

# 利用 ECMWF 資料估算熱帶海洋大氣 邊界層之渦流熱量通量

王溫和 林松錦

國立中央大學大氣物理研究所

(中華民國八十五年七月二十二日收稿；中華民國八十五年十月二十二日定稿)

## 摘 要

本研究主要目的在於探討西太平洋熱帶地區海氣之間渦流通量之時空特徵，及其所造成大氣邊界層擾動對東亞梅雨期大氣環流之影響。本文首先利用 1982~1993 十二年的 ECMWF 同化資料，並採用 bulk formula 方法來估算渦流熱量通量，探討春季期間(二~五月)熱帶地區海氣之間渦流通量的特徵，藉以作為後續研究梅雨期天氣型態變化因素的參考。

利用 ECMWF 同化資料及 TOGA 實際船舶觀測資料分別估算渦流熱量通量，比較分析結果發現在定性上兩者的分佈型態是相似的，而定量上兩者的差異並不會太大。通常在赤道暖水區的渦流熱量通量值較小，副熱帶的北半球太平洋地區、南半球印度洋地區及澳洲東方海面的值較大。而以經向觀點來看東西向不均勻象是存在的，印度洋地區的海溫與潛熱通量皆高於太平洋地區，由於海溫的不同造成兩地海氣交互作用有著不同的特性。在印度洋地區，潛熱通量的大小主要由風場所決定。而在太平洋赤道地區，風場與海氣間水汽差對潛熱通量的影響則相當。基本上，在印度洋地區與太平洋地區海溫較高的地方會有較大的海氣水汽差值存在，但其伴隨的風場卻較微弱，因而造成海溫高的地方通常有較小的潛熱通量。由於潛熱通量小，相對而言其蒸發冷卻作用也較小，此或許是暖水區能維持海溫較高的原因之一。整體而言，在熱帶地區渦流通量的強弱是由地面風速大小所控制，然而對通量的變化，海氣間的溫濕差似乎又較風場的影響明顯。渦流交換係數的選擇對通量值大小的影響並不如預期的敏感。由 EOF 分析顯示在此期間海溫的變化，以 ENSO 的型態為主，渦流熱量通量的變化趨勢亦受到 ENSO 事件的影響。在 ENSO 年相對有較大的渦流熱量通量，而 anti-ENSO 年的渦流熱量通量相對有較小值。海溫、渦流熱量通量變化在赤道地區的太平洋與印度洋之間似乎存在有同相位變化的關係。

關鍵詞：渦流通量、bulk formula

## 一、前 言

由於地理環境及先天上觀測資料的不足，以往的氣象研究大都偏重於中、高緯度地區。相對而言對於低緯度熱帶天氣系統的了解相當有限，而對其重要性也不太清楚。而後逐漸才發現熱帶地區的天氣系統往往會影響到中高緯度地區的天氣變化，是故為能有效提高天氣預報的能力，則有必要對熱帶地區的大氣結構與天氣系統做更進一步的探討。加之，近年來由於衛星與雷達遙測技術的發達，提供了相當寶貴的觀測資料，如此才使得對熱帶動力現象的研究逐漸熱絡起來。最近二十多年來對熱帶地區的研究，最重要發現之一就是海洋與大氣間存在有十分複雜的交互作用，而此非線性作用所造成的動力現象如 30 ~ 60 天的季內低頻振盪及 ENSO(El Niño/Southern Oscillation)事件對長期的天氣與短期氣候變化有著重大的影響。以能量的觀點來看，海洋與大氣間的能量交換，主要是透過渦流熱量通量(潛熱及顯熱通量)與渦流動量通量來傳輸。然而渦流傳輸能力除與海溫有關外，風場也是另一重要因素。海洋藉海溫的變化來改變渦流傳輸能力，因而造成大氣環流的擾動。同時大氣也藉其邊界層結構及熱量收支的變化來影響海面溫度，因此海氣間的交互作用可說是由海溫與渦流熱量通量、渦流動量通量三者間彼此相互影響的結果。因此，對這些量的量測與變化特徵的了解是相當重要的。

渦流通量的估算方法可概分為兩類：一為直接測量法，即所謂的渦流相關(eddy correlation)法，這種方法是根據原始定義直接來計算渦流通量的大小；另一則是間接測量法，又分為 bulk aerodynamical method、profile 與 inertial subrange (Smith, 1989) 三種。一般而言要精確測量渦流通量是相當困難的，除要有高密度的時間序列(time series)觀測資料外，同時也要克服因海面搖晃所導致資料量測上的誤差，故通常是利用較簡便的間接測量方法來估算海面渦流通量大小。在考慮正常作業下，天氣資料的時空解析度有所不足，特別是在擁有廣大海洋的熱帶地區。本文嘗試利用歐洲中期天氣預報中心 ECMWF(European Center for Medium Range Weather Forecasts)的同化資料，並採用較簡易的 bulk formula 來估算海面渦流通量。雖然利用這種方法所求得之通量或許不能代表真正渦流通量的大小，但以大尺度的觀點來看渦流通量的整體型態及其變化的特徵應該是可行的。

台灣位處於副熱帶地區，常受低緯度天氣系統的影響，尤其是在夏季這種情形會更加明顯。另一方面台灣也處於東亞季風區裡，天氣型態主要受其控制，每當春夏之交進入梅雨季節時，常為此期間所帶來之災害所苦，倘若能事先掌握梅雨期間的降雨性質，則能先未雨綢繆，事先防範以減少災害的產生。本研究之主要目的在於探討西太平洋熱帶地區海氣之間渦流通量之時空特徵，及其所造成大氣邊界層擾動對東亞梅雨期大氣環流之影響。本文將先探討春季期間海氣之間渦流通量的特徵，藉以作為後續研究梅雨期天氣型態變化因素的參考。文中第二節將介紹資料的來源及計算的方法。第三、四節則分別探討海溫與渦流通量的特性及影響渦流通量變化的可能因素。最後一節則是本文的結語與未來展望。

## 二、資料來源與計算方法

本文中採用的資料包括：ECMWF/WMO(World Meteorological Organization) (1982 ~ 1987)、ECMWF/TOGA(Tropical Ocean and Global Atmosphere)(1988 ~ 1993)每天 00Z 及 12Z 的風場、溫度場、高度場及相對濕度，以及 NMC(National Meteorological Center)/NOAA(National Oceanic and Atmospheric Administration)每週的海面溫度(1982 ~ 1993)與 00Z 及 12Z 的外逸長波輻射(Outgoing Longwave Radiation, OLR)。原始資料中除海面溫度是在  $1^\circ \times 1^\circ$  經度/緯度網格點外，其餘皆是位於  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  經緯度網格點上，為往後計算方便先以十六點 Bessel 內插方法將資料內插至  $1^\circ \times 1^\circ$  經緯度網格點上。分析範圍主要為熱帶地區，從東經 30 度至西經 120 度，南緯 30 度至北緯 30 度之間。

渦流通量估算係採用 bulk formula 方法，動量通量、潛熱通量及顯熱通量可分別以下式表示：

$$\tau = \rho C_D |\vec{V}_{10}|^2 \quad (1)$$

$$Q_E = \rho L C_E (q_s - q_a) |\vec{V}_{10}| \quad (2)$$

$$Q_H = \rho c_p C_H (T_s - T_a) |\vec{V}_{10}| \quad (3)$$

式中  $\rho$  為空氣密度， $C_D$  為定壓比熱， $L$  為凝結潛熱， $C_D$ 、 $C_E$  及  $C_H$  分別為動量、水汽及熱量渦流交換係數， $T_s$  與  $q_s$  為海平面大氣的溫度與比濕， $T_a$  與  $q_a$  為海面溫度與飽和比濕（將海面溫度視其飽和溫度）， $\vec{V}_{10}$  為 10 公尺高度的風場。而  $C_D$  與  $C_H$  的求法請參考 Saucier(1955) 與 Iribarne and Godson(1973)。渦流交換係數在本文中假設  $C_E = C_H$ ，並採用 Bunker(1976) 的定義，其係數為風場及穩定度的函數，表一及表二分別為  $C_E$  與  $C_D$  值和海氣溫差及風速的關係。ECMWF/TOGA 觀測資料雖然在 TOGA 特別觀測期間有 10 公尺高度的氣象觀測資料，但 ECMWF/WMO 並無 10 公尺高度之觀測資料，為求資料的一致性，10 公尺高度的氣象資料均利用 1000hPa 等壓面的觀測資料來推估。對於 10 公尺高度的風場，本文嘗試使用兩種推估方法，logarithm profile method

$$\begin{aligned} u_{10} &= u_z \left( \frac{\ln 10}{\ln z} \right) \\ v_{10} &= v_z \left( \frac{\ln 10}{\ln z} \right) \end{aligned} \quad (4)$$

及 power method (Sherman, 1978)

$$u_{10} = u_z \left( \frac{10}{z} \right)^{1/7}$$



因 logarithm profile method 在 1000hPa 等壓面高度接近海平面高度( $z=0$ )時，會因分母之值太小而造成異常值，因此採用 power method 來推估 10 公尺高度的風場。10 公尺高度的溫度則根據 1000hPa 等壓面的溫度依標準大氣溫度梯度推估得到。至於相對濕度因為垂直變化並無明顯的規律性，且在海面上相對濕度的垂直變化並不明顯。因此在本文中將以 1000hPa 的相對濕度來代表 10 公尺高度的相對濕度。

在文中同時會使用到 ECMWF/TOGA 與 ECMWF/WMO 兩種分析處理方法不一樣的資料。然而經由比對後，發現此兩種資料型態相當一致，所不同的只是在強度上有些微的差異。圖 1 是在相同時間下，兩種分析資料所計算出的月平均渦流通量，由圖上可見在強度上雖不盡相同，但在整體型態上卻很相似的。由於一般觀測並無 10 公尺高度的氣象資料，僅在 TOGA 特殊觀測期間有低層之氣象觀測(10 公尺的風場、2 公尺的溫度場)，故在此利用 ECMWF/TOGA

