

第一階段TAMEX觀測期間 台灣地區豪雨系統之個案分析

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

(中華民國七十七年五月二十日收稿；六月十五日定稿)

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、降水分布及基本氣象要素可確認MCS生命史,並配合客觀分析所得之網格資料以計算環境大氣之運動參數和熱力參數。結果顯示,低層輻合及高層輻散的強迫作用,配合條件不穩定及低層豐富的水汽等環境條件,有利於MCS之形成。台灣北部地區的豪雨,主要是梅雨鋒面及地形的抬升作用引起;南部地區的豪雨係由於台灣海峽之對流系統移入後所造成。此個案所引起台灣地區的局部性豪雨大部份是小於MESO- β 尺度的對流系統造成,但鑑於觀測資料時間與空間上之不足,其可預測度較難掌握。

關鍵詞:中尺度對流系統。

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屬meso- β 尺度。

根據陳(1988)綜合台灣地區的梅雨研究發現,台灣北部發生大豪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，（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

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

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

上式中 \bar{f}_i 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，

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

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

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

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

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

本文即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，計算各層的運動及熱力參數。

三、中尺度對流系統的發展過程與降雨特性

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地區的對流系統。

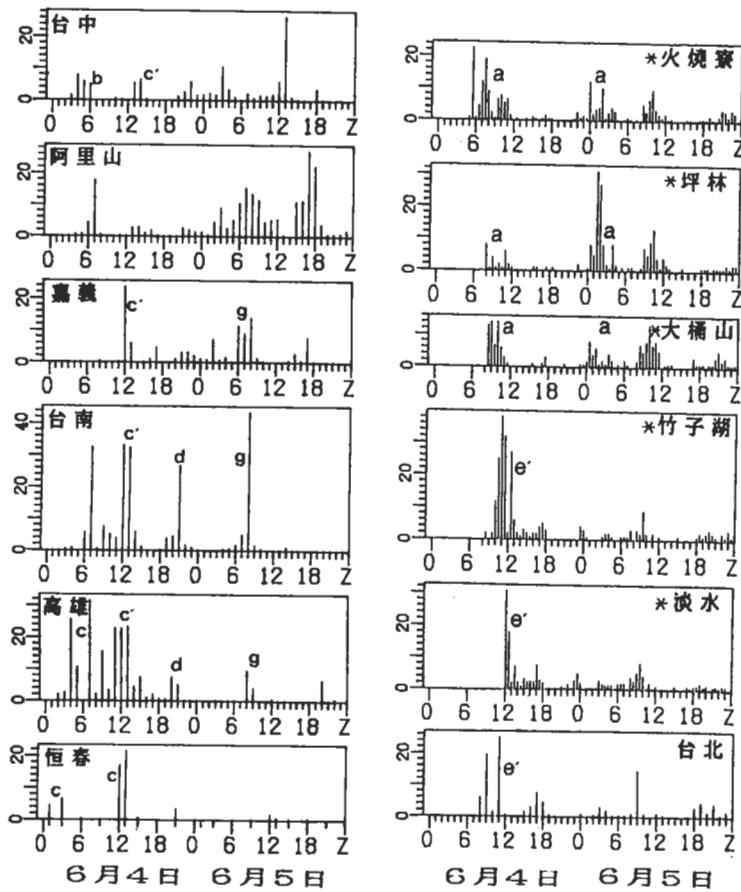


圖 1 6月4日00Z到6月5日24Z 台灣各主要測站的時雨量圖。其中火燒寮、坪林、大桶山、竹子湖、淡水等5個測站是半小時雨量。恆春一天只觀測10次，但仍為時雨量。圖中標示的 a、b、c……代表導致降雨的對流系統（參考圖 2）。

