

# 利用衛星資料分析中尺度對流系統特徵

紀 水 上

中央氣象局氣象衛星中心

## 摘 要

導致臺灣地區／華南地區豪（大）雨之系統非常複雜，其尺度包括很廣，可由全球尺度、綜觀尺度、中尺度、以至對流尺度之多尺度天氣系統，衛星雲圖係唯一可將此種多尺度天氣系統顯現於一張雲圖上。因此，本文利用中央氣象局所存之GMS衛星資料分析梅雨季，發生於華南、臺灣以及其鄰近地區MCSSs之一般氣候特徵、演化和移動過程、局部環流與臺灣地區MCSSs之演化以及MCSSs引發中尺度天氣系統。結果顯示，MCSSs之雲系特徵及其周圍雲系的活躍度均與MCSSs移動形式有密切關係，例如：冷雲頂在雲系的相對位置、雲頂溫度梯度、雲系的合併、對流尺度交互作用，以及大尺度水汽的供應（如孟加拉灣／中南半島關連）均與MCSSs之移動與發展有關。

結果又顯示，台灣地形在MCSSs的移動與發展，及導致台灣西部地區豪（大）雨也扮演相當重要的角色，例如：(1) 地形熱力效應（加熱、海陸風、山谷風），(2) 不同尺度天氣系統之交互作用，(3) 氣流偏向效應，和(4) 局部環流與盛行風之交互作用等。此外，衛星雲圖可顯示大氣被MCS改變的結果，它們以“噴流條、中尺度渦旋和外流邊界”之方式顯現出來。

## 一、前言

1960年4月1日第一枚氣象衛星TIROS-I升空後，提供高空間解析度的衛星雲圖，從此氣象學者就不必僅根據大尺度的天氣型式來推斷中尺度天氣型；尤自地球同步氣象衛星參與作業後，因可日夜不斷地觀測大至行星尺度小至對流尺度的天氣系統，並提供高時空解析度資料，尤其活動環狀雲圖更可提供天氣系統演化過程，大幅提高了導致豪（大）雨而經常發生在傳統觀測網無法解析之中尺度對流系統（mesoscale convective systems；簡稱MCSSs）的了解，因此預報能力亦隨之提高。

氣象衛星係觀測地球大氣累積的輻射能，衛星雲圖可代表大氣的熱力和動力結果，不同的雲類及不同的天氣系統所導致的雲系特徵可在衛星雲圖顯現出來。因此由衛星雲圖之結構（structure）、大小（size）、形狀（shape）、色調（tone）、陰影（shadow）及紋理（texture）等六種特性來辨認各雲類是可行的。在各雲類中，以MCSSs所伴隨之對流雲最為重要。對流系統在衛星雲圖上經常顯現獨特的雲型（如圓形、橢圓形、三角形和人參形）和雲頂溫度特徵（如迎風面溫度梯度大，下風區溫度梯度小及等溫線均勻分布等）。此外，衛星雲圖可用來偵測對流系統的移動、成長、上射雲頂、系統的合併、外流邊界和其它與MCSSs移動與發展有關的動力特徵，而此等特徵除可用來預測MCSSs移動與發展參考外，亦可用來估計MCSSs所導致的雨量。顯見氣象衛星資料在中尺度對流系統所產生之豪（大）雨的估計和預報此降雨系統之傳播（移動和發展），扮演十分重要的角色；而降雨估計及降雨系統移動之預報，為當今氣象從業人員最具兩個挑戰性的課

題。因此分析衛星所觀測MCS之特徵是非常必要的。

本文僅就以衛星觀測分析MCSSs之一般氣候特徵、演化和移動過程，以及MCSSs所引發的中尺度天氣系統。希望所得成果，可提供中尺度天氣系統之分析及即時／極短時預報的參考。

## 二、MCSSs之一般氣候特徵

齊等（1992）利用1987年5～6月TAMEX實驗期間所蒐集之傳統地面和高空天氣圖，及三小時間距之高解像紅外線衛星雲圖和數據資料，分析1987年5～6月發生於 $20\sim 27^{\circ}\text{N}$ ； $116\sim 125^{\circ}\text{E}$ 範圍內MCSSs之雲頂溫度 $\leq -52^{\circ}\text{C}$ 及雲系水平範圍 $\geq 20$ 公里個案之海陸及緯度差異、日夜變化、發生頻率、各水平尺度頻率變化、移動路徑以及鋒面對對流強度之影響，其結果摘錄如下：

1. 就日平均而言，MCSSs在各區之6月均較5月為強，此可能與西南氣流在6月份較強且較暖濕不穩定有密切關係。華南陸上日間較強，顯係因為太陽加熱效應，臺灣陸地日間較小可能因其他效應主宰。由華南沿海以東至臺灣陸地，皆為夜間較強，可能因該區大尺度環流和局部環流日夜變化之交互作用。

2. 不論5月或6月、日間或夜間，MCSSs在臺灣西部海上之南部較北部者為強，此似可反映在盛行西南風影響之下風區較上風區較少水汽供應之效應。而日間MCSSs，在臺灣西部沿海之北部有最強之強度，此可由海風環流及地形導致由臺灣海峽而來之偏西氣流偏向，增加臺灣西北部沿海地區之額外輻合所致。

4. 鋒面與MCSSs的關係分析顯示，在鋒前及鋒上具有較強之對流強度，顯然鋒面擾動輻合在

鋒前及鋒上低層不穩定溼暖空氣內所產生之對流扮演重要角色。

5. 平均而言，不論MCSs之大小，其發生頻率有自午前至傍晚增加之趨勢，而在傍晚達最大值並持續至入夜，此顯示太陽加熱之重要性。另一相對高峰發生在深夜至清晨之間，顯示由午後太陽加熱轉變為密雲區和非雲區差異輻射或陸風效應加強佔有重要角色。

6. MCSs最大發生頻率之軸線，有隨季節變化之趨勢，而由5月之 $24^{\circ}\text{N}$ 附近向東南移動至6月之東部海面，顯示不穩定帶南移。中尺度低壓、高海溫以及海陸風之局部環流佔有重要角色。另有一高頻率區不論5月及6月皆發生在嶺南丘陵附近，顯示地形效應及鋒面經常滯留於該區有密切關係。

6. 平均而言，5月和6月，MCSs自華南移入本區後，向東南或東南移動，出海後減弱消散；或自華南陸上向東南移動出海後轉向東北，在臺灣陸上則沿地形由北向南移動。至東部海上；則向東轉東南或東北。MCSs之移動路徑受中、高層氣流導引，其經常沿 $500\sim 200\text{ hPa}$ 等壓面之平均氣流移動。

### 三、中尺度對流系統之演化及移動特徵

根據衛星觀測，MCSs之移動型式（特徵）可分為前進的、向上游發展的（後退的）／再生型和混合型（先向上游發展後向前移動、先向下游移動後向上游發展或兩者同時發生）。

#### （一）前進的

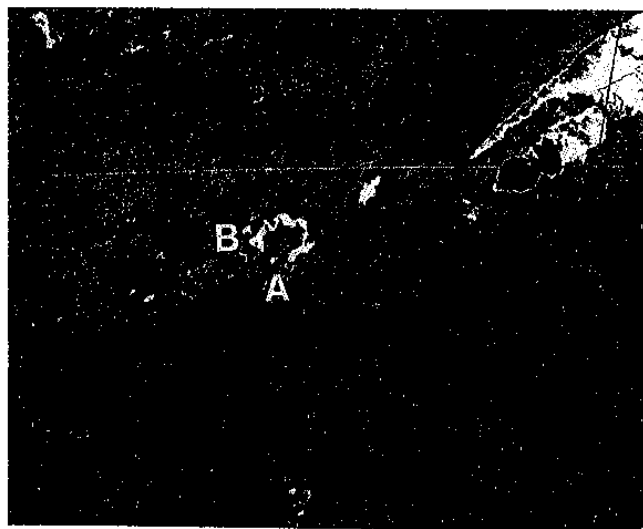
##### 1. 個案一：1987年5月13日0300～1200 UTC

13日0300 UTC，有一對流在 $27^{\circ}\text{N}/118^{\circ}\text{E}$ 附近，向東南移動並發展成較有組織之中尺度對流系統，於0600 UTC時演化成兩個有組織的MCSs（MCS-A及MCS-B）（圖1），此兩系統均向東南緩慢移動，於0900 UTC合併而擴大其範圍成一大MCS，但其對流中心尚可辨認。此兩雲系之冷雲頂位於雲系之南側，此可能為導致MCS向東南移動原因之一。在MCS西南方已存之小對流胞，或因所謂的“孟加拉灣／中南半島”關連，使此等小對流胞有增強之趨勢，增加MCS上游之不穩度，而使MCS緩慢移動。因此，上述之冷雲頂在雲系之相對位置、雲系間之合併及在雲系西緣對流雲之發展，似與MCS-A及MCS-B緩慢前移有密切相關。

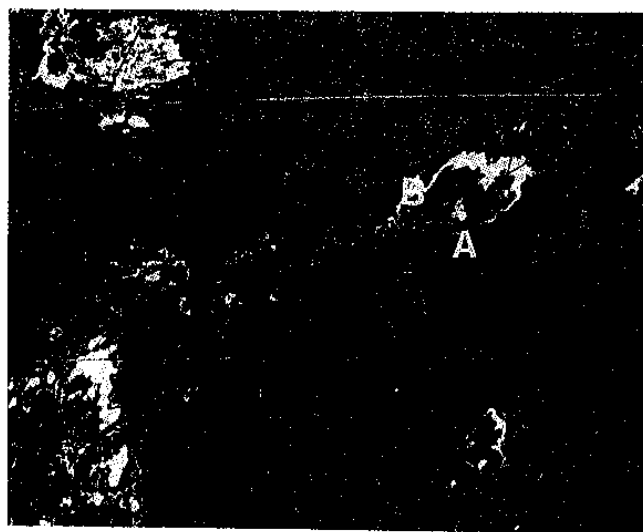
##### 2. 個案二：1981年5月27日1200UTC～28日1200 UTC

該事件亦為一緩慢向前移動之MCS個案（見圖2之“L”）。該MCS形成後移至台灣北部並加強。MCS之較冷雲頂（較活躍之對流區）在MCS之西部，而較不活躍者位於東部。對流部份沿著台灣西岸向南緩慢移動，但較不活

躍者則向東擴展，在其過境期間，引發台灣西部豪雨。由於在其西方之MCS引發的外流邊界與梅雨鋒面產生交互作用，增加鋒區的額外輻合，此可能導致MCS-L緩慢移動的另一因素。衛星雲圖又顯示，從臺灣至華南有三個發展良好之Meso- $\alpha$ ，且此系統之尺度由西向東減小，而上游較大的MCS則引發重力波而增強了下游（如台灣）的對流。



(a)



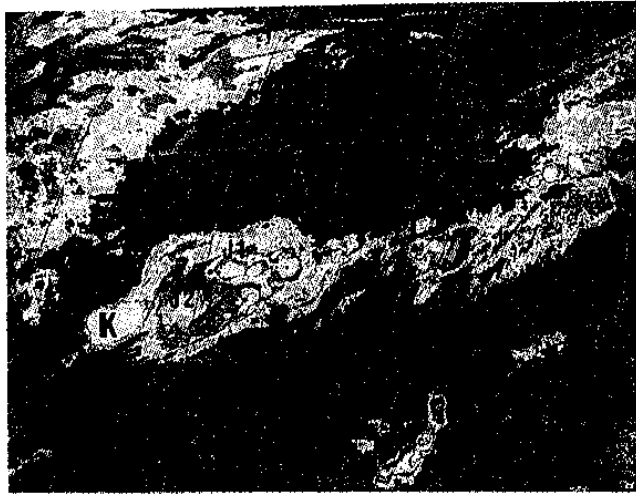
(b)

