

台灣梅雨顯著年大範圍之衛星雲量演變

陳泰然

國立台灣大學大氣科學研究所

(中華民國七十七年二月五日收稿；二月二十四日定稿)

摘 要

本文利用1975年5月15日~6月16日NOAA-4及1977年5月15日~6月16日NOAA-5在 $40^{\circ}\text{S} - 40^{\circ}\text{N}$ ， $40^{\circ}\text{E} - 180^{\circ}\text{E}$ 區域內之觀測雲量與深對流/積雨量，分析此兩年台灣梅雨顯著期間之梅雨鋒面系統與熱帶/副熱帶大尺度環流系統間之關連。

結果除顯現梅雨鋒面雲帶及南北半球ITCZ雲帶之準滯性帶狀結構外，亦顯示其年間差異及梅雨前後期差異。梅雨鋒面系統之生成與印度洋西南季風及太平洋東北信風(或ITCZ)之增強有密切關連，而梅雨鋒面系統生命各階段演變與雲帶外之對流無涉。華南與東海區之梅雨鋒面生成與行星尺度環流(太平洋高壓脊、ITCZ與西南季風)之增強關係密切，但日本地區之生成與加強，僅與太平洋高壓脊之增強有關，似與西南季風強度無涉。此外，亦發現在華南鋒面雲帶之成長與太平洋高壓脊及西南季風增強之關係密切。

關鍵詞：ITCZ雲帶，梅雨鋒面雲帶，西南季風，太平洋高壓脊，梅雨槽

一、前言

國內有關梅雨之研究，已對綜觀尺度系統及梅雨槽之綜觀(天氣)與動力結構增加許多了解，亦對梅雨期中尺度系統導致豪雨之重要性增加很多認識(陳，1986)。對梅雨期中尺度現象重要性之認識，透過1987年5~6月TAMEX實驗計畫密集觀測之後續研究(陳，1987b)，將可對中尺度對流系統有較確切的描述，並可對其形成之中尺度激發機制及其發展之環境條件有進一步的了解。另一方面，了解梅雨期之行星尺度環流特徵及梅雨鋒面消長與行星尺度環流之相關，為了解梅雨期降水多寡及年際變化之重要課題。台灣梅雨期及其雨量，存在有非常顯著的年際變化(例如：Chiang，1987；吳與傅，1987；曲，1981；徐與紀，

1974；陳，1987a；陳與廖，1981)。近年來，伴隨這種年際變化之環流特徵分析，漸漸受到國內氣象研究同仁們的重視。紀(1978)分析台灣北部與南部多梅雨年與少梅雨年5月與6月之500mb高度之合成平均及距平特徵，陳與廖(1981)求取台灣南北地區均屬乾梅之地面氣壓及500mb高度5月與6月之合成平均及距平分佈，劉(1987)則分析顯梅年、空梅年與正常年之5月、6月及5~6月之500mb高度合成平均與距平特徵。這些分析皆注重在月合成平均環流分佈，以顯現各年之顯著共同特徵。此外，馬(1987)及吳(1987)則利用經驗正交函數來分析乾濕年5月與6月之高層環流特徵。

陳 (1981 a , b) 曾利用八個梅雨鋒面系統個案分析台灣地區梅雨季前後半期各四個梅雨系統之合成特徵。結果發現，雲帶及積雨雲 (Cb) 發生區與上升運動區一致，表示大尺度環流上升運動對雲發展之控制角色。並發現梅雨季後半期 (6 月 1 ~ 15 日) 青藏熱低壓較前半期 (5 月 15 ~ 31 日) 增強，但梅雨槽後之移動性高壓減弱，鋒面及槽線北退。梅雨槽東段低對流層後半期南風範圍及強度增加，導致槽線及雲帶之北退。後半期對流旺盛，Cb 量增加，台灣地區降水量亦顯著增加。陳 (1981 c) 分析 1950 ~ 1981 年台灣梅雨期 (5 月 19 日 ~ 6 月 19 日) 之顯著性，選擇 1977 年梅雨顯著年與 1980 年空梅年，比較 5 月與 6 月地面及 500 mb 之差異，發現當 5 月及 6 月之太平洋高壓較正常值微弱，梅雨槽在台灣及鄰近，台灣地區地面盛行西南風時，梅雨顯著。當太平洋高壓反常發展，高壓脊通過台灣或鄰近海面，青藏熱低壓偏南，梅雨槽消失，台灣地面盛行東南風時，則梅雨缺乏。

陳 (1987 a) 利用台灣地區降水量求取乾濕梅月，並利用 NCAR (National Center for Atmospheric Research) 網格資料，以分析 5 ~ 6 月平均環流之特徵及乾濕梅月之環流條件。結果

顯示 6 月時，相當正壓之暖心阻塞高壓脊於鄂霍次克海區 850 mb 以上各層建立，且印度北方暖心結構之季風環流系統 (低對流層季風低壓之上為高對流層季風高壓) 發展完成。台灣地區梅雨季之 5 月與 6 月雨量多寡 (乾濕梅月) 之決定因素，為低對流層氣流之源地及強度。當源自孟加拉灣且較強之西南氣流控制時，該月多雨屬濕梅月；當源自西太平洋高壓脊環流之東南、南或西南氣流或東亞主槽後之大陸性西北氣流控制時，該月少雨屬乾梅月。台灣地區低對流層平均氣流之源地及強度，則由季風低壓、西太平洋高壓脊、東亞主槽及鄂霍次克海阻塞高壓等時間平均行星尺度環流系統之位置適當配置及強度來決定。此外，發現中緯度斜壓過程為濕梅月之重要因子，6 月時之對流性降水對月雨量之貢獻較 5 月更為重要，且非鋒面性之強迫機制 (例如：局部環流) 亦可主宰月雨量之多寡。

Chen and Jou (1986) 與 Chen et al. (1987) 以 1975 ~ 1984 年台灣梅雨季 (5 月 15 日 ~ 6 月 15 日) 台灣地區降水量，定義梅雨活躍年、不活躍年及雨量準正常年。分別以天氣圖及 NCAR 網格點資料，分析各年梅雨季鋒面活動頻率及東亞地區之環流特徵，並分析梅雨季之長期平均環流鋒

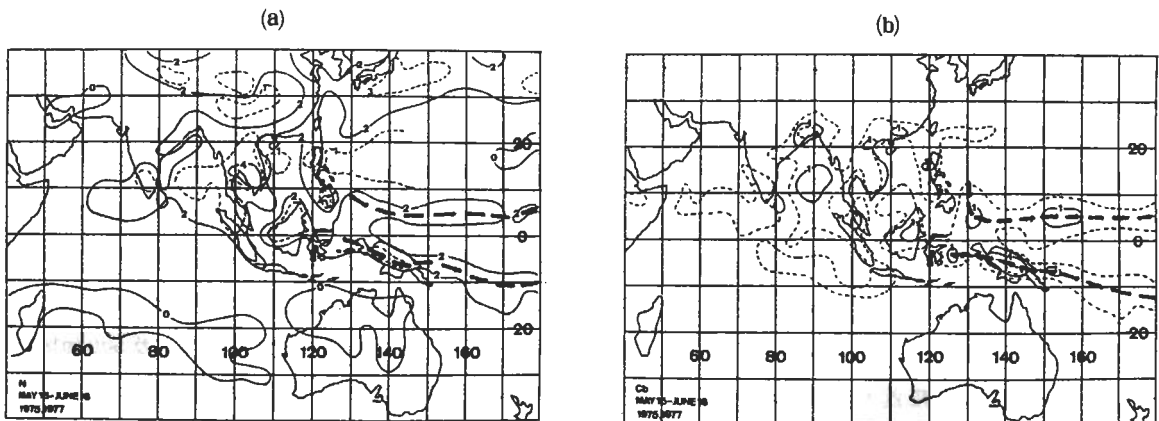
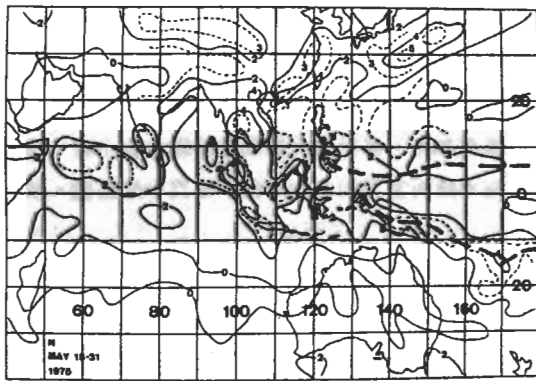


