

1992年 TAMEX 預報實驗期間一非密集作業期之 豪雨事件研究：1992年 6月13日個案

謝信良 紀水上 苟潔予
中央氣象局

摘 要

本文利用傳統之高空及地面觀測、每小時之氣象衛星資料、臺灣地區高時空解析度之地面觀測及自動雨量資料，對1992年TAMEX預報實驗期間一非密集作業期（6月13日），發生於臺灣北部之豪雨事件，進行分析其形成機制和相關天氣系統之演化過程。結果顯示，在臺灣海峽之MCS-M所引發之外流邊界與海風在淡水沿岸造成局部的強烈輻合，為導致臺灣北部豪雨之對流系統之激發機制。

綜觀分析顯示，地面之東風槽擾動輻合、500 hPa 短波槽和高對流層分流等為有利於MCSs（MCS-M及MCS-B）發展之有利環境條件。當MCS-M移至冷渦東南象現之最大上升運動區時，高層冷渦在該MCS之加強可能扮演重要的角色。MCS-M在850~500 hPa厚度分流區，沿著850hPa之 θ_e 最大脊軸向上游發展後緩慢向前移動。在臺灣海峽南部之準滯留MCS-M所引發之外流邊界為導致臺灣北部MCS-B形成之主要激發機制。

一、前言

氣候資料顯示，導致台灣地區豪雨的出現頻率除颱風外，主要發生在梅雨季（陳，1985）；造成梅雨期豪雨幾由中尺度對流系統（Mesoscale Convective System；簡稱MCS）而來。導致台灣地區豪雨之MCSs可分為兩類：一為已存於華南地區且由華南平流而來；另一為當地發生者，一般而言，前者較後者更具有可預報性。雖然強的強迫機制常為導致豪雨之主要因素，但弱的強迫機制（如海陸風）與其他機制（如外流邊界）發生尺度交互作用時，亦可造成豪雨（Purdom, 1986）。

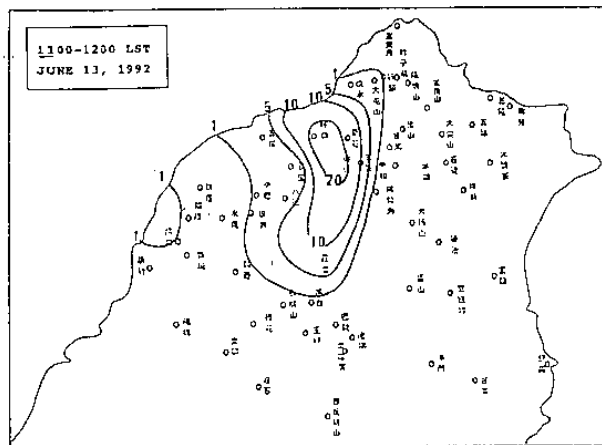
POST-TAMEX預報實驗期間，在一密集作業期（6月13日），有一降雨系統在台灣西北部（淡水）沿海形成，並東移引發北部地區豪雨，此事件的降雨現象有別於所熟知的因海風及谷風所造成的對流性降水；由海風引發者位於平原，或由谷風引發者位於山區，而MCS在其形成後通常向西北移動。然而該次降雨則由台灣西北部之淡水沿海形成，並向東移動而增強，之後雨區再轉向西移動。由於在此事件發生

之前，台灣及其鄰近地區當時雖處於不穩定環境，但無明顯的中尺度激發機制可激發豪雨系統的形成。因此預報實驗作業中心宣布不進入密集作業階段，然而約在宣布一小時後，臺灣北部地區即出現大雷雨，在短短三小時內多處雨量站已有50 mm以上之累積降雨量（見圖1）。此次預報的失誤，顯示降雨系統的複雜性及豪雨預報的困難性。因此詳細分析此事件，對改進由此種天氣系統所導致之豪雨預報有相當的助益。

