

梅雨期東亞及西太平洋中尺度 對流系統之氣候特徵

陳泰然

吳倩雯 紀水上

國立台灣大學大氣科學研究所

中央氣象局衛星站

(中華民國七十五年二月九日收件)

摘 要

本文利用 1981—1983 年 5—6 月梅雨期 GMS 衛星雲圖資料，分析華南及西太平洋地區中尺度對流系統 (MCS) 之氣候特徵。將 MCS 生命史分成初生期、加強期、成熟期、減弱期及消散期等五個階段，分析各階段之頻率日夜變化、海陸差異、地理分佈及移行路徑。

結果顯示，梅雨期 MCS 之延時與美國暖季之 MCC 者相近。MCS 之生命期與其水平尺度成正相關且隨季節演進而增長，顯示其為熱力驅動之天氣系統。MCS 在陸上一般向東南移動，出海後則轉向東或東北進行。陸上 MCS 初生期頻率之午後最高峯，顯係因太陽加熱而來。海上與陸上 MCS 之加強期及／或成熟期頻率之清晨最大值，可以雲區與非雲區輻射差異解釋，而導致陸上成熟期深夜之高峯頻率機制則有待進一步研究。

一、前 言

氣候資料顯示台灣地區之降水量，於五月中旬至六月中旬存在一相當顯著的相對最大值。此最大值在北部地區為雨量季節分布的次高峯，愈往南高峯愈明顯，至中南部地區則變成主高峯（陳與吳，1978），此期間即為台灣之梅雨期。梅雨為台灣地區災變天氣之最重要理由，為其伴隨之豪雨可導致嚴重災害。例如：1981 年桃竹地區的「5—28」，1984 年台北地區的「6—3」及「6—10」豪雨／水災，均為最近之顯著範例。王等（1985）分析氣象局所屬 24 個測站之豪雨出現頻率發現，除颱風外，豪雨主要發生在 5—6 月之梅雨季，特別是在 5 月中旬至六月中旬這段時間發生機率最高，該期即為台灣地區氣候上之平均梅雨期。陳（1985）分析北部地區 1965—1984 年 5—6 月梅雨季之豪雨，發現除颱風影響及單站局部性豪雨外，有 35

次，平均每年約 1.8 次。

台灣地區梅雨季之豪雨，除由颱風導致者外，皆係由梅雨鋒面雲帶內之中尺度對流系統（meso-scale convective system；MCS）而來（例如：Chen, 1977；陳與蔡，1978；劉，1982；丘等，1982；丘與廖，1984；紀與陳，1984；丘與林，1985；丘與劉，1985）。Tsay and Chen（1980）之診斷分析顯示，由日本南方海面經台灣地區至華南之梅雨鋒及鋒前大尺度上升運動，主要係由渦度平流之垂直差異、溫度平流之 Laplacian，低層摩擦效應及積雲潛熱釋放所造成。MCS 即在此種上升運動及水平水氣通量耦合之大尺度有利環境區域內發展（Chen, 1979；Chen and Chang, 1980；Kuo and Anthes, 1982）。最近一些對於華南及台灣地區 MCS 之綜觀分析研究結果（Chen and Chi, 1983；丘與廖，1984；紀與陳，1984；陳與蒲，1985；丘與林，1985

), 顯示 MCS 發展之有利條件包括: 低對流層暖平流、低對流層低壓及/或鋒面輻合、低層噴流、中低對流層短波槽、中低對流層潛在不穩定度及中高對流層分流及/或速度輻散氣流。

觀測資料分析研究結果亦顯示, 有些中尺度環流系統顯然在引發華南及台灣鄰近地區 MCS 發生/發展方面占極重要的角色。這些包括伴隨梅雨鋒面之中尺度垂直次環流、低層噴流、近似滯留性中尺度低壓、地形、外流邊界及局部環流(例如: Chen, 1977; 1983; 陳, 1978; 1985; 陳與紀, 1978; 1980; 陳, 1979; Chen et al., 1983; 丘與廖, 1984; 丘與林, 1985; 丘與劉, 1985; Chen and Chi, 1985)。這些中尺度環流系統, 在促使對流(潛在)不穩度於較小之中尺度區域內增強, 並提供較大之強迫作用(例如: 垂直運動、水氣通量輻合)方面, 均為重要之機制。

「劇烈區域性豪雨觀測與分析實驗計劃」暨「台灣地區中尺度實驗」(TAMEX)之主要目的, 即在研究上述有關 MCS 發展之環境條件及可能激發機制, 期能增加對導致豪雨之中尺度對流系統之了解以增進預報能力(陳, 1985; 1986)。本文主要目的則在分析梅雨期 MCS 之氣候特徵, 包括 MCS 之生命期、頻率日夜變化, 發生之海陸差異、路徑及地理分佈等, 希望結果一方面可提供 TAMEX “實驗設計”及“實地作業計劃”規劃之參攷, 另一方面可增進對 MCS 生成、發展與消散過程之了解。

