

低層噴流和中尺度對流系統間的相關性研究

宋偉國¹ 陳泰然¹ 郭英華²

¹國立臺灣大學大氣科學研究所

²美國國家大氣研究中心

(中華民國八十五年十一月二十六日收稿；中華民國八十六年六月十二日定稿)

摘 要

1987年TAMEX期間，於5月15日至16日在華南地區存在一梅雨鋒，其鋒前有低層噴流(LLJ)與中尺度對流系統(MCS)發展。本文目的即在分析此個案觀測資料並利用Penn/NCAR MM4中尺度模式進行模擬，以探討LLJ與MCS的相關性。觀測結果顯示，本個案雲帶沿著鋒面呈東北-西南走向，隨時間往南移動，雲帶內具有深對流之MCS系統，生命期長，原位於LLJ北側，之後往南發展，並位於LLJ主軸之上。鋒前LLJ之 10ms^{-1} 以上強風區範圍，主軸長度於24小時期間由1000公里擴展至2000公里左右，LLJ出區的大尺度氣壓梯度力也於此期間加強。在MM4中尺度模式物理過程完整的控制實驗(CNR)裡，對於850hPa鋒面位置與LLJ分佈之模擬結果，均和觀測接近，亦即模式能合理的掌握梅雨鋒面之主要特徵。降水的模擬，在初期落後衛星觀測的MCS，此種現象主要是在模式預報初期需一段物理調整時間，唯大致上強降水系統分佈均和衛星觀測的MCS接近。在無對流潛熱釋放的模式實驗(FAK)裡，降水強度與LLJ均較CNR弱許多，顯示對流潛熱釋放對於MCS之自我加強與LLJ的維持有顯著貢獻。

CNR模擬的MCS伴隨低層輻合、高層輻散及上升運動。MCS發展後其潛熱釋放則加強低層輻合與高層輻散，其伴隨之強上升運動，形成自我加強過程，使MCS繼續發展。MCS發展後，對於LLJ的加強可能有三種途徑：(1)在 25°N 以北之MCS所伴隨的低層非地轉風為南風或東南風，可透過柯氏加速效應以加強MCS南側的LLJ。渦度收支方程顯示，對流區低層氣旋式渦度增加主要由輻合而來，此種輻合之渦度生成顯然部份由於柯氏作用。(2) 25°N 以南MCS伴隨的非地轉風為西南風，可加強原西南氣流之LLJ。(3)MCS潛熱釋放造成低層氣壓的降低，可促使大範圍暖濕南來氣流往對流區平流，此暖濕氣流可進一步使大範圍氣壓下降，以增加大尺度氣壓梯度力，經由地轉調整過程加強LLJ。

關鍵詞：低層噴流、中尺度對流系統

一、前 言

東亞是世界著名季風區，由冬季東北季風轉變到夏季西南季風的過渡時期，是為該區梅

雨期。華南與臺灣梅雨期盛行暖溼西南氣流，具潛在不穩度，若有適當強迫作用，如鋒面或低層噴流(low-level jet; LLJ)等中 α 尺度系統提供舉升機制，即可產生中尺度對流系統(mesoscale convective system; MCS)。當MCS較強且持續時間較長時，往往可以對鋒面與LLJ造成影響，使其間形成正反饋作用，這種鋒面、MCS及LLJ間之交互作用是相當複雜而有趣的問題。

梅雨期LLJ一般出現在850-700hPa左右之該層鋒面/槽線南側(陳 1988)，具有顯著水平風切及垂直風切。Chen and Yu(1988)研究顯示，臺灣北部地區豪雨發生前12小時，LLJ出現的機率為84%；陳(1979)分析1968-1977年臺灣北部日雨量超過50mm以上的25次大雨個案中，前一天850hPa天氣圖上20~30°N，110~130°E區域內，伴有LLJ者有23次，機率高達90%以上，顯示LLJ對豪雨發展有重要角色。Matsumoto(1972)研究顯示，LLJ伴隨的垂直次環流，其上升運動分支可以引發MCS；Chen(1977)個案分析顯示，LLJ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MCS的形成。

在LLJ形成機制方面的研究，日本地區的LLJ因有很強的非地轉分量，故有些學者推論可能由於MCS發展旺盛，高層動量透過對流往下傳遞，以加強低對流層風場，形成該區之LLJ(Matsumoto et al. 1971; Matsumoto 1972; Ninomiya and Akiyama 1974)。蔡與鄭(1987)之合成個案則顯示華南與臺灣地區LLJ兼具地轉與非地轉分量。陳(1988)曾提及1985年5月28日豪雨個案，當LLJ通過臺灣北部時，板橋探空於豪雨前後之850與700hPa之非地轉分量均大於地轉風分量，顯示臺灣地區LLJ亦具強非地轉性。然而臺灣地區對流發展之前，通常LLJ即已存在(陳與紀1978)，且LLJ之位置及強度通常又可決定有利於MCS發展之地區(Chen 1977; 丘與廖1984; 陳與蒲1985)。Chen and Yu(1988)由臺灣地區1965-1984年5-6月北部發生的35個豪雨個案研究亦顯示LLJ存在於MCS發生之前，故在華南與臺灣地區LLJ可能為MCS形成的原因而非其結果。華南地區LLJ之形成，可因氣壓梯度力增強，透過地轉反應而來。例如陳與蒲(1985)以及蒲與陳(1986)個案分析顯示，四川低壓及雲貴低壓的生成與太平洋高壓脊西伸，造成大尺度氣壓梯度增強，透過地轉反應加強LLJ。至於可解釋美國中西部LLJ形成原因的近地層理論與慣性振盪理論(Wexler 1961; Blackadar 1957)，是否亦適用於華南及臺灣地區之LLJ，則仍待進一步研究。

LLJ形成與演變均和對流密切關係，Hsie et al.(1984)研究對流和鋒面環流及LLJ間的交互作用，比較乾、濕模式結果，發現濕模式的潛熱釋放，造成LLJ速度較顯著，非地轉次環流較強，並在鋒前出現帶狀垂直運動，乾模式則無此現象。Chen and Yu(1988)豪雨個案分析中，顯示MCS可勻滑上下層風場，以減小垂直風切，減弱當地LLJ原有之強度。Chou et al.(1990)數值模擬顯示，LLJ可因潛熱釋放導致之垂直次環流透過柯氏加速而來。Tsay and Kau (1989)分析高、低對流層噴流之間的交互作用，認為高層噴流入區風場合流效應加強水平溫度梯度，為維持熱力風平衡所引發的垂直次環流，可以加強對流，對流的潛熱釋放加熱大

氣，增強低層輻合，透過柯氏加速，以形成LLJ。Hsu and Sun(1994)模擬LLJ的發展，顯示LLJ的演變和中、低層的層雲的潛熱釋放有密切關係。

過去的研究顯示日本、華南及臺灣地區LLJ的形成與發展，可以透過不同物理過程。TAMEX IOP-2個案期間，梅雨鋒面持續伴隨強對流，鋒前LLJ隨時間往南移動並增強，大尺度氣壓梯度力亦增強，LLJ的增強是透過那些物理過程所致，為本研究之主要目的。限於傳統觀測探空資料每200-300公里水平解析度及每12小時資料，不易對LLJ演變作詳細分析，故以Penn/NCAR MM4模式模擬IOP-2個案後所產生的高解析度資料，探討LLJ之演變及其與MCS之相關。

二、資料處理及模式簡介

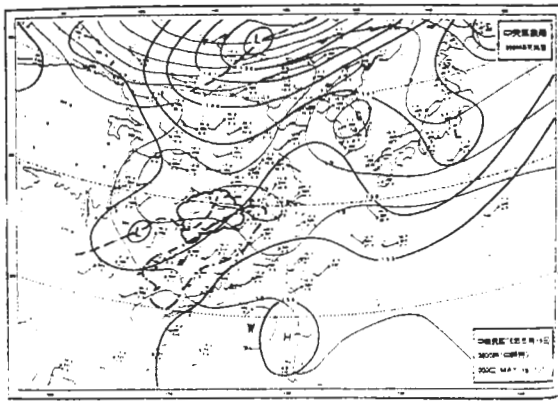
使用TAMEX綜觀天氣圖集(喬1988)，包含東亞地區每12小時地面、850、700、500、300及200hPa探空站溫度、氣壓、重力位高度、溫度露點差及風場，分析LLJ演變過程，850hPa LLJ是以 10ms^{-1} 以上的西南風為定義。

使用中央氣象局提供的日本GMS每3小時紅外線、紅外線色調強化及可見光衛星雲圖，範圍為 0° - 70°N ， 70° - 140°E 。色調強化雲圖低於 -32°C 及低於 -52°C 的雲系面積往往被視為對流強弱依據(Maddox 1980)，本文即以 -32°C 及 -52°C 雲系面積，分析MCS分佈及演變，並參照可見光雲圖，以區別高層卷雲。

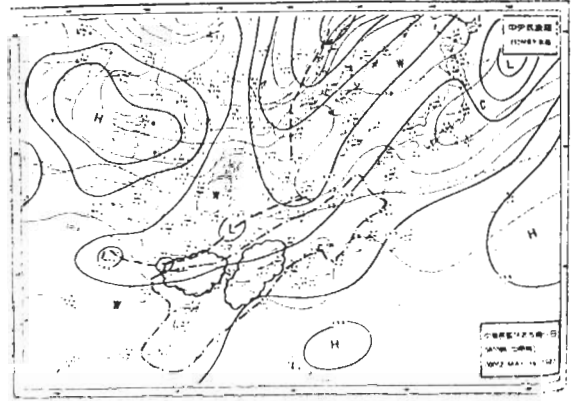
利用歐洲中期天氣預報中心(European Center for Medium-Range Weather Forecasting;ECMWF)1987年5月15日0000至16日0000UTC每12小時 2.5×2.5 經緯度全球網格點資料，包含1000、850、700、500、400、300、250、200、150及100 hPa各層溫度、風場、重力位高度及相對濕度，於加入美國國家大氣研究中心(National Center for Atmospheric Research;NCAR)所提供的探空站資料作客觀分析後，做為MM4模式模擬研究的初始值及側邊界條件。模式垂直方向有24層，水平網格間距60為公里，網格數為 65×85 ，時間間距為90秒，模擬時間自5月15日0000UTC-5月16日0000UTC，共24小時。水氣處理用顯式方程，60公里以下的次網格用Grell scheme(Grell et al.1988)，邊界層用高解析行星邊界層(Planetary Boundary Layer;PBL)參數化(Blackadar 1979;Zhang and Anthes 1982)處理，側邊界採用漸緩式(Davies and Turner 1977)。模式之物理效應實驗，除了控制實驗(Control Run;CNR)外，Fake Run(FAK)則是和控制實驗物理過程相同，但去除所有水氣變成水滴時所釋放的潛熱效應。透過二者的比較，將可定量探討潛熱效應對於低層噴流的影響。

三、綜觀形勢

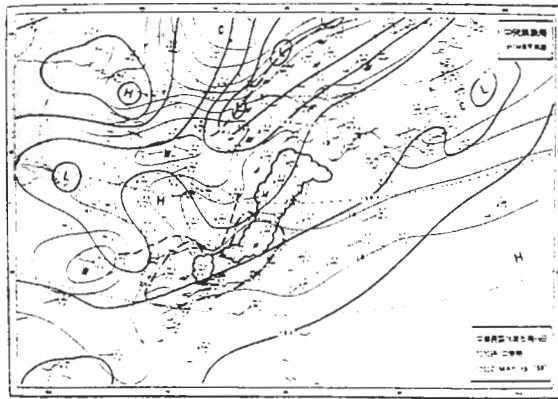
5月15日0000UTC 850hPa天氣圖(圖1a)顯示，副熱帶太平洋高壓脊由太平洋向西南伸展經呂宋島至南海，並於呂宋島與巴士海峽間形成分裂高壓，高壓脊向北伸至東海。中緯度冷高壓