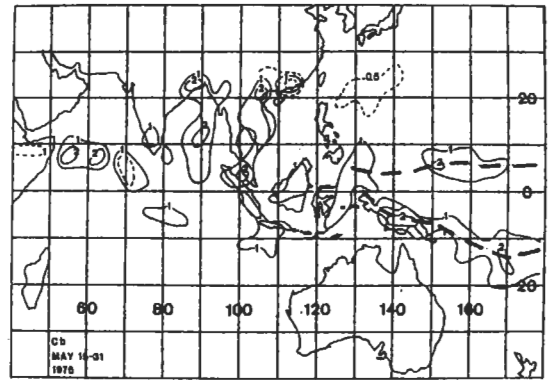
圖 1 1975 年與 1977 年梅雨全期 (5 月 15 日 ~ 6 月 16 日 ; 計 63 天 , 缺一) (a) 雲量 (N) 與 (b) 積雨雲量 (Cb) 之平均分佈。單位為十分制，雲量等值線以每 2 單位 (實線) 分析，輔助線每 1 單位 (虛線)，Cb 量以每 1 單位 (實線) 分析，輔助線每 0.5 單位 (虛線)，粗虛線為 ITCZ (雲量最多主軸)。

生分佈特徵。在鋒面分析方面，發現與過去一些觀測分析結果相似，影響台灣地區之梅雨鋒面產生於東亞之副熱帶地區，而溫帶之環流系統似為主宰梅雨鋒面之緩慢南移與南伸程度之主要因子。此外，決定台灣地區梅雨季雨量多寡，除鋒面活動外，局部環流與局部不穩定度似亦扮演重要角色。在長期平均環流方面，梅雨季東亞地區之中緯度微弱阻塞已在東西伯利亞形成，正壓暖心結構之季風環流系統亦已於印度北方建立完成，東亞主槽及西太平洋高壓（脊）之位置及強度則介於5月與6月平均環流之轉變形態。梅雨活躍年/多雨年與不活躍年/少雨年之主要大尺度環流特徵差異，為中緯度阻塞之有無及西太平洋高壓之強弱/位置。活躍年有鄂

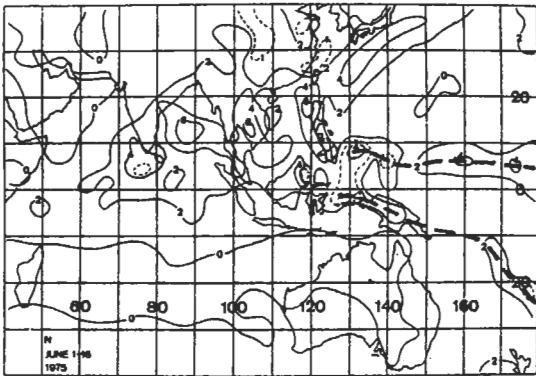
霍次克海/東西伯利亞阻塞，西太平洋高壓較弱或偏南，台灣及鄰近地區低層源自孟加拉灣之西南風較強。不活躍年無中緯度阻塞，西太平洋高壓較強並西伸至華南一帶，台灣及鄰近地區低層為太平洋高壓環流之西南風或南/東南風。此外發現，季風低壓區及梅雨鋒面南側之對流活動產生之高對流層輻散外流，顯然為構成東亞地區南北兩個哈德里胞之主要分量，梅雨區至中緯度之顯著向北輻散氣流則顯示梅雨活動對中緯度環流影響之重要性。雖季風低壓區之高壓外流，向東部份（瓦克環流）於太平洋高壓區下沉，但季風低壓與太平洋高壓強度之年際變化並無明顯之相關，此似意味季風環流之強弱並非決定太平洋高壓強弱之唯一因子。



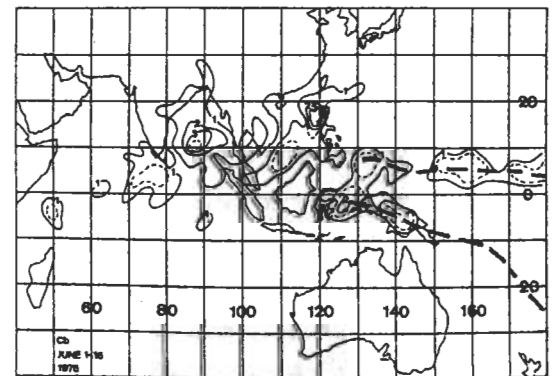
(a)



(b)



(c)



(d)

圖2 1975年梅雨前半期(5月15~31日;計16天)(a)雲量(N), (b)積雨雲量(Cb), 後半期(6月1~16日;計16天)(c)雲量, (d)Cb量。其他同圖1。

上述研究結果，使我們對於台灣梅雨期雨量多寡與大尺度平均環流間之關係增加許多認識，但目前我們對梅雨期大尺度環流之特徵了解較局限於東亞/西太平洋區熱帶外之地區，為進一步了解華南及台灣地區梅雨與熱帶環流系統之關連及演變，本文試圖由衛星觀測之熱帶/副熱帶雲量及積雨雲量分析，以探討台灣梅雨顯著年大範圍雲量演變及其隱含之大尺度環流與梅雨之關連。

二、資料與分析

本文利用 $40^{\circ}\text{S} - 40^{\circ}\text{N}$ ， $40^{\circ}\text{E} - 180^{\circ}\text{E}$ 區域內 NOAA—4 (1975 年 5 月 15 日~6 月 16 日) 及 NOAA—5 (1977 年 5 月 15 日~6 月 16 日) 雲量及積雨雲量 (Cb) 主觀讀取之數字化資料，經打卡、錄製磁帶、錯誤校驗與訂正後，進行統計分析。

陳 (1981b) 曾利用美國國防氣象衛星 (DMSP; Defence Meteorological Satellite Program) 紅外線及可見光頻道之雲圖，求取每 $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ 網格之雲量及積雨雲量，於 1975 年與 1977 年台灣梅雨顯著年之梅雨期、梅雨前後半期及所選八個個案之合成平均雲量及積雨雲量，在東亞及西太平洋地區 ($90 - 150^{\circ}\text{E}$ ， $10 - 50^{\circ}\text{N}$) 之分佈。本文為進一步分析行星尺度環流雲系與梅雨鋒面之相關，故利用由美國國家氣候中心 (NCC; National Climatic Center) 所獲得之 1975 年 NOAA—4 及 1977 年 NOAA—5 氣象衛星紅外線與可見光照片來作分析，該雲圖照片涵蓋 $40^{\circ}\text{S} - 40^{\circ}\text{N}$ 之全球緯度帶。因可見光頻道及紅外線頻道每天僅各有一張合成圖 (mosaic)，且兩者觀測時間略有不同，故無法由可見光與紅外線照片互相比較，以判別不同雲種。因為本文目的在於分析行星尺度環流雲系與梅雨鋒面之相關，因此認為深厚及對流雲系應較低淺雲系重要，故僅採用紅外頻道觀測之雲圖以求取雲量及積雨雲量。又因 NOAA—4 及 NOAA—5 之雲圖解析度較 DMSP 為低，故以 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 經緯度網格估計雲量及 Cb 量。因此，本文所求得之雲量與 Cb 量和陳 (1981b) 利

用 DMSP 所求取者之分佈當有些不同，主要可歸因於以下數點理由。

- (1) 本文僅利用 NOAA—4 及 NOAA—5 之紅外線雲圖，而陳 (1981b) 利用 DMSP 紅外線及可見光雲圖，求取雲量及 Cb 量，因陳之雲量包含低雲，而本文雲量較偏向深厚中高雲而無低雲，故陳所求梅雨雲帶應更具組織。
- (2) 本文僅利用每天一張雲圖 (mosaic) 又有缺失資料，例如在 $115 - 125^{\circ}\text{E}$ ， $20 - 30^{\circ}\text{N}$ 區域內有缺失資料 (無觀測) 之日期即有 1975 年 6 月 5 日、7 日、9 日、11 日，且經過任一點之時間每天在變，而陳 (1981b) 所用之 DMSP 通常一年至少二次觀測，多則四次，資料較完整。
- (3) DMSP 衛星離地 800 km，NOAA—4 與 NOAA—5 離地 1400 km，因雲圖解析度有別，故本文僅能利用 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 網格，陳 (1981b) 則利用 $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ 網格。

雖然如此，但行星尺度環流伴隨之雲系應可顯現。梅雨鋒面雲帶因在北半段主要為中低雲種，故雲帶在 DMSP 合成雲圖應較 NOAA—4 與 NOAA—5 合成雲圖明顯。

三、梅雨期之平均分佈

圖 1 為 1975 年與 1977 年梅雨全期 (5 月 15 日~6 月 16 日) 之雲量與 Cb 量平均分佈。顯見梅雨期主要雲系 (圖 1a) 除伴隨梅雨鋒面之雲帶在日本東南方海上最為明顯外，另有太平洋上南北半球各有一條 ITCZ 雲帶，北支約沿 5°N 呈東西走向，南支呈東南東—西北西走向，由 10°S 向西北伸展經新幾內亞至赤道。南中南半島 (泰國、緬甸) 及婆羅洲為最多雲量覆蓋區。副熱帶太平洋上無雲及雲量最少區 (< 1) 軸線，指示副熱帶太平洋高壓脊之平均位置，約伸至呂宋及南海。區內南半球除 ITCZ 雲帶外，雲量均少 (< 2)。梅雨期主要 Cb 發生區 (圖 1b) 除在 ITCZ 雲帶內之外，伴隨梅雨鋒面之對流雲系由西太平洋經巴士海峽至華南、北越亦極明顯。此外，婆羅洲、馬來半島、孟加拉灣

