

# 熱帶西太平洋海—氣通量之研究

賈新興<sup>1</sup> 吳清吉<sup>2</sup>

<sup>1</sup> 中央氣象局預報中心

<sup>2</sup> 國立台灣大學大氣科學系

(中華民國九十四年一月二十日收稿；中華民國九十五年三月二日定稿)

## 摘 要

如何正確測量或推估海-氣間的動量、可感熱和潛熱通量，是研究海-氣交互作用的一個重要課題。本文根據 Lo(1993)的估計法，並且參考 Liu *et al.* (1979)加入分子效應，估計 1992 年 11 月 12 日至 11 月 26 日，日本觀測船 Hakuho 在 0°N、156°E 附近的海-氣通量資料。同時，文中也採用 TOGA-COARE 的整體通量參數法。由這兩種方法推估的海-氣通量，也與 Hakuho 觀測船以渦流相關法直接量測的海-氣通量資料比較。

推估結果顯示，海-氣通量具有明顯的日夜變化；白天平均海面的淨熱通量為正值，加熱海洋，夜間則為負值，冷卻海洋。海-氣通量半日變化也很明顯，可能受到海面氣象場的變化所致。兩種不同方法所估計的潛熱通量和觀測資料比較，均較觀測值為大；至於可感熱通量，本文所發展的方法，其推估結果，比 TOGA COARE 整體通量參數法之推估，較接近觀測值。

兩種方法得到的整體傳送係數隨風速的變化都顯示，在風速約等於 4 m/s 時，整體傳送係數最小。風速大於 4 m/s 時，整體傳送係數會隨風速增加而增加；相反地，在風速小於 4 m/s 時，則隨風速減小而明顯增加。此外，在一般整體通量估計時，常假設可感熱整體傳送係數和潛熱整體傳送係數相同，但觀測結果顯示兩者大小並不相同。

關鍵詞：海-氣通量、日夜變化、整體傳送係數

## 一、前 言

熱帶太平洋海面溫度 (Sea Surface Temperature, SST) 的變化，會影響全球天氣和氣候型態，最顯著的例子如聖嬰現象。聖嬰現象是赤道太平洋區域 SST 異常的現象，常伴隨

著暖池區向東偏移的情形。科學家發現暖池區的 SST 經年保持在 28°C 以上，平均風速小於 4 m/s、入射太陽短波輻射值超過 1000 Wm<sup>-2</sup>。這個區域是全球大氣對流最旺盛的區域，也是海-氣交互作用最顯著的地區之一；它是全球年平均降雨量和潛熱釋放最大的地方 (Webster and Lukas, 1992)。早

期即有學者認為熱帶大氣與海洋之間的交互作用，會影響全球的氣候變化(Walker, 1928；Bjerknes, 1966)。最近 Lau and Wu (2001)和 Wang and Zhang (2002)的研究亦顯示，熱帶西太平洋局地的海-氣交互作用，對東亞季風年際變化有顯著的影響。因此，欲瞭解全球或東亞的氣候變化，研究熱帶大氣與海洋之間的交互作用是一重要的主題。

狹義的海-氣交互作用是指發生在海-氣界面間的過程，主要包括：動量、熱量交換、輻射傳輸、蒸發和降水、表面波、海冰等現象。廣義而言，具有紊流性質的大氣邊界層(Atmospheric Boundary Layer, ABL)和海洋混合層(Oceanic Mixing Layer, OML)，以及近似地轉、非紊流性質的自由大氣和海洋之間的物理交換過程，都是海-氣交互作用探討的課題。海-氣界面間不同尺度的動量、能量和質量交換，ABL 和 OML 的渦流傳送機制，會改變大氣和海洋的環流結構(Godfrey et al., 1998)，進一步影響天氣、氣候的變化。

許多偶合模式研究結果顯示，額外  $10 \text{ Wm}^{-2}$  的能量加入，會造成模擬結果很大的差異(Schlesinger and Mitchell, 1987)。但是，OML 及海洋環流模式對在暖池區能量收支的估計中，卻有  $80 \text{ Wm}^{-2}$  的偏差(Godfrey and Lindstrom, 1989)，使得正確模擬更加困難。另外，每日、及月平均的氣象資料估算海-氣通量時的反應，也有相當大的差異(Sui et al., 1997, 2003)。因此，若要更精確地描述海-氣通量，必須提供每小時或更高解析度的資料。對海洋環流模式而言，必須提供上邊界的海-氣通量。動量通量驅動海洋表面流和海洋表面的混合作用；熱通量和新鮮水通量會影響 OML 的發展和 SST 的

變化，而 SST 又是大氣環流模式的下邊界條件。Webster and Lukas(1992)強調不同參數方法，對於通量的估計相當敏感，特別是在低風速時更明顯。在歐洲中期天氣預報中心(European Center for Medium Range Weather Forecast, ECMWF)模式中，改進海-氣通量參數法可以明顯改善在熱帶地區的模擬( Miller et al. 1992)。AMIP ( Atmospheric Model Inter-comparison Project )的研究也發現大氣環流模式對於海-氣通量的估計，有明顯系統性誤差(Gleckler and Randall, 1996)，這種誤差在偶合模式中更嚴重(Gates et al., 1996)。由於氣候和全球變遷的議題日益受到重視，長期氣候模擬和偶合模式需要更精確地推估通量。因此，如何正確推估海-氣通量為大氣、海洋研究的重要課題之一。

一般海-氣通量可以利用渦流相關法(eddy correlation method)、耗散法(dissipation method)量測，或由整體參數法(bulk-parameterization method)、剖面法(profile method)等推估(Kraus and Businger, 1994；Arya, 2001)。隨著衛星遙測技術的進步，近年來也有研究者利用衛星遙測來推估海-氣通量(Clayson and Curry, 1996；Chou et al., 1997)。渦流相關法是直接量測變數的高頻變化，計算其互變異數而得到渦流通量(Bradley et al., 1991)。渦流相關法或耗散法量測海-氣通量的準確度，會受到觀測平台的運動、環境條件和氣流的擾動等有關，其中觀測平台的運動是最不容易解決的問題。因船舶或觀測平台所造成氣流的擾動，特別會造成風速量測的誤差，這類型的誤差通常會根據風洞實驗和流體動力模式所計算的結果來校正(Pedrerros et al., 2003；Weill et al., 2003)；耗散

法則由觀測變數擾動量的波譜，根據紊流慣性次範圍(inertial subrange)具有 $-5/3$ 斜率的性質，估計耗散率(dissipation rate)，進而估算通量值(Fairall and Larsen, 1986)。林與曾(1997)利用海研三號觀測船在台灣海峽南部海域的觀測資料，以耗散法估計其海-氣通量。整體參數法是屬於間接、半經驗的渦流通量推估方法，可用於局部表面通量估計，也可用於綜觀或全球的表面通量估計，目前被廣泛用於全球模式。但整體參數法的參數有一些不確定性，由於交換係數的選擇不同，會造成估計海-氣通量的不同(Blanc, 1987；Zeng et al., 1998)。剖面法則由相似理論，找出摩擦風速、溫度尺度和濕度尺度，再推估通量。但剖面法在接近分子效應層時，因分子黏滯效應，使紊流混合受到限制，會造成通量估算的誤差(Liu et al., 1979)。另外，量測海溫的深度、降雨造成的鹽度效應、表皮海溫(skin temperature)等亦會影響通量的估算(Fairall et al., 2003)。