二、資料與分析

本文利用中央氣象局衛星站所接收日本氣象廳每 3 小時發佈之 GMS 衛星觀測紅外線及其色調強化圖片, 分析 1981 年 5 月(6 月 GMS 運作欠佳資料未取)及 1982-83 年 5-6 月發生於東亞及西太平洋(15-35°N, 100-130°E)之中尺度對流系統(MCS), 將其深對流範圍達 meso β 尺度(20-200 公里)之系統生命期分成五個階段, I) 初生期: 即對流系統或雷雨胞開始出現之時刻; II) 加強期: 對流系統發展至達到 meso β 尺度之時刻; III) 成熟期: 對流系統範圍達最大時刻(a)及對流系統雲頂溫度最低(即強度最強)時刻(b); IV) 減弱期: 對流系統減弱至不達 meso β 尺度之時刻; V) 消散期: 該系統已無顯著對流之時刻。各時間用於分析之衛星雲圖張數如表一所示, 資料尚屬完整, 除 1981 年 5 月外, 其他各月均超過 230 張; 除 0300 GMT 外, 其他各時間均多於 140 張。

MCS 所在位置, 係以其對流範圍之幾何中心為準。以 1°×1° 經緯度網格方塊分析其地理位置及海陸分佈時, 若 MCS 位於網格邊界上, 則併入其西或南之網格內, 因此區此時之 MCS 雲砧多位於主要對流之東北方, 如此處理應屬合理。在分析 MCS 生命期各階段頻率之日夜變化時, 缺失資料(表一)者已做常態化處理(normalize)處理, 使便於比較。

表一 用於分析之各時間 GMS 雲圖資料張數。

年	月	GMT								總計
		00	03	06	09	12	15	18	21	
5月	1981	26	24	26	26	25	26	23	27	203
	1982	30	25	30	30	31	31	31	31	239
	1983	30	29	30	30	29	29	29	30	236
6月	1982	29	26	30	30	30	29	30	30	234
	1983	30	30	30	30	29	30	28	30	237
總計		145	134	146	146	144	145	141	148	1149

三、結 果

(一) 生命期

MCS 生命期各階段間之延時，如表二所示。資料個數隨生命期減少，主要乃因部份 MCS 合併或併入鋒面雲帶內後不可辨認之故。表內將 meso α (200-2000 公里) 與 meso β (20-200 公里) 尺度之 MCS 區分，前者為在生命期內 MCS 有任一階段達 meso α 尺度者，後者僅達 meso β 尺度而未曾達 meso α 尺度者。

不論 5 月或 6 月，初生期(I)至加強期(II)之延時，meso α 均較 meso β 為長，平均分別為 4.5 小時及 1.5 小時。但由加強期發展至成熟期(III)所需之時間，則 meso α 較 meso β 為短。發展至最大範圍之成熟期 (III a)，meso α 僅需 4.9 小時，meso β 則需 6.1 小時。不論 5 月或 6 月之 meso α 及 meso β MCS 由加強期發展至最大範圍之成熟期 (III a) 後，才達到雲頂最低溫度 (III b)。不過平均而言

，由 III a 至 III b meso β 僅需 0.8 小時，而 meso α 則需 1.7 小時。5-6 月生命期 II 至 IV 階段之延時，meso α 及 meso β 系統相近，前者較後者稍長，分別為 14.6 小時及 14.1 小時，略較美國 MCC 平均生命期 16.5 小時為短 (Maddox, 1980)。由初生期至消散期之生命史，meso α 較 meso β 系統為長，分別為 21.7 小時及 17.6 小時。

比較 5 月與 6 月 MCS 各階段間之延時發現，meso α MCS 之各階段延時 6 月均大於 5 月，而 meso β MCS 除由初生期至加強期外亦然。meso α 生命期 II 至 IV 階段之延時，6 月為 15.9 小時，與美國 MCC (meso α) 平均生命期 16.5 小時相近，較 5 月之 13.7 小時為長。圖 1 為 5 月與 6 月 meso α 與 β 尺度 MCS II 至 IV 階段延時之頻率分佈，顯見若以延時 11-15 小時為準，則 6 月延時大於 5 小時小於 11 小時之頻率有相對減少之勢；而大於 15 小時之頻率有相對增加之勢。5 月與 6 月最長均可達到 45 小時左右。

表二 1981 ~ 1983 年 5 ~ 6 月台灣梅雨期東亞及西太平洋之中尺度對流系統 (α -scale : 200 ~ 2000 km, β -scale : 20 ~ 200 km) 生命期各階段之延時。I 為初生期，II 為加強期，III a 為範圍最大之成熟期，III b 為雲頂溫度最低之成熟期，IV 為減弱期，V 為消散期，詳見內文。延時單位為小時，小括號內為個案數

延時 \ 階段	階段		I - II	II - III a	II - III b	II - IV	II - V	I - V
	5 月	α		4.2(65)	4.1(63)	5.4(62)	13.7(60)	15.4(54)
1981 ~ 83	β		2.6(19)	5.4(19)	5.4(19)	13.7(18)	16.1(17)	18.1(17)
6 月	α		6.0(57)	5.9(47)	8.1(47)	15.9(44)	20.5(39)	25.3(39)
1982 ~ 83	β		0.4(18)	6.8(17)	8.4(18)	14.7(15)	15.9(14)	16.3(14)
5 ~ 6 月	α		4.5(122)	4.9(110)	6.6(109)	14.6(104)	17.5(93)	21.7(93)
	β		1.5(37)	6.1(36)	6.9(37)	14.1(33)	16.0(31)	17.6(31)