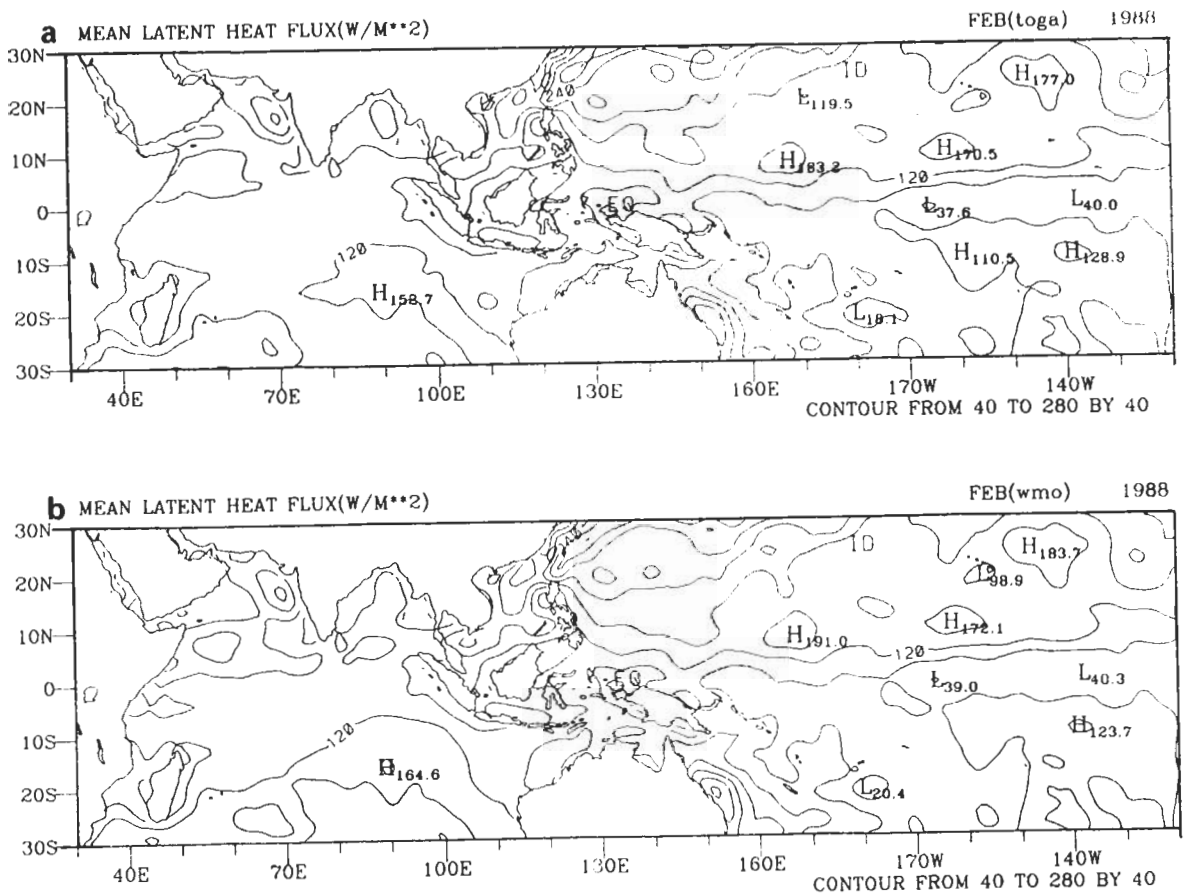


圖1 1988年2月平均渦流潛熱通量，單位為 $Wm^{-2}$ ，等值線間距為 $40Wm^{-2}$ 。(a)為利用 ECMWF/TOGA分析資料計算，(b)為利用ECMWF/WMO分析資料計算。

的觀測資料來檢驗前述有關風場、溫度及濕度的推估是否合理？圖 2 為 1989 年二月渦流潛熱通量的計算分析比較，顯示兩者在分佈型態幾近相同。而兩者之差(圖 2c)，除在海陸交界之處，因地面資料有不連續的現象，會造成較大的差異外，整體而言在熱帶地區兩者的差異並不會太明顯，因此利用上述方式計算所得之渦流熱通量應在合理的範圍內。

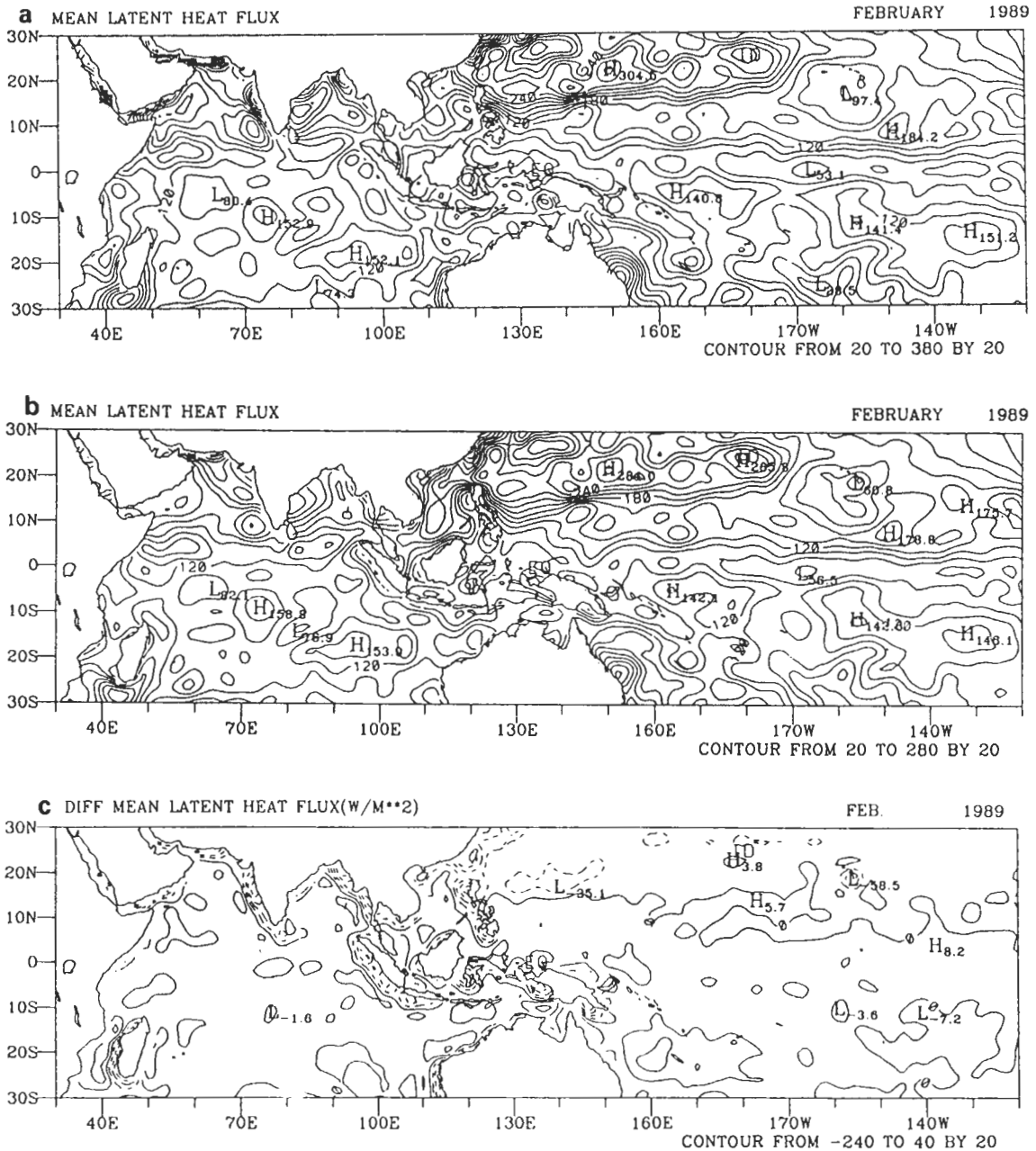


圖2 1989年2月平均渦流潛熱通量，單位為 $Wm^{-2}$ ，等值線間距為 $20Wm^{-2}$ 。(a)直接使用觀測之資料，(b)利用本文方法推估之資料，(c)是(b) - (a)的結果。

### 三、海面溫度之特性

由於海面溫度與渦流熱量通量有密切的關係，渦流熱量通量傳送能力往往隨海溫的改變而變動。因此在探討渦流通量特性之前，則需先了解海溫的特徵。圖 3a 是 1982 ~ 1993 十二年的春季(二~五月)平均海面溫度。由平均資料顯示海溫最高的地方，主要是位於幾個靠近赤道地區的海域，如新幾內亞東方的西太平洋暖水區，以及印度尼西亞群島一帶，這些地方的海溫皆高於  $29^{\circ}\text{C}$ 。由於海溫的高低會影響到對流的強度，故在海溫較高的地方往往有較強的對流存在。反之，在海溫較低的地區，一般而言其對流強度會較弱。這種現象可配合 OLR 值大小來看，即當 OLR 值愈小時其對流愈強，而 OLR 值愈大則對流愈弱。圖 3b 是十二年春季平均 OLR 分析圖，由圖上可見 OLR 值小於  $240\text{Wm}^{-2}$  的分佈型態與海溫大於  $28^{\circ}\text{C}$  的分佈型態是很相似的。