本文利用 Lo(1993)的通量估計方法，並加入分子效應的作用(Liu et al., 1979)，估計熱帶西太平洋海氣通量的變化；文中也引用 TOGA COARE 所發展的整體通量計算法。這兩種方法估計之結果，並和由渦流相關法直接量測的資料相比較。文中第二部份描述所使用的資料，使用的方法則在第三部份說明，第四部份為結果討論，最後部份為結論。

## 二、使用資料

文中使用 TOGA-COARE IOP 期間，日本觀測船 Hakuho 在  $0^{\circ}\text{N}$ 、 $156^{\circ}\text{E}$  附近的密集觀測資料，時間從 1992 年 11 月 12 日至 11 月 26 日。資料種類包括：(1)每 15 分鐘一次的海面

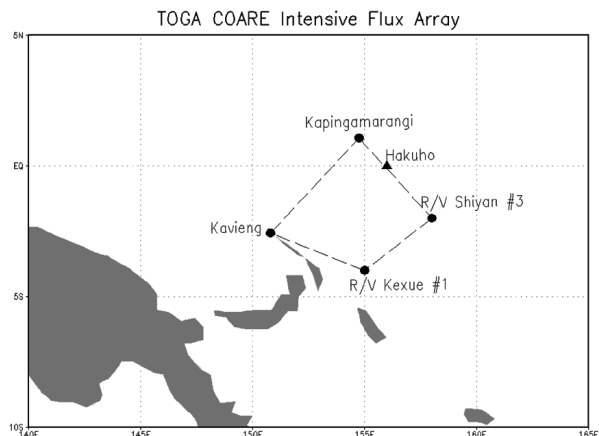


圖 1 TOGA-COARE 加強觀測期(IOP)的通量加強觀測區域，以及日本觀測船 Hakuho 的觀測位置圖。(參考 TOGA-COARE International Project Office, 1993)。

氣象資料，由船上海面氣象觀測系統得到；風速、風向的觀測高度為 20m，氣溫、比濕的觀測高度為 16m，SST 則由海面下 4m 的引擎入水口處測得；(2)以渦流相關法直接量測的海-氣渦流通量，包括每天四次觀測的潛熱和可感熱通量，在兩次加強觀測期(15 日至 19 日；23 日至 26 日)則增為每天八次。相關研究指出 (Fairall et al., 1996；Pedreros et al., 2003)，渦流相關法的量測是目前量測潛熱和可感熱通量較可靠的方法。同時，根據 TOGA-COARE 的海面氣象資料處理中心(Surface Meteorological Data Processing Center)的報告顯示，Hakuho 的資料具有良好的品質，圖 1 為 TOGA-COARE IOP 期間和日本觀測船 Hakuho 的觀測位置圖。

## 三、研究方法

### (一)通量估計法

動量通量( $M$ )、可感熱通量( $H_s$ )和潛熱通量( $H_L$ )常根據風速( $U$ )、位溫( $\theta$ )和比濕( $Q$ )

與垂直速度 ( $w$ ) 的互變異量來表示, 其中  
 $M = -\rho \overline{u'w'}$ 、 $Hs = -\rho C_p \overline{w'\theta'}$ 、  
 $H_L = -\rho L \overline{w'Q'}$ 。  $\rho$  為空氣密度,  $C_p$  為空氣  
 的定壓比熱,  $L$  為水氣潛熱釋放。式中的互變  
 異量, 根據 Businger et al. (1971) 可以利用大氣  
 參數的平均特性來參數化, 即

$$\overline{u'w'} = -K_M \frac{\partial U}{\partial z} \quad , \quad \overline{w'\theta'} = -K_T \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad ,$$

$$\overline{w'Q'} = -K_Q \frac{\partial Q}{\partial z} \quad . \quad \text{式中 } K_M \text{ 為動量擴散係}$$

數、 $K_T$  為熱量擴散係數、水氣擴散係數為  
 $K_Q$ 。一般整體參數化法估計通量的方程式如  
 下:

$$M = -\rho C_D U^2 \quad (3.1a)$$

$$H_S = -\rho C_p C_H U (\theta - \theta_S) \quad (3.1b)$$

$$H_L = -\rho L C_E U (Q - Q_S) \quad (3.1c)$$

$C_D$ 、 $C_H$  和  $C_E$  分別是動量、熱量和水氣的  
 整體傳送係數。整體參數化法對於  $C_D$ 、 $C_H$  和  
 $C_E$  有許多不同的選擇, 例如 Garratt (1977)、  
 Blanc (1987) 等。

根據相似理論, 剖面法利用兩層的溫度、  
 濕度和風速資料估計摩擦風速  $u_*$ 、溫度尺度  $\theta_*$   
 和濕度尺度  $q_*$ , 再根據下列公式估計海氣通量:

$$M = -\rho u_*^2 \quad (3.2a)$$

$$H_S = -\rho C_p u_* \theta_* \quad (3.2b)$$

$$H_L = -\rho L u_* q_* \quad (3.2c)$$

在表面層(surface layer)的風速、溫度和水氣的  
 無因次剖面函數分別為:

$$\phi_U = \frac{\kappa z}{u_*} \frac{\partial U}{\partial z} \quad (3.3a)$$

$$\phi_T = \frac{\kappa z}{\theta_*} \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (3.3b)$$

$$\phi_Q = \frac{\kappa z}{q_*} \frac{\partial Q}{\partial z} \quad (3.3c)$$

式中  $\kappa$  為 von Kármán 常數, 其值為 0.4。  $\phi_U$ 、  
 $\phi_T$  和  $\phi_Q$  是穩定度  $\xi$  的函數 (Businger et al.,  
 1971)。其中

$$\xi = \frac{z}{L_M} = \frac{\kappa z g \theta_*}{\theta_0 u_*^2} \quad (3.4)$$

$L_M$  是 Monin-Obukhov 長度尺度, 其中  $\theta_0$  為參  
 考位溫。另外在實際應用上, 也最常利用兩層  
 觀測的風速和溫度資料, 計算整體理查遜數  
 (bulk Richardson number)  $Ri_b$ , 作為穩定度的參  
 數。在海-氣界面上,  $Ri_b$  可簡化為

$$Ri_b = \frac{g}{\theta_0} \frac{(\theta - \theta_S)}{(U - U_S)^2} (z - z_0) \quad (3.5)$$

經過數學推導、簡化, 可解出  $\xi$  的解析解是  $Ri_b$   
 的函數 (Arya, 2001), 其中下標 S 表示海面。

分別對無因次化剖面函數 (式 3.3a 至 3.3c)  
 垂直積分, 可得到風速、溫度和水氣的相似方  
 程。

$$\frac{U - U_S}{u_*} = \frac{\ln(z/z_0) - \phi_U}{\kappa} \quad (3.6a)$$

$$\frac{\theta - \theta_S}{\theta_*} = \frac{\ln(z/z_T) - \phi_T}{\alpha_H \kappa} \quad (3.6b)$$

$$\frac{Q - Q_S}{q_*} = \frac{\ln(z/z_Q) - \phi_Q}{\alpha_E \kappa} \quad (3.6c)$$

