

梅雨季中尺度對流系統與低層噴流之數值模擬

林得恩

空軍氣象聯隊

摘 要

本文利用 NCAR/Penn State 發展之 MM5 模式，採用 CWB $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 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。邊界條件則使用 CWB $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 全球模式的預報場，針對去（1998）年梅雨期豪雨實驗（1998 Mei - Yu Experiment, MYEX 98）之 IOP 4 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。

一旦對流系統產生，經由潛熱釋放增溫大氣，使低層氣壓下降，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，而低層噴流又挾帶豐沛水氣與熱量供輸給對流系統，形成所謂的「正反饋」過程。此一正反饋過程突顯了中尺度對流系統的潛熱釋放效應在低層噴流的形成與加強與中尺度低壓的發展上所扮演的重要角色。

文中所模擬的中尺度對流系統具有低層輻合、高層輻散、強上升運動、高濕度區、氣旋式渦度環流及低層伴有顯著西南大風速帶等環流結構特徵。模式具有掌握個案中主要對流雲系及伴隨鋒面之帶狀降雨區的能力。

一、前言

影響台灣地區之災變天氣，除夏季來自熱帶地區之颱風外，主要受中緯度來自大陸地區之天氣系統的影響。從降水量之季節分佈顯示，5 月中旬至 6 月中旬梅雨季經常存在一相當顯著的相對最大值（陳與吳 1978）。在此時期，伴隨梅雨鋒面之組織性中尺度對流系統常在華南地區生成後東移，導致台灣局部地區產生豪、大雨的現象，造成農業、經濟及交通建設重大災害（周 1997）。

從過去有關梅雨季中尺度對流系統的研究中，發現中尺度對流系統與低層噴流存在密切相關。Chen（1977）個案分析也發現低層噴流可快速恢復環境的潛在不穩度，並在其下游形成輻合帶，以激發中尺度對流系統的生成。在這種潛在不穩度的大氣下，中尺度對流系統的生成，低層噴流扮演提供舉升機制的重要角色（Chen 1982）。Chen and Yu（1988）由台灣地區 1965 年至 1984 年梅雨期北部發生的 35 個豪雨個案統計研究，發現低層噴流多發生在中尺度對流系統形成之前；且其位置及

強度通常又可決定有利於中尺度對流系統發展之地區(丘與廖 1984)。Jou and Deng (1992)更進一步利用雙都卜勒雷達資料分析 TAMAX IOP 13 個案,結果顯示低層西南噴流在鋒面界面上所產生的強烈輻合是對流的激發機制。Chen (C.) et al. (1998)利用 MM5 中尺度模式針對梅雨季豪大雨個案進行數值模擬,結果顯示個案中低對流層之噴流形成的主要原因是由於太平洋高壓西伸加強東西方向的氣壓梯度所造成,與東亞季風的建立息息相關。

至於梅雨期低層噴流形成的研究, Matsumoto (1972)提出積雲尺度之對流運動垂直傳送將高層水平之高動量往下傳送至低對流層,形成低層噴流之假說。Chen (1982)研究發現高層噴流入區與出區的垂直環流在條件不穩定與幾近飽和的大氣環境,對流運動加強,進而促使低層噴流發展。Lin and Liao (1984)指出低層噴流伴隨溫帶氣旋的發展,氣壓下降造成的等變壓風是激發低層噴流的一重要機制。蒲和陳(1986)認為華南地區低層噴流的形成是由於四川及雲貴低壓生成發展與太平洋高壓的西伸,透過地轉調整過程,使西南風增強之故。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,在高層噴流入區處有一直接環流,在低層噴流處有一間接環流;低層噴流之上有往南非地轉風分量,之下有往北之非地轉風分量;整個低層噴流軸及其北方皆屬於上升運動區,空氣暖且濕。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之向北移動時,柯氏效應對低層氣流加速,在強對流區之南方形成低層噴流。Chen (S.J.) et al. (1998)利用 MM5 中尺度模式進行長江梅雨季豪雨個案之數值模擬。結果發現在中尺度對流發展之後,其南方有中尺度低層噴流生成,它

的水平尺度在數百公里,最大的風速可達 20 ms^{-1} 。

然而過去有關台灣梅雨季豪大雨的研究多集中在北台灣地區,這可能因為大部分的中尺度觀測網均集中在台灣北部,例如 CKS 及五分山雷達乃至於 TAMEX 實驗觀測網的設計等,因此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目前還是相當有限。為了彌補傳統作業上觀測工具時、空解析度不足的現象,本論文利用 NCAR/Penn State 發展之第五代中尺度氣象模式(MM5),嘗試從數值模擬的觀點出發,針對去(1998)年梅雨期豪雨實驗(MYEX 98)之 IOP 4 個案進行數值模擬,除了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外;並嘗試透過模擬實驗,進一步釐清潛熱釋放效應對於低層噴流的影響。

二、綜觀分析

(一)個案中對流系統在衛星雲圖上的表現:

圖 2-1 是自 1998 年 6 月 4 日 05Z 到 6 月 5 日 08Z 每三小時一張的 GMS 紅外線色調強化衛星雲圖。由於紅外線色調強化雲圖中雲頂溫度低於 -32°C 及低於 -52°C 的雲系面積往往被視為對流強弱的依據(Maddox, 1980);因此本論文以 -32°C 到 -52°C 雲系面積,來分析中尺度對流系統隨後的分佈及演變。圖中顯示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。其中 A 雲簇 4 日 06Z 在廣東省附近開始形成,隨後發展並向東南移動, D 雲簇於 4 日 07Z 在廣西、廣東省邊界附近開始形成,到 4 日 17Z 強度達到最大,勢力範圍可達廣西、廣東兩省。B 雲簇發展最晚,於 4 日 13Z (圖未示)在南海附近生成後迅速發展,至 5 日 05Z 開始減弱,之後消散。

