

## 热带西太平洋海气交换系数订正

曲维政 李江波 李若钝

(青岛海洋大学, 青岛 266003) (国家海洋局第一海洋研究所, 青岛 266003)

### 提 要

在计算海-气感热通量、潜热通量和动量通量时,因气象要素的测量高度不一致而带来的热交换系数 $c_T$ 、蒸发系数 $c_E$ 和摩擦系数 $c_v$ 的偏差,给计算结果带来一定的影响。文章介绍一种高度订正方法,对 $c_T$ 、 $c_E$ 、 $c_v$ 的值加以订正,从而提高了计算准确性。计算结果表明,系数订正后的误差可减小9%—11%。

关键词:感热通量;潜热通量;热交换系数;摩擦系数。

### 1 前 言

本文所用资料为“中美热带西太平洋海气相互作用联合研究”第四航次考察资料。时间是从1988年4月21日至5月24日,测风仪距海面高度为20米,温度表距海面11.5米。

如果气象要素是在同一高度 $z$ 处测得,则湍流感热通量 $Q_c$ 、潜热通量 $Q_E$ 、动量通量 $\tau$ 可按总体法公式计算:

$$Q_c = \rho c_p c_T (T_w - T_z) V_z \quad (1)$$

$$Q_E = L \rho c_E (e_w - e_z) V_z \frac{0.622}{p} \quad (2)$$

$$\tau = \rho c_v V_z^2 \quad (3)$$

式中 $\rho$ 为空气密度; $c_p$ 为定压比热; $e_w$ 为水温为 $T_w$ 时海面饱和水汽压; $p$ 为气压; $L$ 为水的汽化潜热; $e_z$ 、 $T_z$ 、 $V_z$ 为测量高度 $z$ 处的水汽压、气温(气温取绝对温标)和风速, $c_T$ 、 $c_E$ 、 $c_v$ 分别为热交换系数、蒸发系数和摩擦系数。

实际上,在大部分船测资料中,风速和气温都不是在同一高度上测得的,而且有时高度差别还较大,如果不加高度订正,势必给计算结果带来一定的误差,特别是在逆温条件下或贴水层为稳定层结时,这种误差会更大。

气象要素测量高度不同所带来的影响,主要反映在热交换系数 $c_T$ 、摩擦系数 $c_v$ 和蒸发系数 $c_E$ 上。本文参照文献[2]的方法所建立的诺谟图,考虑了不同层结状态的高度订正。可以用不同高度测得的风速和海—气温差值直接查取订正后的 $c_v$ 、 $c_T$ 和 $c_E$ 值( $c_T \approx c_E$ ),用于热通量和动量通量计算。

## 2 计算方法和步骤

鲍尔戈斯基所建立的贴水层湍流交换理论模式<sup>[3,4]</sup>给出了计算 $c_v$ 、 $c_T$ 、 $c_E$ 的表达式:在超绝热条件下:

$$c_v = \frac{0.16}{\left[ \frac{0.40}{\sqrt{c_v^0}} + \ln \frac{z}{z_k} + 1.7 \frac{z_k}{L_*} + 1.3 \frac{z^{-\frac{1}{3}} - z_k^{-\frac{1}{3}}}{L_*^{-\frac{1}{3}}} \right]^2} \quad (4)$$

$$c_T = \frac{0.40 \sqrt{c_v}}{[5.13 + 0.83 \ln \left( \frac{2.68 \times 10^3 z_k V_{10} \sqrt{c_v}}{1.2 + 7.0 \frac{z_k}{L_*}} \right) - A]} \quad (5)$$

$$\text{其中, } A = 0.24 \ln \frac{1.2 + 7.0 \frac{z_k}{L_*}}{1.2} - 0.59 \frac{z^{-\frac{1}{3}} - z_k^{-\frac{1}{3}}}{L_*^{-\frac{1}{3}}}.$$

在逆温条件下:

$$c_v = \frac{0.16}{\left[ \frac{0.40}{\sqrt{c_v^0}} + \frac{10.0z}{L_*} \right]^2} \quad (6)$$

$$c_T = \frac{0.40 \sqrt{c_v}}{5.13 + 0.83 \ln \frac{z V_{10} \sqrt{c_v}}{4.5 \times 10^{-4}} + 20 \sqrt{\frac{z}{L_*}} + 8.3 \frac{z}{L_*} + 0.67 \left( \frac{z}{L_*} \right)^{\frac{3}{2}}} \quad (7)$$

