

東亞夏季季風與梅雨鋒（一）： 雲型季風指標

林博雄 林 和

國立台灣大學大氣科學系

（中華民國八十五年十二月九日收稿；中華民國八十六年七月二十四日定稿）

摘 要

印度夏季西南季風肇始，索馬利噴流與印度雨季的來臨，是北半球春夏季節轉變完成的大氣環流特徵；然而東亞地區的春夏季節轉變過程，天氣型態特徵上是中緯大氣與熱帶大氣交互作用下的滯留鋒面，引發的連綿雨季現象為主。資料分析顯示，以地區性雨量突增或是風向氣候性改變的季風傳統定義，來界定東亞夏季季風肇始日期，是模糊難以判斷的；因此尋求有效的東亞夏季季風肇始指標，做為個案討論或是年際合成分析的依循是必要的。透過日本地球同步衛星近似黑體輻射溫度與數值模式網格資料的組合，本文設計了四種雲型，有組織性對流雲、一般性對流雲、有組織性對流雲石占以及有組織性中層層雲，用來討論 1985 年到 1991 年東亞夏季季風環流演變的階段性特徵。透過這些雲型數量的時間序列分析，可以清楚地界定日本、長江梅雨入梅的日期，以及孟加拉灣雲系與西南季風發展的過程，同時也有效地顯現華南前汛期雨帶之中的層雲與對流雲混合特徵。結果顯示，雲型分類可以做為一種有效的季風環流指標。因此經由南海地區的對流性雲型數量的突增現象，七年的東亞夏季季風變期被標註出來，同一時期的大氣環流重要特徵，是南海海域上空風場，由準滯留的反氣旋封閉環流轉變為氣旋式環流，這一南海高壓消長的機制與細節有待進一步探討。

關鍵詞：季風、肇始、地球同步氣象衛星、梅雨鋒

一、前 言

以雨季來臨或風向氣候性大轉變的傳統性季風肇始(onset)定義，對熱帶印度夏季西南季風(Indian Southwest Monsoon，以下簡稱 ISWM)而言，是清晰明顯的；ISWM 肇始時期的大氣特徵，可以從多方面資料顯示出來，比如印度半島雨季的進入，東非沿岸索馬利噴流(Somali jet)的形成，以及寬廣的西南季風向東向陸地吹襲；並且由印度半島雨帶的緯度位

置，可以追蹤 ISWM 演變的時程(Rao, 1976)。換言之，ISWM 的肇始代表著北半球大氣正式進入夏半季的開端，目前諸多的全球氣候模式模擬，都可以掌握到 ISWM 環流特徵。

相對而言，東亞夏季季風(East Asian Summer Monsoon, 以下簡稱 EASM)的肇始跡象，並無 ISWM 肇始的爆發性；東亞大陸華南沿海地區，春夏季節交替時節鋒生頻繁，雨季綿延造成華南與台灣地區並無明顯的乾濕季節之分；局部地區的地面風場隨著槽線—鋒面天氣系統的移動而轉變。鋒面的對流雲胞，有時因為地形低層噴流移動或是四川背風中層短槽與鋒面偶合等的不穩定機制，觸發成中尺度豪雨劇烈天氣，構成了所謂的「華南前汛期」雨季。因此，如果直接沿襲 ISWM 肇始的風向和雨量驟變的定義於 EASM 肇始，是有違東亞地區氣候特徵的事實。

He et al.(1987)認為亞洲夏季季風環流建立的特徵，青藏高原地表可感熱在春分節氣之後開始增強，造成其上空的中對流層熱源，加上高原東側到華南平原地帶對流層整層增溫，使得高原南側溫度梯度逆轉，熱力環流造成大氣低層西南風由孟加拉灣吹向東亞沿岸，促成 5 月首次的季風肇始，亦即所謂的第一次季風轉變期(first transition period)；再由西向東移行的對流潛熱釋放，形成高層南亞高壓環流。6 月上旬，中東、印度到青藏高原西側陸塊全面加熱，造成印度洋面輻合性的西南風場的形成，東半球到此一時刻真正進入夏季環流型態，這是所謂的第二次季風轉變期(second transition period)。然而青藏高原溫度逆轉現象每年發生時間都在 5 月的第一或第二候，與天文因素同樣準時，並無顯著的年際變化(林, 1996)。不過他們所提出的季風兩階段轉變期，以及強調陸塊地形作用的兩項觀點，相當有啟發性。

EASM 是否可以清楚地與 ISWM 有所區別？這一問題在近數年來東亞大尺度環流動力與氣候現象的討論方興未艾；Tao and Chen(1987)首先仿照 Krishnamurti and Bhalme(1976)的 ISWM 建立示意圖中的索馬利噴流，強調跨越赤道流對於 EASM 環流建立的重要性。大陸學者(陳等, 1991)普遍認為，EASM 與 ISWM 兩者是彼此獨立的環流系統，兩種環流的天氣現象分界的經度約在東經 110 度(中南半島東岸)，而且前者的年際變化比後者大。Murakami and Takahashi(1993)嘗試以熱帶對流系統由印度洋東移進入南海，做為 EASM 肇始或是停歇。Chang and Chen(1995)以海南島附近(112.5~117.5°E, 20~22.5°N)的 500hPa 低層西風強度與鋒面強度來診斷 EASM 肇始現象；他們強調中緯鋒面南下，將帶動熱帶海洋西南水汽涌經由南海北上，是觸發 EASM 肇始的主要機制。Hsu(1996)以南海 850hPa 風場由東南風突轉成西南風，以及當地對流活躍突增兩種現象，定義 EASM 的肇始。Lu(1996)則採用南海地區高層(低層)由西風(東風)轉東風(西風)，代表東亞地區大尺度環流型態的改變指標。

以上文獻的共同焦點，都在南中國海地區尋求 EASM 肇始的跡象，但是對於熱帶大氣系統與中緯度大氣系統的貢獻權重則有所不同。綜合言之，一個有效的 EASM 肇始指標，必須具備以下特色：一是需要反應中緯與熱帶大氣環流交互作用，二是突顯南海的緩衝地理位置特性，三是它的年際變化要很小；如此的 EASM 肇始指標才能成功地被接受。

橫跨行星尺度到雲尺度的衛星資料，給予了大氣運動的整體描述，是研判天氣或氣候演變的最直接資料。過去的季風氣候研究文獻時常引用的衛星資料，是外溢長波輻射量(outgoing longwave radiation，以下簡稱為 OLR)的旬平均或月平均值資料。OLR 可以顯示熱帶海洋地區對流系統的位置與強度變化(蔣，1994)。對於 ISWM 或是聖嬰—南方振盪(El Nino & Southern Oscillation，以下稱為 ENSO)等這些低頻能量為主的氣候性系統而言，12 小時間距 2.5×2.5 經緯網路解析度的 OLR 資料，再經過 5 天、10 天或一個月的時間平滑處理，依舊可以擷取到熱帶環流的大尺度演變特徵；但是對於中高頻的梅雨鋒面系統，以及 EASM 多重尺度強烈交互作用的過程，OLR 是無法具體描述的。Akiyama(1989,1990)、Ninomiya(1989)以及陳(1988)等人曾使用日本地球同步氣象衛星(Geostationary Meteorological Satellite，以下簡稱為 GMS)的近似黑體輻射溫度(temperature of black-like body，以下簡稱為 TBB)資料，來診斷東亞梅雨鋒的大尺度環流特徵與衛星影像長期平均場的關連性。Hirasawa et al. (1995)採用 GMS TBB 場，定義中雲與高雲，以及其雲量對亞洲夏季季風環流特徵的詮釋，並嘗試定出 EASM 肇始的日期，其結果與 Hsu(1996)的結論有相當高的重合性。何等(1996)也利用 GMS TBB 資料來分析亞洲夏季季風建立的特徵。

由以上結論可以發現，以 GMS TBB 場所代表的「雲」作為季風指標是值得深入探討的，但是 TBB 值僅反應雲頂高度，如何具體地獲得更多雲資訊(cloud information)，是需要進一步探討的。比如鋒面雲系特徵分析，可以預見鋒面雲帶中尺度的對流行為，判斷梅雨鋒面的結構與強度，而鋒面正是反應中緯動力與熱帶動力交互作用的最佳天氣指標。同時，雲資訊也能反應赤道海洋的間熱帶輻合帶(inter-tropical convergence zone，以下簡稱為 ITCZ)的大尺度活動情況，進而推展到 EASM 的季內變化與年際變化，以及季風與 ENSO 關連性的主題上。

本文目標在於嘗試進一步整合 GMS TBB 與其他可用資料資料，設計雲型類型，並探討以雲型做為 EASM 肇始指標的可行性。下一節將說明本文所引用資料的特性，第三節說明雲型分類的細節；第四節討論這些雲型如何指引出 EASM 環流階段性演變的特徵，證明它的適用性。最後總結並歸納 EASM 環流與梅雨鋒的關連，以及未來方向。

二、資料來源與特性

GMS TBB 資料是由日本氣象廳的氣象衛星中心(Meteorological Satellite Center，以下簡稱為 MSC)，針對 GMS 系列衛星的可見光和紅外自旋掃描輻射計(VISSR) $10.5 \mu\text{m}$ 到 $12.5 \mu\text{m}$ 紅外頻道窗區的黑體近似輻射溫度，進行訊號校正以及地理標定後，再取 1×1 經緯度空間解析度的 TBB 平均值；時間解析度是 3 小時，衛星的涵蓋空間範圍從東經 80 度到西經 160 度，南緯 60 度到北緯 60 度，成為一份 120×120 矩陣資料，平均的水平解析度大約 100 公里，可用來分析 meso- β 尺度以上的雲系特徵與位置。圖 1 顯示了 GMS TBB 值與 OLR 場在