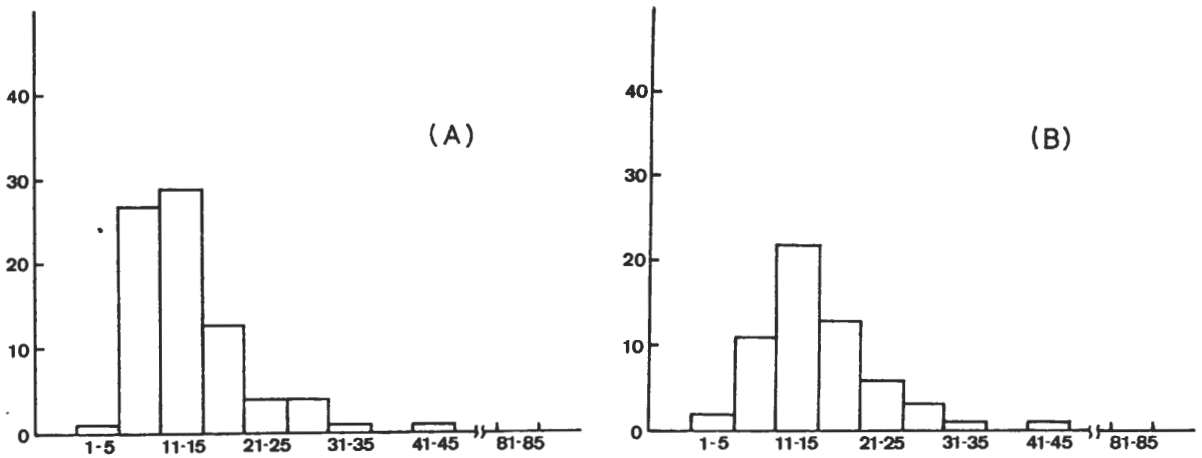


圖 1：(A) 1981—1983 年 5 月及 (B) 1982—1983 年 6 月 meso α 與 β 尺度 MCS 由加強期(II) 至減弱期(IV)之延時頻率分佈。X 軸為延時(小時)，Y 軸為 MCS 次數。

(二) 日夜變化與海陸差異

圖 2 為 MCS 生命期各階段發生時間之頻率分佈日夜變化，發生於海上及陸上者分別示於圖內以便比較。初生期頻率有午後最大值，發生於 0600 GMT (1400 LST)，此主要係由於陸上 MCS 初生期頻率有午後最大值之故，海上則無明顯日夜變化。加強期頻率在陸上由午後 (0600 GMT) 開始增加至入夜 1200—1600 GMT (2000—2400 LST) 達最大，之後減小；在海上則有清晨 2100—0000 GMT (0500—0800 LST) 最大值，其他時刻頻率相對較小。最大範圍之成熟期 (IIIa) 頻率分佈呈雙高峯，一在清晨 0800 LST (0000 GMT)，一在零晨 0200 LST (1800 GMT)。陸上與海上呈明顯負相關，陸上於零晨 0200 LST (1800 GMT) 達最大，午後 1400 LST (0600 GMT) 為最小；海上反是。海上與陸上在清晨 0000 GMT 則均是

相對最大值。雲頂最低溫之成熟期 (IIIb) 頻率分佈亦呈雙高峯，一在清晨 0000 GMT，另一則較 IIIa 成熟期者略早在 1600 GMT (2400 00 LST)。海上與陸上頻率分佈，亦與 IIIa 者相似略呈負相關。減弱期及消散期頻率分佈，陸上差異較小，海上最大頻率發生在 1200 GMT (2000 LST)。

圖 3 為 5 月與 6 月之加強期(II)頻率分佈，顯見 5 月有雙高峯，發生於午夜 2400 LST (1600 GMT) 及清晨 0500—0800 LST (2100—0000 GMT)；而 6 月僅為單高峯發生於入夜 2000 LST (1200 GMT)，此高峯較 5 月之午夜高峯時間早 4 小時。5 月之陸上與海上頻率分佈呈明顯負相關，午夜高峯主要由陸上之 MCS 而來，而清晨高峯則由海上之 MCS 而來。6 月海上頻率日夜變化不大，入夜頻率高峯主要因陸上 MCS 之故。