圖1 1987年5月13日(a)0600 UTC及(b)0900 UTC之紅外線色調強化雲圖。

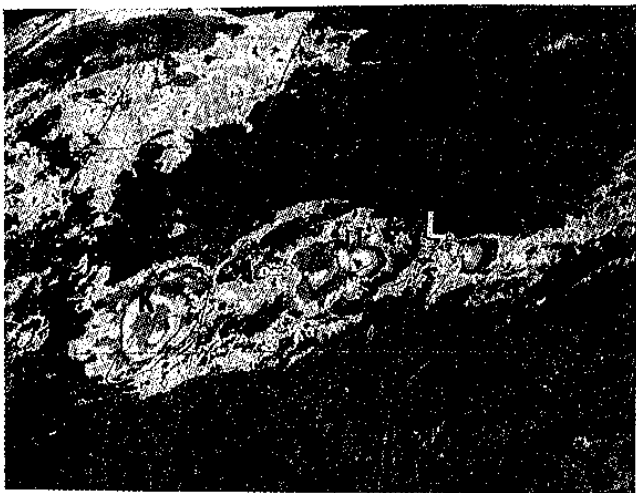
##### 3. 個案三：1987年6月24日1400 UTC～25日1200 UTC

此個案為1987年梅雨期間最顯著的降雨系統，亦為TAMEX-IOP#13所觀測之MCS。它在台灣海峽北部形成，沿著台灣西海岸南移並導致台灣西部地區普遍豪（大）雨。此MCS之形成，可能因先前位於福建東南方海面和在台灣北部海面MCS之外流邊界交互作用而成。衛星雲圖（參閱圖3）顯示，較冷雲頂在MCS之北部

(高層風之迎風面)，和雲砧在其南部(高層風之下風區)；MCS 引發之外流邊界與地面鋒面及盛行西南風產生交互作用，造成臺灣西部沿岸額外的輻合，因而導致對流沿著台灣西海岸發生，並與母雲系合併。因此，冷雲頂在雲系上之相對位置、雲系間的合併和對流尺度之交互作用，可能為MCS 加強與緩慢移動之一些主要原因。



(a)



(b)

圖 2 同圖 1，但為1981年 5月(a) 27日 1800 UTC，及(b) 28日0000 UTC。

## (二) 再生型／後退的

### 1. 個案一：1987年5 月13日1200 UTC ~ 14日0000 UTC

13日1200 UTC~14日0000 UTC期間，在孟加拉灣／中南半島一帶有深厚的對流雲存在，且與華南之梅雨鋒面相連，此可說明源區的水汽透過此深對流呈柱狀向東北東輸送至華南地區之鋒區。此雲柱(或稱水汽柱)與 $\theta_e$ 脊軸一致(參閱Scofield and Robinson, 1990)，由於它位於孟加拉灣／中南半島，因此稱為“孟加拉灣／中南半島關連”(Bay of Bengal/

Indo - China Connection) (參閱 Chi and Scofield, 1991)。由於水汽不斷地從孟加拉灣／中南半島之源區輸送暖濕高 $\theta_e$ 空氣至華南鋒區，導致在 MCS-A、MCS-B 西南方之較小尺度對流雲形成並發展，如見圖4a之MCS-C、MCS-D及MCS-E。此三個MCSs之冷雲頂皆位於雲系之西側，唯MCS-C者於1500 UTC 已移至雲系之東南側，MCS-C 迅速往東南移動並減弱。在MCS-E西緣有似由MCS-E與在其西方之MCS 所引發之外流邊界交互作用而成的一些小對流胞產生，顯示該區具有相當的不穩定，致使 MCS-E 向上游發展，並與在此等對流胞合併而擴大其範圍(參見圖4b之“F”)，MCS-D 向東南移動而減弱。13日0900 UTC~14日0000 UTC之雲圖又顯示，孟加拉灣／中南半島附近深厚對流雲系之消長，與華南地區MCSs之演化有密切的正相關。冷雲頂位於MCSs之西側、對流尺度交互作用和雲簇的合併，及孟加拉灣／中南半島關連為導致MCSs向上游發展之主要機制。



圖 3 同圖 1，但為1987年6月25日0000 UTC。

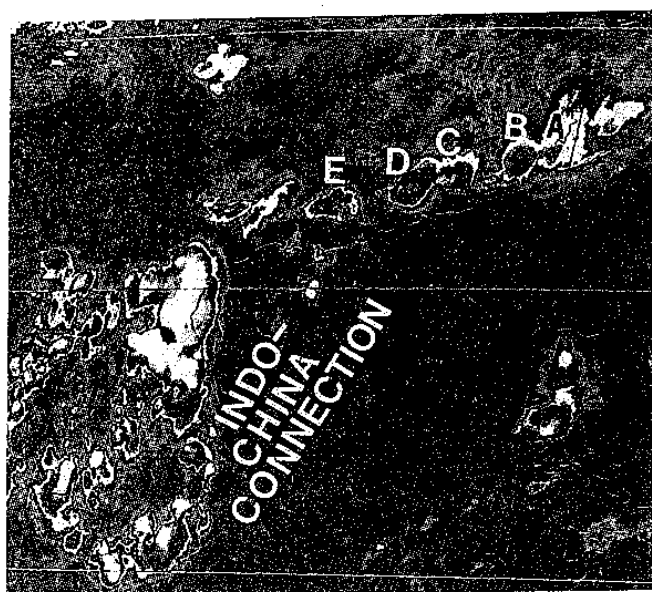
### 2. 個案二：1983年6 月1 日0000 UTC ~ 2 日0000 UTC

此為一典型的再生的／後退的MCS 事件。在6 月1 日0900~1200 UTC期間，紅外線色調強化雲圖(圖 5)顯示，新生的雲簇沿著梅雨鋒面並在其西方發展(見圖5a及5b)。較冷雲頂在 MCS之西部碎卷雲在東部，由於再生、後退及許多的合併，使位在最西南的雲簇於2100 UTC成為一個相當大的MCS(圖5c之“M”)。衛星雲圖同時又顯示，連接孟加拉灣的高 $\theta_e$ 空氣，自源區向東北東伸展，強烈對流在孟加拉灣鄰近地區發展，外流邊界與梅雨鋒面產生交互作用，以及雲簇合併等雲系特徵似為導致MCS 的再生、範圍的擴展及向西移動的重要因素。

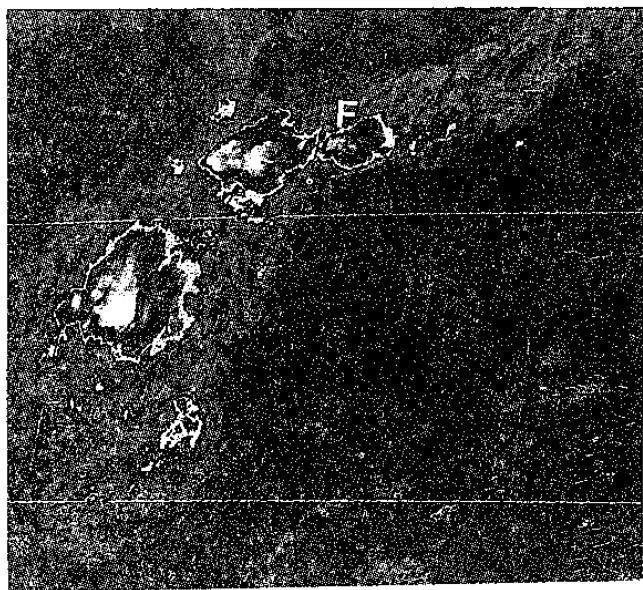
### 3. 個案三：1992年6 月13日0000 ~ 0700 UTC

6 月13日0000~0500 UTC之衛星雲圖(圖

6) 顯示，有一發展深厚的 MCS 位於臺灣海峽南部，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。在深厚對流雲之西及西南方附近，有些發展較淺的對流雲，MCS 之深對流部份向上游發展，再度顯示母雲系有向新生對流（不穩定區）移動／傳播之趨勢，及對流中心在雲系之相對位置與系統的移動型式有關。此外，在該深對流雲西北方有一高空冷心低壓（cold core low）存在並緩慢東移。陳和紀等（1989）與 Whitfield and Lyons (1992) 指出，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。MCS 在此高空冷渦東南象限最大上升區。因此高空冷渦在該 MCS 向上游發展扮演重要的角色。

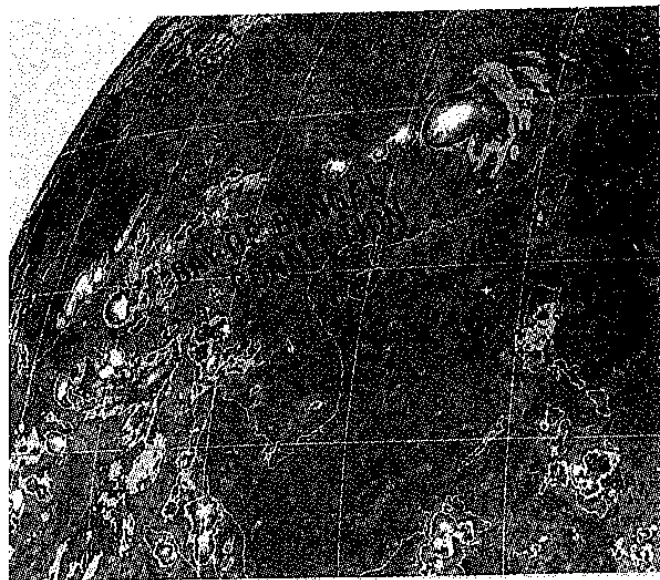


(a)

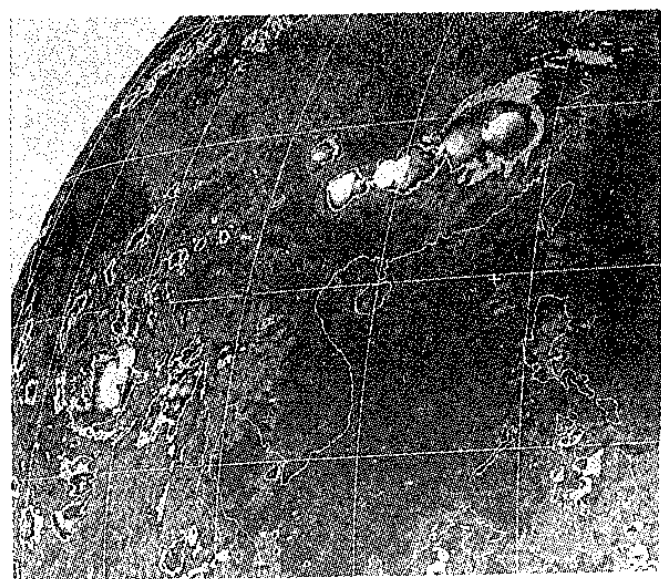


(b)

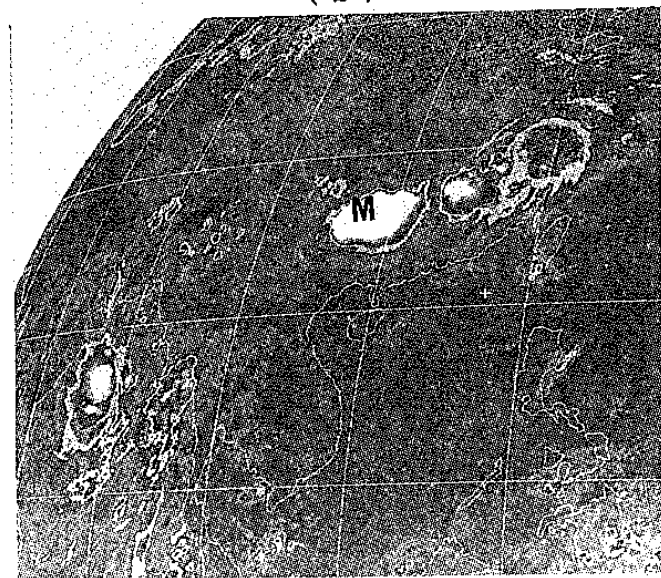
圖 4 同圖 1，但為 1987 年 5 月 13 日 (a) 1200 UTC 及 (b) 1800 UTC。



(a)