式中  $\alpha_H = \frac{K_H}{K_M}$ , 是熱量擴散係數和動量擴散

係數的比值、 $\alpha_E = \frac{K_Q}{K_M}$ ，是水氣擴散係數和動量擴散係數的比值； $z_0$ 、 $z_T$ 和 $z_Q$ 則為風速、溫度和水氣的粗糙長度尺度 (roughness length)。 $\varphi_U$ 、 $\varphi_T$ 和 $\varphi_Q$ 亦是穩定度 $\xi$ 的函數，在穩定的條件下：

$$\varphi_U = -\beta_U(\xi - \xi_0) \quad (3-7a)$$

$$\varphi_T = -\beta_T(\xi - \xi_0) \quad (3-7b)$$

不穩定時：

$$\begin{aligned} \varphi_U = 2 \ln\left(\frac{1+x}{1+x_0}\right) + \ln\left(\frac{1+x^2}{1+x_0^2}\right) \\ - 2 \tan^{-1}(x) + 2 \tan^{-1}(x_0) \end{aligned} \quad (3-8a)$$

$$\varphi_T = 2 \ln\left(\frac{1+y}{1+y_0}\right) \quad (3-8b)$$

一般假設 $\varphi_T$ 和 $\varphi_Q$ 相等，式中 $\xi_0 = z_0 / L_M$ ， $x = [1 - \gamma_U(z / L_M)]^{0.25}$ ， $x_0 = [1 - \gamma_U(z_0 / L_M)]^{0.25}$ 。 $y = [1 - \gamma_T(z / L_M)]^{0.5}$ ， $y_0 = [1 - \gamma_T(z_0 / L_M)]^{0.5}$ 。由 Businger et al. (1971)，其中的常數分別為 $\beta_U = 4.7$ ， $\beta_T = 6.35$ ， $\gamma_U = 15$ ， $\gamma_T = 9$ 。

在剖面法的計算，通常假設 $z_T$ 和 $z_Q$ 相等，本文修改 Lo(1993)，並採用 Liu et al. (1979) 的方法，加入分子效應，分別計算 $z_0$ 、 $z_T$ 和 $z_Q$ ，其方式如下：

$$z_T u_* / \nu = a_1 R_r^{b_1} \quad (3.9a)$$

$$z_Q u_* / \nu = a_2 R_r^{b_2} \quad (3.9b)$$

其中 $\nu$ 為分子黏滯係數， $R_r$ 為粗糙雷諾數 (roughness Reynolds number)， $a_1$ 、 $a_2$ 、 $b_1$ 和 $b_2$ 的值參考 Liu et al. (1979)。同時亦參考

Smith (1988)，將 $z_0$ 修正為

$$z_0 = 0.11 \nu / u_* + \alpha u_*^2 / g$$
，其中

$\alpha = 0.011$ ；並根據 Godfrey and Beljaars (1991)，修正低風速對海-氣通量的影響。因此，本方法可以很簡單的利用一般觀測的風速、溫度和水氣資料，先計算 $Ri_b$ ，再由式(3.6a)-(3.6c)至式(3.9a)-(3.9b)的計算，得到 $u_*$ 、 $\theta_*$ 和 $q_*$ ，估計海-氣通量，詳細的說明可參考賈(1999)。Fairall et al. (2003) 指出量測海溫的深度、降雨造成的鹽度效應、表皮海溫(skin temperature)、表面暖層(warm layer)等亦會影響通量的估算，當本文方法考慮上述因素估計海氣通量時，對本文研究結果影響不大。至於 TOGA-COARE 的整體通量計算法的詳細說明，可參考 Fairall et al. (2003)。

## (二)統計平均處理

為了解氣象場和各種通量日夜變化的性質，文中對每 15 分鐘觀測一次的氣象變數先作平均處理，得到每小時的平均值，再將整個觀測期間每日相同時間的氣象變數作成逐時的平均資料，可得到平均氣象變數的 24 小時變化。以本文方法和 TOGA-COARE 的整體通量法，由每 15 分鐘觀測一次的氣象變數所估計的各種通量，也用相同的平均方法處理，至於 Hakuho 以渦流相關法直接量測的海-氣通量觀測資料亦用上述的平均方法處理。

## 四、結果與討論

### (一)海面氣象場日夜變化和半日變化

從衛星雲圖(圖略)和船泊觀測報告中得知，在整個觀測期間 (1992 年 11 月 12 日至 11 月 26 日)大多沒有顯著的天氣系統，僅於 24 日

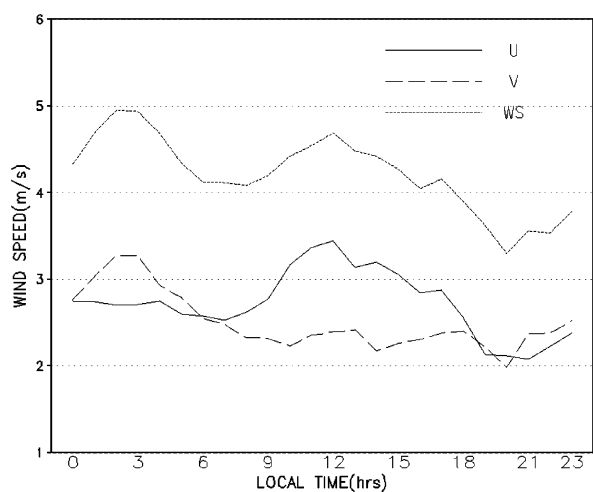


圖 2 Hakuho 觀測船在  $0^{\circ}\text{N}$ 、 $156^{\circ}\text{E}$  附近觀測的逐時平均緯向風(U)、經向風(V)和風速大小(WS) 的日夜變化。平均期間 1992 年 11 月 12 日至 26 日。

和 25 日有顯著降水，風速增強、風向明顯改變 (Tsukamoto and Ishida, 1995)。Hakuho 在觀測期間的海面氣象觀測資料的詳細變化，可參考賈與吳(1998)。圖 2 為平均緯向風、平均經向風和平均風速的變化，平均風速有類似半日變化 (semi-diurnal cycle) 的現象。凌晨 2-3 時，出現最大風速和最大經向風速，其大小分別為約為 5 m/s 和 3 m/s，在中午左右出現次大風速和最大緯向風速；最小風速出現在 20 時，此時緯向風和經向風亦為最小，次小風速值則在 6-7 時出現。