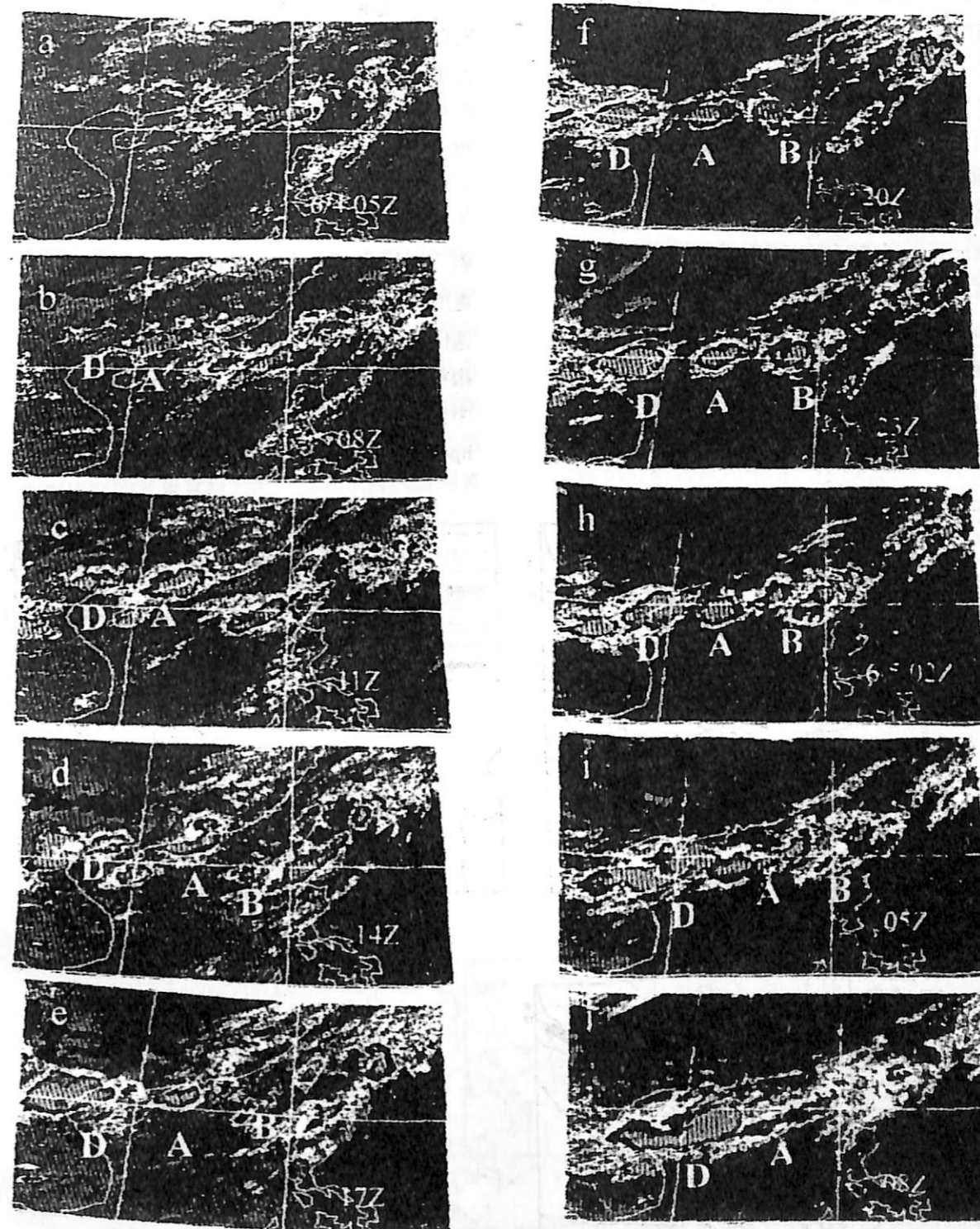


圖 2-1 1998 年 6 月 4 日 05Z 到 6 月 5 日 08Z 每 3 小時一張的 GMS IR 雲圖(其中主要對流雲簇以 D、A、B 雲簇表之)。

(二)綜觀環境特徵：

圖 2-2 是由中央氣象局提供「1998 南海季風與梅雨期豪雨實驗」的天氣圖，重新診斷分析所繪製的概念模式圖。圖文中的「低層噴流」定義是在 3 公里以下，風速達 12.5 m/s 或以上的風。由圖 2-2 (a) 可以看到：6 月 4 日 00Z 地面鋒面橫跨本省，並向西南延伸至大陸東南沿海附近。850hpa 上的風切線位於華南地區，風場變化並不顯著，海南島、南海地區溫度場的分佈屬於較高溫區。本省適位於 700hpa 面上槽線及 500hpa 面上擾動的前緣。高層 (200hpa) 的噴流條位於較高緯度 (約 30° N 以北附近)。圖 2-2 (b) 6 月 4 日 12Z 地面鋒在臺灣附近滯留。850hpa 面上的風切

線有南移趨勢，到達華南地區，而此時低層噴流在南海北部地區開始建立。若與 2-1 (c) 相對照，雲圖中對流雲簇的位置適位於 850hpa 面風切線的位置上。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 面上噴流位置仍然偏北，但由氣流線的分佈 (圖未示) 卻顯示在南海附近有顯著的輻散分流現象。由圖 2-2 (c) 顯示 6 月 5 日 00Z 地面鋒面更向南移，而 850hpa 面上風切線的位置此時適位於南海附近，低層噴流也有向東北移動的趨勢。與圖 2-1 (e) 及圖 2-1 (h) 相對照，雲圖中對流雲簇位置也有向南移動的趨勢。700 hpa 面上的強風帶勢力範圍可達本省東部外海

