

梅雨鋒面移動之分析

宋偉國 鄧資嘉 陶戡灣

空軍航空技術學校

摘 要

本文選了南海實驗計劃期間 1998 年 5 月 1-2 日作個案分析，探討影響鋒面移動的幾種可能因子。顯示鋒面大部分多為近似滯留，主要是由於鋒後冷平流很弱，無法有效的推動鋒面南移。但是 5 月 1 日 1200-1800 UTC 雖然鋒面斜壓度弱，但是鋒面卻移動迅速，由於此時鋒面前緣對流顯著，可能是對流潛熱釋放對於鋒面移動有重要關係。另外，5 月 1 日 1800 UTC-2 日 1200 UTC 鋒面在武夷山迎風面近似滯留，1200-1800 UTC 鋒面則移動迅速，一方面是鋒後大尺度冷平流加強，另一方面可能是近地層鋒面冷空氣淺薄，在東南丘陵迎風面受阻，形成堆積，之後冷空氣迅速南下。

一、前言

臺灣地區之氣候資料顯示，梅雨期的降水，在全年降水量中存在顯著相對最大值（陳與吳，1978），顯著的降水，往往導致豪雨成災，鋒面伴隨的對流系統所帶來的天氣，無論是雷暴、低能見度等等危險天氣，對於本軍飛行任務之執行均有顯著之影響。如何掌握梅雨鋒特徵，特別是在鋒面的移動方面，是預報上相當值得重視的問題。

過去的歷史文獻往往將梅雨鋒視為近似滯留，原因是此時大氣環境已在初夏階段，北方冷空氣勢力減弱下，不易推動鋒面南下。但是 1987 年舉行的中尺度實驗計劃 TAMEX，其中 Chen and Hui（1990）發現梅雨鋒可具有顯著斜壓性，此種鋒面移行快速，但鋒面發展較淺，鋒面前緣有強窄上升區，此鋒面特徵和古典中緯極鋒相似（Carbon, 1982; Hobbs and Pesson, 1982），顯示梅雨鋒也可能移動迅速。另外，梅雨鋒面往往伴隨顯著中尺度對流系統，兩者間關係密切。Thorpe and Emanuel（

1985）以二維半地轉模式探討鋒面和對流關係，顯示對流生命期長，主要是鋒面所致，對流潛熱釋放，則加速地面鋒的形成。Kuo and Anthes（1982）模擬 1975 年 6 月 11-15 日梅雨滯留鋒及雲帶，發現潛熱釋放對於鋒面雲帶、低層氣旋式渦度維持有顯著貢獻。Ross and Orlanski（1978）以二維數值模式探討水氣對成熟冷鋒的影響，當大氣具有對流不穩定度時，鋒面舉升可以產生對流，此對流引發的垂直環流比原鋒面環流為強。Williams et al.（1981）以模式研究潛熱對穩定狀態鋒面影響，顯示潛熱造成近地層（planetary boundary layer; PBL）之上的鋒面帶被加強，但對近地層鋒面則影響很小。Emanuel（1985）認為，鋒前 MCS 加強次環流，可以在鋒前不斷有鋒生效應，導致鋒面往暖區移動，原鋒面區之鋒生效應則減緩。Ross and Orlanski（1982）亦認為，鋒前 MCS 潛熱釋放，導致地面氣壓下降與輻合加強，是造成鋒面移動的重要因子。透過這些研究，顯示鋒面和 MCS 關係密切。

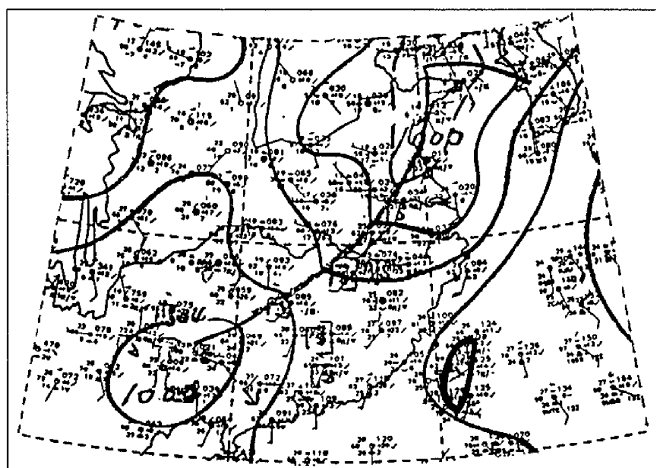
本文即運用中央氣象局所提供的天氣圖及雲圖，探討1998年5月1日至2日期間，影響華南區域梅雨鋒面移動的相關性因素。