(a)

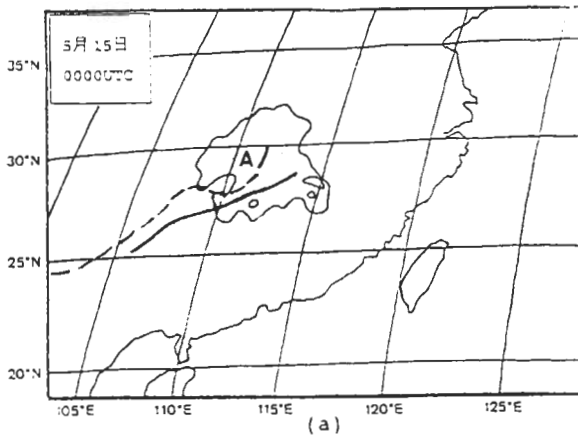


(c)

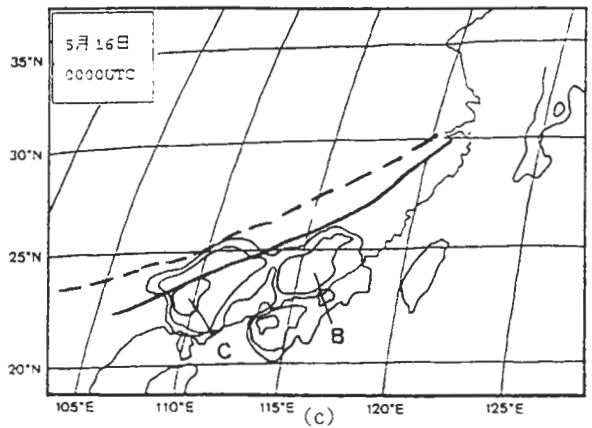


(b)

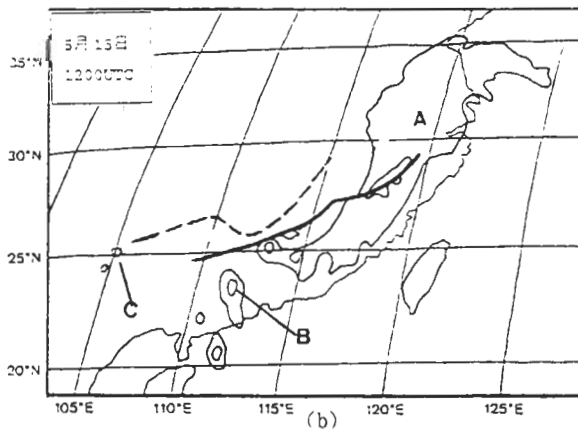
圖1 1987年5月(a)15日0000UTC, (b)15日1200UTC及(c)16日0000UTC 850hPa 天氣圖。粗實線為3dam間距之等高線, 細實線為3°C間距之等溫線, 粗虛線為850hPa鋒面位置, 點虛線為低層噴流區, 扇形區為雲頂溫度低於-32°C之MCS。



(a)



(c)



(b)

圖2 1987年5月(a)15日0000UTC, (b)15日1200UTC及(c)16日0000UTC 紅外線色調強化衛星雲圖分析。等值線由外圈往內分別為雲頂溫度 < -32°C、< -52°C 及 < -62°C 以下之MCS, 粗實線為地面鋒, 粗虛線為850hPa鋒面位置。

位於 90° E以西，高壓脊向東南伸展至青藏高原東側，此二高壓脊間存在一低壓槽，此即梅雨鋒，鋒內並有低壓中心位於雲南、貴州。中尺度對流系統發生於湘西之低壓區內，其南側伴隨LLJ。此外，溫帶低壓及伴隨之東北-西南走向的極鋒槽，位於內蒙一帶。5月15日1200UTC(圖1b)，太平洋高壓減弱，分裂冷高壓向東南移至青藏高原東北側，梅雨鋒已向東南移至華南，鋒面東南側伴隨LLJ及對流雲系，此時原位於LLJ北側之對流雲系移至LLJ出區並在其下游發展。極鋒槽向東南移至華北，槽後為強烈北風並伴隨冷平流。5月16日0000UTC時(圖1c)，青藏高原東北側的移動性高壓向東南擴展，太平洋高壓增強，其間之梅雨鋒斜壓度弱，鋒上伴隨三個中間尺度氣旋擾動，對流雲系仍位於鋒面前緣之LLJ區。此時極鋒槽東移，槽線幾呈南北走向，由我國東北向南伸至山東半島。華南沿海高度梯度增強，西南氣流也在該區發展成主軸2000公里以上的LLJ。

衛星觀測的(圖2)對流雲演變顯示，5月15日0000UTC時(圖2a)，四川、貴州附近存在對流雲MCS-A，水平範圍約500公里，並在地面及850hPa低壓槽(梅雨鋒)上發展。1200UTC時(圖2b)，MCS-A東移並往西南發展，範圍涵蓋江蘇、浙江、福建及廣東一帶，成東北-西南走向，並移至850hPa及地面鋒前，LLJ則和MCS-A位置一致(圖1b)，顯示MCS-A和LLJ密切相關。另外，廣東與廣西分別有零星對流雲系MCS-B、C形成。16日0000UTC時(圖2c)，原在廣東、廣西形成的MCS-B、C東移並持續在鋒前成長，和LLJ位置一致，MCS-A則已在東海消散。

5月15日1200UTC和0000UTC的850hPa客觀分析之12小時風向量差顯示(圖3a)，於0000UTC時LLJ區域南側的福建、江西、湖南、廣東一帶(圖1a)，12小時增加 5ms^{-1} 以上的西南風強度，顯示LLJ隨時間往南移動。12小時之850hPa重力位高度差(圖3b)顯示，風速增強 5ms^{-1}

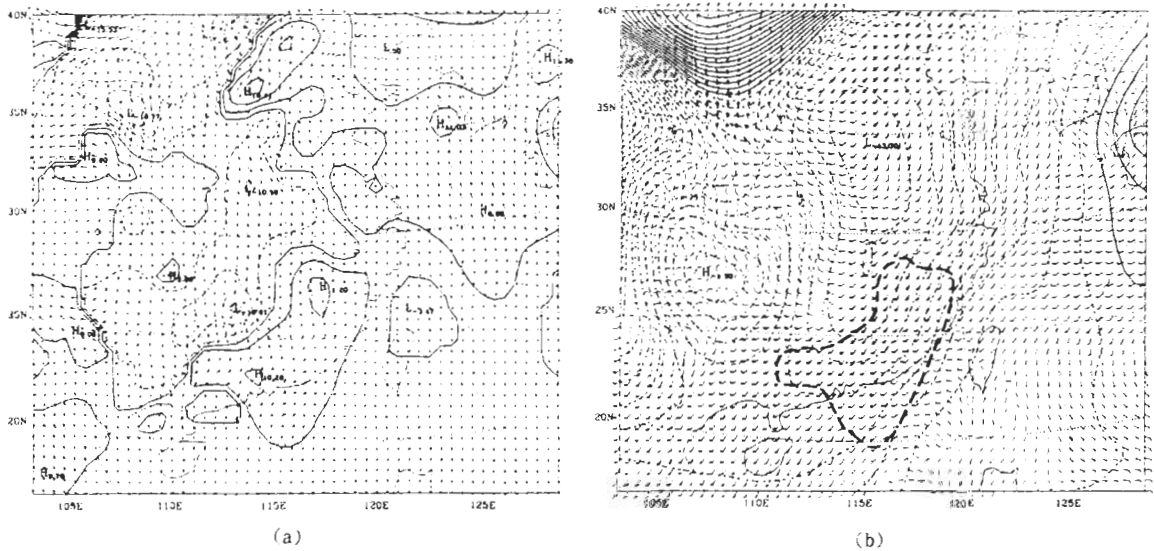


圖3 1987年5月15日1200UTC與0000UTC之850hPa(a)12小時風向量場差(等風速線間距為 5ms^{-1})與(b)12小時高度場差(等值線間距為 5gpm ，風標為15日1200UTC風場，長桿為 5ms^{-1} ，短桿為 2.5ms^{-1} ，粗虛線為風速差 5ms^{-1} 範圍)。

以上西南風區的福建、江西、廣東等區重力位高度均下降。謝(1985)研究顯示，華南高度下降區，配合水氣供應下，為豪雨產生之有利條件。由衛星雲圖顯示，此區已為雲頂溫度低於 -32°C ~ -52°C 之深對流雲系。深對流水平範圍達1000公里以上，和高度下降區走向一致，均呈東北-西南走向，顯示高度的下降和MCS間關係密切。另外，以 25°N ， 115°E 至同緯度的 120°E 為例，重力位高度分別下降約 35gpm 及 15gpm ， 115°E 至 120°E 於東西間距500公里範圍內，12小時期間二者高度下降差距達 20gpm ，反映到地轉風約為 6ms^{-1} ，和此區5月15日1200UTC減去0000UTC的850hPa風速差距接近，顯示LLJ隨時間往南移動，和該區氣壓梯度力增強，透過地轉調整反映到風場的過程有密切相關。

四、數值模擬

(一)觀測與模擬結果比較

5月15日0000UTC的850hPa客觀分析風場(圖4a)，即模式初始風場，顯示 30°N 以南的梅雨鋒南側伴隨 10ms^{-1} 以上的LLJ，範圍近於1000公里，主軸呈東北-西南走向，噴流中心位於 110°E ， 25°N 。24小時後，即16日0000UTC之客觀分析風場顯示(圖4b)，LLJ往南移動並往下游發展伸入東海，浙江沿海、福建、廣西及東京灣西南風增強， 10ms^{-1} 以上風速帶已擴展至兩千公里以上的範圍，其主軸則南移，模式CNR的模擬均掌握到這些現象(圖5)。唯模式CNR模擬之風場於 120°E 附近 15ms^{-1} 以上的LLJ強風區範圍較客觀分析風場為大，此時850hPa天氣圖顯示(圖1c)，浙江一帶氣壓梯度力顯著，應伴隨較強之西南風，但是該區客觀分析風場強度並無反映此現象，可能是觀測的水平解析度在250公里以上，經過客觀分析處理後局部強風區被平滑化

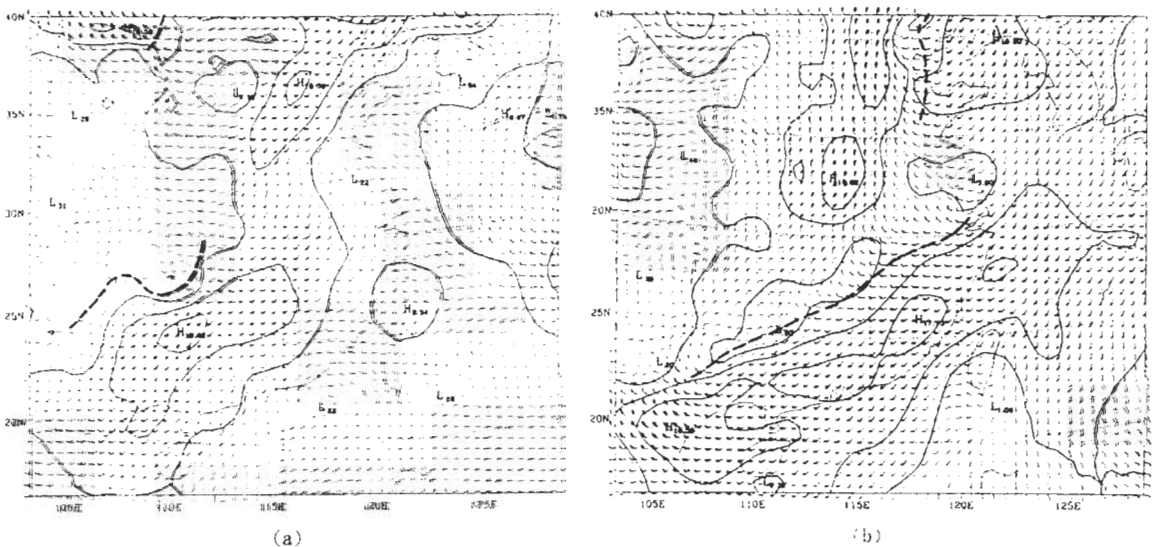


圖4 1987年5月(a)15日0000UTC與(b)16日0000UTC850hPa客觀分析風場。等風速線間距為 5ms^{-1} ，粗虛線為850hPa鋒面位置。