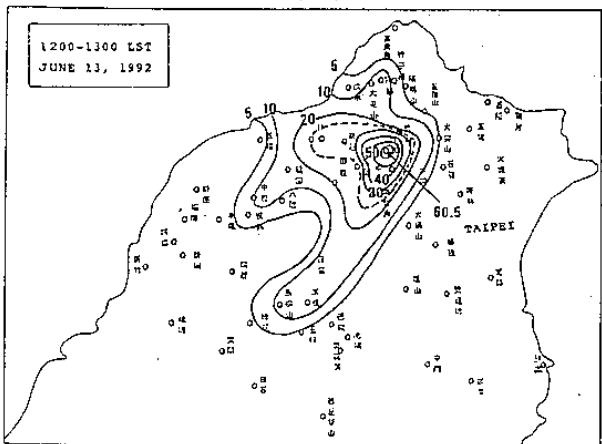
二、資料與分析

本文利用傳統之高空及地面觀測、每小時之氣象衛星資料、臺灣地區高時空解析度之地面觀測及自動雨量資料，對此豪雨事件進行此豪雨系統形成機制和相關天氣系統之演化過程分析。此外，為了解在上述MCS形成前，在臺灣海峽南部之較大MCS之演化及移動對該系統形成之貢獻，本文又分析850 hPa之 θ_e 、850~500 hPa厚度及500 hPa相對渦度，以及自高空冷渦形成期（9日1200 UTC）至消散期（14

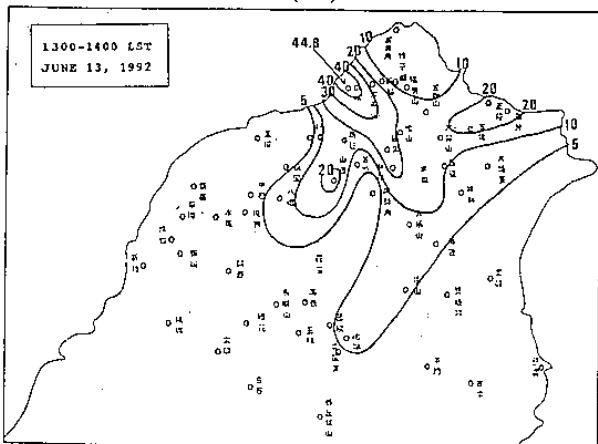
日0000 UTC)，冷渦區之紅外線衛星雲頂灰度平均，以了解該冷渦對MCS 雲系之影響。灰度越高表示溫度越低雲系發展越高，灰度越低表示溫度越高雲系發展越低。灰度平均值之計算係以3 小時間距，計算冷渦中心之東—西／南—北各10個緯度內之灰度值做算術平均。冷窩中心之確定，由每12小時之300 hpa 分析，並配合同時間的衛星雲圖及考慮冷渦中心位置之連續性而得。為便於分析，將位於臺灣海峽南部之 MCS稱為 MCS-M，發生於臺灣西北部者稱為MCS-B。



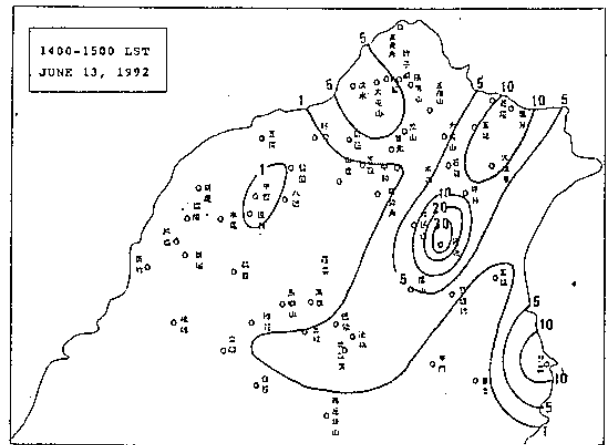
(a)



(b)



(c)



(d)

