

第一階段 TAMEX 觀測期間 中尺度對流系統之個案分析

林 熿 閔

中央氣象局科技中心

林 民 生

中央氣象局應用氣象組

摘 要

本文詳細診斷分析民國 75 年 6 月 4 - 6 日「 TAMEX-phase I 」，第三次密集觀測期間 (IOP 3) 發生於華南及台灣地區之中尺度對流系統 (MCS) 演化過程及其環境條件。經分析密集觀測期間之衛星雲圖、降水分佈及基本氣象要素，以確認 MCS 生命史。並配合客觀分析所得之網格資料，計算環境大氣之運動參數與熱力參數。結果顯示，低層水汽輻合、大尺度上升運動的強迫作用及條件性不穩定等環境條件，有利於 MCS 之形成。造成台灣北部地區的豪雨，主要是梅雨鋒面及地形的抬升作用所引起；南部地區的豪雨係由於台灣海峽之對流雲，可能為消散的對流系統外流邊界的激發作用所造成。此個案的局部性豪雨系統，係屬 Meso- β 尺度，鑑於觀測資料之不足，其可預測度較有效。

一、前 言

Maddox(1980) 分析紅外線衛星雲圖，發現中尺度對流複合體 (MCC) 常導致美國中西部之豪雨。吳與陳 (1986) 評估台灣梅雨季之豪雨，顯示豪雨的發生與梅雨鋒、中尺度對流系統 (MCS) 及地形效應均有密切相關。但台灣地區梅雨季之豪雨，除颱風外，均係由鋒面雲帶內之 MCS 所引起，故產生豪雨之環境條件即屬 MCS 之環境條件 (丘等，1986)。

有關華南地區有利於 MCS 發展的環境條件之研究，紀與陳 (1986) 認為低層輻合配合高層輻散及 500 mb 之正渦度平流為引發、組織及維持 MCC 之大尺度強迫機制。林與丘 (1985) 利用客觀尺度分離法分析華南地區的 MCS，結果顯示，中尺度強迫機制對 MCS 之發展具有較大之影響；而潤濕環境中的低層輻合則有利於中尺度對流系統之發展。洪與柳 (1986) 研究造成台灣北部豪雨的雷雨系統時，認為伴隨此雷雨帶的天氣系統以輻散及非地轉風為主，其尺度則屬 Meso- β 。

根據陳 (1988) 綜合台灣地區的梅雨研究發現，台灣北部發生豪大雨的最大機率在鋒前 100 公里至鋒後 200 公里範圍內，台灣南部則出現在鋒前 200 - 300 公里處。至於導致台灣地區局部性豪雨發生的原因，除梅雨鋒本身外，吳與王 (1985) 分析台灣北部地形對鋒面降雨的影響，發現地形對迎風面氣流的抬升作用及鋒面因地形扭曲造成的局部輻合氣流，都可能造成北部地區的局部性豪雨。丘等 (1986) 與陳等 (1986) 強調台灣地區的豪雨，經常是因為發生於華南地區的中尺度對流系統東移到台灣地區所引起的。

有關豪雨、中尺度對流系統及中尺度環境系統等中尺度現象在研究上所遭遇的資料瓶頸問題，前年 (1986) 年 5 - 6 月的「台灣地區中尺度實驗—第一階段」(TAMEX-phase I) 提供了嘗試性的舒解。本文將分析實驗中之第三次密集觀測期 (IOP 3) 的觀測資料，探討這次密集觀測期間 (75 年 6 月 4 ~ 6 日)，華南地區中尺度對流系統演化期內的環境條件，及導致台灣地區局部性豪雨的主要原因。

本研究將利用三小時的衛星雲圖追蹤華南及台灣地區的對流系統演化過程，再配合台灣各主要測站的時雨量（或30分鐘雨量）圖，以確認每次豪雨所屬雲系的演化。此外，計算華南地區的輻散場、垂直速度場及條件性不穩定度等運動及熱力參數，以了解MCS發生時的環境條件。配合板橋、馬公與東港三個測站的探空資料分析，以探討台灣各地發生豪雨時的局部特性。

二、資料處理

本文使用 Barnes 的客觀分析方法，將測站上的觀測資料內插到1經度乘1緯度的網格點上。第一次內插的初始值以下式求得

$$\bar{f}_g = \frac{\sum_{i=1}^N w_i f_i}{\sum_{i=1}^N w_i} \quad (1)$$

\bar{f}_g 代表網格點上的分析值， f_i 代表第 i 個測站的觀測值， N 代表測站總數。權重函數 w_i 是採用 Barnes (1965) 的定義：

$$w_i = \exp\left(-\frac{d_i^2}{4k}\right) \quad (2)$$

d_i 是網格點與測站間的距離， k 參數可由波長及反應函數決定。

將(1)式求得的初始場代入下式，逐次修正後可得網格點上的分析場 f_g

$$f_g = \bar{f}_g + \frac{\sum_{i=1}^N w_i (f_i - \bar{f}_g)}{\sum_{i=1}^N w_i} \quad (3)$$

上式中 \bar{f}_g 是測站上的分析值，可用4點或16點內插法求得 (Lin and Chiou, 1985)。為了加速收斂，以減少修正的次數，Barnes (1973) 將(4)式中的 w_i 以下式代替，

$$w_i' = \exp\left(-\frac{d_i^2}{47k}\right) \quad (4)$$

如此，只須修正一次即可。在本研究中，採用 $\eta = 0.3$ ，波長 $\lambda = 1500$ 公里，最後的反應函數 $R = 0.9$

，將這些參數代入下式

$$R = R_0 (1 + R_0^{\eta-1} - R_0^{\eta}) \quad (5)$$

利用牛頓的逐次替代法 (Newton's successive substitution method) 求得初始反應函數 R_0 ，再利用下式求 k 值

$$R_0 = \exp\left(\frac{\pi^2 4k}{\lambda^2}\right) \quad (6)$$

利用上述客觀分析法將各標準層的風、溫度、露點溫度、高度值等，分析到網格點後，利用運動學法計算壓力垂直速度 ω 。並假設下邊界（地面）與上邊界（100 mb）的垂直速度為零，以 O'Brien's (1970) 的方法由上往下修正 (Frankhauser, 1974; Ogura and Chen, 1977)。我們假設原始風場是由輻散分量與旋轉分量所組合而成的，再利用修正後的輻散場來調整原始風場中的輻散分量，使得最後的風場與輻散場能夠一致 (Ogura and Chen, 1977)。風場中輻散分量的計算是利用緩和法 (iteration method) 解下式

$$\nabla^2 X = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \quad (7)$$

求得 X 場後帶入下式

$$\begin{aligned} u_{DIV} &= \partial X / \partial x \\ v_{DIV} &= \partial X / \partial y \end{aligned} \quad (8)$$