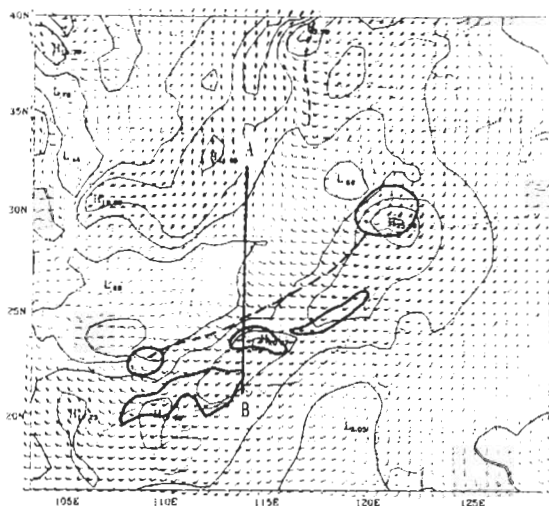


圖5 1987年5月15日0000UTC為初始值所模擬的24小時(即16日0000UTC)模式CNR之850hPa風場。等風速線間距為 5ms^{-1} ，粗虛線為850hPa鋒面位置，粗實線為15日2100UTC-16日0000UTC3小時累積降雨量5mm以上之範圍。AB為圖15所取橫跨低層噴流之剖面。

所致。另外，客觀分析場於梅雨鋒面北側河南、湖北、安徽及江蘇一帶，風場已由西南風轉為西北風， 10ms^{-1} 以上之強風區往南達 30°N ，梅雨鋒已東南移(圖4b)，模式模擬(圖5)的梅雨鋒後北風強風區範圍與梅雨鋒位置均和客觀分析場一致，顯示模式24小時模擬結果對於LLJ發展與鋒面的移行均有合理掌握。

5月15日0000UTC(圖6a)，850hPa客觀分析溫度場的分佈顯示，有一冷區由朝鮮半島經黃

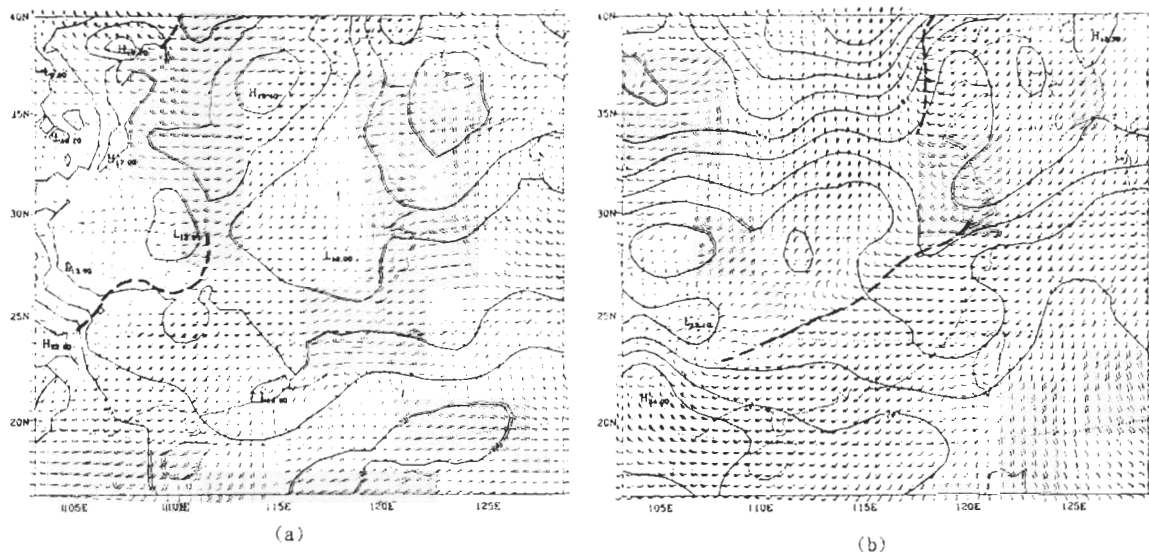


圖6 1987年5月(a)15日0000UTC與(b)16日0000UTC 850hPa客觀分析溫度場。等溫線間距為 2°C ，粗虛線為850hPa鋒面位置。

海及華中30°N附近，往西南延伸到110°E的湖北、四川一帶，梅雨鋒即位於湖北、四川的冷空氣與湖南、貴州暖空氣的交界過渡區，梅雨鋒所在區水平溫度梯度微弱，110°E，25°N~30°N500公里範圍僅2°C差距。24小時後(圖6b)，客觀分析溫度場顯示極鋒後緣之冷空氣迅速南下，已至30°N附近，梅雨鋒伴隨之水平溫度梯度則仍微弱，另外，梅雨鋒後300公里處的河南存在一暖區，模式CNR(圖7)對於梅雨鋒伴隨的斜壓度的掌握亦極合理。

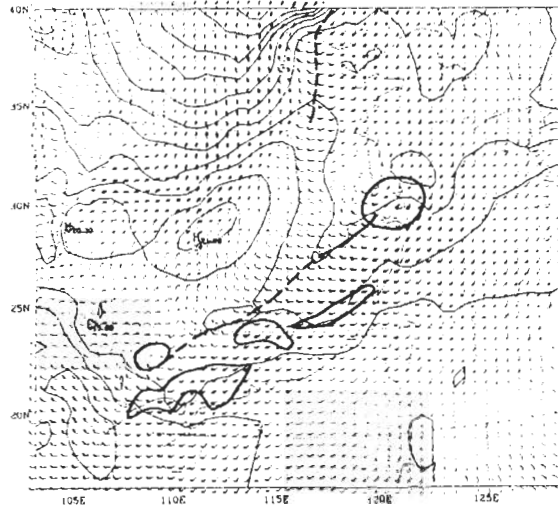


圖7 1987年5月15日0000UTC為初始值所模擬的24小時(即16日0000UTC)模式CNR之850hPa溫度場。等溫線間距為2°C，粗虛線為850hPa鋒面位置，粗實線為15日2100UTC-16日0000UTC3小時累積降雨量5mm以上之範圍。

模式CNR5月15日0900-1200UTC3小時累積降水量顯示(圖8a)，華南存在一系列強降水區A、B、C、D，由江西、湖北交界往西南延伸至中越邊界，形成東北-西南走向之降水帶，強降水中心的降雨率均達每3小時10mm以上，位於115°E，30°N附近的江西一帶，其最強降水中心A達25mm/3h以上，顯示此為深對流性的降水系統。2100UTC至16日0000UTC(圖8b)時，各降水中心已分別向東北/東南移動或東移，降水系統B向東南移入福建，其降水強度減弱，降水系統A東北移入浙江區域，其強度則增強，降水系統C由廣西東移至廣東，其強度則顯著增強。廣西之降水系統E於1800UTC出現後(圖略)，持續於原區增強，形成顯著降水區。

由於無法收集到大陸地區逐時雨量資料，無法定量的和模式CNR模擬的降水做比較，故以衛星紅外線色調強化雲圖與CNR模擬降水做比較(圖2)。5月15日0000-1200UTC期間，MCS-A逐漸東移並往南發展，模式CNR模擬的降水強度也逐漸東移並在南側發展(圖8a, 2b)，但模式CNR模擬的強降水帶位置略落後衛星顯示的對流雲系統，此可能是模式在初期要一段調整時間形成對流，故其降水位置落後衛星雲圖的對流雲。模式CNR模擬5月15日2100UTC-5月16日0000UTC的降水分佈(圖8b)，在850hPa鋒前形成帶狀降水區，長達1000公里以上，降水帶隨著鋒面往南移動。衛星雲圖亦顯示在850hPa鋒前持續伴隨強對流系統(圖2c)，在華南沿海形成1000多公里

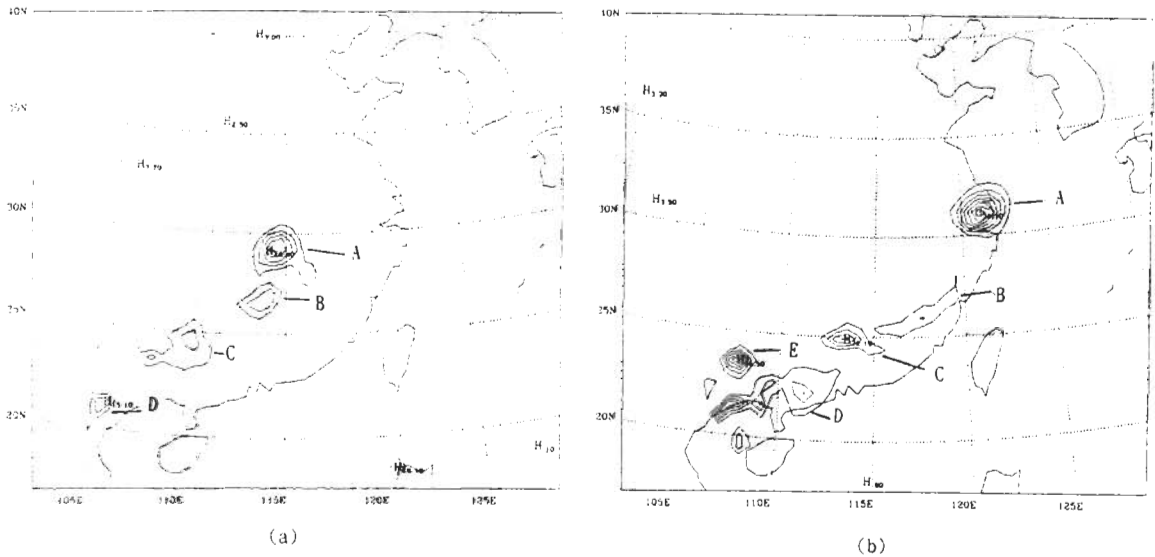


圖8 1987年5月15日0000UTC為初始值之(a)15日0900-1200UTC與(b)15日2100UTC-16日0000UTC模式CNR每3小時累積降水量。等值線間距為5mm。

的雲帶，和模式CNR模擬的降水分佈一致。唯模式CNR模擬長江口的降水區A在模擬開始18小時後持續增強(圖略)，並漸和其南側的降水區分離成一200多公里的降水系統，衛星雲圖則顯示該區對流在1200UTC最強，之後逐漸消散，此模式產生的誤差可能是1800UTC之後該降水區和局部強風區形成正反饋過程，導致二者持續增強並往東北移動。唯此誤差為局部性，對整個降水帶而言，模式CNR的模擬仍和衛星觀測的對流系統相當一致。