平均 SST 具有明顯的日夜變化(圖 3a)，在夜間，因輻射冷卻的作用，使得 SST 偏低；白天，當太陽輻射加熱時，SST 逐漸升高，至 14

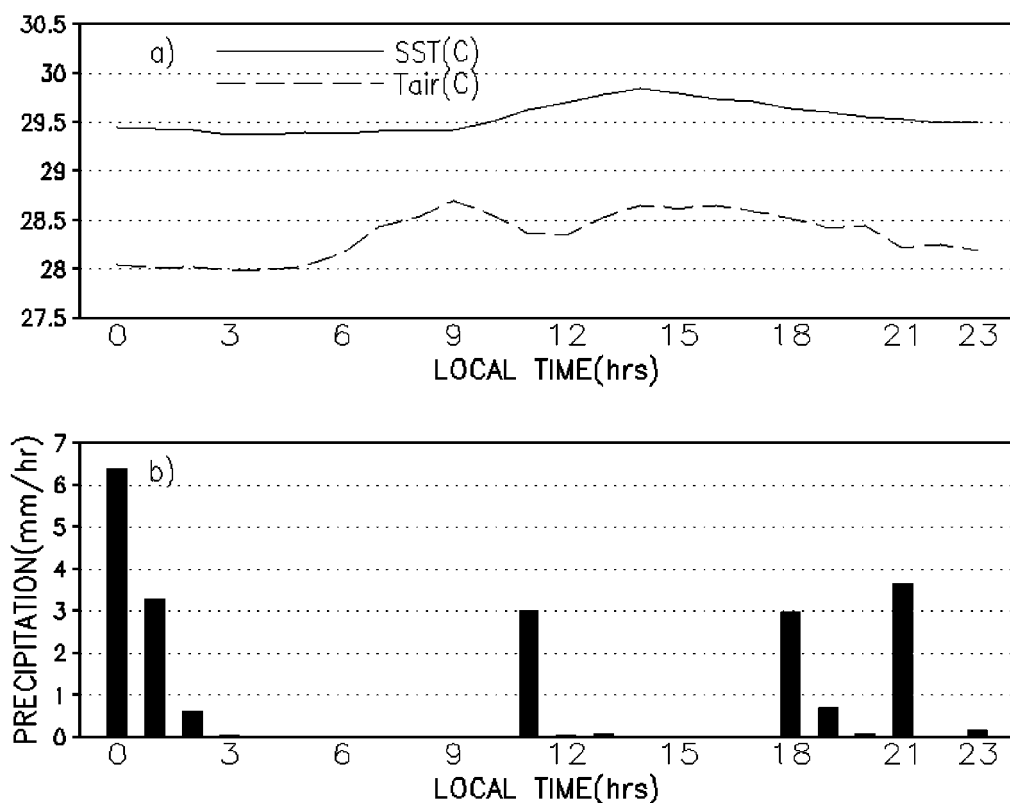


圖 3 同圖 1，但為逐時平均的海面溫度(SST)和大氣溫度(Tair)日夜變化的情形(圖 3a)，圖 3b 則為逐時平均的降雨量的日夜變化。

時達到最高，可達  $29.8^{\circ}\text{C}$ ，其數值和 TOGA-COARE 觀測船 Monan Wave 的觀測結果相近。之後，因太陽輻射逐漸消失，SST 又緩慢降低。平均 SST 日夜變化的範圍約為  $0.5^{\circ}\text{C}$ ，較逐日的日夜變化振幅來的小(圖略)。圖 3a 亦顯示整日平均海面氣溫小於平均 SST，且有較複雜的變化；海面氣溫和 SST 日夜變化的現象有些微相位差。海面氣溫約在 5 時後逐漸升高，到 8-9 時達到最大，之後又再下降，其原因可能和 11 時的降水有關(圖 3b)。降水和雲層減少部分的太陽輻射到達海面，使海面氣溫下降。到了傍晚，一方面因海面淨熱通量減弱，且又伴隨降雨，此時海面氣溫便漸漸降低。圖 3a 中亦呈現海-氣溫差在 9 時最小，約為  $0.7^{\circ}\text{C}$ ；在凌晨和中午左右最大，約為  $1.4^{\circ}\text{C}$ ；海、氣溫差具有明顯半日變化現象。近海面大氣多呈熱力中性至不穩定的狀態，穩定度的分析亦呈現類似半日變化的現象(圖略)，可能和海、氣溫差的半日週期有關。進一步分析 SST 的波譜(spectrum)，並作紅噪(red noise)波譜的統計檢

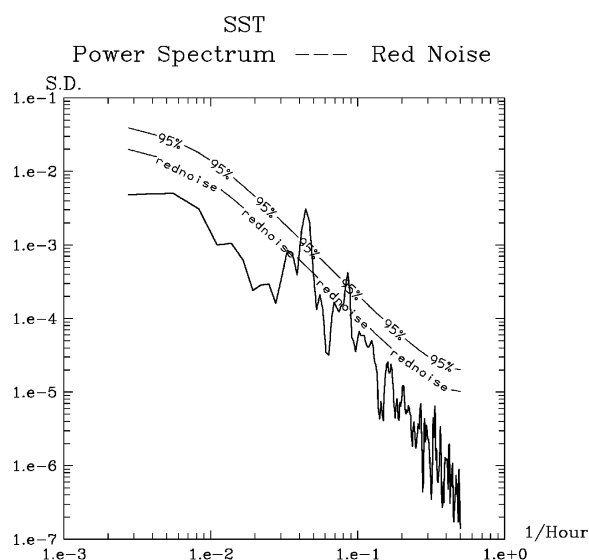


圖 4 SST 的波譜分析，紅噪波譜和 95% 的可信賴度區間。

定時(圖 4)，結果發現在日週期和半日週期上具有明顯的峰值，並且通過紅噪音譜的 95% 可信賴區間檢定。

逐時平均降雨量的半日變化亦相當顯著(圖 3b)，在凌晨、中午和傍晚時有明顯的降雨現象。最近的研究，如 Chen and Houze (1997)、Sui et al. (1997) 和 Yang and Slingo (2001) 等，曾發現熱帶對流和降水具有明顯日夜變化的現象。但 SST 的半日變化現象，過去較少被討論。Rickenbach and Rutledge (1998) 利用 TOGA COARE 研究船 Vickers 的 C band 船舶雷達資料，發現單對流包(isolated convective cells)降雨的性質，具有明顯半日變化的現象。為了解降雨半日變化的性質對 SST 半日變化的影響，本文進一步將觀測期間有降雨現象發生的資料去除後發現，SST 半日變化的現象仍舊顯著(圖略)。

## (二)海-氣通量日夜變化

賈與吳(1998)，比較 Hakuho 研究船每 15 分鐘的海面氣象資料所計算的通量和 Weller and Anderson (1996) 利用 Moana Wave、Wecome 和 WHOI 浮球的平均海氣渦流通量顯示差異不大，詳細可參考賈與吳(1998)。本文進一步，由 TOGA-COARE 和本文的方法估計的海-氣通量，經由三之二的統計平均處理後的逐時平均動量、可感熱、潛熱通量和鮑文比(Bowen ratio)分別示於圖 5a-5d 中，Hakuho 觀測船直接量測的可感熱、潛熱通量亦同時示於圖中。圖 5a 顯示兩種不同方法估計的動量通量相當接近，動量通量除了有日夜變化之外，亦有類似半日變化。平均最大值約出現在中午左右，次大值則約出現在凌晨 3 時；最小值約在 20 時發生，次小值則在清晨 6 時。比較圖 1 和圖 5a，

