quad (11c)$$

7 计算方法和结果分析

根据前述的方法,对每组资料首先假设为中性条件和 $u_s = 0$,得到 u^* 和 z_0 并计算 Res 以判断光滑流还是粗糙流;对光滑流用式(10),对粗糙流用式(11)并取 $u_s = 0.5u^*$ 进行迭代,计算结果按流型和稳定度统计列于表2和表3。初步分析得到该海区的大气边界层特征及海气交换系数的特征如下。

(1) 热带海区海面温度很高,一般在28—29℃;海水蒸发率较高,一般为10—30 mg m⁻² s⁻¹量值,因而海洋输给大气的蒸发潜热较高,一般为30—90 W m⁻²,致使大气经常处于不稳定状态,即使空气处于弱逆温状态 $H < 0$,水汽的作用仍可以使 L_v 为负值,如表3中光滑流层结为C和D的情况。

(2) 热带海区风速一般较小,海气温差也较小,故动量和感热交换相对水汽交换较弱。动量通量典型数值为0.2—4 × 10⁻² N m⁻²,感热通量一般小于10 W m⁻²。

表2 按界面流型和层结分类统计平均的参数值

界面 流型	层 结	u_{10} m s ⁻¹	θ_{V10} g kg ⁻¹	q_{10} g kg ⁻¹	$\Delta\theta_V$ g kg ⁻¹	Δq g kg ⁻¹	u^* m s ⁻¹	θ_{V^*} 10 ²	q^* g kg ⁻¹	L_V m	ζ	z_0 10 ⁴ m	z_T 10 ⁴ m	z_q 10 ⁴ m
光	A	1.1	29.5	20.5	0.10	5.23	0.04	-9.5	-0.26	-1.1	-9.1	0.41	0.57	0.68
	B	1.8	28.6	21.3	0.58	4.12	0.06	-4.2	0.17	-5.2	-1.9	0.36	0.37	0.44
	C	2.0	29.4	22.6	-0.19	2.83	0.06	0.7	-0.10	-37.6	-0.27	0.27	0.37	0.44
滑	D ₋	2.3	29.4	24.8	-0.10	0.80	0.07	0.3	-0.03	-400.0	-0.025	0.23	0.32	0.38
	D ₊	1.9	29.5	22.4	-0.53	2.59	0.06	1.7	-0.08	-417.0	0.024	0.29	0.41	0.48
流	E	2.0	29.1	23.5	-0.69	2.84	0.05	1.8	-0.08	20.1	0.5	0.32	0.45	0.49
	F	1.5	30.4	20.3	-1.48	4.66	0.03	2.8	-0.09	5.3	1.9	0.57	0.81	0.96
粗	B	3.2	28.1	20.3	1.03	4.96	0.12	-6.2	-0.20	-13.1	-0.76	1.59	4.02	1.42
	C	4.7	28.1	20.8	0.97	4.41	0.17	-3.8	-0.17	-37.9	-0.26	1.41	1.87	1.50
糙	D ₋	5.3	29.1	21.8	-0.05	3.43	0.19	-0.2	-0.12	-238.0	-0.042	1.43	3.65	3.07
	D ₊	5.5	29.7	22.0	-0.88	2.82	0.19	3.2	-0.09	942.0	0.01	1.28	6.15	3.21
	E	3.4	30.1	22.5	-1.44	2.16	0.11	4.7	-0.06	26.8	0.37	0.85	5.18	2.78