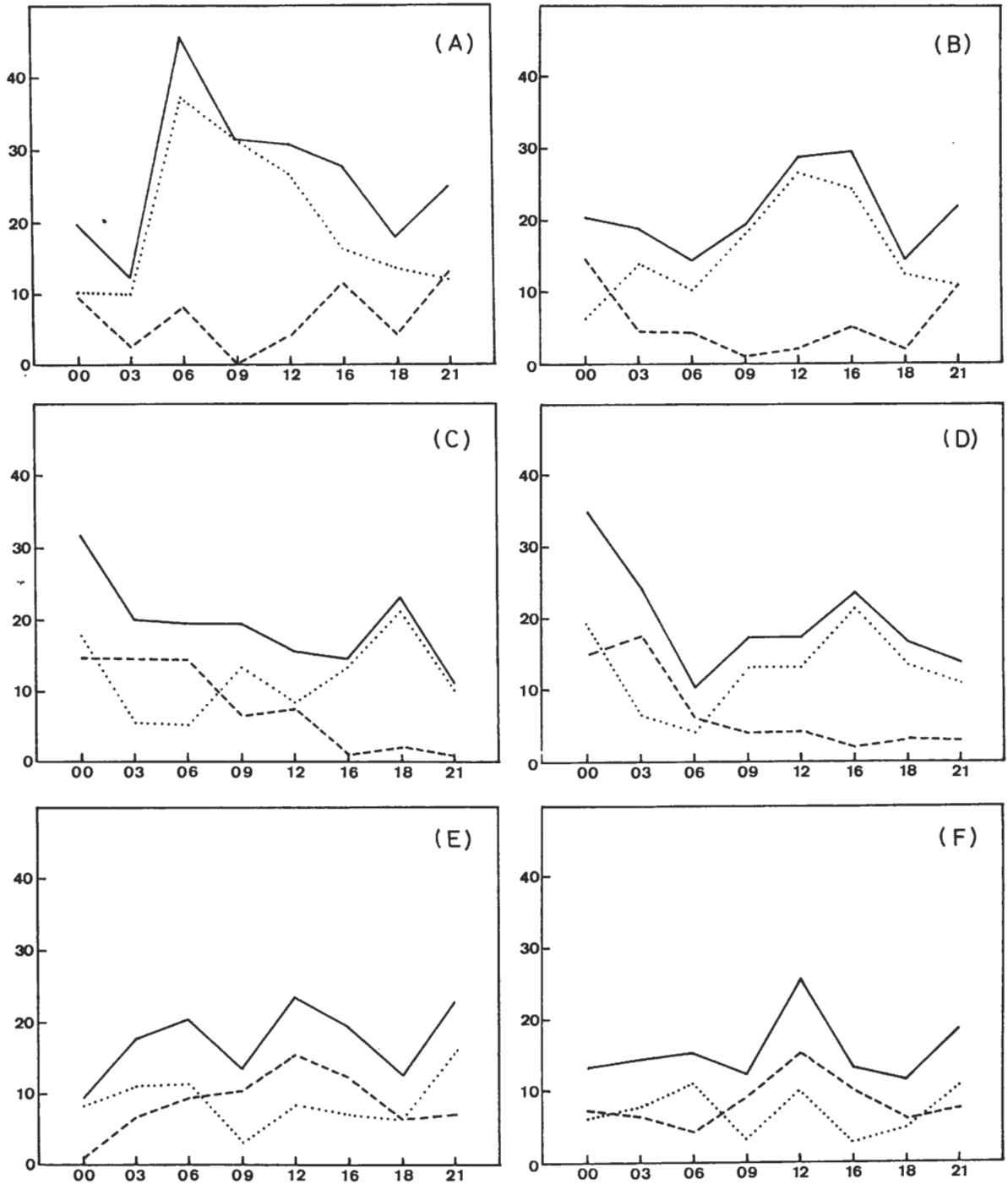


圖 2：1981-1983 年 5-6 月 (1981 年 6 月 缺) 台灣梅雨期東亞及西太平洋區 (100-130°E ; 15-35°N) 之中尺度對流系統各階段之頻率日夜變化。(A) 初生期, (B) 加強期, (C) 成熟期 (最大範圍), (D) 成熟期 (雲頂最低溫), (E) 減弱期, 及 (F) 消散期。部份缺失資料已經常態化調整使易比較。點線為陸上, 虛線為海上, 實線為總數, X 軸為 GMT, Y 軸為頻率。