以上各式中 $L_*$ 为贴水层层结特征参数,其表达式为:

$$L_* = \frac{-(c_v)^{\frac{3}{2}} V_z^2 T_0}{3.92 c_T (T_w - T_z) \left( 1 + \frac{0.07}{Bo} \right)} \quad (8)$$

式中 $Bo = 0.66(T_w - T_z)/(e_w - e_z)$ 为鲍恩比; $T_0$ 为贴水层平均气温(取绝对温标)。

在式(4)、(5)中 $z_k = 0.07 |L_*|$ 表示自由对流高度; $c_v^0$ 为中性层结条件下的摩擦系数,其表达式为:

$$c_v^0 = (1.00 + 0.07 V_{10}) \times 10^{-3} \quad (9)$$

其中 $V_{10}$ 为标准高度10米处的风速。

根据现代关于湍流热交换系数和蒸发系数的概念<sup>[5]</sup>,二者是相等的,即 $c_E = c_T$ 。

利用标准高度10米处的观测值,求解式(4)—(9)所组成的超越方程组,将解绘成诺谟图<sup>1[2]</sup>,从图1a可查得摩擦系数 $c_v \times 10^{-3}$ ,从图1b可查得湍流热交换系数 $c_T = c_E$ 。

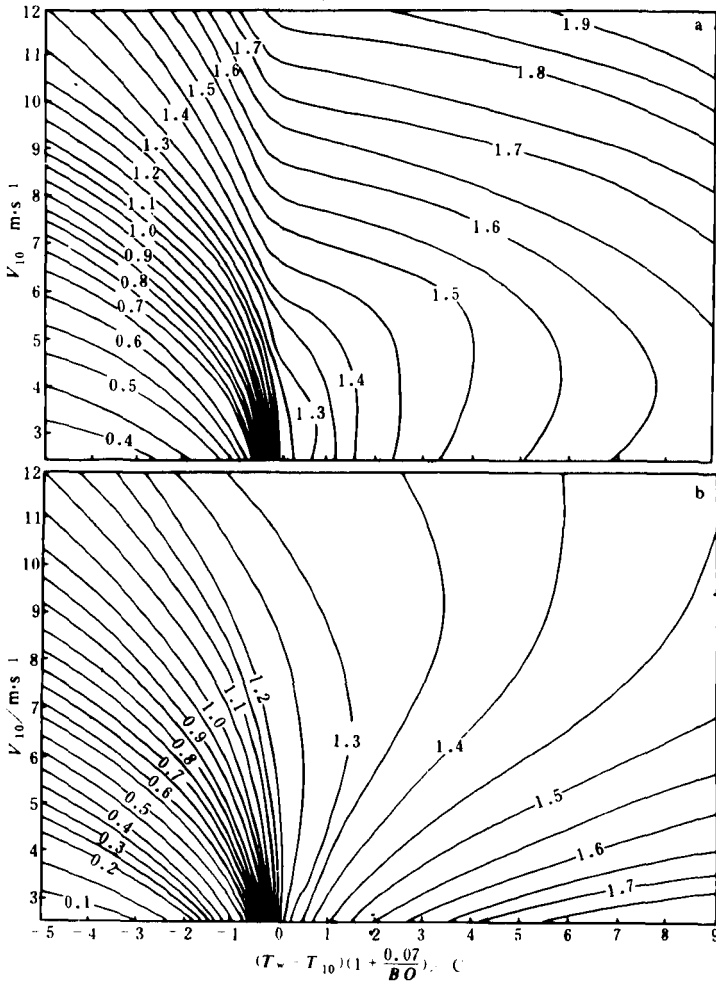


图1 由标准高度10米处的风速和有效温差确定摩擦系数  $c_v$ (a)

