

TAMEX 期間台灣海峽之水氣和能量收支

陳滄圭、厲學成、李清勝

國立台灣大學大氣科學系

摘 要

梅雨期間，鋒面雲帶常伴隨著對流系統，帶給台灣地區連續性及陣性的降水，對流雲對於水氣與能量的垂直傳送伴演著重要的角色。本文利用 Yanai et al. (1973) 所定義之視熱源 (Q_1) 和視水氣匯 (Q_2)，採用 TAMEX 期的觀測資料，計算並探討台灣海峽的水氣與能量的收支。

結果顯示，TAMEX 期間台灣海峽對流系統之視熱源在中高對流層為最大加熱區，與熱帶地區對流系統類似；低對流層之加熱微弱甚至有冷卻現象，則與中緯度地區相似。當考慮砧雲區時，則中高對流層為上升運動，且 Q_1 為正值，至於中下對流層則為下沉運動，並伴隨有負的 Q_1 值。此外，海面之蒸發以及水氣之水平輻合效應均為降水之重要水氣來源。而當對流系統發展時，除蒸發量明顯增加外，水平水氣輻合量大量增加，此結果加強了西南暖溼平流在對流系統發展中所伴演的角色。

一、前 言

梅雨期間，天氣圖上在東亞季風區內常有一道近似滯留的鋒面系統，衛星雲圖亦可見一條寬數百公里的雲帶，沿鋒面分佈，綿延數千公里，且時有中小尺度對流系統存在雲帶中，使位於東亞季風區內之台灣，在梅雨期之降水型態兼有對流雨的陣性降水與鋒面雨的持續降水（徐與紀，1974）；也因此，五、六月梅雨期的降雨量是台灣季節雨量分佈的高峰，且此雨量高峰由北往南愈見明顯（陳與吳，1978）。

對流系統與環境之間的交互作用，一直是學者有興趣的主題之一。對流系統常聚集成團，或呈線狀排列，環境在對流系統的組織與調整上扮演了重要的角色；而對流系統則經由水氣凝結釋放潛熱以

及能量、水氣和動量的垂直傳送來影響環境。但因對流系統（尤其是積雲對流部分）不管在時間及空間尺度均較大尺度環境小很多，所以對流系統與環境間相互影響之關係，對流系統中之水氣凝結、潛熱釋放之過程，能量、水氣與動量的垂直傳送過程，以及如何經由積雲參數化來表現上述過程，則常是研究重點。為了研究積雲對流對環境之整體效應 Yanai et al. (1973) 選定一個大到可包括整個對流系統在內（但仍是環境一部分）的區域，定義了視熱源 (Q_1) 和視水氣匯 (Q_2) 兩種參數來表示區域內對流系統的整體效應。此後，不斷有學者（例如 Lewis, 1975; Johnson, 1976; Thompson et al., 1979; Johnson and Young, 1983; Kuo and Anthes, 1984; Kato, 1985; Esbensen et al., 1988 ...等）利用該方法研究不同地區對流系統與

環境之交互作用。

Kuo and Anthes (1984) 曾比較各學者所計算不同地區視熱源 (Q_1) 之結果, 如圖1 所示熱帶地區之加熱總效應或 Q_1-QR (QR 為輻射加熱率) 在整個對流層均為正值, 大部分最大加熱效應在 400至500 毫巴間 (Reed and Recker, 1971 ; Nitta, 1972 ; Yanai et al., 1973), 在GATE 區域則最大加熱效應於600毫巴左右 (Thompson et al., 1979)。圖2 為不同學者計算之副熱帶與中緯度地區視熱源 (Q_1) 的垂直分佈。副熱帶個案的計算結果類似熱帶地區, 其最大加熱層在450 毫巴, 且整個對流層均是正值 (Johnson, 1976)。至於中緯度的二個個案, 其結果與熱帶地區有很大差異, 兩個案皆具有雙最大加熱層, 其中一個案之最大加熱層位於800和200 毫巴, 另一個案則在600與300毫巴; 低層800~850 毫巴以下, 兩個案皆有明顯的冷卻現象 (Ninomiya, 1971; Lewis, 1975)。Kuo and Anthes (1984) 計算美國中部颶線系統之視熱源, 亦顯示低對流層有明顯負值。

造成中緯度對流系統的視熱源 (Q_1) 加熱效應與熱帶地區有很大差異的原因, 除了對流系統特徵不同外, 熱帶地區之計算多是合成後的平均結果, 而中緯度則是個案的計算結果。另外, 中緯度個案計算所選定之區域其面積較小, 且計算的時間間隔較短, 故計算誤差可能較熱帶地區為大 (Kuo and Anthes, 1984)。

除了計算整個對流系統之效應外, Johnson and Young (1983) 進一步將熱帶對流系統分成對流區與砧雲區, 結果顯示砧雲區的視熱源 (Q_1) 在 500 毫巴 (砧雲底) 以上, 具有砧雲的加熱效應, 其最大值在350至250毫巴間, 而中低對流層則因降水蒸發之冷卻效應而為負值, 此與熱帶地區對流系統在中對流層有最大加熱層及整個對流層均是加熱效應有很大不同。圖3即為Johnson (1986) 將對流系統區分成對流區和砧雲區之加熱率垂直分佈示意圖。此外 Esbensen et al. (1988) 將對流系統生命史分為發展期、成熟期和消散期三個時期, 計算視熱源之垂直分佈顯示成熟期加熱效應最明顯且最大加熱層有往高層提升的現象, 此與系統發展後垂直速度變強且最大上升運動層往上變化一致。Kato (1985) 將中國大陸梅雨期分成前、後二期, 後期的最大加熱層亦較前期為高。