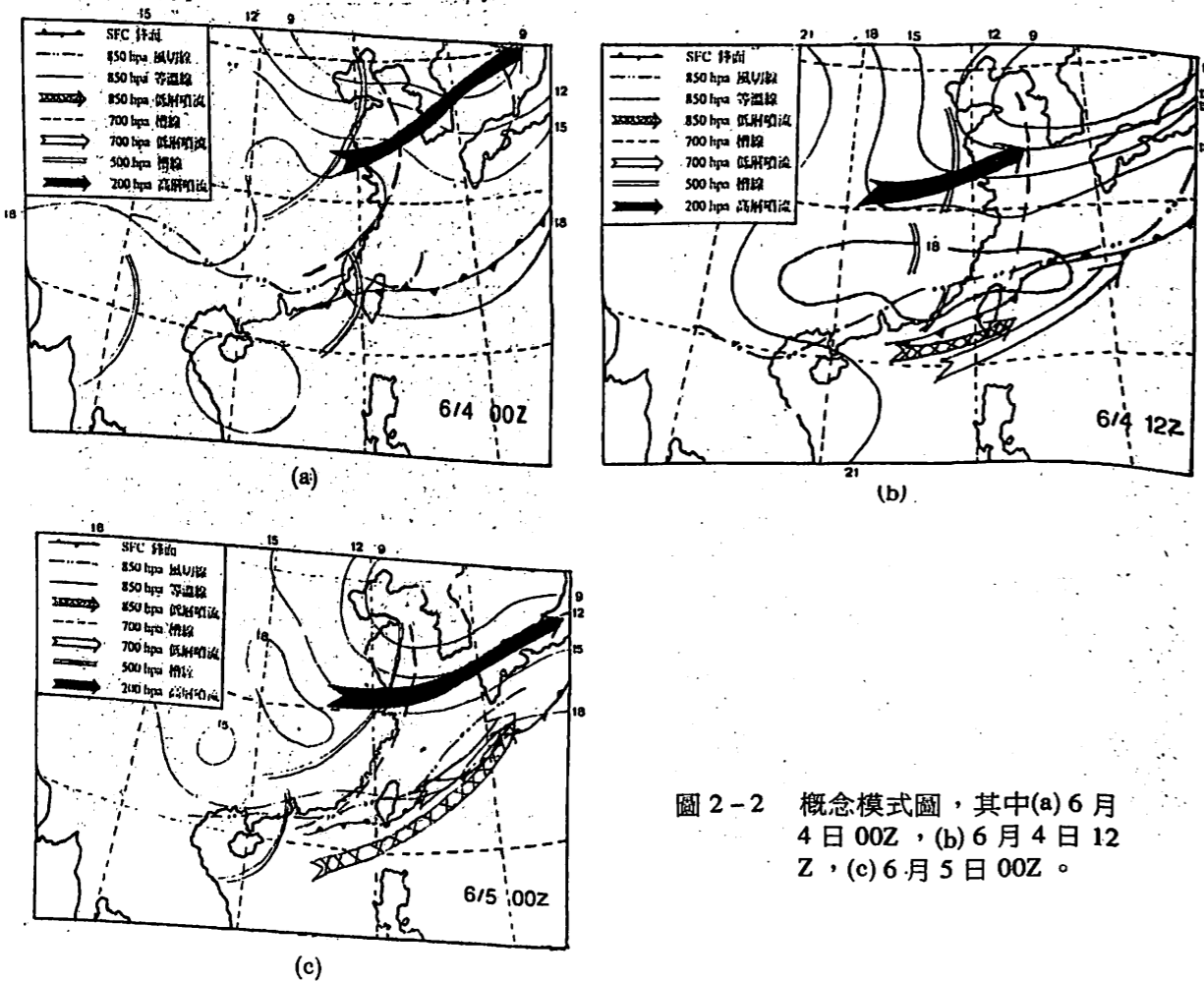


圖 2-2 概念模式圖，其中(a) 6 月 4 日 00Z，(b) 6 月 4 日 12Z，(c) 6 月 5 日 00Z。

並向東北延伸到日本南部外海，至於高層 (200hpa 面上) 噴流條位置仍稍偏北 (約在 30° N 以北)。

三、模式實驗設計與模式初始場分析

(一)模式實驗設計：

本研究所使用的 MM5 中尺度數值模式，為非靜力數值模式，垂直採 sigma 座標，水平採 Arakawa B 交錯網格 (Arakawa and Lamb, 1977)，並為多層巢狀網格，可運用在探討不同尺度間的交互作用。對於複雜的中尺度系統而言，MM5 對於區域天氣現象的模擬具有相當不錯的能力。不但可以做為劇烈天氣預報的重要參考，另一方面，模擬的結果亦可做為診斷研究的重要資料來源，以彌補傳統觀測資料時、空解析度不足的情形。

模式網格設計為二層巢狀網格，網格中心點位於 25°N，110°E 如圖 3-1 (a)，巢狀網格處理方式為 two-way interactive。網格間距分別為 81、27 公里，格點數分別為 61 × 82 及 91 × 103 點。本研究著重於細網格 (即網格間

距 27 公里) 模擬結果的討論，細網格層中台灣地形最高約為 2631 重力位公尺 (如圖 3-1 (b))，其中空心圈點代表探空測站的位置。垂直方向共有 23 層。積分時間間距為 120 秒。模擬所包括的物理過程，積雲參數化採用 Grell scheme (Grell 1993)，大氣邊界層上則採用高解析度 Blackadar scheme (Blackadar 1979)，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。

在模式敏感度測試方面，探討潛熱釋放效應對於低層噴流的影響及可能的交互作用，控制組的初始資料採用氣象局全球模式 2.5° × 2.5° 的分析場做初始場，再輸入觀測資料，重新做客觀分析。邊界條件則使用氣象局全球模式 2.5° × 2.5° 的預報場。測試組 (FDR 實驗) 是將積雲尺度中所釋放的潛熱效應關掉，其餘的設計實驗及物理過程均與控制組相同 (見表一)。

(二)模式初始場分析：

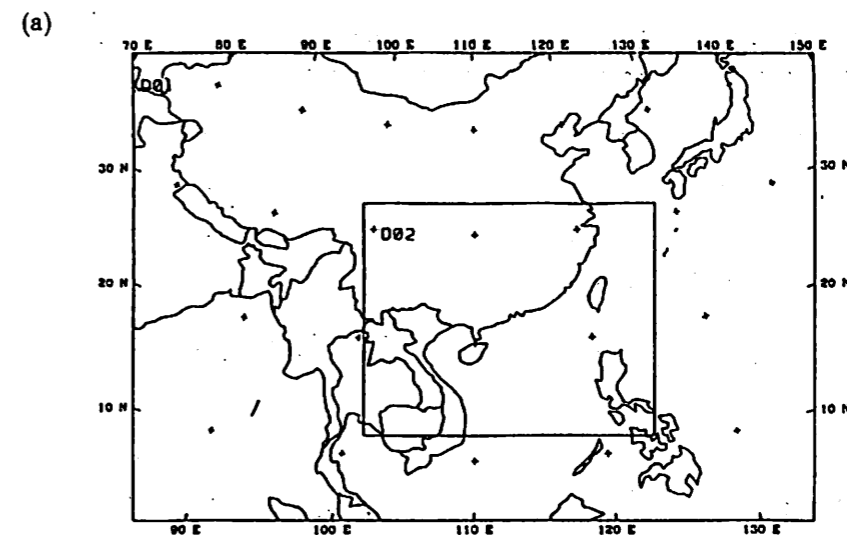
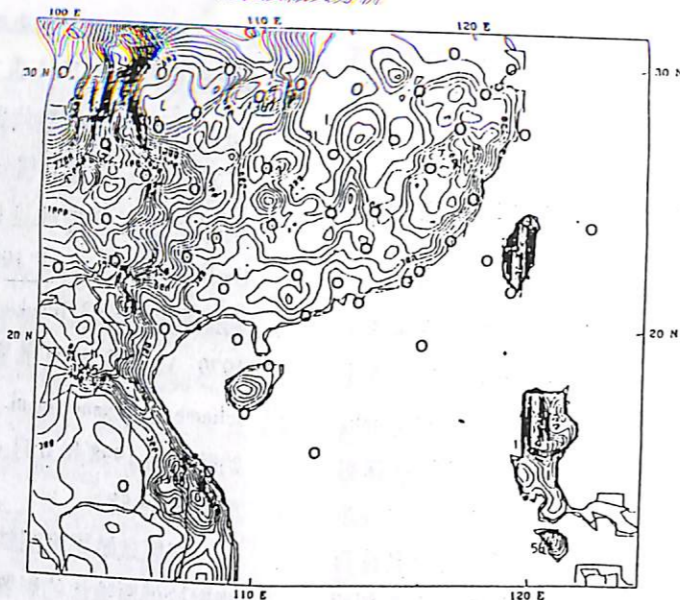


圖 3-1 (a) 模式積分的區域。(b) 細網格層的地形高度，等值線間距為 100 公尺，其中空心圈點表示探空測站的位置。



續圖 3-1

表一 模式實驗設計

實驗項目	CTR	FDR
初始場	CWB 2.5° × 2.5° 的分析場做初始場	CWB 2.5° × 2.5° 的分析場做初始場
潛熱釋放效應	有	無

備註：模式設計為二層巢狀網格，分別為 61 × 82 及 91 × 103，網格間距為 81 及 27 公里，積雲參數化採用 Grell scheme，大氣邊界層上則採用高解析度 Blackadar scheme，可解析尺度降水過程，包括雲、雨、冰與雪等雲物理變數，雲物理參數化用 Reisner graupel scheme，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。