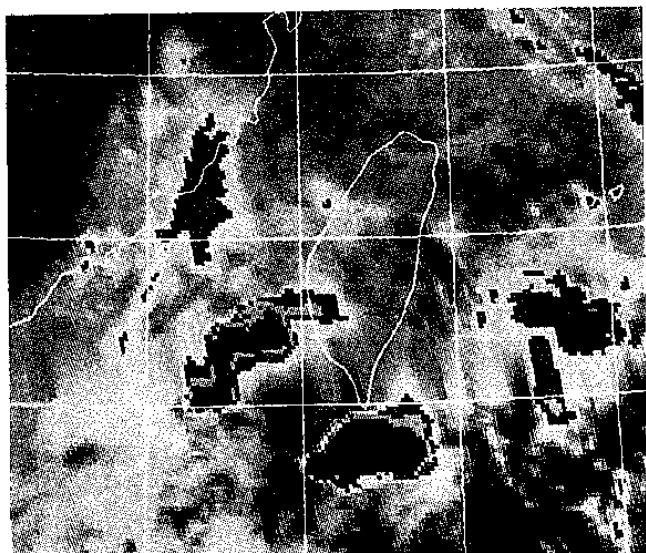


(b)

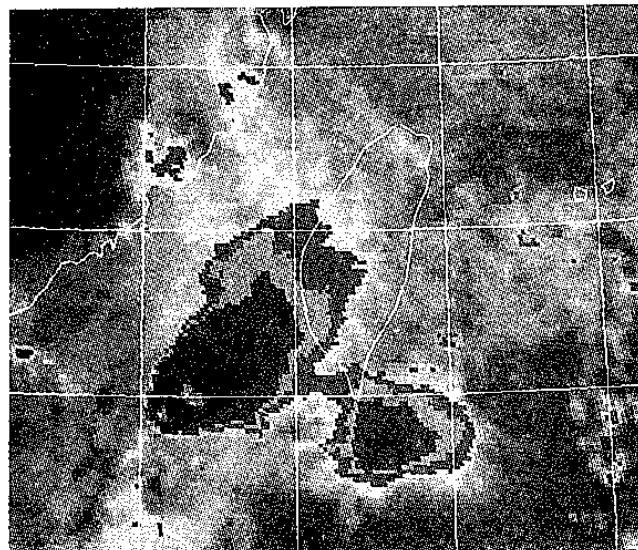


(c)

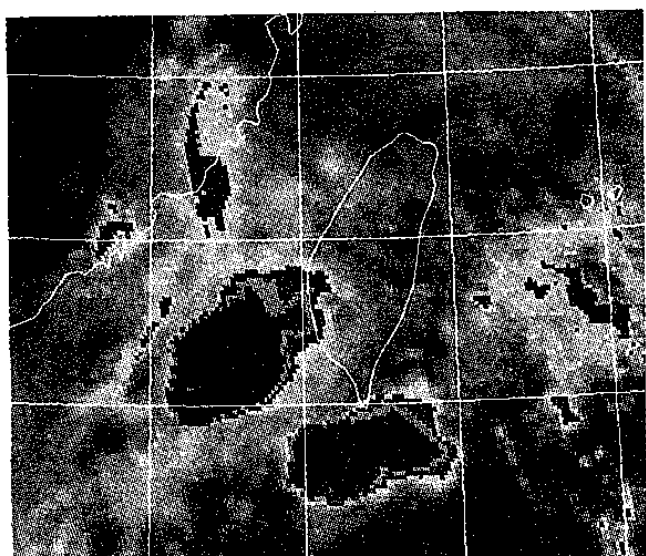
圖 5 同圖 1，但為 1983 年 6 月 1 日 (a) 1200 UTC，(b) 1800 UTC 及 (c) 2100 UTC。



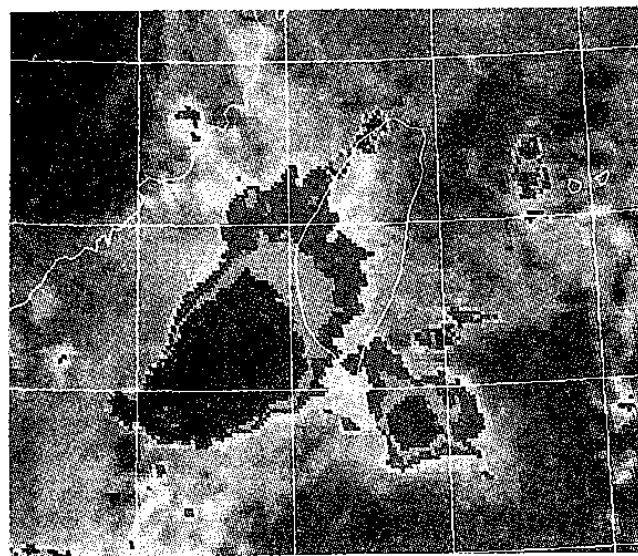
(a) 0000 UTC



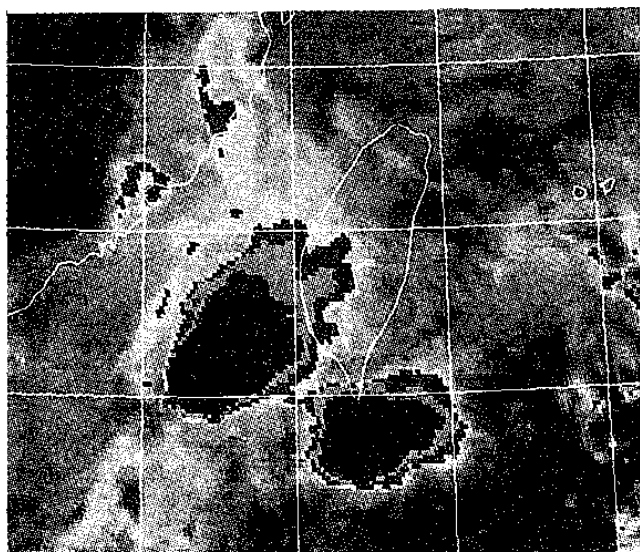
(d) 0300 UTC



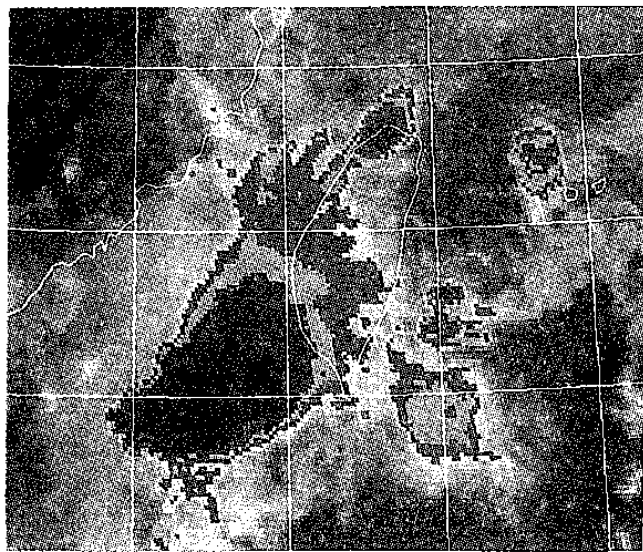
(b) 0100 UTC



(e) 0400 UTC



(c) 0200 UTC



(f) 0500 UTC

圖 6 1992年 6月13日0000~0500 UTC之逐時紅外線色調強化雲圖。

### (三) 混合型

#### 1. 先向上游發展後向前移動：

- (1) 個案一：1981年5月27~28日—先向上游發展(27日0300~1200 UTC)後向前移動(27日1200 UTC~28日0900 UTC)

在5月27日0300-0900 UTC之間，一連串的MCSs沿著地面鋒面發展(參閱圖7a及7b)，在最西南方者加強並擴展其範圍，其餘的則快速減弱。此發展中的對流雲帶“H”與另一在中南半島發展的對流雲帶“I”產生交互作用並擴大範圍。由於此等MCSs的向後發展及雲帶內之Meso- $\beta$ 尺度雲束的合併，於1200 UTC形成一個相當大的MCS(如圖7c之“J”)。在中南半島之雲系向東北伸展並與梅雨鋒面雲帶相連，顯示高 $\theta_e$ 空氣從中南半島向東北東輸送至華南之鋒區。上述之對流尺度交互作用和雲簇的合併以及如中南半島雲系之關連等似為導致MCS西進(向上游發展)之重要因素。

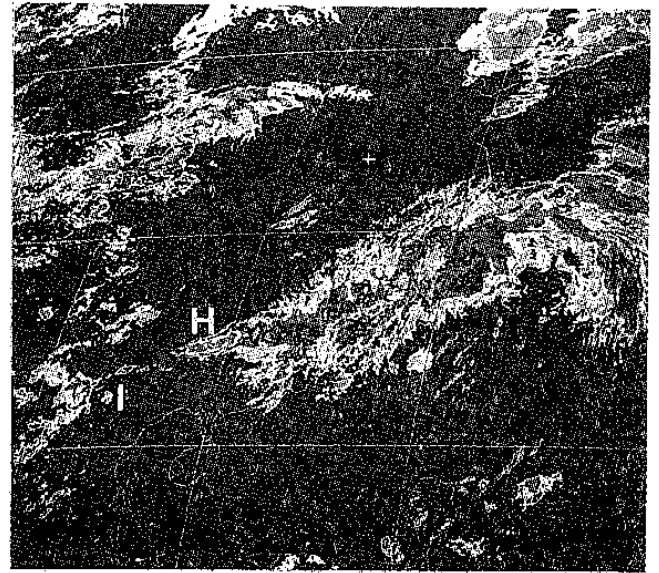
上面所述之雲系“J”係由一向後發展的MCS和雲系間的合併所造成。此巨大的MCS後來分裂成兩個對流雲系(參閱圖8)，在東方之MCS(稱為“J1”)向前移動，而在西方者(稱為“J2”)向東南緩慢移動後減弱。該圖顯示，兩雲系之冷雲頂均移至對流雲系中心之前方，此對流中心在雲系之相對位置似與MCS向前移動有關。此外，對流尺度的交互作用、雲系間的合併控制，以及冷雲頂在對流雲系之相對位置，在MCSs的移動特徵及演化過程扮演重要的角色。

- (2) 個案二：1981年5月27~28日—先向上游發展(27日1200~1800 UTC)後向前移動(27日2100 UTC~28日0600 UTC)

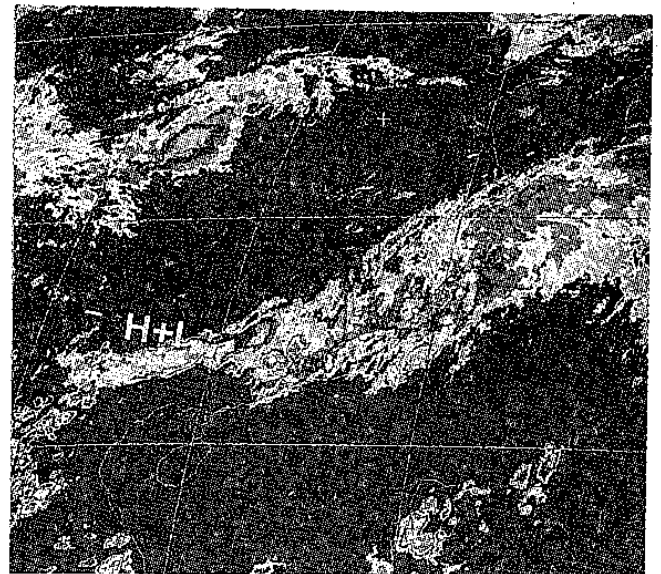
5月27日1200 UTC，在MCS-J的西緣有一似被此MCS所造成的外流邊界(見圖7c)。在27日1200-1800 UTC期間，此外流邊界與中南半島之高 $\theta_e$ 空氣(散佈狀雲系)發生交互作用而引發一大且後退的MCS(如圖2及圖9之“K”)。在此個案中，雷暴之外流邊界似為控制MCS演化和移動的因素之一。自2100 UTC起(見圖9及2b)，對流雲之冷雲頂逐漸從雲之西側移至東側，MCS-K轉向東緩慢移動。