梅雨期間, 不斷有鋒面雲帶經過台灣地區, 其中常有對流系統發展, 而造成台灣地區大雨, 甚至

豪雨。為了解伴隨鋒面雲帶或對流系統的特性, 本文將利用 TAMEX密集觀測資料以及中國大陸沿海之探空測站資料, 計算 TAMEX期間台灣海峽視熱源 (Q_1) 和視水氣匯 (Q_2) 之垂直分佈, 以及研究在 TAMEX 期間台灣海峽之水氣與能量收支情形。在第二節中將說明資料之處理過程和分析方法。第三節則以TAMEX 期間內是否有對流擾動, 區分成擾動期、非擾動期與部分擾動期, 計算台灣海峽區域之 Q_1 和 Q_2 值, 並分析比較三者之差異。此外, 計算並討論當台灣海峽區域包含明顯的對流雲或砧雲時, 其 Q_1 和 Q_2 之垂直分佈。在第四節中, 則討論上述計算之可信度, 並分析討論水氣和能量之收支。最後則做一結論。

二、資料之收集與分析方法

本研究所使用的探空資料, 包括TAMEX 之探空資料及中國大陸沿海的測站資料, 前者有垂直密集層資料, 解析度較高; 而後者只有標準層的資料, 解析度較差, 因此我們也加入測風站的資料, 以提高底層之解析度。

根據厲 (1989), 針對小區域及短時間所計算之 Q_1 、 Q_2 值, 對於資料誤差較敏感, 而系統進、出所選定的區域或恰在區域邊緣時, 亦可能會導致計算上的困難, 降低使計算結果的代表性。因此, 本文選取板橋、東港、東沙、汕頭和福州等 5 個測站所圍成的範圍, 此區域包含整個台灣海峽。資料不完整的時間則刪除, 再將資料作垂直三次方內插 (Cubic spline), 使 1000毫巴至 150毫巴之間每 25 毫巴就有一層資料, 內容包括氣壓、高度、溫度、水氣混合比、露點溫度、風及風速, 並將風場分成東西向和南北向之分量, 共 9 種資料。

根據 Yanai et al. (1973) 的定義, Q_1 (視熱源) 和 Q_2 (視水氣匯) 分別表示為:

$$Q_1 = \frac{\partial \bar{s}}{\partial t} + \nabla \cdot \bar{v} \bar{s} + \frac{\partial}{\partial p} \bar{\omega} \bar{s} \\ = Q_R + L(\bar{c} - \bar{e}) - \frac{\partial}{\partial p} \overline{\omega' s'} \quad \text{--- (1)}$$

$$Q_2 = -L \left(\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \nabla \cdot \bar{v} \bar{q} + \frac{\partial}{\partial p} \bar{\omega} \bar{q} \right) \\ = L(\bar{c} - \bar{e}) + L \frac{\partial}{\partial p} \overline{\omega' q'} \quad \text{-- (2)}$$

其中 $s = c_p + gZ$ 為乾靜能； q 為水氣混合比； Q_R ，淨輻射加熱（冷卻）率； c ，凝結率； e ，蒸發率； \bar{u} ，水平風場； ω ，等壓面上之垂直速度； L ，潛熱； $(\bar{\quad})$ ，水平區域面積平均； $(\bar{\quad}')$ 表與面積平均值之偏差值。

平均垂直速度 $\bar{\omega}$ ，乃利用運動學法求得；而等壓面上平均輻散度的計算，是以選定測站所圍區域的邊界總通量，除以區域總面積而得。同時假設上下邊界（150毫巴和1000毫巴）的垂直速度為0，採用O'Brian(1970)修正垂直速度之方法，調整所計算得之等壓面平均垂直速度及水平輻散度，與能量、水氣通量輻合項，使得滿足上下邊界條件。

將方程式（1）及（2）分別由對流層積分至地面，則得：

$$\int_{P_{TOP}}^P \bar{\omega}' \bar{c} (Q_1 - Q_R) \frac{dp}{g} = S_0 + LP_0 \quad (3)$$

$$\int_{P_{TOP}}^P \bar{\omega}' \bar{c} Q_2 \frac{dp}{g} = L(P_0 - E_0) \quad (4)$$

其中 S_0 為地面平均可感熱通量， P_0 為地面降水量， E_0 為地面蒸發量。（1）和（2）式在做垂直積分時，乃假設計算區域內和環境並未交換液態水，因此 $(c-e)$ 在整個對流層積分，即為地面之降水量。由於是在海面區域作計算，可以假設伯因比（Bowen Ratio） S_0 / LE_0 為一常數，則由（3）和（4）可解得 S_0 ， P_0 和 E_0

將 $Q_1 - Q_2 - Q_R$ 由對流層積分至任一氣壓層，得到

$$F = - \frac{\bar{\omega}' \bar{h}'}{g} = \int_{P_{TOP}}^P (Q_1 - Q_2 - Q_R) \frac{dp}{g} \quad (5)$$

其中 $h = s + Lq$ 為溼靜能。 F 定義為某氣壓面上區域平均渦流溼靜能之垂直通量，此量可以描述對流雲之活躍性。

三、 Q_1 和 Q_2 之垂直分佈

在TAMEX期間，上述五測站資料完整的時間僅44個，我們計算了每個時間 Q_1 和 Q_2 之垂直分佈後，發現不同時間之變化非常大。因此為了瞭解 Q_1 和 Q_2 之平均狀況，我們依選定區域內雲量之多寡，將所有個案時間分成擾動期、非擾動期與部分擾動期，分別將所計算之個案時間 Q_1 和 Q_2 值做平均。在做此分析時，假設局地變化量為零（或Steady state），以期得到台灣地區梅雨期間（非）對流擾動之平均特性。分析每日0000UTC和1200UTC之衛星雲圖，若雲區面積佔區域面積5/10以上，即包含在擾動期內，1/10以下為非擾動期，介於二者之間者為部份擾動期；圖4為擾動和非擾動之例子。擾動期，非擾動期及部分擾動期分別有14、18、12個個案時間。