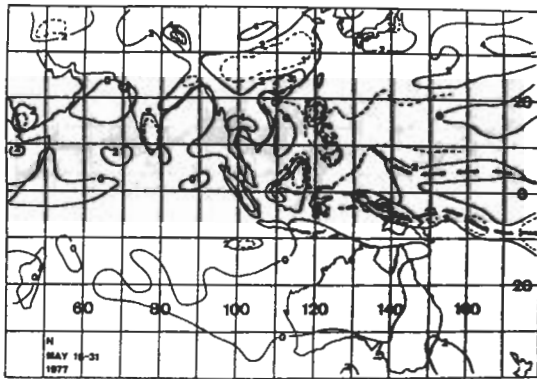
及印度東北，均為對流旺盛區域。南半球除在 ITCZ 之外，少有 Cb 出現。

四、年際差異與梅雨季前後半期差異

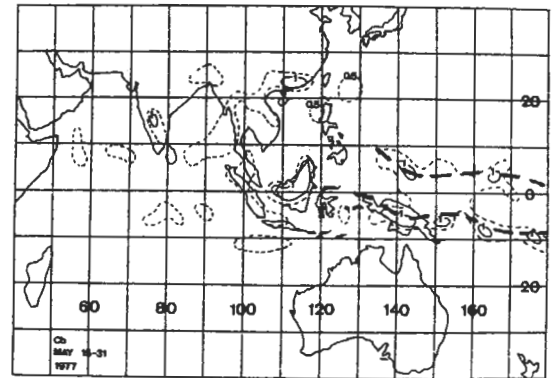
圖 2 分析 1975 年與 1977 年前後半期雲量與 Cb 量分佈，以比較年間差異及各年前後半期之差異。1975 年前半期雲量 (圖 2a) 分佈特徵，除梅雨鋒面雲帶外，西太平洋 ITCZ 雲帶亦極明顯，南支強度大於北支。另南中南半島、婆羅洲及馬來半島、蘇門答臘均為多雲區域。後半期雲量 (圖 2c) 特徵為在日本附近之梅雨鋒面雲帶稍減弱並向西北位移，北支 ITCZ 雲量較南支為多。另外在菲律賓群島至台灣南部海面及孟加拉灣均出現最多雲量區，顯

示該區副熱帶高壓脊減弱。前半期 Cb 量 (圖 2b) 最顯著之特徵為南北支 ITCZ 內之對流系統，且南支較北支旺盛，後半期 (圖 2d) 則北支較南支旺盛。菲律賓及孟加拉灣之對流在後半期顯著增加，顯示該區副熱帶高壓脊減弱。伴隨梅雨鋒面之對流，前半期主要在華南沿海，後半期在巴士海峽。

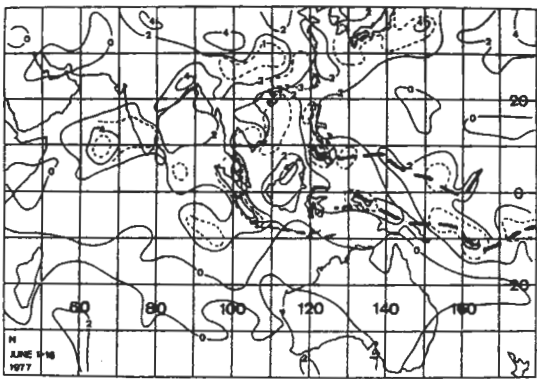
1977 年前半期雲量 (圖 3a) 顯示梅雨雲帶在華南沿海明顯，ITCZ 雲帶南支較北支旺盛。後半期 (圖 3c) 則梅雨雲帶較具組織，由日本東南方海面向西南伸展經巴士海峽至華南沿海。ITCZ 雲帶南支仍較北支為強。菲島鄰近及南海雲量增加，顯示該區高壓脊減弱。前半期 Cb 量 (圖 3b) 與後半期 Cb 量 (圖 3d) 最顯著特徵為 ITCZ 內之對流系統，且前後半期均為南支較北支旺盛。梅雨雲帶內



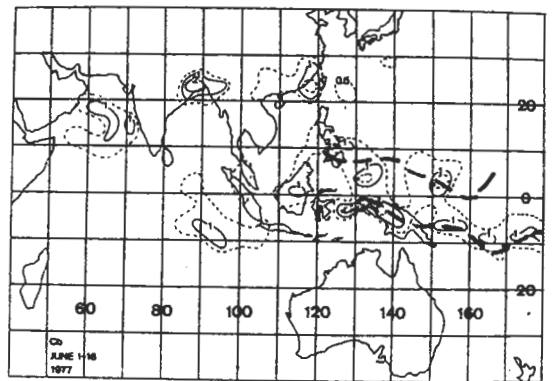
(a)



(b)



(c)

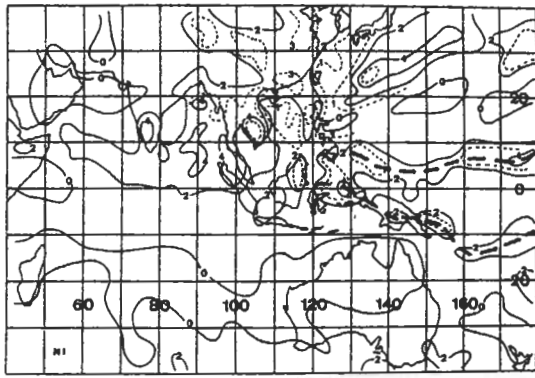


(d)

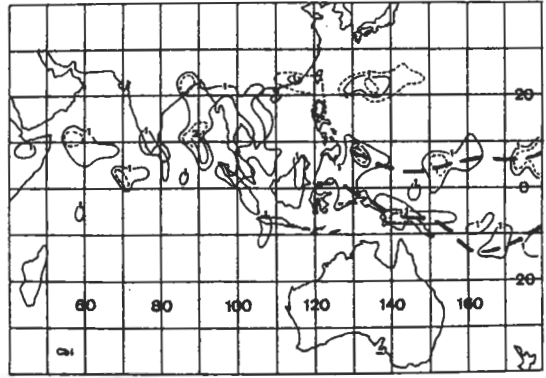
圖 3 1977 年梅雨前半期 (5 月 15~31 日; 計 16 天) (a) 雲量 (N), (b) 積雨雲量 (Cb), 後半期 (6 月 1~16 日, 計 15 天, 缺 1 天) (c) 雲量, (d) Cb 量。其他同圖 1。

之對流前半期主要在華南沿海，後半期主要在東南沿海及台灣海峽。印度東北部之對流後半期顯著增強。

由圖2與圖3之雲量及Cb量分佈顯示，梅雨鋒面雲帶與南北兩支ITCZ雲帶之雲系發展及雲帶內之對流系統發展均具有年間差異且有梅雨前後半



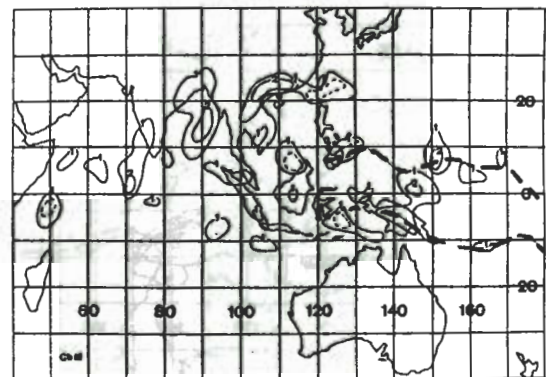
(a)



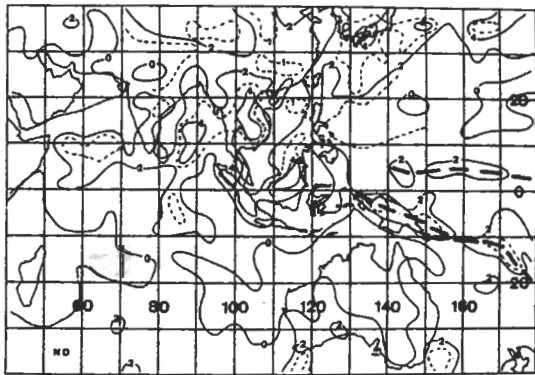
(b)



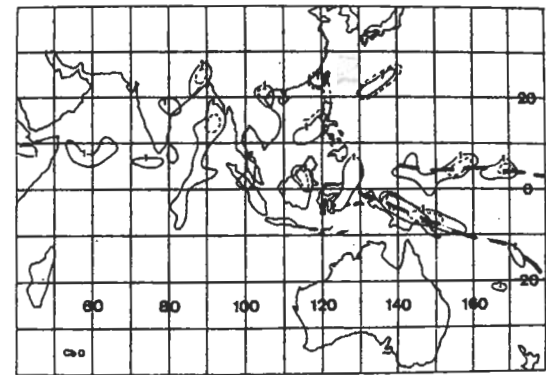
(c)