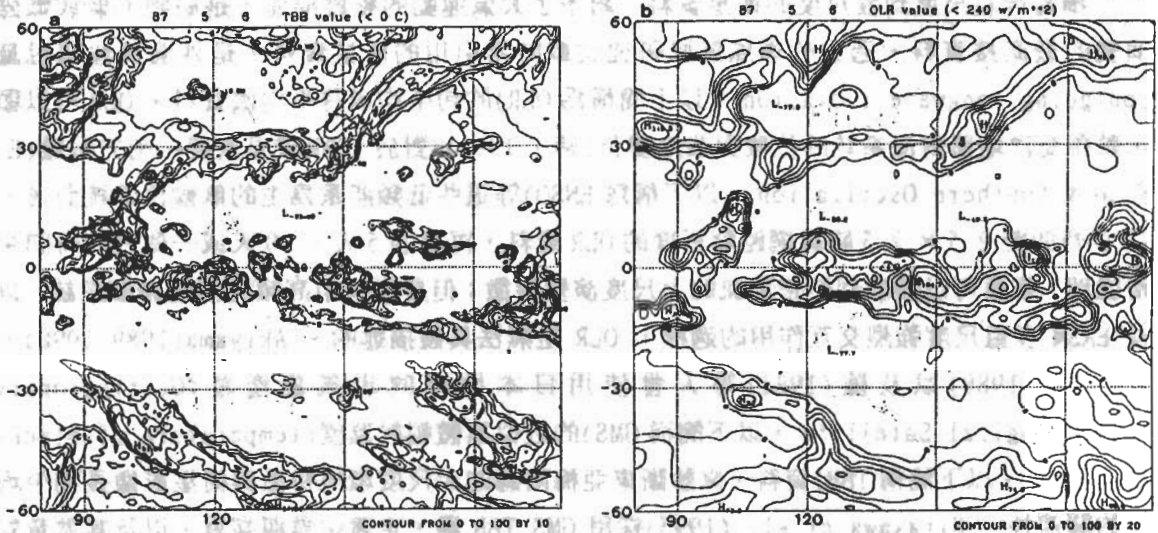


圖 1 (a) 東經 80 度到西經 160 度，南緯 60 度到北緯 60 度的 GMS TBB 等值線分佈圖，等值線由 0 °C 以下畫起，等值線間距是 10 °C。時間是 1987 年 5 月 6 日 0000UTC。
 (b) 時間與空間都同(a)，但為 OLR 等值線分佈圖，等值線由 240w/m² 以下畫起，等值線間距是 20w/m²。

TOGA COARE(Tropical Ocean - Global Atmosphere, Coupled Ocean - Atmosphere esponse Experiment)實驗區域的等值線分佈，圖中兩者的空間特徵定性上是相當吻合的，惟 GMS TBB 場的空間解析度提高許多。GMS TBB 資料與 OLR 資料的主要差異有二，一是接收頻寬的不同，OLR 是指 3 μm 到 100 μm 輻射能量，但是這一頻寬內的長波輻射大部分比例是來自 10.5 μm 到 12.5 μm 紅外頻道窗區(MSC,1989)GMS 的接收頻帶。二是 OLR 來自美國 Nimbus series 與 NOAA series 的繞極軌道氣象衛星，繞地週期在 100 分鐘左右，因此需要綴補空間與時間上的輻射量，才能得全球尺度的 OLR 數值。

雖然 GMS 地球同步衛星擁有時間密集的半球觀測，適合氣候與綜觀天氣守視的需求；不過 VISSR 相對於地球球面上各視場的視角一直保持固定，無法取得雲的厚度參數。此外，衛星遙測方法都無法避免輻射表面性質，以及氣體成份對輻射能量的散射削弱等等的效應；比如紅外頻道亮度值受到地表性質、自然季節溫度變化、水汽吸收的臨邊昏暗(limb darkening)、雲量以及卷雲的影響(曾，1988)，這些因素都造成 TBB 值在應用解釋上的質疑。現階段各研究者所使用的 TBB 網路資料，都沒有經過視角與水汽訂正等步驟；林與曾(1994)曾對於 5 到 10 公里水平解析度的 GMS 衛星紅外頻道數位雲圖，探討衛星視角訂正的問題。他們找出一個簡易的視角訂正經驗值 $\sec^{1/8} \theta$ ， θ 是指衛星對地面任一視場點的視角。這個公式與 Barrett and Martin (1981)的可見光頻道的視角訂正公式異曲同工。大致而言，緯度 30 度以內的視角誤差，使可以忽略不計的。換言之，TBB 資料用於分析副熱帶緯度之內的天氣現象是可接受的。

大氣環流資料是取自國家科學委員會副熱帶資料庫，所收購的歐洲中長期天氣預報中心(European Centre of Medium Weather Forecast，以下簡稱 ECMWF)的全球網格資料，氣象參數計有重力位高度場、溫度場、三維風場以及相對濕度場，空間解析度是 2.5×2.5 經緯度。ECMWF 網格資料經過四點線性內插方式，將水平解析度增加到與 GMS TBB 資料相同。

以上兩種資料都是選用 1985 年到 1991 年，七年之中的四月到七月的每日 0000UTC 時間。選擇這七年時間長度的理由，是爲了涵蓋 1986/1987 El Nino 年以及 1991 年大陸華南暴雨異常年，以檢視雲型指標是否可以反應 EASM 年際差異現象。

三、雲型分析

利用 TBB 的閾值(threshold value)來界定雲區，將關係到雲型判斷以及雲量的計量；紀與陳(1984)曾經採取 -32°C 與 -52°C 的 TBB 值，各爲深對流雲與強對流雲的閾值；劉等(1992)則是取用 -20°C 與 -63°C TBB 值作爲降水面積的參考。Murakami(1983)也曾定義了對流強度指標(intensity index) I_c 。

$$I_c = (T_{BB} - T_{400}) / (T_{T_r} - T_{400}) \times 10$$

T_{T_r} 是指當時對流層高度的氣溫， T_{400} 是 400hPa 高度的氣溫，據以分析西太平洋熱帶海域以及東南亞地區雲簇對流活動的日夜變化，以及夏季的季節與季內變化特徵。Ninomiya(1989)利用這一方法將雲型區分成：有組織深對流、有組織狀淺對流、一般深對流與一般淺對流等四類雲型，來討論雲型的氣候特徵。Hirasawa et al.(1995)定義 TBB 值小於 600hPa 高度氣溫者爲中高雲；TBB 值小於 -50°C 者爲高雲，用來討論 EASM 在南海地區雲量瞬變的時間序列特徵。以上的雲型與雲量辨識方法都只考慮到雲頂高度單一資訊。美國威斯康辛州立大學太空科學與技術中心(Space Science and Engineering Center，以下簡稱 SSEC)的「雲型」定義，則是將 TBB 值減去當地的地表月平均溫度，凡是這兩種溫度差值大於 24°C 即被視爲雲區。這一方法增加了地表氣候狀況的考量，濾除了冷季或高山地區雲量的誤判，其所製作的雲圖已經每日公佈在網際網路(URL <http://www.ssec.wisc.edu>)。Rossow et al.(1985)在 ISCCP(International Satellite Cloud Climate Project)資料整合計畫中，討論了 $T < TS - \Delta T$ 公式，決定雲量多寡的可行性；其中 T 是 TBB 值，TS 是晴空時的 TBB 值， ΔT 值則是事先給定的閾值；因此這一公式需要事前決定每一視場的 TS 與 ΔT 值，又比 SSEC 的經驗式來得實際但也較爲複雜。本文圖表之中的雲區等值線，都是採用 SSEC 法繪製。

由於 TBB 值僅反應視場的雲頂溫度，無法得知該視場的雲層厚度，容易造成卷雲與對流雲，以及積雲、海冰與薄層雲之間的混淆，因此雲型分辨需要其他的資訊補充配合；常見

的方法是藉由可見光頻道反照率的輔助，Garand(1988)曾利用 GOES 紅外與可見光兩頻道，定義了 13 種參數來進行小區域 20 種雲型辨識；但是這一方法過於精細複雜，不適合做為氣候環流的特徵應用。另一種簡易又有效的雲資訊補充辦法，乃是透過數值模式網格的氣溫、濕度、風場等垂直剖面資料，或是探空觀測溫濕資料，來間接估計雲層厚度(Poore et al., 1995)。本文即借重資料品質以及時空解析度良好的 ECMWF TOGA basic 網格資料，討論如何與 GMS TBB 值混合應用，產生中尺度的雲型種類以及雲量範圍。

EASM 環流演變過程常見的雲屬，主要是鋒面雲帶以及熱帶海洋對流雲簇兩類；Browning and Pardoe(1973)、Browning(1986)提供了鋒面垂直剖面雲帶以及熱帶對流雲簇發展的概念圖，他認為鋒面雲帶可區分為三種不同動力機制維持的雲屬，第一種是鋒面前緣的對流雲雲屬，大氣的垂直結構特徵是：強烈又窄促的上升運動，中低層大氣極不穩定，整層大氣潮濕。第二種是沿著鋒面交界傾斜面上滑到鋒面後方的高層雲屬，此時的大氣的垂直結構特徵是中低層大氣沈降而穩定，水汽集中於中上層。第三種是鋒前對流，因為高層西風以及鋒面熱力直接環流的高層輻射所造成的雲石占，其與鋒後高層雲的差別在於低層大氣是不穩定狀態，以及中上層大氣有明顯的輻散現象。至於熱帶對流雲簇系統，也大致可以歸屬成鋒面雲系的第二(猛烈上升運動)與第三種雲石占雲屬等二種雲屬。

針對以上兩種天氣系統的雲屬特徵，四種雲型在本文被定義出來，它們分別是(1)有組織性的強對流雲(2)一般性對流雲(3)有組織性的對流雲石占(4)有組織性的中層高度層雲，這四種雲型數量的時空演變，將被用來做為 EASM 環流演變的階段性指標。