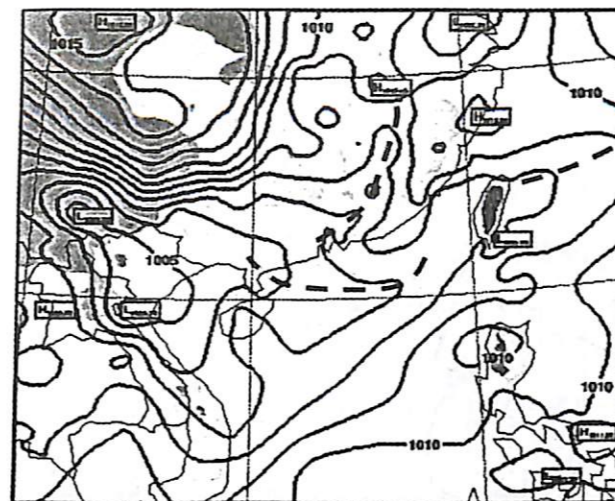
圖 3-2 是模式初始分析場。由圖 3-2 (a) 地面氣壓場顯示主要低壓擾動帶範圍涵蓋整個台灣地區及南中國海附近區域，另一低壓擾動在華南地區生成。圖 3-2 (b) 是 925hpa 面上高度場及風場的表現，風切帶位於華南地區，風場分佈並不顯著。圖 3-2 (c) 是 850hpa 面上相當位溫場，整個南海地區是屬於高相當位溫區，相當位溫的軸線有兩支，在海南島附近匯合後，在 22°N 附近穿越本省。

個案中的對流活動發生在南中國海延時超過 24 小時，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 17Z (圖 2-1 (e) 所示)，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，累積六小時降雨量就超過 125 公釐以上。

四、模擬結果

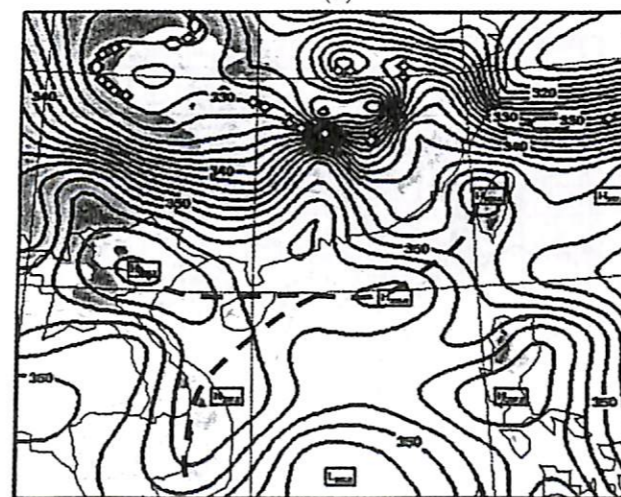
圖 4-1 是模式 27 公里解析度每六小時的累積降雨量，圖中 D₁、A₁、B₁ 分別代表模式模擬主要降水區所在位置，而點虛線代表實際雲圖 (圖 2-1) 中的對流雲簇雲頂溫度 -5 2 °C 所在範圍，以 D、A、B 標示。由模式模擬結果顯示 A₁、B₁ 雲簇的位置比實際降水



(a)



(b)



(c)

圖 3-2 6 月 4 日 00Z 模式初始分析場。(a) 地面等壓線，等值線間距為 1 hpa；(b) 925hpa 高度場及風場，等值線間距為 5m；(c) 850hpa 相當位溫場，等值線間距為 2K。其中淺、深陰影區域分別為地形高度大於 500 及 1000m 的範圍，斜線區域為風速大於 10 m/s 的範圍。(a)、(b)、(c) 中虛線分別代表地面鋒面、925hpa 風切線及 850hpa 相當位溫軸線。

區要來得偏北 (在 20°N 以北)，D₁ 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 4-2 是模式 27 公里解析度積分 12 小時在 850hpa 面上的表現。由圖 4-2 (a) 高度場分析，在廣東省、江西省邊界及廣西省與越南交界處分別都有一中尺度低壓生成 (如圖中 L₁、L₂)，中心值分別為 1458、1460 重力位公尺，而在南海至本省南部地區亦有一低壓擾

動存在 (如圖中 L₃)。這些中尺度低壓的位置與模式模擬中主要降水區域相近，模擬之主要降水區域的空間分佈類型與實際雲圖中對流系統相似 (可比較圖 2-1)。由圖 4-2 (b) 風場分析，風場在模式模擬主要降水區域的南側附近均屬相對極大值，風大 (如圖中 W₁、W₂、W₃，分別為 19、15、19 m/s，若與圖 3-3 (c) 及 3-4 (c) 相比較，顯見模式對於風場的掌握有偏高的趨勢)、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。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；