表3 按界面流型和层结统计的通量与整体交换系数

界面 流型	层 结	u_{10} m s ⁻¹	$\tau \times 10^2$ N m ⁻²	H W m ⁻²	E mg m ⁻² s ⁻¹	H_E W m ⁻²	C_D $\times 10^3$	C_H $\times 10^3$	C_E $\times 10^3$	C_{DN} $\times 10^3$	C_{HN} $\times 10^3$	C_{EN} $\times 10^3$
光 滑 流	A	1.1	0.22	4.8	12.9	31.8	1.66	2.00	2.04	1.03	1.06	1.08
	B	1.8	0.51	3.3	12.8	31.5	1.25	1.41	1.44	0.97	0.99	1.01
	C	2.0	0.50	-0.3	6.9	16.8	1.06	1.06	1.12	0.97	0.94	0.99
	D ₋	2.3	0.61	-0.3	2.2	5.4	0.97	1.00	1.02	0.95	0.97	0.99
	D ₊	1.9	0.40	-1.0	5.1	12.5	0.93	0.96	0.97	0.98	1.01	1.02
	E	2.0	0.32	-1.2	4.7	11.5	0.69	0.71	0.72	1.00	1.03	1.04
粗 糙 流	F	1.5	0.09	-0.9	2.9	7.2	0.34	0.35	0.35	1.10	1.13	1.15
	B	3.2	1.89	9.7	29.9	73.6	1.54	1.65	1.62	1.27	1.26	1.24
	C	4.7	3.84	9.1	35.4	87.0	1.41	1.39	1.44	1.26	1.20	1.24
	D ₋	5.3	4.44	0.1	27.9	68.6	1.31	1.16	1.29	1.27	1.11	1.23
	D ₊	5.5	4.58	-7.6	21.4	52.6	1.19	1.28	1.18	1.25	1.34	1.23
	E	3.4	1.38	-6.1	8.1	20.0	0.95	1.00	0.87	1.16	1.26	1.07

(3) 贴海面的大气层结对海气通量有相当显著的影响,不论是光滑界面还是粗糙界面,感热通量和潜热(或水汽)通量及整体交换系数都随稳定度增加而减小,可以预期这是

稳定层结对分子传导和对湍流扩散一样也起了抑制作用。从表3中平均风速为 2.0 m s^{-1} 的C类和E类层结比较可见,蒸发率在C类比E类高 $2.2 \text{ mg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$,潜热交换大 5.3 W m^{-2} ,交换系数 C_E 相差 0.4×10^{-3} ;当风速为 3.2 m s^{-1} 与 3.4 m s^{-1} 的B类与E类比较时,蒸发率在B类比E类高 $21.8 \text{ mg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$,潜热交换则大 53.6 W m^{-2} , C_E 相差 0.75×10^{-3} 。由此可见其稳定度影响甚至可达3—4倍,而且风速越小,层结影响越大。

(4) 风速对海气通量及整体交换系数的影响比较复杂。首先风速增加粗糙度增大,粗糙海面使通量和系数增大,但风速又影响层结,风速越小层结越强,通量和系数偏离中性就越大,因此它们随风速的变化要分层结来讨论。在不稳定层结风速减小,通量和整体交换系数增加,而稳定层结时则相反。当风速增大至 $u_{10} > 5 \text{ m s}^{-1}$,层结趋于中性,交换系数也趋于中性化系数。

(5) 为了与其他作者的结果进行比较,和从总体上看通量和系数随风速的变化,现把全部结果按风速分档统计列于表4,图1和图2是系数随风速的变化。从表4可见,除感热和潜热有两个异常点($5.5\text{--}6.0 \text{ m s}^{-1}$, $8.0\text{--}8.5 \text{ m s}^{-1}$)外,通量随风速都是增加的。