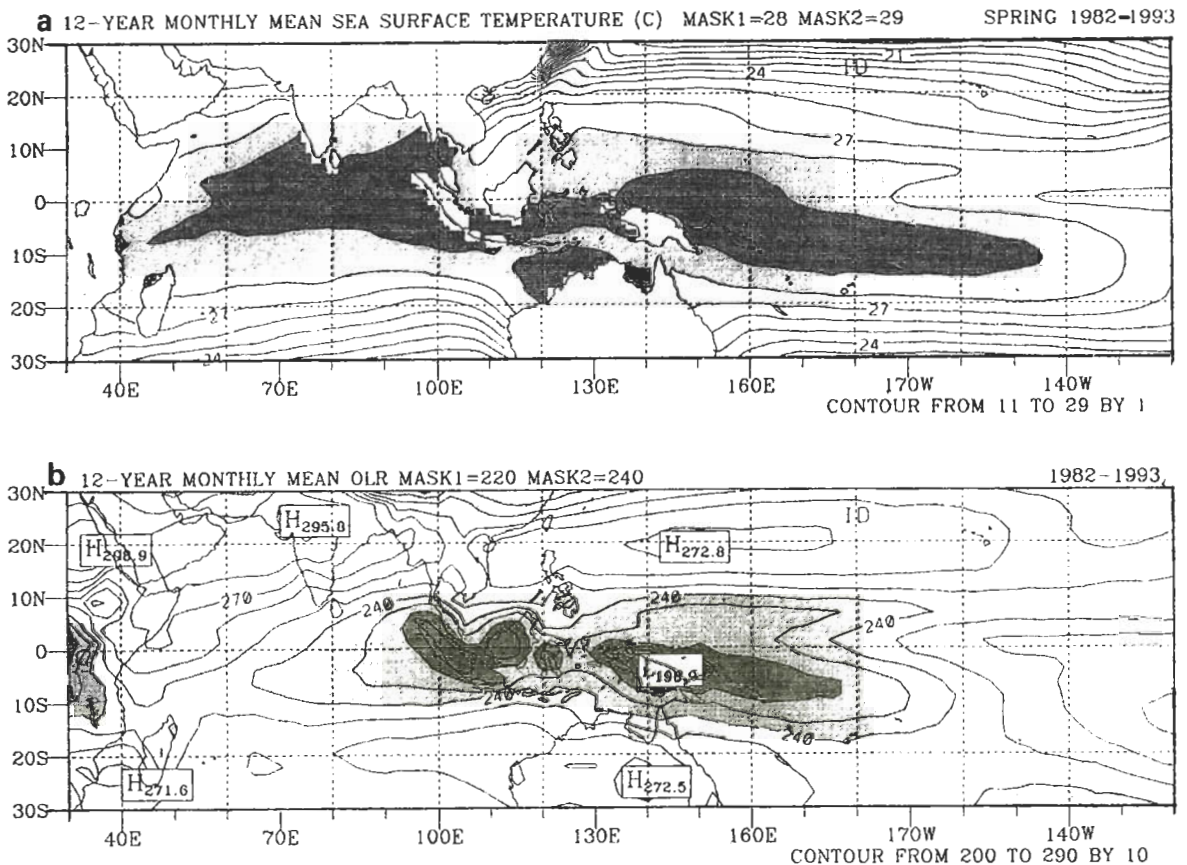


圖3 (a)1982~1993年春季平均之海面溫度，等值線間距為 $1^{\circ}\text{C}$ 。淺陰影區溫度大於 $28^{\circ}\text{C}$ ，深陰影區溫度大於 $29^{\circ}\text{C}$ 。(b)1982~1993年春季平均之外逸長波輻射，等值線間距為 $10\text{Wm}^{-2}$ ，淺陰影區值小於 $240\text{Wm}^{-2}$ ，深陰影區值小於 $220\text{Wm}^{-2}$ 。

圖 4 為 1982 ~ 1993 十二年二~五月海溫變化的經驗正交函數(Emperical Orthogonal Function, EOF)分析,圖 4a、4b 及 4c 分別為前三個模(mode)之分析,其變異數(variance)分別為 34.2 %、12.2 %及 9.9 %。由第一個 EOF 模分析(圖 4a)很明顯地可看出在赤道地區的中、東太平洋之海溫變化與西太平洋成反相關係,而與印度洋則成同相關係。赤道地區太平洋東西兩邊間海溫變化成反相關係的現象,仍然可見於第二及三 EOF 模分析(圖 4b 及 4c),

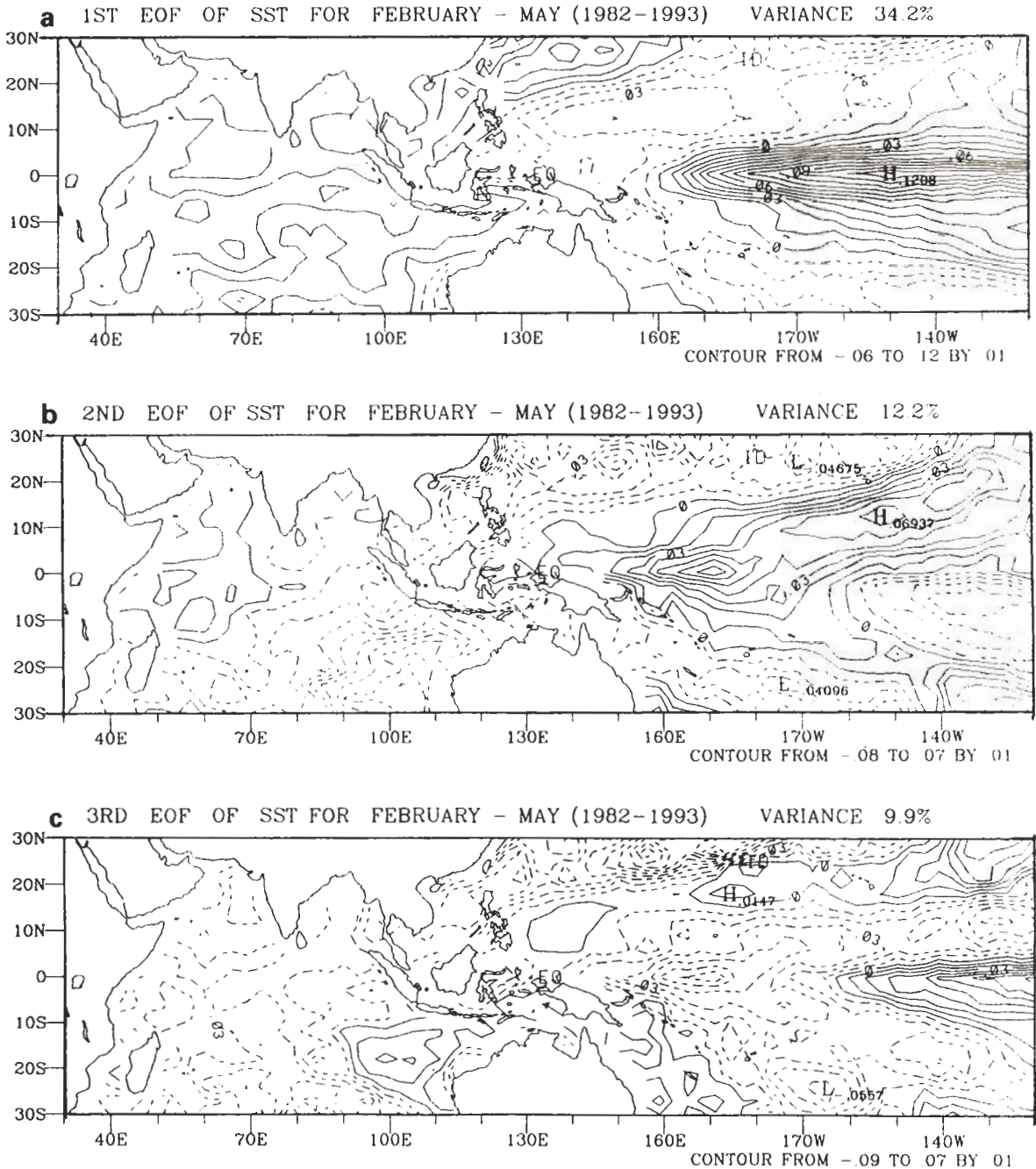


圖4 1982~1993年春季海面溫度之前三個經驗正交函數分析,等值線間距為0.01。



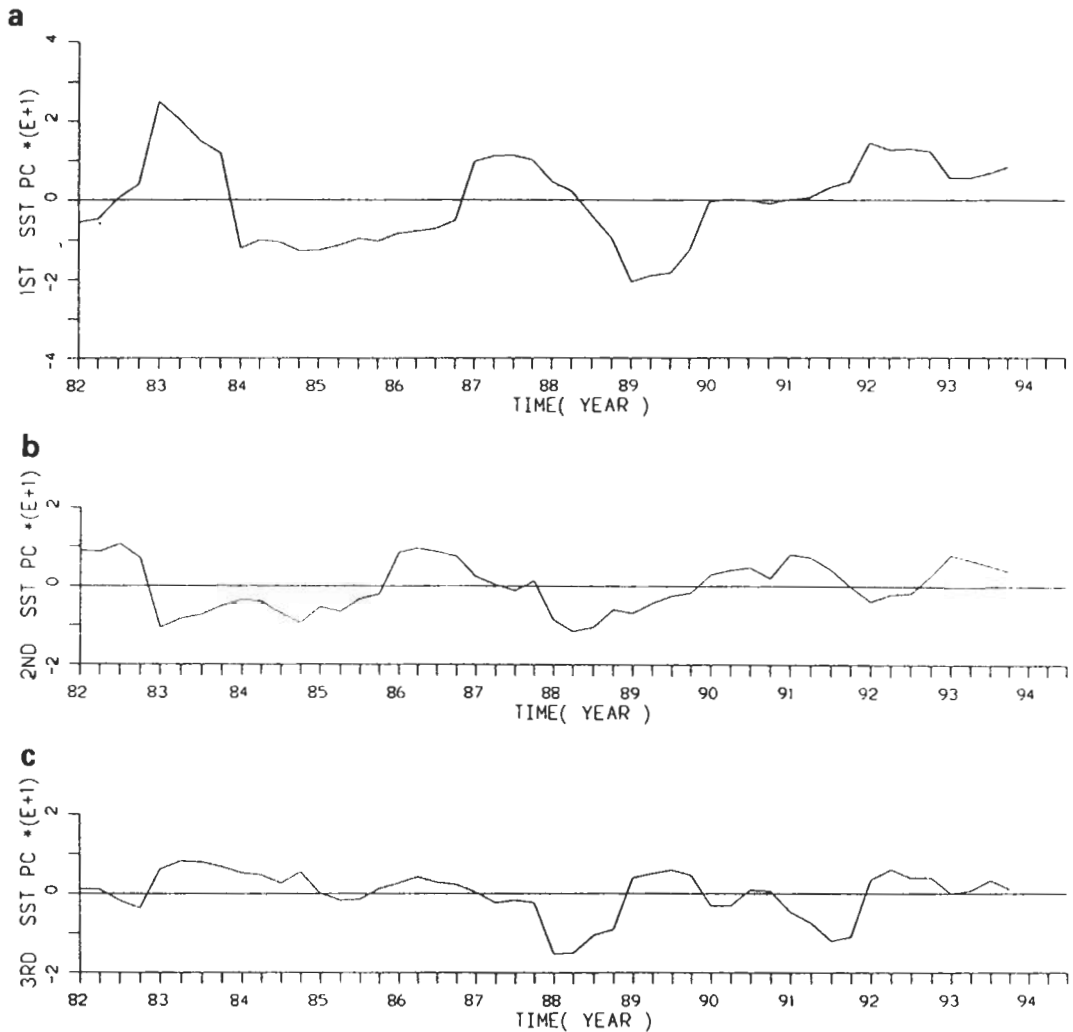


圖5 1982~1993年春季海面溫度之前三個主分量分析。

而這種現象正是 ENSO 事件的特徵之一。圖 5 為相對應的海溫變化主分量(principal component)分析,由第一主分量圖上(圖 5a)可見在 1983 年二月、1987 年二、三月以及 1992 年二月都有最大值,其中又以 1983 年增溫最大,而這些年都是 ENSO 年。相反的,在 1989 年二月有最大的負值,而這種與 ENSO 年相反的現象在此稱為 anti-ENSO 年。