可得原始風場中的輻散分量 (u_{DIV}, v_{DIV})。

三、中尺度對系統的發展過程

圖1是台灣各主要測站的時雨量圖，有*號的測站是30分鐘雨量。圖中顯示6月4日、5日的豪雨主要是發生在北部及南部地區，特別是山區及沿海地區有多次的局部性豪雨發生。為了探討這些豪雨發生的主要原因，利用每三小時的衛星照片（圖2），追蹤主要對流系統演化過程。圖1中各測站發生豪雨時的編號（a, b, c...）分別對應相同編號的對流系統（圖2）。以下將分別追蹤幾個直接影響台灣的對流系統。

位於台灣東北角的雲系 a 造成東北部山區三次豪雨（如火燒寮、坪林、大桶山等）。一般而言，這種中小尺度的對流系統的生命期只有幾小時，且常隨中低層的環境風場移動，但這個系統却從 04/06z

(已經存在)持續到 04/18z，減弱以後，到 05/03z 又重新發展，而且一直局限在同一地點。參考彭佳嶼的風向(圖 3)，從 06z 到 09z 由西北風轉為東北風，此後一直持續東北風。由此推斷此系統是由於北部海面的東北風受北部地形的抬升作用所引起的，因有利的風向持續存在，使得這個系統能夠在特定地區生存十幾小時，並造成三次的對流性降水。

04/06z 位於福建沿海的小雲胞 e 逐漸向東移動並發展成兩個中心的系統，此時(04/12z)在台灣海峽北部也產生兩個小雲胞編號 e'，4 小時後 04/16z 發展成較大的系統。乍看之下，04/16z 的 e' 似乎是從 4 小時前(04/12z)位於福建海邊的系統 e 移過來的，但是配合淡水測站的時雨量(圖 1)，我們發現，04/12z 時，淡水已經發生很

強烈的豪雨，可見此時位於淡水附近的小雲胞 e' 正處於旺盛的成長階段。而位於福建沿岸的系統 e，從 04/06z 開始到 04/12z 為止，並沒有明顯東移的傾向。因此我們推斷 04/16z 的系統 e' 是在原地發展出來的，不過也有可能是因為鄰近系統 e 的消散過程而助長 e' 的發展，甚至是消散中的系統 e 東移與 e' 合併後發展出來的。

04/06z 時，中心位於台灣中部山區的系统 b 的中心位於中部山區，已延伸到中南部沿海，3 小時後(04/09z)系統中心東移出海後消散掉，僅在台中地區引起一些降雨。消散中的系統 b，有一部分與南部的系統 c 合併(04/09z)，並在南部地區產生豪雨(圖 1 的台南、高雄)。