位於台灣東北角的雲系 a 造成東北部山區多次豪雨（如火燒寮、坪林、大桶山等）。淡水、竹子湖附近的豪雨可能是另一個系統 e' 所引起的。一般而言，這種中、小尺度的對流系統其生命期都只有幾小時，且常隨中低層的環境風場移動，但這個系統 a 從 04 / 06 z 即已經存在，持續到 04 / 18 z 減弱以後，到 05 / 03 z 又重新發展，而且一直侷限在同一地區。此時鋒面已經過台灣北部，但仍未遠離，根據板橋探空資料（圖 7）顯示，從 6 月 4 日 12 z 到 6 月 5 日 06 z 北部地區的中低層大氣都呈現條件不穩定，飽和相當位溫 θ^* 隨高度減少，

且馬公測站的低層有顯著的西南風（圖 8）。所以北部地區的雲系可能是暖區西南氣流受鋒面及地形的抬升而產生的對流系統。04 / 06 z 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（圖 2）。此時（04 / 12 z）在台灣海峽北部也產生兩個小雲胞編號 e'，4 小時後 04 / 16 z 發展成較大的系統。乍看之下，04 / 16 z 的 e' 似乎是從 4 小時前（04 / 12 z）位於福建海邊的系統 e 移過來的，但是配合淡水及竹子湖測站的時雨量（圖 1），我們發現，04 / 12 z 之前該兩測站已有很強烈的豪雨發生，可見此時位於淡水附近的小

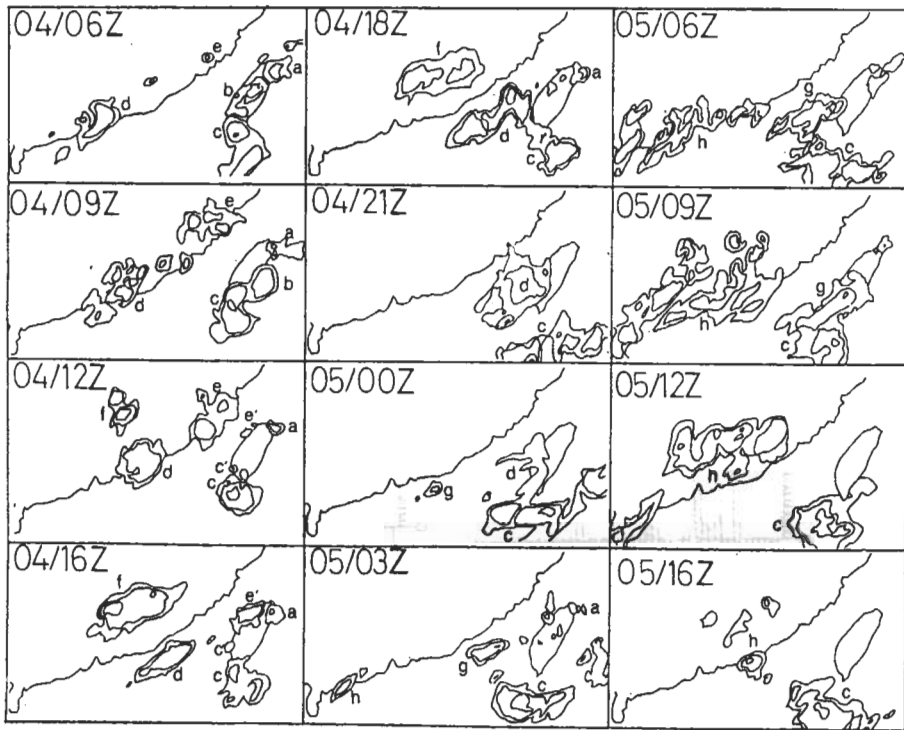


圖 2 從紅外線衛星雲圖上描繪下來的雲頂等溫線圖，最外面的等溫線約等於 -32°C ，向內依次為 -52°C 、 -72°C 。主要的對流系統以 a、b、c……標示，以方便文中說明。

雲胞 e' 正處於對流旺盛的成熟期，而且是屬於中、小尺度的對流系統。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。但是，04/06z 之後的台北、淡水地區的降水量不大（圖 1），顯示這個系統已達消散期。04/06z 時位於台灣中部山區的系統 b 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，部分雲系與南部的系統 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，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、台中也有降雨。但是從 12z 到 16z 的雲圖中，除了緊鄰系統 c 北方的小雲胞 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。