表4 按风速分档统计结果

风速范围 (m s^{-1})	u_{10} m s^{-1}	$\tau \times 10^2$ N m^{-2}	H W m^{-2}	E $\text{mg m}^{-2}\text{s}^{-1}$	H_E W m^{-2}	u^*	C_D $\times 10^3$	C_H $\times 10^3$	C_E $\times 10^3$	C_{DN} $\times 10^3$	C_{HN} $\times 10^3$	C_{EN} $\times 10^3$	Res	α	n
0.0- 0.5	0.45	0.06	2.7	8.0	19.6	0.02	2.4	3.1	3.2	1.1	1.2	1.2	0.11	1.48	1
0.5- 1.0	0.81	0.14	3.8	10.9	26.9	0.03	1.8	2.2	2.3	1.1	1.1	1.1	0.11	0.43	71
1.0- 1.5	1.26	0.27	3.6	11.6	28.5	0.05	1.5	1.7	1.7	1.0	1.0	1.1	0.12	0.16	124
1.5- 2.0	1.74	0.46	3.7	13.0	32.0	0.06	1.3	1.4	1.5	1.0	1.0	1.0	0.19	0.10	115
2.0- 2.5	2.25	0.82	4.0	15.4	37.9	0.08	1.4	1.4	1.4	1.1	1.1	1.1	0.87	0.13	134
2.5- 3.0	2.77	1.32	4.7	21.3	52.3	0.10	1.5	1.5	1.5	1.2	1.2	1.2	1.00	0.11	136
3.0- 3.5	3.24	1.80	5.6	26.6	65.5	0.12	1.5	1.5	1.6	1.3	1.2	1.3	1.31	0.088	138
3.5- 4.0	3.73	2.29	6.1	28.6	70.3	0.14	1.4	1.4	1.5	1.2	1.2	1.2	1.20	0.061	178
4.0- 4.5	4.24	3.00	6.7	32.5	79.9	0.16	1.4	1.4	1.4	1.3	1.2	1.2	1.72	0.056	163
4.5- 5.0	4.74	3.68	7.2	34.7	85.5	0.18	1.4	1.3	1.4	1.3	1.2	1.3	1.68	0.043	95
5.0- 5.5	5.23	4.41	9.3	37.6	91.4	0.19	1.4	1.4	1.4	1.3	1.2	1.2	1.82	0.034	95
5.5- 6.0	5.77	5.24	7.5	37.2	91.6	0.21	1.3	1.4	1.3	1.3	1.2	1.2	1.90	0.029	59
6.0- 6.5	6.21	6.09	11.7	42.3	104.0	0.23	1.3	1.3	1.4	1.3	1.2	1.2	2.01	0.024	23
6.5- 7.0	6.73	7.12	13.4	50.8	125.0	0.25	1.3	1.4	1.4	1.3	1.3	1.3	2.28	0.021	20
7.0- 7.5	7.29	8.17	16.9	51.1	126.0	0.26	1.3	1.3	1.3	1.3	1.2	1.2	2.02	0.016	19
7.5- 8.0	7.74	9.01	18.7	52.8	130.0	0.28	1.3	1.3	1.3	1.2	1.2	1.2	1.98	0.013	24
8.0- 8.5	8.15	9.24	9.0	44.7	110.0	0.28	1.2	1.3	1.2	1.1	1.2	1.1	1.49	0.009	7
8.5- 9.0	8.71	10.50	30.5	70.0	172.0	0.30	1.2	1.3	1.4	1.1	1.2	1.2	1.25	0.006	8
9.0- 9.5	9.46	13.90	45.9	87.8	216.0	0.34	1.3	1.3	1.4	1.2	1.2	1.2	2.56	0.009	1
10.0- 10.5	10.10	16.50	59.9	105.0	258.0	0.37	1.4	1.4	1.4	1.3	1.2	1.2	3.38	0.009	1

从图1和图2可见整体交换系数随风速变化的总趋势,特别是风速在 $2\text{--}3.5 \text{ m s}^{-1}$ 处系数有一转折,正对应光滑流向粗糙流的转变。在风速大于 3.5 m s^{-1} 后平均系数几乎为一常值。从表4仔细分析可见整体交换系数表现出与 Res 有关,在 $Res < 0.2$ 的范围内($u_{10} < 2 \text{ m s}^{-1}$),它随风增加而减小;在 $Res > 2.5$ 时($u_{10} > 9 \text{ m s}^{-1}$),它们开始表现出随风速增加的倾向;在 $0.2 < Res < 2.5$ 范围内又分两种情况: $2.0 < u_{10} \text{ m s}^{-1}$ 时系数随风增加;