- (3) 個案三：1987年5月15~16日—先向上游發展(15日2100 UTC~16日0600 UTC)後向下游移動(16日0600~2100 UTC)

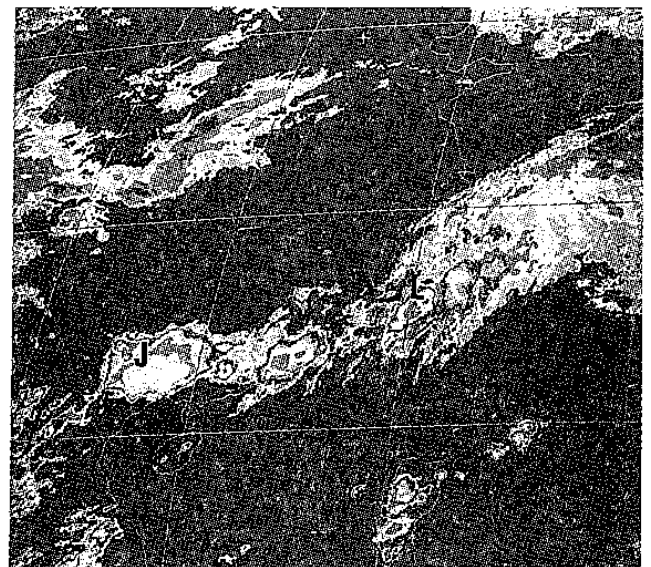
15日2100 UTC，約在 $23^\circ\text{N}/114^\circ\text{E}$ 有一對流雲系(MCS-B)，此MCS-B為TAMEX-IOP#2所觀測之個案。在此MCS與MCS-A之間，有些似由MCS-A及MCS-B所引發外流邊界交互作用而成



(a)



(b)



(c)

圖7 同圖1，但為1981年5月27日(a) 0600 UTC，(b) 0900 UTC及(c) 1200 UTC。

之散佈狀之小尺度對流胞，且在 16 日 0600~0900 UTC (圖10a及圖11c) 期間，MCS-B 之冷雲頂位於雲系之西側，而 MCS-B 有趨向上游發展。之後，冷雲頂漸移至雲系東側 (見圖 10b 及 10c)，MCS-B 轉向東南移動，並開始減弱。當冷雲頂之位置越位在雲系之東側，其東移速度越快。顯見，MCS 引發外流邊界之交互作用、雲簇的合併致使 MCSs 加強及向上游發展，而 MCS 之冷對流雲中心在母雲系之相對位置則與其移動型式有關，其位置越在雲系之下風區雲係向前移動越快，其強度亦似乎快速減弱。

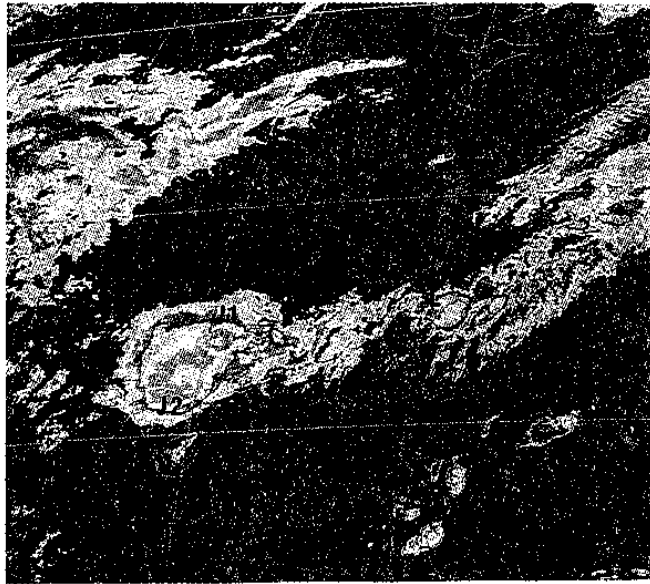
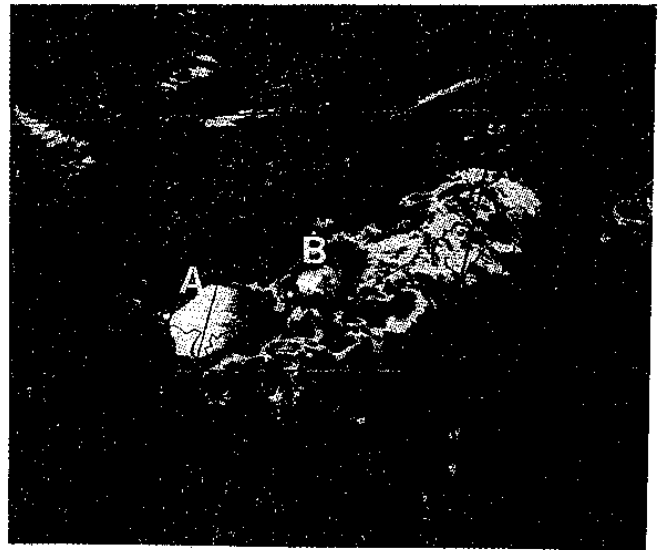


圖 8 同圖 1，但為1981年5月27日1600 UTC。



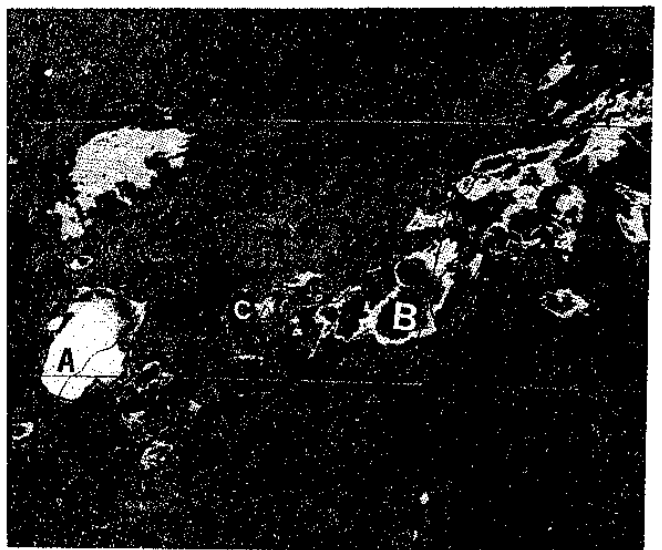
圖 9 同圖 1，但為1981年 5月27日2100 UTC。



(a)



(b)



(c)

圖10 同圖 1，但為1987年5月16日(a) 0600 UTC，(b) 1200 UTC及(c) 1500 UTC。

## 2. 先向下游移動後向上游發展：

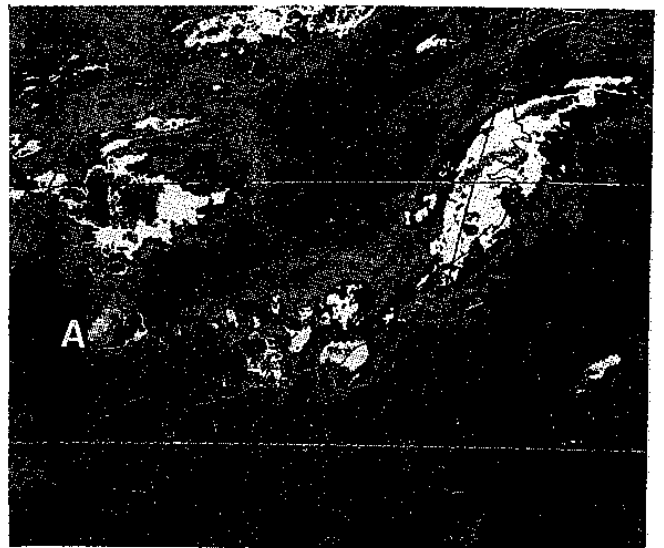
- (1) 個案一：1987年5月15~17日—先向下游發展(15日1200 UTC~16日0000 UTC)後向上游發展(16日0000 UTC~17日0000 UTC)

15日1200 UTC，有一對流雲在廣西、貴州交界附近形成，後來發展為較有組織的中尺度對流系統(MCS-A)(圖11a)。MCS-A形成後緩慢向東南緩慢移動並加強，15日1200~1800 UTC，MCS之冷雲頂皆位於系統之西側，此似為該MCS在上述期間移動緩慢原因之一。之後，MCS-A繼續向東南移並加強，但在其上游之雲貌已有變化，即由勻滑的弧形，轉變為向西凸出之楔狀(wedge shape)且冷雲頂範圍擴大，最大之雲頂溫度梯度仍位於系統之西緣(上游)(見圖11b)，顯示最強對流不穩定度在上游發生。MCS-A之雲砧繼續向東擴展，但對流部份幾呈滯留。

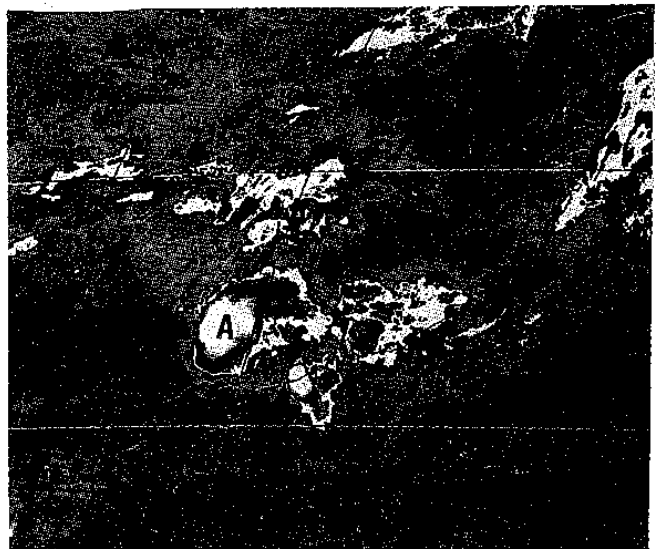
16日0000~0600 UTC，MCS-A之冷雲頂位置較偏系統西部，且在其西方又有小對流雲產生，MCS-A移動緩慢且有向上游發展移動之趨勢。0900 UTC，MCS-A已有明顯向西北西發展，雲系形狀由原先的準圓形發展為線狀雲帶並增強(見圖11c)，由於在雲帶之西方不斷有小對流雲胞形成，顯示在上游仍有相當的不穩定度。MCS-A繼續向西北西(上游)緩慢移動，且雲帶內之meso- $\beta$ 雲胞發生合併，導致MCS範圍擴大，但有兩個對流中心，稱之為MCS-A1及MCS-A2(見圖11b)。在此兩MCSs之間有一些小對流雲產生，致使MCS-A1向南移，MCS-A2向西移並於16日1500 UTC合併擴大並加強。由以上分析顯示，冷對流雲所在位置，雲系間之合併及雲系間之對流尺度交互作用，在此MCS之形成及移動過程中，扮演相對重要的角色，西方有小對流雲之產生，並輪流與MCSs合併，導致MCSs向上游移動。

- (2) 個案二：1987年5月16~17日—先向下游移動(16日1200~2100 UTC)後向上游移動(16日2100 UTC~17日0900 UTC)

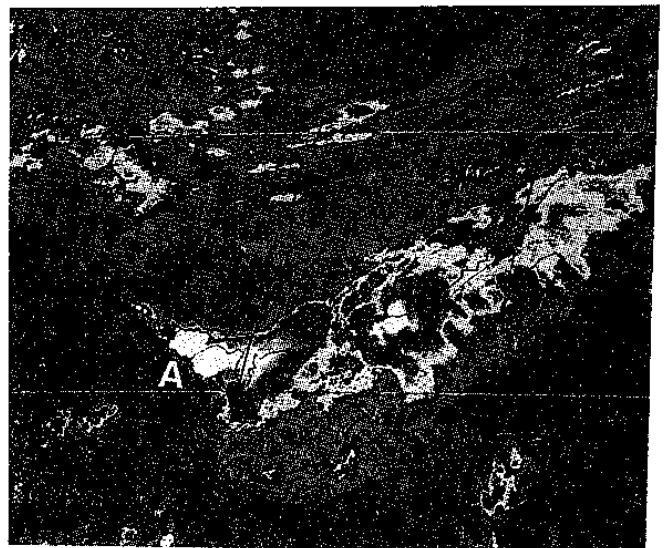
16日1200 UTC，在廣東、廣西邊界有一對流系統形成，稱之為MCS-C。1500~1800 UTC(圖10c)間，MCS-C冷雲頂之位置在雲系之較偏西側，最大雲頂溫度梯度位於系統西緣(上游)，MCS-C緩慢向東南移動。之後，在其西方不斷有小對流雲胞產生(見圖12)，顯示最強對流(不穩定度)在上游發生，MCS向後發展。此種向上游發展/移動之過程，除深對流部份位於雲系西側外，在其西方之小對流雲輪流與MCS-C的合併亦扮演相當重要的角色。因此，雲系間之合併及冷雲相關位置及其西方小對流雲為導致MCS-C向上游發展之主要機制。