二、資料來源與處理

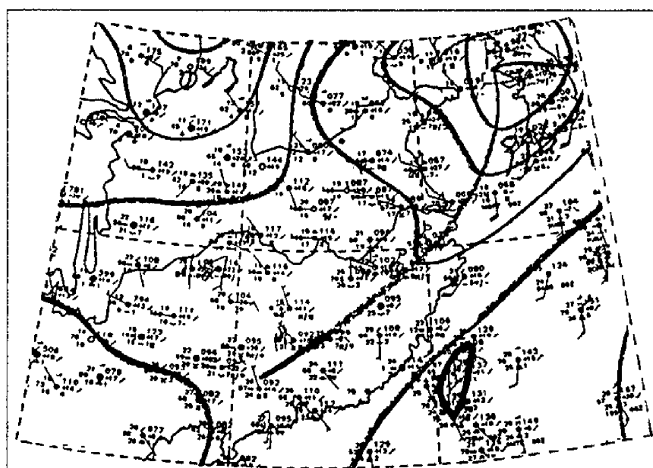
使用南海實驗計劃的綜觀天氣圖集，包含東亞地區每12小時地面、850hPa探空站溫度、氣壓、重力位高度、溫度露點差及風場，分析鋒面移動及綜觀環境。鋒面是以水平風切線為定義。使用中央氣象局提供的日本GMS每3小時紅外線衛星雲圖，分析MCS分佈及演變，探討鋒面移動與MCS的相關性。

三、鋒面移行分析

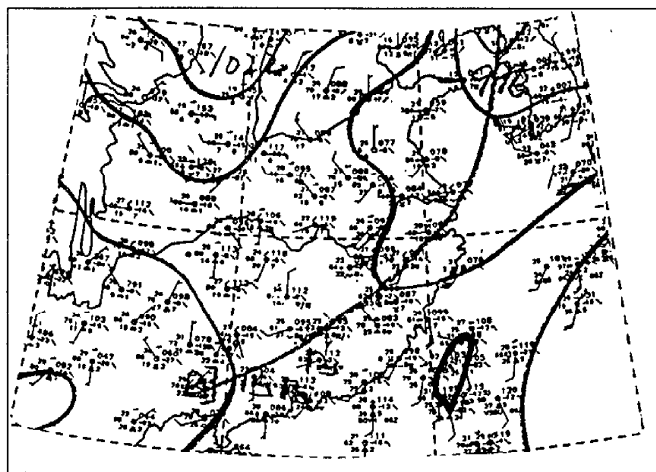
1998年5月3-6日鋒面在台灣近似滯留，造成各地有陣雨或雷雨，本文即在討論此鋒面系統1-2日期間在華南移動的特徵。5月1日1200 UTC地面天氣圖顯示(圖1a)，鋒面由山東半島向西南延伸至嶺南，鋒面及其前緣伴隨雷雨。12小時後的5月2日0000 UTC(圖1b)，鋒面往南移動，此時 30° N以南之華南地區均無等壓線，由於等壓線反應整層空氣柱重量，該區等壓線稀疏，顯示此近乎1000公里範圍內的氣團相當均勻，並無顯著南北空氣重量差異。5月2日1200 UTC時(圖1c)，鋒面持續南移，此時華南地區等壓線分布仍在4mb以下，氣團仍相當均勻。每6小時地面鋒面位置分布圖顯示(圖2)，5月



(a)



(b)



(c)