## 四、渦流通量分析

### (一)春季渦流通量之特性

Reed(1985)曾利用 1970 ~ 1979 十年船舶資料來估算渦流熱量通量的年平均大小,雖然其分析的期間與本文中不同,但由於使用資料是實際的船舶觀測,且採用的方法又與本文類

似的 bulk formula，故 Reed 的分析結果(圖 6a、6b)仍有參考的價值。同時為求客觀起見也將參考 NCEP(National Center for Environmental Prediction)/NCAR 在類似期間(1982 ~ 1994 年二~五月)利用 NMC 模式本身同化資料計算所得之渦流熱量通量(圖 6c、6d，Kalnay et al. 1996)。而以上兩種參考資料，雖然在值的大小上有點差異，但在整體型態

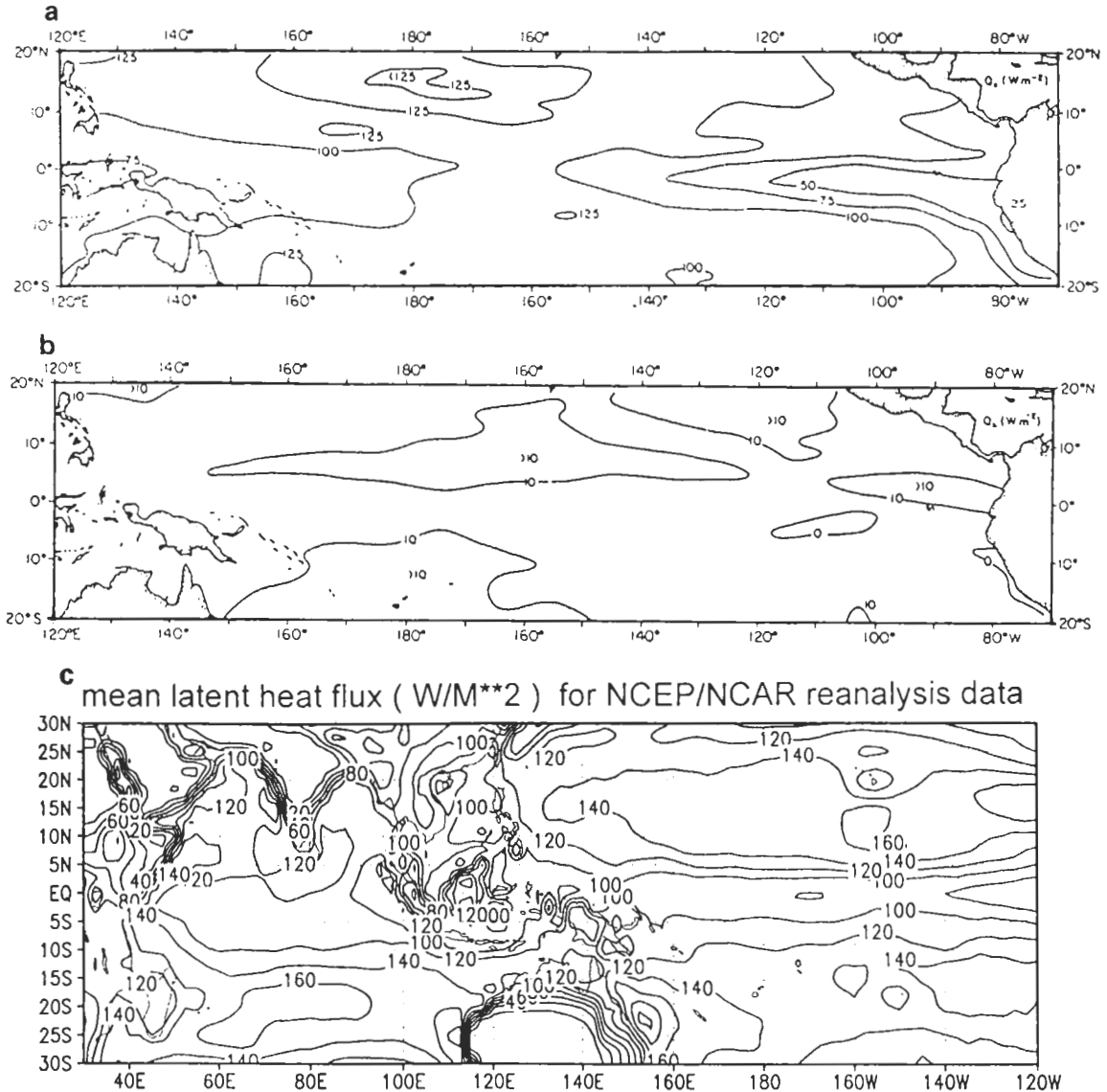


圖6 (a)及(b)為Reed(1985)利用1970~1979年船舶觀測資料估算之年平均渦流熱量通量，單位為 $Wm^{-2}$ 。(a)為潛熱通量，等值線間距為 $25Wm^{-2}$ ，(b)為顯熱通量，等值線間距為 $10Wm^{-2}$ 。(c)及(d)為NCEP/NCAR reanalysis 1982~1994年春季平均之渦流熱量通量，單位為 $Wm^{-2}$ 。(c)為潛熱通量，等值線間距為 $20Wm^{-2}$ ，(d)為顯熱通量，等值線間距為 $5Wm^{-2}$ 。

d mean sensible heat flux (  $W/M^{*}2$  ) for NCEP/NCAR reanalysis data

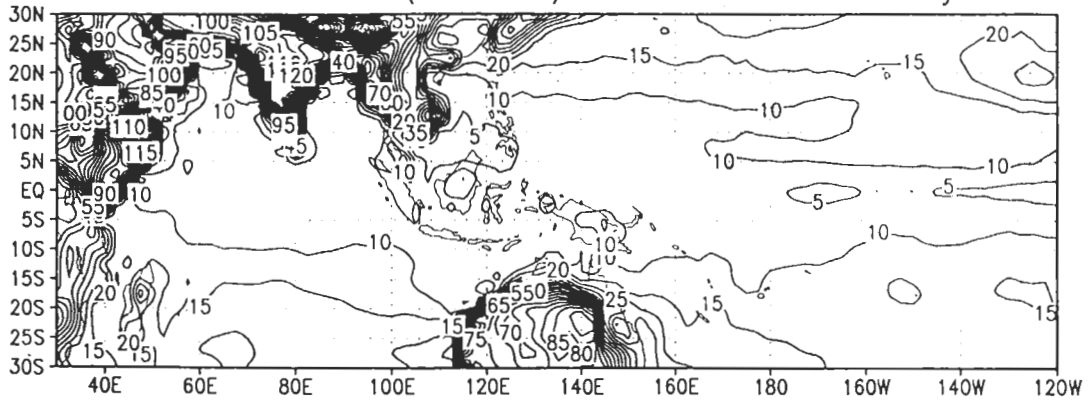


圖 6 (續)

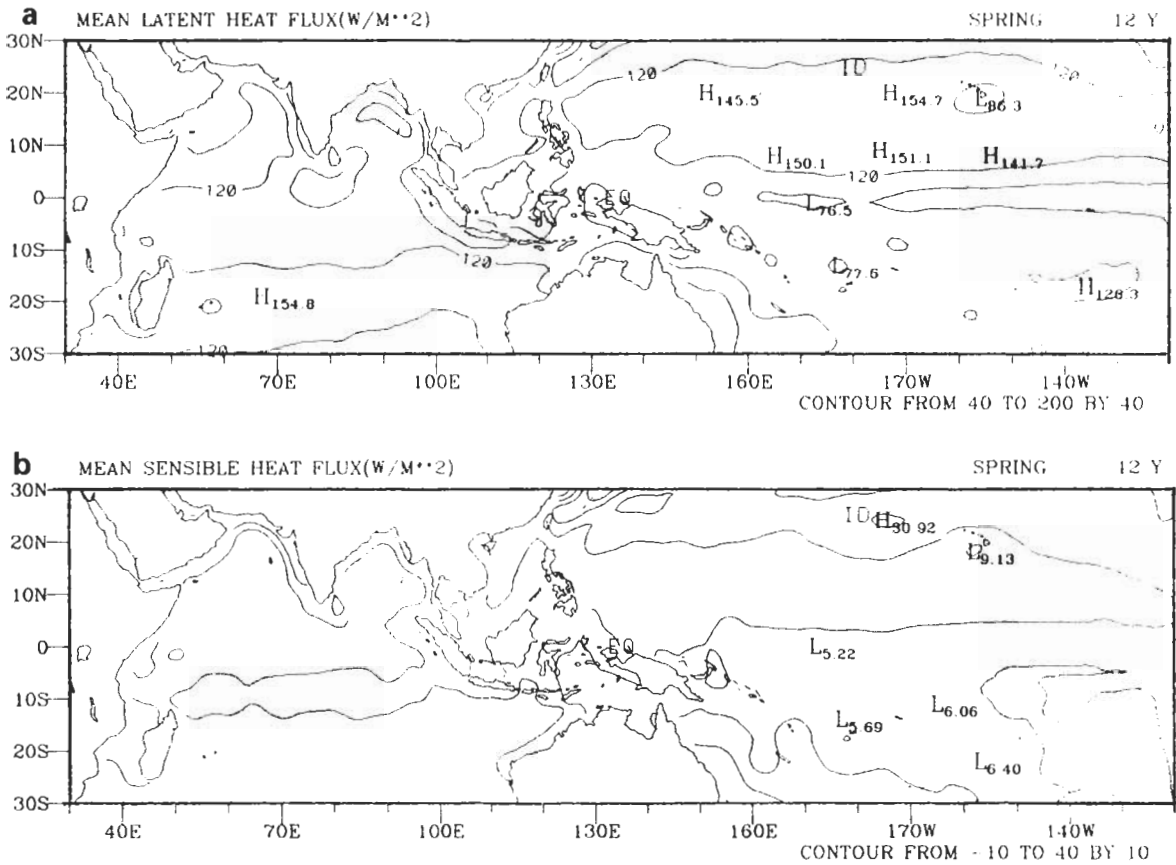


圖 7 利用1982~1993年 ECMWF資料所估算之春季平均渦流熱量通量，單位為  $Wm^{-2}$ 。(a)為潛熱通量，等值線間距為  $40Wm^{-2}$ ，(b)為顯熱通量，等值線間距為  $10Wm^{-2}$ 。

