

## 梅雨季中尺度對流系統之數值模擬

林得恩<sup>1,2</sup> 周仲島<sup>1</sup>

1 台灣大學 大氣科學系 2 空軍氣象聯隊

### 摘 要

利用 NCAR / Penn State 發展之 MM5 模式，初始資料採用 EC 0.5°x0.5° 全球模式的分析場做初始場，再輸入觀測資料（包括傳統與非傳統資料），重新做客觀分析，針對發生於 1998 年梅雨期豪雨實驗(1998 Mei-Yu Experiment, MYEX98)之 IOP4 個案進行數值模擬，以增進對伴隨梅雨鋒面之組織性中尺度對流系統的中尺度環流特徵與激發機制的瞭解與認識。

綜觀分析結果顯示個案中整個南海地區均屬於高相當位溫區，提供有利於中尺度對流系統發展之不穩定環境。中對流層槽的移入及高對流層輻散分流效應是本個案中尺度對流系統發展的有利條件。數值模擬結果則顯示南海北部低層風場的不均勻分佈，所提供局部風速輻合或風向輻合，是激發中尺度對流系統的主要動力機制。

### 一、前 言

梅雨鋒面是一個綜觀尺度的現象，但造成豪大雨的主要天氣系統卻是中尺度對流系統(Chen, 1992)。從過去有關梅雨季的觀測研究(Matsumoto, 1972; 陳, 1979; Tao and Chen, 1987; Jou and Deng, 1992)和數值模擬實驗(Ninomiya, 1980; Kuo and Anthes, 1982; Chou, 1986)結果均顯示造成劇烈降水之連續性對流系統與低對流層鋒面南側出現低層噴流有密切的相關；因此，欲研究梅雨期間導致豪、大雨現象的中尺度對流系統特徵時，對於低層噴流形成的機制絕對有必要加以澄清。

從過去對低層噴流的研究來看低層噴流形成的機制可以概分為以下數類。第一類是邊界層擾動所造成：在美國中西部地區低對流層多出現在 900hPa 以下最常發生的低層噴流，在行星邊界層裡具有很強的垂直風切及明顯的日夜變化(Blackadar, 1957)。通常在清晨時刻，風速達到最強，而在中午過後強度逐漸減

弱，此類低層噴流生成的機制與邊界層擾動關係密切，經由摩擦層厚度上的改變，慣性振盪加強主環流的南風，低層強風速帶儼然而生(Bonner et al., 1968)。

第二類是積雲尺度的對流運動垂直傳送動量：由於低層之強烈輻合，造成積雲對流，將高層高動量往下傳送，使得高層風速減少(成為次地轉風)，而增加低層風速(成為超地轉風)；在地轉調整的過程中，產生了垂直次環流，透過對流運動垂直傳送將高層水平高動量往下傳送至低對流層，形成低層噴流(Matsumoto and Ninomiya, 1971; Matsumoto, 1972; Ninomiya and Akiyama, 1974)。此類低層噴流，上升運動區多在其北邊，下降運動則多發生在其右邊，伴隨低層噴流的垂直次環流，其上升運動的分支可以進一步引發中尺度對流系統。

第三類是高層噴流之出區透過動量與質量的調整過程：Uccellini and Johnson (1979)認為高層噴流之出區透過動量與質量調整，產生北方冷空氣上升運動，南方暖空氣下沉運動之熱力間接環

流，下層因等變壓風之生成，加速低層風速，促使低層噴流發展。此類的低層噴流屬於在等變壓風作用下的非地轉運動產物，它可以將暖、濕空氣北帶到上升運動區，形成劇烈天氣發展之有利環境，並使高、低層噴流之交角幾近於正交；此與 Akiyama (1975) 強調梅雨鋒面上豪雨發生時，其南側的低層噴流流入鋒面區，造成水平水氣通量的強烈輻合以及 Chen et al. (1994) 認為梅雨鋒面南側的低層噴流是暖、濕空氣的輸送帶，也是促使豪雨發生的重要因子有異曲同工之妙。