圖1 1998年5月(a)1日1200 UTC，(b)2日0000 UTC與(c)2日1200 UTC地面天氣圖。

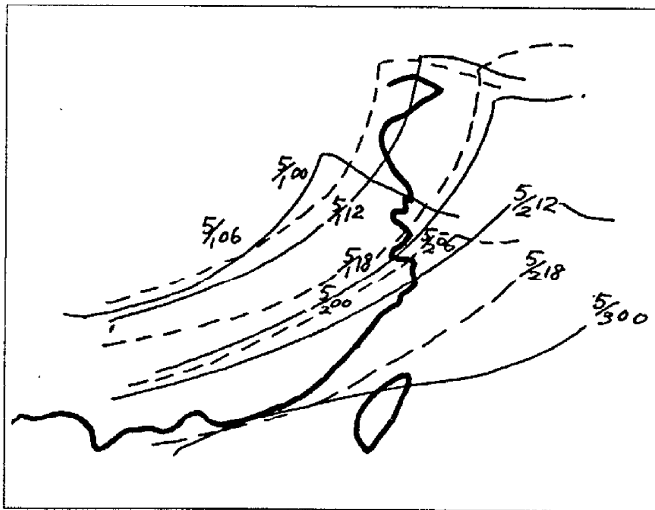
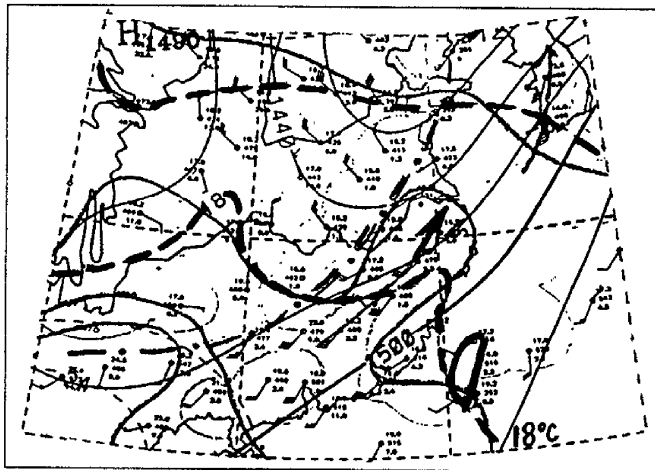


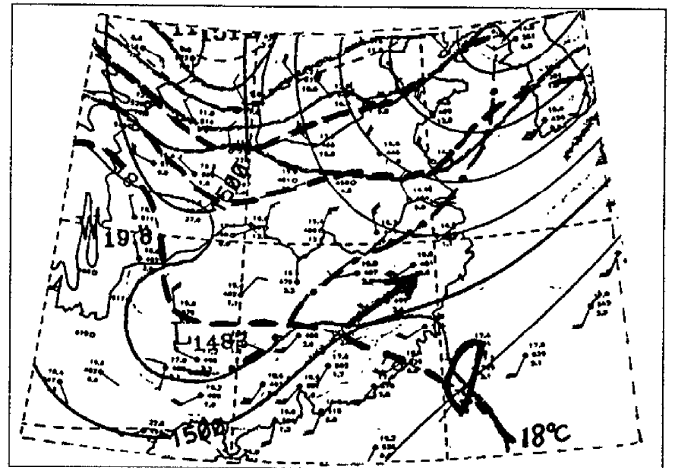
圖2 1998年5月1日0000 UTC至3日0000 UTC每6小時地面鋒面位置。

1日0000 UTC - 1200 UTC及1日1800 UTC - 2日1200 UTC此二段時間鋒面近似滯留，5月1日1200 UTC - 1800 UTC及5月2日1200 UTC - 1800 UTC均移動迅速。

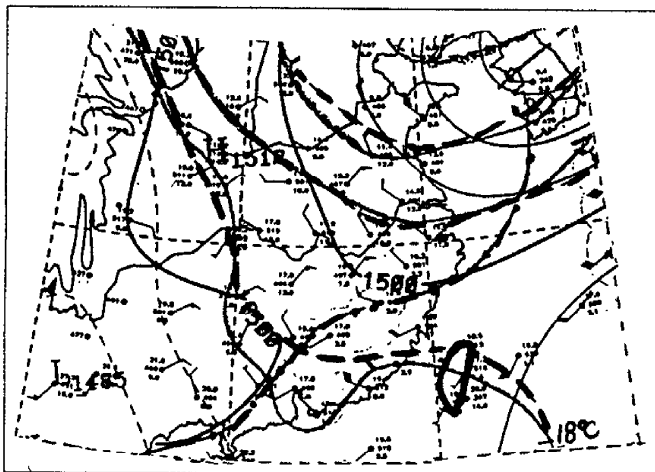
5月1日1200 UTC的850hPa天氣圖顯示(圖3a)，850hPa鋒面位置與地面鋒接近，鋒前暖區伴隨15 m/s以上的低層噴流(LLJ)，LLJ將暖空氣往東北平流，形成120°E附近有暖舌存在。鋒後30°N以北約1000公里範圍內，水平溫度對比相當弱，在3°C以內。5月2日0000 UTC時(圖3b)，850hPa鋒面位於地面鋒後，鋒前仍伴隨低層噴流，鋒區溫度對比仍然相當弱。5月2日1200 UTC時(圖3c)，850hPa鋒面迅速移動，鋒



(a)



(b)



(c)

圖3 1998年5月(a)1日1200 UTC，(b)2日0000 UTC與(c)2日1200 UTC 850hPa天氣圖。粗虛線為每3°C等溫線，點虛線為鋒面位置，箭頭為低層噴流區。