上是相吻合的。基本上，在南北緯 10 度間的赤道地區，普遍而言潛熱通量的值較小，較大值是出現在赤道以外的中太平洋地區及澳洲東方海面上。而顯熱通量的分佈與潛熱通量有相似的特徵，但值的大小上卻相差很大，可見在熱帶渦流熱量通量的傳送以潛熱通量為主。圖 7 是本文利用 ECMWF 同化資料，計算所得 1982 ~ 1993 年之春季平均熱量通量的分析。在圖上同樣顯示赤道附近的潛熱通量與顯熱通量都比較小，最小值一般是出現在幾個暖水區的地方；而較大值則分佈於南北緯 10 度以外的地區，如北半球的中太平洋與南半球的印度洋地區及澳洲的東方海面上。由此可見，本文中所估算出的春季平均渦流熱量通量之特徵與 Reed(1985)、NCEP/NCAR reanalysis 資料都有相似之處，雖然三者間在定量上有點差異，但因涉及到模式固有的特性及渦流交換係數的不同，都有可能估算出不同的渦流通量，所以我們很難辨別何者才是最正確的，不過從其數量級的大小來看三者的差異性應該是可接受的。由於潛熱通量與顯熱通量的分佈特徵十分相似，但在數值大小上潛熱通量要比顯熱通量大很多，其重要性相對而言也較重要，故後面討論以潛熱通量為主。

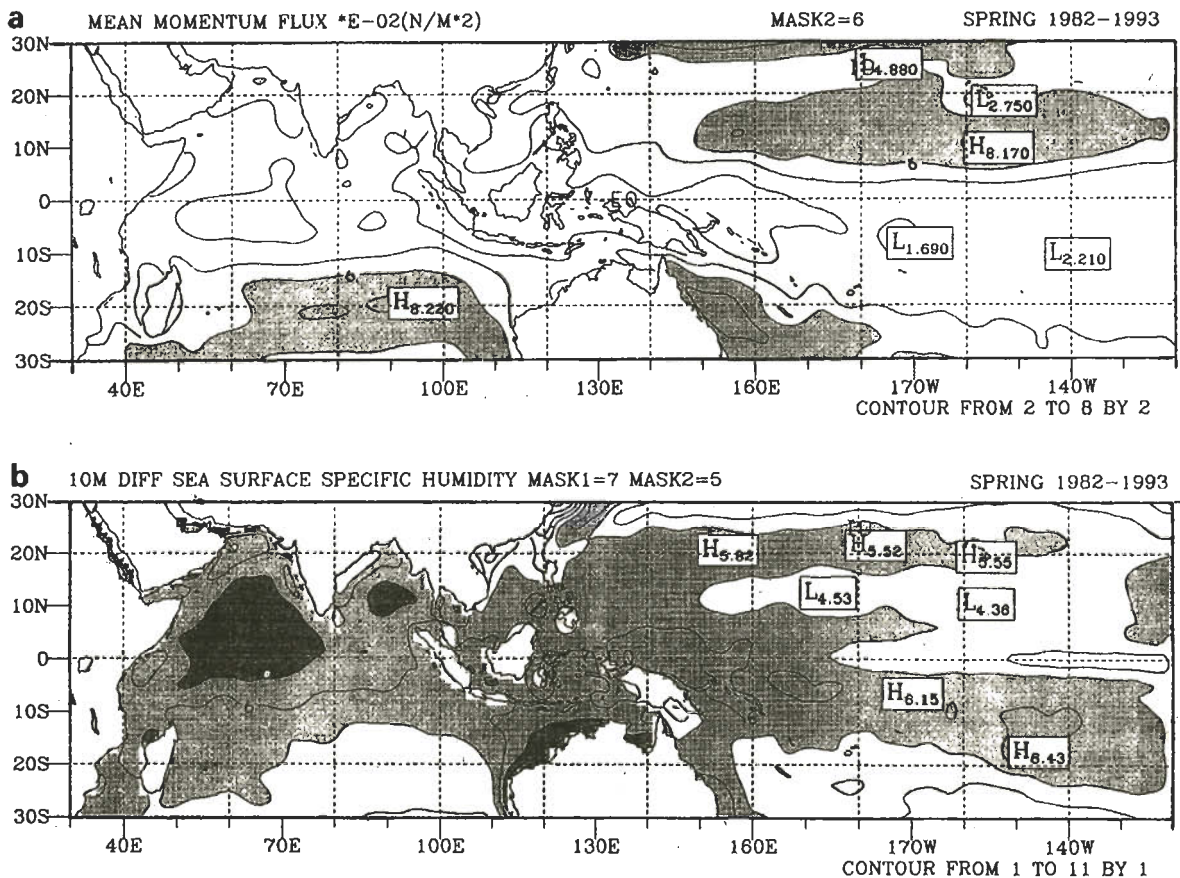


圖 8 (a)利用 1982 ~ 1993 年 ECMWF 資料所估算之春季平均渦流動量通量，單位為  $10^{-2} Nm^{-2}$ 。陰影區值大於  $6 \times 10^{-2} Nm^{-2}$ 。(b) 1982 ~ 1993 年春季平均  $(q_s - q_a)$ ，單位為  $g/kg$ ，淺陰影區值大於  $5g/kg$ ，深陰影區值大於  $7g/kg$ 。

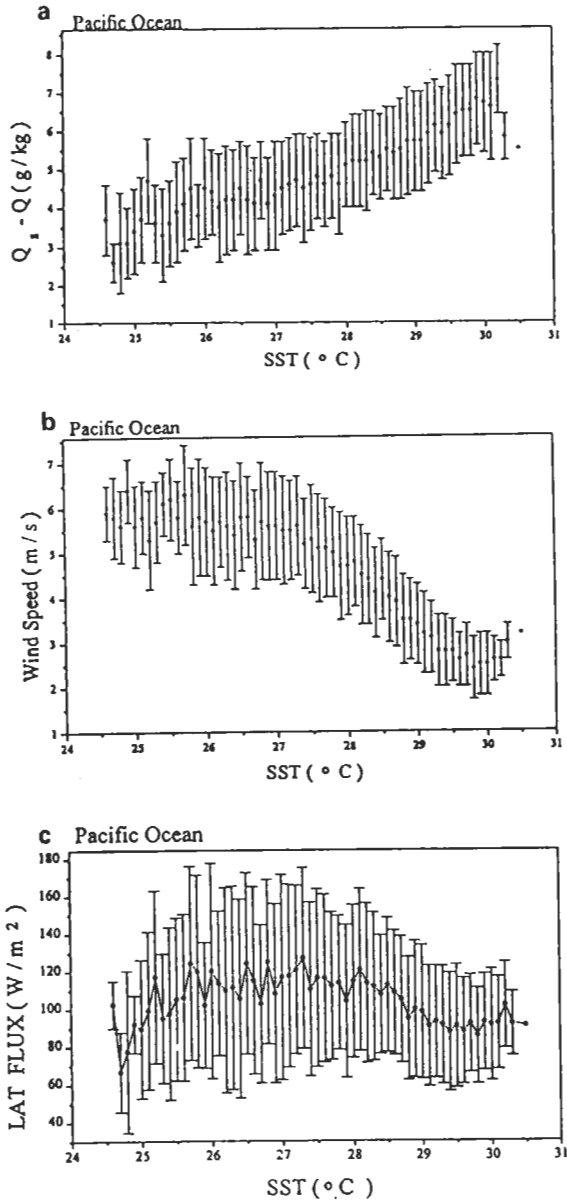


圖9 1982~1993年春季期間熱帶中、西太平洋海面溫度與 $(q_s - q_a)$ (a)、風場(b)及潛熱通量(c)的相關圖,上下垂直線代表距平均值正負一個標準差。

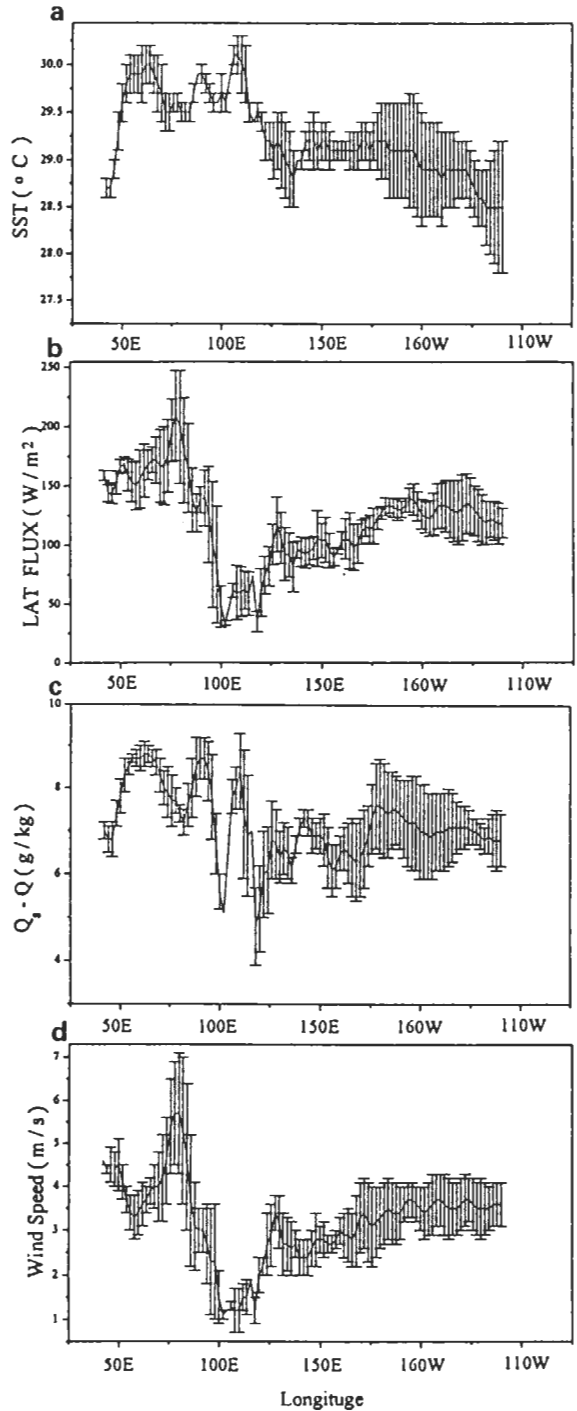


圖10 1982~1993年春季期間熱帶地區海溫(a)、潛熱通量(b)、 $(q_s - q_a)$ (c)及風場(d)之經向分佈,單位分別為 $^{\circ}C$ ,  $Wm^{-2}$ ,  $g/kg$ 及 $ms^{-2}$ ,上下垂直線代表距平均值正負一個標準差。