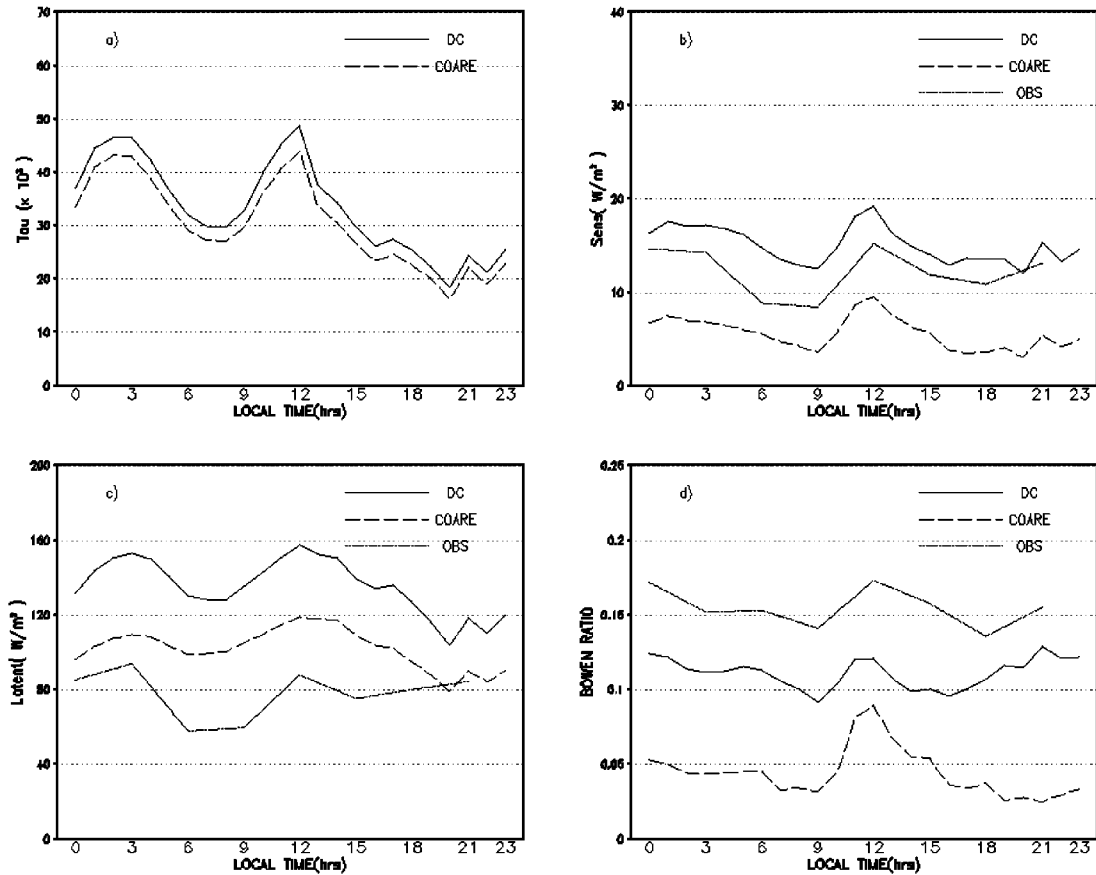


圖 5 Hakuho 觀測船每 3 小時一次觀測的海-氣通量(點虛線 OBS)、本文方法(實線 DC)、TOGA-COARE 方法(虛線 COARE)估計的逐時平均 (a)動量通量, (b)可感熱通量, (c)潛熱通量, (d)鮑文比的日夜變化。

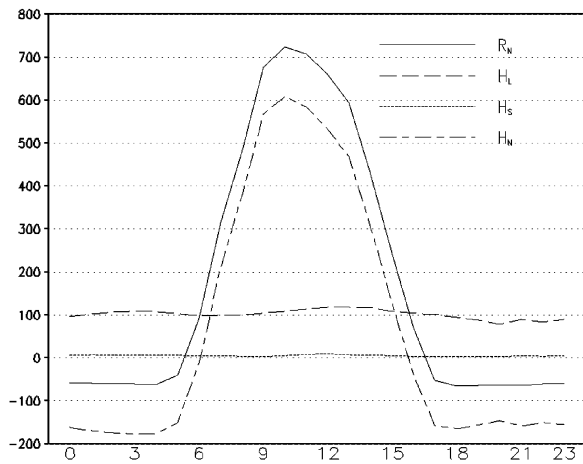


圖 6 同圖 2, 但為平均海面淨熱通量( $H_N$ )和各收支項日夜變化的情形,  $R_N$  為淨輻射通量、 $H_L$  為潛熱通量、 $H_S$  為可感熱通量, 單位為  $W/m^2$ 。

最大平均風速出現在清晨, 和圖 5a 極大值出現在中午不同。顯示動量通量除了受風速大小的影響外, 也和穩定度的日夜變化有關。圖 5b 顯示, 量測的可感熱通量也有半日變化, 於中午時出現最大值, 次大值在凌晨 3 時出現。和圖 1 比較可發現, 可感熱通量除了受風速影響外, 也和穩定度有關。此外, 本方法所估計的可感熱通量較 TOGA-COARE 估算法的結果接近觀測值。本方法和 TOGA-COARE 的方法所估計的可感熱通量和觀測值的誤差分別為  $2.9 W/m^2$  和  $-6 W/m^2$ 。觀測的潛熱通量變化(圖 5c)和可感熱通量(圖 5b)相似, 除了有日夜變化之外, 亦有類似半日變化; 其日較差(range)約為