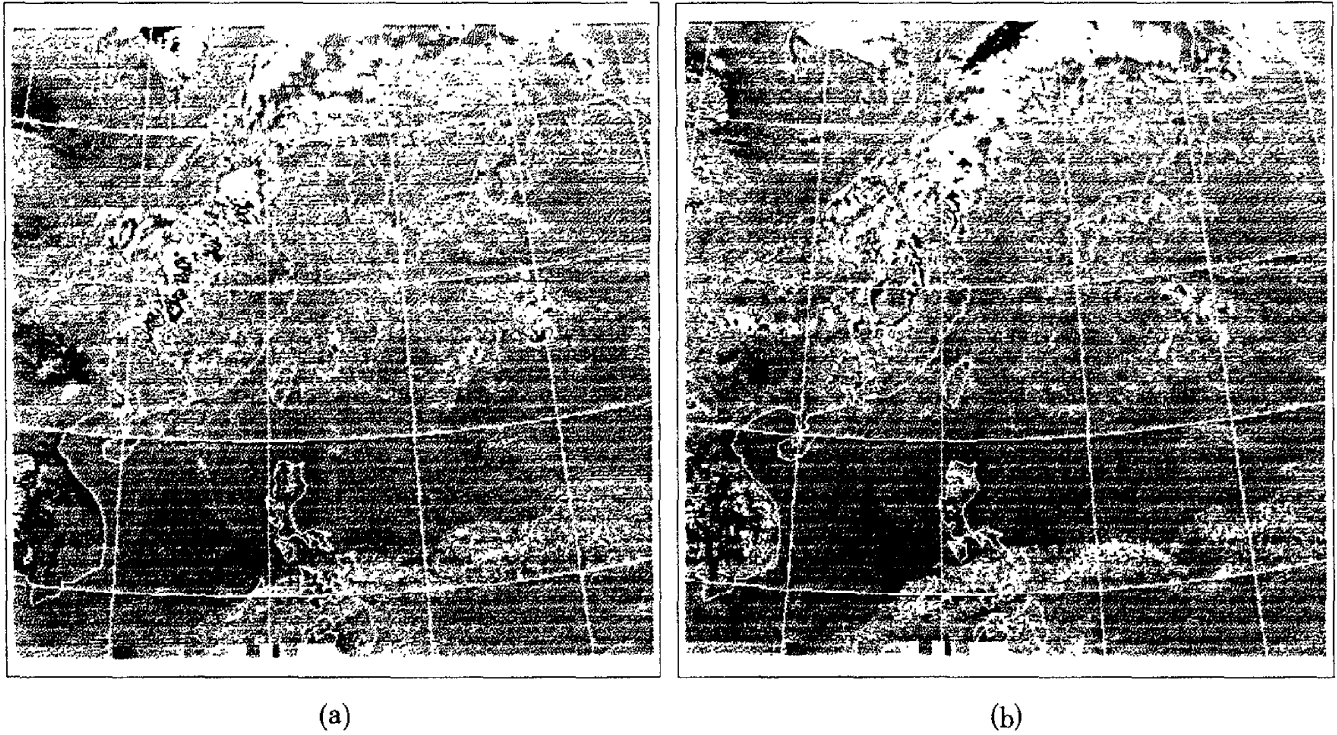


圖4 1998年5月1日(a) 0300 UTC 與(b) 0900 UTC 衛星紅外線雲圖。

前低層噴流已經消失。此時鋒面附近水平溫度對比仍然相當弱。

本個案顯示，5月1日1200 UTC - 1800 UTC 地面鋒面移動迅速，但是850hPa 鋒面附近溫度對比相當弱，顯示鋒面後緣冷平流效應，對於鋒面移動的迅速，應非其主要原因。5月1日雲圖分布顯示，0300 UTC 時(圖4a)，地面鋒區伴隨顯著對流系統，0900 UTC 時(圖4b)，對流雲隨時間往南移動，850 hPa 低層噴流軸附近的對流系統持續發展，對流系統位於850hPa 鋒面前緣，顯示對流對於鋒面的移動可能有重要貢獻。宋等(1997) 模擬1987年5月15-16日梅雨鋒面個案時，發現鋒前對流系統對於鋒面的南移有重要貢獻，該個案亦為鋒區水平溫度對比弱，但是鋒面移動迅速。透過數值模擬顯示，將物理機制完整的控制實驗CNR 模擬的850hPa 重力位高度，減去除去對流潛熱釋放效應的FAK 重力位高度，結果在強對流區造成很大的負值(圖5)。此反應透過積雲潛熱釋放，增溫大氣後，