仔細分析(04/11z 到 04/14z)中、南部地區的降水情形可發現有一場豪雨於 11z 發生在高雄，然

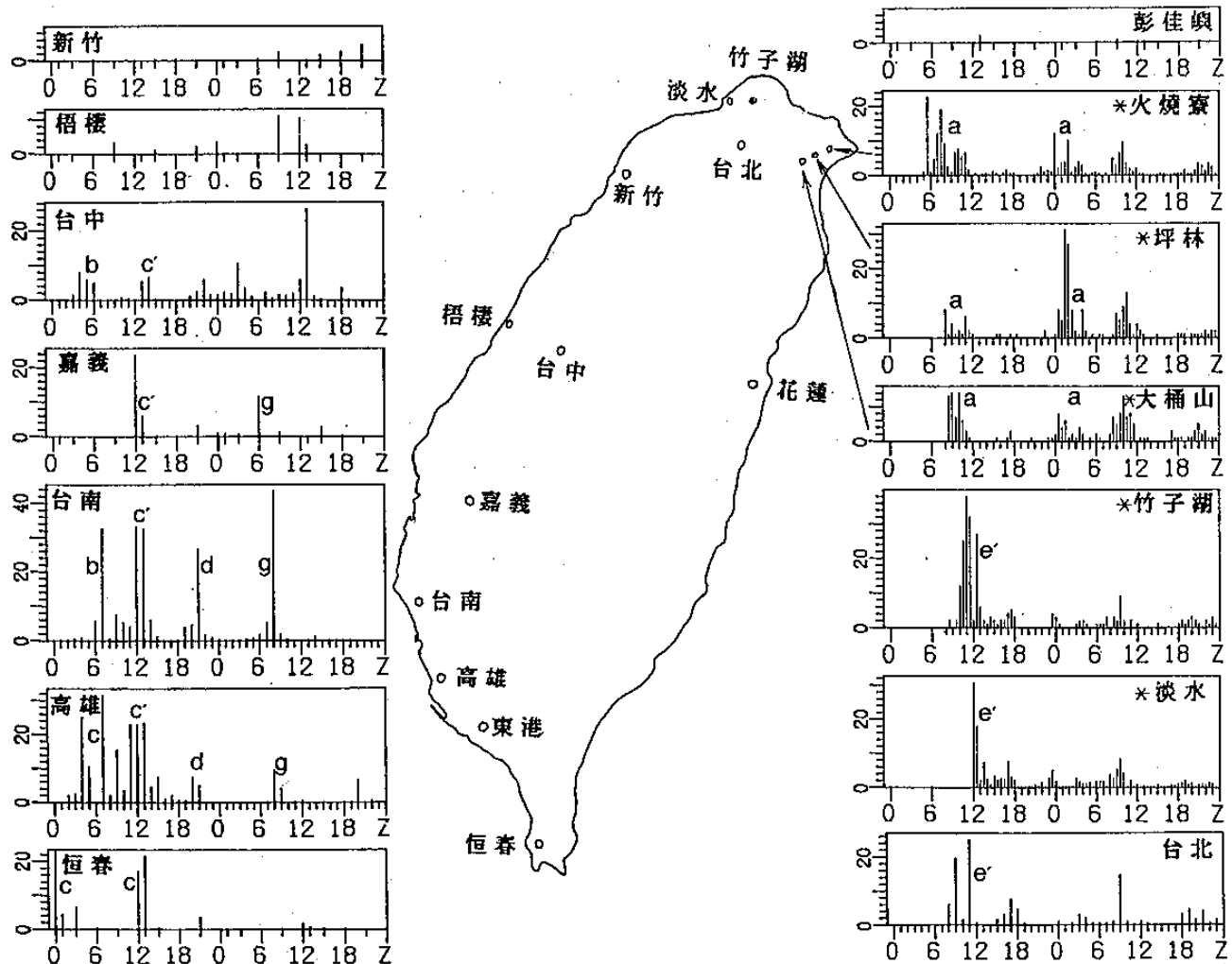


圖 1 6 月 4 日 00z 到 6 月 5 日 24 z 時雨量圖及測站的地理位置。其中火燒寮、坪林、大桶山、竹子湖、淡水等 6 個測站是半小時雨量。彭佳嶼、新竹、梧棲、嘉義、恒春等，一天只觀測 10 次，但仍為時雨量。圖中標示的 a、b、c……代表導致降雨的對流系統(參考圖 2)。

後向北發展。高雄連續三小時（11~13）的時雨量超過 20 mm，台南連續二小時（12~13）的時雨量超過 25 mm；同一時間嘉義也有豪雨發生，但嘉義測站並沒有逐時觀測，所以無法判斷豪雨發生的確實時間，台中也有些許的降雨。但是從12z到16z的雲圖中，除了由系統c分裂出來的雲胞c'外並沒有其他顯著的對流系統與這些豪雨配合。可見在這4小時內，系統c'曾經快速發展，範圍涵蓋台中、嘉義、台南以迄高雄，然後再從系統c分裂出來（04/16z）。

從 04/06z 開始就已經存在廣東沿海的系統d於 04/16z 移到海上，2小時後接近台灣南部，在嘉、南地區開始產生降雨，於 21z 在台南發生豪雨（圖1），然後開始消散（05/00z），在消散的同時，有一部份的雲系與巴士海峽的系統c合併，助長c的發展。

當系統d在台南附近消散時（05/00z），有一個新的對流系統g開始在廣東附近的海面上成長。

這個系統（g）的整個發展過程與前述系統d極為類似。它們都是發生在廣東沿海附近，都是呈東北—西南走向的帶狀雲系，且都向東北東方向移動，接近台灣後在南部地區產生降雨，甚至連最大降雨地點都同樣發生在台南（圖1）。且系統g在台灣南部消散的時候也有部份雲系與巴士海峽的系統c合併，並助長系統c的發展。

整體而言，在華南及其沿海地區，從 04/06z 到 05/16z 這段期間共有 4 個比較顯著的對流系統發生。其中兩個（f與h）發生於華南地區，沒明顯的移動，生命期大約 6至9小時，這兩個系統並沒有直接影響到台灣地區。另外兩個（d與g）發生在廣東沿海，以類似的路徑移向台灣南部後消散。在消散的過程中，有部份的雲系與巴士海峽上的另一個系統c合併，並助長系統c的發展。這二個系統都曾在台南地區產生豪雨。