圖5為擾動期與非擾動期之輻散度和垂直速度垂直分佈圖。非擾動期平均之垂直結構為低對流層輻散、高對流層輻合，中對流層則輻合輻散相間，整個對流層為下沉運動，不利於對流發展。而擾動期平均則具有明顯低對流層輻合和高對流層輻散，整個對流層大氣均為上升運動，與非擾動期幾近相反。

擾動期和非擾動期平均視熱源（ Q_1 ）和視水氣匯（ Q_2 ）之垂直分佈如圖6所示。擾動期視熱源（ Q_1 ）最大值出現之高度與最大上升速度層相似，約在300毫巴。550至250毫巴間 Q_1 值變化不大，可能是深對流系統和砧雲之綜合效應；700毫巴以下 Q_1 為負值，可能為砧雲下之雨滴蒸發冷卻效應之結果。視水氣匯（ Q_2 ）呈雙峰結構，其最大值所在之高度較視熱源（ Q_1 ）之最大值發生高度略低，顯示由水氣凝結釋放潛熱於較低之高度，但經對流之上升運動將能量往上傳至較高層。600至750毫巴 Q_2 為負值，而 Q_2 之次高峰位於950毫巴，此現象可能是砧雲下，雨滴再蒸發之效應。

非擾動期平均視熱源（ Q_1 ）分別在低層725毫巴及中層450毫巴出現最大負值，可能是因為乾冷的下衝流造成蒸發加強，而近地層925毫巴以下有微弱正值。平均說來，整個對流層之 Q_1 值約在 $-1.5 \sim -2^\circ C$ 之間，此結果頗為合理。視水氣匯（ Q_2 ）在275毫巴以下全是負值，且在750毫巴處出現最大負值。部分擾動期的 Q_1 及 Q_2 垂直分佈介於擾動期與非擾動期之間（圖略），但於高對流層有頗大之 Q_1 值。

(一) IOP II 或對流個案

雖然TAMEX 期間不斷有對流系統經過台灣海峽或於海峽中生成，然分析每12小時(0000UTC和1200UTC)之衛星雲圖(圖略)，台灣海峽之對流系統以TAMEX IOP II 期間(5月16日至17日)最為明顯，因此針對IOP II 個案，作一分析。

根據紅外線及可見光衛星雲圖以及高雄雷達回波圖所示(參閱厲, 1989)，5月16日1200UTC時，位在南海北部之對流系統(系統A)中心正位於區域之邊緣，砧雲約佔全區域之1/4。17日0000UTC對流系統A之部分對流中心位在此區域中，但強度已減弱，此時區域內另有正在發展之對流系統(系統B)。1200UTC對流系統B約近成熟且尚位於區域內。其後十二小時之18日0000UTC系統B已登陸移至台灣中部，台灣海峽上只有一些小對流及層雲而已。

圖7和8分別是5月16日1200UTC至18日0000UTC每12小時之輻散度、垂直速度、視熱源(Q1)和視水氣匯(Q2)垂直分佈圖。整體而言，台灣海峽區域視熱源(Q1)和視水氣匯(Q2)的計算結果與區域內對流系統的演變相應。於16日1200時，區域內主要為砧雲，因此垂直運動最大值於300毫巴且500毫巴以下值很小，Q1最大值位於375毫巴。於17日0000UTC時，系統A已減弱，但系統B正在發展，因此中對流層之 $\bar{\omega}$ 和加熱效應(視熱源)正在增大中，17日1200UTC系統B達最大強度，故對流加熱亦明顯增大。18日0000UTC時，海峽內無強對流系統，亦無明顯砧雲區，因此 $\bar{\omega}$ 和Q1之值均減小很多。

分析5月16日1200UTC至18日0000UTC 4個時間所計算的結果，看出Q1及Q2之垂直分佈受區域內對流系統之消長和出入影響很大，因此我們將4個時間的計算結果作平均，希望得到對流系統的平均效應之，結果如圖9和10所示。輻散度的垂直分佈類似典型的熱帶型分佈，在600毫巴以下均為輻合，在600毫巴至300毫巴為輻散輻合相間，而在300毫巴以上有很明顯的輻散外流。 $\bar{\omega}$ 的垂直分佈顯示整層均為上升運動，而在275毫巴出現最大值，比輻散度由正轉負的300毫巴氣壓層稍高，完全符合氣流的運動。Q1之最大值於250毫巴，在中高對流層600毫巴至150毫巴，其值高達16-18°C/day，且隨高度的變化很小。在低對流層800毫巴以下，Q1的值很小，Q2的垂直分佈呈現雙峰型態且大都為正值，分別在低層的900毫巴及中層的425毫巴出現最大值。

IOP II 的平均結果可視為典型的中緯度深對流系統的一般特性。與Yanai et. al. (1973) 典型熱帶地區的Q1及 $\bar{\omega}$ 的分佈在中高層非常近似，顯示中緯度地區在中高對流層的對流與熱帶地區有相近的特性。而在低層，只有微弱的正值與熱帶地區的差異較大。此乃因熱帶地區有較旺盛的淺對流系統，而造成低層有較大的正值。這也顯示出中緯度深對流系統多集中在中、高對流層，而低層的對流則不明顯。