(二)個案診斷分析

模式CNR模擬12小時後， 10ms^{-1} 以上之LLJ範圍內的地轉風分量(圖9a)，在 25°N 以北區域有較強風速，例如江西、湖南一帶LLJ範圍之地轉風在 10ms^{-1} 以上，風向為西南風，該區LLJ的風場比較具地轉性。 25°N 以北LLJ範圍內之非地轉風(圖9b)， 5ms^{-1} 以上的風場其風向為南風或東南風，透過柯式加速作用，對於該區南側LLJ的增強可能有貢獻。 25°N 以南LLJ所在區的地轉風強度多為 5ms^{-1} 以下(圖9a)，風向為西南風，該區非地轉風分量約在 $5\sim 10\text{ms}^{-1}$ (圖9b)，風向亦為西南風，此區LLJ較具非地轉性。模式CNR模擬24小時後， 25°N 以北的LLJ範圍內具顯著地轉風分量(圖10a)，風向為西南風，強度達 $10\sim 20\text{ms}^{-1}$ ， 25°N 以北非地轉風分量在 5ms^{-1} 以下(圖10b)，LLJ區域內地轉風與非地轉風佔之比例約3~4比1，此區LLJ地轉性很強。 25°N 以南在廣東一帶非地轉風分量顯著(圖10b)，風速在 10ms^{-1} 以上，風向為南風或西南風，地轉風則約 5ms^{-1} (圖10a)，該區LLJ較具非地轉性。CNR模擬12與24小時結果均顯示， 25°N 以北的LLJ較具地轉性， 25°N 以南LLJ較具非地轉性。此外，LLJ區的地轉與非地轉強風區均伴隨顯著降水，顯示MCS和LLJ的演變有密切相關。

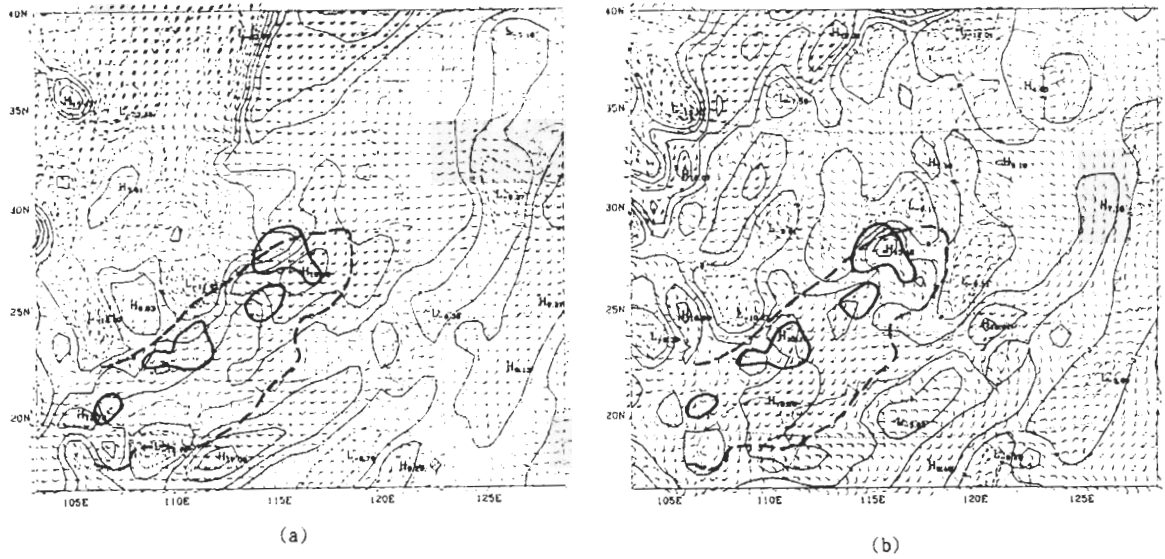


圖9 1987年5月15日1200UTC模式CNR模擬12小時之850hPa(a)地轉與(b)非地轉風速。實線為具南風分量，虛線為具北風分量，等風速線間距為 5ms^{-1} ，粗虛線為模式西南風大於 10ms^{-1} 以上範圍，風標為風場，長桿為 5ms^{-1} ，短桿為 2.5ms^{-1} ，粗實線為15日0900-1200UTC3小時累積降雨量5mm以上之範圍。

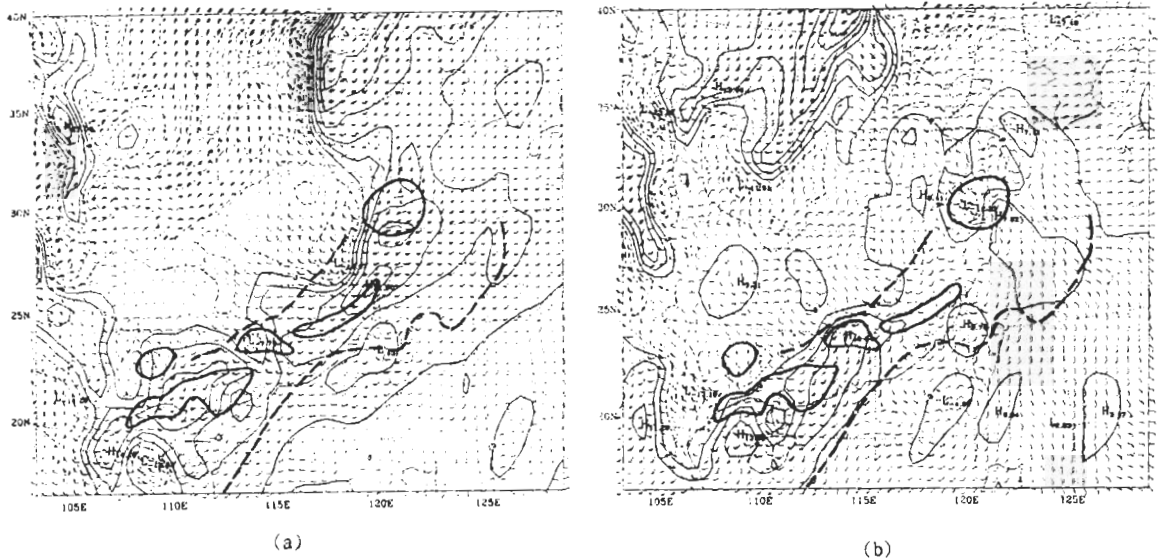


圖10 1987年5月16日0000UTC模式CNR模擬24小時之850hPa(a)地轉與(b)非地轉風速。實線為具南風分量，虛線為具北風分量，等風速線間距為 5ms^{-1} ，粗虛線為模式西南風大於 10ms^{-1} 以上範圍，粗實線為15日2100UTC-16日0000UTC 3小時累積降雨量5mm以上之範圍。

CNR模擬12小時後，和缺乏潛熱效應的FAK模擬之850hPa高度差顯示(圖11a)，華南地區高度差均為負值，-15gpm以上的區域分佈於江西、湖南、廣西，和強降水區一致，顯示MCS潛熱釋放效應使該區低層高度下降。CNR和FAK模擬的850hPa風向量差(圖11b)，顯示CNR模擬的LLJ區域均具南風增量，局部地區如江西，其風速差在 5ms^{-1} 以上，風場均往強降水區輻合。24小時後，CNR模擬強降水區850hPa高度場和FAK模擬差異更顯著(圖12a)，差距-15gpm以上的範圍在1000多公里以上，強降水區伴隨的CNR和FAK模擬高度場差多在-25gpm以上，但江浙交界處的強降水區於5月15日1800UTC之後異常長大(圖8b)，對於此區24小時累積的CNR與FAK高度場差異將有高估現象，使得CNR模擬之LLJ區和FAK模擬之風向量差在浙江與江蘇一帶風向量差達 10ms^{-1} 以上，唯此現象為局部性，CNR與FAK風向量差在 5ms^{-1} 以上的區域則長達1000多公里以上(圖12b)。

CNR與FAK模擬風場、高度場差顯示，MCS潛熱釋放對於LLJ強度有顯著貢獻。此外，CNR與FAK模擬風向量差中，在降水區南側風向量差比北側大，即MCS潛熱釋放導致南來氣流風速的增強比北來氣流顯著，此種MCS區的南、北側透過潛熱增強其風速，卻呈現其南、北增強效率的不同，顯然並非潛熱釋放的直接過程所能解釋。由5月15日1200UTC12小時模擬之非地轉風分析顯示(圖9b)，江西附近強降水區具顯著非地轉風，風向為東南風或西南風，風速及風向均和CNR與FAK模擬的風向量差一致，可能是透過對流造成的強上升運動，伴隨低層顯著輻合，加強該區LLJ強度。25°N以北的LLJ較具地轉性，25°N以南LLJ則較具非地轉性。非地轉風之形成原因，主要是對流的潛熱釋放造成低層低壓的下降，和周圍環境形成強氣壓梯度力，在對流區南

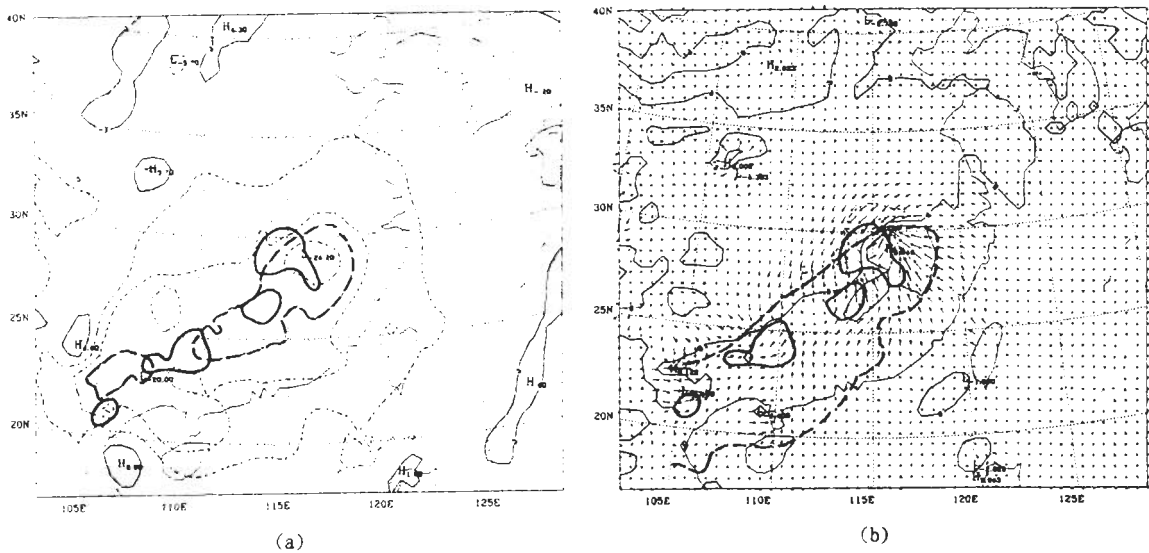


圖11 1987年5月15日1200UTC模式CNR和FAK12小時模擬之850hPa(a)高度差(等值線間距為5gpm，粗虛線為15gpm等值線)與(b)風向量差(等風速線間距為 5ms^{-1} ，粗虛線為模式西南風大於 10ms^{-1} 以上範圍)。粗實線為15日0900-1200UTC3小時累積降雨量5mm以上之範圍。