雲型分類過程如下：首先透過 SSEC 法判定各網格是否應視為雲區，如果是雲覆蓋區，再將 TBB 值與 ECMWF 溫度與重力位高度比較，來判定雲頂大致的高度；然後考量整層大氣的水含量是否充足，以及中低層大氣穩定度數值大小，來做為雲層厚度與對流強度的參考。整層大氣水含量值由 850hPa、500hPa、200hPa 三層大氣的比濕總和(符號記為 Q)代表之。中低層大氣穩定度，則由 850hPa 與 500hPa 大氣之間的 $\delta \Theta / \delta z$ 數值大小來決定。低層大氣的不穩定閾值是定義為 $f \times a$ ，其中 f 是柯氏參數。由動力學上的 Eady problem 得知線性理論的流體不穩定度可以由 Burger Number ($B_u \sim R_o^2 \times R_i$) 決定(Tritton and Davies, 1980)， R_i (Richardson number) 決定垂直方向的不穩定度，而 R_o (Rossby number) 決定水平不穩定度； R_o 隨著緯度增加而減小，因此 $\delta \Theta / \delta z$ 大氣熱力不穩定度可以隨著緯度增加而有所容忍數值的增大，因此我們使用 $f \times a$ ；數值「 a 」的選擇如果太大，將造成中高緯度對流雲型數量偏多，太小則反向抑制了對流雲型數量，經過一番測試之後發現 $a=5$ 所得到的雲型與雲量，最接近雲圖的主觀判斷。至於一些動力性參數，比如各層大氣的渦度、輻散度等，經過一再反覆測試，都無法有效地增強雲型辨識的成功率，因此本文暫且不考慮這些參數的加入。表一與圖 2 綜合了以上雲分析參數以及對應的雲型分類，其中所謂的「組織性」空間密度參數，是指 3×3 網格之中的 2/3(含)以上的雲型是否一致。經過以上的資料處理流程所獲得的四種雲型，各以符號和代碼表示之，它們是：一般性對流，+(C1)、有組織性

的強對流，* (C2)，，有組織性對流雲石占，○ (C3)，有組織性的中層層雲，= (C4)。

表一 雲型分類的相關參數條件、符號與代號。其中的 T200、T500、T850 分別代表 200hPa、500hPa、850hPa 的氣溫。f 是柯氏參數。

Tbb	$<(T200+T500)/2$	$<T200$	$<(T200+T500)/2$	$<(T500+T850)/2$
500-850hPa相當位溫差值	$<5*f$	$<5*f$	$>5*f$	$>5*f$
850,500,200hPa三層水汽累加	$>10g/kg$	$>10g/kg$	$<10g/kg$	$<10g/kg$
組織度	no	yes	yes	yes
雲型種類	一般性對流	強對流	雲石占	層雲
雲型符號(代號)	+ (C1)	★ (C2)	○ (C3)	= (C4)

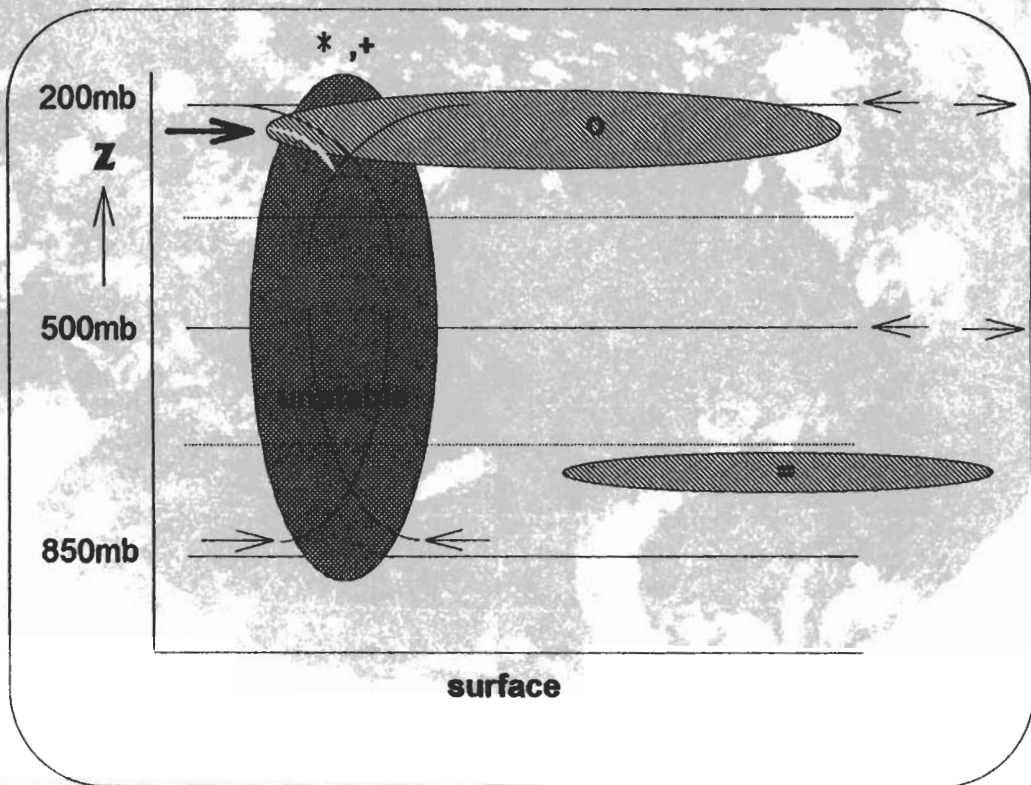
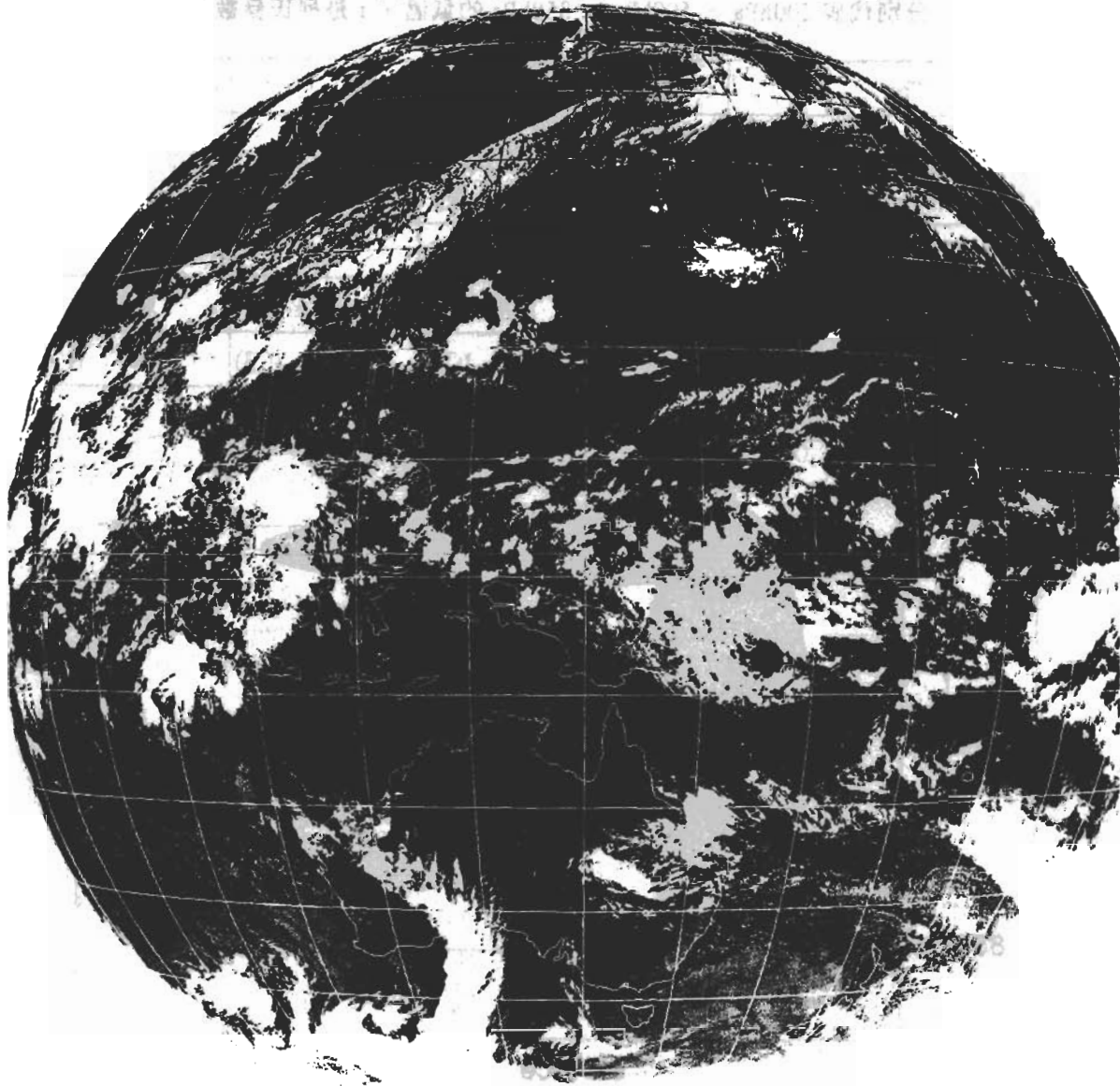


圖 2 本為所定義的四種雲型示意圖。縱軸是高度，對流發展性的雲型(一般對流+，有組織性強對流*)都是直展式的厚雲。有組織性的對流雲石占(○)因應高層輻散場而擴展。有組織性的中層層雲(=)則專指 850hPa 到 500hPa 高度之間的層雲。

表一的適用性如何？以下就以 1987 年台灣地區中尺度實驗計畫(Taiwan Area Mesoscale Experiment，以下簡稱 TAMEX)IOP-8 個案加以說明：TAMEX IOP-8 是一道鋒面