使低層大氣氣壓下降。此種鋒面前緣對流區造成氣壓下降的結果，利於鋒面動力式的往南移動。數值模擬結果顯示(圖6)，物理完整的控制實驗CNR 與缺少潛熱釋放的實驗FAK 均

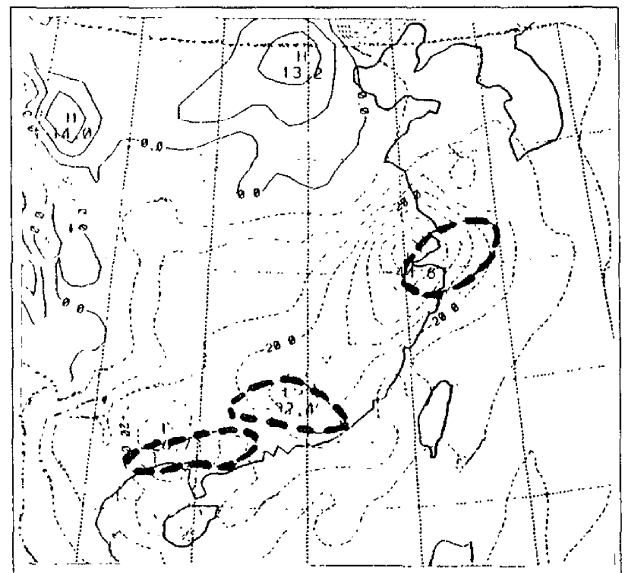


圖5 中尺度模式MM4 模擬1987年5月16日0000 UTC 控制實驗CNR 與除去潛熱效應的FAK 二者間850hPa 高度差異。粗虛線為CNR 強降水區。