(a)



(b)

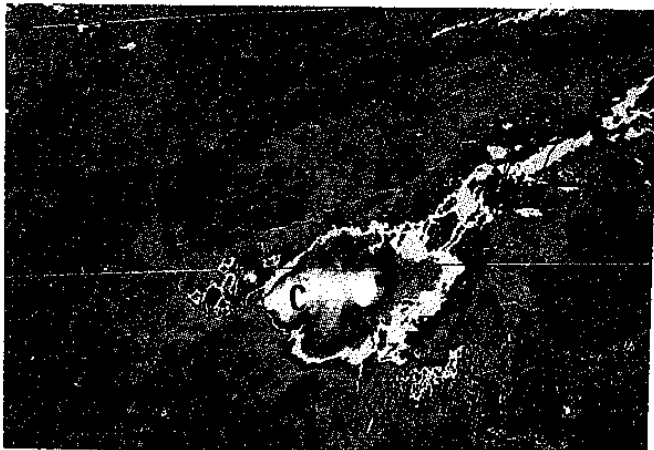


(c)

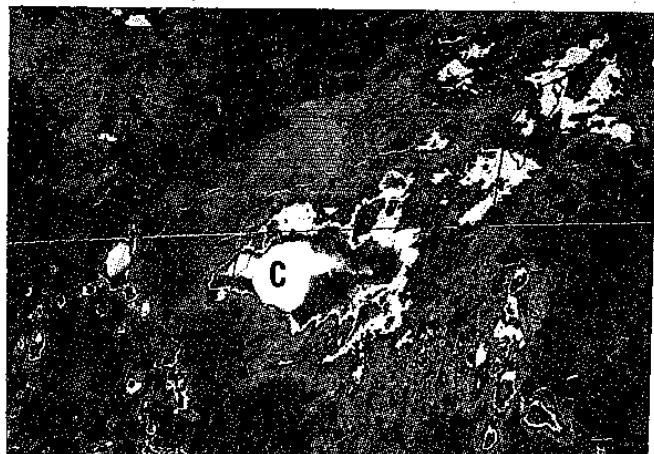
圖11 同圖1，但為1987年5月15日(a) 1500 UTC及(b) 2100 UTC及(c) 16日 0900 UTC。



(a)



(b)



(c)

圖12 同圖 1，但為1987年5月17日(a) 0300 UTC，(b) 0600 UTC及(c) 0900 UTC。

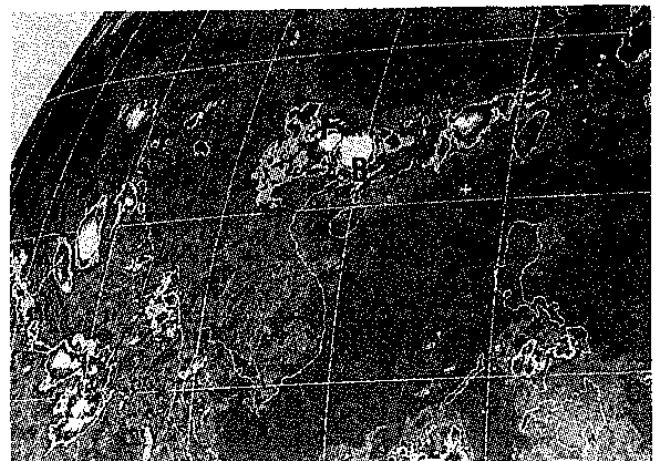
### 3. 前進和後退同時發生的MCSs—1983年6月2日1200 UTC~3日0000 UTC

此事件包括對流尺度交互作用、前進（如圖13之“F”）及向後發展的MCSs（如圖13“B”）等複雜的演化過程。此種複雜的交互作用僅能在衛星影像及都普勒雷達上觀測到。對流尺度的交互作用經常為雷暴外流邊界和強迫機制（如鋒面和其它外流邊界）合併的結果

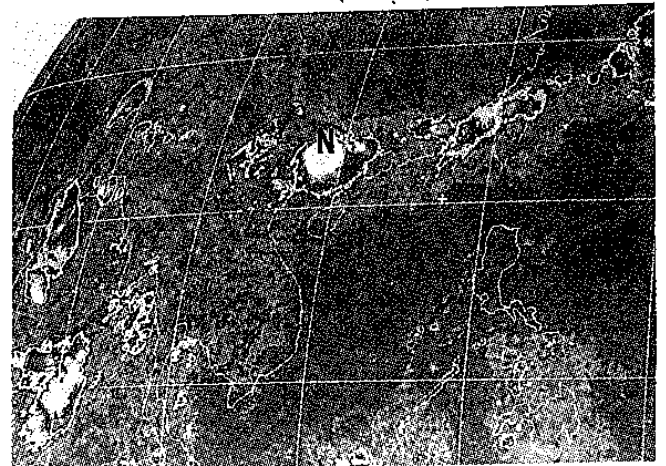
，其結果可為控制MCSs的移動之部份因素。在此個案中，對流尺度交互作用似為主要的控制機制。在6月2日1200 UTC至3日0000 UTC之間，MCSs沿著經過海南島北方之梅雨鋒面，而經過一段複合式的對流交互作用結果形成在3日0000 UTC增強為一個相當大的MCS（如圖13之“N”）。顯然，在此事件中，對流尺度的交互作用和合併控制MCSs之演化和移動特徵。



(a)



(b)



(c)

圖13 同圖 1，但為1983年6月2日(a) 1800 UTC及(b) 2100 UTC及(c) 3日0000 UTC。

#### 四、局部環流與臺灣地區中尺度對流系統演化之關係

除上述之環境條件外，台灣地形在MCSs的移動與發展，及導致台灣西部地區豪（大）雨也扮演相當重要的角色，例如：（一）地形熱力效應（加熱、海陸風、山谷風），（二）不同尺度天氣系統之交互作用，（三）氣流偏向效應，和（四）局部環流與盛行風之交互作用。

##### （一）地形熱力效應

##### 1. 個案一：1986年6月4～6日

6月4日0000 UTC之紅外線雲圖（圖未示）顯示，在台灣北部海面有三個對流雲系沿著鋒面發展。此等雲系隨著鋒面南移，在東邊的兩個減弱後消散，在西方者於0300 UTC移至西北部沿海而加強。地面觀測顯示，淡水鄰近地區海風盛行。系統在該區加強，顯然除鋒區之擾動輻合與鋒面舉升外，台灣西部沿海海風產生之額外輻合作用，可能為該系統加強之重要因子。該系統登陸後繼續加強，中心並於0600 UTC（1400 LST）移至台灣北部陸地而達成熟期，顯示午後地形加熱效應與海風輻合作用可能較鋒面作用更為重要，而使系統移至鋒前發展。之後，系統繼續東移出海遠離鋒面，此時鋒面與地形正效應消失，系統在西南氣流背風區減弱。顯見，除鋒面作用外，對流系統之加強顯受地形的摩擦效應及加熱效應與海風輻合之影響。4日0300 UTC，在梧棲外海有一對流系統開始發展，該系統向東移動登陸後加強，並於0600 UTC抵達台灣中部達成熟期。此系統登陸後之加強，再度顯現地形效應之重要性（舉升、海風輻合、加熱效應）。然而，當梧棲外海的對流系統移至花蓮附近海面，但其強度並未像其它系統快速減弱而反有增強之趨勢。此種強度變化可能為台灣東南方中尺度低壓（參閱陳和俞，1988）之東南氣流與下坡風在東部沿海地區之局部低層輻合之反應。

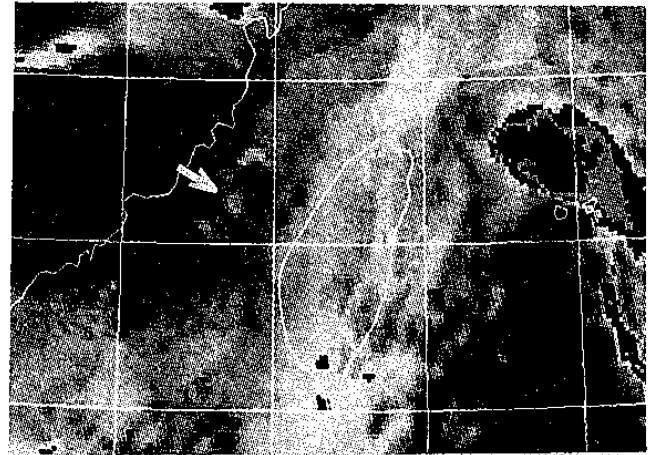
上述因日夜變化局部環流而改變對流強度的現象，在梅雨期間是普遍的現象（參閱陳和楊，1988）。Houze et. al. (1981) 分析冬季季風實驗（Winter MONEX）個案指出，婆羅洲海陸風效應係為午後及深夜對流形成的激發機制，Chen et. al. (1983) 研究台灣東北部冬季季風影響下之降水日夜變化，亦發現局部環流日夜變化之重要影響。

##### 2. 個案二：1992年5月7日

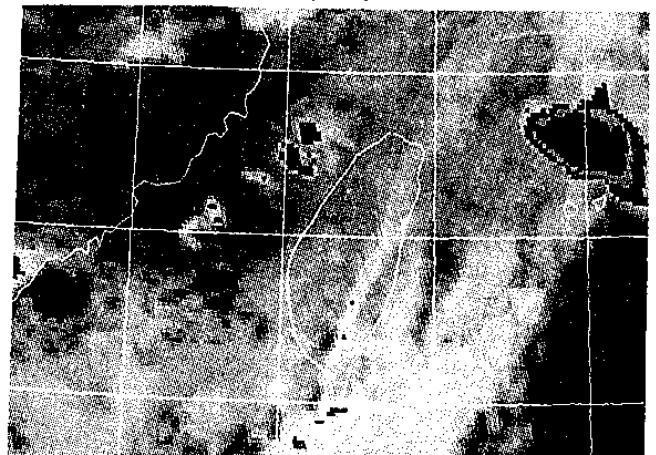
5月7日1700 UTC之衛星雲圖（圖14）顯示，在台灣海峽有一呈東北—西南走向的雲線（如箭頭所示），有三個積雲簇沿著此雲線發展。此等雲簇之雲頂色調由輕灰色已變為中灰色，且有更多的簇雲沿著雲線發展呈線性對流，並向西移動。至2100 UTC，此線狀對流東移

且向東向西南擴展並達最盛期，此時有些對流雲之雲砧已抵達台灣中部至新竹一帶。

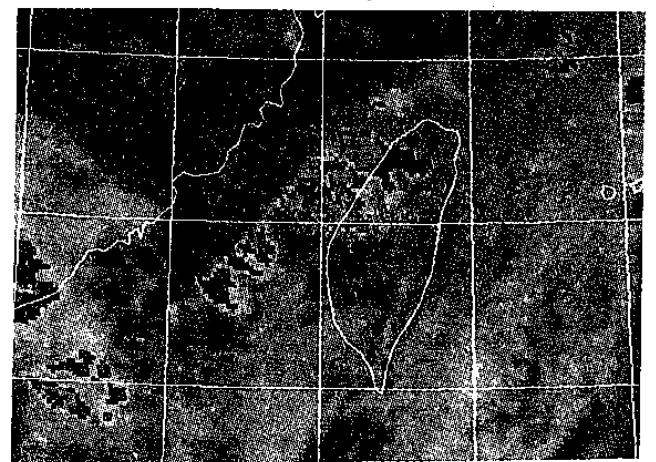
綜觀天氣圖（圖未示）顯示，在台灣鄰近地區並無有利於對流的形成與加強的機制。然而，5月7日1500～2100 UTC之每三小時地面風場分析（參見圖15）顯示，在1500 UTC，台灣地區陸風與西南盛行風在灣台海峽中北部匯合，1800 UTC，大陸東南地區陸風已開始，並與台灣地區之陸風輻合，造成東海經台灣海峽至廣東沿海呈東北—西南走向之輻合帶。此種線狀輻合帶即造成線性對流的因素之一。