(d)



(e)

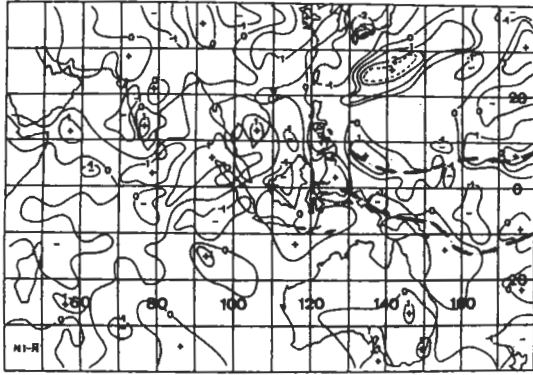


(f)

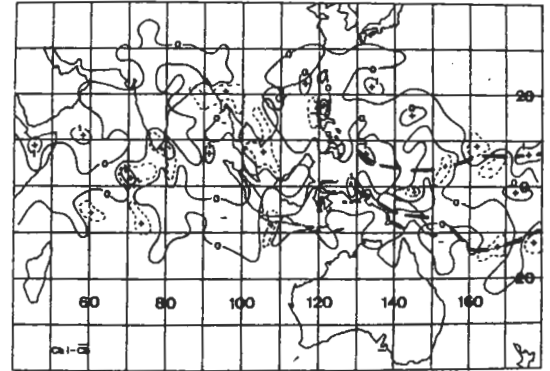
圖4 八個梅雨個案(a)初期(I)雲量(N)(7天,缺1天), (b)初期(I)積雨雲量(Cb)(7天,缺1天), (c)中期(M)雲量(N)(7天,缺1天), (d)中期(M)Cb量(7天,缺1天), (e)末期(D)雲量(8天), (f)末期(D)Cb量(8天)之合成分佈。其他同圖1。

期變化。1975年ITCZ內雲量及Cb量前半期南支強，後半期北支強；1977年則前後半期均南支較

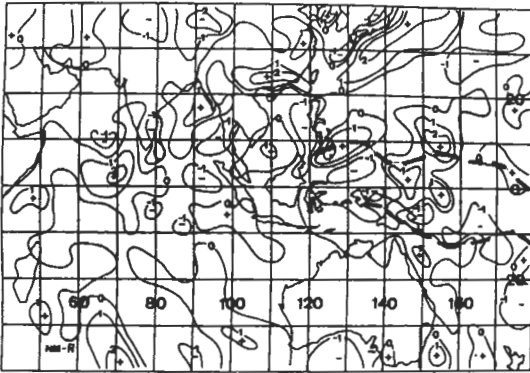
強。印度東北及孟加拉灣之旺盛對流在此兩年前後半期均極明顯，且後半期有增強趨勢。此兩年後半



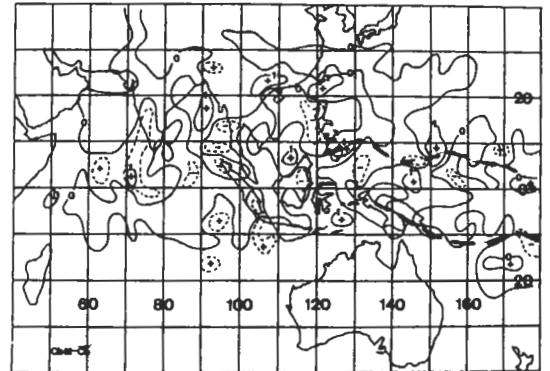
(a)



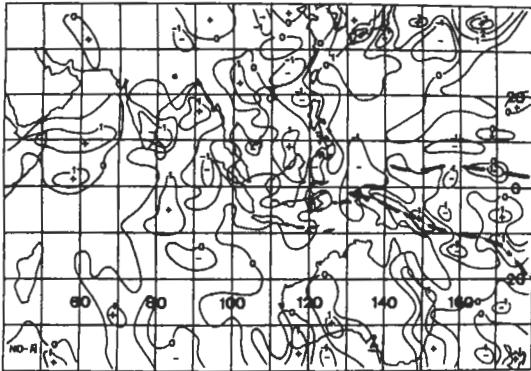
(b)



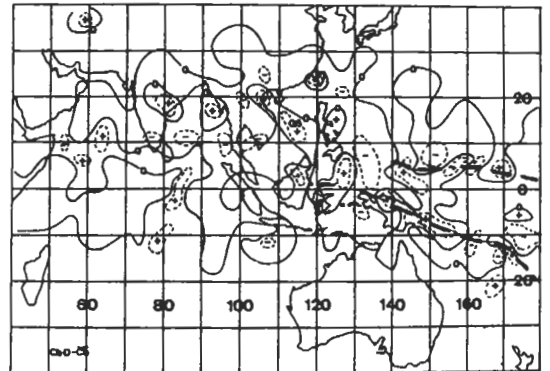
(c)



(d)



(e)



(f)

圖5 八個梅雨個案生命各期雲量與Cb量 and 梅雨期平均雲量與Cb量之差異，即距平值。(a)初期雲量距平 ($NI - \bar{N}$)，(b)初期Cb量距平 ($CbI - \bar{Cb}$)，(c)中期雲量距平 ($NM - \bar{N}$)，(d)中期Cb量距平 ($CbM - \bar{Cb}$)，(e)末期雲量距平 ($ND - \bar{N}$)，(f)末期Cb量距平 ($CbD - \bar{Cb}$)。其他同圖1。

期副熱帶太平洋高壓脊西段強度均減弱。

五、梅雨鋒面系統各階段之合成分佈

爲了解顯著梅雨年雲量分佈所顯現之行星尺度環流特徵及其與梅雨鋒面生命史各階段之相關，分析雲量及Cb量在各階段之合成分佈。本文所選個案與陳(1981b)所採用者相同，選取標準如下：

- (1) 850mb 風切線(槽或鋒面)曾位於或接近台灣地區上空，並帶來連續性降水。
- (2) 以風切線形成之日爲初期，消失之前一日爲末期；初期與末期之間日爲中期。
- (3) 若風切線生命期甚長(顯然超過生命史一循環)且南北徘徊，則以其位置最北且開始南移之日爲初期，以其位置最南且開始北移之日爲末期，中間日爲中期。

所選八個個案，其中四個發生在梅雨季前半期(5月15~31日)，四個發生在後半期(6月1~15日)。生命史最短3天，最長7天，平均約爲5天(若包括消失當日則爲6天)。

圖4爲初、中、末期合成雲量與Cb量分佈。梅雨雲帶在初期時僅在日本東南太平洋上較顯著，中期建立組織，在日本東南之雲帶向西北移動並增強，華南沿海雲帶之雲量大增，末期雲帶則顯零亂。各期ITCZ雲帶均極明顯，初期北支較強，末期南支較強。由初期至末期，南海及菲島附近之雲量增加，顯示該區副熱帶高壓脊減弱。Cb量分佈顯示，梅雨雲帶之對流在中期最有組織，且於華南沿海達最強並經巴士海峽東延。孟加拉灣及印度東北，各期均有顯著對流，且強度近似不變。

圖5爲初、中、末期合成雲量與Cb量和梅雨期平均值(圖1a, b)之差，即距平值，正值表較平均值(增)強，負值表較平均值(減)弱。初期位於日本東南海上之雲量正距平區於中期向西北移動，並稍減弱，初期位於山東半島至華中之正距平區於中期向東南移動至華東沿海並減弱。華南沿海至巴士海峽於中期雲量大增。初期與中期之北支ITCZ內雲量增加，南支者減少，末期相反。初期

雲量之正距平主要發生區(>1)在 $0-10^{\circ}N$ 之孟加拉灣，菲島南面及東南海面及北支ITCZ，這些正距平區約以 $120^{\circ}E$ 爲界，以東者向西北西移動，以西者向東北東移動，並有減弱傾向，顯示梅雨鋒面系統生成與印度洋西南季風及ITCZ(或東北信風)強度增加有密切關連。Cb量於中期在華南沿海及巴士海峽出現最大正距平，此與梅雨槽線平均強度約在中期達最強者一致。此外，Cb量距平分佈零散且不易確定滯留性正距平區與負距平區。此顯示梅雨槽線生命各階段與興趣範圍內其他各處之對流系統似無密切關連。

六、西段、中段與東段各生命史之合成分佈

本文西段、中段與東段各生命史之合成分佈所採用的剖面與陳(1981b, 1983)所用者同，如圖6所示。按陳(1983)在各剖面上伴隨850mb梅雨槽線相對渦度變化之定義，將所選八個個案在西、中、東段各剖面之強度生命階段歸類。因本文雲量及Cb量之估計所用衛星照片資料，每日僅一次，爲NOAA-4與NOAA-5之IR夜間頻道，