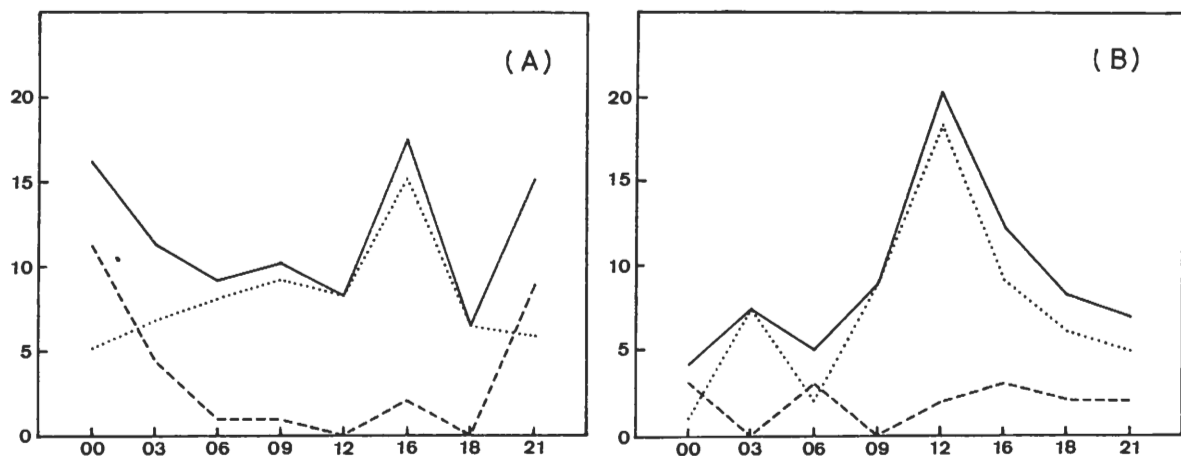


圖 3：同圖 2，但為(A) 1981 - 1983 年 5 月及(B) 1982 - 1983 年 6 月之加強期。

(三) 路徑

各月 MCS 路徑如圖 4 所示，顯見 1982 年梅雨季之對流活動較 1983 年者活躍，該年 5 月及 6 月均有較多之 MCS。不論 5 月或 6 月，MCS 之移動均有一特徵，即在大陸上一般向東南移動，出海後轉向東或東北，但在南海及台灣地區則有向東南或西南移動者。1982 年 5 月及 6 月發生於華南沿海之 MCS，一般均向東北移動，經過 TAMEX 區域。1983 年則 MCS 較少發生於華南沿海，亦較少移經 TAMEX 區。不論 5 月或 6 月，MCS 發生位置愈屬內陸者，移經 TAMEX 區域之機會愈小。

四) 地理分佈

圖 5 為 MCS 生命期各階段發生頻率之地理分佈。初生期之 MCS 發生於陸上者較海上者為多。此期陸上發生頻率，與地形高度(圖 6)略成正相關，在雲貴高原東側、南嶺山脈、嶺南丘陵及東南丘陵之地形較高處有較多初生期之 MCS，而兩湖盆地與鄱陽湖盆地之較低處則較少初生期之 MCS。加強期之後，海上之頻率相對增高，雲貴東側之頻率隨時間漸減，陸上分佈並無明顯特徵。在 1981 - 1983 年所用之 5 個月資料，TAMEX 區之初生期 MCS 有 20 個，加強期 12 個，最大範圍成熟期 20 個，雲頂最低溫成熟期 24 個，減弱期 23 個，消散 20 個。故 5 - 6 月在 TAMEX 區內，各階段 MCS 個數約可預期出現 5 - 10 個。