和热交换系数  $c_T$ (b) 的诺谟图

由于大部分船舶测量高度一般都偏离标准高度，所以用实测资料在图1上所求得的  $c_v$ 、 $c_T$ 、 $c_E$  的值会有一些的误差，特别在逆温的情况下，误差会更显著。为此须利用辅助诺谟图2，把气温和风速值订正到标准高度处所应具有的值。图2a的纵坐标为  $(T_e - T_{10})/V^2$ ，横坐标为  $L$  或  $1/L$ ，其中  $V_e = V_{10} \sqrt{c_v}$ ，根据已知的  $L$  和实测高度，查得  $(T_e - T_{10})/V^2$  的值，然后求得  $T_{10}$ ；图2b的纵坐标为  $(V_e - V_{10})/V_e$ ，横坐标为  $L$  或  $1/L$ ，可查得  $(V_e - V_{10})/V_e$  的值，再求出  $V_{10}$  的值。

利用  $V_{10}$ 、 $T_{10}$  的值，再一次回到诺谟图1上查取  $c_v$ 、 $c_T = c_E$  的值，此时把  $V_{10}$ 、 $T_{10}$ 、 $c_v$ 、 $c_T$  和  $c_E$  值代入式(1)–(3)，所算出的通量值就较为准确。

由上述可知，经过风速  $V$ 、温度  $T$  的高度订正后可求得更为准确的  $c_v$ 、 $c_T$ 、 $c_E$  值以及各通量值，但操作复杂，难以实际应用。为此，本文在上述基础上，建立一张新的诺谟图。

新诺谟图建立步骤如下：

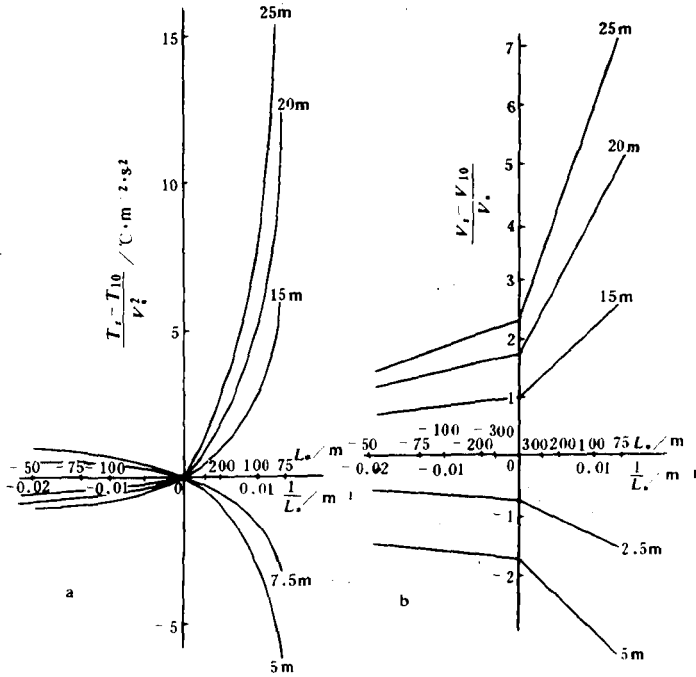


图2 辅助诺谟图(a)气温订正(b)风速订正

(1)根据公式

$$Bo = 0.66 \frac{T_w - T_z}{e_w - e_z}$$

$$\Delta T = (T_w - T_z) \left( 1 + \frac{0.07}{Bo} \right)$$

计算出有效温差  $\Delta T$  的值,再根据  $V_z, \Delta T$  的值在诺谟图 1 上分别查出  $c_v, c_T$  的值(把实测高度上的值当作 10 米高度上的气温和风速值)。

(2) 利用  $c_v, c_T$  的值,按照公式

$$L_e = \frac{-c_v^{\frac{3}{2}} V_z^2 T_o}{3.92 c_T (T_w - T_z) \left( 1 + \frac{0.07}{Bo} \right)}$$

$$T_o = \frac{T_w - T_z}{2}, \quad V_o = V_z \sqrt{c_v}$$

计算出  $L_e, V_o$  的值,再根据  $c_v, c_T, L_e$  的值在诺谟图 2 上查出实测高度上所对应的  $(T_z - T_{10})/V_z^2, (V_z - V_{10})/V_z$  值,并计算出  $V_{10}, T_{10}$ 。