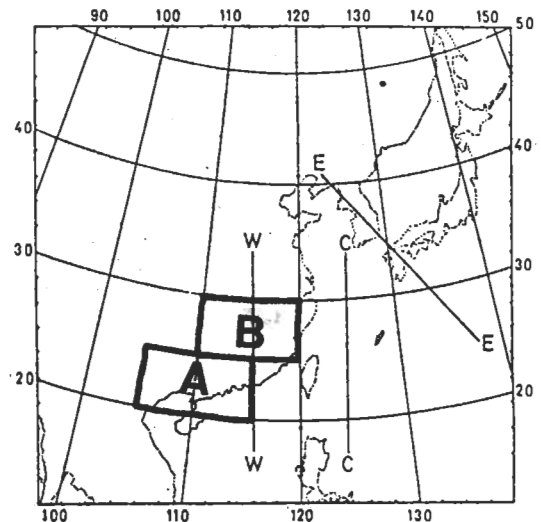
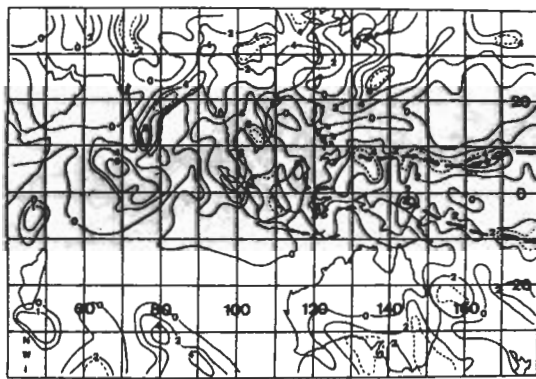


圖6 所取梅雨槽剖面分佈，西段(W-W)、中段(C-C)及東段(E-E)。華南之西南區(A)與華南之東北區(B)。

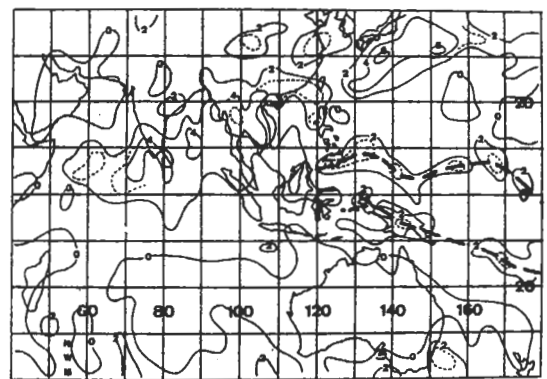
其經過台灣及華南地區之時間約在 1900 UTC。若以 0000 UTC 強度等級對應 1900 UTC 之衛星資料，則西、中、東段所能用於合成之資料個數分別為 14 天、10 天、12 天。若以 1200 UTC 強度等級對應 1900 UTC 之衛星資料，則相對應之衛星資料個數分別為 17 天、19 天、14 天。如此，選擇 1200 UTC 之強度定義以對應衛星資料，其資料個數較 0000 UTC 者為多，較具代表性。按 1200 UTC 強度定義，因衛星資料缺失，故實際用於合成之個數西段初生期 3 天，成熟期 6 天，消散期 6 天，中段初生期 5 天、成熟期 7 天、消散期 6 天，東段初生期 3 天、成熟期 6 天、消散期 3 天。

圖 7、8 與 9 分別為按西段、中段與東段梅雨

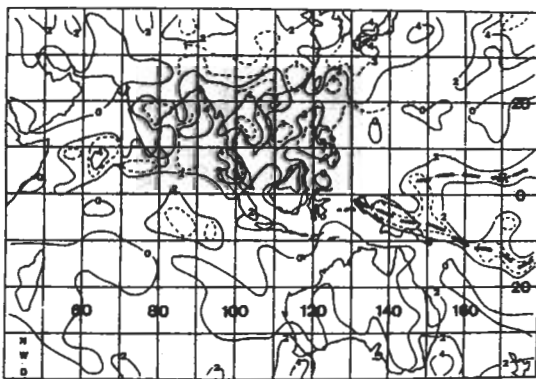
槽強度生命史各階段所作之雲量與成熟期之 Cb 量合成分佈。圖 7 所示梅雨鋒面雲帶於西段成熟期時最具有組織，由日本東南方海面面向西南延伸經巴士海峽至華南沿海及中南半島一帶。此雲帶內最多雲量區發生於日本東南海面，次多區發生於中南半島。日本附近之雲帶顯係由在初生期即已存在之雲帶向西北位移而來，華南沿海至巴士海峽之雲帶顯然由梅雨槽線系統之發展而產生。初生期於長江流域中、下游之相對多雲區，於成熟期似有減弱且近似滯留，唯因資料個數不等，故由初生期至成熟期之減弱不易判斷，增強則屬肯定。唯中南半島、馬來半島、孟加拉灣、印度、阿拉伯海以及北支 ITCZ 雲量在初期較其他階段為多，顯示華南梅雨系統之



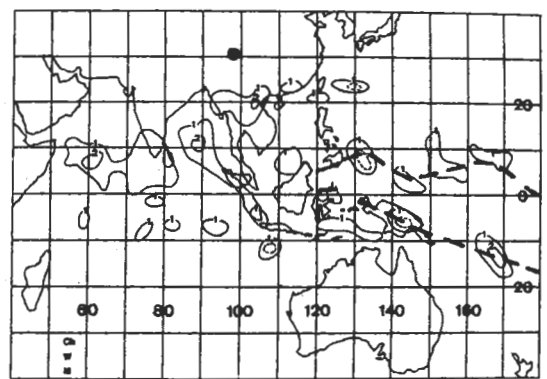
(a)



(b)



(c)



(d)

圖 7 所選八個梅雨個案按圖 6 所示西段剖面上 (W) 梅雨槽線強度各生命期所做之合成雲量與 Cb 量分佈。(a) 初生期 (I) 雲量 (N)，(b) 成熟期 (M) 雲量 (N)，(c) 消散期 (D) 雲量 (N) 與 (d) 成熟期 (M) Cb 量。其他同圖 1。

生成可能與西南季風及東北信風增強有關。此點亦和太平洋高壓脊強度在初期最強（雲量 0 之範圍最大且向西伸至南海）者一致。由成熟期至消散期之雲量變化最顯著者為，梅雨鋒面雲帶之雲量大減且組織零散，但中南半島之相對最多雲區仍然維持。各階段南北兩支 ITCZ 雲帶均極明顯。此外，婆羅洲與孟加拉灣各階段均有相對最多雲區。Cb 量分佈顯示，梅雨雲帶內之對流於初生期（圖未示）除 20°N ， 140°E 附近太平洋上之外幾不存在，成熟期普遍發展，消散期（圖未示）稍減弱。ITCZ 雲帶內及中南半島與孟加拉灣雲區內之對流在各階段均極明顯。顯然，梅雨雲帶內各階段之對流與雲帶外之對流可能無甚關連。

圖 8 所示梅雨鋒面雲帶於中段初生期已具組織，成熟期時 120°E 以東雲帶加強並向西北移動， 120°E 以西雲帶在華南沿海雲量減少。消散期雖雲帶仍可辨認，但雲量普遍減少。各階段之南北支 ITCZ 雲帶均極明顯，唯強度變化不易判斷。此外，中南半島、蘇門答臘、孟加拉灣及阿拉伯海於各階段幾均有相對最多雲區。初生期伴隨太平洋高壓脊之無雲區最廣並西伸至菲島東側，北支 ITCZ 雲帶最強，馬來半島、蘇門答臘、孟加拉灣等區雲量最多，這些現象顯示東海梅雨鋒系統初生期與西南季風增強，太平洋高壓脊增強，ITCZ 增強有密切關連。梅雨雲帶內之對流最顯著特徵，為在成熟期於巴士海峽及鄰近地區對流之增強，初生期與消散