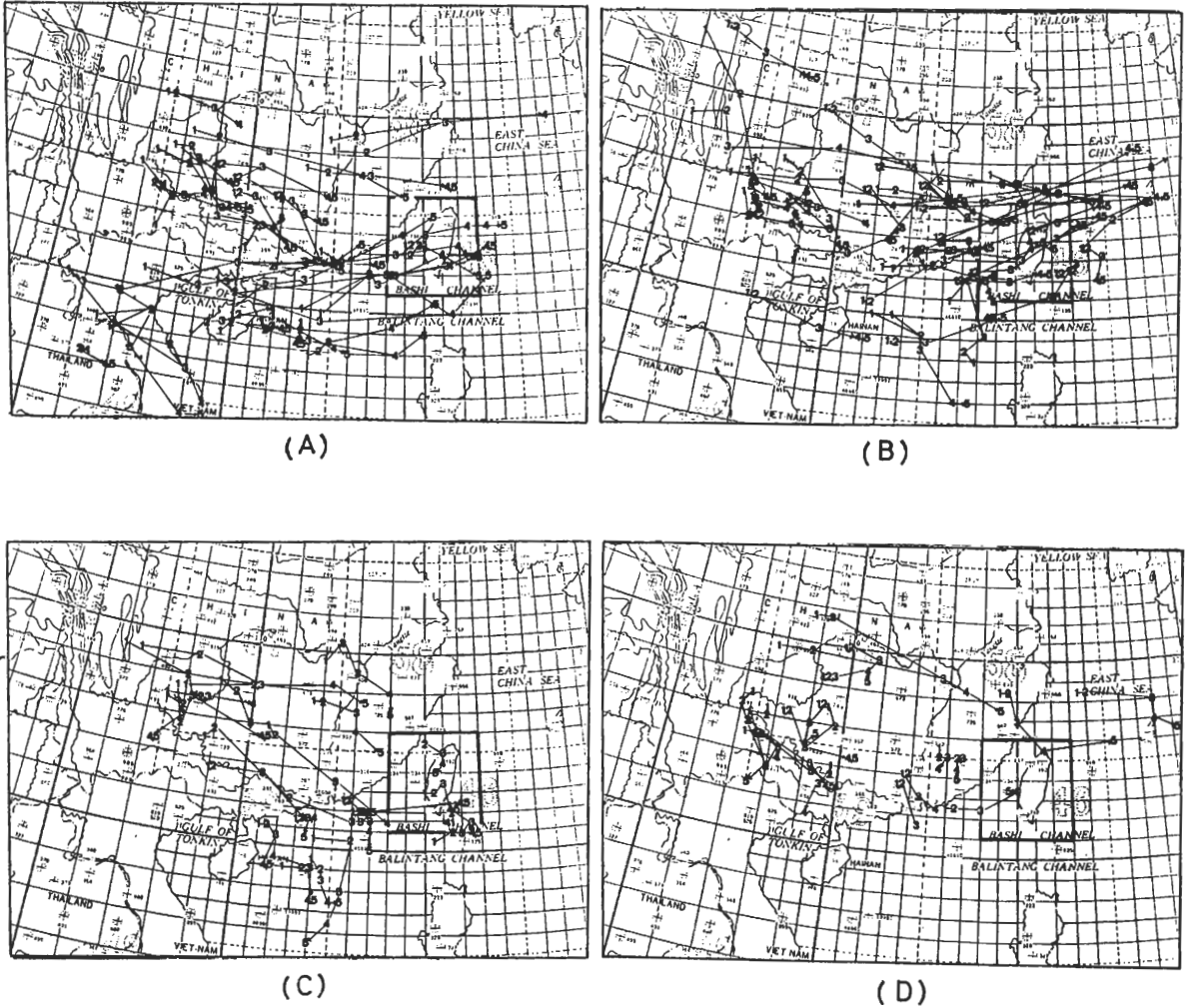


圖 4 : (A) 1982 年 5 月, (B) 1982 年 6 月, (C) 1983 年 5 月, 及 (D) 1983 年 6 月之 MCS 路徑分佈。數字代表生命期各階段: 初生期(1), 加強期(2), 成熟期(最大範圍)(3), 減弱期(4), 及消散期(5)。為使路徑清晰, 省略部份 MCS 個案。粗實線為 TAMEX 實驗區範圍。

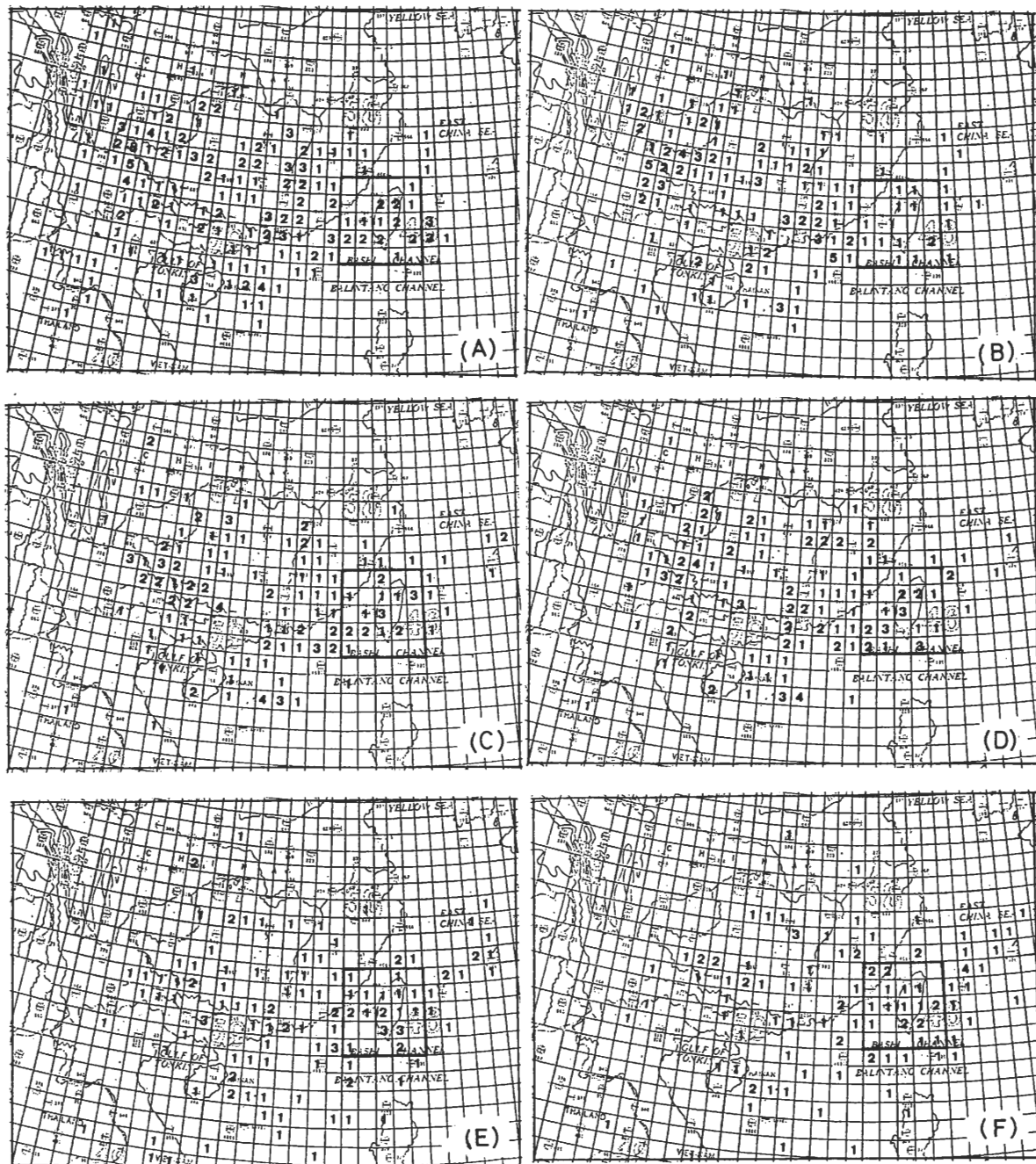


圖5：1981 - 1983年5 - 6月(1981年6月缺)台灣梅雨期東亞及西太平洋區 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 經緯度網格方塊內各階段 MCS 頻率。粗實線為TAMEX實驗區範圍。(A)初生期, (B)加強期, (C)最大範圍之成熟期, (D)雲頂最低溫之成熟期, (E)減弱期, 及(F)消散期。