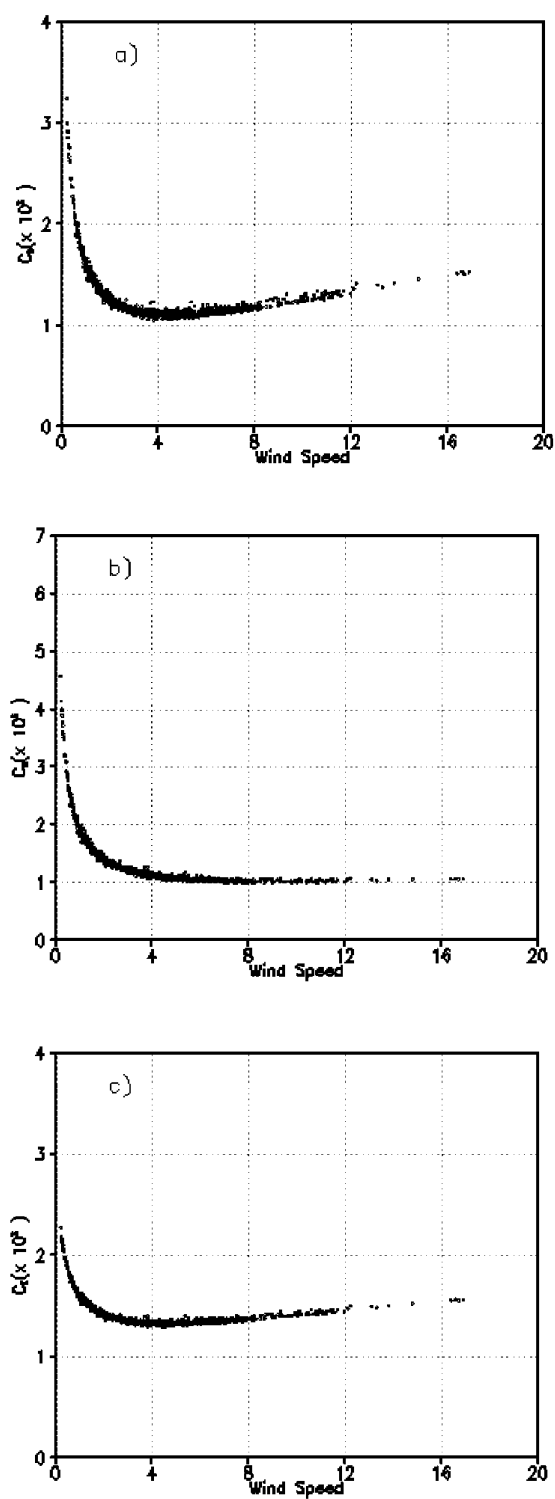


圖 7 本文方法估計的各種整體傳送係數隨風速的變化，(a)  $C_D$ ，(b)  $C_H$ ，(c)  $C_E$ 。

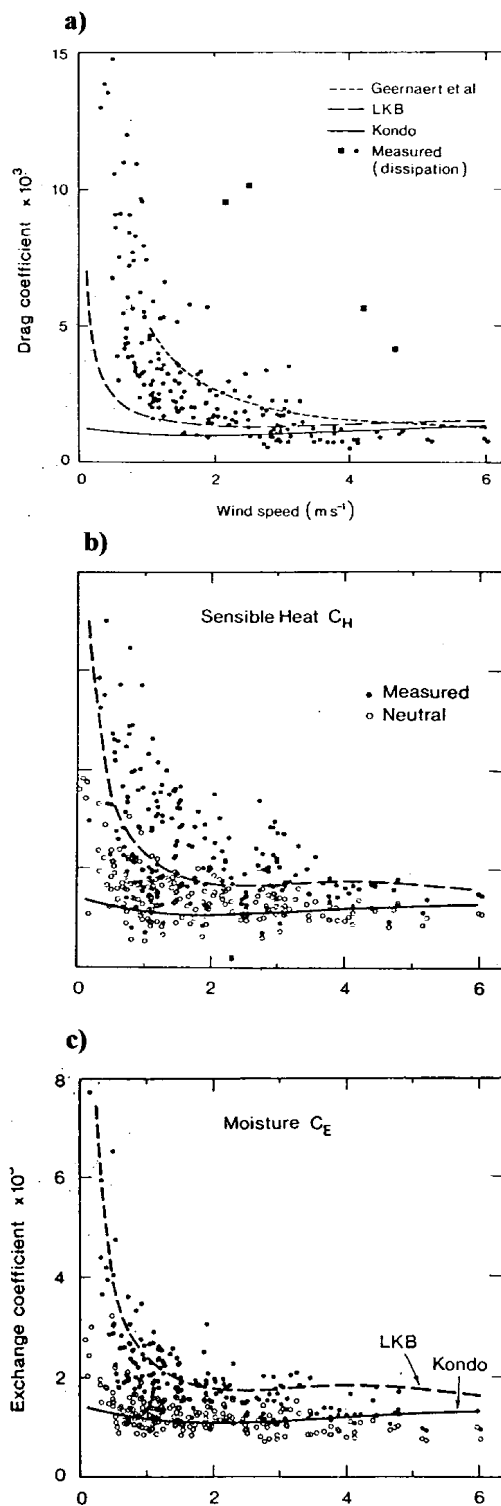


圖 8 Bradley et al. 比較觀測和不同方法估計的各種整體傳送係數隨風速的變化，(a)  $C_D$ ，(b)  $C_H$ ，(c)  $C_E$ 。(Bradley et al., 1991)

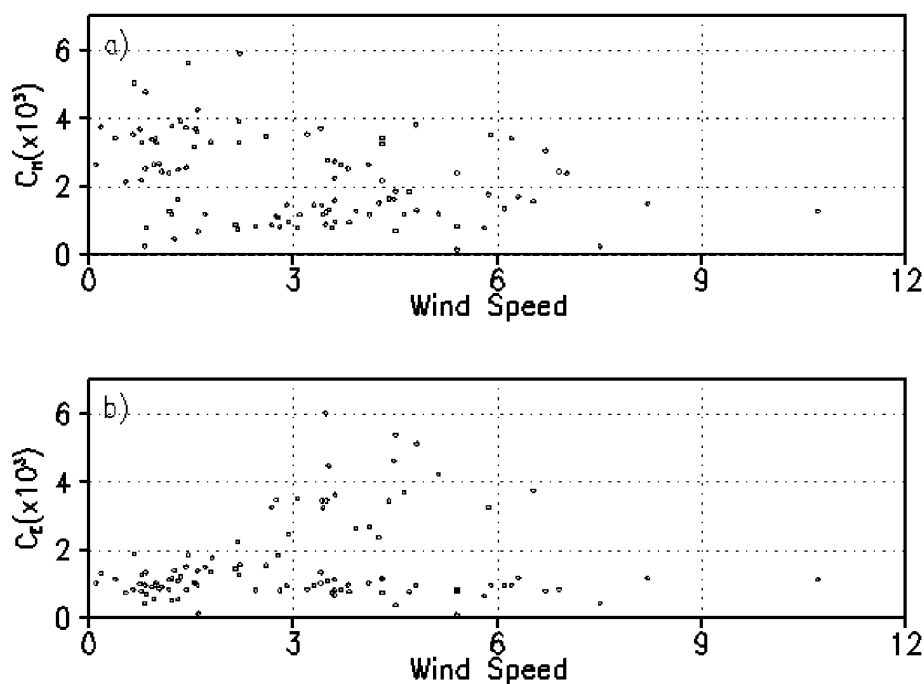


圖 9 由渦流相關法觀測的可感熱通量、潛熱通量所推估的(a)熱量整體傳送係數( $C_H$ )，(b)水氣整體傳送係數( $C_E$ )隨風速的變化。

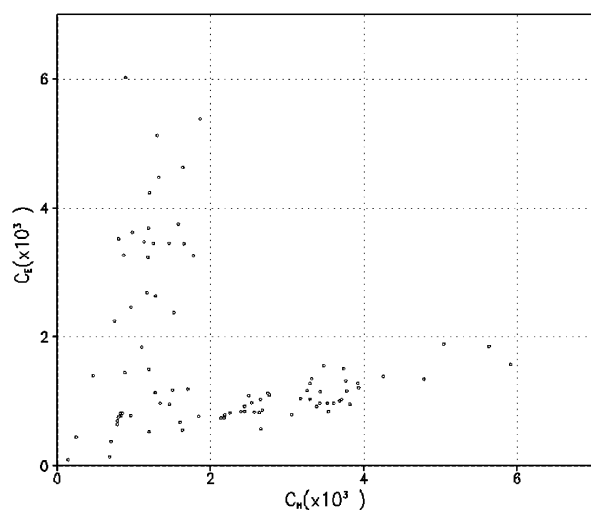


圖 10 熱量整體傳送係數( $C_H$ )和水氣整體傳送係數( $C_E$ )的散布圖。

$40 \text{ W/m}^2$ ，本文估計的潛熱通量日較差較大約為  $60 \text{ W/m}^2$ ，估計的潛熱通量值比觀測值為大，TOGA-COARE 估計的潛熱通量則較接近觀測值。觀測平均的鮑文比亦顯示半日變化的

現象(圖 5d)，於中午出現最大值，次大值在清晨出現。本文估計的鮑文比，亦較 TOGA-COARE 法的結果接近觀測值。由直接量測的可感熱和潛熱通量算出的平均鮑文比介於 0.13 至 0.17 之間，平均約為 0.15，較一般熱帶西太平洋的氣候值 0.07 大(Weare et al., 1981)。

海面淨熱通量( $H_N$ )可表示為  $H_N = R_N - H_L - H_S$ ，式中  $R_N$  為淨輻射通量、 $H_L$  為潛熱通量、 $H_S$  為可感熱通量。 $H_N > 0$  時，表示淨熱通量加熱海洋； $H_N < 0$  時，淨熱通量冷卻海洋的作用。觀測期間平均的  $H_N$  呈現日夜變化(圖 6)，在白天時  $H_N > 0$ ，主要是由於  $R_N$  的貢獻；夜間由於輻射冷卻使得  $H_N < 0$ 。白天最大的  $H_N$  約為  $600 \text{ W/m}^2$ ，發生在 10 時左右，最大值不發生在中午，主要因為中午的降雨現象(圖 3)，使得短波輻射減少有關。晚上  $H_N$  的值約為  $-160 \text{ W/m}^2$ ，變化較小。

### (三)整體傳送係數

本文方法所估計的整體傳送係數  $C_D$ 、 $C_H$  和  $C_E$  隨風速的變化分別示於圖 7a 至 7c 中。三者隨風速有相似的變化，風速約在 3 至 4 m/s 時有反曲點，斜率的符號改變。當風速大於 4 m/s 時， $C_D$  和  $C_E$  的大小隨風速線性增加比較快， $C_H$  隨風速增加比較慢。但是風速小於 3 m/s 以下時，整體傳送係數皆隨風速減少而快速增加。由 TOGA-COARE 估計方法，所得的結果，和圖 7 類似(圖略)。

一般而言，整體參數法所估計的傳送係數，在低風速區的差異很大( Trenberth *et al.*, 1989)。Bradley *et al.* (1991)分別以渦流相關法量測的觀測值(圖 8 中的黑點)、利用 LKB 的方法(Liu *et al.*, 1979, 圖 8 虛線)和 Kondo 的方法(圖 8 實線)所估計的  $C_D$ 、 $C_H$  和  $C_E$  與風速的關係(圖 8)。圖 8 顯示，實際量測的  $C_H$  和  $C_E$  在低風速的變異很大，不易看出和風速的關係，但 Bradley *et al.* (1991) 以 LKB 或 Kondo 所推估的  $C_H$  和  $C_E$  (圖 8b、8c)，均顯示  $C_H$  和  $C_E$  與風速有較平滑的函數關係，和圖 7 有類似的性質。