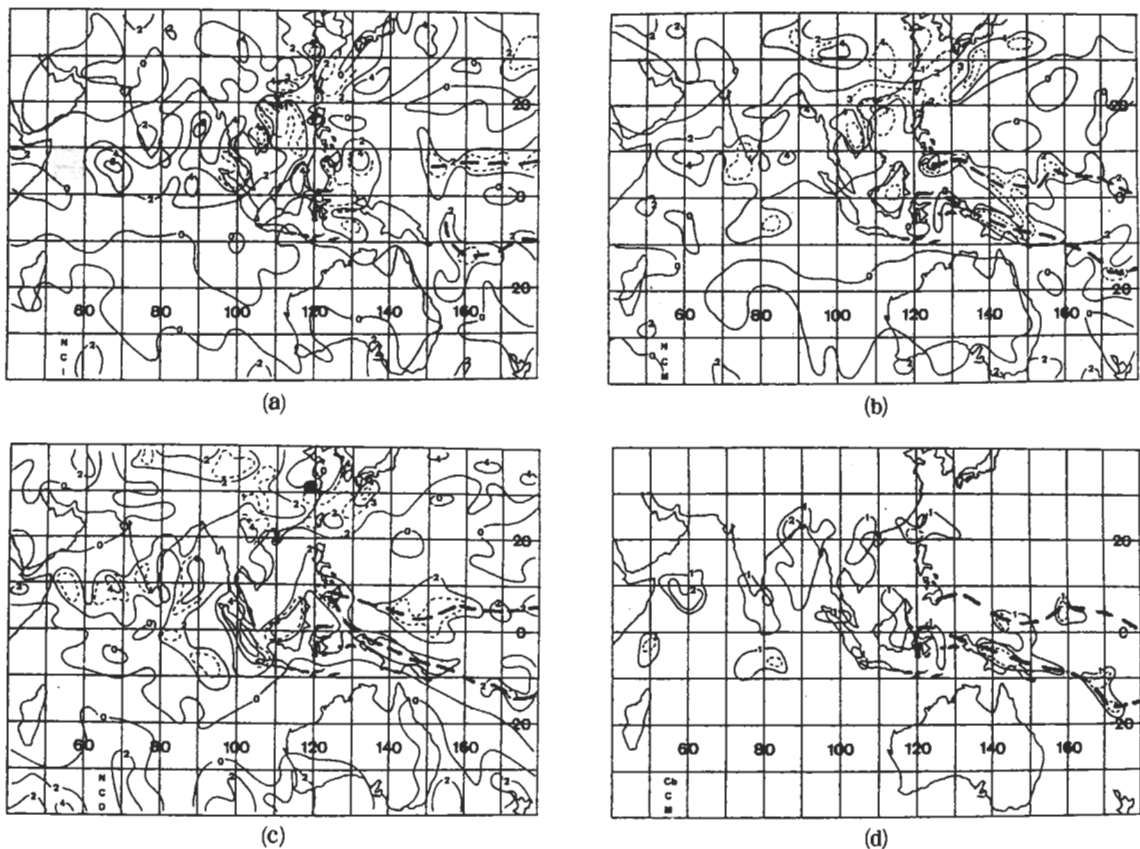


圖 8 所選八個梅雨個案按圖 6 所示中段剖面上 (C) 梅雨槽線強度各生命期所做之合成雲量與 Cb 量分佈。(a) 初生期 (I) 雲量 (N)，(b) 成熟期 (M) 雲量 (N)，(c) 消散期 (D) 雲量 (N) 與 (d) 成熟期 (M) Cb 量。其他同圖 1。

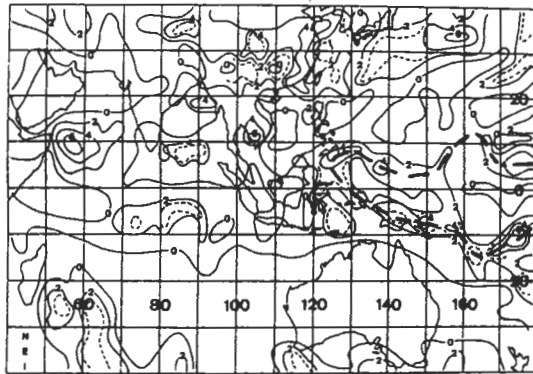
期之圖未示。廣西至北越一帶在各階段皆有顯著對流，此外孟加拉灣及印度東北部與阿拉伯海亦均為對流旺盛區，ITCZ內亦形成相當組織性之對流雲帶。顯然，梅雨雲帶內各階段對流與雲帶外對流甚少關連。

圖9所示梅雨鋒面雲帶於東段初生期至成熟期間，位於日本東南方海面之部份向西北移動且向西南發展。因各階段所用資料天數不等，故由初生期至成熟期之減弱與由成熟期至消散期之增強不易判斷，但由初生期至成熟期之增強及由成熟期至消散期之減弱則較易辨別。初生期與成熟期太平洋高壓脊伴隨無雲區之範圍較消散期為廣並西伸至南海，且成熟期孟加拉灣雲量較初生期增多，顯示日本地

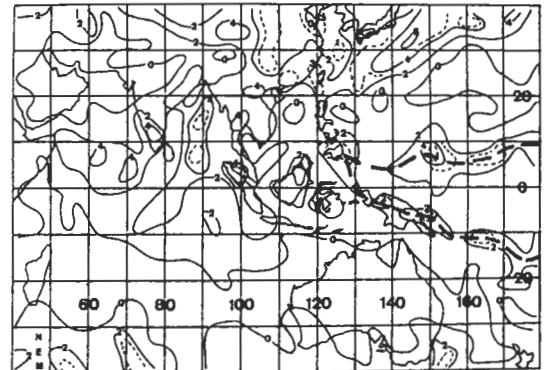
區梅雨鋒面系統生成主要與太平洋高壓脊增強有關，與西南季風強度似無關連。孟加拉灣區及廣西北越一帶由初生期（圖未示）至成熟期之雲量及Cb量顯著增加，而孟加拉灣區及廣西、北越一帶對流由成熟期至消散期（圖未示）則顯著減少。南北支ITCZ內對流雲帶雖易辨認，但強度變化較難確定，唯成熟期北支對流較初生期旺盛似較肯定。

七、華南之西南區與華南之東北區雲系發展之合成分佈

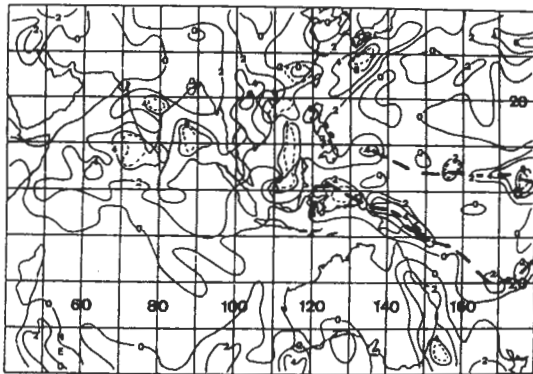
圖7~9為按西、中、東段剖面上之梅雨槽線相對渦度定義強度之各生命期合成雲量與成熟期Cb量分佈。為由伴隨華南地區梅雨槽線雲量與Cb量



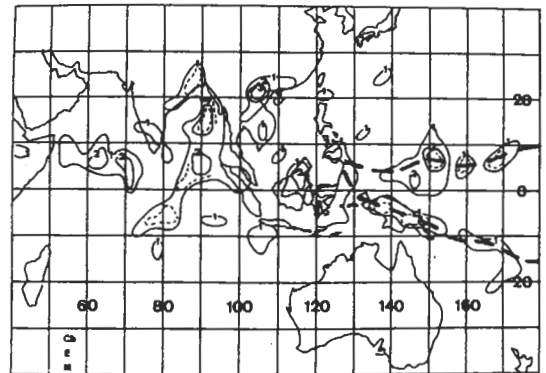
(a)



(b)



(c)



(d)

圖9 所選八個梅雨個案按圖6所示東段剖面上(E)梅雨槽線強度各生命期所做之合成雲量與Cb量分佈。(a)初生期(I)雲量(N)，(b)成熟期(M)雲量(N)，(c)消散期(D)雲量(N)與(d)成熟期Cb量。其他同圖1。

發展來定義其生命史各階段，故於 20—30°N，100—130°E 內嘗試分析任選九種小範圍內之雲量及 Cb 量平均值之時間序列變化，最後選擇華南之西南區 (20—25°N，105—115°E) 及華南之東北區 (25—30°N，110—120°E) (見圖 6) 兩種小範圍內之雲量及 Cb 量平均值之時間序列變化，做為選取該兩小區域伴隨梅雨鋒面雲帶消長階段畫分之依據 (圖 10)，以求取該兩區內雲量發展初生期、成熟期及消散期於興趣區內之合成平均雲量與成熟期 Cb 量分佈特徵 (圖 11，12)。圖 10 a 為華南之西南區 (A 區；20—25°N，105—115°E) 小區域內平均雲量與 Cb 量之時間序列，圖 10 b 為華南之東北區 (B 區；25—30°N，110—120°E) 小區域內平均雲量與 Cb 量之時間序列。圖內所選取用於做合成平均之初生期 (I)、成熟期 (M

) 與消散期 (D) 之日期乃由以下定義求取。

- (1) 成熟期雲量 $\geq 4 / 10$ ；初生期與消散期雲量 $\leq 2.5 / 10$ 或
- (2) 初生期至成熟期雲量增加 $> 100\%$ ，成熟期至消散期雲量減少 $> 100\%$ ，且
- (3) Cb 量與雲量變化有相同趨勢者。