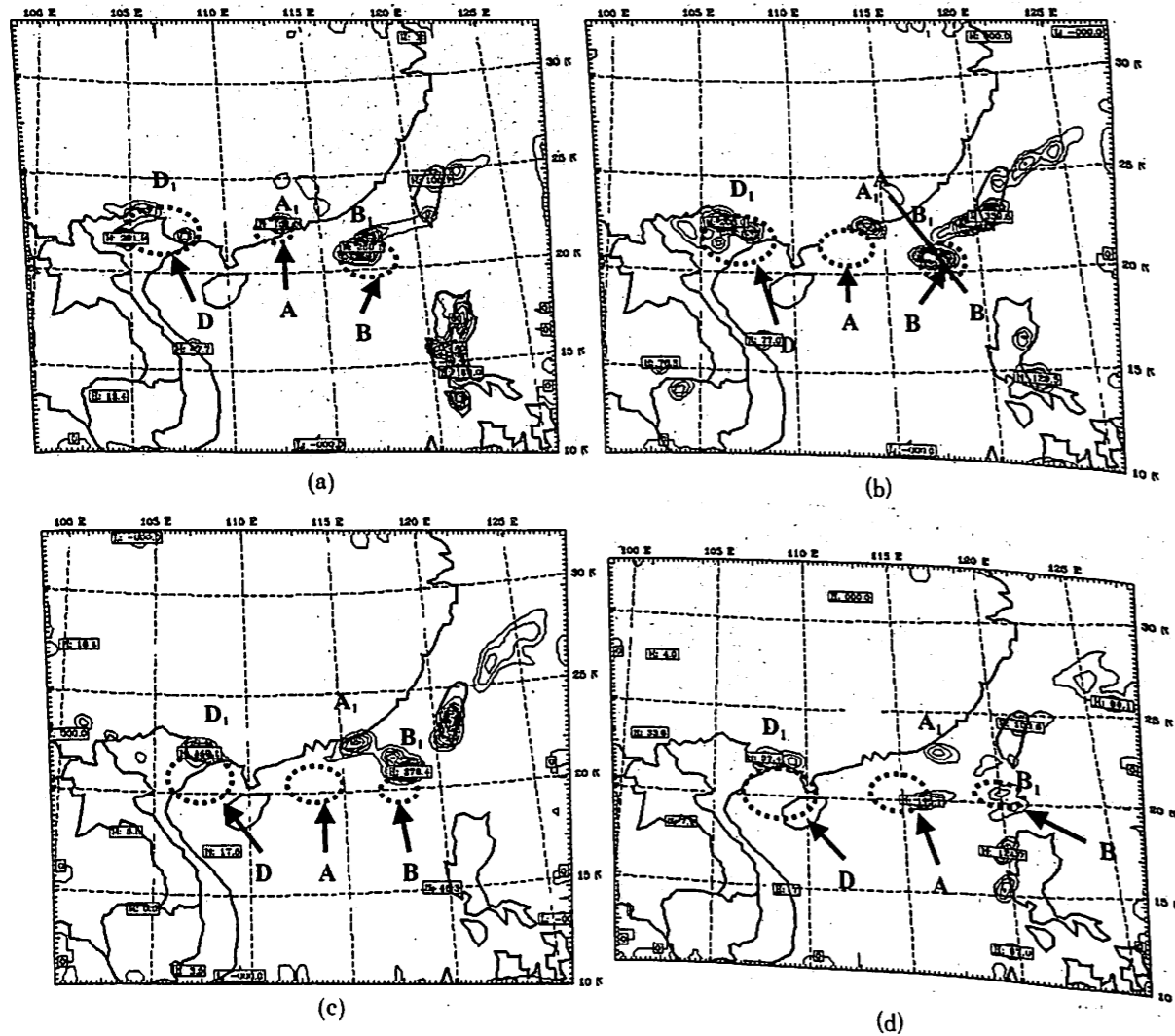


圖 4-1 模式 27 公里解析度每六小時的累積降水量，等值線間距為 20mm。(a) 6-12 小時，(b) 12-18 小時，(c) 18-24 小時，(d) 24-30 小時；其中(b) AB 代表圖 9 中垂直剖面的位置，D₁、A₁、B₁ 分別代表主要降水區所在位置，點虛線代表實際雲圖中對流雲簇頂溫度 -52°C 範圍所在位置，以 D、A、B 標示。

顯見中尺度對流系統與低層噴流的演變有密切相關。而圖 4-2(c)絕對渦度場的分析，主要模擬降水區的位置幾乎就是渦度值最大的位置（如圖中 V₁、V₂、V₃）；若與圖 4-2(a)相對照，低壓所在的位置附近，氣旋式的環流相當明顯，這樣的渦度極值區和模擬的降水對流系統相似。圖 4-2(d)是相當位溫場，由於溫度梯度大的區域仍停留在大陸地區；若配合圖

4-2(a)相對照，顯見這些模擬結果的中尺度低壓或是對流系統是伴隨梅雨鋒面生成的；另一方面，圖 4-2(d)中，南海到本省南部附近，有似暖、溼舌向東北延伸現象，提供更合適對流活動發展的環境條件。

五、中尺度對流系統與低層噴流

(一)伴隨中尺度對流系統的中尺度環流特徵

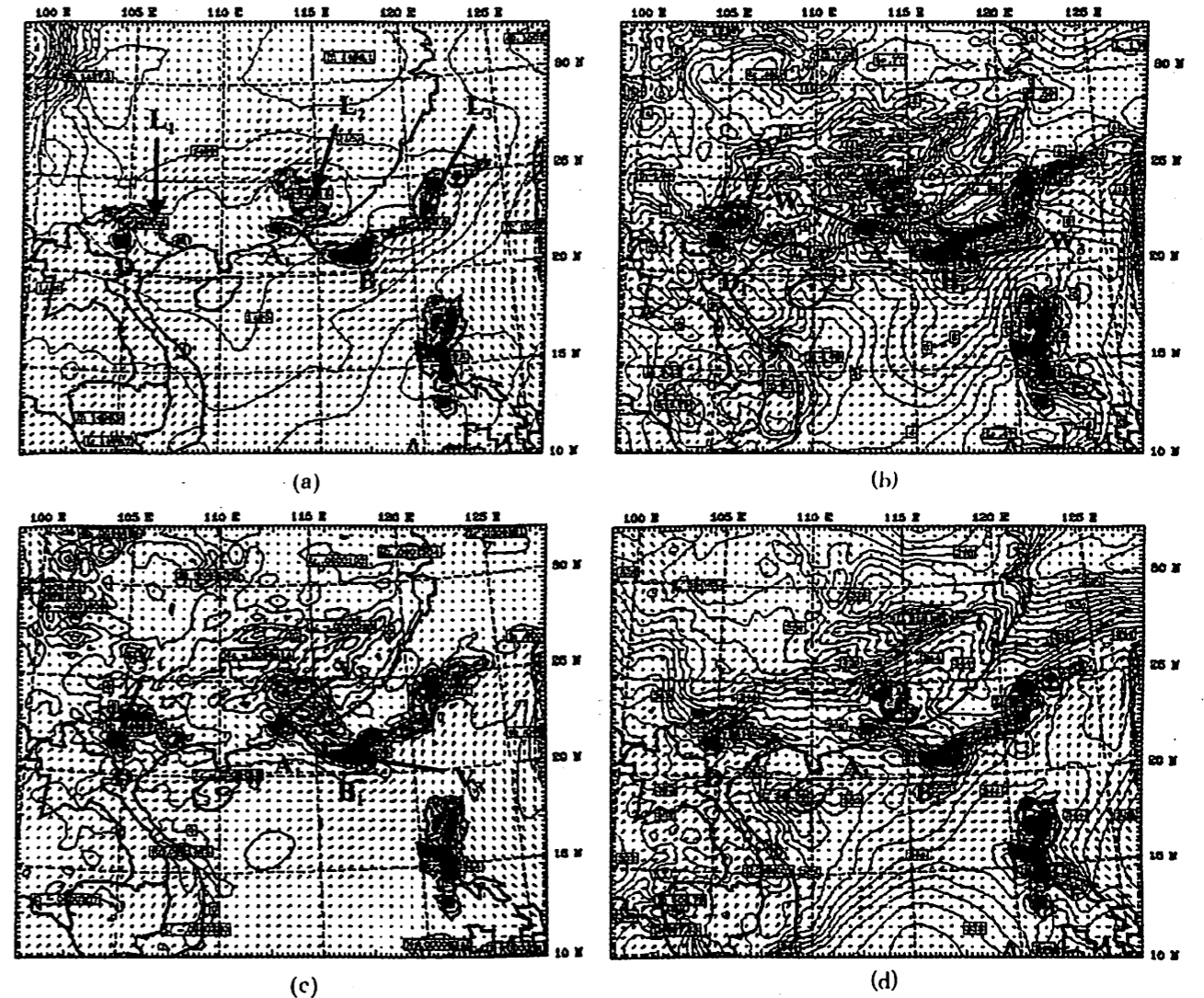


圖 4-2 模式 27 公里解析度積分 12 小時在 850hpa 面上表現。(a)高度場，等值線間距為 10 m，L₁、L₂、L₃ 代表高度極小值區；(b)風場，等值線間距為 1 m/s，W₁、W₂、W₃ 代表風速極大值區；(c)絕對渦度場，等值線間距為 $5 \times 10^{-4} S^{-1}$ ，V₁、V₂、V₃ 代表渦度極大值區；(d)相當位溫場，等值線間距為 2K，虛線代表 850hpa 鋒面位置。其中陰影部份分別代表積分 6 小時累積降雨量達 40、60 及超過 80mm，D₁、A₁、B₁ 分別代表主要降水區所在位置。