利用 Hakuho 觀測船量測的可感熱和潛熱通量值，再由式(3.1b)和(3.1c)所估計  $C_H$  和  $C_E$  隨風速的變化示於圖 9。觀測期間的平均風速多介於 1 m/s 至 8 m/s 之間，屬於中低風速的範圍，實際熱量整體參數( $C_H$ )與風速的關係凌亂(圖 9a)，和圖 8b 中實際的黑點分佈情形類似，不易看出和風速成正比的關係。比較圖 9b 與圖 8c 亦有類似上述的情形，圖 9b 亦顯示風速小於 4 m/s 時，水氣整體參數( $C_E$ )隨風速的減弱略為減弱；當風速大於 4 m/s 時，關係亦較凌亂。圖 10 為  $C_H$  和  $C_E$  的相關圖，在一般整體參數法，常假設  $C_H$  和  $C_E$  大小相同，但圖 10 顯示

$C_H$  和  $C_E$  並不相同。

## 五、結 論

本文由 1992 年 11 月 12 日至 11 月 26 日 Hakuho 觀測船的海面氣象觀測資料分析顯示：海面氣溫、風場和降水有日夜變化和類似半日變化。海面氣溫和風場的半日變化，過去較少被提及。Yang and Slingo (2001)等的研究，曾發現熱帶對流和降水具有明顯日夜變化。Rickenbach and Rutledge(1998) 利用 TOGA-COARE 研究船 Vickers 的 C band 船舶雷達資料，發現單對流包 (isolated convective cells) 降雨的性質，具有明顯半日變化，和本文降水半日變化的現象類似。

受到海面氣象場變化的影響，海-氣通量的日夜變化相當清楚，和 Weller and Anderson (1996) 的結果相似。除了日夜變化之外，海-氣通量的半日變化亦相當顯著，可能是造成 SST 半日變化的原因。Sui *et al.* (2003) 的研究亦顯示海-氣通量的時間解析度對模式的反應，具有相當大的差異。因此在考慮短期海-氣交互作用的變化時，可能需進一步考慮其日夜和半日變化的現象。由 TOGA-COARE 方法和本文方法所估計的海-氣通量，與量測資料比較，本文方法估計的可感熱通量較接近觀測值，但是兩種方法所估計的潛熱通量均較觀測值大。當風速大於 4 m/s 時，各整體傳送係數隨風速增加而增加；風速小於 4 m/s 時，則隨風速減少而明顯增加。此外，由直接量測通量導出的潛熱整體傳送係數  $C_E$ ，和可感熱整體傳送係數  $C_H$  的大小並不相同。

Brunke *et al.* (2003) 以 12 組觀測海氣通量

資料，評估 12 種通量估算法時發現，TOGA-COARE 的通量推估法，整體表現相當不錯。同時，針對 TOGA-COARE 期間，研究船 R/V Moana Wave 的可感熱通量和潛熱通量的誤差分別為  $-0.59 \text{ W/m}^2$  和  $0.5 \text{ W/m}^2$ 。但本文利用 TOGA-COARE 的方法估算 Hakuho 觀測船的資料顯示，可感熱通量和潛熱通量的誤差均比 Moana Wave 的誤差來的大。一方面可能的原因和海氣通量量測的不確定因素有關，包括環境因素、觀測平台的運動和流場的擾動等。然而 Hakuho 研究船的海氣通量觀測資料的時間解析度最密為每三小時的資料，而 Moana Wave 的海氣通量觀測時間解析度約為 15 分鐘亦是可能的原因。未來，將進一步利用 TOGA COARE 相關的觀測資料，包括 Moana Wave 研究船的海-氣通量資料(Young et al., 1992)和 IMET 觀測平台的海面氣象場資料作進一步的比較和分析。

## 致 謝

本研究部分是在國科會研究計畫編號 NSC88-2111-M-002-005-AP3 的支助下完成，兩位主編提供的寶貴意見，特此誌謝。

## 參考文獻

- 林首杰、曾若玄，1997：台灣海峽南部大氣邊界層內動量、顯熱與潛熱通量之量測，*大氣科學*，25，1-26。
- 賈新興、吳清吉，1998：熱帶西太平洋海-氣通量和一維海洋混合層之模擬，*大氣科學*，26，157-179。
- 賈新興，1999：熱帶西太平洋海氣通量和邊界層特性之研究，國立台灣大學大氣科學研究所博士論文，(107 頁)。
- Arya, S. P., 2001: *Introduction to micrometeorology*, Second edition. Academic Press, San Diego, 420pp.
- Bjerknes, J., 1966: A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature. *Tellus*, 18, 820-829.
- Blanc, T. V., 1987: Accuracy of bulk-method-determined flux, stability, and sea surface roughness. *J. Geophys. Res.*, 92, 3867-3876.
- Bradley, F., P. A. Coppin and J. S. Godfrey, 1991: Measurements of sensible and latent heat flux in the western equatorial Pacific ocean. *J. Geophys. Res.*, 96, 3375-3389.
- Brunke M. A., C.W. Fairall, X. Zeng, L. Eymard and J. Curry, 2003: Which bulk aerodynamic algorithms are least problematic in computing ocean surface turbulent fluxes? *J. Climate*, 16, 619-635.
- Businger, J. A., J. C. Wyngaard and Y. Izumi, 1971: Flux profile relationships in atmospheric surface layer. *J. Atmos. Sci.*, 28, 181-189.
- Clayson, C. A., and J. A. Curry, 1996: Determination of surface turbulent fluxes for the TOGA-COARE: Comparison of satellite retrievals and in situ measurements, *J. Geophys. Res.*, 101, 28515-28528.
- Chen, S. S. and R. A. Houze, 1997: Diurnal variation and life-cycle of deep convective systems over the tropical Pacific warm pool. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 123, 357-388.
- Chou, S. H., C. L. Shie, R. M. Atlas, and J. Ardizzone, 1997: Air-sea fluxes retrieved from special sensor microwave imager data. *J. Geophys. Res.*, 102, 12705-12726.
- Ding, Y. H., A. Sumi and X. S. Shen, 1995: Structure of the mixed layer and estimates of sea surface fluxes during TOGA-COARE IOP Part II: Estimates of sea surface fluxes. *J. Meteor. Soc. Japan*, 73, 585-596.