由(2)式可知潛熱通量與 10 公尺高度的風場( $|\vec{V}_{10}|$ )及海氣間之比濕差( $q_s - q_a$ )有關，又風場與動量通量成正比，因此可藉動量通量及( $q_s - q_a$ )的分佈型態來看潛熱通量的特徵。圖 8a 為春季平均動量通量，圖中可看出動量通量與潛熱通量(圖 7a)的分佈型態有相類似的方；赤道地區是屬於微風溫暖區，風速較大的地區則位於中太平洋與印度洋的副熱帶地區。但由( $q_s - q_a$ )的分佈(圖 8b)看，卻表現出不同的特徵；在赤道暖水區、阿拉伯海、孟加拉灣、澳洲西北沿岸以及副熱帶中、西太平洋區，其( $q_s - q_a$ )值都比較大，而中、東太平洋的赤道地區的( $q_s - q_a$ )值則較小。基本上，( $q_s - q_a$ )值的大小與海溫的分佈(圖 3a)是相配合的，即海溫高的地區通常( $q_s - q_a$ )值大，而海溫低的地區則( $q_s - q_a$ )值小。較特殊的是中、西太平洋的高( $q_s - q_a$ )值，此地的海溫雖不高但卻有較大的( $q_s - q_a$ )值存在。此外，台灣東北方黑潮流經的海面上，( $q_s - q_a$ )值也比較大。由以上討論可知影響潛熱通量的大小，顯然地面風場要比海氣間的溫溼差來的重要些。圖 9 是利用十二年資料所計算春季期間中、西太平洋地區(東經 120°至西經 150°，南緯 10°至北緯 10°)海面溫度與風場、( $q_s - q_a$ )及潛熱通量的相關圖。由圖上可清楚發現( $q_s - q_a$ )的大小隨海溫的增加而增加，但風場則呈現相反的特徵；海溫愈高，則風場有愈小的趨勢，因此造成海溫較高的地方反而有較小的潛熱通量。所以春季期間由海面向大氣所傳輸的平均渦流熱量通量，在赤道附近的暖水區比副熱帶地區為小。由於海氣之間渦流熱量通量的傳輸較小，海水表面的冷卻也較小，這或許也是赤道暖水區海溫維持較高的因素之一。

為了解熱帶地區東西向海溫、潛熱通量、風場及( $q_s - q_a$ )的可能差異，進一步選取南北緯各 5 度間的值作平均來說明(如圖 10 所示)。以海溫(圖 10a)為例，在春季期間印度洋的海溫要比太平洋高些，由於海溫的不同可能也造成了兩地區潛熱通量(圖 10b)的不同特性。基本上，在印度洋的潛熱通量比太平洋地區的大，而同樣在太平洋地區裡，中太平洋的潛熱通量又比西太平洋的強。整體而言，潛熱通量的東西分佈與風場經向變化(圖 10d)有良好的一致性，但( $q_s - q_a$ )的東西變化情形(圖 10c)則有不同的特徵，除海溫較低的中太平洋地區( $q_s - q_a$ )的經向變化與潛熱通量仍有相似性外，其餘各地則不見有此特性，因此風場對潛熱通量的大小的影響似乎要比( $q_s - q_a$ )來的明顯，但對太平洋赤道地區而言，風場與( $q_s - q_a$ )對潛熱通量的影響則相當。

## (二)春季潛熱通量主要的年際變化

相同地，在此節中也將利用 EOF 分析方法來探討 1982 ~ 1993 十二年間二~五月潛熱通量變化的特性。圖 11a、b 分別為潛熱通量第一與第二 EOF 分析，其各自的變異數分別為 55.4 % 與 6.2 %。由第一 EOF 的分佈型態可看出在分析範圍中整個區域皆為同相關係，而其主分量(圖 12a)的變化顯示，在 1986 年之前潛熱通量變化是負矩平，相對而言在 1986 年之後則為正矩平。這種現象或許是受到更大週期的影響所致，也可能是 ECMWF 同化資料本身的問題。ECMWF 模式在此期間曾有幾次修正，因此同化的資料多少會受其影響，然而本文中所估得之潛熱通量經與 NCEP/NCAR 的 reanalysis 資料比較結果，兩者型態上是相吻合的，而值

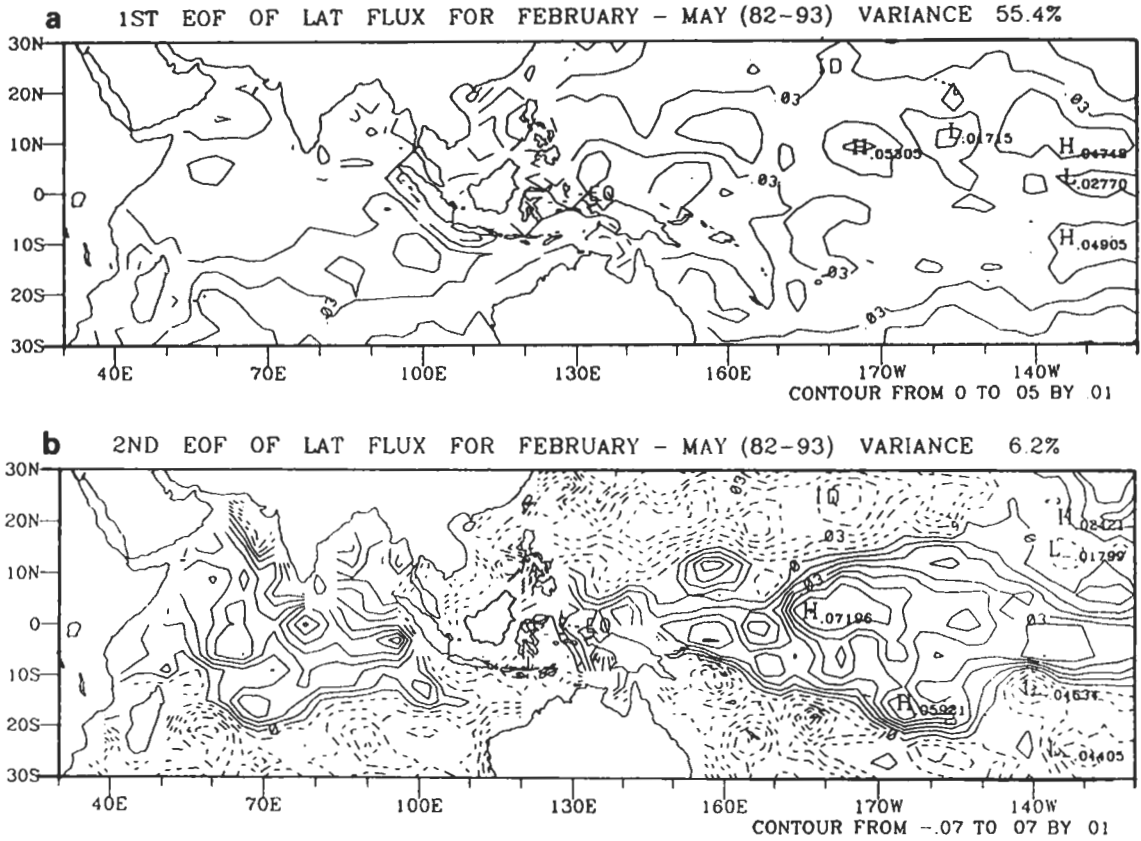


圖11 1982~1993年春季渦流潛熱通量之前兩個經驗正交函數分析，等值線間距為0.01。

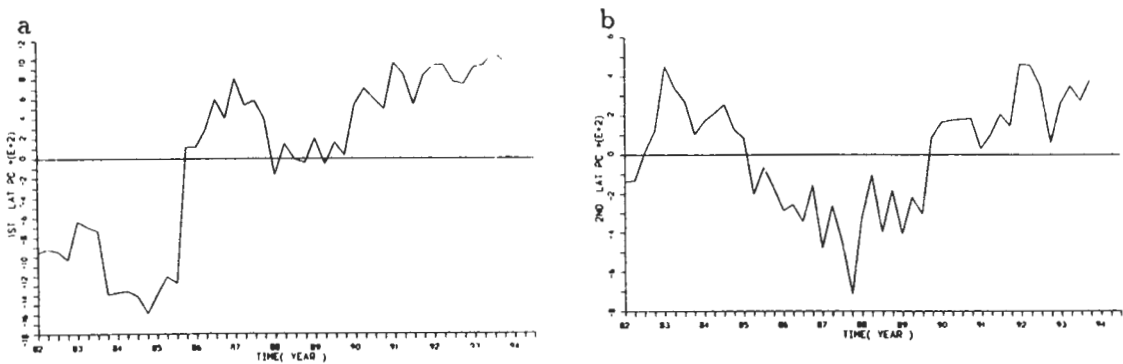


圖12 1982~1993年春季渦流潛熱通量之前兩個主分量分析。

的差異性也並不明顯，故對渦流熱通量資料在定性上分析的可靠性應可接受。由於 ECMWF 資料的一致性有待商榷，故吾人曾將資料分為 1982 ~ 1985 及 1986 ~ 1993 兩組後再分別作 EOF 分析（圖省略），結果其主分量仍可見潛熱通量在 ENSO 年有較大值，而 anti-ENSO 年