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），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，到了 05/03z，系統 d 幾乎完全消散掉，但系統 c 仍繼續成長，這可能是由於 d 的消散而助長 c 的發展。

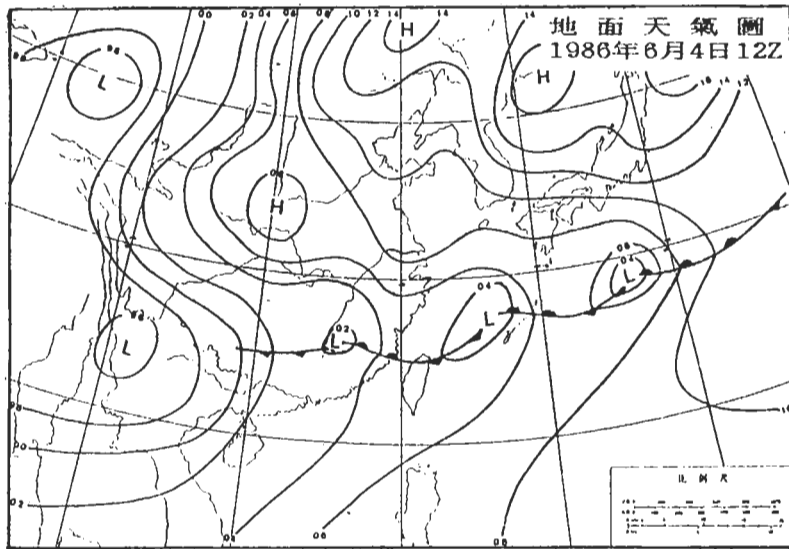


圖3 1986年6月4日12Z地面天氣圖(摘自喬等1987)。

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，然後系統c又繼續成長。

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'都很小，水平尺度約數10公里，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因為西南氣流受鋒面與地形的抬升作用所引起的。

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恆春附近。由於此系統c大部份時間都是位於巴士海峽的海面上，而此區域又缺乏足夠的觀測資料，所以很難對此系統作詳細的探討。但是從前面的分析我們發現，每當鄰近的對流系統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的發展時，發現低層水汽輻合及鄰近積雲之外流邊界扮演重要的角色；紀和陳(1986)分析1981年5月28日的個案時亦有類似的發現。

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

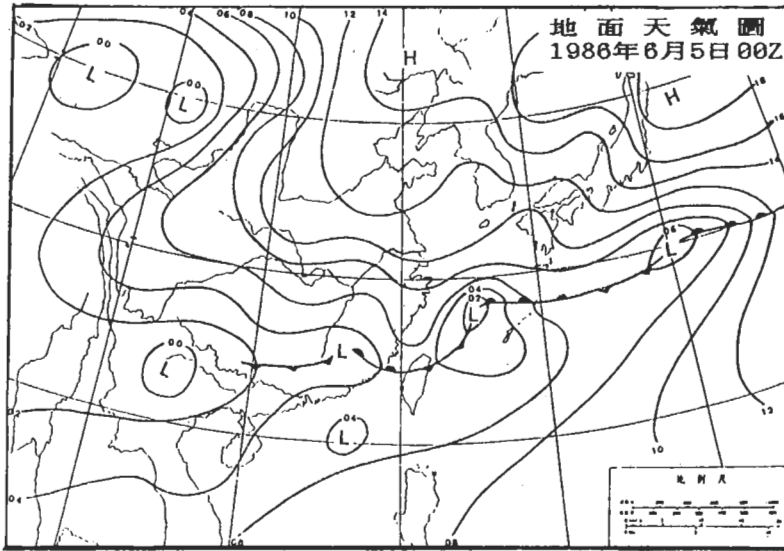


圖4 1986年6月5日00Z 地面天氣圖(摘自喬等1987)。

上的低壓中心所伴隨的冷鋒於6月4日12z通過台灣北部，隨後在台灣地區滯留(圖3)，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內850 mb與200 mb的輻散場，代表對流系統發展時的動力條件。並以850 mb相當位溫(θ_e)與500 mb飽和相當位溫(θ_e^*)的差值($\theta_e.850 - \theta_e^*.500$)為代表環境大氣的穩定度，當 $(\theta_e.850 - \theta_e^*.500) > 0$ 表示對流不穩定。再配合地面水汽混合比的分佈狀況，以探討中尺度對流系統發展過程的環境條件。