(二) 砧雲個案分析討論

除了IOP II 之個案外，5月22日1200UTC至23日0000UTC 期間，衛星雲圖顯示台灣海峽區域包含南海對流系統之砧雲區(圖略)。根據Johnson and Young (1983) 砧雲區之Q1垂直分佈和對流區有很明顯差異，因此，我們亦分析了此段時期之Q1垂直分佈，以與IOP II 個案比較。圖11和12，分別為5月21日1200UTC至24日0000UTC之輻散度、垂直速度、視熱源及視水氣匯的垂直分佈圖。結果顯示，區域內砧雲最明顯的時段(22日1200U至23日0000UTC)，輻散度、垂直運動、Q1和Q2之垂直分佈均非常類似。垂直速度在地面至400~550毫巴為下沉運動，而以上則為上升，相對應的視熱源(Q1)在400~550毫巴以上為砧雲加熱之正值，以下因砧雲下之降水蒸發冷卻而為負值，且Q2亦為負值。由於22日1200UTC包含之砧雲區較23日0000UTC者為廣，故中高層之Q1值較大，正值之垂直範圍亦較大。至於21日1200UTC則尚包含有對流雲，而24日0000UTC則無明顯雲區存在，故此前後兩時間之Q1垂直分佈與砧雲時段內垂直分佈型態明顯不同。

由於5月22日1200UTC和23日0000UTC在台灣海峽區域內為明顯的砧雲區，因此將此兩時間之值平均，以期得到代表區域內砧雲之平均效應。結果如圖13和14所示。輻散度在750毫巴以下和300毫巴以上均為輻散而在中層為輻合。 $\bar{\omega}$ 的垂直分佈在500毫巴以上為上升運動，且在300毫巴出現最大值，在500毫巴以下為下降運動，最大下降運動出現於750毫巴。Q1的垂直分佈在500毫巴以上為加熱效應，且在300毫巴出現最大值，500毫巴以下為冷卻效應，且在600毫巴至800毫巴間出現最大負值。同理，Q2的垂直分佈在475毫巴以上為正，以下為負，而在近地面出現微弱正值。這些結果均顯示了砧雲的特性，它在500毫巴以上有上升運動為加熱區，500毫巴以下相反，中低層下

衝流及降雨過程蒸發的冷卻效應似乎在砧雲區伴演重要的角色。此結果顯示砧雲個案與 Johnson and Young (1983) 計算砧雲平均之視熱源於 500 毫巴以上為正值而 500 毫巴以下為負值之結果類似。

以上兩個不同的類型，可作為幫助我們了解副熱帶深對流系統及砧雲區之 Q1 和 Q2 之垂直分佈，以及對流系統，對於水氣與能量垂直傳送的效應。

四、討 論

本研究承繼厲 (1989) 之研究，在資料的收集方面，本研究收集了更完整的資料，而且考慮較週詳，例如本研究採用相同的區域作計算，因此結果之完整性與一致性較高，將可得到更客觀的結果。然而兩研究在定性結果方面是頗為類似。

由於 Q1 和 Q2 之計算和水氣能量收支之分析對資料之誤差非常敏感，雖然上述以台灣海峽區域所算得的結果頗令人滿意，但因計算擾動和非擾動平均 Q1 和 Q2 時，假設了局地變化為零，為了瞭解此假設之適切性，因此本文亦另外採用兩種不同的方法來計算擾動期之 Q1 和 Q2 值，此兩種方法為：

- A. 將高度場、溫度場及風場等先作平均，得平均之高度場，溫度場及風場後，再計算 Q1 和 Q2，亦即將不同時間所產生之瞬間渦流 (Transient Eddy) 效應濾除。
- B. 計算個案時間之 Q1 和 Q2 值時，利用最近兩個時間之值計算局地變化項 (先考慮前差分法，否則用後差分法)，再將個案求得的 Q1 和 Q2 結果做平均。

針對擾動期比較前述結果和上述兩種計算結果 (圖 15) 顯示，三種結果之 Q1 和 Q2 的垂直分佈，定性上相當接近，而定量上則有些許差異。當比較前述結果 (圖 15 短虛線) 和 A 法之結果 (長虛線) 時，發現兩者非常的接近，亦即個案時間輻合通量之不同所造成之水平渦流通量對 Q1 和 Q2 之計算並不造成影響 (兩者皆假設局地變化項為零)。

當考慮局地變化項時，在中低層差異更大，(圖 15 中實線和短虛線) 造成此種差異的原因可能為中低層之乾靜能和水氣含量因對流之有無或種類而有很大不同，使得局地變化項之影響較大；然而，局地變化項不管在高低層其影響均為負值。由於目前資料解析度 (每 12 小時) 並不足以代表對流所造成之局地變化，因此在求平均時，假設穩定狀況 (Steady state) 應較合理。

由於計算區域為海面，因此利用伯因比 $B=0.1$ 的假設，就可由方程式 (3)、(4) 解得地表可感熱通量 S_0 ，地面蒸發量 E_0 及降雨量 P_0 ，而輻射加熱率之決定，則參考 Albrecht 和 Cox (1975) 以及 Dopplick (1974) 中，提出的熱帶地區雲量 100% 及晴空時大氣淨輻射加熱率的垂直分佈，利用 IR 及 VIS 衛星雲圖及高雄雷達回波圖，估計區域內之雲量，分別對有雲天及晴空時之淨輻射加熱率作權重平均，得到不同時間的淨輻射的垂直分佈。

根據上面之考慮，我們可以計算擾動期、非擾動期以及 IOP II 期間的降雨量、蒸發量，其結果如表一所示。由於砧雲區中由對流區傳來頗多液態水，使得 (C-e) 在對流層之積分不等於地面降水量，因此砧雲區之結果無意義，故在此不列出。表一結果顯示，擾動期之降雨量平均由局地蒸發和水平水氣輻合所提供，然而對流明顯的 IOP II 期間，降雨量、蒸發量和水氣輻合量均明顯增加，地面蒸發量的增加，可能是因低層較強風速造成比平常大之蒸發，亦可能如 Johnson (1976) 所述，乾冷下衝流和所伴隨之強風，兩者綜合效應的結果。至於水氣輻合量於 IOP II 之值，幾為擾動期之四倍，此說明了西南暖溼氣流所帶來的水氣輻合對於對流系統發展的重要性。表一中所示，非擾動期之降雨量為負值，可能是由對流區傳入液態水所造成的結果，當區域內有液態水通量輻合時，則 (C-e) 之垂直積分將不等於 P_0 ，亦即目前之 P_0 值為低估 (甚至造成負值)，而 E_0 值則高估。