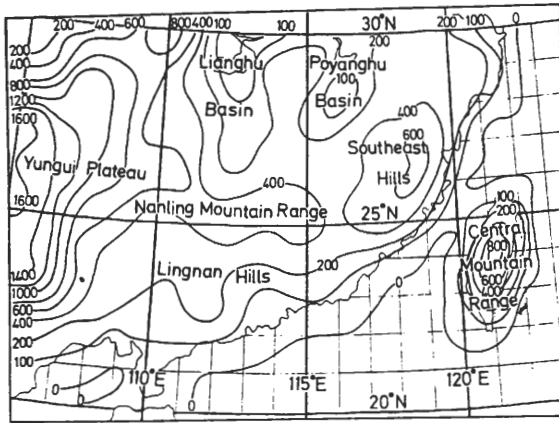


圖 6：以 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 經緯度間距之勻滑地形等高線（公尺）。

四、討論與結語

表二所示滿足 meso α 及 meso β 尺度之生命期，即加強期(II)至減弱期(IV)之延時，分別為 14.6 小時及 14.1 小時。Maddox (1980) 分析美國 1978 年 3—9 月暖季所發生的 43 個 MCC (中尺度對流複合體；Maddox 標準)，發現其延時為 16.5 小時 (滿足 MCC 條件)。Maddox et al. (1982) 以相同條件分析美國 1981 年 3—9 月所發生的 23 個 MCC，發現其延時為 15 小時，而 Rodgers et al. (1983) 分析次年同期 37 個 MCC 之延時為 14.2 小時。本文所分析 1981—1983 年 5—6 月在華南及鄰近地區所發生的 104 個 meso α 尺度 MCS，其延時 14.6 小時約與美國暖季 MCC 平均延時相近，meso β 尺度 MCS 之延時稍短為 14.1 小時。個別 MCS 系統之延時差異甚大，如圖 2 所示可短至 5 小時以內而長至 45 小時。若以初生期至消散期為 MCS 之生命期，則 meso α 及 meso β 系統分別為 21.7 小時及 17.6 小時，而尺度愈大生命期愈長。滿足 meso α 或 meso β 尺度之生命期 (II→IV) 似隨季節之演進而增長，meso α MCS 由 5 月之 13.7 小時增為 6 月之 15.9 小時，meso β MCS

由 5 月之 13.7 小時增為 6 月之 14.7 小時。Chen and Chi (1983) 之春季三個 MCC 個案及紀與陳 (1984) 之梅雨季三個 MCC 個案分析亦有相似結果，其生命期春季三個案分別為 6 小時、9 小時及 12 小時，而梅雨季三個案分別為 7 小時、15 小時及 33 小時。當中緯度大尺度斜壓強迫過程由冬季至夏季逐漸轉弱之際，此種組織性中尺度對流系統生命期之逐漸增長，顯然意味著這種系統之發展與維持係屬熱力驅動。

Maddox (1980) 分析 1978 年美國暖季之 MCC 移動發現，其對流系統之幾何中心約沿 700—500 mb 平均氣流移行。Chen and Chi (1983) 分析春季華南 MCC 移動發現沿 500 mb 或 500—300 mb 平均氣流移行，而紀與陳 (1984) 分析梅雨季之 MCC 則發現，可沿 500 mb 或 500—300 mb 或 850—700 mb 平均氣流移行。顯然個別 MCC 之移動與環境氣流之關係，可能因地區及季節而不同。本文所分析 1982—1983 年 5—6 月之 MCS 路徑發現，在陸上一般向東南移動，出海後轉向東或東北移動，而南海及台灣鄰近有些則向東南或西南移動。MCS 之移動與平均氣流、MCS 之強度及所在緯度間之關係，顯然需要進一步的研究方可確定。

圖 5 與圖 6 所示陸上初生期 MCS 發生頻率，約與地形之高度成正相關，而圖 2 所示陸上初生期 MCS 發生頻率在午後 1400 LST (0600 GMT) 達最大。這種午後對流旺盛發展，顯然可由高地空氣較其環境自由大氣有較大之太陽加熱加以解釋。Reed and Jaffe (1981) 分析西非高地之對流日夜變化亦有相似結果。他們發現對流活動於午後發展最盛，而至夜間時流範圍達到最大。這些對流活動發展成 meso α 或 meso β 尺度之時刻，在陸上以入夜後頻率最高 (1200 GMT=2000 LST)，海上則以清晨 (2100—0000 GMT；0500—0800 LST) 達最高。發展至雲頂最低溫之成熟期時刻，在陸上頻率有雙高峯，一在深夜 2400 LST (1600 GMT)，一在清晨 0800 LST (0000 GMT)；在海上則在上午 1100 LST (0300 GMT) 達最大。