第四類是垂直環流與非熱力風的正反饋作用：Chen (Q., 1982) 研究高層噴流入區直接垂直環流的不穩定度時發現，高層噴流入區與出區的垂直環流是因沿噴流方向氣流的平流作用所造成熱力風不平衡，再由調整過程在出區形成間接環流，在入區形成直接環流。在條件不穩定與幾近飽和的大氣中，由於垂直環流與非熱力風間的正反饋作用下，會產生慣性重力波之不穩定，進而加強對流運動，促使低層噴流發展。此類低層噴流一旦形成，對中尺度對流系統生成常扮演提供舉升機制的重要角色。

第五類氣壓下降造成的等變壓風作用：Lin and Liao (1984) 指出低層噴流伴隨溫帶氣旋的發展，透過氣壓下降所造成的等變壓風作用是激發低層噴流生成的一個重要機制。此與 Chen et al. (1994) 分析 TAMEX IOP5 個案低層噴流形成原因，認為個案中梅雨鋒面為典型之斜壓波發展，利用等變壓風明顯指向低壓的分析結果，提出等變壓風造成在槽前西南氣流，形成所謂的低層噴流結果，前後相互輝映。

第六類是高層輻散過程導致：Chen and Li (1995) 研究 1987 年 5 月的個案，發現高對流層槽線的經過可產生一高層的水平變形場，其所導致的高層鋒生機制會幫助低對流層的增暖，連同低對流層風場與溼度場上的改變，透過低層更強的西南風攜帶豐沛的水汽，也維持了低層擾動的持續發展。

第七類是氣壓場上的變化造成：蒲和陳(1986)認為華南地區低層噴流的形成主要是由於四川及雲貴低壓生成發展與太平洋高壓的西伸，透過地轉調整的過程，使得西南風增強的綜觀強迫緣故；而東海高壓迅速移動，迫使氣壓梯度增加也是另一種可能形成機制。

第八類高低層噴流的垂直耦合：Tsay and Kau (1989) 合成分析 1979 年台灣梅雨個案發現高、低層噴流耦合時，在高層噴流區處有一直接環流，在低層噴流處有一間接環流；低層噴流之上有往南之非地轉分量，之下有往北之非地轉分量；整個低層噴流軸及其北方皆屬於上升運動區，空氣秉性暖且濕；低層噴流的南方則為下降運動區，空氣轉為乾冷；林和蔡(1989)也呼應跨越等壓線的地轉風偏差是華南地區低層噴流生成與維持最主要的貢獻。

第九類科氏效應使得低層氣流加速：Chou et al. (1990) 利用二維數值模式模擬低層噴流，認為由於對流潛熱釋放引發垂直次環流在低對流層分支間北移動時之科氏效應對低層氣流加速，在強對流區之南方形成低層噴流。在此類低層噴流由深積雲對流對次環流之維持相當重要，對稱不穩定是使得深對流組織起來的重要機制。此與 Chen (S. J.) et al. (1998)、Chen (C.) et al. (1998) 與林 (1999) 發現一旦對流系統產生，經由潛熱釋放效應，增溫大氣，使得低層氣壓下降，加強低層風場的輻合及氣旋式渦度，一方面回饋對流本身，另一方面透過科氏加速作用，形成並加強低層噴流，建立所謂的「正反饋」過程，模擬結果過程相似。

第十類是大尺度穩定層狀雲之潛熱加熱效應：Hsu and Sun (1993) 研究 TAMEX IOP-2 個案 5 月 16-17 日的低層噴流形成原因，強調穩定層雲扮演的角色，利用沒有積雲潛熱加熱實驗與同時考慮積雲效應與大尺度穩定降水層狀雲效應實驗結果發現，大尺度穩定降水層狀雲之潛熱加熱效應是低層噴流形成之主要作用力。

然而過去我們對台灣南部導致豪雨發生的環境條件及激發機制的認知還是相當有限。為了彌補傳統作業上觀測工具時、空解析度不足的現象，本研究嘗試從數值模擬的觀點出發，針對個案探討當梅雨鋒面系統南下與熱帶伴隨季風擾動之西南氣流的交互作用及其導致豪雨發生的物理過程。