從 04/12z 到 04/16z，在北部及南部都有豪雨發生，導致這些豪雨的對流系統c'與e'都屬

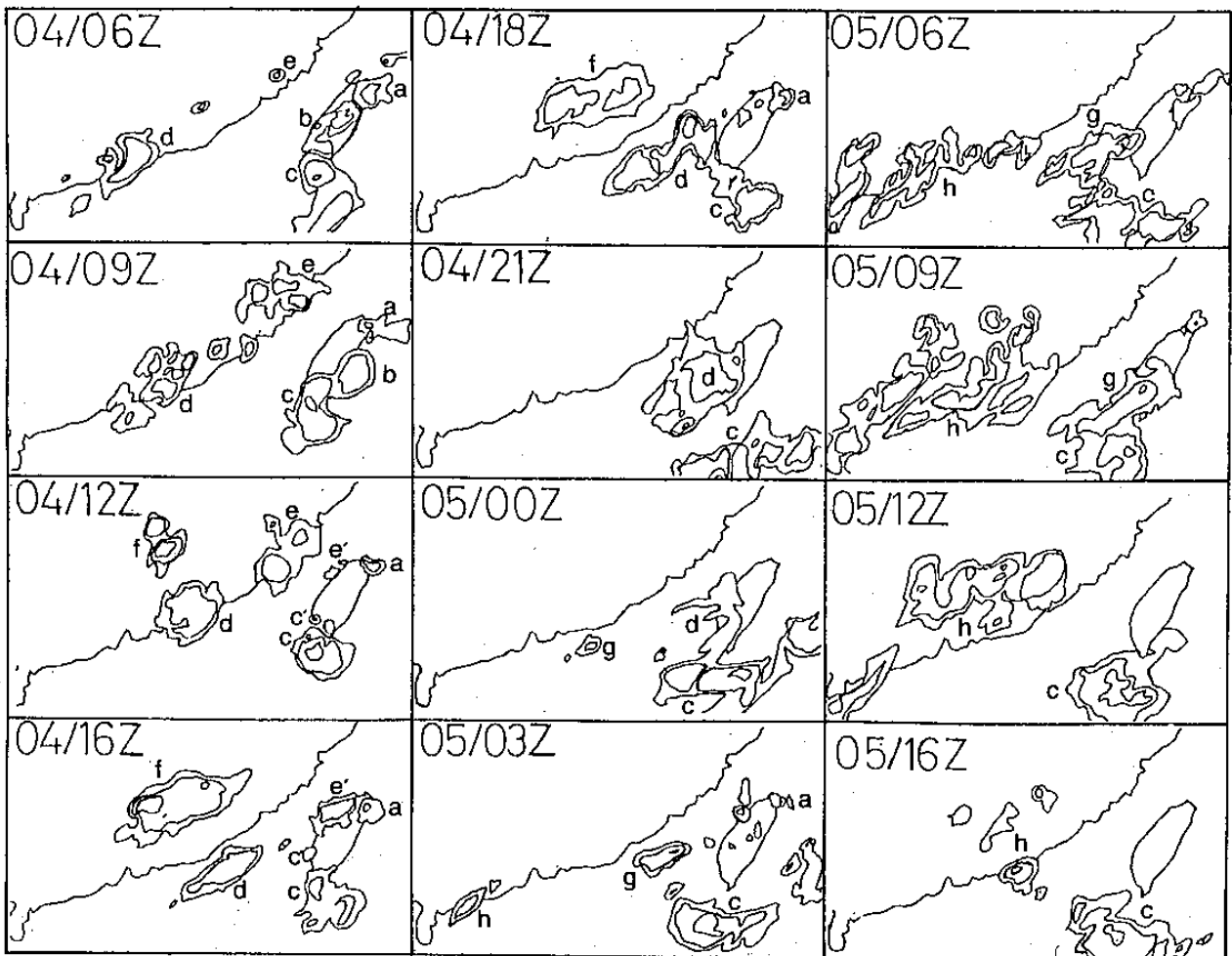


圖2 從紅外線衛星雲圖上描繪下來的雲頂等溫線圖。

Meso- γ 或 Meso- β 尺度，且生命期很短只有幾小時，但却能產生強烈的豪雨。至於北部山區的豪雨主要是由地形效應所引起的。

位於巴士海峽的對流系統 c，在 04/06z 以前就已經存在，直到 05/16z 還尚未消失，可見這個系統的生命期超過 34 小時，而且一直徘徊在巴士海峽及恒春附近。從前面的分析我們發現，當鄰近的對流系統 b、d、g 消散的時候，都有部份的雲系與此系統合併，而且合併後的對流系統也都有顯著的成長。Cunning and Demaria (1986) 分析佛羅里達南部積雨雲之發展，發現低層水汽輻合及鄰近積雲之外流邊界扮演重要角色。

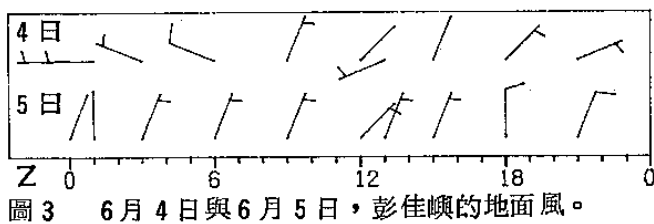


圖 3 6月4日與6月5日，彭佳嶼的地面風。

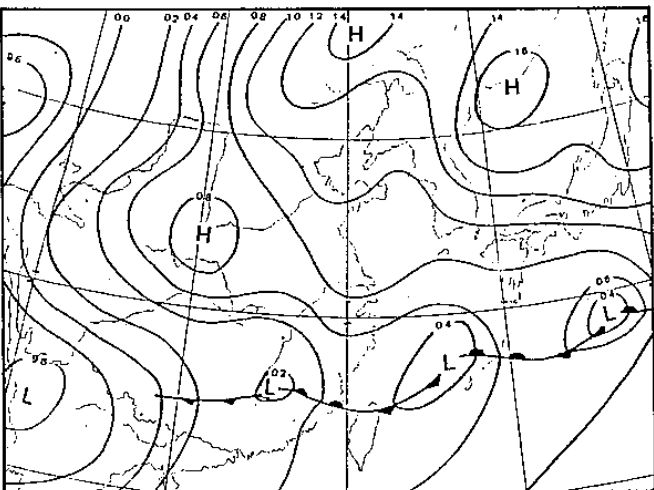


圖 4 6月4日12z，地面天氣圖（取自喬等，1977）。

四、環境條件

根據吳與陳（1985）；喬等（1987）的研究指出，6月4日在東海南部，即台灣東北方海面上的低壓中心所伴隨的冷鋒於6月4日12z通過台灣北部，然後在台灣地區滯留，而華南地區亦伴有氣旋波（圖4），故當鋒面移至台灣南部後，又往北退，以致使台灣北部之降水時間持續甚久。以下將分析這段期間的 850mb 輻散場、700 mb 垂直速度場（ ω ）、大氣穩定度（ $\theta_{e,850} - \theta_{e,500}^*$ ）及台灣地

區的探空資料，以探討中尺度對流系統的發展過程與環境條件的關係。

圖 5 是 850 mb 的輻散場，代表低層大氣的動力條件。圖中實線代表輻散區，虛線代表輻合區，箭頭風標代表風場中的輻散分量，陰影區代表同一時間對流系統的大略位置（可參考圖 2）。圖 5 a 中位於江西、湖南邊界及廣東沿海有兩個成長中的對流系統，其所在位置正是風向輻合最明顯的地區。再參考同一時間的垂直速度與穩定度（圖 6 a），發現這兩個系統位於最大上升氣流區，同時綜觀環境也具有足夠的對流不穩定（ $\theta_{e,850} - \theta_{e,500}^* > 0$ ）。可見，不論在動力條件或是熱力條件均有利於該兩系統未來的發展。Tao and Simpson (1984) 模擬積雨雲合併之過程中指出，不穩定環境條件為深對流雲合併與發展之基本條件。此外經計算總指數值，亦有熱力不穩定存在（值在 44 以上，圖略）。的確在 04/12z 以後，這兩個系統（即圖 2 中的 d、f）開始顯著成長。到了 05/00z（圖 5 b），江西、湖南一帶的輻合場變得很小，甚至還有一小塊輻散區存在，所以此地的對流系統 f 已經在原地消散。而位於廣東、福建交界之沿海有一個輻合中心，提供另一個新生對流系統 g 的發展環境。圖 6 b 的垂直速度場與不穩定度，也是有利於這個系統繼續成長，所以此系統 g 發展到 05/09z，因為東移到台灣附近的輻散區，才開始消散。

參考圖 5 c 與圖 6 c，可以發現此時（05/12z）華南地區的上升速度與輻合強度都明顯增強，範圍也擴大許多。發生在該輻合區內的對流系統 h 的水平尺度也比其他幾個對流系統大。但這個時候的穩定區（圖 6 的細虛線區）已隨鋒面南下，逐漸擴展到華南地區，所以這個對流系統很快就消散掉了。