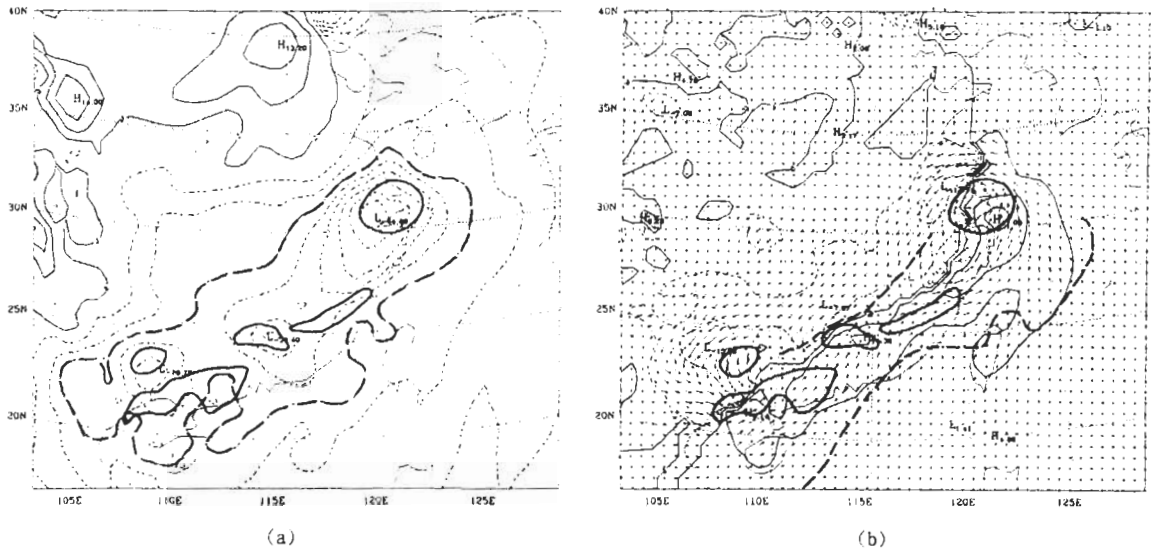


圖12 1987年5月16日0000UTC模式CNR和FAK24小時模擬之850hPa(a)高度差(等值線間距為5gpm,粗虛線為15gpm等值線)與(b)風向量差(等風速線間距為 5ms^{-1} ,粗虛線為模式西南風大於 10ms^{-1} 以上範圍)。粗實線為15日2100UTC-16日0000UTC3小時累積降雨量5mm以上之範圍。

側加強西南風強度，此為非地轉風加強的原因。25°N以北柯式效應較25°N以南為顯著，因此25°N以北的非地轉風比25°N以南的非地轉風更容易透過柯式加速轉為地轉風。CNR和FAK模擬的850hPa高度差，10gpm以上的下降區平均寬度約700-900公里，10mm/3h以上的強降水區寬度約200公里，高度場下降區的範圍大於強降水區，此24小時內形成700-900公里寬的高度下降區，乃是此期間MCS持續東南或東移，氣壓隨之下降，累積24小時後，形成較大範圍高度下降。另一方面，MCS南側300-500公里內高度亦下降，此可能是MCS潛熱造成高度下降，吸引南來暖濕氣流往對流區移動，暖濕空氣透過靜力反映，使850hPa高度下降。此種大範圍氣壓的下降，形成氣壓梯度力的加強，可導致LLJ的被加強。

5月15日1200UTC之850hPa輻合場顯示(圖13)，CNR強降水區伴隨強輻合帶，輻合帶走向約與LLJ平行，均呈東北-西南向，安徽、湖北及湖南伴隨的輻合帶最大值區位於LLJ軸心下游(圖略)，顯示LLJ於下游形成的輻合，對於MCS有貢獻。輻合帶所伴隨非地轉風場(圖9b)，顯示有往北或西北的非地轉氣流，風速約 5ms^{-1} 以上，25°N附近柯氏參數約為 $6.5 \times 10^{-3}\text{s}^{-1}$ ，透過柯氏加速，加強MCS南側的風場，12小時約可增強 10ms^{-1} 以上，和CNR與FAK模擬風向量差一致(圖12b)。缺乏潛熱時，FAK模擬降水分佈顯示(圖14)其每3小時累積降水量比CNR模擬少很多(圖8)，均在5mm/3h以下，位置的分佈也和CNR模擬有差異。顯示一旦缺乏潛熱效應下，MCS的發展受到限制。

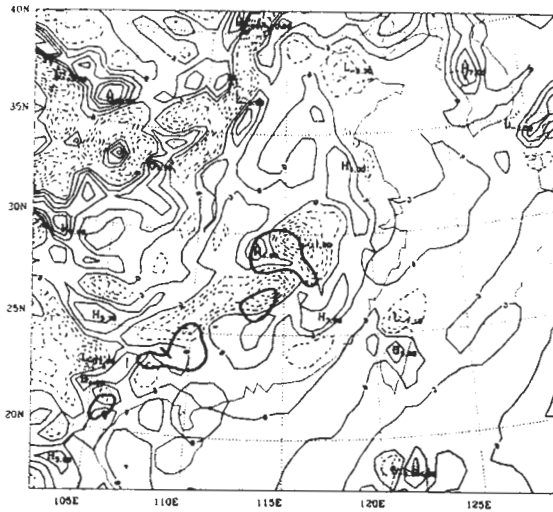


圖13 1987年5月15日1200UTC模式CNR模擬12小時之850hPa散度。等值線間距為 $2 \times 10^{-5} s^{-1}$ ，粗實線為15日0900UTC-1200UTC3小時累積降雨量5mm以上範圍。

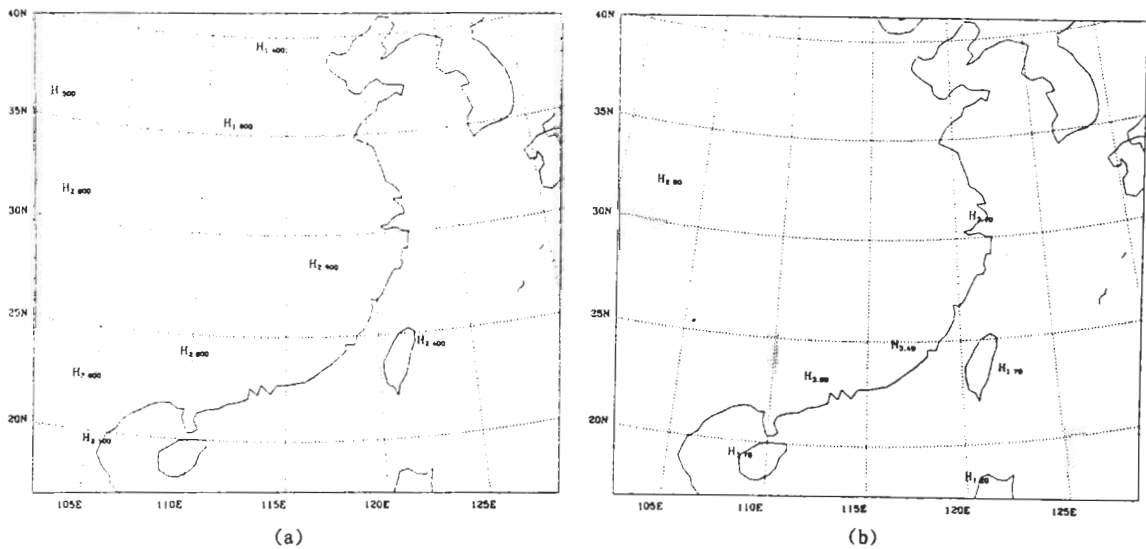


圖14 1987年5月(a)15日0900-1200UTC與(b)15日2100UTC-16日0000UTC模式FAK每3小時累積降水量。等值線間距為5mm。

模式CNR模擬18小時後，其橫跨LLJ之AB剖面(見圖5)渦度場垂直分佈顯示(圖15a)，對流區後緣100公里內，於高度900-800hPa間有顯著氣旋式渦度，水平寬度約200公里，此氣旋渦度是LLJ形成水平風切的反映。

AB剖面CNR模擬之散度垂直分佈顯示(圖15b)，顯然對流區800hPa以下有顯著輻合，800hPa高度以上均有輻散，此低層輻合、高層輻散的水平範圍約200-300公里，此散度主要是

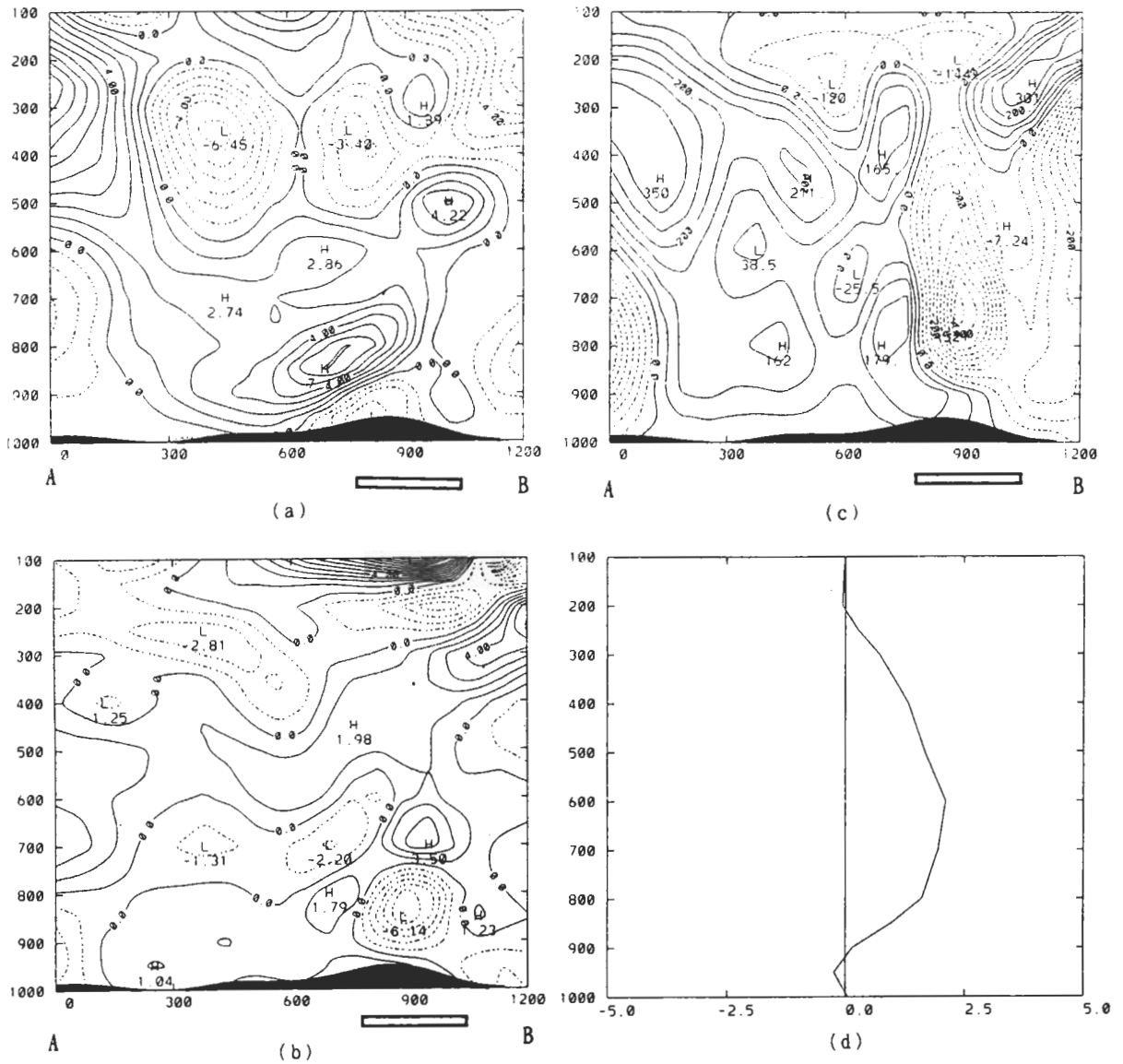


圖15 1987年5月15日1800UTC模式CNR模擬18小時之AB剖面(圖5粗實線)(a)渦度(等值線間距為 $1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$), (b)散度(等值線間距為 $1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$), (c)垂直速度(等值線間距為 $50 \times 10^{-2} \mu \text{ b s}^{-1}$), 底圖長方形指示對流區, 及(d)雲區範圍平均加熱率(Q_1 ; Yanai et al., 1973)之垂直分佈, 橫軸為加熱($^{\circ} \text{ C} / 3 \text{ hr}$)。