## 二、 綜觀分析：

### 1. 個案中對流系統在衛星雲圖上的表現

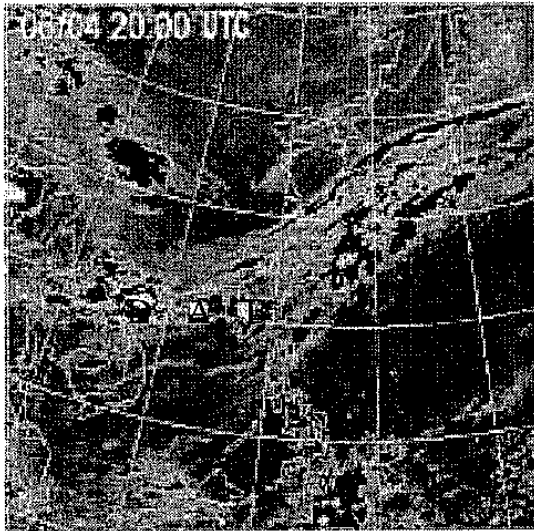


圖 1、1998 年 6 月 4 日 12Z GMS 紅外線色調強化衛星雲圖

本研究以 $-32^{\circ}\text{C}$ 到 $-52^{\circ}\text{C}$ 雲系面積，來分析中尺度對流系統隨後的分佈及演變。主要對流系統由海南島至台灣之間由 D、A、B 三個對流雲簇所組成。

### 2. 綜觀環境特徵

圖文中的「低層噴流」定義是在 3 公里以下，風速達 12.5m/s 或以上的風。圖中顯示：6 月 4 日 12Z 地面鋒在台灣附近滯留，850hPa 面上的風切線南移至華南地區。700hPa 面上的強風勢力向東北延伸至日本南部外海，500hPa 面上的短波槽此時位於大東南沿海附近，200hPa 面上噴流位置偏北。

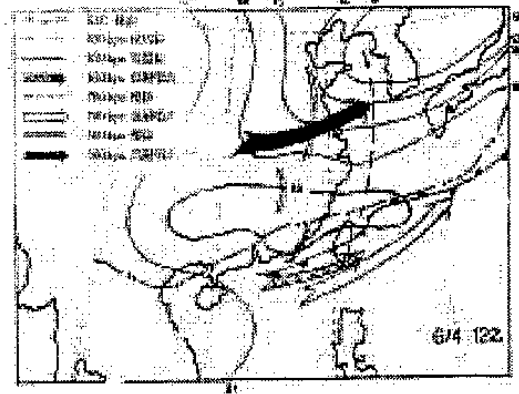


圖 2、1998. 6. 4 12Z 概念模式圖

## 三、 模式實驗設計與模式初始場分析：

### 1. 模式實驗設計

模式網格設計為三層巢狀網格，網格中心點位於  $25^{\circ}\text{N}$ ， $110^{\circ}\text{E}$  (如圖 3)，網格間距分別為 45、15、5 公里，格點數分別為  $75 \times 96$ 、 $91 \times 109$  及  $112 \times 121$  點。垂直方向共有 23 層，積分時間間距為 120 秒。

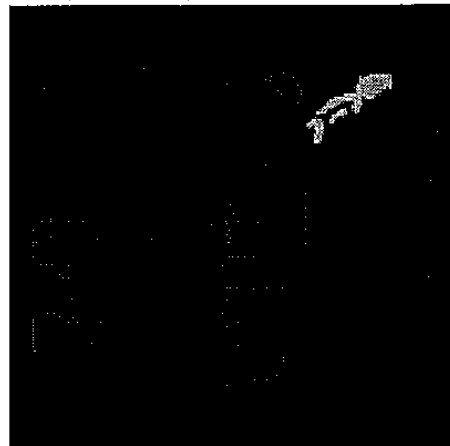


圖 3、模式積分網格設計

採用 ECMWF  $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$  解析度的全球分析場做為模式的初始場及邊界條件，模擬包括所有的物理過程，積雲參數化採用 Grell scheme (Grell 1993)；邊界層上則採用高解析度 Blackadar scheme (Blackadar 1979)；及雲物理參數化用 Reisner graupel scheme (Reisner et al. 1998)。模式積分起始時間為 1998 年 6 月 4 日 00Z，積分時間長度為 36 小時。