(3)按照公式<sup>[2]</sup>

$$c_T' = c_T V_{10} (T_w - T_{10}) / V_z (T_w - T_z)$$

$$c_v' = c_v V_{10}^2 / V_z^2$$

计算出  $c_T', c_v'$  的值,此值即经过订正的热交换系数与摩擦系数。

(4) 仿照诺谟图 1,以  $V_z$  为纵坐标,以有效温差  $(T_w - T_z) \left( 1 + \frac{0.07}{Bo} \right)$  为横坐标,把

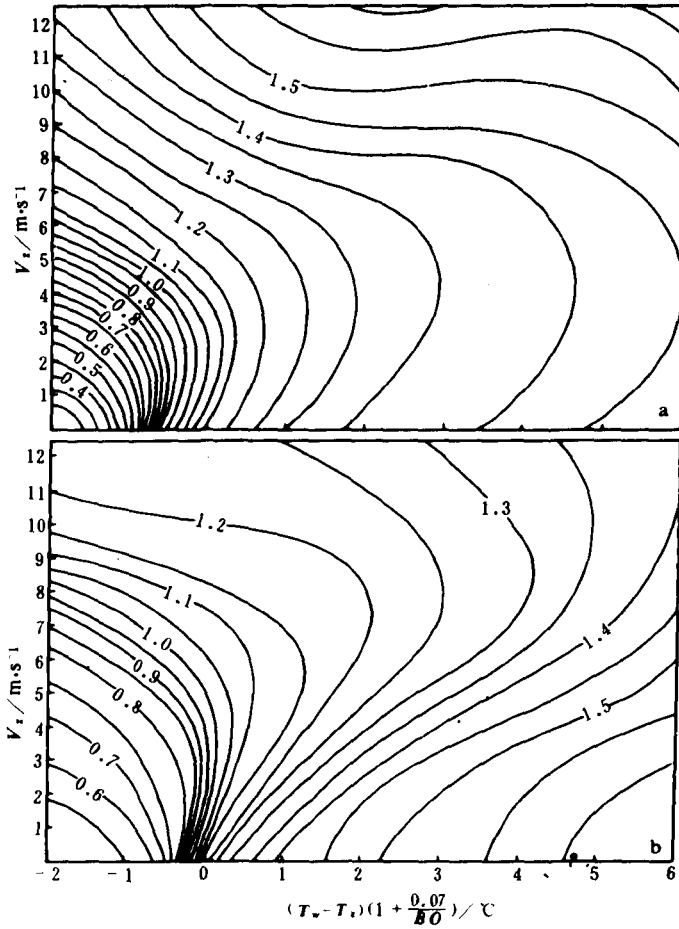


图3 由实测高度处的风速(纵坐标)和有效温差(横坐标)确定订正后的摩擦系数 $c'_v$ ( $\times 10^{-3}$ )(a)和热交换系数 $c'_T$ ( $\times 10^{-3}$ )(b)

$c'_T$ 、 $c'_v$  分别填在两张图上,绘出新的诺谟图3。通过此图可以查出实测高度处的风速和有效温差所对应的订正后的摩擦系数 $c'_v$ 和热交换系数 $c'_T$ 值。

### 3 订正前后的比较

(1) 在稳定层结下,即  $T_w < T_s$

$$\bar{c}_v = \frac{1}{m} \sum_{i=1}^m c_v(i) = 1.53 \times 10^{-3}$$

$$\bar{c}'_v = \frac{1}{m} \sum_{i=1}^m c'_v(i) = 1.34 \times 10^{-3}$$

$$p_v = \frac{\bar{c}_v - \bar{c}'_v}{\bar{c}_v} \times 100\% = 13\%$$

$$\bar{c}_T = \frac{1}{m} \sum_{i=1}^m c_T(i) = 1.30 \times 10^{-3}$$

$$\bar{c}_T' = \frac{1}{m} \sum_{i=1}^m c_T'(i) = 1.05 \times 10^{-3}$$

$$p_T = \frac{\bar{c}_T - \bar{c}_T'}{\bar{c}_T} \times 100\% = 19\%$$

上式带“—”表示平均值,  $m = 20$  为样本数,  $p_v$ 、 $p_T$  为订正前后百分比。可见在稳定层结下, 摩擦系数  $c_v$  经订正后, 误差可减少 13%; 热交换系数  $c_T$  经订正后, 误差可减少 19%。