- Fairall, C., W. and S. E. Larsen, 1986: Inertial dissipation method and turbulent fluxes at the air ocean interface, *Bound. Layer Meteorol.*, 34, 287-301.
- , C. W., E. F. Bradley, D. P. Rogers, J. B. Edson, and G. S. Young, 1996: Bulk parameterization of air-sea fluxes for Tropical Ocean-Global Atmosphere Coupled-Ocean Atmosphere Response Experiment. *J. Geophys. Res.*, 101, 3747-3764.
- , C. W., E. F. Bradley, J. E. Hare, A. A. Grachev and J. B. Edson, 2003: Bulk parameterization of air-sea fluxes: Updates and verification for the COARE algorithm, *J. Climate*, 16, 571-591.
- Garratt, J. R., 1977: Review of drag coefficients over ocean and continents. *Mon. Wea. Rev.*, 105, 915-929.
- Gates, W. L., and Co-authors, 1996: Climate models-Evaluation. IPCC Climate Change 1996: The science of climate change, J. T. Houghton, L. G. Meira Filho, B. A. Callander, N. Harris, A. Kattenberg, and K. Maskell, Eds., *Cambridge University Press*, 229-284.
- Gleckler, P., and D. A. Randall, 1996: Evidence of systematic biases in ocean surface heat fluxes simulated by AGCMs. WCRP workshop on air sea flux fields for forcing ocean models and validating GCMs, WMO/TD-No. 762, World Meteorological Organization, 145-150.
- Godfrey, J. S., and E. J. Lindstrom, 1989: The heat budget of the western equatorial pacific surface mixed layer., *J. Geophys. Res.*, 94, 8007-8017.
- , J. S., and A. C. M. Beljaars, 1991: On the turbulent fluxes of buoyancy, heat, and moisture at the air-sea interface at low wind speeds. *J. Geophys. Res.*, 96, 22043-22048.
- , R. A. House, R. H. Johnson, R. Lukas, J.-L. Redelsperger, A. Sumi and R. Weller, 1998: Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment (COARE): An interim report. *J. Geophys. Res.*, 103, 14395-14450.
- Kraus, E. B., and J. A. Businger, 1994: Atmosphere-Ocean Interaction, *Clarendon press*, Oxford, 362pp.
- Lau K.-M., and H. T. Wu, 2001: Principal modes of rainfall-SST variability of the Asian summer monsoon: A reassessment of the monsoon-ENSO relationship. *J. Climate*, 14, 2880-2895.
- Liu, W. T., K. B. Katsaros, and J. A. Businger, 1979: Bulk parameterization of air-sea exchanges of heat and water vapor including the molecular constraints at the interface. *J. Atmos. Sci.*, 36, 1722-1735.
- Lo, A. K. F., 1993: The direct calculation of fluxes and profile in the marine surface layer using measurements from a single atmospheric level. *J. Appl. Meteor.*, 32, 1893-1900.
- Miller, M. J., A. C. M. Beljaars, and T. N. Palmer, 1992: The sensitivity of the ECMWF model to the parameterization of evaporation from the tropical oceans. *J. Climate*, 5, 418-434.
- Pedrerros R., G. Dardier, H. Dupuis, H. C. Graber, W. M. Drennan, A. Weill, C. Guerin, P. Nacass, 2003: Momentum and heat fluxes via the turbulent correlation method on the R/V L'Atalante and an ASIS buoy, *J. Geophys. Res.*, 108, C11, 3339.
- Rickenbach, T. M., and S. A. Rutledge, 1998: Convection in TOGA-COARE: Horizontal scale, morphology and rainfall production. *J. Atmos. Sci.*, 55, 2715-2729.
- Schlesinger, M. E., and J. F. B. Mitchell, 1987: Climate model simulations of the equilibrium climate response to increased carbon dioxide. *Rev. Geophys.*, 25, 760-798.
- Smith, S. D., 1988: Coefficients for sea surface wind stress, heat flux and wind profile as a function of wind speed and temperature.

- J. Phys. Oceanogr.*, 93, 15467-15472.
- Sui, C.-H., K.-M. Lau, Y. N. Takayabu, and D. A. Short, 1997: Diurnal variations in tropical oceanic cumulus convection during TOGA COARE. *J. Atmos. Sci.*, 54, 639-655.
- , C.-H., X. Li, M. M. Rienecker, K.-M. Lau, I. Laszlo and R. T. Pinker, 2003: The role of daily surface forcing in the upper ocean over the tropical Pacific: A numerical study. *J. Climate*, 16, 756-766.
- Tsukamoto, O., and H. Ishida, 1995: Turbulent flux measurements and energy budget analysis over the equatorial Pacific during TOGA-COARE IOP. *J. Met. Soc. Japan*, 73, 557-568.
- Trenberth, K. E., W. G. Large and J. G. Olson, 1989: The effective drag coefficient for evaluating wind stress over the oceans. *J. Climate*, 2, 1507-1516.
- Walker, G. T., 1928: World weather, III. *Mem. R. Meteor. Soc.*, 2, 97-106.
- Wang, B., and Q. Zhang, 2002: Pacific-East Asian teleconnection. Part II: How the Philippine sea anomalous anticyclone is established during El Niño development. *J. Climate*, 15, 3252-3265.
- Weare, B. C., P. T. Strub and M. D. Samuel, 1981: Annual mean surface heat fluxes in the tropical pacific ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 11, 705-717.
- Weill A., L. Eymard, G. Caniaux, D. Hauser, S. Planton, H. Dupuis, A. Brut, C. Guerin, P. Nacass, A. Butet, S. Cloche, R. Pedreros, P. Durand, D. Bourras, H. Giordani, G. Lachaud and G. Bouhours, 2003: Toward a better determination of turbulent air-sea fluxes from several experiments. *J. Climate*, 16, 600-618.
- Webster, P. J., and R. Lukas, 1992: TOGA-COARE: The coupled ocean-atmosphere response experiment. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 73, 1377-1416.
- Weller, R. A., and S. P. Anderson, 1996: Surface meteorology and air-sea fluxes in the western equatorial Pacific warm pool during the TOGA-COARE. *J. Climate*, 9, 1959-1990.
- Yang, G.-Y. and J. Slingo, 2001: The diurnal cycle in the tropics. *Mon. Wea. Rev.*, 129, 784-801.
- Young, G. S., D. R. Ledvina, and C. W. Fairall, 1992: Influence of precipitating convection on the surface energy budget observed during a Tropical Ocean Global Atmosphere pilot cruise in the tropical western Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.*, 97, 9595-9603.
- Zeng, X., M. Zhao, and R. E. Dickinson, 1998: Intercomparison of bulk aerodynamic algorithms for the computation of sea surface fluxes using TOGA COARE and TAO data. *J. Climate*, 11, 2628-2644.

## Air-Sea Turbulent Fluxes of the Western Equatorial Pacific

Hsin-Hsing Chia<sup>1</sup> Ching-Chi Wu<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Weather Forecast Center, Central Weather Bureau, Taiwan

<sup>2</sup>Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University

(Manuscript received 20 January 2005; in final form 2 March 2006)

### ABSTRACT

How to measure and estimate air-sea turbulent fluxes more accurately, including momentum, sensible and latent heat fluxes, is an important topic for air-sea interaction. According to Lo (1993) and adopted Liu et al. (1979) representation of the molecular effect, an algorithm was developed to estimate air-sea turbulent fluxes during TOGA-COARE from 11 November to 26 November 1992. The Observational turbulent fluxes at the same period, evaluated by the turbulent correlation method, of the R/V Hakuho stayed at 0°N, 156°E were used to compare with results of this new algorithm, as well as the TOGA-COARE algorithm.

Results show that the diurnal cycle of the turbulent fluxes were significant. During the daytime the net sea surface heat flux is positive, the ocean was heated, while at nighttime it is negative, the ocean was cooled. A substantial semi-diurnal cycle of turbulent fluxes is also shown. It maybe resulted from the variation of atmospheric fields near sea surface. Both of the latent heat fluxes estimated by the two algorithms are large than these of the observation. While the sensible heat flux estimated by this new algorithm is more similar with observational results than these by TOGA-COARE algorithms.

When wind speed is larger than 4 m/s, the turbulent exchange coefficient for wind stress ( $C_D$ ) increases linearly with increasingly wind speed. But the  $C_D$  decreases rapidly with increasingly wind speed while wind speed is smaller than 4 m/s. Also, the turbulent exchange coefficients for sensible heat fluxes ( $C_H$ ) and those for latent heat fluxes ( $C_E$ ) estimated from observational data are not the same.

**Key words:** Air-sea turbulent fluxes, Diurnal cycle, Exchange coefficients