## 2. 模式初始場分析

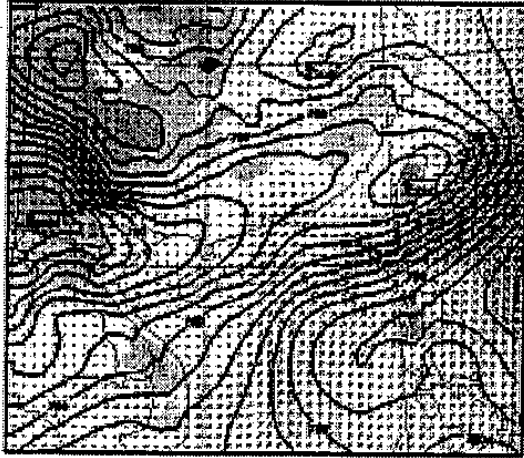


圖 4、6月4日 12Z 925hPa 面上高度場及風場的表現

風切帶位於華南地區，勢力範圍向西南伸展可達越南、寮國附近，這時華南地區偏北風的分量與南海地區西南風分量所形成的輻合帶相當顯著。大風速帶主要分佈在本省南部外海向東北延伸至日本附近的海域上（圖中斜影區域代表風大於  $10\text{ms}^{-1}$  的範圍）。

## 四、模擬結果：

個案中的對流活動發生在南中國海延時超過 24 小時，這種如波狀、有組織性的對流系統彼此以間距 400-500 公里呈串列分佈，而當這些對流系統移近台灣地區附近時，並導致本省南、高、屏地區豪、大雨現象。特別在 4 日 18Z，當 B 雲簇東移近本省附近時，造成南部地區發生豪、大雨現象，單日降雨量就超過 300 公釐以上。

圖 5 是模式 15 公里解析度 12-18 小時的累積降雨量，圖中  $D_1$ 、 $A_1$ 、 $B_1$  分別代表模式模擬主要降水區所在位置，而點虛線代表實際雲圖中的對流雲簇雲頂溫度  $-52^\circ\text{C}$  所在範圍，以 D、A、B 標示。模式模擬結果顯示  $A_1$ 、 $B_1$  雲簇的位置比實際降水區要來得偏北（在  $20^\circ\text{N}$  以北）， $D_1$  雲簇位置又偏西且強度偏弱。而台灣東北方伴隨低壓系統的層狀降水區，模式亦能適當

地呈現出來。整體來說，模式對於整個綜觀尺度的降水系統已具有相當程度的掌握；特別是對流系統分佈的型態與強度演變。

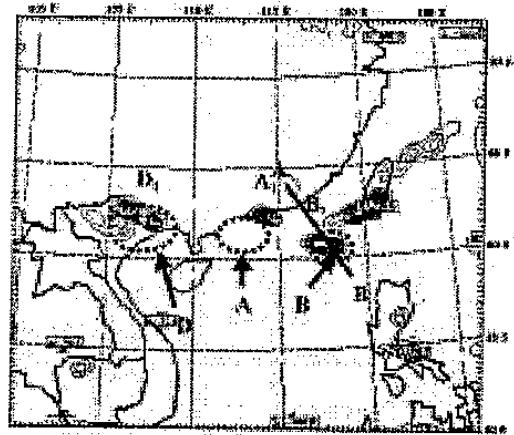


圖 5、模式 15 公里解析度 12-18 小時的累積降雨量

圖 6 風場分析顯示模式模擬主要降水區域的南側附近均屬相對極大值，風大、水平尺度範圍大（數百公里）且多為來自洋面上的南風或西南風；對於隨後對流的發展所需的水汽供輸扮演重要的角色。另