GMS-3 IP 2331 87 JUN 07 00Z

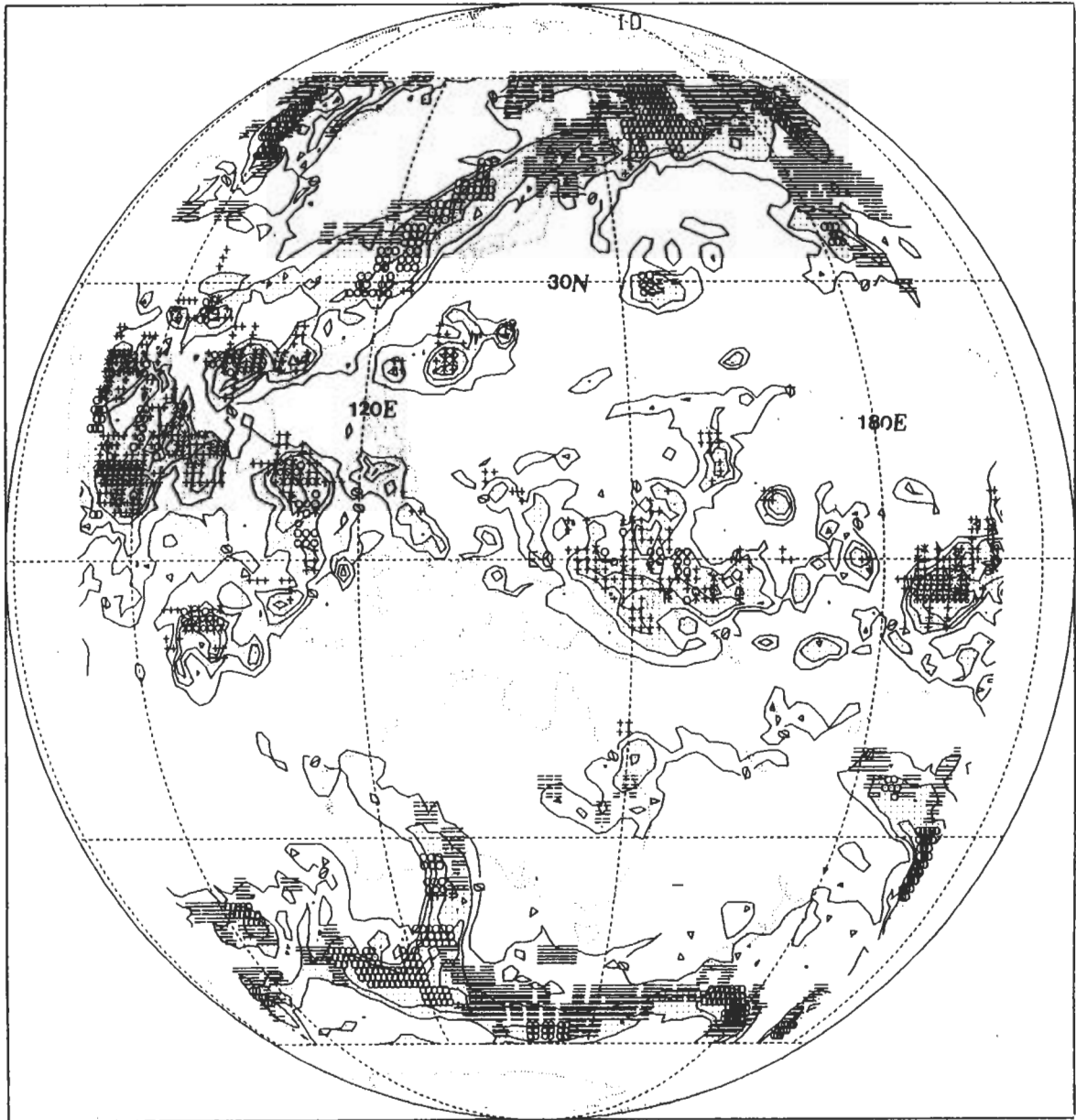


GMS 05-07 00:45:53 CENTRAL WEATHER BUREAU R.O.C.

圖 3 GMS-4 紅外頻道雲圖，時間是 1987 年 6 月 7 日 0000UTC。

雲帶準二維對稱的梅雨鋒面系統；1987年6月5日氣旋旋生在華北，6日狹長的鋒面雲帶從渤海灣向西南方延伸到華南，衛星雲圖上呈現明顯對比的鋒前對流與鋒後沈降的雲區影像色調差異，(圖3)，這一鋒面雲帶型態並持續二天後才消散。清晰可辨的鋒前對流雲簇以及鋒後紋理平滑的層雲特徵，相當適合用來檢視本文所設計的雲型分類方法。由南向北垂直於

87 6 7 0 /GMS CLOUD 392 160 577 1369 /stab. thre= 5.00 10.00



contour Tbb < 0C

圖 4 同圖 3 的衛星雲圖，但為四種雲型的標示結果，圖上的雲型符號意義同圖 2 說明。

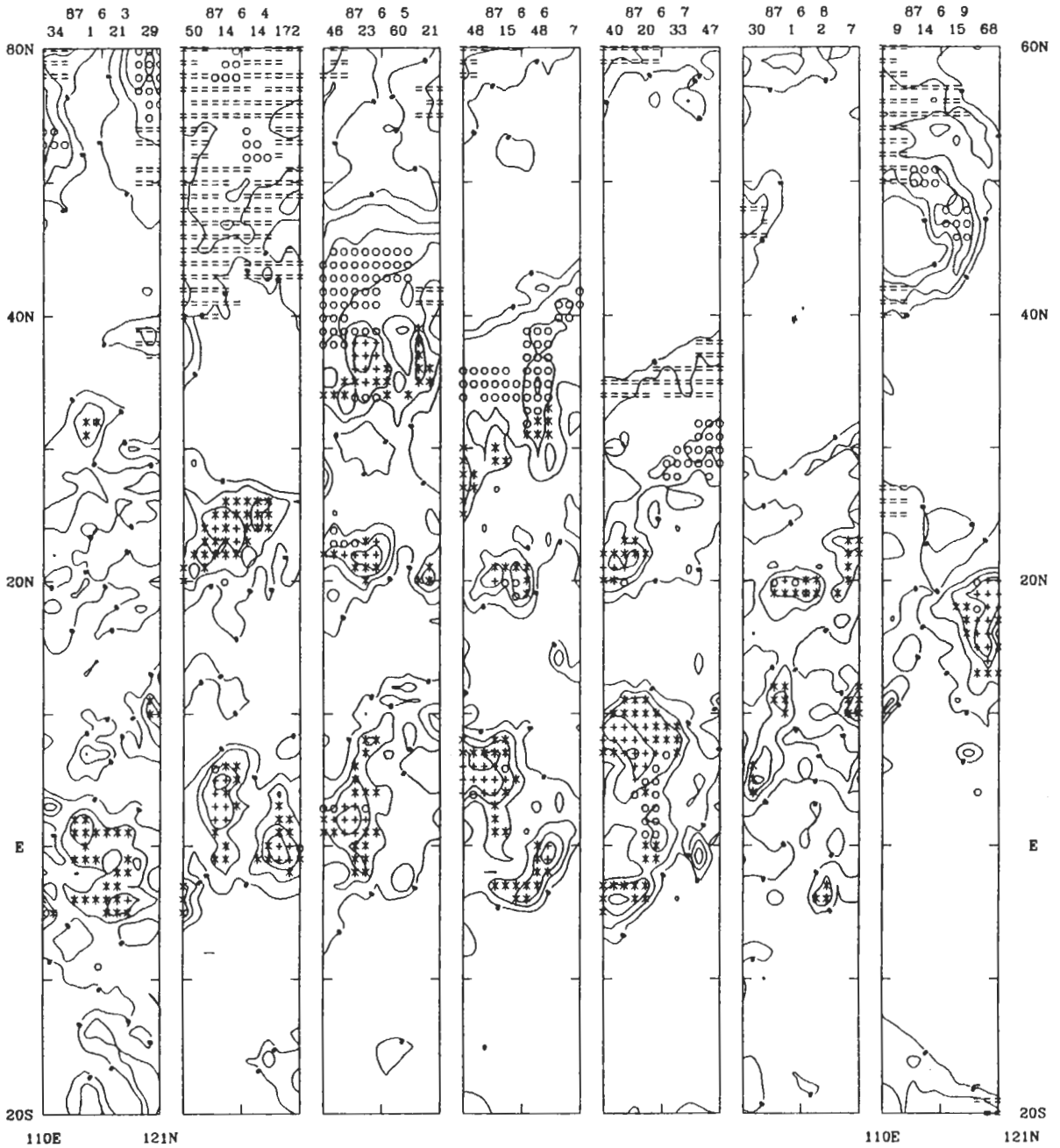


圖 5 1987年6月3日到6月9日7天之中，東經110度到121度、南緯20度到北緯60度空間內的雲型分布與演變過程。

鋒面雲帶方向的地面測站(46692板橋測站，58606南昌測站，57494漢口測站)探空熱力圖分析，以及地面雲狀與雨量觀測報告可以發現，鋒面前緣低層大氣不穩定但無降水，積雲、高積雲與卷雲雲屬。鋒面的介面處雲層厚度上達到150hPa高度左右，整層大氣水汽充沛，積雨雲屬。鋒後雲底高度在500hPa以上，乾燥的沈降運動發生在600hPa到地面之間，亦即