(2) 在不稳定层结下, 即  $T_w > T_s$  时

$$\bar{c}_v = \frac{1}{k} \sum_{i=1}^k c_v(i) = 1.55 \times 10^{-3}$$

$$\bar{c}_v' = \frac{1}{k} \sum_{i=1}^k c_v'(i) = 1.38 \times 10^{-3}$$

$$p_v = \frac{\bar{c}_v - \bar{c}_v'}{\bar{c}_v} \times 100\% = 11\%$$

$$\bar{c}_T = \frac{1}{k} \sum_{i=1}^k c_T(i) = 1.39 \times 10^{-3}$$

$$\bar{c}_T' = \frac{1}{k} \sum_{i=1}^k c_T'(i) = 1.27 \times 10^{-3}$$

$$p_T = \frac{\bar{c}_T - \bar{c}_T'}{\bar{c}_T} \times 100\% = 8\%$$

以上各式中  $k = 168$  为样本数。可见在不稳定层结下摩擦系数  $c_v$ 、热交换系数  $c_T$  经订正后, 误差分别减少了 11% 和 8%。

(3) 总体平均情况

$$\bar{c}_v = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n c_v(i) = 1.47 \times 10^{-3}$$

$$\bar{c}_v' = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n c_v'(i) = 1.31 \times 10^{-3}$$

$$p_v = \frac{\bar{c}_v - \bar{c}_v'}{\bar{c}_v} \times 100\% = 11\%$$

$$\bar{c}_T = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n c_T(i) = 1.31 \times 10^{-3}$$

$$\bar{c}_T' = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n c_T'(i) = 1.19 \times 10^{-3}$$

$$p_T = \frac{\bar{c}_T - \bar{c}_T'}{\bar{c}_T} \times 100\% = 9\%$$

可见  $c_v$ 、 $c_T$  经订正后, 误差分别减少了 11% 和 9%。其中  $n = 189$  为样本总数。

通过以上分析, 我们还可以看出, 在稳定层结下, 因气温和风速的测量高度不同而造成

成的摩擦系数  $c_v$  和热交换系数  $c_T$  的误差要比不稳定层结下大,而热交换系数  $c_T$  尤为明显。

#### (4) 高度订正的效果检验

在许多计算海气间湍流通量的方法中,直接测量法被认为是一种较为准确的方法。为此,我们援引苏联学者 C. A. Китайгородский 等人利用快速反应仪器的直接测量计算结果来检验上述高度订正的效果。直接法是首先测得常通量层中的水平速度、垂直速度、位温和比湿的脉动分量,由它们的协方差来获得  $\tau$ 、 $Q$  和水汽通量  $E$  值,然后根据:  $c_v = \tau/\rho V_z^2$ ,  $c_T = Q/\rho c_p (T_w - T_z) V_z$ ,  $c_E = E/\rho V_z (q_w - q_z)$  来确定  $c_v$ 、 $c_T$ 、 $c_E$ 、 $q_w$  为水面比湿。

1971年9—11月在里海南部,Китайгородский 等与阿塞拜疆科学院地理研究所一起,在建于阿尔焦姆岛北面的石油平台上完成测量的,测量地点离岸约10公里,水深10米。测量仪器固定在平行四边形铁架上,朝北迎风面向海里伸出6米。为了避免石油薄膜的影响,吹南风时不进行测量。