圖1 1992年6月13日1100~1500 LST之逐時雨量(公厘)分佈。

三、結果與討論

圖2為1992年6月13日0000~0500 UTC之逐時紅外線雲頂灰度值分佈。為便於識別，將灰度值小於160(雲頂溫度 $> -8.3^{\circ}\text{C}$)者濾除，但在分析時，則以所有的灰度值為之。圖中之等值線之間距為10個灰度值，灰度值越大表示雲頂溫度越低，雲系發展越高，對流越強(卷雲除外)；反之則雲頂溫度越高，雲系發展越低。圖中粗黑封閉曲線為灰度值200(雲頂溫度為 -35.6°C)之等值線，粗黑虛線及粗黑實線代表低、高層雲線。13日0000 UTC時(圖2a)，發展深厚的MCS位於臺灣海峽南部，其活躍對流區(雲頂溫度梯度大)及對流中心(雲系發展最高)在雲系的西南方，較不活躍的層狀雲和雲砧(雲頂溫度梯度較小)向東北伸展，在此MCS東北方之臺灣中北部有呈弧形及西北—東南走向之雲線(如粗虛線及粗實線所示)形成，前者發展較低，約在 $3\sim -8^{\circ}\text{C}$ ；後者發展較高，約在 $-20\sim -28^{\circ}\text{C}$ 。此兩雲線隨著海峽南部MCS下風區之雲系向東北擴展並向東北傳播。臺灣地區每小時之地面風場觀測(圖3)顯示，鄰近MCS北方梧棲測站的風向由離岸的南南東風轉為與平行海岸的南南西風，在更北的新竹站出現西南西風由5kts增強至10kts，此風速的增強顯係由MCS之下衝作用而來。而上述所指之低雲線似由MCS之冷的下衝流和周圍

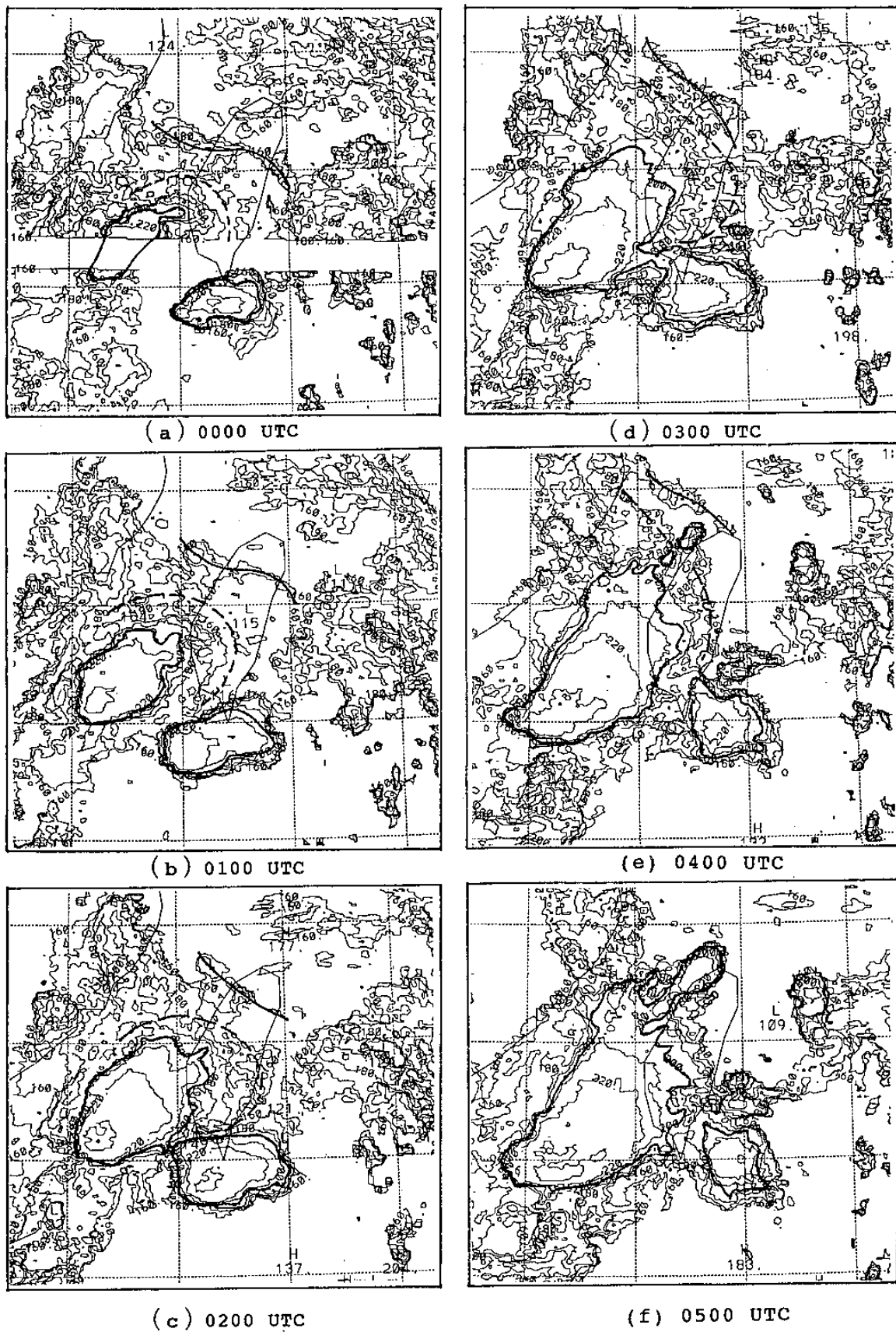
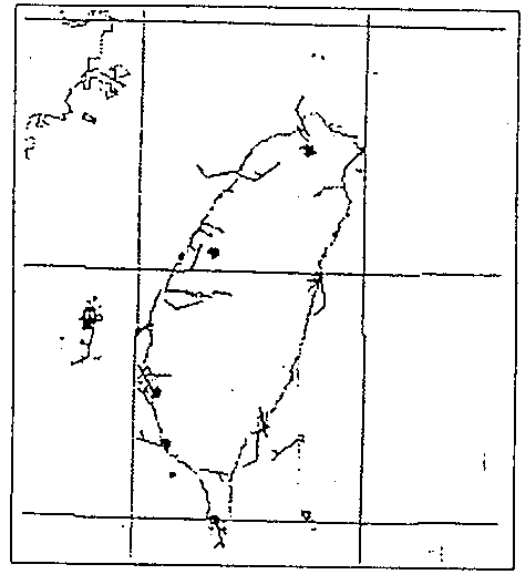