從以上的分析，我們知道，從 6 月 4 日 12z 到 6 月 5 日 12z 這段期間，由於華南地區，特別是在廣東附近，具有良好的動力條件（即低層輻合與上升運動），及足夠的熱力條件（即 $\theta_{e,850} - \theta_{e,500}^* > 0$ ），足以支持許多對流系統在該區生成。至於台灣地區的情形，從圖 5 及圖 6 看來，似乎不是很有利於對流系統的發展。尤其是在動力條件方面，台灣地區一直都處於輻散區與下沉區，熱力條件也不

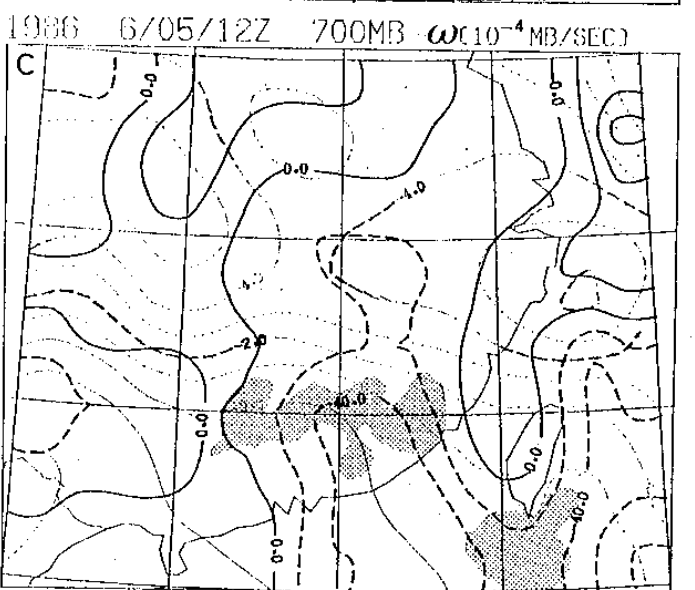
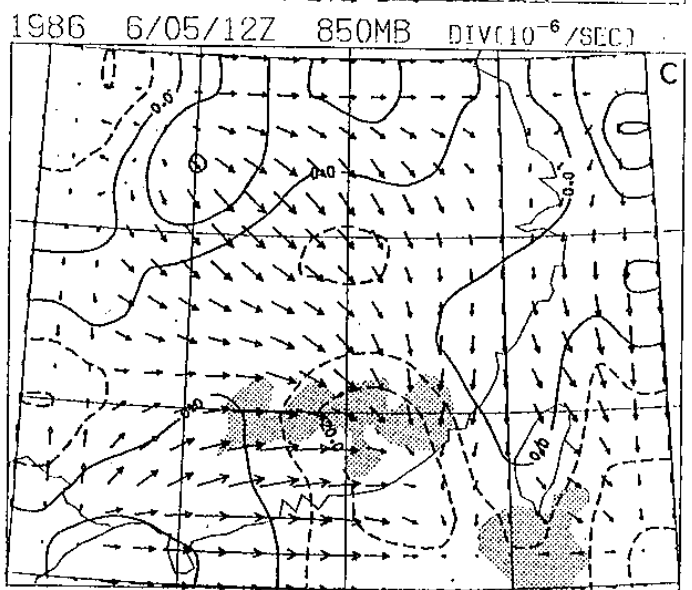
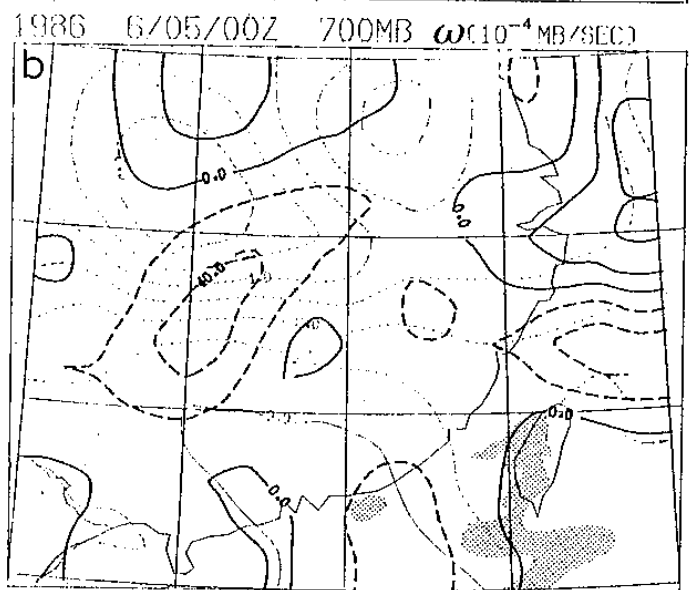
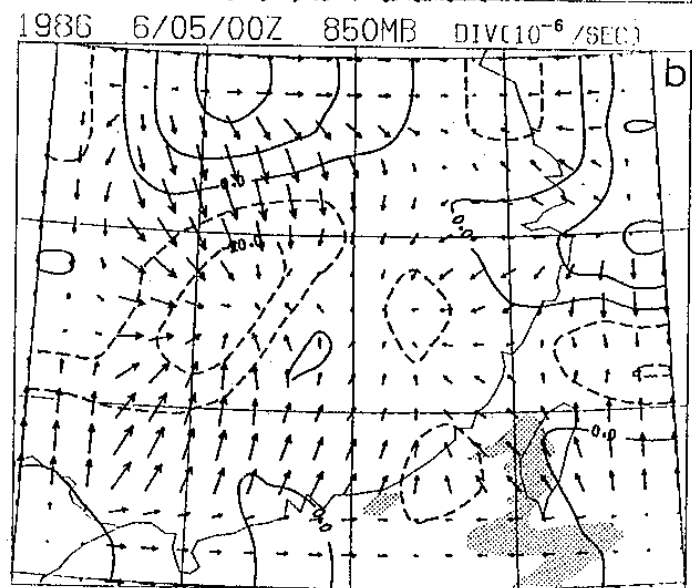
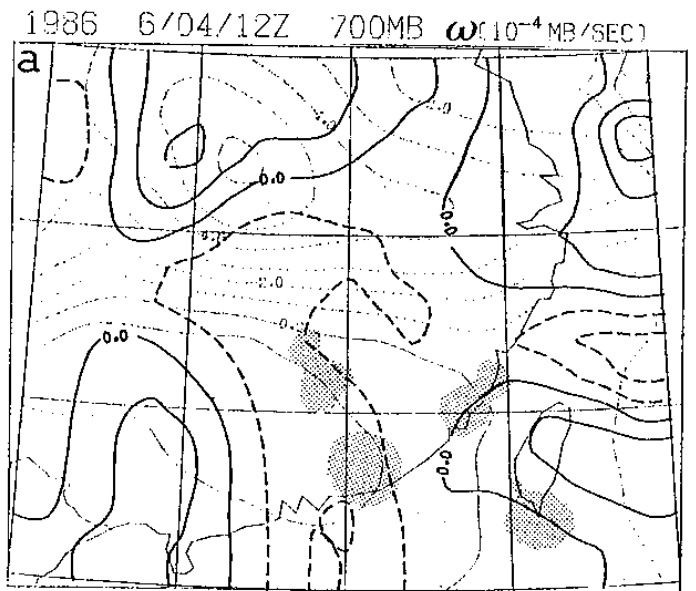
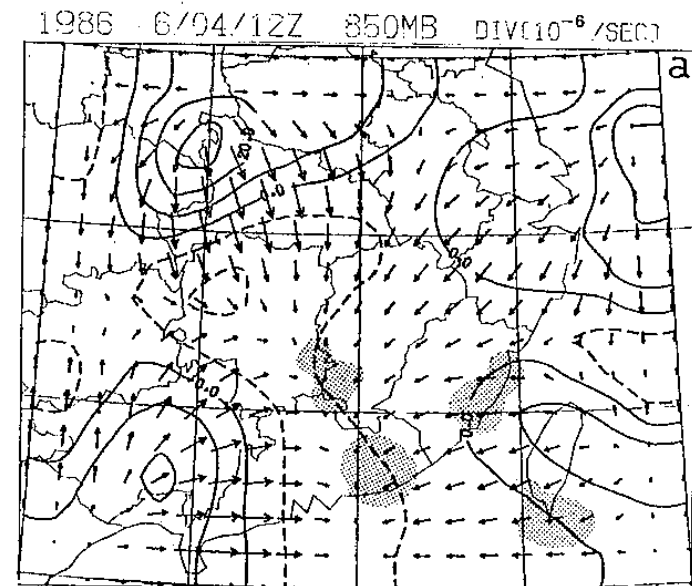