圖5是850 mb的輻散場，代表低層大氣的動力條件。圖中實線表示輻散區，虛線則為輻合區，點區表示 $(\theta_e.850 - \theta_e^*.500) > 0$ 的不穩定區，當時主要對流系統的大略位置以陰影區顯示之。在圖5a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，其所在位置正是低層輻合區，同時也是在不穩定區內。再參考圖6a，同一時間的200 mb輻散場與地面水汽分佈(點區代表混合比大於18 g/kg的區域)，發現地面有足夠的水汽含量，高層也有適當的輻散場配合。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 Simpon (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)。在04/12z以後，這兩個系統(即圖2中的d、f)確實有顯著的成長。

到了05/00z江西、湖南一帶的對流系統f已在原地消散，廣東沿海的系統d則東移到台灣附近消散(參考圖2)。分析當時的環境條件，圖5b顯示在05/00z時，只有廣東、福建交界之沿海地區有一個輻合區與不穩定帶，顯然比較有利於對流系統的產生，並提供另一個新生對流系統g的發展環境。此時地面的水汽及200 mb的輻散區(圖6b)都有利於這個系統繼續成長，所以此系統g發展到05/09z，東移到台灣附近造成台南地區的豪雨，然後消散。

參考圖5c與圖6c，可以發現此時(05/12z)華南地區的低層輻合與高層輻散的強度都明顯增強，範圍也擴大許多。發生在該區內的對流系統h的水平尺度也比其他幾個對流系統大。但其所在

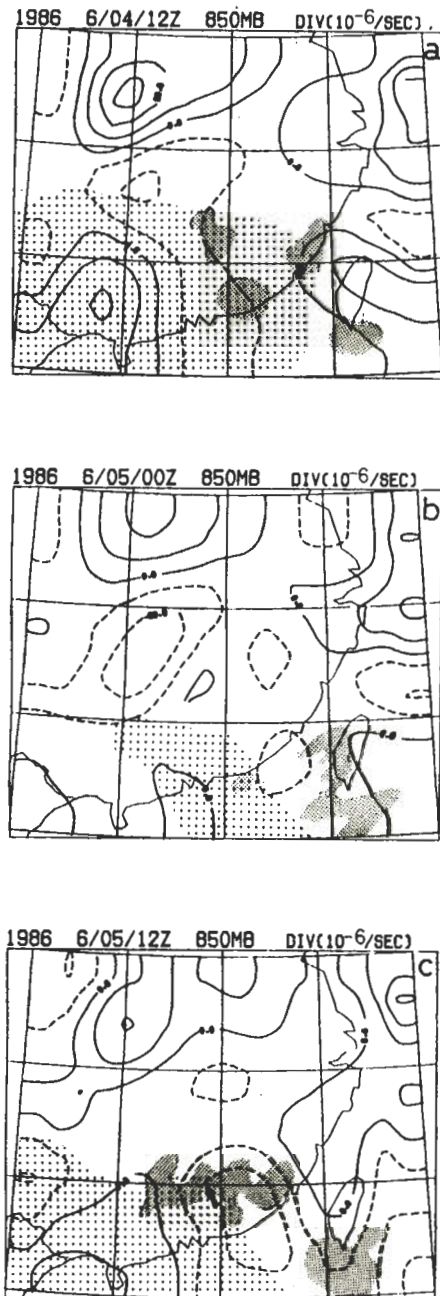


圖 5 850mb 的輻散場，實（虛）線代表輻散（輻合）區，點區代表 $(\theta_{.850} - \theta_{.500}^*) > 0$ 的不穩定區。陰影區為當時主要對流系統的大略位置。時間依序為(a) 6月4日 12Z、(b) 6月5日 00Z、(c) 6月5日 12Z。