這道鋒面的熱力結構與雲屬都符合 Browning 所規範的鋒面系統雲屬特徵。圖 4 是經過表一的雲分析處理後的產品，並將雲型符號以及雲區等值線一起標註在衛星俯瞰地球投影上。與圖 3 比較之下，雲型分析確實表現出鋒面雲帶前緣的有組織性對流雲石占(○)，與鋒後平緩的有組織性中層層雲(=)的對稱特徵；鋒面雲系之外，雲型分析也分析出台灣外海以及熱帶海洋地區的中尺度對流系統，都是強對流中心(*)以及其四周雲石占(○)擴散的結構。圖 5 是選取東經 110 度到 121 度、南緯 20 度到北緯 60 度的地理窗區，監看 6 月 3 日到 9 日雲型演變的過程，由圖中的北緯 40 度到 30 度可以看見鋒面南下過程中，雲型由對流性雲型(*, +)演變成層雲雲型(=)；因此，就 IOP-8 個案而言，雲型分析能適切地表達當時綜觀的天氣系統發展與雲系特徵。

四、雲型時空演變與 EASM 環流特徵

本節將說明上一節所製作的雲型，如何做為 EASM 環流發展的特徵指標。首先，為了討論各種雲型數量在東亞地區的時間序列特徵，54 塊 5×10 經緯度的空間方格被加以編號(圖 6)，並同時在每一方格內比較各種氣象變數的時間序列，這些變數計有：低層(850hPa)的西南風分量風速與風向、溫度梯度、高度場，中層(500hPa)的溫度場、高度場、渦度場、風速噴流(大於 20m/s)與風向、中低層的不穩定度，高層(200hPa)的渦度場、風速噴流(大於 20m/s)與風向，以及上一節所描述的四類雲型數量、對流性雲型數量(C1 與 C2)，以及各雲型的總量。這些變數時間序列都是以「天」為最小時間單位，並取 7 年時間與 54 區塊方格的均化(normalized)，以便比對 1985 年到 1991 年的年際時間差異與空間差異。

大多數各區域的氣象變數時間演變，呈現緩增或緩減的氣候轉變趨勢，而有明顯的時間梯度的變數與區域，整理如下：

- 高層風速噴流(14、16、22 區)
- 中低層大氣不穩定度(16、22 區)
- 低層西南風(31、33、37、40 區)
- 對流雲與層雲(10、16、22、31、33、37、40 區)

上述的空間位置都出現於青藏高原東側和東亞主槽附近(如第 10、14、16、22 區)，以及孟加拉灣(第 31、37 區)、中南半島與南海(第 33、40 區)等地區。明顯地，地形特徵與海陸分布，都是突顯亞洲夏季季風環流訊號的重要因子。為了進一步說明雲型演變與 EASM 環流的相關，第 10 區(渤海灣)、第 16 區(長江口)、第 22 區(浙閩沿海、台灣北部海面)、第 33 區(金蘭灣、海南島)、第 37 區(孟加拉灣東半部)以及第 40 區(南中國海中部)，分別挑出加以詳細討論。

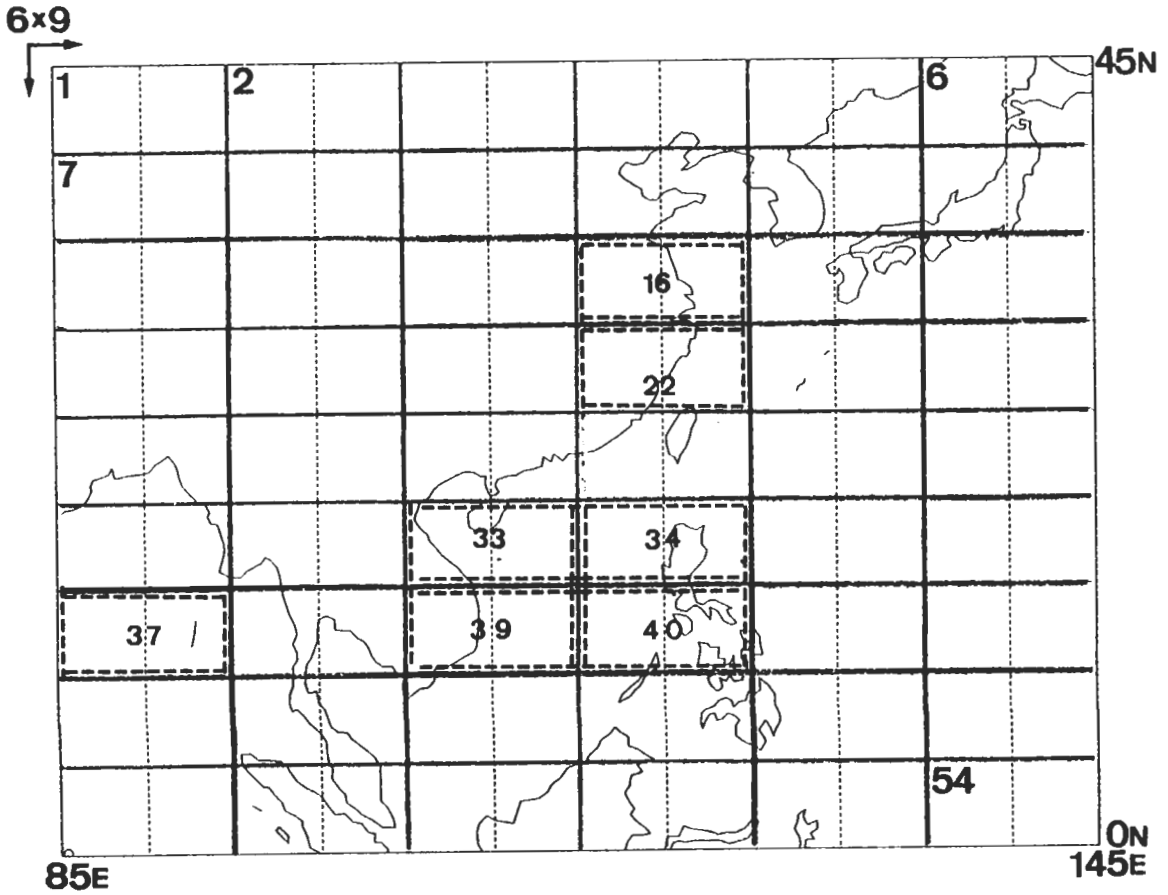


圖 6 雲型時間序列分析的空間位置方格編號，空間範圍是東經 85 度到 145 度，北緯 0 度到 45 度，編號由左而右、由上而下，每一方格是 10*5 經緯度，共計 54 塊方格。

表二 長江梅雨入梅日期與本文第 16 區對流性雲型(*, +)數量驟增的日期對照。

year	對流性雲型數量驟增日期 (第16區)	北京氣象局發布的長江梅雨入梅日期
1979		6/19-
1980		6/9-
1981		6/25-
1982		7/9-
1983		6/19-
1984		6/7-
1985	6/20-	6/22-
1986	6/20-	6/20-
1987	7/1-	7/1-
1988	6/10-	6/10-
1989	6/10-	6/14-
1990	6/20-	6/19-
1991	6/10-	

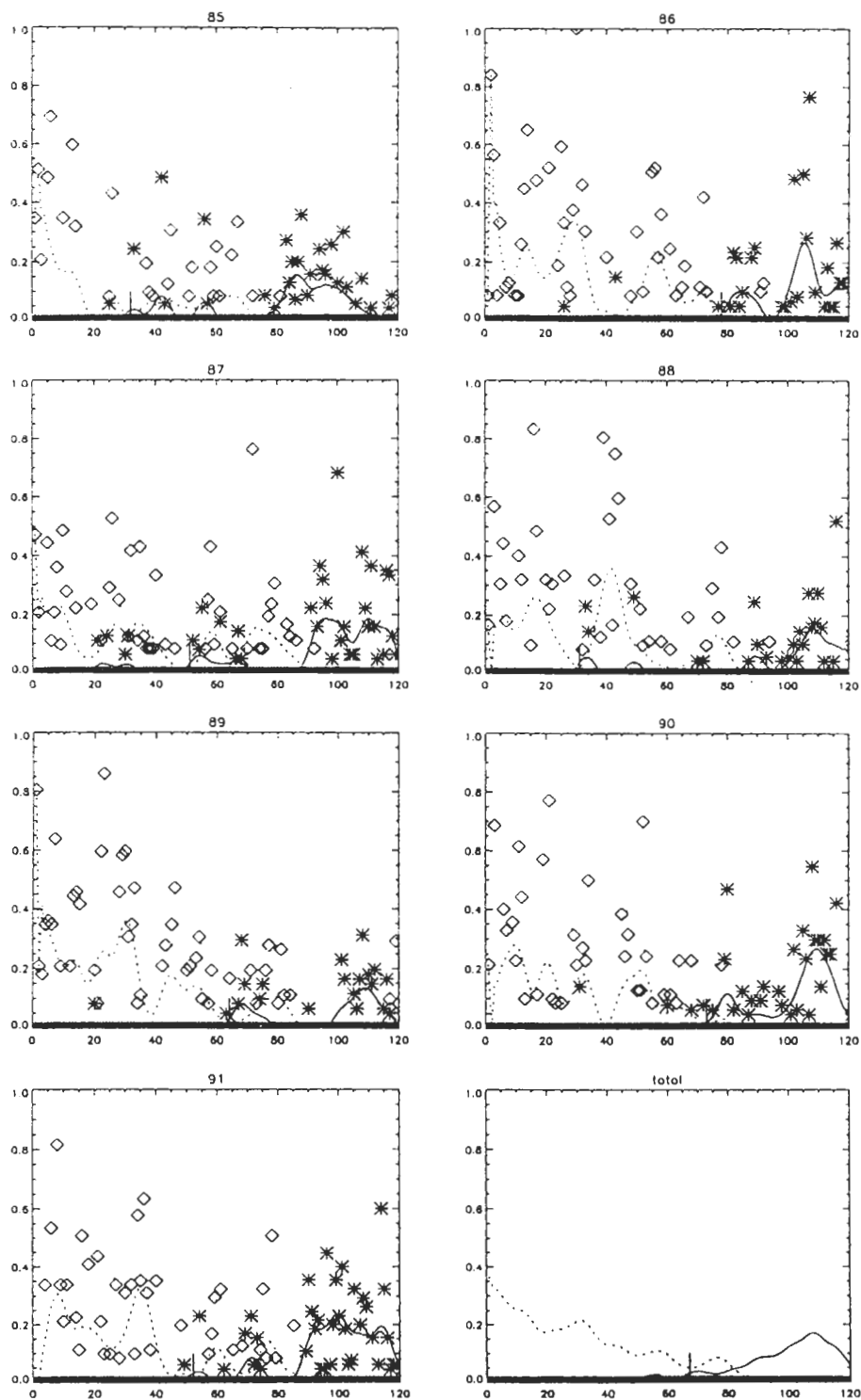


圖 7 圖 6 之中的第 16 區對流性雲型(實線)與層雲雲型(虛線)的時間演變，西元年代編號順序是由左而右、由上而下。total 代表 7 年(1985-1991)平均。各小圖橫軸是 4 月 1 日到 7 月 31 日，縱軸是雲型數量 7 年的標準化相對數值。