这次由测量结果求得的平均蒸发系数值为  $c_E = 1.00 \times 10^{-3}$ ,有  $\pm 0.27 \times 10^{-3}$  的波动;平均摩擦系数  $c_v = 1.07 \times 10^{-3}$ ,有  $\pm 0.43 \times 10^{-3}$  的波动。测量时海面的水文气象条件为空气动力光滑面或不完整的空气动力粗糙面。这个结果可视为关于  $c_v$ 、 $c_E = c_T$  的准确值,与上述大气稳定层结下的订正值  $\bar{c}_T' = \bar{c}_E' = 1.08 \times 10^{-3}$  和  $\bar{c}_v' = 1.34 \times 10^{-3}$  接近,并略低一些,与未加订正前的值  $\bar{c}_T = \bar{c}_E = 1.30 \times 10^{-3}$  和  $\bar{c}_v = 1.53 \times 10^{-3}$  差别较大。S. Pond 等人<sup>[6]</sup>在空气动力粗糙面上(雷诺数  $Re > 1$ )测得的平均蒸发系数  $c_E = 1.23 \times 10^{-3}$ ,有  $\pm 0.17 \times 10^{-3}$  的波动,与本文在不稳定层结下的订正值  $\bar{c}_E' = \bar{c}_T' = 1.27 \times 10^{-3}$  接近并略低一些,与未加订正之前的值( $1.39 \times 10^{-3}$ )低得更多,差别较大。

虽然订正值都略高于准确值,但与未加订正之前比较,与准确值之间的差别显著地缩小了,所以,效果是明显的。

由于文献[6]中没有具体给出当时的大气层结状况,在此只能把空气动力平滑面与稳定层结、空气动力粗糙面与不稳定层结的水文气象条件作近似对应比较。在不考虑水文气象条件的总体平均情况下,订正后的  $\bar{c}_T' = \bar{c}_E'$  和  $\bar{c}_v'$  值都较订正前更接近准确值。

## 4 小 结

因测量高度的不同而引起的摩擦系数  $c_v$ 、热交换系数  $c_T$  和蒸发系数  $c_E$  的误差,可通过本文所介绍的方法有效地加以订正。

(1) 在稳定层结下,经过订正,  $c_v$  和  $c_T$  的误差分别减小了13%和19%。而在不稳定层结下,经过订正后  $c_v$  和  $c_T$  的误差分别减小了11%和8%。

(2) 在稳定层结下,因气象要素测量高度不同而引起  $c_v$  和  $c_T$  的误差,要比不稳定层结下大,其中  $c_T$  特别突出。

(3) 在总体平均情况下,经订正后  $c_v$  和  $c_T$  的误差分别减小了11%、9%。

## 参 考 文 献

- 1 Шереметевская О. И. . Учет стратификаций воздуха в расчетах испарения и теплообмена. *Метеорология и Гидрология* , 1960,9,1—22.
- 2 Бортковский Р. С. . Расчёт турбулентных потоков тепла, влаги и количества движения над морем по данным судовых измерений. *Метеорология и Гидрология* , 1971,3,93—98.
- 3 Бортковский Р. С. , Э. К. Бютнер. Расчёт коэффициента теплообмена над морем. *Физика Атмосферы и Океана* , 1969,5, 18—22.
- 4 Бортковский Р. С. , Э. К. Бютнер. Проверка модели турбулентного теплообмена над морем по экспериментальным данным. *Физика Атмосферы и Океана* , 1970,1,60—66.
- 5 Монин А. С. , А. С. Я глом. Статистическая гидромеханика, НАУКА, 1965,1,80—86.
- 6 Китайгородский С. А. , Кузнецов О. А. , Панин Г. Н. О коэффициентах сопротивления, теплообмена и испарения над морской поверхностью в атмосфере. *Физика Атмосферы и Океана* , 1973,1,1136—1141.

## CORRECTION OF THE EXCHANGE COEFFICIENT ON AIR—SEA INTERFACE IN THE TROPICAL WESTERN PACIFIC

Qu Weizheng      Li Jiangbo

(Qingdao Ocean University, Qingdao 266003)

Li Ruodun

(First Institute of Oceanography, SOA, Qingdao 266003)

### Abstract

On calculating heat flux, latent flux and momentum flux, the errors of heat exchange coefficient  $c_T$ , evaporation coefficient  $c_E$ , and friction coefficient  $c_v$  are brought about, owing to the different measure height of meteorological elements, respectively, which will affect the result to a certain extent, In the paper, a method of height correction is introduced in order to amend the coefficients. And, the method will improve the accuracy of calculation. The result shows the errors of coefficient corrected can reduce by a factor of 9% to 11%.

**Key words:** Sensible heat flux; Latent heat flux; Heat exchange coefficient; Friction coefficient; Coefficient correction.