表一、台灣海峽區域計算之降雨量、蒸發量及總水氣輻合量，括號內為佔區域平均降雨量比例

	計算降雨量	計算蒸發量	水氣輻合量
IOP II	4.24	1.53 (36%)	2.71 (64%)
擾動期	1.41	0.72 (51%)	0.69 (49%)
非擾動期	-0.11	0.83	

圖 16 為擾動期與非擾動期平均垂直渦流溼靜能通量 (F) 之垂直分布圖，F 值可以視為積雲的活躍性，當積分至地面，它表示地面之擾動擾動溼靜能通量，亦即經由地面之可感熱傳送與蒸發效應，往上傳送溼靜能給近地層之大氣。在擾動期，F 在 725 毫巴出現最大值，且垂直上的分布正值均大，而在非擾動期，F 值由下往上幾乎呈線性減小，而地面之值與擾動期差別不大。

五、結 論

本文所計算 TAMEX 期間台灣海峽對流系統之視熱源，其垂直分佈在中高層類似熱帶地區對流系統之結果，亦即最大加熱區在中對流層；而近地層之 Q1 為負值與中緯度地區對流系統相似。至於砧雲區則於高對流層有明顯加熱，而低對流層具有冷卻之現象。

由於 Q1 和 Q2 之計算結果對資料之誤差非常敏感，因此資料處理的工作在本文研究中佔很大的比例。此外資料的不足及儀器與人為的誤差，再加上對流雲並未如願的正好出現在我們選擇的範圍中，更增加分析討論上之困難。然而在我們努力收集完整的資料並分析較多的個案後，所得的結果頗能代表梅雨期間對流的一般特性。最後，對流系統與環境間之交互作用，水汽、能量、動量之傳送及如何用積雲參數化來表現這些過程，仍值得研究。

誌 謝

本文研究期間承蒙 TAMEX 資料處理中心和美國 NCAR 提供資料，以及曾美齡小姐打字，謹此誌謝，本文乃在國科會自然處支援下完成。計畫編號 NSC78-0202-M002-07。

參考文獻

厲學成，1989：TAMEX 期間台灣海峽之能量與水汽收支。台大大氣科學系碩士論文，47 頁。
徐明同與紀水上，1974：台灣梅雨之分析。氣象學報，20, 4, 25-44。
陳泰然與吳清吉，1978：台灣五大城市之氣候特性分析。大氣科學，5, 2, 1-16。
Albrecht, B. and S. K. Cox, 1975: The large-scale response of the tropical atmospheric cloud-modulated infrared heating. *J. Atmos. Sci.*, 32, 16-24.
Dopplack, T. A., 1974: Radiative heating in the extratropical circulation of the tropical atmosphere and interactions with extratropical latitudes, Vol. 2, by Newell, Kidson, Vincent, and Boer, M. I. T. Press, Cambridge, 1-25.
Esbensen, S. K., J. -T. Wang, and E. I. Tollerud, 1988: A composite life cycle of nonsquall mesoscale convective systems over the tropical ocean. Part II

: Heat and moisture budgets. *J. Atmos. Sci.*, 45, 537-548.
Johnson, R. H., 1976: The role of convective-scale precipitation downdrafts in cumulus and synoptic-scale interactions. *J. Atmos. Sci.*, 33, 1890-1910.
———, 1986: Lower tropospheric warming and drying in tropical mesoscale convective systems: Implications for the problem of cumulus parameterization. *J. Meteor. Soc. Japan*, 64, 721-726.
———, and G. S. Young, 1983: Heat and moisture budgets of tropical mesoscale anvil clouds. *J. Atmos. Sci.*, 40, 2138-2147.
Kato, K., 1985: On the abrupt change in the structure of the Baiu front over the China Continent in late May of 1979. *J. Meteor. Soc. Japan*, 63, 20-36.
Kuo, Y.-H., and R. A. Anthes, 1984: Mesoscale budgets of heat and moisture in a convective system over the central United States. *Mon. Wea. Rev.*, 112, 1482-1497.
Lewis, J. M., 1975: Test of Ogura-Cho model on a prefrontal squall line case. *Mon. Wea. Rev.*, 103, 764-778.
Ninomiya, K., 1971: Dynamical analysis of outflow from tornado-producing thunderstorms as revealed by ATS III pictures. *J. Appl. Meteor.*, 10, 275-294.
Nitta, T., 1972: Energy budget of wave disturbances over the Marshall Islands during the years of 1956 and 1958. *J. Meteor. Soc. Japan*, 50, 71-84.
O'Brian, J. J., 1970: Alternative Solution to the classical vertical velocity problem. *J. Appl. Meteor.*, 9, 197-203.
Reed, R. J., and E. E. Recker, 1971: Structure and properties of synoptic-scale wave disturbances in the equatorial western Pacific. *J. Atmos. Sci.*, 28, 1117-1133.
Thompson, R. M., Jr., S. W. Payne, E. E. Recker and R. J. Reed, 1979: Structure and properties of synoptic scale wave disturbances in the intertropical convergence zone of the eastern Atlantic. *J. Atmos. Sci.*, 36, 53-72.
Yanai, M., S. Esbensen and J. Chu, 1973: Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets. *J. Atmos. Sci.*, 30, 611-627.