有較小值。因此，對於資料的可靠性，應可接受以相對性觀點來看此主分量的變化特性。基本上，潛熱通量在 ENSO 年有增加，而 anti-ENSO 年則有減少的趨勢。而這種特性可能與海溫變化有相當的關聯，但並非全由海溫變化所控制，因在 1982/1983 年 ENSO 年時海溫增加是最明顯的(圖 5a)，但其潛熱通量雖比 1984 及 1985 年大，卻低於平均值。相反的，在 1988/1989 年是 anti-ENSO 年，其潛熱通量變化雖比 1986/1987 年、1991/1992 年小，但卻比 1982/1983 年、1984/1985 年來得大。整體而言，在 ENSO 年相對有較大的渦流熱量通量，在 anti-ENSO 年相對有較小的渦流熱量通量。從潛熱通量第二 EOF 分析(圖 11b)結果來看熱帶地區與副熱帶地區的變化是成反相位關係。而由潛熱通量的前兩個 EOF 分析，可知在熱帶中太平洋地區的潛熱變化是與印度洋地區的變化具有同相位關係。

### (三) 渦流交換係數對渦流通量計算之影響

利用 bulk formula 來估算渦流通量，只要決定渦流交換係數，再根據氣象場的垂直梯度與地表風場即可估計渦流通量的大小。因此利用 bulk formula 來估算渦流通量，最大的困難就是在如何求得真正的渦流交換係數。然而問題是真實的交換係數是與何變數有關？而在不同的尺度下其變動的敏感性又如何？這些問題都是氣象學者想要了解的。有不少研究利用不同地區的觀測資料及方法來嘗試求得渦流交換係數，其值約在  $1.2 \times 10^{-3}$  至  $1.8 \times 10^{-3}$  間。據 Bunker(1976) 研究指出此係數應與地表風速及穩定度有關，而 Liu(1988) 認為比濕的垂直梯度也會影響到渦流交換係數的大小。由於渦流交換係數的不確定性高，故在使用不同的係數其所求出的渦流通量也會有所不同，而在大尺度的觀點下此影響究竟有多大？因此，吾使用 Bunker(1976) 的渦流交換係數與將此係數定為  $1.3 \times 10^{-3}$  時來比較兩者所估計之潛熱通量的差異。圖 13 為渦流交換係數定為  $1.3 \times 10^{-3}$  時之潛熱通量的春季平均(1982 ~ 1993)。與圖 7a 採用 Bunker(1976) 之交換係數所估計的結果比較，兩者的分佈型態雖有相似之處，然而在量的方面，顯然係數為定數時的估計值較低，尤其是在北半球太平洋地區及南半球印度洋地區。其較低的原因是 Bunker(1976) 的交換係數大小與地面風速成正比，因此將係數定為常數時，對風速較大的地區，會有低估的現象。圖 14 是交換係數訂為  $1.3 \times 10^{-3}$  時的第一個 EOF 分析及其對應的主分量，與採用 Bunker(1976) 的交換係數所得之結果(圖 11a、12a) 比較，不但在 EOF 的分佈型態上非常類似，在主分量的時間變化上也十分一致。由此顯示渦流交換係數的選定固然會影響到渦流通量值的大小，但對其變化的特性上並不會有太大的影響。對大尺度而言，渦流交換係數似乎不會太敏感，只要適當的選取即使是常數應不致於有太大誤差產生。

Esbensen and Reynolds(1981)、Reed(1985)及 Liu(1988)的研究指出渦流通量的月平均可直接先將氣象場作月平均之後，再代入 bulk formula 估算渦流通量，而此所得之結果與先個別計算渦流通量後，再作月平均的結果是相當一致的。利用上述方法所得結果如圖 15 所示，與正常求法(圖 7a)相較，在分佈型態上相當類似，僅值的大小稍低一些。



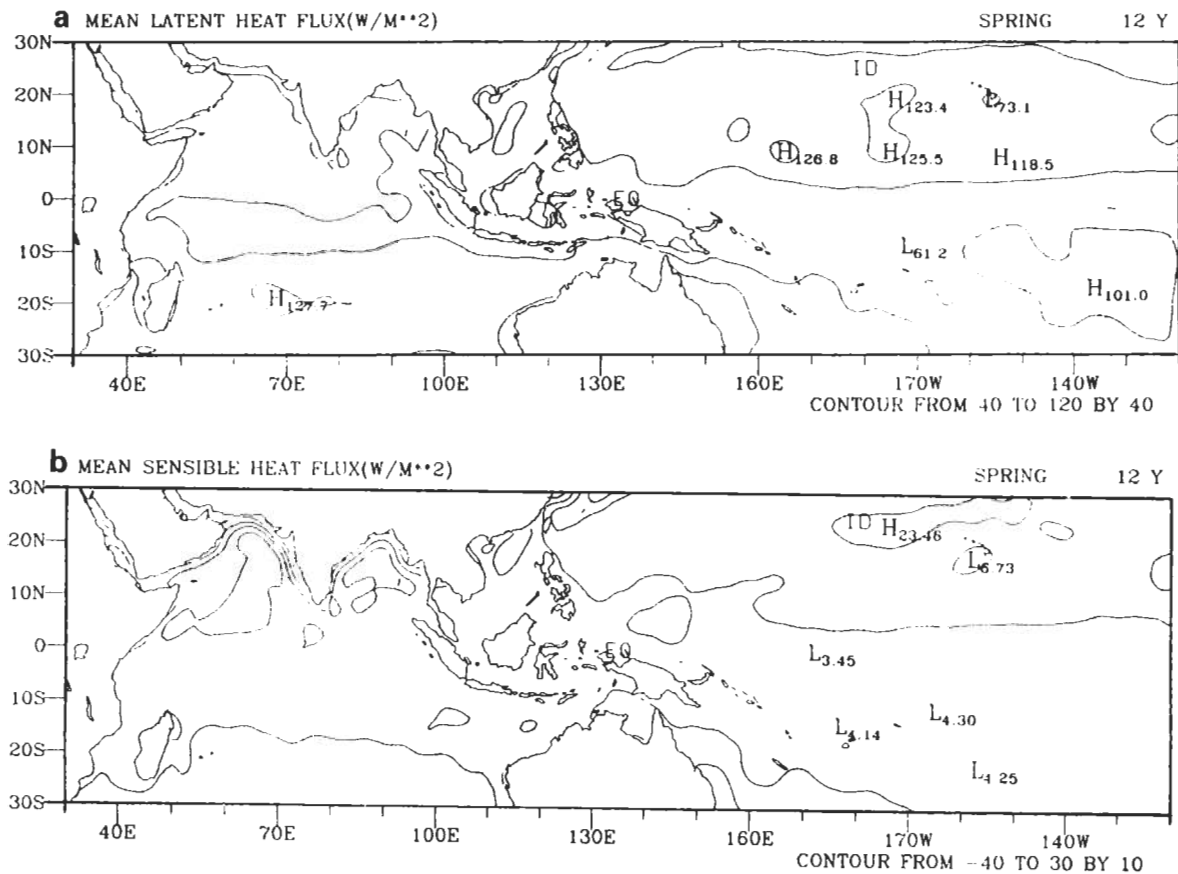


圖13 1982~1993年春季平均渦流熱量通量， $C_E = 1.3 \times 10^{-3}$ ，單位為 $Wm^{-2}$ 。(a)為潛熱通量，等值線間距為 $40Wm^{-2}$ ，(b)為顯熱通量，等值線間距為 $10Wm^{-2}$ 。

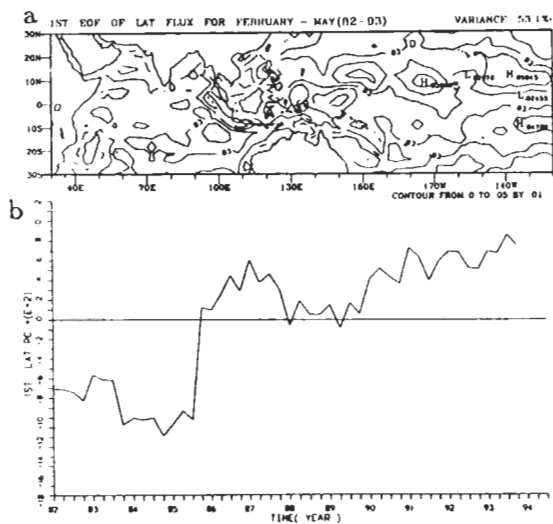


圖14 1982~1993年春季渦流潛熱通量之第一個經驗正交函數分析(a)與其相對應之主分量(b)， $C_E = 1.3 \times 10^{-3}$ 。

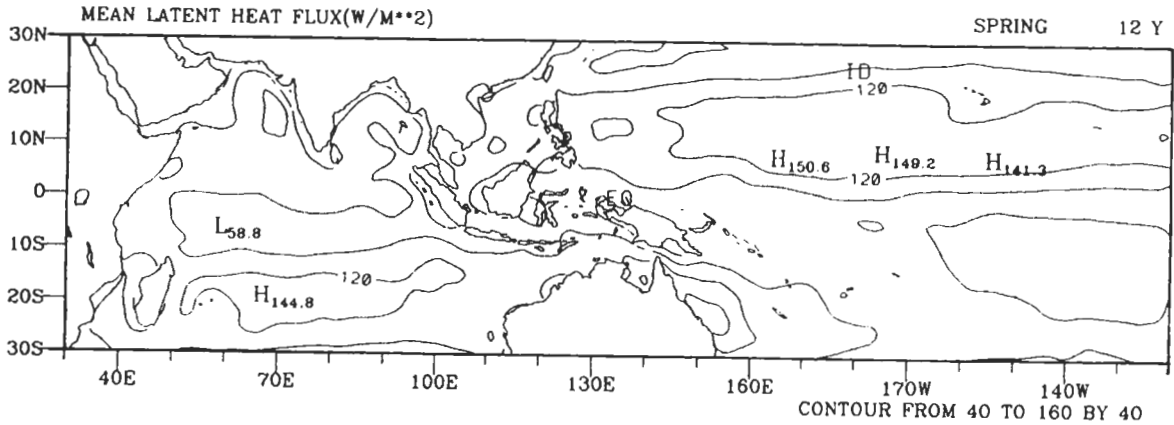


圖15 以1982~1993春季平均氣象場估算之渦流潛熱通量。

### (四)影響渦流通量變化的可能因素

海氣交互作用是一種非線性的過程，基本上它是海面溫度與大氣風場彼此間相互影響的結果，而其作用程度的強弱也可藉由渦流通量輸送的大小而診斷出。由(2)式及(3)式可知渦流熱通量的變化主要是與渦流交換係數、地面風場以及海氣間之溫濕差異有關。根據Cayan(1992)研究指出在中、高緯度地區的渦流通量變化與地表風場有很大的關係，而本文分析的範圍主要是在低緯熱帶地區，其結果可能會有不同的情形發生。由前面討論，發現對大尺度而言，渦流通量的強弱主要仍是由地表風場所控制，但通量大小的變化似乎又與渦流交換係數的選取並無明顯的關係，因此在本節中將探討影響熱帶渦流熱通量變化主要的可能因素。在圖 12a 春季潛熱通量的第一主分量分析中，整體而言在 1986 年以前是低於平均值，但 1986 年後則高於平均值。圖 16 則是  $(q_s - q_a)$  的第一個 EOF 及其主分量分析其結果不但與潛熱通量的第一 EOF 分析的分佈型態相似，主分量分析在時間變化趨勢也相當一致，兩者相關係數高達 0.93。然而對風場的分析（圖省略）卻不見有類似的特性。由此推論在熱帶地區渦流熱通量的變化， $(q_s - q_a)$  及  $(T_s - T_a)$  的影響似乎較風場的影響明顯。