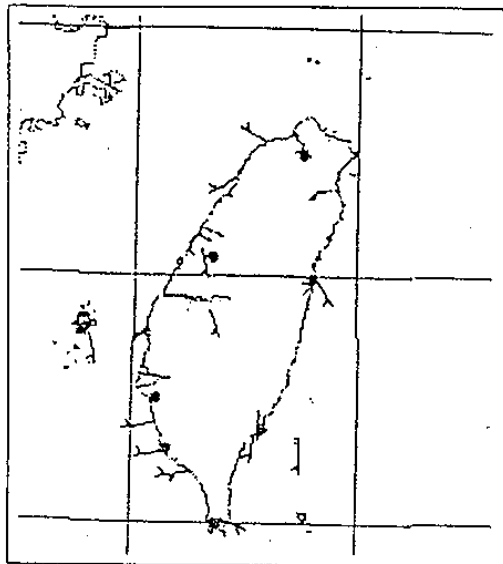
圖 2 1992年6月13日0000~0500 UTC之逐時紅外線雲頂灰度分佈。細實線為等灰度線，粗封閉實線為灰度值200 (-35.6°C)，粗實線及細實線分別代表由MCS之外流所造成之雲帶。

較暖的空氣輻合所致；而在弧形線下游之西北西—東南東走向之雲線，其發展高度約達300 hPa，其走向及位置幾與200 hPa之強風軸一致，且位於300 hPa之分流區（圖4），因此，此高雲線似可代表高層輻散帶。至0400 UTC，在淡水沿岸及其附近地區有小尺度的深對流發生（見圖2c），此深對流之發生似由海風與MCS之下衝流在淡水附近輻合所致（參見圖3），因此海峽南部之MCS-M所產生之外流邊界與海風的交互作用似為導致大雷雨系統的激發機制；而在其前方之高雲線似乎在淡水沿岸MCS-B之形成與加強扮演重要的角色。顯見對流尺度的交互作用在MCS之形成與加強扮演重要的角色（Purdom, 1986）。