MCS發展的反映。CNR模擬之垂直速度的垂直分佈則顯示, 強對流區伴隨強上升運動(圖15c), 上升區可達300hPa高度, 顯示對流發展相當旺盛, 其下近地層有淺下降區。最大上升區在700hPa。MCS區域範圍平均的熱源分佈之 Q_1 (Yanai et. al. 1973)(圖15d)顯示, 850-300hPa有增溫, 最大加熱率在600hPa左右。900hPa以下有冷卻, 顯係由對流降水區之蒸發所致。

FAK模擬18小時的AB剖面渦度分佈(圖16a)，和CNR模擬的渦度分佈比較顯示，在CNR對流區後緣150公里處，FAK雖然亦有如CNR存在氣旋渦度(圖15a)，但位置落後CNR，且強度弱許多，顯示對流潛熱對此CNR模擬之氣旋渦度加強的重要性。FAK模擬散度結果，於CNR模擬之對流區900-800hPa處為弱輻散(圖16b)，不同於CNR模擬的強輻合(圖15b)。FAK模擬垂直速度，於CNR模擬之對流區處顯示最強上升區在500hPa(圖16c)，強度為 $2.73 \mu bs^{-1}$ ，和CNR接近，但FAK800hPa的上升運動在 $1 \mu bs^{-1}$ 以下，遠弱於CNR模擬的 $5.21 \mu bs^{-1}$ (圖15c)。由CNR與FAK模擬之渦度、散度及上升運動之比較，顯示對流潛熱釋放對於MCS伴隨的輻合、氣旋渦度及垂直運動均有顯著影響。

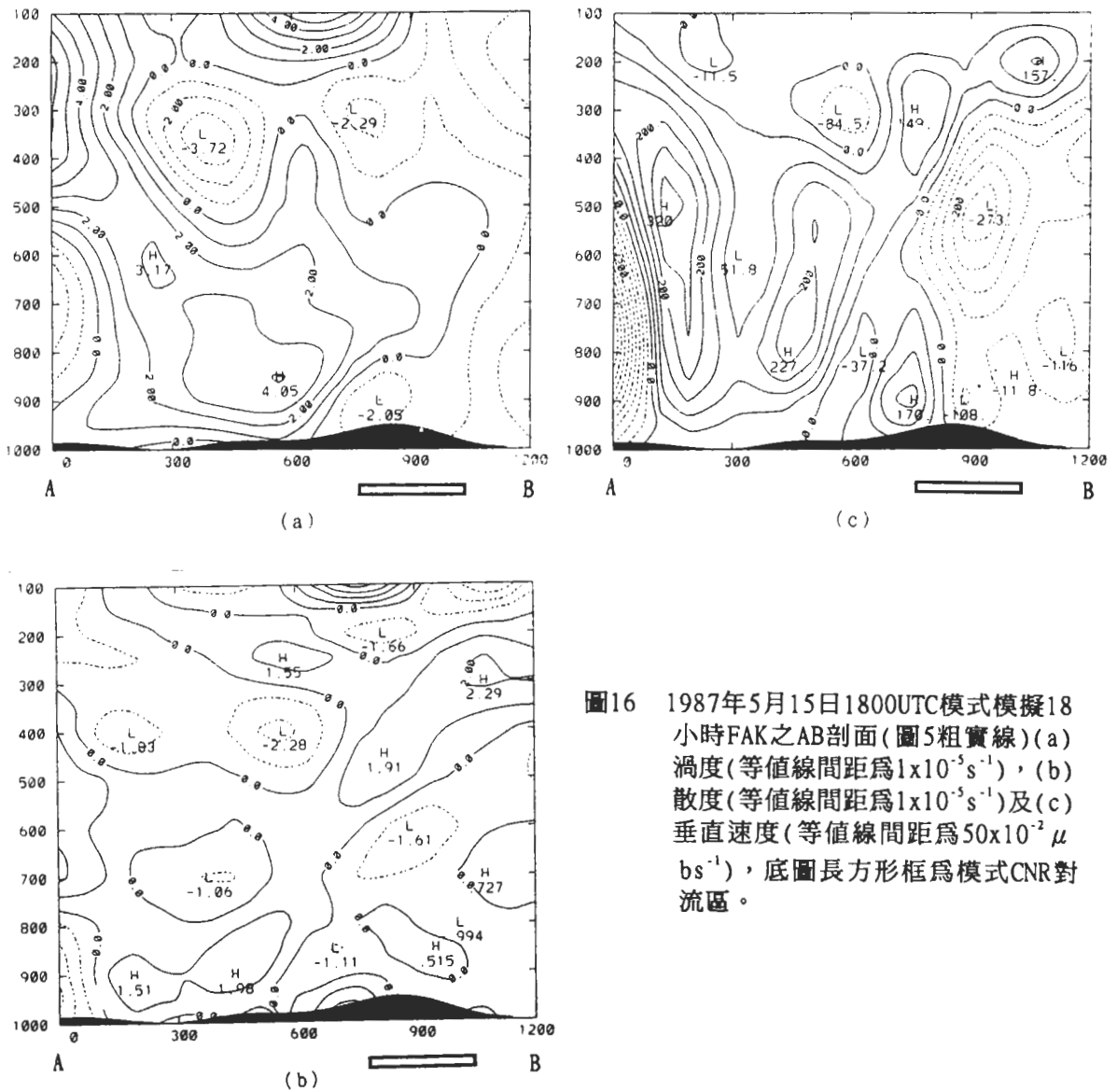


圖16 1987年5月15日1800UTC模式模擬18小時FAK之AB剖面(圖5粗實線)(a) 渦度(等值線間距為 $1 \times 10^{-5} s^{-1}$)，(b) 散度(等值線間距為 $1 \times 10^{-5} s^{-1}$)及(c) 垂直速度(等值線間距為 $50 \times 10^{-2} \mu bs^{-1}$)，底圖長方形框為模式CNR對流區。

本個案對流區伴隨低層顯著輻合，缺乏潛熱釋放時，MCS與低層之輻合場均減弱許多，顯示MCS和低層風場有很強的正反饋過程，MCS的潛熱釋放增溫效應能相當有效地回饋到低層風場。羅士比變形半徑 $L_R = C/(f + \zeta)$ ， f 為柯式參數， ζ 為氣旋式渦度， C 為慣性重力波速度 $=NH$ ， N 為Brunt Vaisalla頻率， H 為加熱系統厚度。本個案 N 約為 $0.01s^{-1}$ ，對流雲可發展至300hPa以上，但最大加熱率中心則在600hPa， H 約為4~4.5公里，反映重力波速度約 $40\sim 45ms^{-1}$ ， f 約 $6.5 \times 10^{-5}s^{-1}$ ，若不考慮氣旋式渦度 ζ ，則 L_R 約600公里，但強對流區範圍約200-300公里，顯然要透過潛熱釋放加強LLJ及使MCS自我加強，須要有氣旋渦度的配合，氣旋渦度約 $7 \times 10^{-5}s^{-1}$ ，如此 L_R 約為270公里，約為MCS的尺度。因為羅士比變形半徑近似深對流之水平尺度，因此MCS的潛熱釋放能有效加強低層輻合，並和LLJ發生交互作用。

本個案5月15日0000UTC-16日0000UTC期間LLJ與MCS均移行於 $110\sim 120^\circ E, 25\sim 30^\circ N$ 區域，LLJ伴隨顯著氣旋式渦度，為了定量瞭解LLJ和MCS間關係，取 $110\sim 120^\circ E, 25\sim 30^\circ N$ 區域做平均，計算850hPa渦度收支(圖17)，顯示5月15日0300-1800UTC，氣旋渦度均在增加，1200UTC時氣旋渦度增加最快，3小時內增加 $8 \times 10^{-5}s^{-1}$ ，之後氣旋渦度隨時間的增加量逐漸減緩。0900-1500UTC透過輻合所產生的氣旋渦度均超過 $10 \times 10^{-5}s^{-1}$ ，和渦度產生項一致，顯示透過輻合過程

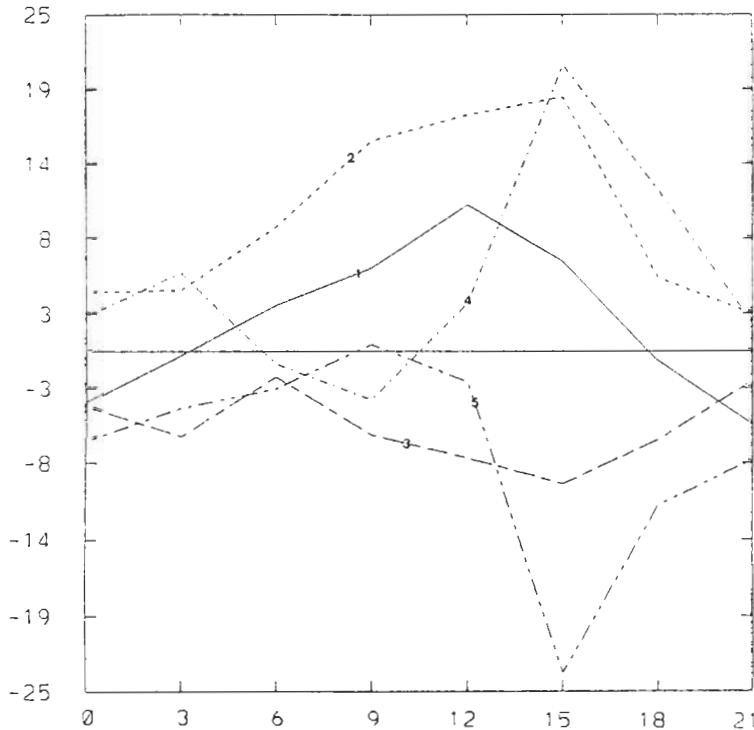


圖17 模式CNR模擬 $110\sim 120^\circ E, 25\sim 30^\circ N$ 區域平均之渦度收支各項隨時間分佈。圖中1為渦度局部產生項，2為輻合項，3為水平渦度平流項，4為扭轉項，5為剩餘項。單位為 $10^{-5}s^{-1}/3hr$ ，橫軸為5月15日0000-2100UTC每3小時間距。

透過輻合過程對於氣旋式渦度有顯著貢獻。渦度平流項對於氣旋渦度則持續為負貢獻，顯示對流加強低層輻合後，透過輻合項所加強氣旋渦度的效應，即渦度極大值的前/後方其南/北風分量氣流將較小渦度往渦度極大值區平流，減弱氣旋渦度強度。扭轉項在0900UTC之後為正貢獻，此主要是LLJ具顯著垂直風切，形成的水平渦度指向北方，在水平氣旋渦度區伴隨顯著垂直運動水平分佈，將水平渦度轉為垂直渦度。渦度收支的剩餘項在5月15日1200UTC之後為顯著負貢獻，主要是該時期之後MCS持續發展，一方面固然加強了低層輻合，對氣旋渦度有顯著貢獻，但同時上升運動很強，可能透過積雲對流過程將氣旋渦度上傳，導致850 hPa渦度減弱。由對流區風場的垂直剖面顯示（圖18），5月15日1500UTC時對流正在發展階段，500hPa以下為西南風，以上為西北風，850-800hPa具有低層噴流。2100UTC時該區對流系統已由成熟轉為消散，此時900hPa至600hPa風場隨高度變化很小，600hPa以上的西北風強度減弱，顯示透過對流區上下垂直運動顯著，勻滑化上下風場，並將低層具南風分量的風場動量往高層傳送。但透過渦度收支整體而言，渦度仍隨時間增強，顯示對流系統對於氣旋渦度仍是正貢獻的。