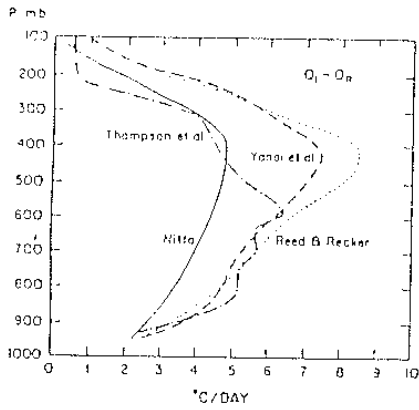


圖1 熱帶地區對流加熱 (Q1-QR) 之垂直分布圖。
實線為Nitta (1972) 之結果；
段線為Yanai et.al. (1973)；
點虛線為Thompson et al. (1979)；
點線為Reed & Recker (1971)。

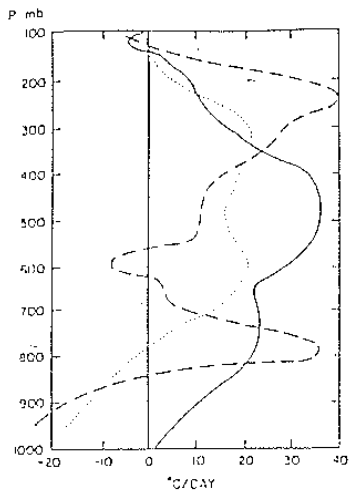


圖2 副熱帶及中緯度視熱源 (Q1) 之垂直分布圖。
實線為副熱帶, Johnson (1976)；
虛線為中緯度, Lewis (1975)；
點線為Ninomiya (1971)。
橫軸間隔為10度/天。
(Kuo and Anthes, 1984)。