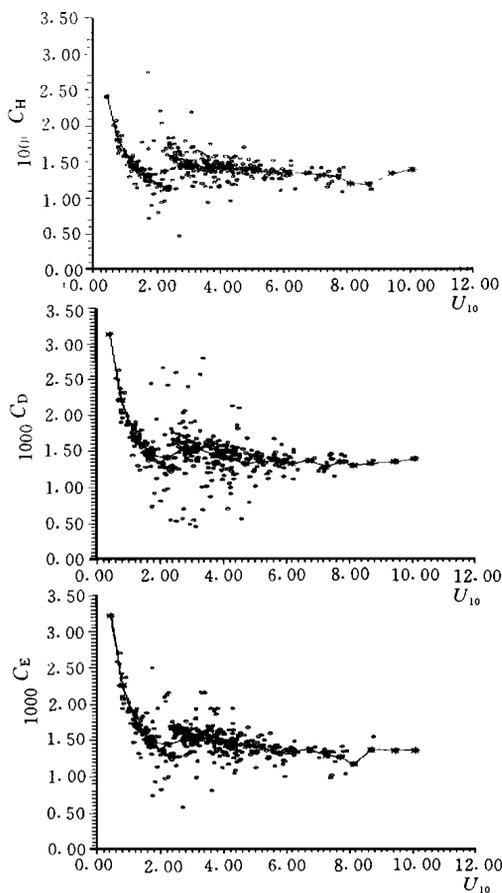


图1 整体交换系数随风速的变化

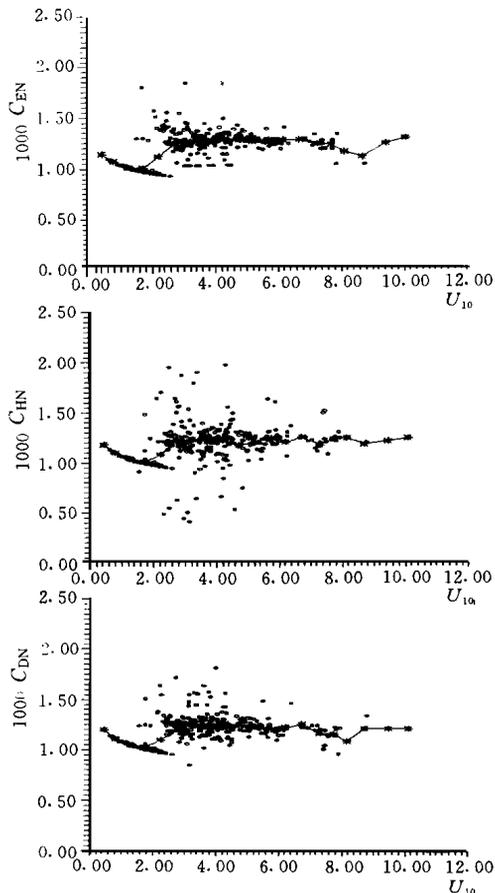


图2 中性化整体交换系数随风速的变化

$u_{10} > 3.5 \text{ m s}^{-1}$ ($Res > 1.0$) 时则缓慢下降直至 $u_{10} = 9 \text{ m s}^{-1}$ 。这种起伏反映了过渡区的复杂性。它反映了当 $u_{10} > 2.0 \text{ m s}^{-1}$ 后,海面开始出现涟漪,海面粗糙度明显增加,粘性副层破坏,湍流交换逐渐明显,使通量和整体交换系数随之增加;而当 $u_{10} > 3.5 \text{ m s}^{-1}$ 后,海面涟漪消失,波浪开始生成,粗糙度减小,海气间接触面积减小,交换量也趋于减小;在 $u_{10} > 9 \text{ m s}^{-1}$ ($Res > 2.5$) 时海浪增大至破碎,海面出现白冠,粗糙度明显增大,海气间接触面积加大,接触时间增长,故交换量就又开始增加。表4给出 $8.0\text{—}9.0 \text{ m s}^{-1}$ 处各系数值有最低值,反映了 $u_{10} > 9 \text{ m s}^{-1}$ 后各系数有增加的倾向,但由于高风速资料不足,在这里只能认为是一种倾向,无法推知增加的速率。上述变化情况与 Wu^[8] 和 Kondo^[9] 的分析是一致的,表5给出3个研究结果的比较,作者认为,表中的差别是测量海区,测量与计算方法不同之故,无实质区别。