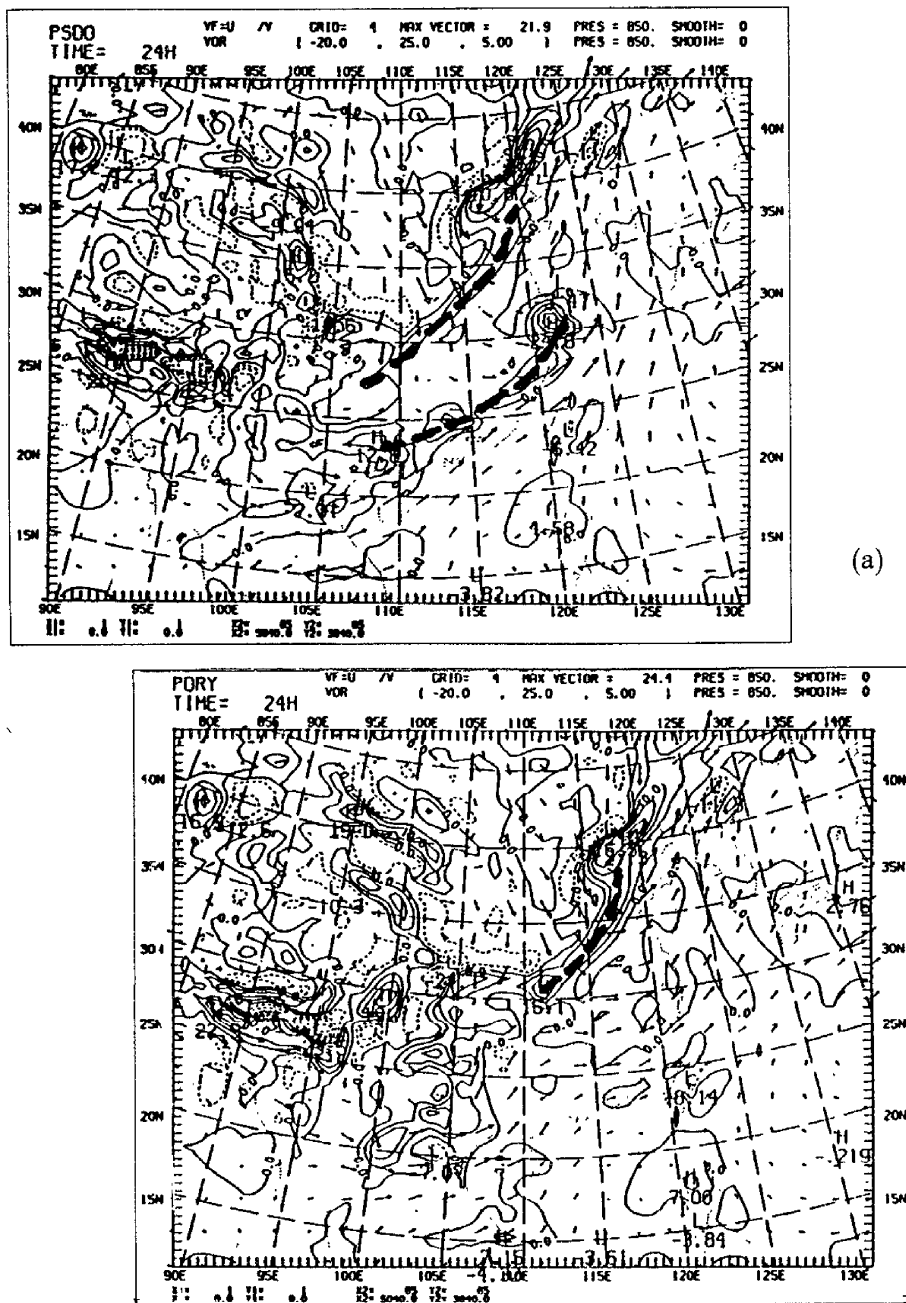


圖 6 中尺度模式 MM4 模擬 1987 年 5 月 16 日(a)控制實驗 CNR 與(b)除去潛熱效應的 FAK 之 850hPa 渦度值。粗虛線為渦度極大值區。

在 30° N 以北存在一顯著渦度區，此反應著該區有極鋒，但是 CNR 在極鋒前緣的華南沿海尚有一顯著氣旋渦度區，此區即為梅雨鋒，而 FAK 實驗則無此鋒面。由 CNR 與 FAK 的差異，顯示對流效應使極鋒前緣有局部鋒生過程，造成鋒面的往前跳動。本個案結構與 1987 年 5 月 15 日鋒面類似，至於本個案是否真為對流效應引發鋒面往前移動，尚須進一步用數值模擬加以驗證。

除了 5 月 1 日 1200 - 1800 鋒面移動迅速外，5 月 2 日 1200 - 1800 UTC 鋒面亦移動迅速。之前在 5 月 1 日 1800 UTC - 2 日 1200 UTC 時鋒面近乎滯留，由於此區為東南丘陵武夷山附近，鋒面的滯留是否與地形有關，亦值得探討。宋與李 (1996) 分析顯示，1987 年 5 月 13 日 0600 UTC 時 (圖 7a)，冷空氣在大陸東南丘陵迎風面堆積，鋒面斜壓度增強。1800 UTC 時 (圖 7b)，鋒面已通過臺灣