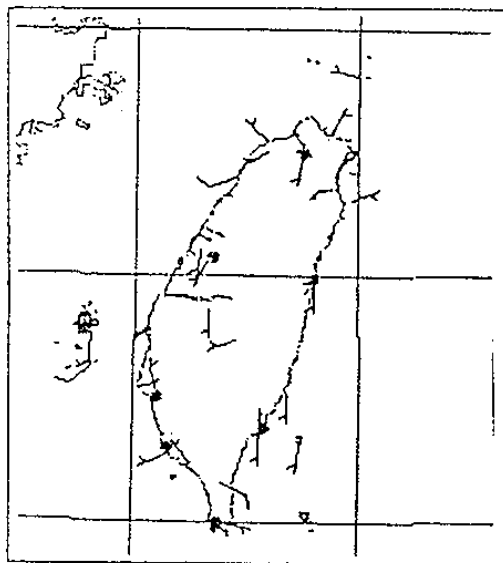


(c) 1200 LST

圖3 1992年6月13日1000~1200 LST之逐時地面風場。



(a) 1000 LST

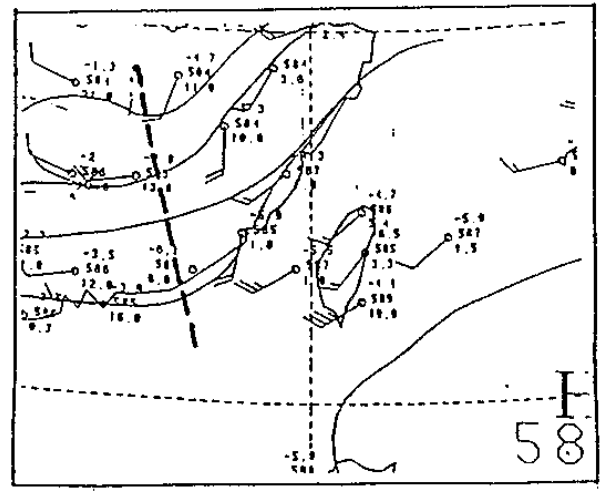


(b) 1100 LST

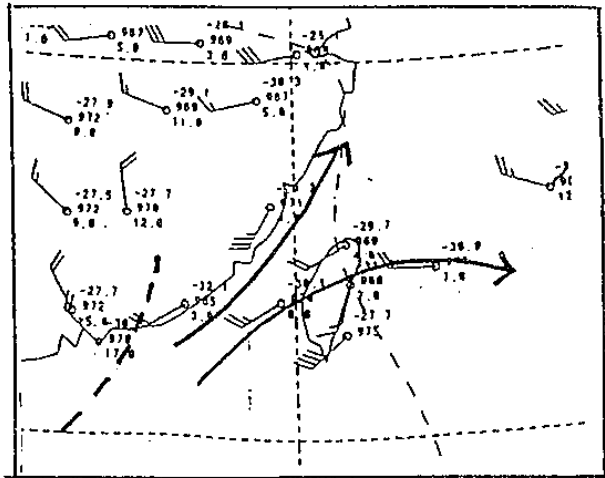
由上分析顯示，臺灣北部MCS-B之形成和加強與台灣海峽南部MCS-M之演化有密切的關係，因該對流雲系在海峽南部向上游發展/滯留，致使其所引發的雲線向東北傳播，而引發臺灣北部深對流的形成。因此，探討在臺灣北部MCS-B形成前，海峽南部MCS-M之演化有其必要性。在此深對流形成前3~4小時（13日0000 UTC）之綜觀天氣圖（圖4）顯示，地面鋒面雖遠在 30° N附近，但臺灣海峽南部有一東風槽存在，該東風槽引發該區之低層輻合。尤其在850 hPa有由南海和臺灣東南方海面而來之暖濕西南和東南氣流在臺灣上空輻合，500 hPa之短波槽提供上升運動，及300~200 hPa之輻散/分流等一致配合為有利於海峽南部MCS-M強度之維持及臺灣北MCS-B之形成。伴隨向東北東傳播之200 hPa卷雲條（jet streak）的次環流或許為激發機制之一。850~500 hPa厚度分流（圖5）及高對流層的分流導致海峽南部MCS-M，沿著850 hPa θ_e （圖6）向上游發展/滯留或緩慢東移，同時500 hPa提供正渦度平流（圖7）亦可能為導致臺灣北部MCS-B之形成及海峽南部MCS-M之向上游發展因素之一。