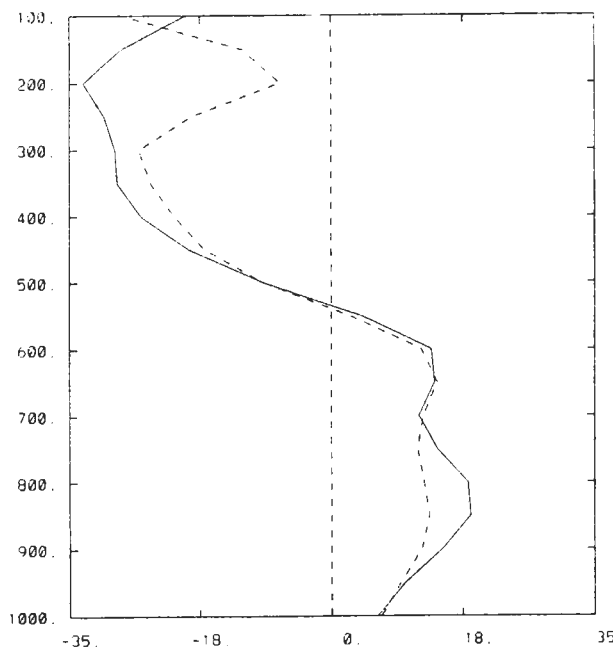


圖18 1987年5月15日1500UTC(實線)與2100UTC(虛線)模式CNR模擬雲區範圍平均風場之垂直分佈，橫軸為風速 (ms^{-1})，正值為具南風分量，負值為具北風分量。

溫度收支方面，5月15日1500UTC-1800UTC850 hPa對流區溫度差異在 1°C 以內（圖19a），溫度變化不顯著。溫度平流效應在該區也很微弱（圖19b），主要是850hPa水平溫度梯度弱，LLJ所伴隨暖平流過程並不明顯。絕熱項顯示（圖19c），對流區具有顯著絕熱上升冷卻過程，安徽、江西等區冷卻率平均可達 $7^{\circ}\text{C}/3$ 小時以上，另一方面，對流區同時伴隨顯著潛熱

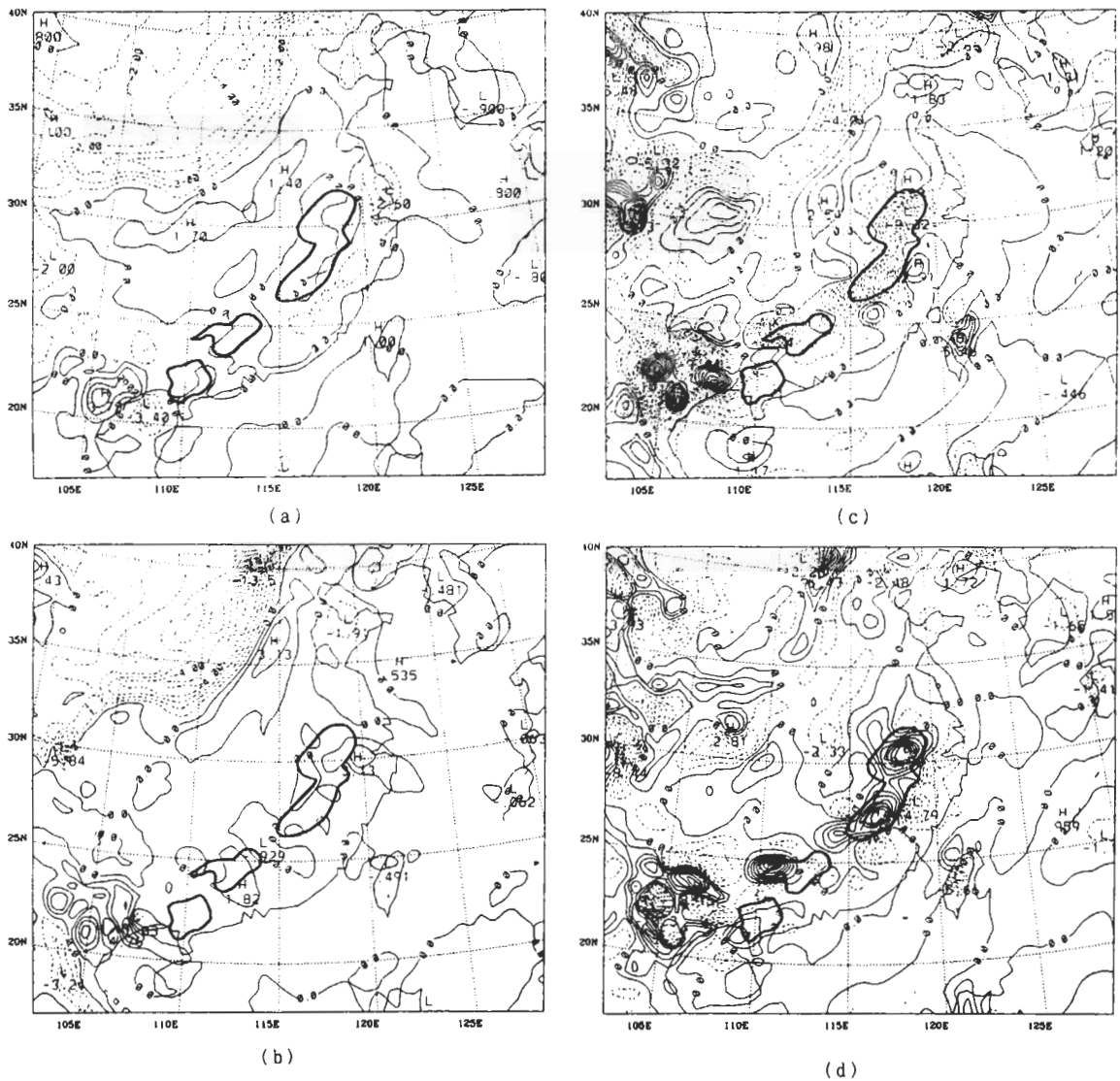


圖19 1987年5月15日1800UTC模式CNR模擬18小時之850hPa溫度收支 (a) 溫度1500UTC-1800UTC三小時之局部變化項, (b) 溫度平流項, (c) 絕熱項及 (d) 非絕熱項。等值線間距為 $1^{\circ}\text{C}/3\text{hr}$, 粗實線為15日1500UTC-1800UTC3小時累積降雨量5mm以上範圍。

釋放增溫過程 (圖19d), 淨收支而言, 低層850hPa溫度改變很少。對流區熱量收支顯示增溫最明顯是在對流層大氣 (圖15d), 透過MCS潛熱釋放對大氣的增溫, 導致低層低壓的下降、氣流的輻合等正反饋過程, 使MCS與LLJ均加強。

5月15日1500UTC-1800UTC850 hPa對流區混和比差異在 $1\text{g}/\text{kg}$ 以內 (圖20a), 該區水氣平流效應約 $1\text{g}/\text{kg}/3\text{小時}$ (圖20b), 顯示LLJ將水氣往對流區輸送, 對於MCS水氣供應有正貢

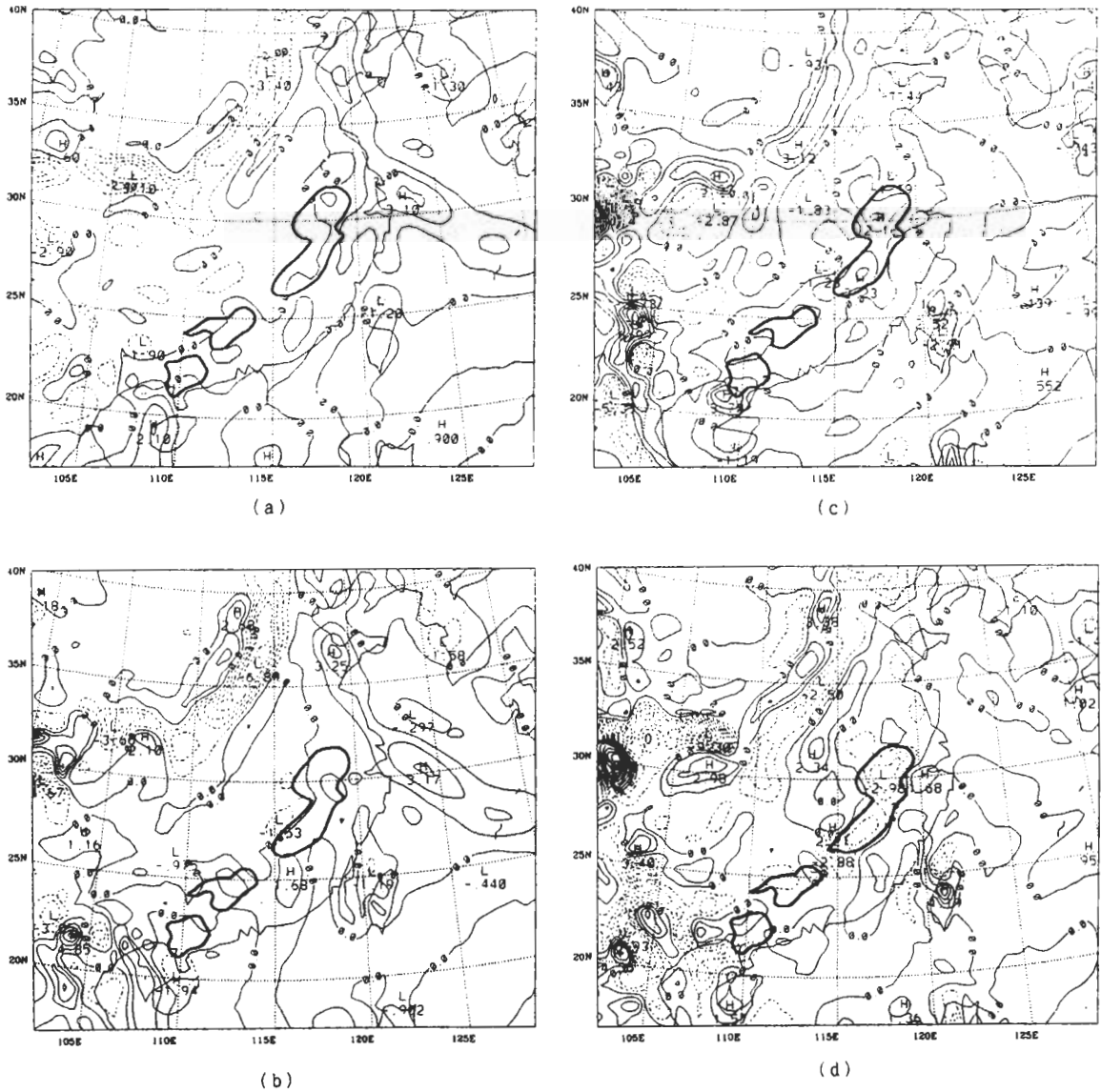


圖20 1987年5月15日1800UTC模式CNR模擬18小時之850hPa水氣收支 (a) 水氣1500UTC-1800UTC三小時之局部變化項, (b) 水氣水平平流項, (c) 水氣垂直平流項及 (d) 剩餘項。等值線間距為1g/kg/3hr, 粗實線為15日1500UTC-1800UTC3小時累積降雨量5mm以上範圍。

獻。垂直平流效應在對流區具顯著正貢獻，顯示透過對流伴隨的強上升運動（圖20c），將水氣上傳至850hPa，提供對流的發展。水氣收支剩餘項在對流區具顯著負值（圖20d），反映對流區透過水氣凝結成水滴而減少水氣。

五、討 論

本文主要目的在探討MCS和LLJ的關係，模式模擬的結果顯示850hPa鋒面位置、LLJ分佈均和觀測接近。降水區的預報，初期落後於衛星觀測的對流系統，可能是模式預報初期，尚需一段物理調整時間。