為了能對伴隨中尺度對流系統之中尺度環流特徵有更多的認識，我們選取橫跨 B 雲簇中心並經過東沙群島的 AB 剖面圖（如圖 4-1(b)）。圖 5-1 是模式模擬積分 12 小時的垂直剖面圖。如圖 5-1(a)顯示，氣旋式渦度極大值發生在主要對流區附近（ $5 \times 10^{-4} S^{-1}$ ），高度甚至可以發展到 200hpa。低層氣旋式渦

度的極大值主要是反映伴隨低層噴流之水平風切的結果。由圖 5-1(b)亦可發現：強對流區伴隨劇烈的上升運動，上升區可達 200hpa 以上的高度，顯示對流發展旺盛。由模擬之風速垂直分佈顯示（圖 5-1(c)），在主要對流區的前緣有風速極大值區產生，垂直發展可達 500hpa 高度，最大風速（21.8 m/s）發生在低層到 900hpa 之間，若是比較前 6 小時模擬

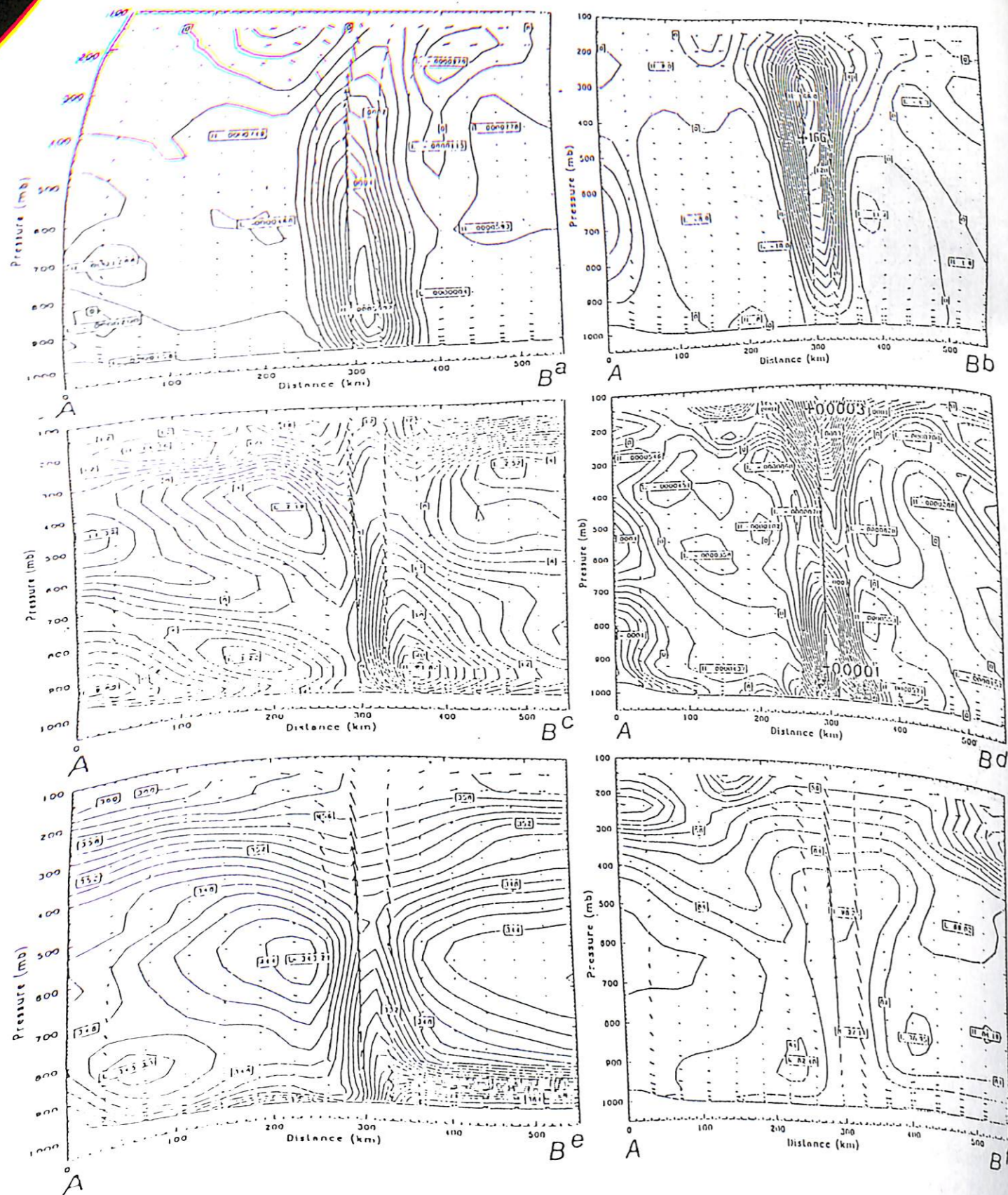


圖 5-1 模式積分 12 小時，沿著圖 4-1 (b) 上 AB 線的垂直剖面圖。(a) 絕對溫度，等值線間距 $5 \times 10^{-4} S^{-1}$ 。(b) 垂直速度，等值線間距 10 cm/s。(c) 水平風速，等值線間距 1 m/s。(d) 輻散度，等值線間距 $2.5 \times 10^{-4} S^{-1}$ 。(e) 相當位置，等值線間距 1K。(f) 相對濕度，等值線間距 7%。

的結果(圖未示)，風速在此階段(模擬 6 至 12 小時之間)增強了 10 m/s。而主要對流區附近 600hpa 以下有顯著的輻合現象，之上均有輻散(如圖 5-1 (d))，此散度主要是伴隨劇烈垂直上升運動的反映。與圖 5-1 (b) 相對照，我們可以發現，模式模擬結果中的中尺度對流系統有低層輻合、高層輻散及劇烈的上升運動等主要特徵。再由圖 5-1 (e) 相當位溫的垂直剖面圖，也可以發現：在近地層至 900 hpa 間存在顯著的相當位溫梯度，而由圖 5-1 (f) 相對濕度分佈剖面圖顯示，主要對流區附近最大溼度值可高達 98%。