綜觀天氣分析又發現，在MCS-M上游之中國大陸東南部高對流層有一冷渦存在

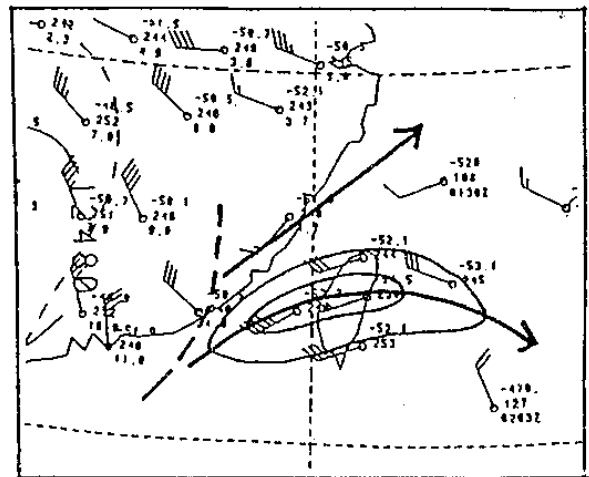
，此冷渦係由一東移的高空槽割離後東移。圖 8 為此冷渦中心之軌跡。圖 9 為此冷渦自形成前 (6 月 9 日 1200 UTC) 至消散期 (14 日 0000 UTC) 之三小時間距之平均雲頂灰度分佈，該圖顯示最大灰度 (最深厚雲系) 位在冷渦而中心 (圖中之 X) 之東南象限，而最低灰度值 (低雲或晴空區) 則在其西北象限，此顯示最強上升運動在冷渦之東南象限，最弱上升 / 或下沉運動在其西北象限，此與先前之研究結果相同 (例如陳和紀, 1989; Whitfield and Lyons, 1992)。顯見，此高空冷渦在海峽南部 MCS-M 之加強與維持扮演重要的角色，因為 MCS-M 位於冷渦東南象限之上升運動最大區。



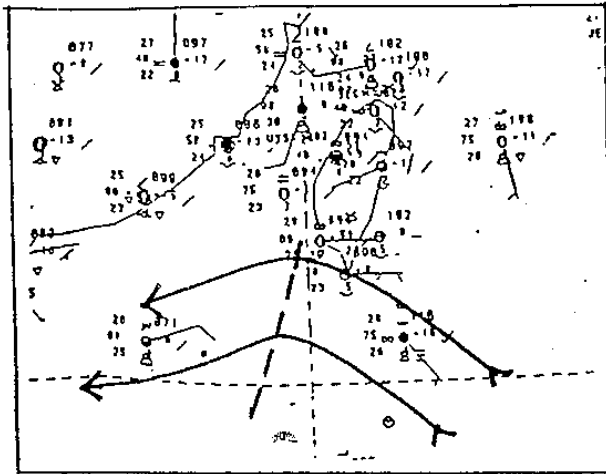
(c) 500 hPa



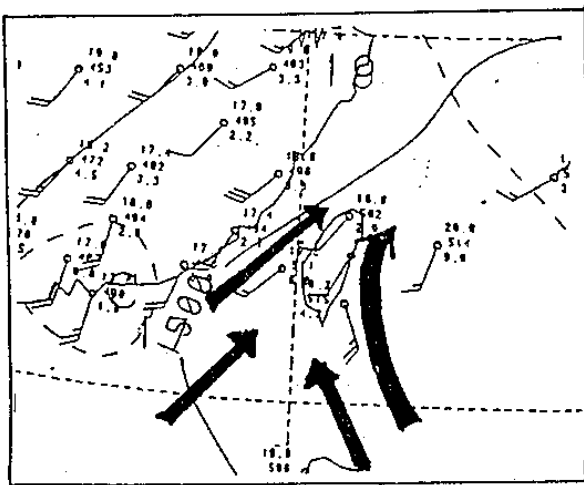
(d) 300 hPa



(e) 200 hPa



(a) 地面



((b) 850 hPa

圖 4 1992 年 6 月 13 日 0000 UTC 之 (a) 地面，(b) 850 hPa，(c) 500 hPa，(d) 300 hPa 及 (e) 200 hPa 之天氣圖。