圖 11 為華南之西南區雲帶生命史各階段之雲量及成熟期 Cb 量合成分佈。顯見該區雲量消長並非由平流而來。成熟期太平洋高壓脊伴隨之無雲區範圍達最強且西伸至南海，孟加拉灣之雲量亦達最大，顯示華南之西南區梅雨鋒面雲帶增強係受太平洋高壓脊增強及西南季風增強控制。南北支 ITCZ 雲帶初生期最強，成熟期稍減弱，由成熟期至消散期北支再減弱南支稍增強。消散期位於中南半島之最多雲區顯係由孟加拉灣東移並加強而來。Cb 量分

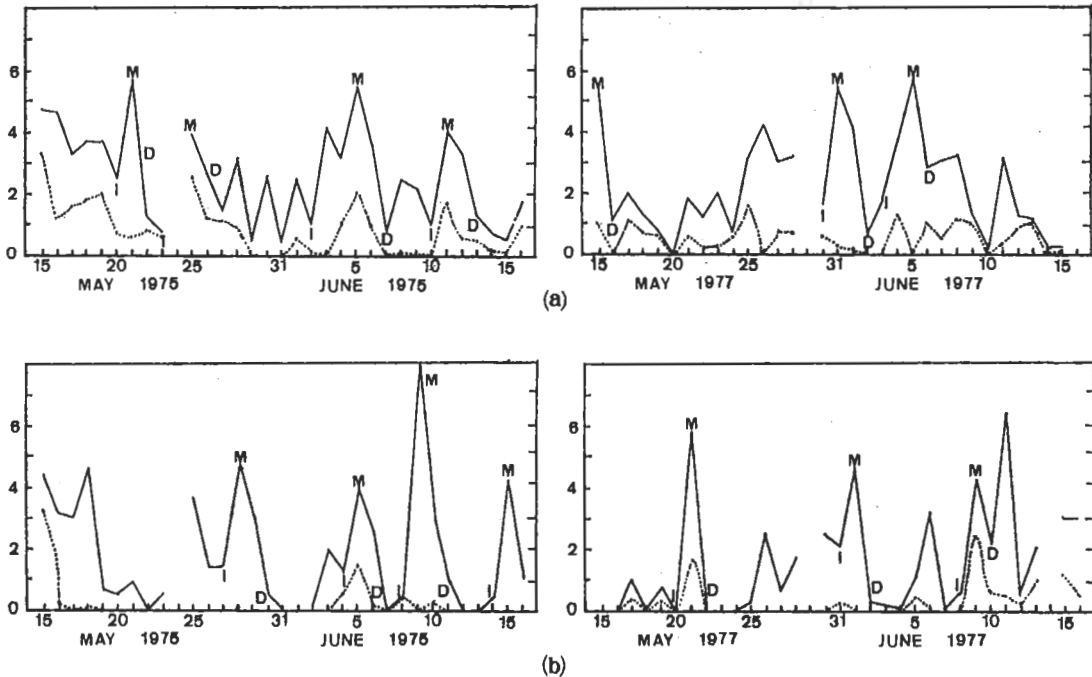


圖 10 1975 年 5 月 15 日~6 月 16 日及 1977 年 5 月 15 日~6 月 16 日在 (a) 華南之西南區 (20—25°N，105—115°E) 與 (b) 華南之東北區 (25—30°N，110—120°E) 內平均雲量 (實線) 及 Cb 量 (點線)。所選個案各階段所在日期亦示於圖內，I 為初生期，M 為成熟期，D 為消散期。雲量單位為十分制 (Y 軸)。

佈顯示，華南之西南區內於成熟期之組織性對流系統，係由初生期（圖未示）位於華南與北越邊界區之對流東移加強而來，於消散期（圖未示）東移至台灣巴士海峽一帶並減弱。孟加拉灣之最大對流區由初生期至成熟期北移加強，由成熟期至消散期北移至印度東北並稍減弱。南北支 ITCZ 內對流雲帶清晰可辨，強度隨生命史減弱。

圖12為華南之東北區雲帶生命史各階段之雲量及成熟期C b 量合成分佈。成熟期華南之東北區之雲帶，顯係由初生期位於華中之雲區向東南移動並加強而來，消散期該雲區再向東移至日韓地區並減弱。初生期與成熟期伴隨太平洋高壓脊之無雲區較消散期為廣，且中南半島、馬來半島、孟加拉灣區域雲量亦較消散期為多，顯示華南之東北區梅雨鋒

面雲帶之成長與太平洋高壓脊及西南季風強度有關。華南之東北區成熟期之對流顯係在該地發展出者。孟加拉灣及印度東北各階段皆有相對最大對流活動。北支 ITCZ 內對流雲帶較南支活躍，唯消散期減弱。

八、總結

本文利用 NOAA-4 及 NOAA-5 夜間紅外線雲圖，分析 1975 年及 1977 年台灣梅雨顯著年 40—180°E，40°S—40°N 區域內之雲量及 C b 量分佈，以便由雲系之分佈及變化特徵來了解行星尺度環流系統與梅雨鋒面系統之關連，初步結果可歸納成以下數點：（行星尺度）

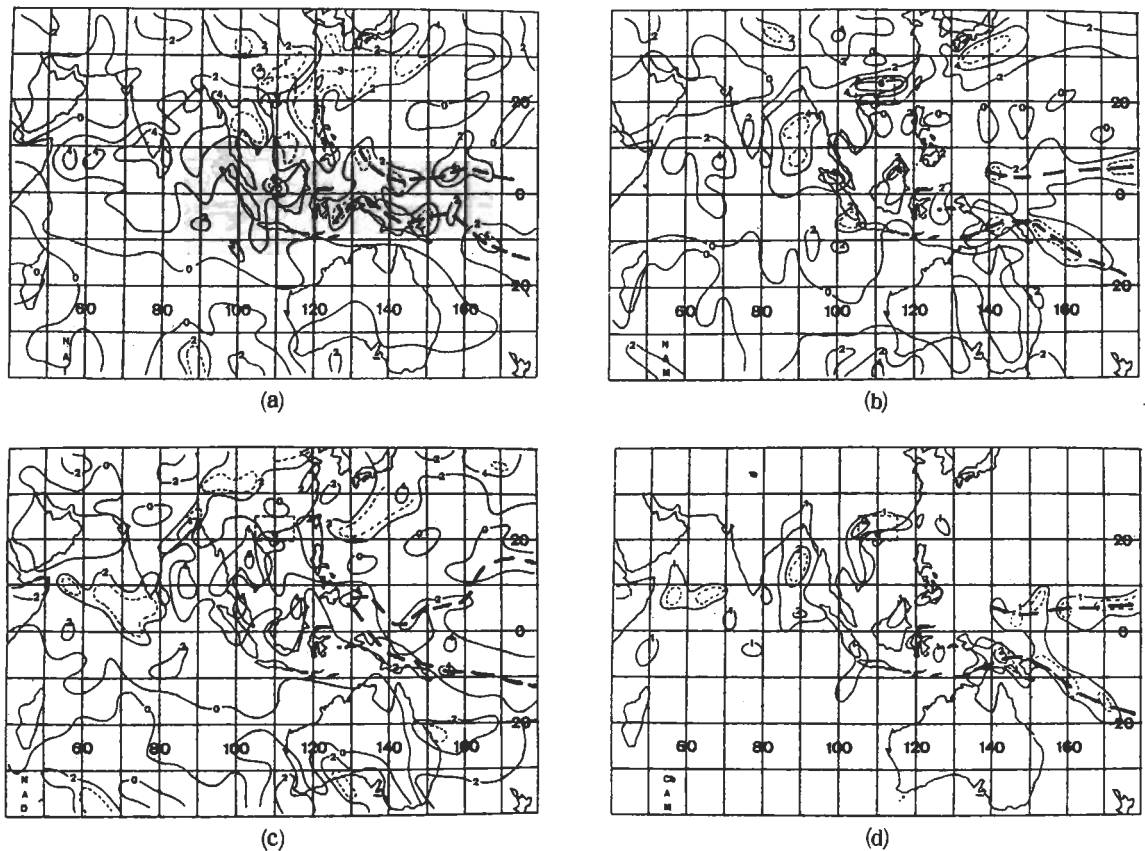
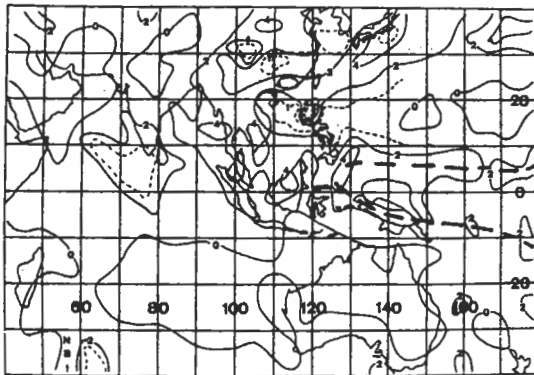


圖11 華南之西南區（20—25°N，105—115°E；粗虛線區）內雲量及C b 量定義之生命史各階段之雲量及C b 量合成分佈。(a)初生期雲量，(b)成熟期雲量，(c)消散期雲量與(d)成熟期C b 量。其他同圖1。