(a)



(b)



(c)

圖14 同圖1，但為1992年5月7日(a) 1700 UTC，(b) 1900 UTC及(c) 2100 UTC。

## (二) 對流尺度之交互作用

### 1. 外流邊界與海風環流—1992年6月13日

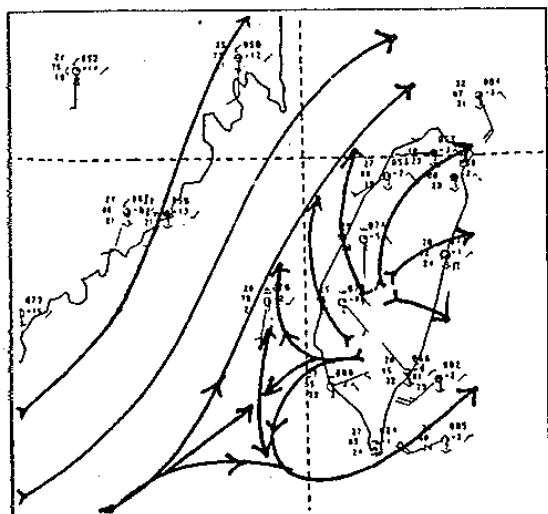
1992年6月13日0000~0500 UTC之逐時紅外線雲頂灰度值分佈(圖未示)顯示,發展甚深厚之MCS位於臺灣海峽南部,活躍對流區(雲頂溫度梯度大)及對流中心(雲系發展最高)在雲系的西南方,較不活躍的層狀雲和雲砧(雲頂溫度梯度較小)向東北伸展,在此MCS東北方之臺灣中北部有呈弧形及西北—東南走向之雲線(如粗虛線及粗實線所示)形成,前者發展較低,約在 $3\sim-8^{\circ}\text{C}$ ;後者發展較高,約在 $-20\sim-28^{\circ}\text{C}$ 。此兩雲線隨著海峽南部MCS下風區之雲系向東北擴展而向東北傳播。由臺灣地區每小時之地面風場觀測(圖未示)顯示,鄰近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5 kts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300hPa,其走向及位置幾與200hPa之強風軸一致,且位於300 hPa之分流區(圖未示)。顯見高雲線可代表高層輻散帶,此雲帶似為臺灣海峽南部MCS所引發之高層外流。至0400 UTC,在淡水沿岸及其附近地區有小尺度的深對流發生,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,因此海峽南部的MCS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(參見Purdum, 1986)。

### 2. 外流邊界與陸風環流—1986年6月4-6日

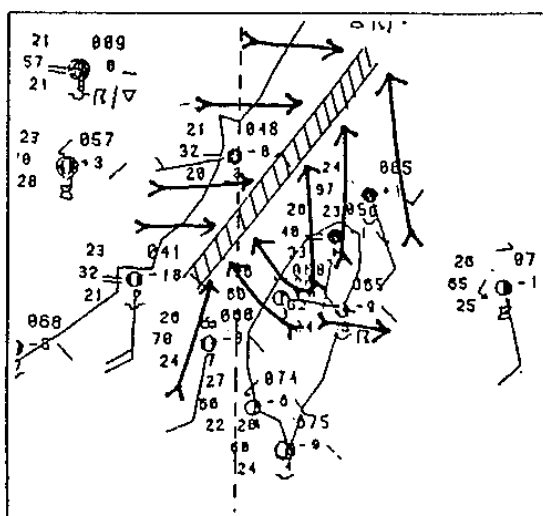
6月4日1600 UTC在福建沿海有發展甚好的MCS,在此MCS以東至台灣西南部尚些較小尺度的對流雲。福建沿海的MCS於1800 UTC東移至海峽南部,在此系統前方有呈南北走向的線性對流系統。由西南部沿海地面風日夜變化及海陸溫差,顯示有顯著的海陸風發展。4日1500~2100 UTC之地面觀測顯示,該期間嘉義、台南及高雄等測站均有顯著的離岸風。因此,1800 UTC時南北向線性對流系統之發展,可能因陸風與對流雲系前之外流邊界所產生的局部輻合激發而來。

### 3. 外流邊界與盛行風—1987年6月24-25日

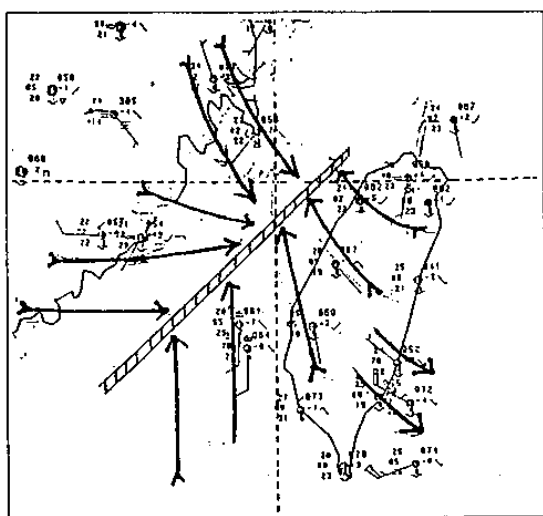
6月24日1400 UTC在 $25^{\circ}\text{N}$ ,  $120^{\circ}\text{E}$ 有一對流系統形成,該系統移至台灣西北部沿海而加強。從6月24日0900 UTC(1700 LST)至2100 UTC(0500 UTC),嘉義和梧棲地面觀測顯示,風向從向岸風轉為離岸風,顯然陸風環流在該區發展。MCSs沿著新竹和台中間沿岸加



(a) 1500 UTC



(b) 1800 UTC



(c) 2100 UTC

圖15 1992年5月7日1500~2100 UTC之每三小時地面氣流線分析。

強，此可能因MCSs之外流邊界和夜間陸風環流在該區產生局部輻合所致。2100 UTC之衛星雲圖顯示，在MCS外圍似有類似外流邊界之雲線出現，且此弧形狀雲線向外傳播之現象清晰可辨。地面天氣圖（圖未示）顯示，MCS所在區形成一中尺度高壓，該高壓似因此MCS達成熟後其下沖流（down draft）所導致。該高壓之外流與鋒前之西南風在鋒區匯合而提供額外的輻合，導致該MCS之活躍對流沿著西海岸發展，同時也造成台灣西部普遍性豪（大）雨。

### （三）氣流偏向效應

地形的起伏可影響大氣的流動，氣流的分流作用為其影響方式之一，當氣流運行流向高地時，氣流可能在迎風面分開發生繞行或分流現象，分成南北兩支，分流繞道至背風面時再匯合成一支。在迎風面之北支，高地形前後均為低壓槽，高地形北部出現高壓脊；在迎風面的南支，則正好相反，高地形前後皆為高壓脊，地形南端為低壓槽。由此可知，氣流在地形

附近的氣流型式在天氣系統的演化俱有重要的角色。以下就地形導致的氣流偏向效應說明它對MCSs演化的影響。

### 1. 個案一：1987年6月24-25日

圖16為1987年為6月24日1800 UTC至25日0900 UTC臺灣地區之每三小時間距之850 hPa氣流線分析。24日1200 UTC（圖未示）因台灣地形導致暖濕之西南氣流偏向台灣西北部沿岸，此偏向氣流與來自中國大陸之氣流在台灣北部海面匯合，造成該區為有利於MCSs形成的環境條件。1800 UTC（圖16a），地面鋒面移至台灣北部並向西南沿伸至海峽中部，西北和西南氣流在台灣西北部鋒區造成的輻合更顯著，導致暖濕之西南氣流偏向鋒區產生額外的輻合。從2100UTC至25日0300UTC（圖16b~d），馬公站之西南西風增強且偏向效應持續，MCS在氣流偏入的鋒區加強並維持其強度。至0600 UTC（圖未示），在台灣南部之偏向氣流似不利於MCS之發展，MCS移入該區而減弱。

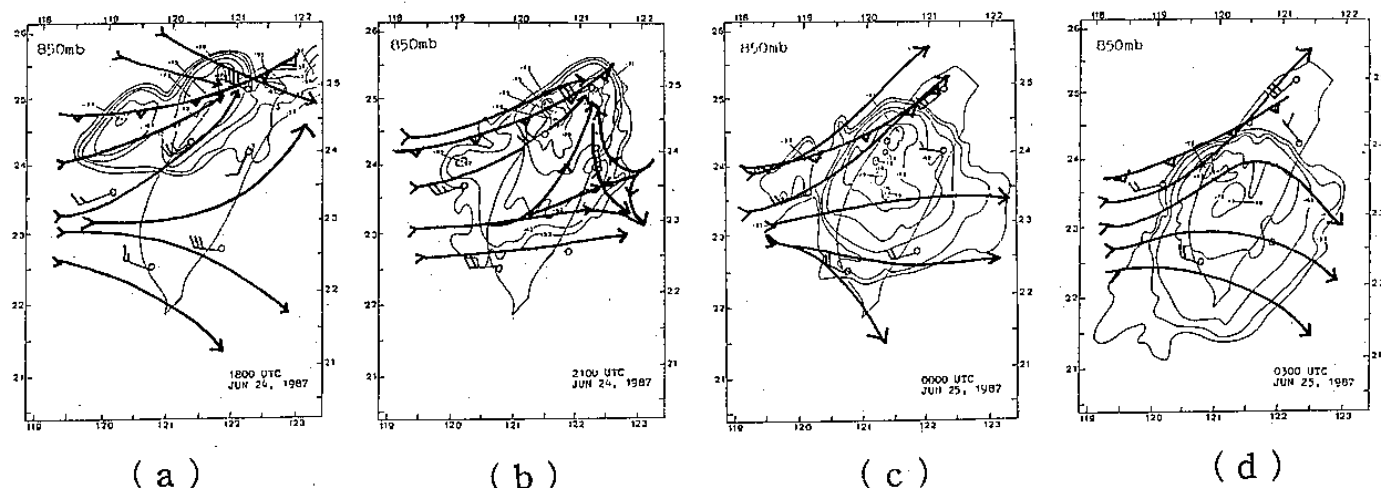


圖16 1987年6月24日1800 UTC至25日0900 UTC之每三小時間距之850 hPa 氣流線分析。

### 2. 個案二：1990年4月3-4日

4月3日0900 UTC（圖17a），在廣東沿海有一發展中之MCS，該MCS東移至福建沿海並加強（圖17b）。至4日0000 UTC移至台灣海峽北部尚維持其強度（見圖17c）。若此對流系統繼續東移而不減弱時，則台灣中南部降豪（大）雨是可預期的。然而，該系統在東移的過程中迅速減弱，於4日0300 UTC消散（見圖17d）。3日1200 UTC之850 hPa天氣圖（圖18）顯示，由大陸東南沿海而來的偏西風，因台灣地形導致的偏向效應在台灣海峽南部形成明顯的高壓脊，此高壓脊為導致該系統消散的重要因素。