區域的熱力條件不甚理想，所以這個系統到了 05/16z 就已經消散掉了。

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（即低層輻合與高層輻散），及足夠的熱力條件（即 $\theta_{.850} - \theta_{.500}^* > 0$ ），與地面豐富的水汽（混合比大於 18 g/kg ），足以支持許多對流系統在該區生成。至於台灣地區的環境條件，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低層輻散（或弱輻合）區與高層輻合（或弱輻散）區，熱力條件也不如華南地區有利。但是在這段期間，台灣各地曾有多次豪雨發生（參考圖 1）。可見，僅從環境條件的分析，尚不足以有效說明台灣地區豪雨發生的原因。而且台灣附近海面上的觀測資料稀少，多少會影響客觀分析結果的可信度。因此，我們將進一步分析台灣地區主要測站的探空資料，以探討台灣地區豪雨發生時的區域特性。

五、台灣地區的局部特性

從第三節的分析結果，我們知道，台灣北部地區的豪雨，主要是因為西南氣流受鋒面與地形的抬升作用所引起的。而南部地區的豪雨系統大部份是從廣東沿海移到台灣南部所產生的。中部地區除了山區以外看不出有特別顯著的對流性降水。

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 與飽和相當位溫 θ^* ，粗虛線代表水汽混合比 q ，細實線代表風向，細虛線代表風速。圖 7 a 顯示，04/12z 的北部地區有顯著的條件性不穩定存在（ $\partial \theta^* / \partial z < 0$ ），且低層也有足夠的水汽，其水汽混合比約 19.0 g/kg 所以，只要低層有適度的舉升作用就可以使被舉升的 θ 大於週圍環境的 θ^* 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持續輸送。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