(二) 潛熱釋放與低層噴流：

為了進一步釐清潛熱釋放效應對於低層噴流的影響，我們進行測試組 FDR 實驗，實驗方法是將積雲尺度中所釋放的潛熱效應關掉，其餘的設計實驗與物理過程均與控制組相同。

圖 5-2 是模式 FDR 實驗積分 18 小時 27 公里解析度，在 850hpa 面上高度場及風場的表現。由圖 5-2 (a) 顯見在無對流潛熱釋放的模擬實驗中，低壓擾動的掌握較控制組來得不顯著。控制組在華南延伸至南海地區的空間分佈，模擬結果分別有 L₁、L₂、L₃ 三個低壓擾動發展，而在 FDR 實驗中模式模擬結果只能掌握到 L₂ 一個低壓擾動，且其中心數值為 14 98 重力位公尺，遠較控制組中低壓強度弱。圖 5-2 (b) 是模式 27 公里解析度積分 18 小時 FDR 實驗在 850hpa 面上風場的表現。圖中顯示整個南海地區風速都在 10ms⁻¹ 或以下的範圍，台灣東部外海及海南島附近也只出現 12 ms⁻¹ 相對較大風速區，此與圖 4-3 (b) 控制組在相同時間所模擬到主要降水區附近的大風 W₁、W₂、W₃ (分別為 21, 17, 22ms⁻¹) 差異頗大。顯見對流潛熱釋放對於中尺度低

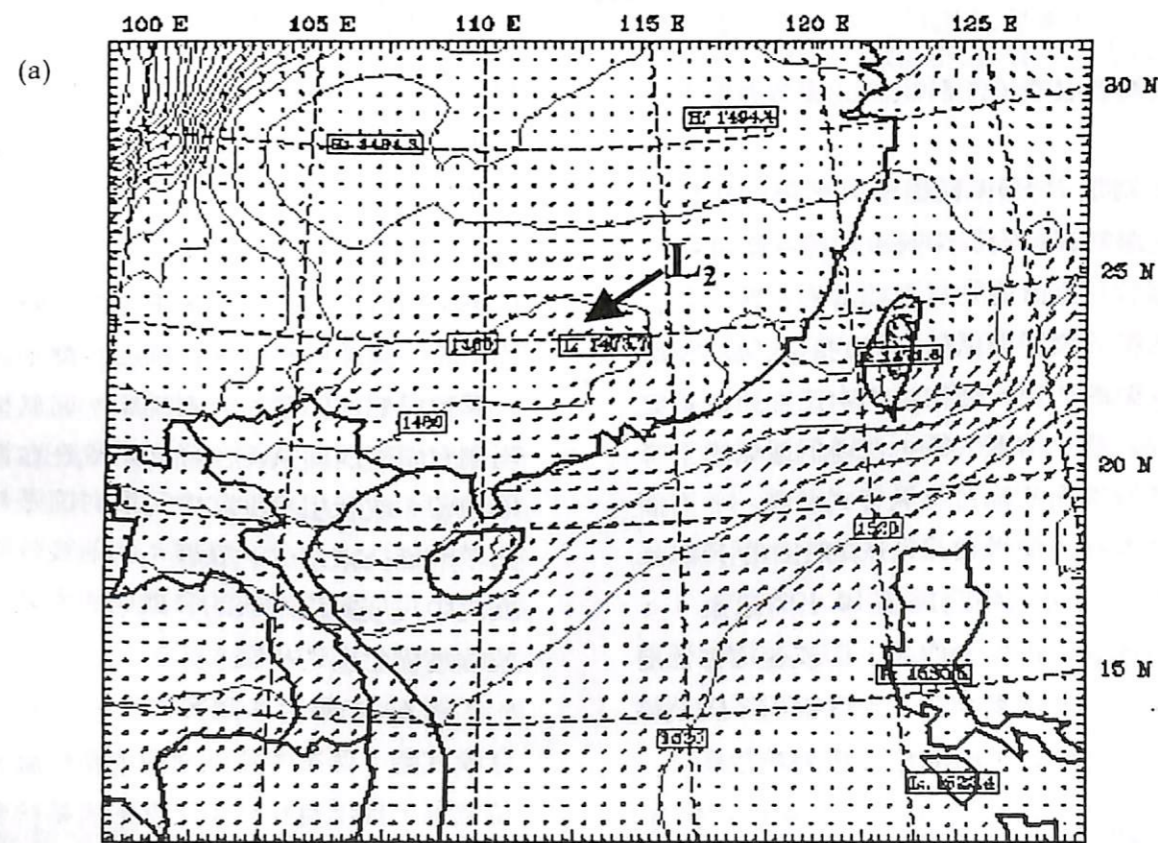
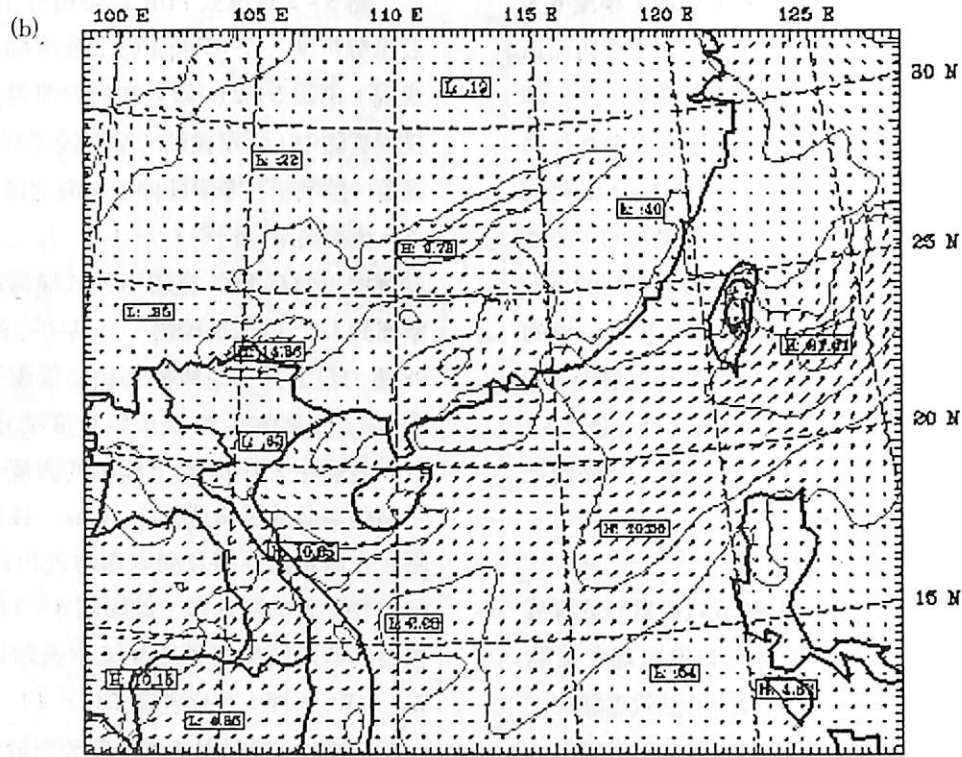


圖 5-2 模式測試組積分 18 小時 27 公里解析度，在 850hpa 面上的表現。(a) 高度場，等值線間距為 10m，L₂ 代表高度極小值區；(b) 風場，等值線間距為 1ms⁻¹。