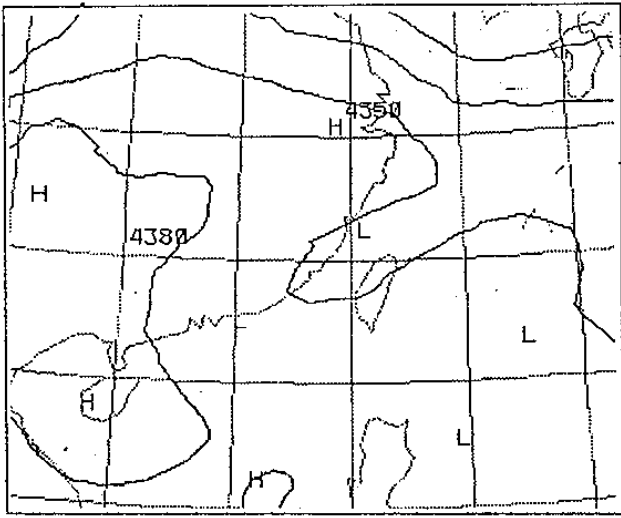


圖 5 1992年6月13日0000 UTC之 850~500 hPa等厚度線。

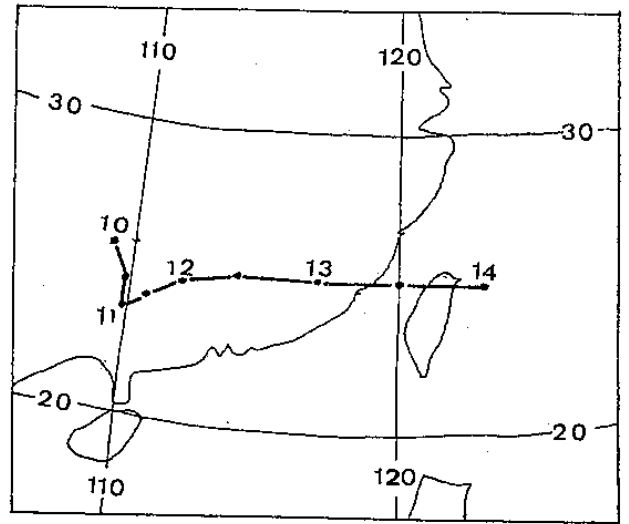


圖 8 1992年6月9日1200 UTC至14日0000 UTC 12小時間距之高空冷渦軌跡。

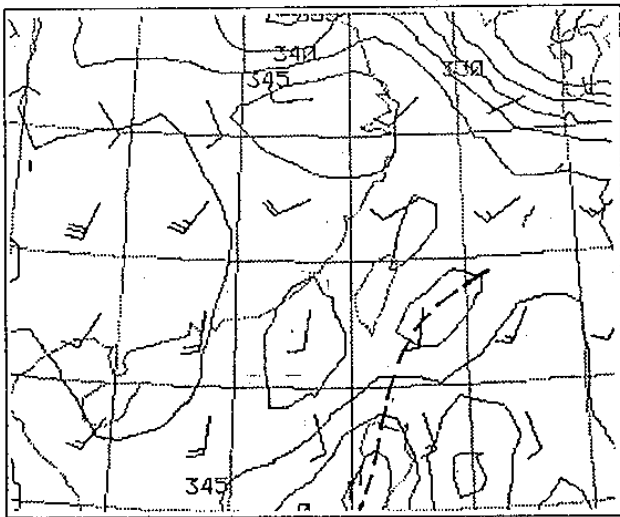


圖 6 同圖 5，但為 850 hPa之等相當位溫分佈。

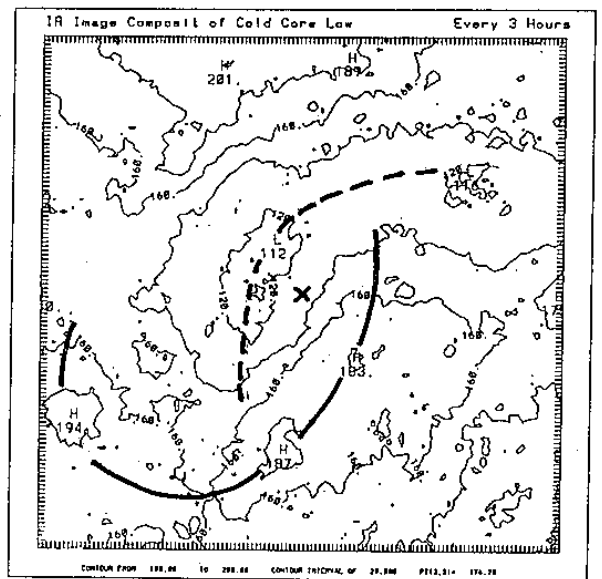


圖 9 1992年6月9日1200 UTC (形成期) 至 14日0000 UTC (消散期) 之平均雲頂灰度分佈。“X”為高空冷渦中心，細實線為平均灰度值，粗實線及細實線分別為最大及最小軸線。