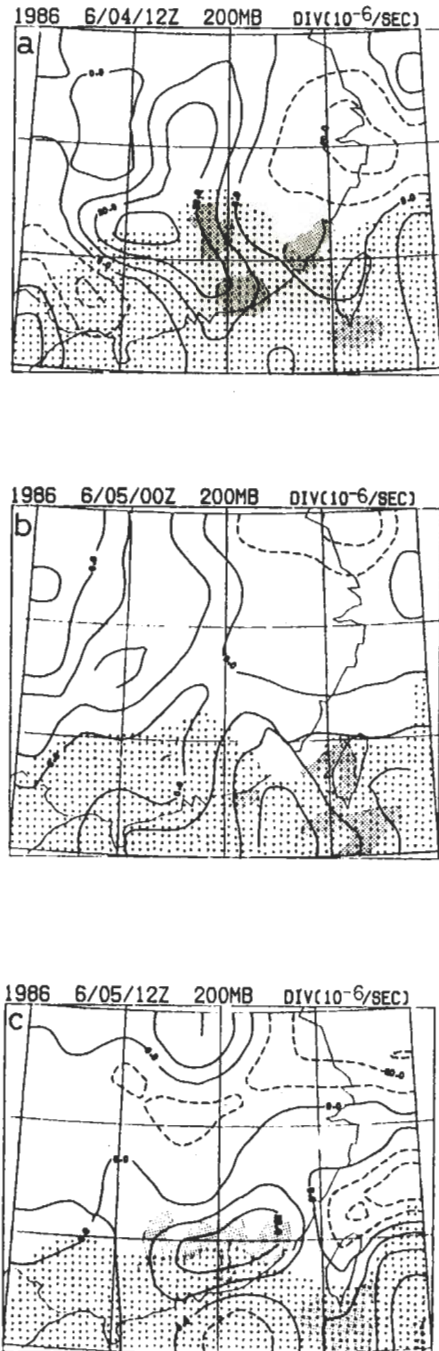


圖 6 200 mb 的輻散場，實（虛）線代表輻散（輻合）區，點區代表地面水汽混合比大於 18 g/kg 的區域，其他同圖 5。

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（參考圖 7 b、c），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，這些豪雨系統的尺度都很小，生命期約 3~4 小時，每 3 小時一次的衛星雲圖上很難追蹤得到。參考圖 7 c 的垂直風切顯示，2 公里以下的風向隨高度逆轉，意味着冷平流的存在，2 公里到 5 公里的中層剛好相反，有暖平流。所以，到了 05/12z（圖 7 d）大氣明顯的穩定化（圖 7 e），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 8 a）的 θ_e 與 θ_e^* 顯示該測站具有足夠的不穩定性，低層有豐富的水汽（ $q_v > 20 \text{ g/kg}$ ）及穩定的西南氣流，所以在嘉義地區有豪雨發生。到了 05/00z 以後（圖 8, b、c、d）的資料顯示大氣一直維持條件性不穩定，但低層的水汽略有減少，且 θ_e 太小。所以台中地區雖有降雨，但雨都沒有很大。而中部山區（如阿里山）因為暖濕西南氣流受地形的抬升作用，所以有很多局部性的豪雨發生，阿里山在 6 月 5 日及 6 日兩天的日雨量都超過 100 mm。

南部地區的東港測站（圖 9），由於大部份時間都在雲區籠罩下，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。再加上豐富的水汽及華南沿海對流系統的移入，在台南、高雄一帶造成多次豪雨，6 月 4 日的日雨量分別達到 142.2 與 186.6 mm。

六、結論

綜合以上的分析，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。從本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高層輻散，且位於不穩定大氣中，所以 MCS 大多發生在這個地區。但是只分析環境條件尚不足以說明台灣地區局部性豪雨的發生原因

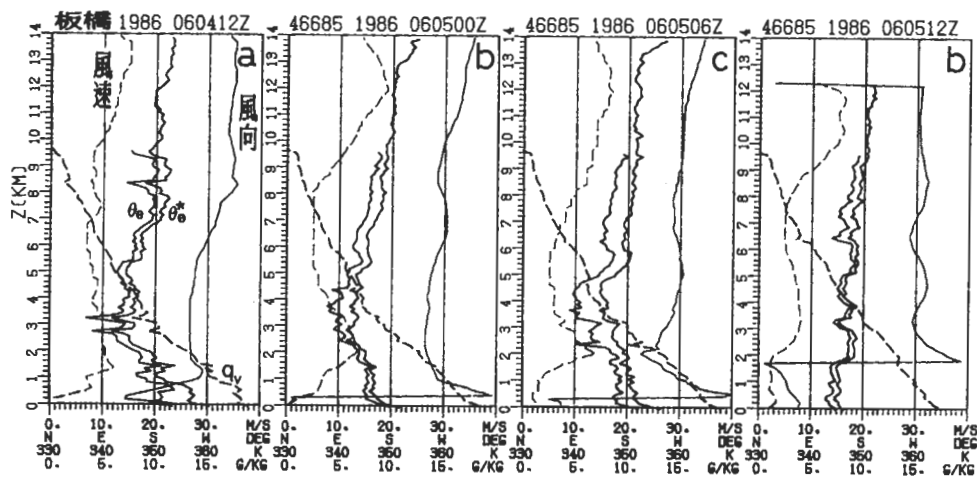


圖 7 板橋測站的探空資料(每 100 ~ 200 公尺一個觀測資料)，相鄰兩粗實線表 θ_e 與 θ_s^* ，粗虛線代表水汽混合比 q_v ，細實線表風向，細虛線表風速。時間依序為(a) 04 / 12z，(b) 05 / 00z，(c) 05 / 06z，(d) 05 / 12z。

，有必要進一步分析台灣地區的局部條件。

分析台灣地區局部性豪雨發生的原因時我們發現，雖然 6 月 4 日、5 日台灣北部及南部都有發生豪雨，但是其發生原因卻不盡相同。北部地區的豪雨主要是因為西南氣流受地形及鋒面的抬升作用而引發的對流性降水。南部地區的豪雨，有些是由當

地產生的對流系統引起的，有些是由發生在華南沿海的對流系統東移到台灣後所引發的。

在本個案中產生豪雨的主要對流系統大部分是在當地生成、發展、消散，如淡水、竹子湖附近的系統 e' 及高雄、台南地區的 c'。他們的生命期只有 3 ~ 4 小時，水平尺度也很小，屬於 meso - β