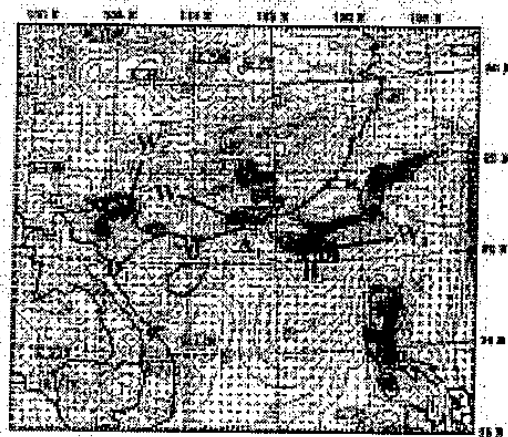


圖 6、模式 15 公里解析度積分 12 小時 850hPa 風場表現

一個現象就是這幾個風速相對極大值，在前 6 小時（即模式積分 6 小時，圖未示）並沒有發生。強風在此階段（積分六至十二小時）建立起來，所伴隨的組織性、持續性的顯著降水現象。南海北部低層風場的不均勻分佈，提供局部風速輻合或風向

輻合，可能是激發個案之中尺度對流系統的重要動力機制。

## 五、結 論：

利用 NCAR / Penn State 發展之 MMS 模式，針對去(1998)年梅雨期豪雨實驗(MYEX98)發生在台灣海峽南部地區並造成本省南、高、屏地區豪大雨之 IOP4 個案進行數值模擬。個案中對流活動發生在南中國海延時超過二十四小時，當這些對流系統移近台灣地區附近時，導致局部地區豪、大雨現象，台灣南部的日降雨量就超過 300mm；而其梅雨鋒面南側有顯著西南氣流，鋒面系統在台灣海峽南側滯留，波狀組織性之中尺度對流系統在此鋒面帶前緣持續生成、發展；而隨後伴隨梅雨鋒面之中尺度對流系統的發展與西南氣流的位置及強度變化密切相關。

個案中整個南海地區均屬於高相當位溫區，提供有利於中尺度對流系統發展之不穩定環境。中對流層槽的移入及高對流層輻散分流效應是本個案中尺度對流系統發展的有利條件。數值模擬結果顯示南海北部低層風場的不均勻分佈，所提供局部風速輻合或風向輻合，是激發中尺度對流系統的主要動力機制。

而在海面上或邊界層風場的結構特徵掌握，對於特別是發生在洋面上的個案數值模擬來說，就更突顯其重要性。個案中模擬的低層噴流具非地轉性，直接跨越等高線，將能量直接往對流雲簇內輸送，有利於對流系統隨後的發展。

## 參考文獻：

- Akiyama, T. 1975 : Southerly transversal moisture flux into the extremely heavy rainfall zone in the Baiu Season. *J. Meteor. Soc. Japan.*, 62, 485-504.
- Blackadar, A. K., 1957 : Boundary layer wind maxima and their significance for the growth of nocturnal inversions, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 38, 283-290.
- Bonner, W. D., 1968 : Climatology of the low-level jet, *ibid.*, 96, 833-850.
- Bonner, W. D., S. Esbensen and R. Greenberg, 1968 : Kinematics of the low level jet. *J. Appl. Meteor.*, 7, 339-347.
- Chen, C., W.-K. Tao., P. -L. Lin., S. L. George., S. -F. Tseng and T. -C. Chen Wang, 1998: The intensification of the low-level jet during the development of mesoscale convective systems on a Mei-Yu front. *Mon. Wea. Rev.*, 126, 349-371.
- Chen, G. T. J., 1992 : Mesoscale features observed in the Taiwan Mei -Yu season. *J. Meteor. Soc. Japan.*, 70, 497-515.
- Chen, G. T. J., 1994 : Large-scale circulations associated with the east Asian summer monsoon and the Mei-Yu over south China and Taiwan. *J. Meteor. Soc. Japan*, 72, 959-983.
- Chen, Q., 1982 : The instability of the gravity-inertia wave and its relation to low-level jet and heavy rainfall. *J. Meteor. Soc. Japan*, 60, 1041-1057.
- Chen, S. J., Y. H. Kuo, W. Wang, Z. Y. Tao, and B. Cui, 1998 : A modeling Case Study of heavy rainstorms along the Mei-Yu front. *Mon. Wea. Rev.*, 126, 2330-2351.
- Chen, Y. L., and J. Li., 1995: Large-scale conditions favorable for the development of heavy rainfall during TAMEX IOP3. *Mon. Wea. Rev.*, 123, 2978-3002.
- Chen, Y. L., X. A. Chen and Y. X. Zhang, 1994 : A diagnostic study of the low-level jet during TAMEX