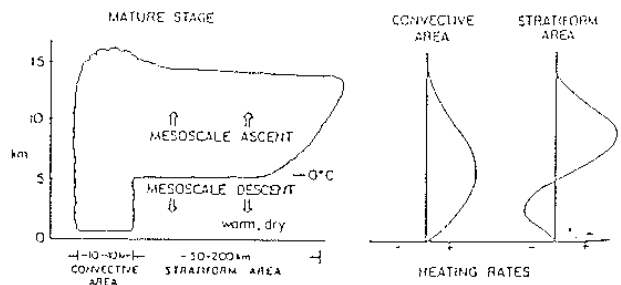


圖3 對流區和砧雲區之加熱率垂直分布示意圖
(Johnson and Young, 1983)。

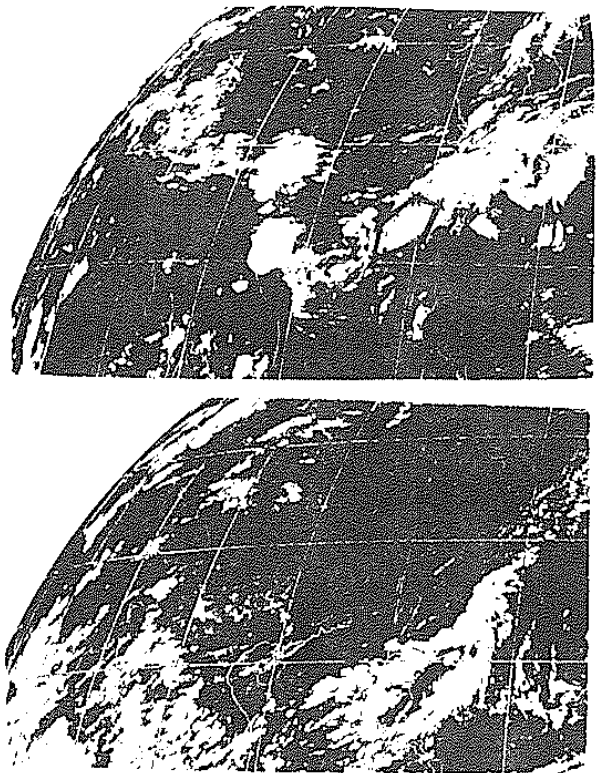


圖4 擾動 (上) 和非擾動 (下) 個案之雲圖個例，
圖中亦以五角形標明選定區域。

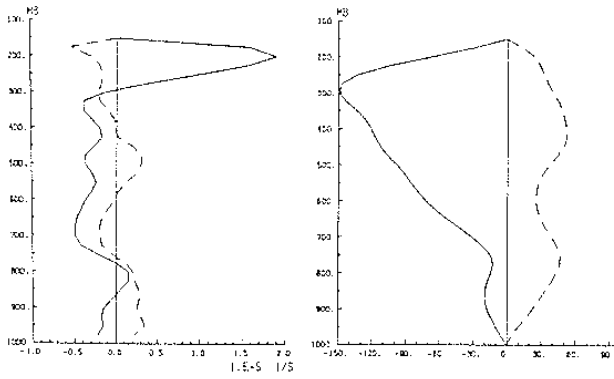


圖5 平均輻散度 (左) 和平均垂直速度 (右) 之垂直分佈圖。實線為擾動個案之平均，虛線為非擾動個案之平均。

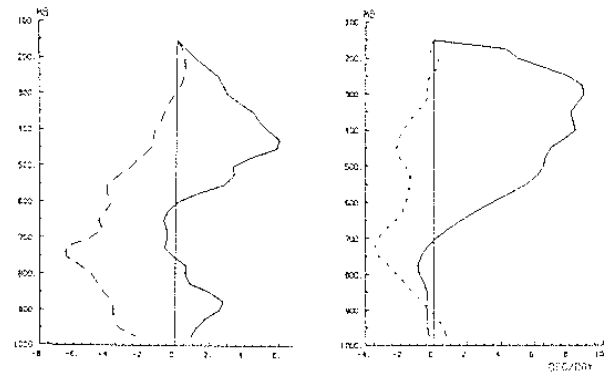


圖6 平均視熱源 (左) 和視水汽匯 (右) 之垂直分佈圖。實線為擾動個案之平均，虛線為非擾動個案之平均。

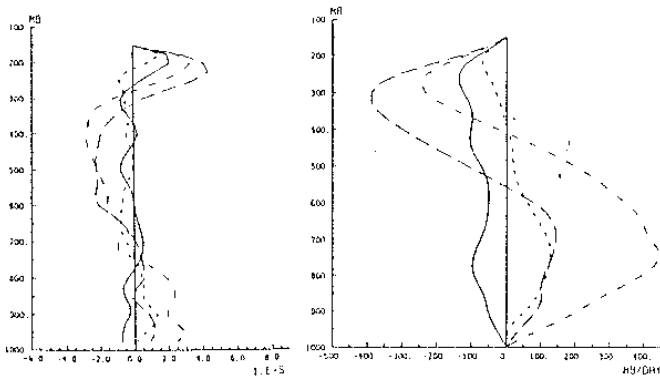


圖7 TAMEX IOP II 期間之輻散度 (左) 和垂直運動 (右) 之垂直分佈圖。

實線為 5月16日0000UTC。長虛線為 5月17日0000UTC。
中虛線為 5月17日1200UTC。短虛線為 5月18日1200UTC。

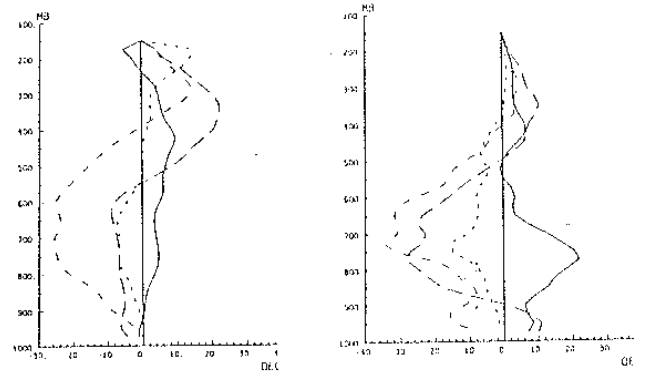


圖8 TAMEX IOP II 期間之視熱源 (左) 和視水汽匯 (右) 垂直分佈圖。

實線為 5月16日1200UTC。長虛線為 5月17日0000UTC。
中虛線為 5月17日1200UTC。短虛線為 5月18日0000UTC。

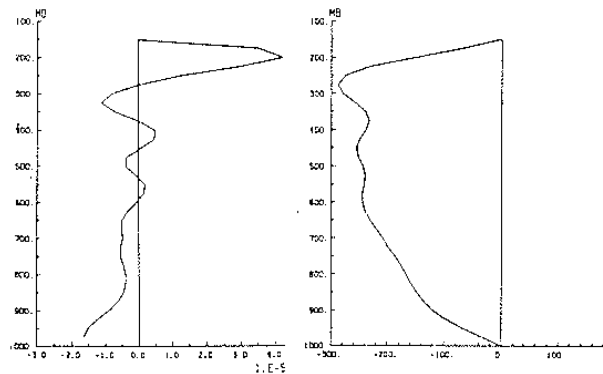


圖9 TAMEX IOP II 期間平均之輻散度 (左) 和平均垂直速度 (右) 垂直分佈圖。

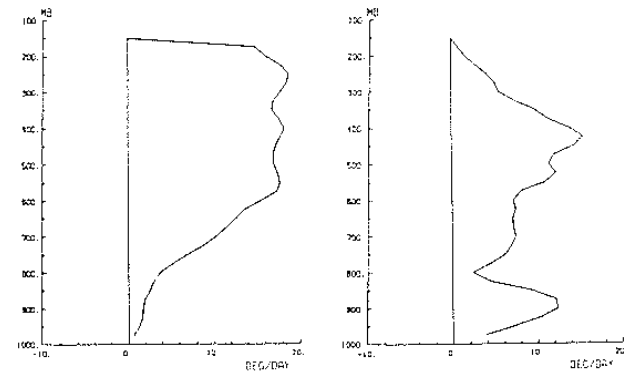


圖10 TAMEX IOP II 期間之平均之視熱源 (左) 和平均視水汽匯 (右) 垂直分佈圖。

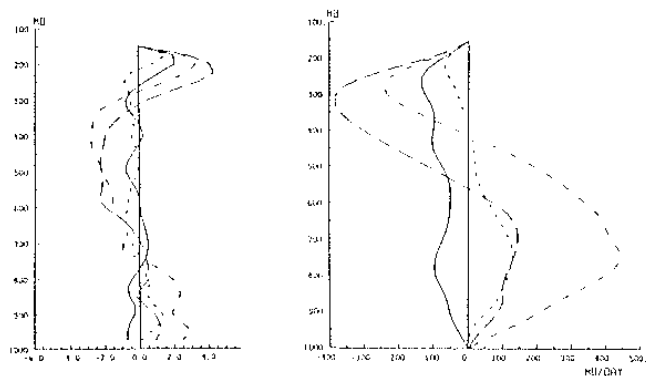


圖 11 TAMEX 砧雲個案之輻散度 (左) 和垂直速度 (右) 垂直分佈圖。實線為 5 月 21 日 1200UTC。長虛線為 5 月 22 日 1200UTC。中虛線為 5 月 23 日 0000UTC。短虛線為 5 月 24 日 0000UTC。