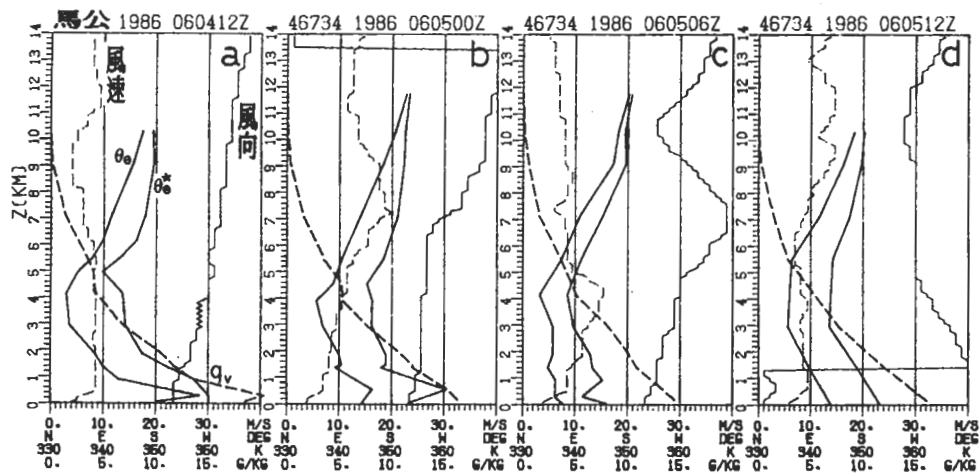


圖 8 馬公測站的探空資料(只有標準層與特性層資料)，其他同圖 7。

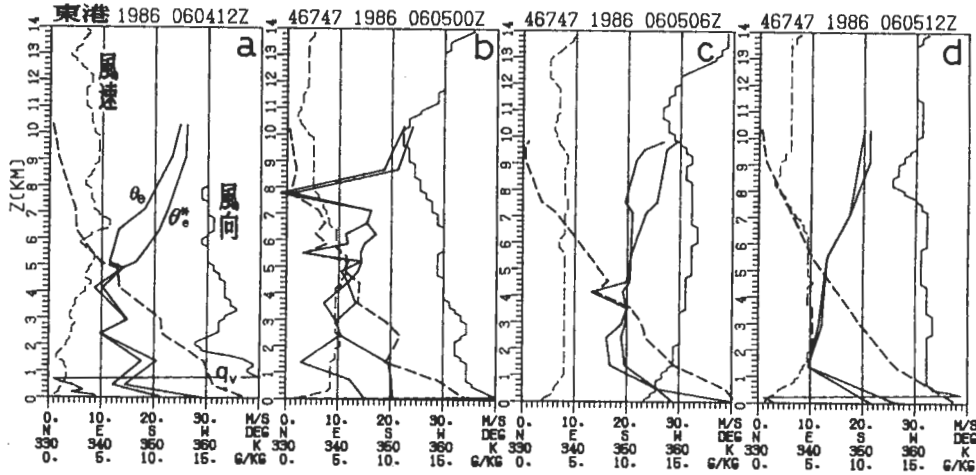


圖9 東港測站的探空資料，其他同圖8。

以下的尺度，但產生的降雨都很強烈。像這一類型的豪雨系統從發生到結束只有幾小時，以目前3小時的衛星資料很難追蹤得到，必須配合雷達及密集觀測資料，並建立即時預報系統方能有效掌握。

誌謝

本研究承蒙國家科學委員會 (NSC 77-0202-MO 52-02) 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「TAM-EX」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。

參考文獻

- 吳宗堯與王時鼎，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 NSC 75-0414-PO 52-05。
- 陳景森、丘台光與王時鼎，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、林雨我與陳景森，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。
- 洪秀雄與柳再明，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，16.2，239-266。
- 紀水上與陳泰然，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.*, 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. Atmo. Sci.*, 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

(manuscript received May 20, 1988; in final form June 15, 1988)

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, upper-level divergence 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.

Key word: MCC.