- IOP5. *Mon. Wea. Rev.*, 122, 2257-2284.
- Chou, L. C., 1986 : An numerical simulation of the Mei-Yu front and the associated low-level Jet. Ph. D. Thesis, Naval Postgraduate School, Monterey, Ca., 160pp
- Chou, L., C.-P. Chang, and R. T. Williams, 1990 : A numerical Simulation of the Mei-Yu front and the associated low-level jet. *Mon. Wea. Rev.*, 118, 1408-1428.
- Hsu, W.-R., and W.-Y. Sun, 1993 : A numerical study of a low-level jet and its accompanying secondary circulation in a Mei-Yu system. *Mon. Wea. Rev.*, 112, 324-340.
- Jou, B. J.-D., and S.-M. Deng, 1992 : Structure of a low-level jet and its role in triggering and organizing moist convection over Taiwan : A TAMEX case study. *TAO*, 3, 39-58.
- Kuo, Y. H., and R. A. Anthes, 1982 : Numerical Simulation of a Mei-Yu system over Southeastern Asia, *Papers Meteor. Res.*, 5, 15-36.
- Lin, P. L., and S. Y. Liao, 1984 : On the coexistence of the extratropical cyclone and the low-level jet in the vicinity of Taiwan. *Bull, Geophy.*, 26, 157-186.
- Matsumoto, S., and K. Ninomiya, 1971 : On the mesoscale and mediumscale structure of a cold front and relevant vertical circulation. *J. Meteor. Soc., Japan*, 49, Special Issue, 648-662.
- Matsumoto, S., 1972 : Unbalanced low-level jet and solenoidal circulation associated with heavy rainfalls, *J. Meteor. Soc., Japan*, 50, 194-203.
- Ninomiya K., and T. Akiyama, 1974 : Band structure of mesoscale clusters associated with low-level jet stream, *J. Meteor. Soc., Japan*, 52, 300-313.
- Ninomiya, K., 1980 : Enhancement of Asia Subtropical front due to thermodynamic effect of cumulus convections. *J. Meteor. Soc., Japan*, 58, 1-15.
- Tao, S., and L. Chen, 1987 : A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China. Monsoon Meteorology, C. P. Chang and T. N. Krishnamurti, Eds., Oxford University Press, 60-92.
- Tsay, C. Y., and W. S. Kau, 1989 : The Coupling of upper-level and low-level jet streaks during Taiwan heavy rainfall period in Mei-Yu season. *Papers Meteor. Res.*, 12, 1, 17-31.
- Uccellini, L. W., and D. R. Johnson, 1979 : The coupling of upper and lower tropospheric jet streams and implications for the development of severe convective storms. *Mon. Wea. Rev.*, 107, 682-703.
- 林松錦與蔡欽明, 1989 : 梅雨期間中尺度對流系統之動能收支分析, *大氣科學*, 17, 187-209.
- 林得恩, 1999 : 梅雨季中尺度對流系統與低層噴流之數值模擬, 台灣大學大氣科學系碩士論文。
- 陳正改, 1979 : 梅雨面所伴隨之低層噴射氣流和台灣地區豪雨之關係。 *大氣科學*, 6, 1, 29-37。
- 蒲金標與陳泰然, 1986 : 華南春季低層噴流之形成過程。 *第四屆全國大氣科學學術研討會論文彙編*, 國科會, 138-149.