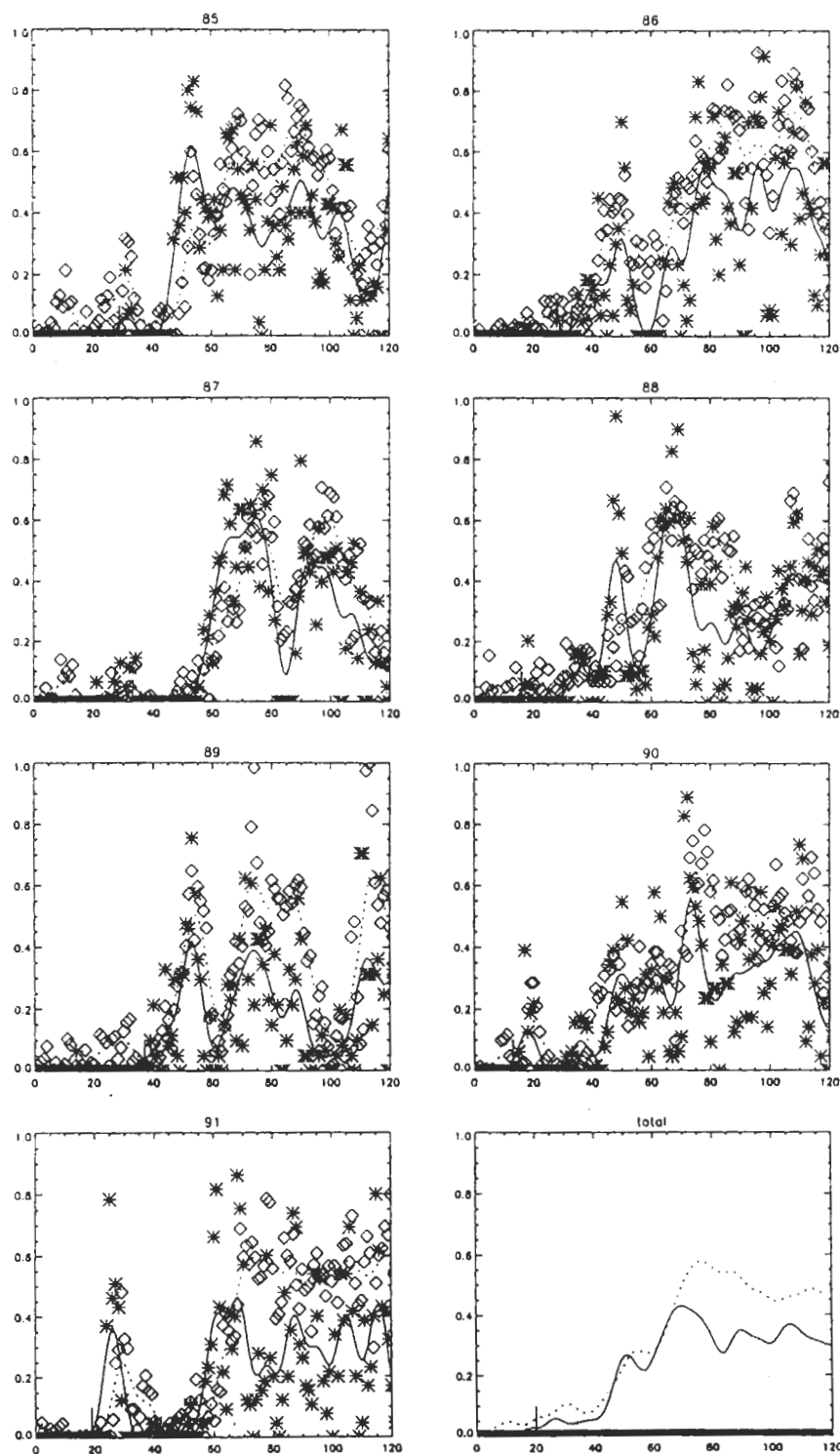


圖 8 圖 6 之中的第 37 區的 850hPa 西南風(大於 10m/s, 實線)與對流性雲型(虛線)的時間演變, 西元年代編號順序是由左而右、由上而下。total 代表 7 年平均。各小圖橫軸是 4 月 1 日到 7 月 31 日, 縱軸是該方格滿足上述物理量和雲型數量的 7 年標準化相對數值。

首先在第 16 區，C4 雲量高峰值對應著中緯鋒面系統的 5-7 天的週期活動，並且在 6 月下旬之後，才有 C1 與 C2 對流雲型的出現，雲型類別在時間上呈現兩極化的特徵(圖 7)。值得注意的是，這兩種雲型型態的交換出現時間，與北京氣象中心所公佈的長江梅雨入梅日期(以南京、鎮江、上海、蕪湖、漢口等五處的降雨記錄為準、Ding, 1992)比較，幾乎完全吻合(表二)。這一結果顯示，上一節的雲型季風指標可以有效地掌握中緯度地區鋒面雲型變化的時程。

過去研究 ISWM 肇始現象的資料都顯示，ISWM 肇始是相當爆發性的，從連續七年的第 37 區對流性雲型數量突增的訊號特徵來看，也有表現出這一事實；對流性雲型數量都在 5 月中旬之後，幾天之內戲劇性的躍升到另一高峰，並持續穩定不消退，同時在這短暫期間，低層西南風速也迅速增強，所謂的 ISWM 肇始訊號很清楚地呈現出來(圖 8)。這些 ISWM 肇始訊號發生的前後時日，也可發現印度洋面的索馬利噴流顯著向東延展。

從第 16 區與第 37 區的雲型訊號前後時差而言，長江入梅日期大約都落後 ISWM 肇始日期一個月左右。從年際差異而言，El Nino 年(1987 年)ISWM 肇始日期延後，以及 La Nina 年(1988 年)ISWM 則提前肇始。

至於到底有沒有 EASM 肇始的跡象？EASM 與 ISWM 肇始日期的前後順序又是如何？前言中已經說明，南海海域是被認定為 EASM 環流特徵搜尋的首要地區。本文圖 5 的第 33 區是南海西北部金蘭灣地區，如果類似第 37 區以對流性雲量加上西南風風速，做為 EASM 肇始日期的標定，則 1985 年到 1987 年的前 3 年結果，是與 Hirasawa et al.(1995)的分析是一致的。但是南海地區涵蓋範圍包括第 33、34、39、40、45、46 等區域，如果僅以第 33 區金蘭灣沿岸一帶，代表南海地區對流性雲型雲量的變化，將會受到海陸邊界的日夜對流與地形因素影響與誤導；因此比較合理的做法，應該是同時考量南海整個海域，並以對流性雲型數量有明顯驟增的時段，來代表 EASM 季風肇始現象。表三即是根據上述考量所得出的七年分析結果，這些日期大致都與 Hirasawa et al. (1995)以及 Hsu(1996)的結果重合，惟有 1987 年有較大的差異，其中原因將在日後研究再做探討。

表三再度闡明了本文的主要動機與結果，也就是雲型季風指標的製作確實能融合一些氣象變數，並有效地反應出東亞夏季季風環流特色。表三也反應一項事實，就是 EASM 肇始時間長度由 6 天(1985 年)到 15 天(1986 年)不等，肇始的起始日期可早自 5 月 5 日(1990 年)，晚至 5 月 25 日(1985 年)，1991 年更是難以認定肇始時間。如同前言所提及，EASM 肇始現象相對於 ISWM 肇始現象更為模糊難定，因此 EASM 「肇始」說詞容易誤導成「一天」的戲劇性改變，而實際情況應該是「一週到兩週」的瞬變過程期(transient period)比較適當。

值得注意的是，1985 年到 1991 年 EASM 瞬變期前後的大氣環流的重要特徵，是南海地區戲劇性地由晴空轉為密雲，一個東西緯向範圍約有 30 度經度，高度在 500hPa 的高壓環流，中心約位於東經 115 度、北緯 17 度南海海域之上，在瞬變期間前後，由準滯留的反氣旋風場轉變為氣旋式風場，圖 9 即說明了 1986 年的現象。除了 1989 年之外，這一反氣旋環流封

表三 東亞夏季季風肇始日期對照表。Hirasawa et al.(1995)、Hsu(1996)與 EASM transient period 的定義詳見文內說明。

year	Hirasawa et al. (1995)	Hsu (1996)	EASM transient period
1979		5/18-	
1980		5/18-	
1981		5/13-	
1982	5/24-5/27	5/28-	
1983	5/9-5/10	5/23-	
1984	5/11-5/14	5/23-	
1985	5/23-5/26	5/28-	5/25-5/30
1986	5/8-5/10	5/18-	5/7-5/20
1987	5/12-5/15	6/12-	5/13-5/23
1988		5/23-	5/20-5/29
1989		5/23-	5/15-5/24
1990		5/18-	5/5-5/11
1991		6/7-	5/11-5/14,6/1-6/7