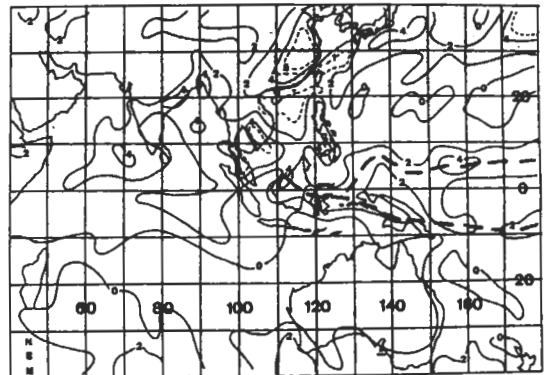
- (1) 梅雨全期雲量分佈顯現之主要特徵，除梅雨鋒面雲帶外，有南北半球太平洋上之 ITCZ 雲帶，太平洋高壓脊伴隨之無雲及少雲區西伸至呂宋及南海，泰緬則為最多雲量區。Cb 除在 ITCZ 及梅雨鋒面雲帶內呈近似帶狀發展外，孟加拉灣、印度東北及婆羅洲亦為對流旺盛區。
- (2) 梅雨鋒面雲帶與南北兩支 ITCZ 雲帶之雲系發展與其內對流系統發展，均具顯著年間差異且有梅雨前後半期差異。印度東北及孟加拉灣之旺盛對流在此兩年（1975，1977）前後半期均極明顯，且後半期有增強之勢。此兩年後半期副熱帶太平洋高壓脊西段強度均減弱。
- (3) 雲量及其距平分析顯示，梅雨鋒面系統生成與印度洋西南季風及太平洋東北信風（或 ITCZ）增強有密切關連，而梅雨鋒面系統生命各階段似與

梅雨雲帶外之對流系統無甚關連。

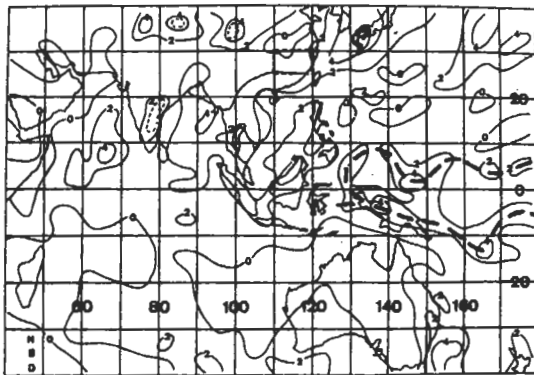
- (4) 華南梅雨槽（西段）強度各階段雲量分佈顯示，在初生期時太平洋高壓脊、ITCZ 與西南季風強度均達最強，顯示該區梅雨槽生成與行星尺度環流增強關係密切。但梅雨雲帶內各階段對流與雲帶外對流無甚關連。
- (5) 東海梅雨槽（中段）初生期亦似華南梅雨槽，與行星尺度環流（太平洋高壓脊、ITCZ、西南季風）增強有關，但梅雨雲帶內各階段之對流與雲帶外之對流並無關連。
- (6) 日本地區梅雨槽（東段）之生成與增強均與太平洋高壓脊增強有關，似與西南季風強度無涉。
- (7) 華南之西南區及東北區梅雨鋒面雲帶之成長與太平洋高壓脊及西南季風增強關係密切。



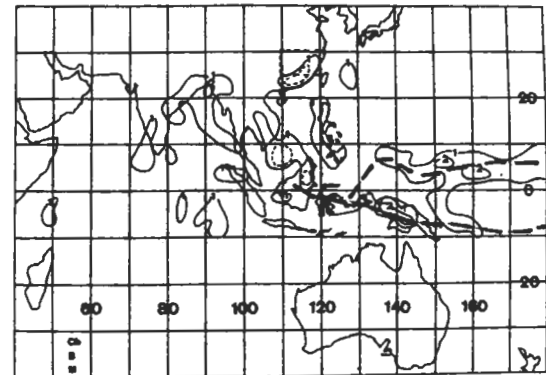
(a)



(b)



(c)



(d)

圖12 華南之東北區（25—30°N，110—120°E；粗虛線區）內雲量及Cb量定義之生命史各階段之雲量及Cb量合成分佈。(a)初生期雲量，(b)成熟期雲量，(c)消散期雲量與(d)成熟期Cb量。其他同圖1。

致 謝

感謝吳經綸先生在資料處理之協助，本文在國科會專案計畫NSC 77—0202—M 002—14 支援下完成。

參考文獻

- 曲克恭，1981：台灣梅雨之可預測度。異常氣候研討會論文集編，中央氣象局，155～170。
- 吳明進，1987：台灣梅雨之年際變化(-)。台大大氣所研究報告NTUATM—1987—03，41頁。
- 吳明進與傅達驥，1987：台灣梅雨季降水之年際變化。大氣科學，15，1，31～42。
- 紀水上，1978：台灣梅雨期平均環流之初步研究。大氣科學，5，2，17～32。
- 徐明同與紀水上，1974：台灣梅雨之分析。氣象學報，10，4，25～44。
- 馬汝安，1987：台灣地區梅雨期個案之主要分量分析。氣象預報與分析，110，13～20。
- 陳正改與廖志翔，1981：台灣地區空梅之環流特徵。氣象學報，27，2，1～14。
- 陳泰然，1981a：台灣鄰近梅雨系統之合成結構之研究。台大大氣科學系研究報告Mei-Yu—004，106頁。
- 陳泰然，1981b：影響台灣地區八個梅雨系統平均結構之初步分析。大氣科學，8，43～52。
- 陳泰然，1981c：1975年與1977年顯著梅雨系統之特徵。異常氣候研討會論文集編，中央氣象局，111～130。
- 陳泰然，1983：華南、台灣與日本地區梅雨系統之天氣與動力研究。台大大氣科學系研究報告NTUATM—1983—06，84頁。
- 陳泰然，1986：「台灣地區中尺度實驗」(TAMEX)之實驗設計。防災科技研究報告75～01號，93頁。
- 陳泰然，1987a：台灣乾溼梅雨期之平均環流特徵。大氣科學，15，1，17～30。
- 陳泰然，1987b：「台灣地區中尺度實驗計畫」(TAMEX)之回顧與展望。科學發展月刊，15，1740～1752。
- 劉復誠，1987：台灣地區顯、空梅年之大氣環流特徵及長期預報研究。中央氣象局研究報告第192號，54頁。
- Chen, G.T.J., and B.J.D. Jou, 1986: Interannual variations of large-scale circulations over East Asia during the Taiwan Mei-Yu season. Dept. Atmos. Sci., Natl. Taiwan Univ., Sci. Rep. NTUATM—1986—05, 213pp.
- Chen, G.T.J., B.J.D. Jou, and R.-L. Lee, 1987: Long-term means of frontal activities and large-scale circulation over East Asia during Taiwan's Mei-Yu season. Proc. Natl. Sci. Council., 11, 6, 443-456.
- Ching, S.H., 1987: Climatic fluctuations of Taiwan's Mei-Yu (Plum-Rain). J. Eng. Environ., 8, 55-68.

THE EVOLUTION OF LARGE-SCALE SATELLITE CLOUDS DURING ACTIVE
MEI-YU YEARS IN TAIWAN

George Tai-Jen Chen

Department of Atmospheric Sciences
National Taiwan University

(manuscript received 5 February, 1988; in final form 24 February, 1988)

ABSTRACT

Satellite clouds were analyzed over the area of 40°S–40°N, 40°E–180°E for the active Mei-Yu years of 1975 (May 15–June 16; NOAA–4) and 1977 (May 15–June 16; NOAA–5). Both the total cloud amounts and deep convective cloud amounts (Cb) were analyzed to reveal the interrelationship of the Mei-Yu frontal systems and the large-scale circulations in the tropical/subtropical region.

Besides showing the quasi-stationary band structure of the clouds in the Mei-Yu frontal system and ITCZs, results also indicated an obvious annual and seasonal variabilities in the large-scale organized cloud systems. It was found that the formation of the Mei-Yu frontal system is closely related to the intensification of the large-scale circulations including the Indian SW monsoon and the NE trade in the Pacific (or ITCZ). The evolution of the Mei-Yu front seemed to be unrelated to the convective activities outside the Mei-Yu frontal cloud system.

Results also showed that the formation of the Mei-Yu front over southern China and the East China Sea area is closely related to the intensification of the Pacific ridge, ITCZ and SW monsoon. However, the formation and intensification of the front over Japan area is only related to the Pacific ridge and ITCZ not the SW monsoon. Finally, the Mei-Yu frontal cloud activities over southern China were found to be closely related to the intensity of the Pacific ridge and the SW monsoon.

Key words: ITCZ cloud band, Mei-Yu frontal cloud band, SW monsoon, Pacific ridge, Mei-Yu trough.