續圖 5-2

壓的發展與低層噴流的形成與加強具有顯著的貢獻。

由控制組與 FDR 實驗模擬結果的比較，顯見對流潛熱釋放對於中尺度對流系統伴隨的輻合、輻散及垂直運動具有顯著的影響，對於中尺度低壓的發展與低層噴流的形成與加強扮演非常重要的角色。個案中的中尺度對流系統潛熱釋放效應，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，使得對流系統的生命期得以延長（個案中對流生命期長達 10 小時以上），另一方面透過科氏加速作用，形成並加強低層噴流，對於提供個案中的中尺度對流系統發展所需的水汽與熱量，扮演相當重要角色。

六、結論

為了增進伴隨梅雨鋒面之組織性中尺度對流系統的結構特徵與激發機制的認識，本研究

利用 NCAR/Penn State 發展之 MM5 模式，針對去（1998）年梅雨期豪雨實驗（MYEX 98）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 IOP 4 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。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。

圖 6-1 顯示本個案初步研究所得到的概念模式圖。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

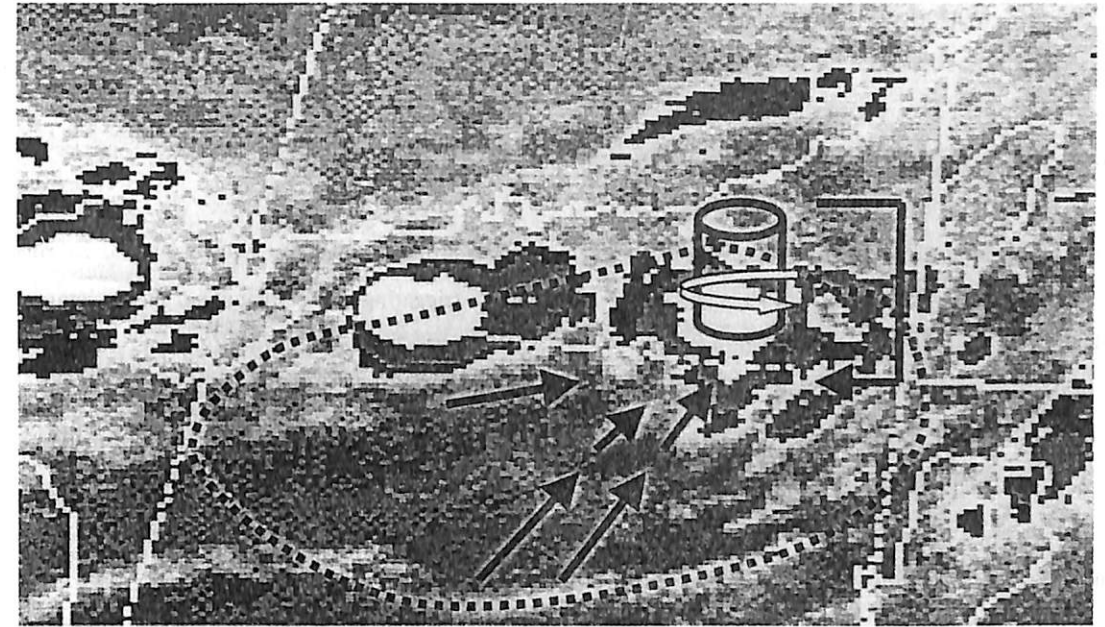


圖 6-1 概念模式圖。黑色虛線代表高相當位溫區範圍，黑色實線代表低層風場分佈，黑色圓柱代表對流系統，黑色粗線代表潛熱釋放效應的回饋，空心雙曲線代表過度個案中整個南海地區均屬於高相當位溫區，提供有利於中尺度對流系統發展之不穩定環境，隨後透過低層風場的不均勻分佈，造成區部的速度輻合或是風向輻合及氣旋式渦度增強，是激發台灣海峽南側近大陸沿海之中尺度對流系統的重要動力機制；一旦對流系統產生，經由潛熱釋放效應，增溫大氣，使得低層氣壓下降，加強低層風場的輻合，一方面回饋對流本身，另一方面透過科氏加速作用，形成並加強低層噴流，而低層噴流又挾帶豐沛水氣與熱量供輸給對流系統，在此之間形成所謂的「正反饋」過程。

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，而低層噴流又挾帶豐沛水氣與熱量供輸給對流系統，形成所謂的「正反饋」過程。模擬中的中尺度對流系統具有低層輻合、高層輻散、強上升運動、高濕度區、氣旋式渦度環流及低層伴有顯著西南大風速帶等環流結構特徵。

七、參考文獻

周仲島，1997：台灣地區豪雨研究整合計畫：計畫辦公室（Ⅲ）：台灣地區梅雨季中

尺度降水系統之觀測研究。國科會專題研究計畫成果報告，NSC86-211-M-002-005，347頁。

周仲島，洪景山與林得恩，1999：伴隨梅雨鋒面之組織性中尺度對流系統數值模擬。第六屆全國大氣科學學術研討會，台北，54-60。

洪景山與周仲島，1999：1998年梅雨季豪雨實驗 IOP 4 個案之初步研究。海峽兩岸災變天氣學術研討會，台北，115-122。

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，5，1-16。

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編，國科會，138-149。

謝信良，1996：嘉南地區定量降水預報整合

- 型計畫—總計畫() - 國科會專題研究計畫
成果報告, NSC 85-2621-P-052-002
· 43頁 ·
- Arakawa and V. R. Lamb, 1977: Computational design of the basic dynamical process of the UCLA general circulation model. *Methods in Computational Physics*, 17, 173-265 ◦
- Blackadar, A. K., 1979: High resolution models of the planetary boundary layer. *Advances in Environmental Sciences and Engineering*. Vol. 1, Pfafflin and Ziegler, Eds, Gordon and Breach, 50-85 ◦
- 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., 1977: An analysis of moisture structure and rainfall for a Mei-Yu regime in Taiwan. *Proc. Natl. Sci. Council.*, 1, 11, 1-21 ◦
- Chen, G. T. J., and C. C. Yu, 1988: Study of low-level jet and extremely heavy rainfall over northern Taiwan in the Mei-Yu Season. *Mon. Wea. Rev.*, 116, 884-891 ◦
- 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, Q.-S., 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 ◦
- 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 ◦
- Grell, G., 1993: Prognostic evolution of assumptions used by cumulus parameterization. *Mon. Wea. Rev.*, 121, 764-787 ◦
- 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 ◦
- 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. Geogpy.*, 26, 157-186 ◦
- Maddox, R. A., 1980: Mesoscale convective complexes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 61, 1374-1387 ◦
- Matsumoto, S., 1972: Unbalanced low-level jet and solenoidal circulation associated with heavy rainfall. *J. Meteor. Soc. Japan*, 50, 194-203 ◦
- Reisner, J., R. M. Rasmussen, and R. T. Bruintjes, 1998: Explicit forecasting of supercooled liquid water in winter storms using the MM5 mesoscale model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 124B, 1071-1107 ◦
- 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 ◦