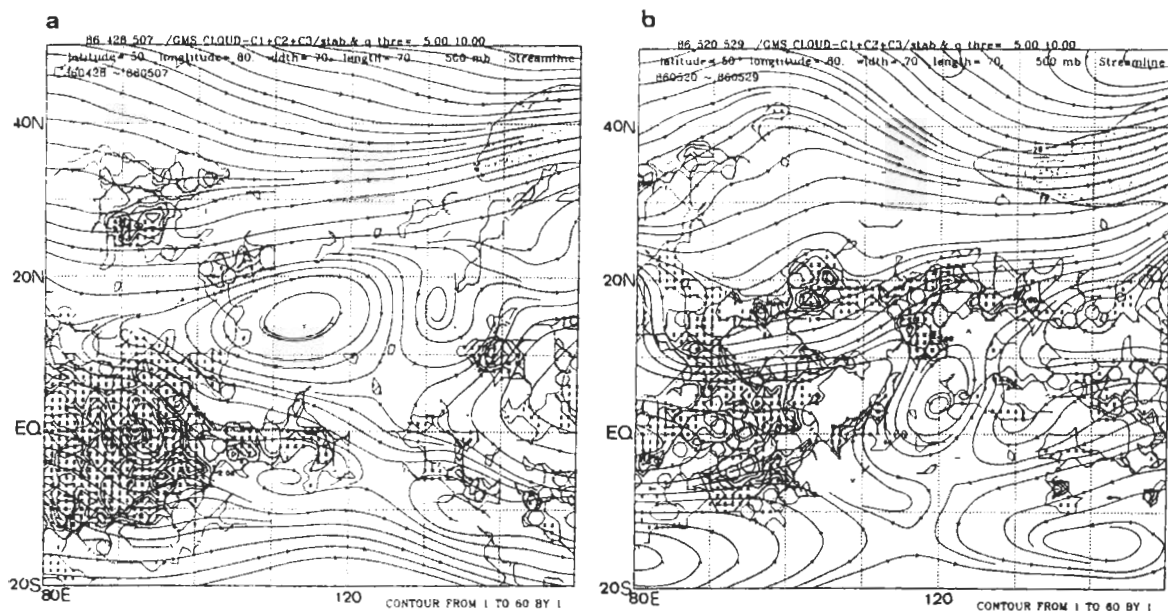


圖 9 1986 年東亞夏季季風瞬變期(a)之前 10 天(4/26-5/7)，(b)之後 10 天(5/20-5/29)，500hPa 流線場與雲型分布情況。

閉完整，可能有別於太平洋副熱帶高壓的西伸脊線一部分，梁等(1990)曾針對這一南海地區的中尺度高壓環流進行氣候特徵調查，而南海高壓到底對於 EASM 環流的特徵建立有何關連？其與 Lau(1995)倡議的「南海季風實驗(South China Sea Monsoon Experiment, SCSMEX)」又如何來銜接？這些細節仍有待進一步的探討。

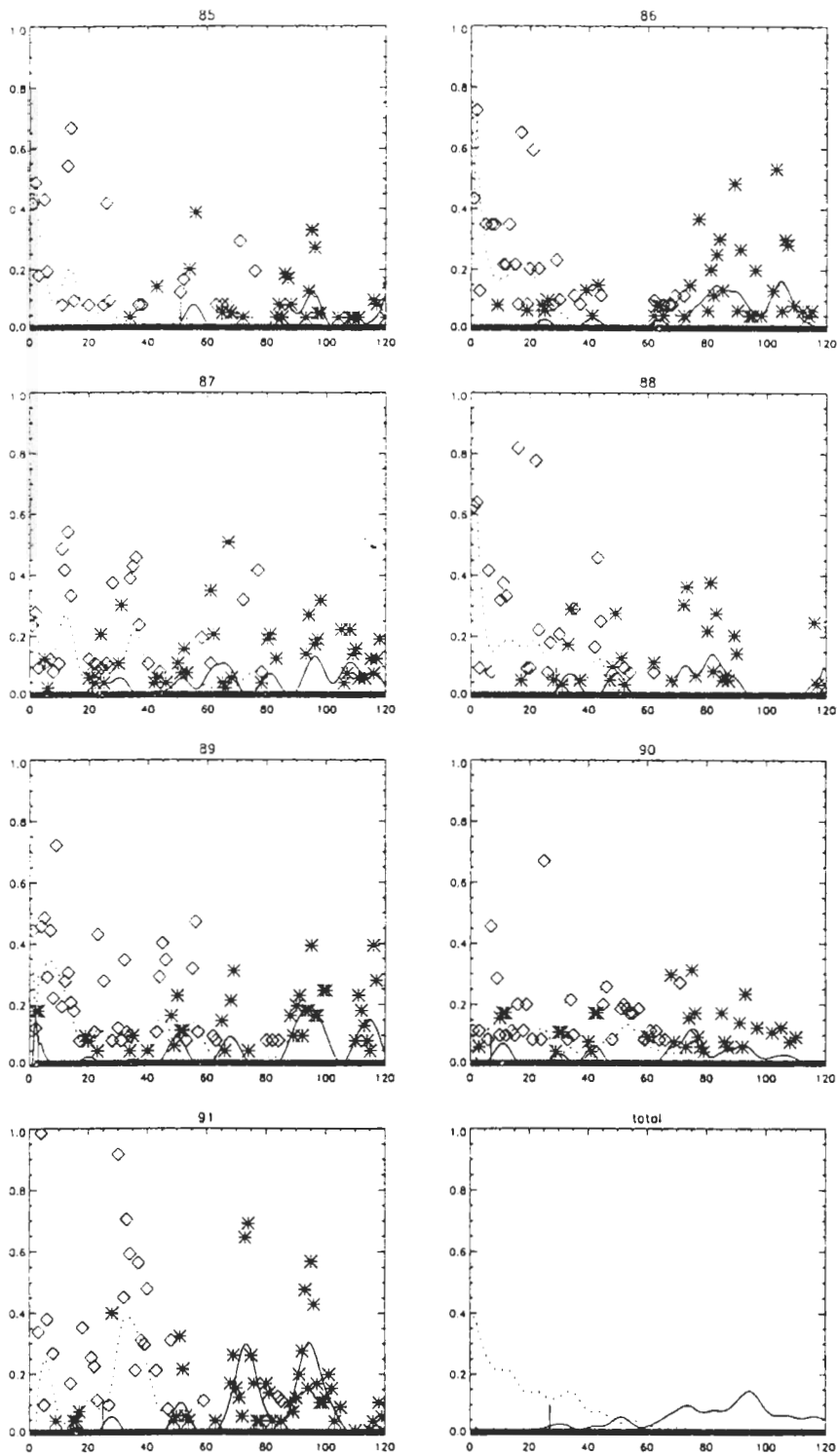


圖 10 圖 6 之中的第 22 區的對流性雲型(實線)與層雲雲型(虛線)的時間演變,西元年代編號順序是由左而右、由上而下。total 代表 7 年平均。各小圖橫軸是 4 月 1 日到 7 月 31 日,縱軸是該方格滿足上述物理量和雲型數量的 7 年標準化相對數值。

最後，我們使用雲型指標來說明華南前汛期(台灣梅雨季)雨季的特徵，第 22 區浙閩沿海與台灣北部，是滯留鋒面徘徊的地理空間位置。對流性雲型週期不定地出現在層雲雲型，顯示出雨帶雲系結構不穩定的特性，而且這段雲型混合的時間長度，每年不盡相同，然而一旦南海的季風瞬變期開始之後，此一地區的雲型就快速轉變對流性雲型的單一型態，雲型的對流化屬性轉變迅速往東北亞沿岸發展。這一結果呼應前言中所提及的，如果以雨量或風向突變直接做為 EASM 肇始指標之依據，相對長江入梅日期現象而言，在華南台灣地區將是相當模糊的，換言之，降水資料的引用需要視地區的氣候特徵而定，不可一概而論。如果華南前汛期改以第 22 區的雲型混合時間長短代表之，那麼華南前汛期持續時間的年際變化，似乎和 ENSO 訊號強弱有關，比如 ENSO 強烈的年際(1987 年)，前汛期較為漫長，反之 1988 La Nina 年則相對縮短(圖 10)，這一推論需要日後更進一步的分析與討論。

五、總結與討論

EASM 肇始的新指標，雲型季風指標，在本文之中被加以定義、製作以及現象驗證，並透過各地區雲型種類與數量的時間序列分析特徵，確定它的適用性以及對 EASM 與 ISWM 現象必須區別的事實；由於 EASM 季風性天氣特徵不若 ISWM 顯著，尤其是華南與台灣地區春夏季節轉換時期雨季的綿延，EASM 環流特徵必須兼顧梅雨鋒面環流以及地形邊界引發中尺度環流，因此定義 EASM 肇始指標的有效性顯得格外困難；其中咸認最有效的觀測資料來自於衛星遙測，其中又以 GMS TBB 資料，在 EASM 環流特徵的研究上論述最多。然而，為了有效取得更多的雲資訊，包括雲的厚度以及當時大氣的垂直穩定度與水汽量，本文將 GMS TBB 值與 ECMWF 網格資料進行偶合，表 2 說明了兩種資料的組合以及四種雲型類別的判定方式。雲型的設計效果，首先藉由對流性雲型數量的突增，與長江梅雨入梅日期的比對的吻合，得到肯定。雲型指標也確實地掌握孟加拉灣雲系與西南季風發展的 ISWM 的肇始現象。因此，透過雲型數量的時間演變，將可以充分地反應中緯度與熱帶地區的綜觀環流特徵。此外，經由南海地區地域性的對流性雲型數量的突變現象，1985 年到 1991 年七年的 EASM 瞬變期也被標註出來(表三)。EASM「肇始」概念應該被導正為「瞬變期」更恰當。七年中 EASM 瞬變期前後的環流演變特徵，又引出了中尺度環流「南海高壓」的新議題。無論是 EASM 建立的瞬變期前後環流演變細節、EASM 瞬變期的年際變化、EASM 與 ENSO 強度的關連程度、南海高壓與 EASM 等等，都是需要進一步的資料診斷分析以及動力機制的探討。本文主題的第二部份，即將透過 NCEP (National Centers for Environmental Prediction) 區域波譜數值模式，探討 EASM 環流的中小尺度環流細節。