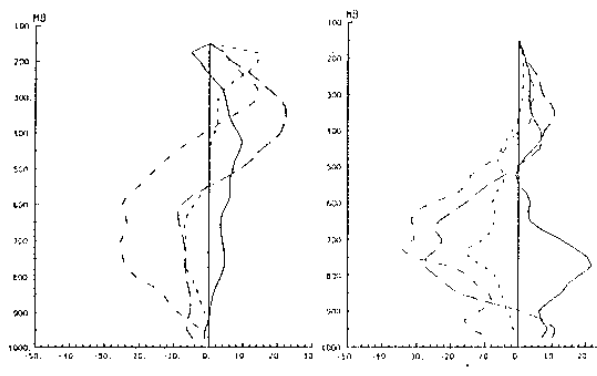


圖 12 TAMEX 砧雲個案之視熱源 (左) 和視水汽匯 (右) 垂直分佈圖。實線為 5 月 21 日 1200UTC。長虛線為 5 月 22 日 1200UTC。中虛線為 5 月 23 日 0000UTC。短虛線為 5 月 24 日 0000UTC。

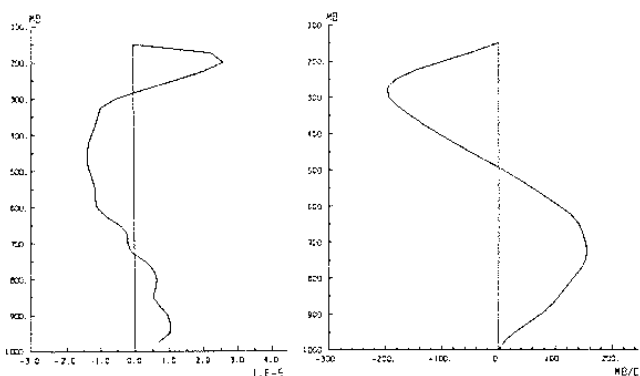


圖 13 TAMEX 砧雲個案之平均輻散度 (左) 和平均垂直速度 (右) 垂直分佈圖。

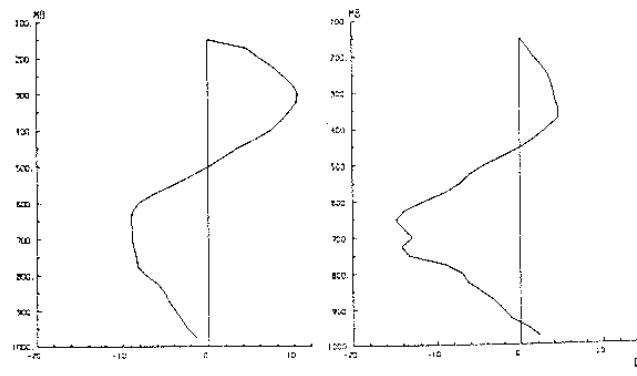


圖 14 TAMEX 砧雲個案之平均視熱源 (左) 和平均視水汽匯 (右) 垂直分佈圖。

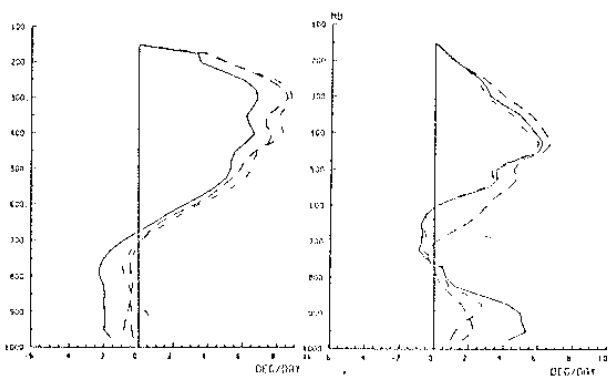


圖 15 TAMEX 期間擾動期個案不同計算方式所得之平均視熱源 (左) 和平均視水汽匯 (右) 垂直分佈圖。

實線為考慮局地變化項，先計算結果再求平均。
長虛線為先將原始資料平均，再算 Q1 和 Q2。
短虛線為設局地變化項為零，計算不同時間之再平均結果。

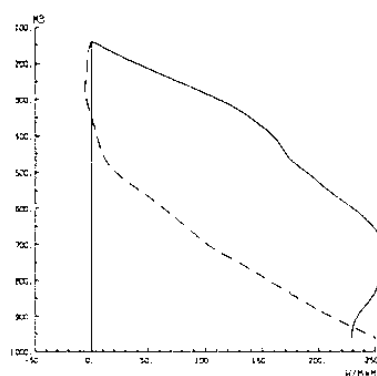


圖 16 擾動期 (實線) 與非擾動期 (虛線)，區域平均垂直渦流濕靜能通量之垂直分布圖，橫座標單位為 W/m

The Moisture and Energy Budgets over Taiwan Strait during TAMEX

Ying-Quei Chen, Hsueh-Cheng Li and Cheng-Shang Lee

Dept. of Atmospheric Sciences
National Taiwan University

Abstract

During the Mei-Yu season, convective systems are often imbedded in cloud bands associated with fronts, and always play an important role in the vertical transports of moisture and energy. By computing the Q1 (apparent heat source) and Q2 (apparent moisture sink) (Yanai et al., 1973), we analyze the moisture and energy budgets over Taiwan Strait during TAMEX period.

Results reveals that the averaged Q1 profile of disturbed cases in Taiwan Strait appears to hold a vertical pattern similar to that of the tropical area with large heating at the mid-high troposphere. However, there is a cooling effect below 700mb. This feature is more similar to the computed results of the mid-latitude area. When appreciable anvil clouds are included in the computed area, the results show an upward motion and heating at middle to high troposphere but a downward motion and cooling at middle to low levels. Our results also indicate that the large scale moisture convergence and the surface evaporation are both important moisture sources in Taiwan Strait during TAMEX. However, within the convective region, both surface evaporation and horizontal moisture convergence increase. The tremendous increase in the moisture convergence implies the importance of the supplies of warm moist air by the strong southwesterly during the initiation of convective system.