这里需要指出,较低风速 ($u_{10} < 5 \text{ m s}^{-1}$) 条件下稳定层结的低值系数由于资料较少,在按风速分档平均结果中反映不明显,仅使层结的影响有所削弱。

(6) 表4也显示西太平洋海域常见的风速在 $0.5\text{—}6.0 \text{ m s}^{-1}$ 之间,整体交换系数在 $1.3 \times 10^{-3}\text{—}2.3 \times 10^{-3}$ 之间,大于以前计算该区热平衡所采用的系数值,这是该区不稳定层

结的反映。中性化的整体交换系数随风速变化的趋势与前者类同, 但其变化量值远小于没有中性化的系数。表4还显示在小风速时其变化大于大风速时的变化, 这是 z_0 受层结影响的残余。如果略去这个微小的差别, 可以把中性化后的整体交换系数视为常值, 平均结果为 $C_{DN} = 1.2 \times 10^{-3}$, $C_{HN} = 1.14 \times 10^{-3}$, $C_{EN} = 1.19 \times 10^{-3}$ 。这个结果与许多文献记载的相近似, 例如 Large 和 Pond^[10, 11] 外海测量结果在4—11m s^{-1} 风速范围内有 $C_{DN} = 1.2 \times 10^{-3}$, $C_{HN} = 1.13 \times 10^{-3}$, $C_{EN} = 1.15 \times 10^{-3}$ (不稳定)。

表5 临界风速(m s^{-1})

边界层分类	空气动力学光滑区	过渡区	粗糙区
Nikuradse (1933)	$Res < 0.13$	$0.13 < Res < 2.5$	$Res > 2.5$
Kondo (1975)	$u_{10} < 2$	$2 < u_{10} < 8$	$u_{10} > 8$
Wu (1981)	$1 < u_{10} < 3$ $Res < 0.17$	$3 < u_{10} < 7$ $0.17 < Res < 2.33$	$u_{10} > 7$ $Res > 2.23$
本 文	$u_{10} < 2$ $Res < 0.2$	$2 < u_{10} < 9$ $0.2 < Res < 2.5$	$u_{10} > 9$ $Res > 2.5$

(7) 表(4)中的 α 是 Charnock 常数, 在 Charnock 公式^[12] $z_0 = \alpha u_*^2 / g$ 中已知 z_0 , u_* 及重力加速度 g 后可以确定 α 。表(4)给出了西太平洋测量计算的 α 随风速的变化显示: 风速越大 α 值越小, 在 $u_{10} > 8-9 \text{ m s}^{-1}$ 后有趋于常值的倾向。有关 α 的讨论文章很多, 但直接随风速的变化还没见过报导, 值得进一步探索。

8 结 论

本文用修改模式对西太平洋梯度资料进行了迭代计算, 通过对其结果的分析可以肯定, 热带海域海上大气50%—80%处于不稳定状态, 在0—10 m s^{-1} 风速范围内, 海气通量受贴近水面的大气层结的影响远大于风速的影响。粗糙面上不稳定与稳定条件下通量值相差可达2倍以上。分析揭示了在光滑海面上的廓线, 不能都近似为中性层结来处理。在 $u_{10} = 2 \text{ m s}^{-1}$ 时不稳定是稳定的1.5倍; 而 1.5 m s^{-1} 左右不稳定是稳定的4.4倍; 风速越小, 相差越大。所以层结影响是西太平洋热平衡计算中不可忽略的重要因素, 必须加以订正, 而且湿度对层结的影响也必须一并考虑在内。可以推测 Reed(1985)在计算中取 $C_E = 1.3 \times 10^{-3}$ 而低估了潜热通量, 是造成进入海洋的净热通量不平衡的主要因素。

本文附带的一个发现是 Charnock 常数 α 随风速的变化, 作者查阅的文献曾提到在风速大于 5 m s^{-1} 条件下, 各种 α 的范围在0.012(Charnock 1955) — 0.035(Kitaigorodskii and Volhov 1965)之间, 常用综合评论结果有0.0144(Garatt^[13])和0.0185(Wu^[14]), 它们与本次测量中风速在 $5-8 \text{ m s}^{-1}$ 内的结果相一致。至于 α 随风速的变化机制与规律还有待进一步研究。

参考文献

[1] Reed R K. An estimate of the climatological heat fluxes over the tropical Pacific Ocean. J Climate Appl Mete-

or, 1985, 24: 833- 840.