### 3. 個案三：1990年4月9-10日

9日1200 UTC（圖19a）約在20~34° N，

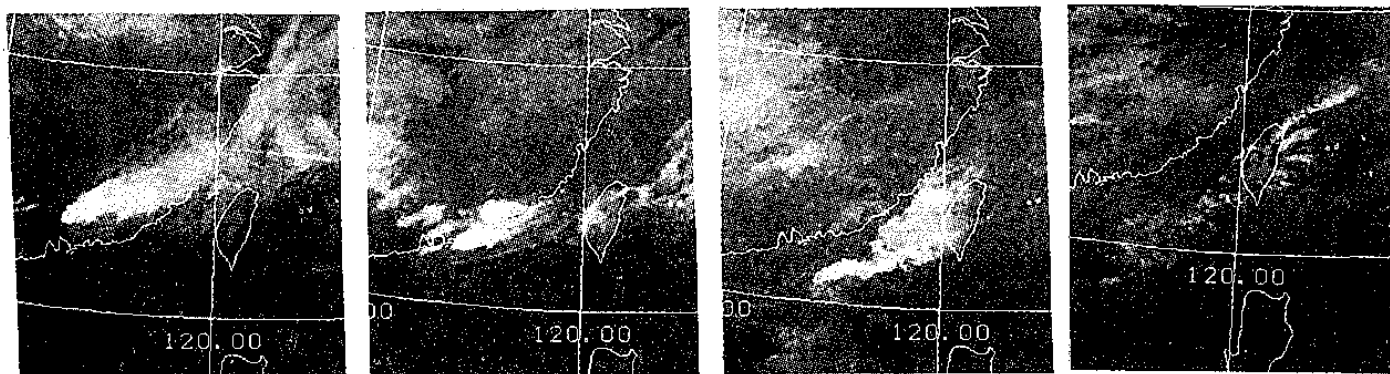
112~116° E之間有呈南北走向之雲帶，該雲帶東移通過台灣本土並加強（至少維持強度）（見圖19b），此種現象與上述者大異其趣。9日1200 UTC之850 hPa天氣圖（圖20）顯示，台灣鄰近地區盛行南風，由於台灣海峽呈“八字形”，南來的氣流極易在海峽輻合，因此在此種條件下對流系統移經該區不但不會減弱/消失，反而會加強。

### （四）局部環流與盛行風交互作用

1987年6月25日1200 UTC之天氣圖（圖未示）顯示，綜觀環境不利於MCS之形成與發展。然而，衛星雲圖顯示，在25日1500 UTC在前一個MCS消散區附近（台灣海峽南部）有數個對流胞形成，並導致台灣南部豪雨。地面風場（圖未示）顯示，在6月25日1000 UTC，臺南至嘉義之間有一中尺度低壓形成，並在原地加強。至1300 UTC，陸風效應趨於明顯而導致該

低壓西移至嘉義之東石~布袋沿海，台南~高雄間之氣流由前小時之西風轉為西南風，增加在台南~東港沿岸地區之氣旋式渦度，於是導致對流雲系的形成。之後，由於夜間陸風環流的加強，與鋒前之西南盛行風在台灣西南沿海

地區輻合，造成MCS 的加速發展。當鋒面過境後，陸風環流與鋒後的北來風在台灣西部沿岸匯合，為導致對流雲系在沿岸地區活躍的因素之一。



(a) 3日0900 UTC (b) 3日1800 UTC (c) 4日0000 UTC (d) 4日0300 UTC

圖17 1990年4月3日0900 UTC至4日0300 UTC之紅外線雲圖。

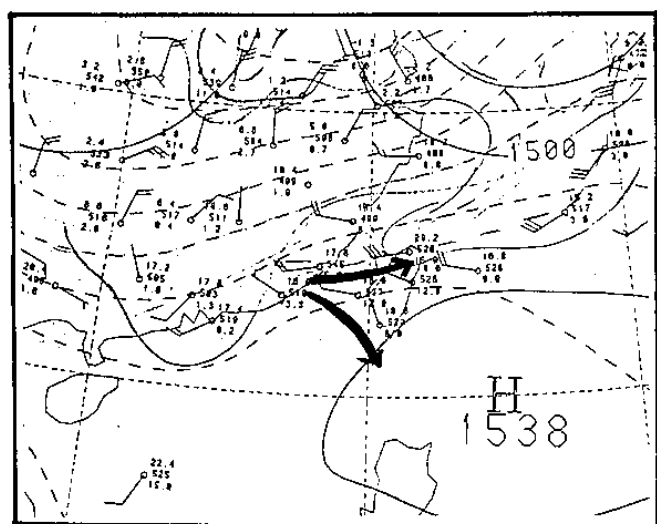
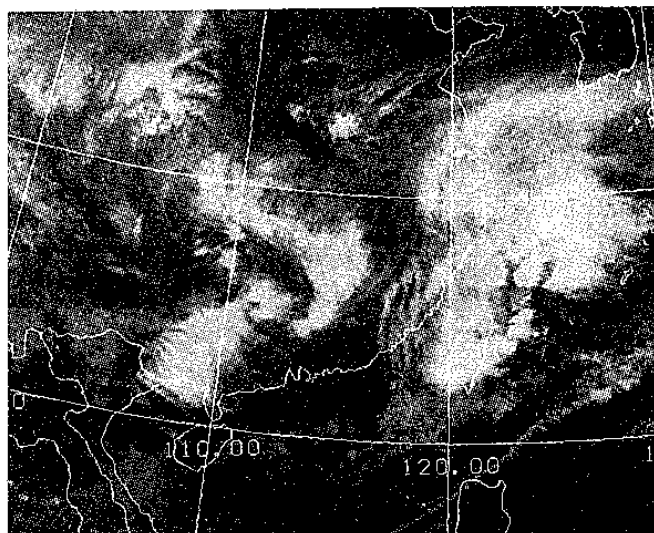
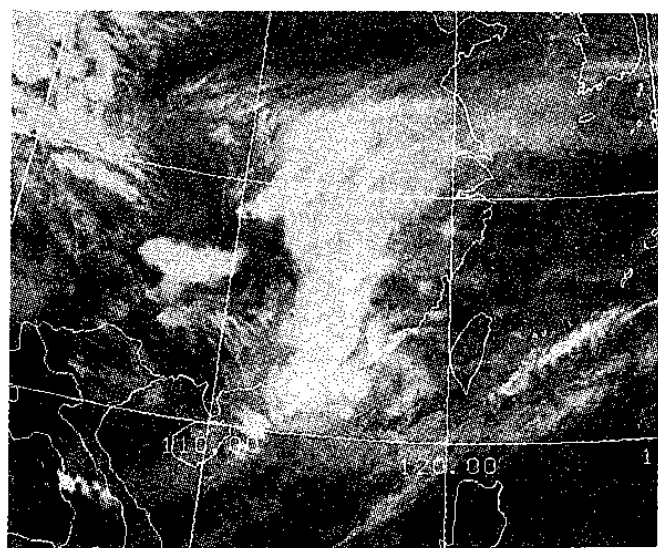


圖18 1990年4月3日1200 UTC之850 hPa天氣圖（粗黑線為偏向流）。



(b)

圖19 同圖17，但為1990年4月 (a) 9日1200 UTC及 (b) 10日0000 UTC。



(a)

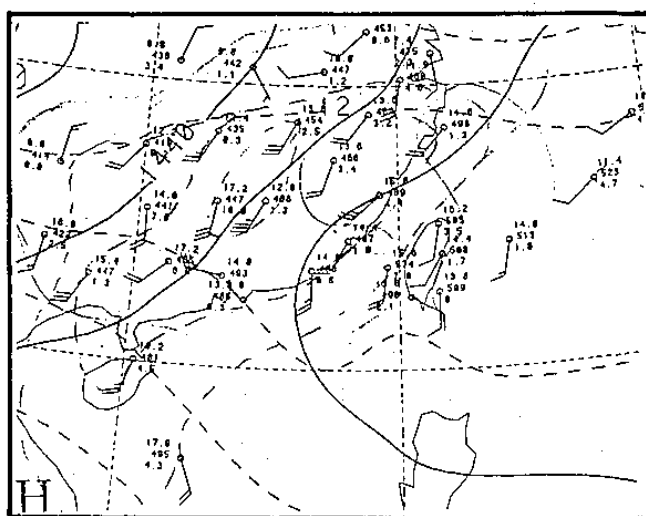


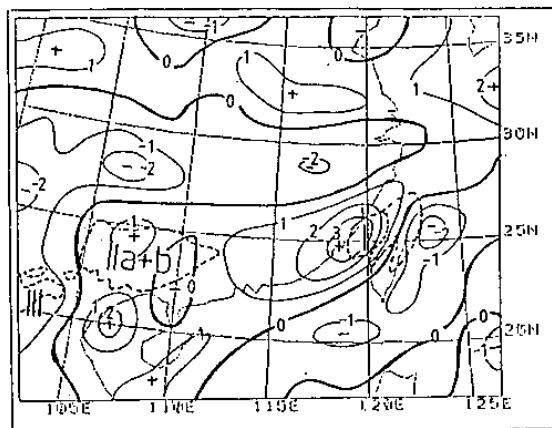
圖20 同圖18，但為1990年4月9日1200 UTC。

## 五、MCSs所引發的中尺度天氣系統

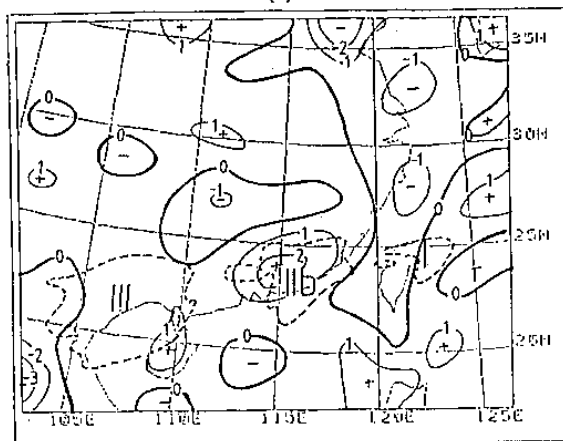
低對流之層暖平流、低壓及／或鋒面輻合、低層噴流、中低層之短波槽及潛在不穩定，以及中高對流層分流及／或速度輻散氣流等已被認為影響MCS形成與發展之綜觀環境條件。而MCS對環境的影響也是一個值得探討的問題。本文選取幾個MCS對大氣環境影響的例子。圖21為1981年5月27日1200 UTC及28日0000 UTC之200 hPa輻散度分布，發生於華南地區之三個MCSs亦繪於圖中。27日1200 UTC顯示，三個MCSs在200 hPa之輻散區發展，最大輻散區隨著MCS-IIb東移並加強，顯示高層風場被此系統之高層輻散外流(out-flow)所改變。28日0000 UTC之衛星雲圖(見圖2b)顯示，在MCS之南北兩側分別有明顯且伸展方向不同的卷雲線(即呈反氣旋式)，該等反氣旋式卷雲線顯然與MCS上空輻散外流有關。此種現象在1992年POST-TAMEX預報實驗中亦經常觀測到。

圖22為1987年6月24日1800 UTC至25日0300 UTC每三小時間距之200 hPa風場偏差分布(每一個別觀測時間與6月24日0000 UTC至25日1500 UTC平均值之差)。24日1800 UTC，在臺灣西部有一伴隨東北—西南走向之伸展軸的變形場，該變形場似隨著MCS南移。在2100 UTC時，MCS加強，在MCS所在區上空有一反氣旋式外流。該反氣旋式外流和MCS在其南移過程中繼續加強。至0600 UTC，雖然在MCS上空之氣流為分流，但台灣南部地區已轉變為氣旋式環流，0900 UTC在MCS上空已呈氣旋式環流，該MCS減弱，終於在1200 UTC消散。當MCS達成熟時，在MCS上空之高對流層呈反氣旋式外流，而在消散階段則呈氣旋式的內流。前者顯係透過MCS之強烈上升運動所造成；後者則與對流系統在消散期中尺度下沖流一致。在MCS成熟階段，除可造成高對流層之卷雲條外，尚可造成低層弧形雲線(arc cloud line)(如圖23)，此弧形狀雲系為MCS區下沖流所導致近地面的中尺度高壓外流所造成。而此種弧形狀雲線似僅衛星及都普勒雷達才有能力觀測。顯然，在華南及其鄰近地區，MCS