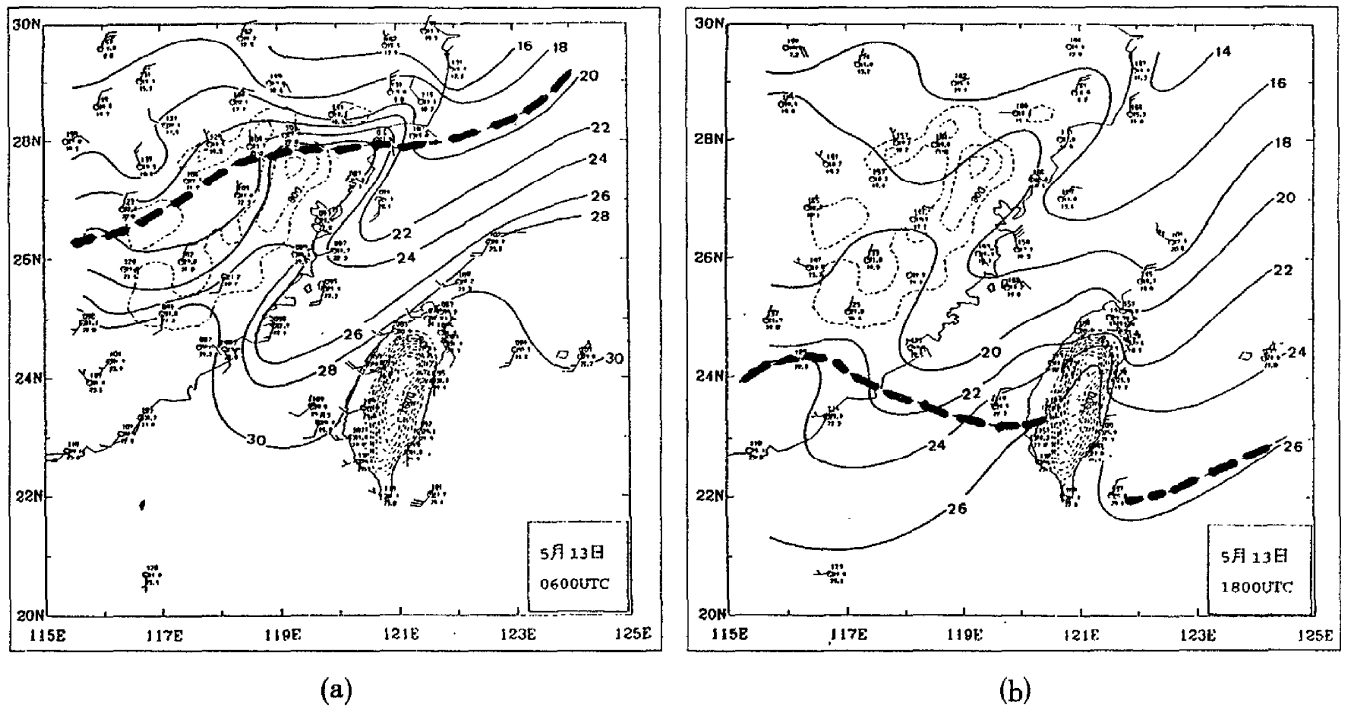


圖 7 1987年5月13日(a) 0600 UTC 與(b) 1800 UTC 地面等溫線分布圖。粗虛線為鋒面位置

海峽，鋒後冷平流顯著。雲圖亦顯示，1500 UTC 之後，MCS 東移至鋒後冷平流範圍時迅速消散（圖 8），顯示鋒後冷空氣顯著的潰流。地面鋒移行受到地形阻擋而略呈滯留，主要是梅雨鋒冷空氣薄，不易過得了武夷山，形成冷空氣在迎風坡堆積，等到冷空氣累積到一定程度時，才直接衝過山脈，形成鋒面的往南跳動。本個案顯示鋒面滯留區在武夷山迎風面，之後迅速爬山南移，由於 850hPa 冷平流此時已比前面 12 小時顯著（圖略），可能鋒後大尺度的冷平流與局部地形均對於鋒面移動有重要貢獻。至於二者所佔的比例有多少，仍須做數值模擬才有得到進一步的結果。

四、討論與結論

本文選了南海實驗計劃期間 1998 年 5 月 1-2 日作個案分析，探討影響鋒面移動的幾種可能因子。顯示鋒面大部分多為近似滯留，主要是由於鋒後冷平流很弱，無法有效的推動鋒面南移。但是 5 月 1 日 1200-1800 UTC 雖然鋒面斜壓度弱，但是鋒面卻移動迅速，由於此

時鋒面前緣對流顯著，可能是對流潛熱釋放對於鋒面移動有重要關係。另外，5 月 1 日 1800 UTC-2 日 1200 UTC 鋒面在武夷山迎風面近似滯留，1200-1800 UTC 鋒面則移動迅速，一方面是鋒後大尺度冷平流加強，另一方面可能是近地層鋒面冷空氣淺薄，在東南丘陵迎風面受阻，形成堆積，之後冷空氣迅速南下。

參考文獻

- 宋偉國，李東明，1996：台灣地區梅雨鋒面結構之診斷分析，氣象預報與分析，148，1-10。
- 宋偉國，陳泰然，郭英華，1997：低層噴流和中尺度對流系統間的相關性研究，大氣科學，25，211-234。
- 陳泰然、吳清吉，1978：臺灣五大城市之氣候特性分析。大氣科學，月 5，2，1-16。
- Carbone, R., 1982: A severe frontal rainband. Part I: Stormwide hydrodynamic structure. J. Atmos. Sci., 39, 258-279.