- [2] 吴葆仁, 徐静琦等. 气温, 湿度和风速梯度数据采集系统. 海洋技术, 1989, 8(3): 32—38.
- [3] Monin A S and Yaglom A M. Statistical Fluid Mechanics: Mechanics of Turbulence. Vol. 1, English translation, (ed.) J. L. Lumley, Cambridge, MA, MIT Press, 1973, 769pp.
- [4] Paulson C A. The mathematical representation of windspeed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. J Appl Meteor, 1970, 9: 857- 861.
- [5] Dyer A J. A review of flux -profile relations. Boundary-Layer Meteor, 1974, 1: 363- 372.
- [6] Businger J A. 大气近地面层的湍流输送. 微气象学, D A Haugen ed., 李兴生等译. 1984. 74.
- [7] Hsu S A. An overwater stability criterion for the offshore and coastal dispersion model. Boundary-Layer Meteor, 1992, 60: 397- 402.
- [8] Wu J. On critical roughness Reynolds numbers of the atmospheric surface layer, J Geophys Res, 1981, 86: 6661 - 6667.
- [9] Kondo J. Air sea bulk transfer coefficients in diabatic conditions, Boundary-Layer Meteor, 1975, 9: 91- 112.
- [10] Large W G and Pond S. Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds. J Phys Oceanogr, 1981, 11: 324- 336.
- [11] Large W G and Pond S. Sensible and latent heat flux measurements over the ocean. J Phys Oceanogr, 1982, 12: 464- 482.
- [12] Charnock H. Wind stress on a water surface. Quart J Roy Meteor Soc, 1955, 81: 639- 640.
- [13] Garratt J R. Review of drag coefficients over oceans and continents. Mon Wea Rev, 1977, 105: 915- 929.
- [14] Wu J. Wind-stress coefficients over sea surface near neutral conditions- A revisal. J Phys Oceanogr, 1980, 10: 727- 740.

STUDY OF AIR-SEA FLUXES AND BULK TRANSFER COEFFICIENTS ON “WARM POOL” OF THE WESTERN PACIFIC

Xu Jingqi Wei Hao Gu Haitao

(*Ocean University of Qingdao, Qingdao, 266003*)

Wu Jianping

(*First Institute of Oceanography, SOA, Qingdao, 266003*)

Abstract

A stratification modified model of the profiles is developed for a viscous sublayer of light wind, high temperature and humidity, over a smooth sea surface. The data of the gradient of wind, temperature and humidity near the sea surface of “warm pool” in the Western Pacific, obtained by XiangYangHong # 5 R/ V during TOGA COARE IOP, are calculated using this model. Computing results show that there are about 50%–80% observations in unstable state, among them 10.3% are strong unstable. The effect of stratification on the air-sea fluxes and bulk transfer coefficients are much stronger than that of wind. These fluxes and coefficients increase with the increasing instability by a factor of 5 under the same wind. They vary from 0.3×10^{-3} to 3.2×10^{-3} . It can be seen that the variations are larger than those at other sea area just owing to the effect of stratification.

It is discovered that the neutralized bulk transfer coefficients averaged over $u_{10} < 10 \text{ m s}^{-1}$, $C_{DN} = 1.2 \times 10^{-3}$, $C_{HN} = 1.14 \times 10^{-3}$ and $C_{EN} = 1.19 \times 10^{-3}$, are consistent with the results of Large and Pond (1981, 1982) in open sea.

Key words: Smooth sea surface, Air-sea fluxes, Bulk transfer coefficients, Stratification effect.