圖5 850 mb 的輻散場，實(虛)線代表輻散(輻合)區，網格點上的風標代表原始風場中的輻散分量。陰影區為當時主要對流系統的大略位置。時間依序為 (a) 6月4日12z、(b) 6月5日00z、(c) 6月5日12z。

圖6 粗實(虛)線代表700 mb 的下降(上升)速度。細線代表850 mb 相當位溫與500 mb 飽和相當位溫的差值，等值線間隔 $1^{\circ}\text{k}/100\text{mb}$ ，細實線代表不穩定區 ($\theta_{e850} - \theta_{e500}^* > 0$)，其他與圖5同。

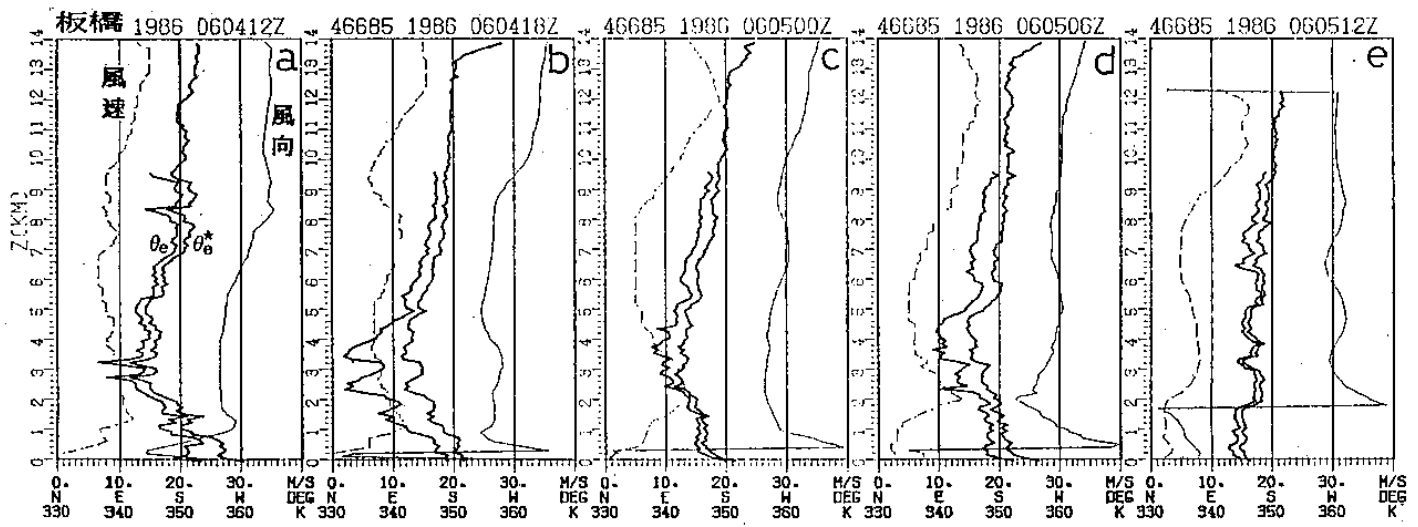


圖 7 板橋測站的探空資料 (每 100 ~ 200 公尺一個觀測資料)，相鄰兩粗線表 θ_e 與 θ_e^* ，細實線表風向，細虛線表風速。時間依序為 (a) 04/12z, (b) 04/18z, (c) 05/00z, (d) 05/06z, (e) 05/12z。