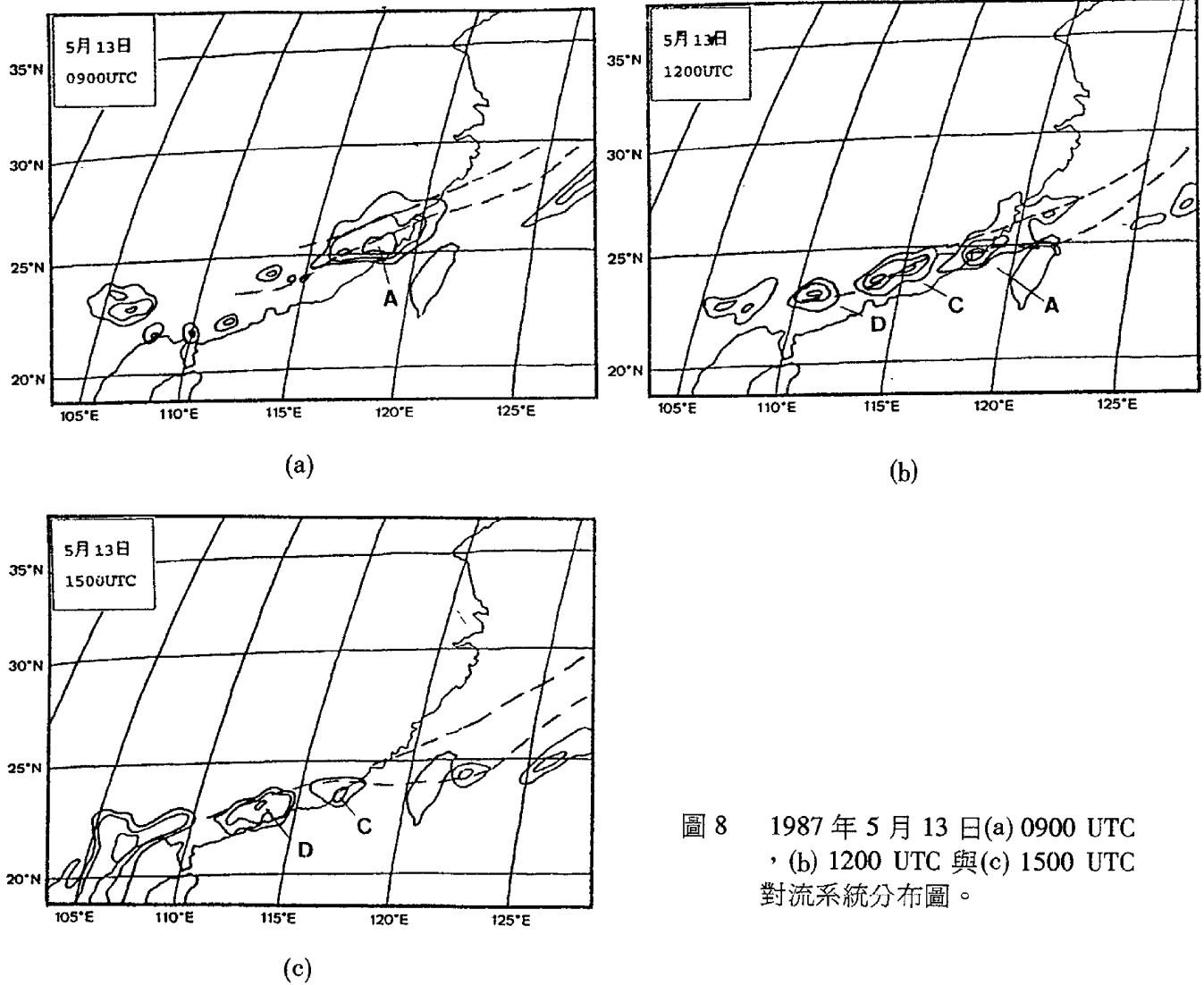


圖 8 1987年5月13日(a) 0900 UTC
, (b) 1200 UTC 與(c) 1500 UTC
對流系統分布圖。

Emanuel, K. A., 1985: Frontal circulation in the presence of small moist symmetric stability. *J. Atmos. Sci.*, 42, 1062 - 1071.

Hobbs, P. V., and P. O. G. Persson, 1982: The mesoscale and microscale structure of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. V: The substructure of narrow cold frontal rainbands. *J. Atmos. Sci.*, 39, 280 - 295.

Kuo, Y. H., and G. T. J. Chen, 1990: Taiwan Area Mesoscale Experiment: An overview. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 71, 488 - 503.

Kuo, Y. H., and T. A. Anthes, 1982: Numerical simulation of a Mei - Yu system over south-eastern Asia. *Papers Meteor. Res.*, 5, 15 - 36.

Ross, B. B., and I. Orlanski, 1978: The circulation associated with a cold front. Part II: Moist case. *J. Atmos. Sci.*, 35, 445 - 465.

Ross, B. B., and I. Orlanski, 1982: The evolution of a cold front. Part I: Numerical simulation. *J. Atmos. Sci.*, 39, 296 - 327.

Thorpe, A. J., and K. A. Emanuel, 1985: Frontogenesis in the presence of small stability to slantwise convection. *J. Atmos. Sci.*, 42, 1809 - 1824.

Williams, T. T., L. C. Chou and C. J. Cornelius, 1981: Effects of condensation and surface motion on the structure of steady-state fronts. *J. Atmos. Sci.*, 38, 2365 - 2376.