應用地球同步衛星資料定義雲型種類，並用以分析行星尺度的氣候演變，一直有相關的文獻發表(Lau and Crane, 1995; Evans and Shemo, 1996)。這些文獻與本文的相同

點，都是嘗試應用簡單的方法來定義出空間尺度較大的雲型類別，來反應大尺度環流特徵的動力，比如對流雲區、雲石占區與層雲區等。這些雲型和一般地面觀測記錄的小區域雲屬類別是不同定義的，因此這種目的的中尺度以上的雲型類別規範條件，將依據引用資料的特性而有所差異，只要能適當地反應問題的本質，各種雲型分類方法的優劣比較，反而不是問題的重點了。本文圖 2 所設計的雲型分類，雖然缺乏環境場的動量特徵條件，但是經由第四節 EASM 環流特徵上的比對討論，確實具有氣候指標性的價值。其他常見的衛星資料來源，比如 ISCCP Cl (Rossow and Schiffer, 1991) 是否也能彰顯 EASM 環流特徵，也是未來的研究目標之一。

致 謝

本文在國科會專案計畫 NCS-85-2111-M-002-019 贊助下完成。

參考文獻

- 何金海，朱乾根，M. Murakami，1996：TBB 資料階示的亞澳季風季節轉換及亞洲夏季季風建立特徵。「熱帶氣象學報」，12，34-41。
- 林博雄，1996：東亞夏季季風與梅雨鋒。台灣大學大氣科學研究所博士論文，180pp。
- 林博雄與曾忠一，1994：GMS 地球同步衛星影像數位資料在雲分析上的應用。大氣科學，22，319-337。
- 曾忠一，1988：大氣衛星遙測學，渤海堂出版社，台北，630pp。
- 紀水上與陳泰然，1984：1981年5月27-28日華南及台灣地區中尺度對流複合系統之初步分析。天氣分析預報研討會論文彙編，中央氣象局，95-114。
- 陳泰然，1988：台灣梅雨顯著年大範圍之衛星雲量演變。大氣科學，16，59-74。
- 陳隆勛，朱乾根，羅會邦，何金海，董敏，馮志強，1991：東亞季風。「氣象出版社」，北京，362pp。
- 梁必騏，王安宇，梁精萍，吳池牲，馮志強，1990：熱帶氣象學。「中山大學出版社」，廣州，383pp。
- 劉振榮，呂貴寶，徐天佑，1992：應用同步衛星資料估算台灣地區對流降雨。大氣科學，20，233-257。
- 蔣尚城，1994：OLR 應用講座。中國氣象學會衛星氣象委員會，北京大學地球物理系。
- Akiyama, T., 1990: Large, synoptic and meso scale variations of the Baiu front, during July 1982. Part 3: space-time scale and structure of frontal disturbances. *J. Meteor. Soc. Japan*, 68, 705-726。

- Akiyama, T. , 1989 : Large, synoptic and meso scale variations of the Baiu front during July 1982. Part I : cloud features. *J. Meteor. Soc. Japan* , 67 , 57-81 .
- Barrett, E. C. and D. W. Martin , 1981 : *The Use of Satellite Data in Rainfall Monitoring*. Academic Press, London, 340pp .
- Browning, K. A. , 1986 : Conceptual models of precipitation systems. *Weather and Forecast* , 1 , 23-41 .
- Browning, K. A. and C. W. Pardoe , 1973 : Structure of low-level jet streams ahead of mid-latitude cold fronts. *Quart. J. R. Meteor. Soc.* , 99 , 619-638 .
- Chang, C. P. and G. T. J. Chen , 1995 : Development of low-level southwesterlies over the South China Sea: a comparison between May and June. *Mon. Wea. Rev.* , 123 , 3254-3267 .
- Chen , T. C. and J. M. Chen , 1995 : An observational study of the South China Sea monsoon during the 1979 summer: onset and life cycle. *Mon. Wea. Rev.* , 123 , 2295-2317 .
- Ding, Y. H. , 1992 : Summer monsoon rainfall in China. *J. Meteor. Soc. Japan* , 70 , 373-396 .
- Evans, J. L. and R. E. Shemo , 1996 : A procedure for automated satellite-based identification and climatology development of various classes of organized convection. *J. Appl. Climate* , 35 , 638-652 .
- Garand, L. , 1988 : Automated recognition of oceanic cloud patterns, Part 1: methodology and application to cloud climatology . *J. Climate* , 1 , 20-39 .
- Hirasawa, N, K. Kato and T. Takeda , 1995 : Abrupt change in the characteristics of the cloud zone in subtropical east Asia around the middle of May. *J. Meteor. Soc. Japan* , 73 , 221-239 .
- He, H., J. W. McGinnis, Z. Song and M. Yanai , 1987 : Onset of the Asian monsoon in 1979 and the effect of the Tibetan Plateau. *Mon. Wea. Rev.* , 115 , 1996-1995 .
- Hsu, H. H. , 1996 : On the onset of the east Asian summer monsoon. *Symposium on Global Ocean-Atmosphere-Land System* , 181-184 .
- Krishnamurti T. N. and H. N. Bhalme , 1976 : Oscillations of a monsoon system. Part I: observational aspects. *J. Atmos. Sci.* , 33 , 1937-1953 .
- Lau, N. G., and M. W. Crane , 1995 : A satellite view of the synoptic-scale organization of cloud properties in midlatitude and tropical circulation systems. *Mon. Wea. Rev.* , 123 , 1984-2006 .
- Lu, M. M. , 1996 : Onset process of the east Asian summer monsoon represented by the dynamical structure of the atmosphere over the South China Sea. *3rd conference on east Asia and western Pacific meteorology and climate* , 108-114 .
- Meteorological Satellite Center , 1989 : GMS Users' Guide. 222pp.
- Murakami, M. and K. Takahashi , 1993 : The large-scale convective cloudiness over Asian monsoon area during the summer of 1991. *Fifth PRC-US Monsoon Workshop* , 1-5 June 1993. Hangzhou .
- Murakami, M. , 1983 : Analysis of the deep convective activity over the western Pacific and southeast Asia. Part 1: diurnal variation. *J. Meteor. Soc. Japan* , 61 , 60-77 .

- Nakazawa, T. , 1992 : Seasonal phase lock of intraseasonal variation during the Asian summer monsoon. *J. Meteor. Soc. Japan* , 70 , 597-611 .
- Ninomiya, K. , 1989 : Cloud distribution over east Asia during Baiu period of 1979. *J. Meteor. Soc. Japan* , 67 , 639-658 .
- Poor, K. D. , J. Wang and W. B. Rossow , 1995 : Cloud layer thicknesses from a combination of surface and upper-air observation. *J. Climate* , 8 , 550-568 .
- Rao, Y. P. , 1976 : Southwest Monsoon. *Meteorology Monographs. Synoptic Meteorology*, India Meteorological Department.
- Rossow, W. B. and R. A. Schiffer , 1991 : ISCCP cloud data products. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* , 72 , 2-20 .
- Rossow, W. B. , F. Mosher, E. Kinsella, A. Arking, M. Desbois, E. Harrison, P. Minnis, E. Ruprecht, G. Seze, and E. Smith , 1985 : ISCCP cloud algorithm intercomparison. *J. Climate Appl. Meteor.* , 24 , 877-903 .
- Tao, S. Y. and L. X., Chen , 1987 : A review of recent research on the east Asian summer monsoon in China. *Monsoon Meteorology*, Chang, C. P. and T. N. Krishnamurti, eds., Oxford Univ Press, 60-92 .
- Tritton, D. J. and P. A. Davies, 1980 : Instabilities in geophysical fluid dynamics. *Hydrodynamic Instabilities and the Transition to Turbulence*. Topics of Applied Physics, 229-257.

The Asian Summer Monsoon and Mei-Yu Front Part I : Cloud Patterns as a Monsoon Index

Po-Hsiung Lin LinHo

Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University

ABSTRACT

The onset of Indian summer southwestern monsoon (ISWM), Somali jet and rainfall season arrival on India Peninsula are the main characteristics of spring-summer seasonal change in northern hemispheric circulation. In the meanwhile, shallow and transient frontogenesis induced by midlatitude-tropic interaction causes the prolonged raining period in eastern Asian area. Climate data shows that the onset of eastern Asian summer monsoon (EASM) is identified hardly by the general law of monsoon onset phenomenon which likes sudden increment of rainfall or sudden change of wind direction. A new and valid monsoon onset index is the base to study the case study or composite study of EASM dynamics. New cloud patterns were produced by combining radio sounding data and GMS temperature of black-like body data in this study. Four patterns, non-organized convective cloud, organized convective cloud, organized anvil cloud and organized stratus cloud, were used to study EASM circulation evolution from 1985 to 1991. The analysis of cloud patterns number time series guided not only the beginning day of Baiu front in Mainland and Japan, the onset phenomenon of deep convective cloud cells and southwestern flow in Bay of Bengal exactly, but also caught the feature of blend cloud patterns which embedded in the Mei-Yu fronts around Taiwan. The results show that cloud patterns would be a valid monsoon index. Through the convective cloud patterns increment around South China Sea, the transient periods of EASM setup in these seven years were also listed. It suggests that 「transient period」 idea would be more suitable than 「onset」 meanings for EASM circulation setup. Also the main weather feature in EASM transition period is the quasi-stationary anti-cycle circulation on the South China Sea disappearing dramatically. The physical mechanism of this phenomenon will be studied next step.

Key words: Monsoon, Onset, GMS, Mei-Yu front.