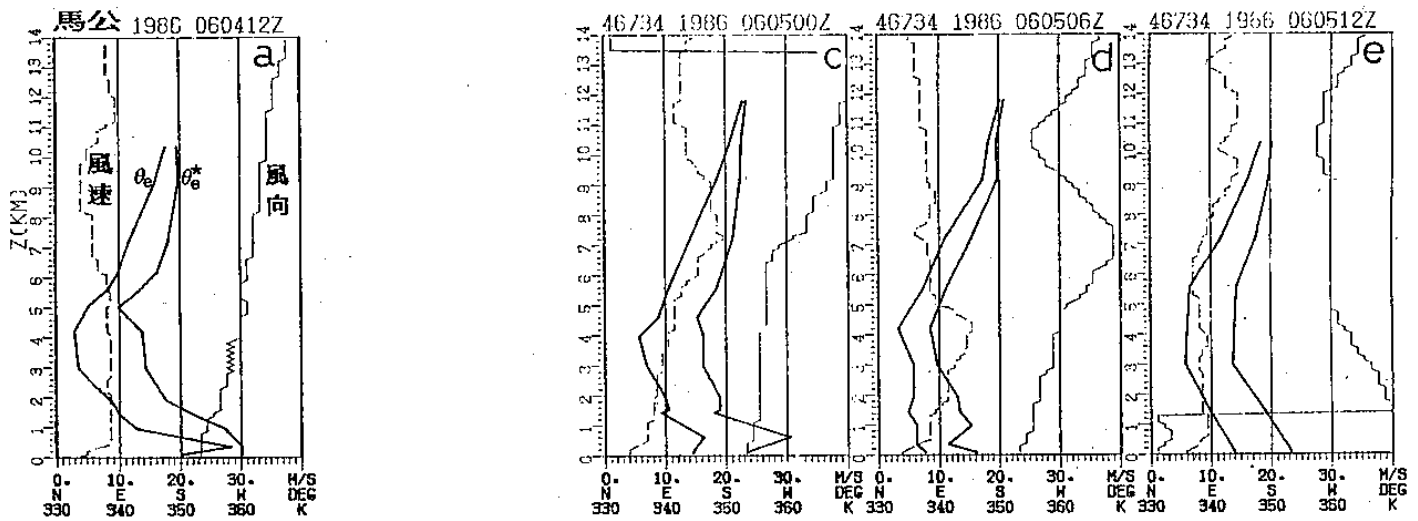


圖 8 馬公測站的探空資料 (只有標準層與特性層資料)，04/18z 缺，其他同圖 7。

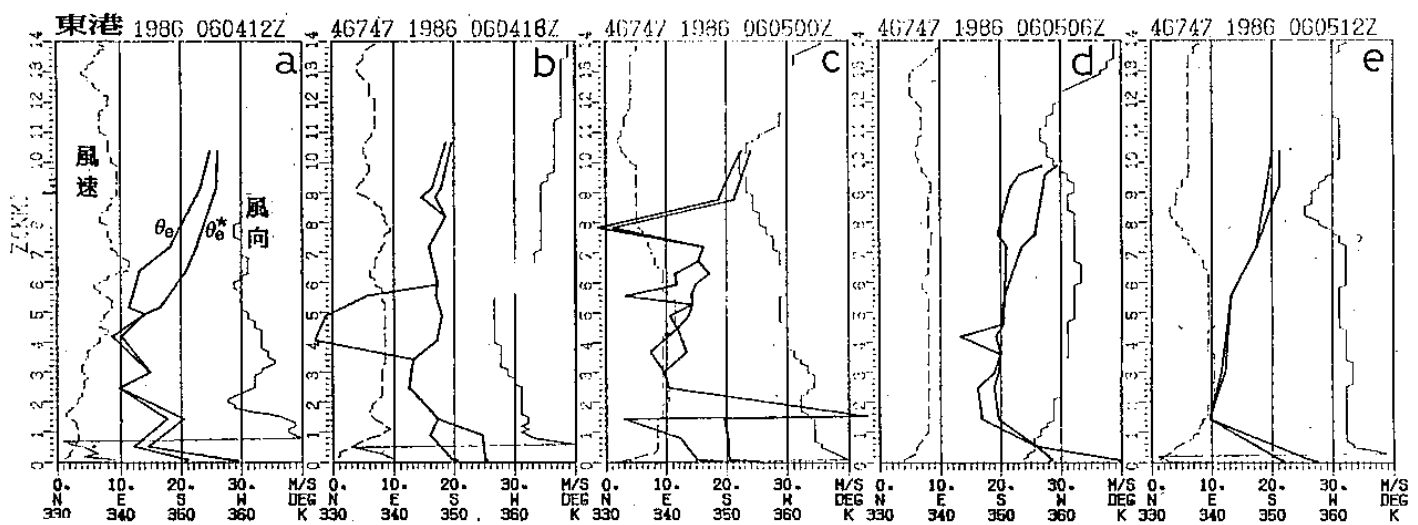


圖 9 東港測站的探空資料，其他同圖 8。

如華南地區有利。但是在這段期間，台灣各地也下了不少豪雨（參考圖1）。可見，僅從環境條件的分析，尚不足以說明所有台灣地區豪雨發生的原因。

從第三節的分析結果，我們知道，台灣北部地區的豪雨，主要是因為鋒面與地形的抬升作用所引起的。而南部地區的豪雨大部份是從廣東沿海移到台灣南部所產生的。中部地區則看不出有什麼顯著的對流性降水。

圖7是板橋測站的探空資料，相鄰的兩條粗實線分別代表相當位溫 θ_e 與飽和相當位溫 θ_e^* ，細實線代表風向，細虛線代表風速。圖7a顯示，04/12z的北部地區有顯著的條件性不穩定存在（ $\partial\theta_e^*/\partial z < 0$ ），且低層也有足夠的水汽，只要低層有適度的舉升作用就可以使被舉升的 θ_e 大於週圍環境的 θ_e^* 而引發對流作用。而且低層顯著的南風分量，也有助於暖濕空氣的輸送。低層噴流位於1.2公里處，最大風速約12 m/sec。這種不穩定的大氣結構持續到05/06z。雖然因為鋒面經過，從04/18z開始，低層就有冷空氣移入之北風或東北風，但僅止於近地層，大氣仍具有足夠的不穩定條件支持對流發生。低層噴流的位置也隨著冷空氣的擠入而上升到2公里處，顯示低層水汽的來源並沒有被冷鋒切斷。所以在鋒面及地形的抬升作用下，北部地區發生多次豪雨，但是，由於北部地區一直處於下降氣流區中，所以引發這些豪雨的小對流系統，無法發展成較大的MCS，而衛星雲圖也很難追蹤得到。到了05/12z由於低層（2 km以下）冷平流與中層（2 km到6公里）的暖平流（圖7d），使得大氣明顯的穩定化（圖7e），此後就不再有豪雨發生。