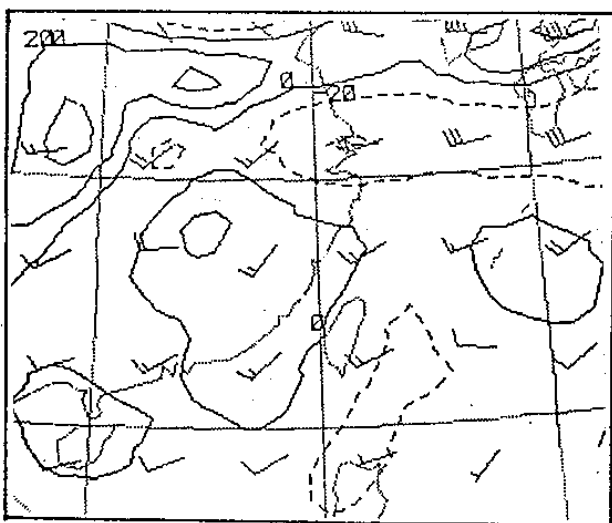


圖 7 同圖 5，但為 500 hPa 之相對渦度分佈。

四、總結

在本個案中，大尺度的南來氣流攜帶暖濕的空氣造成MCS形成區的不穩定。在臺灣海峽之MCS-M所引發之外流邊界與海風在淡水沿岸造成局部的強烈輻合，為導致臺灣北部豪雨之對流系統之激發機制。有利於MCS (包括MCS-M及MCS-B) 發展之有利環境條件包括：地面之東風槽擾動輻合、500 hPa 短波槽和高對流層分流。

當MCS-M移至冷渦東南象現之最大上升運動時，高層冷渦在該MCS之加強可能扮演重要的角色，。MCS-M在850~500 hpa厚度分流區，沿著850hPa之 θ_e 最大脊軸向上游發展後緩慢前移動。在臺灣海峽南部之準滯留MCS-M所引發之外流邊界為導致臺灣北部MCS-B形成之主要激發機制。

致謝

本文之完成承國立臺灣大學大氣科學研究所陳泰然教授提供寶貴意見，中央氣象局氣象衛星中心課長林熹閔先生之協助，在此敬表謝忱。

參考文獻

- 陳泰然，1985：劇烈區域性豪雨觀測與分析實驗計畫之可行性研究。國科會防災科技研究報告73~42號，32頁。
- 陳泰然、紀水上、苟潔予、吳樹旺和鄒中惠，1989：高空冷心低壓之綜觀氣候研究。《氣象學報》，35，1，31-42。
- Purdom, J.F. W., 1986: Satellite contributions to convective scale weather analysis and forecasting. 11th Conf. on Wea. Fore. and Anal. 295-314.
- Whitfield, M.B., and S.W. Lyons, 1992: An upper-tropospheric low over Texas during summer. Weather and Forecasting, 7, 1, 89-106.

Study on a Non-IOP Heavy Rainfall Event in Post-TAMEX Forecasting Exercise: June 13, 1992 Case

Hsinn-Liang Shieh, Shui-Shang Chi and Chieh-Yu Kuo
Central Weather Bureau

Abstract

Conventional upper and surface observations, hourly satellite data, and high space and temporal resolution of surface and automatic rainfall observations are used in this study to analyze the formation mechanisms of the heavy rainfall event which occurred over the northern Taiwan on a Non-IOP case (June 13, 1992) during the Post-TAMEX Forecasting Exercise. The evolution of the related weather systems are also explored. Results show that the mechanism for the formation of convective system MCS-B which produced heavy rainfall over northwestern Taiwan was the local intense convergence produced by the interaction of the MCS outflow and the sea breeze over the coast of Tamsui.

Synoptic analyses show that the favorable environment conditions for the development of the MCS included the low level convergence produced by the surface easterly wave trough, 500 hPa short wave trough and the diffluence at the upper troposphere. The upper level cold vortex may play an important role for the intensification of MCS-M as it developed over the SE quadrant where upward motion was expected. MCS-M formed over a diffluent area of 850 -500 hPa thickness lines and developed backward before slowly moved forward along the 850 hPa maximum θ_e ridge axis. The outflow boundary produced by the quasi-stationary MCS-M was the major factor which produced the MCS-B.