影響大氣最主要的是造成高對流層的反氣旋式環流／卷雲噴流條，低邊界層之中尺度高壓環流(弧形線)。Maddox (1980, 1983)分析發生於美國中、東部暖季之MCC對大氣環境的影響亦有類似的結果。此外，在MCS/MCC末期常會引發中對流層之中尺度渦旋(meso-vortex)(Johnston, 1982)。在1992年之POST-TAMEX預報實驗期間，亦觀測到此種現象，圖24即為一例。該圖顯示，在臺灣海峽北部有一向東移動之渦旋，此為先前MCS成熟後所引發之中對流層渦旋，此渦旋對大氣環境及未來對流雲之演化亦有影響，亦可導致豪(大)雨。



(a)



(b)

圖21 1981年5月(a)27日1200 UTC及(b)28日0000 UTC之200 hPa輻散度分佈( $10^{-5} s^{-1}$ ), 虛線代表MCSs。

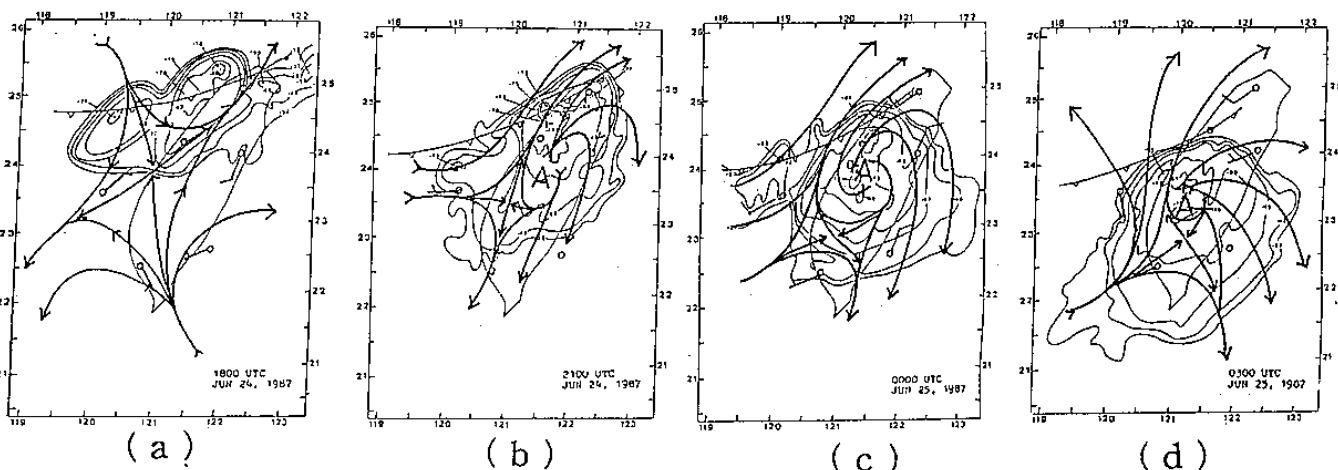


圖22 1987年6月24日1800 UTC至25日0300 UTC之每三小時間距200 hPa風場偏差分析。

由上述分析，MCS 區之能量似以對流（即潛熱）釋放，同時亦回饋並以“噴流條、中尺度渦旋、外流邊界、降低垂直風切及加深大氣層的水汽厚度”之方式影響大尺度環境。

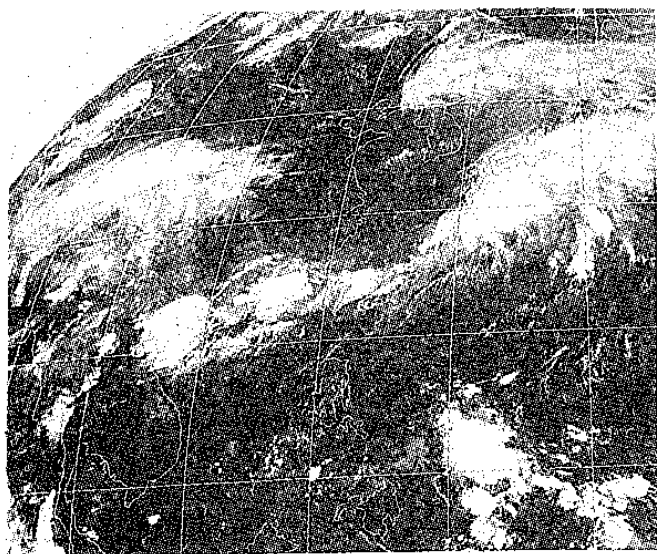


圖 23 1981年5月28日0000 UTC 之紅外線衛星雲圖。

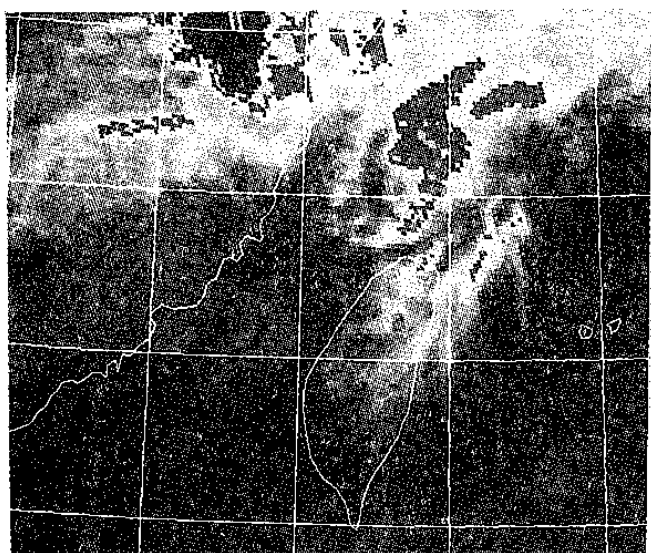


圖 24 1992年6月3日2300 UTC 之紅外線色調強化雲圖。

## 六、結語與建議

導致臺灣地區／華南地區豪（大）雨之系統非常複雜，其尺度包括很廣，可由全球尺度、綜觀尺度、中尺度、以至對流尺度之多尺度天氣系統。衛星雲圖係唯一可將此種多尺度天氣系統顯現於一張雲圖上。本文根據衛星雲圖將MCSs之移動形式亦非常複雜，可分為前進的、後退的（再生型）和混和型。其分析結果如下：

1. MCSs之雲系特徵及其周圍雲系的活躍度均與MCSs移動形式有密切關係，例如：冷雲頂在雲系的相對位置、雲頂溫度梯度、雲系的合併、對流尺度交互作用，以及大尺度水汽的供應

（如孟加拉灣／中南半島關連）均與MCSs之移動與發展有關。

2. 冷雲頂若位於雲系之上風區之移速較在下風區者為慢；若在MCSs之上游有對流雲存在時，則MCSs將向上游發展。此外，冷雲頂在於雲系上風區者，其強度通常增強（或維持）；在下游者則快速減弱。

3. 孟加拉灣／中南半島地區對流雲之強度與華南區MCSs之演化有正相關，即：孟加拉灣／中南半島地區對流雲越強，則華南區MCSs之強度越強，反之亦然。

4. 台灣地形在MCSs的移動與發展，及導致台灣西部地區豪（大）雨也扮演相當重要的角色，例如：（1）地形熱力效應（加熱、海陸風、山谷風），（2）不同尺度天氣系統之交互作用，（3）氣流偏向效應，和（4）局部環流與盛行風之交互作用等。

5. MCS 區之能量似以對流（即潛熱）釋放，同時亦回饋並以“噴流條、中尺度渦旋、外流邊界、降低垂直風切及加深大氣層的水汽厚度”之方式影響大尺度環境。

衛星雲圖中之雲貌雖為大氣現象之物理過程的表現。然而雲圖本身卻不能完全地描述大氣的物理狀態，因此可藉由中央氣象局的即時預報系統，整合衛星資料及數值模式網格點上之氣象參數，以達到：（1）增加測雲型物理過程之了解，（2）可推導綜觀之觀念模式，（3）增加診斷分析，和（4）提供“極短時／即時”預報的功能。

## 致謝

本文之完成承中央氣象局基隆氣象站主任李正雄先生及衛星中心課長林熹閔之協助，在此敬表謝忱。本文在國科會專題NSC 81-0414-p052-08B之支援下完成。

## 參考文獻

- 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。
- 陳泰然、俞家忠，1988：台灣梅雨季中尺度低壓與降水之研究（一）。行政院國科會防災科技研究報告第77～30號。
- 陳泰然、楊進賢，1988：台灣梅雨期對流降水之氣候特徵。天氣分析與預報研討會論文彙編，565-571。
- 齊錄祥、紀水上和陳泰然，1992：TAMEX期間中尺度對流系統之一般特徵。天氣分析與預報研討會論文彙編，451-462。
- Chi, S.S. and R.A. Scofield, 1991: Study on the mesoscale convective systems (MCSs) propagation characteristics over subtropical China during Taiwan Mei-Yu season. Int'l Conf. on Mesoscale Meteor. and TAMEX, Taipei, 32-41.

- Chen, G.T. J., S. Y. Chen, and M.H. Yan, 1983: The winter diurnal circulation and its influence on precipitation over the coastal area of northern Taiwan. Mon. Weat. Rev., 111, 69-74.
- Houze, R.A., Jr. S.G. Geotis, F.D. Marks, Jr., and A.K. West, 1981: Winter monsoon convection in the vicinity of North Borneo. Part I: Structure and time variation of the clouds and precipitation. Mon. Wea. Rev., 109, 1595-1614.
- Johnson, E. C., 1982: Mesoscale vorticity center induced by mesoscale convective complexes. 9th Conf. on Wea. Fore. and Anal., Amer. Meteor. Soc., 196-200.
- Maddox, R.A., 1980: Mesoscale convective complexes. Bull Amer. Meteor. Soc., 61, 1374 - 1387.
- Maddox, R.A., 1983: Large-scale meteorological conditions associated with mid-latitude mesoscale convective complexes. Mon. Wea. Rev., 111, 1475 -1493.
- Purdom, J.F.W., 1986: Satellite contributions to convective scale weather analysis and forecasting. 11th Conf. on Wea. Fore. and Anal. 295-314.
- Scofield, R.A. and J. Robinson, 1990: The "water vapor imagery/theta-e Connection" with heavy convective rainfall. Satellite Application Information Note 90/7, NESDIS, Washington DC, 7pp.
- Scofield R. A., J. Robinson, and N. L. Lyles, 1990: Satellite estimates and forecasts of heavy rainfall from mesoscale convective systems (MCSs). Conf. on operational precipitation estimation and prediction. Amer. Meteor. Soc., 5-12.
- Whitfield, M. B., and S. W. Lyons, 1992: An upper-tropospheric low over Texas during summer. Wea. and Fore., 7, 1, 89-106.

## Using Satellite Observations to analyze the Characteristics of MCSs

Shui-Shang Chi  
Meteor. Satellite Center  
Central Weather Bureau

### ABSTRACT

Weather systems result in heavy rainfall over the subtropical China in Mei-Yu season. They spread a wide range of scale, ranging from global scale through synoptic scale down to the mesoscale and finally to the storm scale. Satellite data is the only data source that shows these multi-scale interactions in one picture. Therefore, the MCSs occurred over the area of southern China, Taiwan and their vicinity were analyzed to explore the general climatological characteristics, evolution and moving process, the relationship between the local circulation and the evolution of MCSs as well as the effect of the MCSs on the atmospheric environment in the present study. Results show that the characteristics of the MCSs and the convective activities which locate over the surroundings of the MCSs are closely related to the evolution and propagation of the MCSs. The relative portion of the colder tops, the gradient of cloud top, the mergers of cloud elements convective interaction as well as the Bay of Bengal/Indo-China connection are all related to the propagation of MCSs.

The results also show that the terrain effects play a very important role on the movement and development of MCSs and result in heavy rainfall over the western Taiwan. These effects such as, (1) solar effect (heating, land-sea breezes and valley-mountain wind circulation), (2) interaction between the different scale of weather systems, (3) deflecting effect, and (4) the local circulation interacted with prevailing flow. Besides, satellite imagery can reveal the result of the atmosphere which is modified by the MCS. They appear in the forms of cirrus streaks (jet streaks), mesoscale-induced vortices, and outflow boundaries.