至於代表中部地區的馬公測站（圖8），04/12z（圖8a）的 θ_e 與 θ_e^* 顯示該測站具有足夠的不穩定性，中低層大氣也都吹西南風，所以在嘉義地區有豪雨發生。到了05/00z以後（圖8c、d、e）雖然還是條件性不穩定，但由於低層的 θ_e 太小，即使有足夠的抬升作用，也很難產生對流。

南部地區的東港測站（圖9），由於大部份時間都是位於對流系統內部，所以有大部份的氣層都呈現飽和狀態（ $\theta_e = \theta_e^*$ ），而且都是不穩定。

但是，根據馬公測站的資料，我們推測南部地區的環境條件在05/00z以後應該也是趨向於穩定狀態，再加上這個地區的動力條件也不是很有利。所以來自廣東沿海的對流系統都在此地消散。至於巴士海峽上面的對流系統c，由於該地區沒有足夠的觀測資料，因此無法做更進一步的分析。

五、結 論

綜合以上的診斷分析，我們發現，中尺度對流系統的發展，必須同時具備有利的熱力與動力環境條件。從IOP 3個案的分析結果顯示，華南地區由於具有大範圍的低層輻合與上升運動，且位於不穩定大氣中，所以MCS大多發生在這個地區。分析台灣地區局部性豪雨發生的原因時，我們發現，在不穩定的大氣中，即使沒有低層輻合的環境條件，只要有適當的激發機制，如鋒面、地形或消散系統產生的外流邊界等造成的抬升作用，仍能引發強烈的對流作用，而導致局部性豪雨。但其生命期只有數小時，水平尺度也很小。中南部地區由於動力與熱力條件均非很有利，縱使華南地區的MCS移到此地，也很快就達到消散的階段。

六、致 謝

本研究承蒙國家科學委員會（NSC77-0202-M052-02）專題計畫資助，及中央氣象局科技中心主任王時鼎先生的長期支持與鼓勵，得以順利完成，深表感謝。中央大學大氣物理系林松錦教授、洪秀雄教授提供P.C.繪圖程式集，及「TAMEX」資料管理組提供寶貴資料，使本研究得以順利進行，謹此誌謝。

七、參考文獻

- 吳宗堯、王時鼎，1985：變易季節台灣北部地形加劇鋒面性質降雨機制及結構之初步分析。天氣分析與預報研討會，73-88。
- 吳宗堯、陳泰然，1986：「劇烈區域性豪雨觀測與分析實驗計劃」第一階段實驗，國科會研究報告 NSC75-0414-P052-05。
- 陳景森、丘台光、王時鼎，1986：梅雨期間中尺度對流系統的初步研究（I）中尺度系統的演化。第四屆全國大氣科學學術研討會論文集，217-234。
- 喬鳳倫等 1987：台灣地區中尺度實驗—第一階段Ⅱ。資料摘要。
- 丘台光、王時鼎、林雨我、陳景森，1986：華南移至台灣附近中尺度對流系統移動之研究。大氣科學，13, 121-132。
- 洪秀雄、柳再明，1986：五三一台灣北區豪雨個案之客觀分析。第四屆全國大氣科學學術研討會論文集，166。
- 陳泰然，1988：台灣梅雨研究的回顧，科學發展月刊第16卷第二期，239-266頁。
- 紀水上、陳泰然，1986：中尺度對流系統發展與消散之環境條件—1981年5月27日—28日個案分析，第四屆全國大氣科學學術研討會論文集，120-137。
- Barnes, S.L., 1965: A technique for maximizing details in numerical weather map analysis. *J. Appl. Meteor.*, 3, 396-409.
- Barnes, S.L., 1973: Mesoscale objective map analysis using weighted time series observations. NOAA Tech. Meso. ERL NSSL-62, 60PP.
- Cunning, J.B. and M. Demaria, 1986: An investigation of the development of cumulonimbus systems over South Florida. Part I: Boundary layer interactions. *Mon. Wea. Rev.*, Vol 114, 5-24.
- Frankhouser, J.C., 1974: The derivation of consistent fields of wind and geopotential height from mesoscale rawinsonde data. *J. Appl. Meteor.*, 13, 637-646.
- Lin, S.C., and T.K. Chiou, 1985: Objective scale separation technique and its application on the mesoscale convective system diagnostics. *P. Meteor. Res.*, 8, 69-94.
- Maddox, R.A., 1980: Mesoscale convective complexes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 61, 1374-1387.
- O'Brien, J.J., 1970: Alternative Solutions to the classical vertical velocity problem. *J. Appl. Meteor.*, 9, 197-203.
- Ogura, Y., and Y-L. Chen, 1977: A life history of and intense Mesoscale Convective Storm in Oklahoma. *J. Atmos. Sci.*, 34, 1458-1476.
- W. -K., tao and J. Simpson, 1984: Cloud interactions and merging: Numerical Simulation. *J.A.S.*, Vol. 41, 2901-2917.

A case study of mesoscale convective systems during the TAMEX-phase I

Shi-Min Lin
Atmospheric R&D Center,
Central Weather Bureau

Ming-Sen Lin
Applied Meteorology Division,
Central Weather Bureau

ABSTRACT

In this study, IOP 3 of TAMEX-phase I (dated June 4-6, 1986) was selected for detailed diagnostic analysis in attempting to investigate the environmental conditions associated with mesoscale convective systems (MCSs).

IR satellite pictures, rainfall distributions and the basic meteorological parameters were used to depict the MCS evolution. Objectively analyzed grid-point data were used to calculate the kinematic and thermodynamic parameters. Results showed that the environment with low-level moisture flux convergence, large-scale upward forcing and conditional unstable air was conducive to the MCS formation. The heavy rainfall in northern Taiwan area was caused by the combined effects of Mei-Yu frontal and topographic forcing, whereas the heavy precipitation in southern Taiwan area was triggered by the outflow boundary of the decaying convective systems. We also confirmed that the meso- β scale system exhibited a limited predictability resulting from the scarcity of observation data and possibly the complexity of its physical processes.