本個案MCS為深對流系統，其生命期長，模擬結果顯示MCS伴隨低層輻合，高層輻散及上升運動。MCS原存在於LLJ北側，之後MCS往東往南發展，深對流雲系和LLJ主軸一致，顯示可能是LLJ在其下游形成輻合，激發MCS成長，MCS透過潛熱釋放加熱大氣，增強低層風場輻合後，透過柯氏力加強MCS南側風場，使LLJ往南發展，並在其下游加強MCS，二者形成正反饋。另外，對流潛熱釋放，除了直接引起低層高度下降，利於氣流往低壓帶輻合，加強LLJ外，由於對流區的低壓帶吸引較暖濕空氣北上，此暖濕空氣亦使得低層高度下降，對於LLJ亦有影響，此種MCS造成大尺度環境的改變，而後大尺度氣壓梯度力增強，進而加強LLJ的效應，將使LLJ加強的範圍較對流潛熱釋放直接加強LLJ所致的範圍為大。當缺乏潛熱時，LLJ強度、輻合場及上升運動均減弱許多，MCS即無法發展，顯示MCS的潛熱釋放對於MCS及LLJ的發展均有重要貢獻。

模式模擬的LLJ在25°N以北較具地轉性，25°N以南較具非地轉性。非地轉風區域均持續伴隨強對流，透過對流潛熱釋放效應，造成低層850hPa高度下降，形成非地轉風區，25°N以南非地轉風為西南風，故能增強原有西南風強度。25°N以北LLJ所在區亦伴隨強對流系統，MCS區域伴隨的非地轉風風向為南風或東南風，透過柯氏力地轉效應加強南側LLJ，使LLJ往南發展。透過渦度收支方程顯示，對流區低層輻合的增強，加強氣旋渦度，氣旋渦度被加強後，由於對流強上升運動，將低層動量往中高層大氣傳送，此過程不利於氣旋渦度/LLJ的維持，但整體而言，對流對於氣旋渦度的增強的正貢獻仍超過其負貢獻，導致氣旋渦度隨時間持續增強。

另外，Hsu and Sun(1994)的模擬LLJ和雲系的關係，所選取的個案和本個案相同，結論卻有差異。他們模擬結果顯示，LLJ的發展，主要是中低層的層狀雲潛熱釋放所致。有層狀雲的潛熱釋放效應但不考慮對流雲的潛熱下，結果顯示LLJ仍能存在，且梅雨鋒特徵如微弱水平溫度梯度、顯著水氣梯度、氣旋式渦度及熱力直接環流均能存在，他們認為梅雨鋒及LLJ主要是和層狀雲有密切關連，對流雖有其貢獻，但並非主要的角色。本文則顯示對流的潛熱釋放對於LLJ有其重要影響。而在完全沒有潛熱下，LLJ強度減弱許多。Hsu and Sun(1994)在模式裡是以可解析網格75公里以上的水氣視為層狀雲，75公里以下的次網格水氣用對流參數化處理並視為對流雲，由於此個案衛星雲圖顯示深對流範圍在數百公里至一千多公里，Hsu and Sun(1994)模式解析度為75公里，將75公里以上的雲系視為層狀雲，並不是很合理。本文的模擬中，並無探討可解析網格與次網格個別水氣的潛熱角色，在缺乏潛熱下，氣旋渦度/LLJ仍存在，但強度弱許多，至於層狀雲與對流雲個別對於LLJ影響如何，由於觀測並非淺雲系統，且模式也無法區分何者為層雲或對流雲，二者雲系和LLJ間之交互作用值得進一步探討。

六、結 論

本文使用傳統觀測資料與中尺度模式MM4作個案模擬，探討LLJ與MCS的相關性。觀測結果顯示本個案雲系沿著鋒面呈東北-西南走向，隨時間往南移動，雲系內之MCS為深對流系統，生命期長，原位於LLJ北側，之後往南發展，位置和LLJ一致。鋒前LLJ 10ms^{-1} 以上強風區範圍於24小時期間由1000公里擴展至2000公里左右，LLJ出區伴隨的大尺度氣壓梯度力也於此時加強。模式CNR對於850 hPa鋒面位置與LLJ分佈之模擬結果，均和觀測接近，亦即模式能合理的掌握梅雨鋒特徵。降水的模擬，在初期落後於衛星顯示的MCS，此種現象主要是在模式預報初期需一段物理調整時間。24小時預報結果，除局部地區江浙一帶降水過多外，大致上強降水系統分佈均和衛星顯示的MCS接近。缺乏對流潛熱釋放的模式實驗FAK時，其降水強度及LLJ均較CNR弱許多，顯示MCS潛熱釋放對於其自我加強及LLJ的維持有顯著貢獻。CNR模擬的MCS伴隨低層輻合，高層輻散及上升運動。MCS的發展，LLJ在其下游提供輻合場，利於MCS的形成，另一方面，MCS發展後其潛熱釋放加強低層輻合、高層輻散，伴隨強上升運動，形成自我加強過程。MCS發展後，對於LLJ的加強可有下列3種途徑：(1)25°N以北MCS伴隨低層的非地轉風為南風或東南風，透過柯式力地轉效應加強MCS南側的LLJ。渦度收支方程顯示，對流區低層輻合的增強，是氣旋渦度增加的主要原因。(2)25°N以南MCS伴隨的非地轉風為西南風，形成慣性加速LLJ原有西南風強度。(3)MCS潛熱釋放造成低層氣壓的降低，吸引大範圍暖濕南來氣流往對流區移動，進而使大尺度氣壓梯度力增強，經由地轉調整過程加強LLJ。

致 謝

本文的完成，謝謝教育部提供作者到美國研究的機會，以及美國國家大氣研究中心(NCAR)的中尺度與微尺度模式部門(MMM)所提供的電腦資源。本研究在國科會專案計畫NSC86-2111-M-002-006-AP6支援下完成。

參考文獻

- 丘台光與廖學鎰，1984：華南及鄰近地區中尺度對流系統之研究。*大氣科學*，11，85-100。
- 陳正改，1979：梅雨鋒面所伴隨之低層噴射氣流和臺灣地區豪雨之關係。*大氣科學*，6，1，29-37。
- 陳泰然，1988：臺灣梅雨研究的回顧。*科學發展月刊*，16，2，239-266。
- 陳泰然與紀水上，1978：臺灣梅雨鋒面之中幅度結構。*大氣科學*，5，1，35-47。
- 陳泰然與蒲金標，1985：華南春季低層噴流之形成與臺灣北部地區豪雨之個案分析。*大氣科學*，12，23-32。

- 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。
- 喬鳳倫, 1988: 臺灣地區中尺度實驗-資料處理II天氣圖集(第一冊)。國科會防災科技研究報告, 77-11號。
- 蔡清彥與鄭寶鳳, 1987: 臺灣地區梅雨期間低層噴流的結構分析及其與發生豪雨的關係。大氣科學, 15, 1, 1-16。
- 謝信良, 1985: 伴隨鋒面劇烈天氣現象之研究。中央氣象局研究報告126號, 77頁。
- Blackadar, A.K., 1957: Boundary layer wind maxima and their significance for the growth of nocturnal inversion. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 38, 283-290.
- Blackadar, A.K., 1979: High resolution models of the planetary boundary layer. *Advances in Environmental Science and Engineering*, 1, No. 1, Pfaffin and Ziegler, eds., Gordon and Breach Sci. Pub., New York, 50-85.
- 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.
- Chou, L.C., C.P. Chang, and R.T. Williams, 1990: A numerical simulation of the Mei-Yu front and associated low-level jet. *Mon. Wea. Rev.*, 118, 1408-1428.
- Davies, H.C., and R.E. Turner, 1977: Updating prediction models by dynamical relaxation: An examination of the technique. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 103, 225-245.
- Grell, G., Y.-H. Kuo., and P. Pasch, 1988: Semi-prognostic tests of three cumulus parameterization schemes for mid-latitude convective systems. *Proceeding, Eighth Conference on Numerical Weather Prediction*. Baltimore, Amer. Meteor. Soc., 363-370.
- Hsie, E.-Y., R.A. Anthes, and D. Keyser, 1984: Numerical simulation of frontogenesis in a moist atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, 41, 2581-2594.
- Hsu, W.-R., and W.-Y. Sun, 1994: A numerical study of a low-level jet and its accompanying secondary circulation in a Mei-Yu system. *Mon. Wea. Rev.*, 112, 324-340.
- Kuo, Y.H., and T.A. Anthes, 1982: Numerical simulation of a Mei-Yu system over southeastern Asia. *Papers Meteor. Res.*, 5, 15-36.
- 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.
- Matsumoto, S., K. Ninomiya, and S. Yoshizumi, 1971: Characteristic features of "Baiu" front associated with heavy rainfall. *J. Meteor. Soc. Japan*, 49, 267-281.
- Ninomiya, K., and T. Akiyama, 1974: Band structure of mesoscale echo cluster associated with low-level jet stream. *J. Meteor. Soc. Japan*, 52, 300-313.

- 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.*, **3**, 67-77.
- Wexler, H., 1961: A boundary layer interpretation of the low-level jet. *Tellus*, **13**, 369-378.
- Yanai, M., S.Esbenson, 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.
- Zhang, D.-L., and R.A.Anthes, 1982: A high-resolution model of the planetary boundary layer-sensitivity tests and comparisons with SISAME-79 data. *J. Appl. Meteor.*, **21**, 1594-1609.

A Study of the Relationship between Low-Level Jet and Mesoscale Convective System

W. K. Soong¹ G. T. J. Chen¹ Y. H. Kuo²

¹Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University

²National Center for Atmospheric Research

ABSTRACT

A Mei-Yu front existed over southeastern China in 15-16 May 1987 during TAMEX period. Ahead of the Mei-Yu front, a low-level jet (LLJ) and mesoscale convective system (MCS) developed with time. The purpose of this paper is to analyze observational data and to use Penn/NCAR MM4 mesoscale model to simulate this case in order to study the relationship between LLJ and MCS. Observations showed that the along-front cloud band and the embedded MCS moved southward with time. The long-lived MCS

originally located to the north side of the LLJ, developed and moved southward to coincide with the LLJ. The length of the LLJ ($\geq 10 \text{ ms}^{-1}$) extended from 1000 km to 2000 km in 24 hours. At the same time, the large-scale pressure gradient force intensified in the exit area of the LLJ. Results of the control run (CNR) in the MM4 model simulation show that the general characteristics of 850 hPa front position and LLJ are similar to the observations. It indicates that the model handled the characteristics of the Mei-Yu frontal system reasonably well. In the very early phase of the model run, the time of precipitation lagged behind GMS observed MCSs. This is probably due to the adjustments time needed for model to form precipitation. Nevertheless overall precipitation pattern is similar to the MCS from satellite imageries. Results of fake run (FAK) without latent heat show that the intensity of the precipitation and the LLJ is much weaker than that in CNR. It indicates that the latent heat released by MCS has significant contribution to the development of MCS and LLJ.

The CNR simulation shows that MCS is associated with low/high-level convergence/divergence and a significant upward motion. As the MCS developed, the low/high-level convergence/divergence and accompanied upward motion intensified due to latent heating and led to the MCS self-intensify process. At the same time, the LLJ was enhanced by three different ways: (1) To the north of 25°N , the LLJ tended to be enhanced by the Coriolis acceleration in the area of southerly or southeasterly ageostrophic flow to the south of MCS. Vorticity budget computations showed that the low-level cyclonic vorticity increase over the MCS area was mainly due to the horizontal convergence. The vorticity generation was apparently partially due to the Coriolis effect. (2) To the south of 25°N , the southwesterly LLJ tended to be enhanced by the ageostrophic southwesterlies which were associated with MCS. (3) The low-level pressure was decreased due to latent heating of MCS. This led to the flows of warm and moist air from the south into the MCS area and produced additional pressure decrease. The increase of pressure gradient force then intensified the LLJ through the geostrophic adjustment process.

Key words : Low-level jet (LLJ), Mesoscale convective system (MCS).