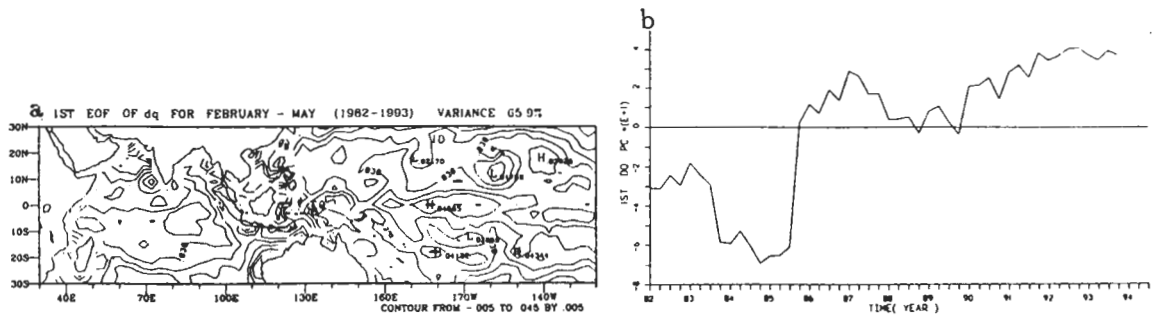


圖16 1982~1993年春季 $(q_s - q_a)$ 之第一個經驗正交函數分析(a)與其相對應之主分量分析(b)。

## 五、結語與展望

熱帶地區大部分為海洋，在正常氣象觀測作業下只有衛星與一些船舶資料，顯然在這種時空解析度下對熱帶一些動力現象的探討是不夠的。因此，就目前而言也僅能利用模式的同化資料，來分析熱帶地區的整體特性。因此本文嘗試使用歐洲預報中心模式的同化資料並採用 bulk formula 方法來估算海洋大氣邊界層渦流通量的大小。由於先天上資料的欠缺以及使用較簡單的估算方法來計算渦流通量，因此所估算的值可能無法代表真正的渦流通量強度，但本文的目的並非要精確計算渦流通量的大小，而是探討其整體區域的主要特徵與其變化的因素。由 1982 ~ 1993 十二年間春季(二~五月)的平均分析結果顯示，在赤道的暖水微風區具有較小的熱量通量，較大值則出現在風速較強的副熱帶之北半球太平洋地區、南半球的印度洋地區與澳洲東方海面上。而經向熱帶海洋不均勻的現象事實上是存在，經分析發現印度洋地區的海溫要比太平洋地區高一些，因海溫的不同也造成了渦流通量特性的不同。通常海溫高的地區雖有較大的 $(q_s - q_a)$ 值，然而相對地也伴隨著較弱的風場，以致在暖水區其潛熱通量都比較小。由於潛熱通量小其蒸發作用也小，因此有利於維持較高海溫。基本上，海溫高低與潛熱通量大小成反比的現象，都可見於印度洋與太平洋兩地區，但就整體平均而言，印度洋地區的潛熱通量與海溫卻都比太平洋地區大，可見兩地區海氣交互作用的特性可能有所差異。故影響海面溫度不只是潛熱通量而已，其間更涉及複雜的海洋動力。在印度洋地區潛熱通量的大小主要是由風場所控制，在太平洋赤道地區，風場與 $(q_s - q_a)$ 兩者對潛熱通量大小的影響似乎相當。整體而言，風場的大小決定了潛熱通量的強弱，但對潛熱通量的變化， $(q_s - q_a)$ 及 $(T_s - T_a)$ 的影響又較風場的影響明顯。此結果與中緯度地區的情形不同，原因可能是熱帶地區的風場在此期間較為穩定，不像中緯度地區有明顯的變化。

此外，也發現渦流交換係數的選擇對通量值的大小影響並不如預期的敏感，尤其是其變化的趨勢與整體型態的分佈，考慮適當的定值或是採用較真實的係數(風速與穩定度的函數)其效果是相當接近的。對於平均渦流通量的估算，可直接先求各氣象場之平均值再求渦流通量，如此所得之值與個別求出渦流通量再平均，兩者的差異並不大。由 EOF 的分析顯示，熱帶地區海溫與渦流通量整體變化的特性，在 1982 ~ 1993 年期間海溫變化情形以 ENSO 事件的特徵最為明顯，由其主分量分析可看出 1983 年、1987 年與 1992 年這幾個 ENSO 年的春季海溫都有明顯增加，相反的在 anti-ENSO 年的 1989 年海溫則明顯的降低。分析渦流熱量通量的 EOF 型態時，顯示出整個地區的變化具有同相位關係，在此期間受到 ENSO 事件的影響而有所變化；在 ENSO 年相對有較大的熱量通量，反之在 anti-ENSO 年熱量通量相對有較小值。此外，赤道地區的中太平洋與印度洋之間的海溫及渦流熱量通量變化似乎具有同相位的關係存在。由以上的討論，發現利用 ECMWF 同化資料與船舶資料、NCEP/NCAR reanalysis 同化資料所估算之渦流熱量通量，雖然在數值大小上有點差別，但在整體的分佈型態上是相當吻合的。至於要了解熱帶地區海氣之間的非線性交互作用？則需藉助於數值模式的模擬結

果作進一步研究,未來同時也將利用數值模式來探討熱帶地區渦流通量是如何的影響東亞梅雨期的大氣環流?

## 誌 謝

本研究承國科會經費補助(專題研究計畫 NSC84-2111-M008-008)、臺大副熱帶資料庫提供觀測資料及研究助理張耀中先生的協助,謹此誌謝。

## 參考文獻

- Bunker, A. F., 1976: Computations of surface energy flux and annual air-sea interaction cycles of the North Atlantic Ocean. *Mon. Wea. Rev.*, **104**, 1122-1140.
- Cayan, D. R., 1992: Latent and sensible heat flux anomalies over the northern oceans: The connection to monthly atmospheric circulation. *J. Climate*, **5**, 354-369.
- Esbensen, S. K., and W. R. Reynolds, 1981: Estimating monthly averaged air-sea transfers of heat and momentum using the bulk aerodynamic method. *J. Phys. Oceanogr.*, **11**, 457-465.
- Iribarne, J.V., and W. L. Godson, 1973: Atmospheric Thermodynamics. D. Reidel Publishing Comp., 222pp.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetmaa, R. Reynolds, Roy Jenne, and D. Joseph, 1996: The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437-471.
- Liu, W. T., 1988: Moisture and latent heat flux variabilities in the tropical Pacific derived from satellite data. *J. Geophys. Res.*, **93**, 6749-6760.
- Reed, R. K., 1985: An estimate of the climatological heat fluxes over the tropical Pacific ocean. *J. Appl. Meteor.*, **24**, 833-840.
- Saucier, W. J., 1955: Principle of Meteorological Analysis. The University of Chicago Press, 438pp.
- Sherman, C. A., 1978: A mass-consistent model for wind fields over complex terrain. *J. Appl. Meteor.*, **17**, 312-319.
- Smith, S. D., 1989: Water vapor flux at the sea surface. *Bound.-Layer Meteor.*, **47**, 277-293.
- Weare, B. C., 1983: Interannual variation in net heating at the surface of the tropical Pacific ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **13**, 873-883.

## **An Estimate of Boundary Layer Surface Heat Fluxes over the Tropical Ocean by the Use of ECMWF Data**

**Wen-Ho Wang      Song-Chin Lin**

**Institute of Atmospheric Physics, National Central University**

### **ABSTRACT**

The purpose of this research is to understand the temporal and spatial characteristics of the surface fluxes between the ocean and the atmosphere in the tropical western Pacific area, and to investigate the consequent influence of such air-sea interaction on the atmospheric circulation over the East Asia during the Mei-Yu season. By the use of 1982 ~ 1993 ECMWF data, this study first computed and analyzed the surface fluxes with the bulk formula.

Comparisons of surface fluxes computed from ECMWF data and ship observations obtained during TOGA experiment show that the spatial distribution and magnitude of surface fluxes are quite consistent. Small fluxes are usually found in the tropical warm pool with large fluxes in the subtropical northern Pacific Ocean, southern Indian Ocean and sea surface to the east of Australia. In the warm pool area, though there appears higher air-sea moisture gradient, but surface wind is usually lighter, and in a consequence, surface heat fluxes are relatively smaller. This could be one of the reasons that keep sea surface temperature warmer due to less evaporation effect. Results also reveal different features in the distribution of heat fluxes between the Indian Ocean and the Pacific Ocean. Generally, surface heat fluxes are somewhat larger in the Indian Ocean than in the Pacific Ocean. In the Indian Ocean, the magnitude of surface fluxes is mainly determined by surface wind. But, in the Pacific Ocean, surface fluxes are determined by both surface wind and air-sea moisture gradient. Overall, the magnitude of surface fluxes is dominantly controlled by the surface wind, and the variation of surface fluxes is majorly influenced by the differences of temperature and humidity between the atmosphere and the ocean. The choice of transfer coefficients is not so sensitive on the estimation of surface fluxes as expected.

The EOF analyses of sea surface temperature and surface heat fluxes both reveal characteristics of ENSO events. The surface heat fluxes appear to be larger during the ENSO years and smaller during the anti-ENSO years. Variations of sea surface temperature and surface heat fluxes are also found to be positively correlated between tropical Pacific Ocean and Indian Ocean.

**Key words: surface fluxes, bulk formula.**