熱帶及副熱帶之降水量、陣雨及雷雨發生頻率均存有顯著之日夜變化，且其振幅與相位具區域性，這些現象均為早已熟知的事實（例如：Atkinson, 1971；Ramage, 1971；Gray and Jacobson, 1977）。Wallace (1975) 將有關解釋這些日夜變化之過程歸成二類，即由熱力過程導致靜力穩定度改變及由熱力過程導致近地層質量輻合改變。另外，Brier and Simpson (1969) 認為氣壓半日週期（即 S_2 振盪）可解釋熱帶降水量之日夜變化。Gray and Jacobson (1977) 研究熱帶地區組織性對流之日夜變化，認為前述三種機制均不足以解釋在熱帶海洋上所廣泛發現的清晨最大對流強度及降水。因此他們提出輻射說，認為中尺度深對流系統與環境無雲區之對流層內輻射冷卻之日夜差異，所導致之低對流層水氣輻合日夜變化，可以解釋清晨最大對流強度。此種假說後經 Fingerhut (1978) 之數值模式模擬，顯示輻射之日夜差異確實可以導致足夠之低對流層輻合日夜變化而導致清晨最強對流。McBride and Gray (1980) 分析西太平洋、西大西洋及 GATE 區域夏季擾動（雲簇、東風波、熱帶氣旋）之質量輻合及垂直運動日夜變化，發現與模式結果相同，而確定輻射強迫作用在熱帶天氣系統之重要性。本文結果海上加強期與成熟期 MCS 發生頻率之清晨最大值（2100—0300 GMT；0500—1100 LST）以及陸上成熟期清晨最大值（0000 GMT；0800 LST），似可為輻射理論提供一組額外之有力證據。陸上加強期及成熟期之入夜至深夜（1200—1600 GMT；2000—2400 LST）最大值，是否亦有像美國 MCC 及雷雨夜間最大值與 LLJ 日夜變化有關，則有待進一步研究方可確知。

本文雖然對於有關 MCS 之結構與動力問題均未涉及，對於 MCS 之發展環境及中尺度激發機制亦未討論，這些問題均屬今後為增進對 MCS 了解及改進豪雨預報之重要研究課題（陳，1986），

但是利用 1981—1983 年 5—6 月之 GMS 衛星雲圖資料，分析 MCS 之氣候特徵，亦有一些重要結果可提供 TAMEX 實驗設計及實地作業之參考，並可增進對 MCS 生成與發展之了解，這些可摘述如下：

1. 梅雨期 MCS 之延時與美國暖季 MCC 之延時相近，約 14—15 小時。MCS 之尺度愈大則其生命期愈長，且生命期亦隨季節之演進而增長，顯示其屬熱力驅動之特性。
2. MCS 之移動除受其環境大氣平均氣流之駛引外，顯然亦視其強度、大小、緯度及不同生命階段而定。MCS 在陸地上一向向東南移動，出海後轉向東或東北移動，南海及台灣地區有些 MCS 則向東南或西南移動。
3. 初生期 MCS 陸上午後之最高頻率，主要顯係由太陽加熱而來，海上則無明顯日夜差異。
4. 海上及陸上之 MCS 加強期頻率分佈均有明顯之日夜變化，陸上在入夜至深夜 2000—2400 LST (1200—1600 GMT) 達最大，海上則在清晨 0500—0800 LST (2100—0000 GMT) 達最大。
5. MCS 成熟期頻率分佈，在陸上有雙高峯，一為深夜 2400 LST (1600 GMT)，另一為清晨 0800 LST (0000 GMT)；在海上則在上午 1100 LST (0300 GMT) 達最大。
6. 海上與陸上 MCS 之加強期及／或成熟期清晨最大頻率，可以雲區與非雲區輻射差異解釋。導致陸上成熟期深夜最高頻率之機制，則需進一步研究方可確定。

誌謝

本文在國科會專案計劃 NSC 75—0202—M 002—06 支持下完成。感謝中央氣象局衛星站提供 GMS 雲圖資料及鄭中惠先生協助部份資料研判與分析。

參考文獻

- 王時鼎、鄭 俠、徐晉淮與丘台光，1985：五、六月間台灣地區暴雨之環境條件。天氣分析與預報研討會論文彙編，中央氣象局，55～72。
- 丘台光與林雨我，1985：利用衛星、雷達資料作台灣地區豪雨預報之初步研究。天氣分析與預報研討會論文彙編，中央氣象局，107～129。
- 丘台光與廖學鎰，1984：華南及鄰近地區中尺度對流系統之研究。大氣科學，11，85～100。
- 丘台光、廖學鎰與洪理強，1982：民國70年5月28日之豪雨個案研究。中範圍天氣系統研討會論文彙編，中央氣象局，233～247。
- 丘台光與劉復誠，1985：民國73年6月3日台灣北部地區豪雨之個案研究。大氣科學，12，93～102。
- 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。
- 陳正改，1979：梅雨鋒面所伴隨之低層噴射氣流和台灣地區豪雨之關係。大氣科學，6，1，29～37。
- 陳泰然，1978：台灣梅雨期之中幅度天氣系統分析。台灣地區災變天氣研討會論文彙編，國科會，150～157。
- 陳泰然，1985：「劇烈區域性豪雨觀測與分析實驗計劃」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，1986：「台灣地區中尺度實驗」(TAMEX)之“實驗設計”。國科會防災科技研究報告75-01號，93頁。
- 陳泰然與吳清吉，1978：台灣五大城市之氣候特性分析。大氣科學，5，2，1～16。
- 陳泰然與紀水上，1978：台灣梅雨鋒面之中幅度結構。大氣科學，5，1，35～47。
- 陳泰然與紀水上，1980：台灣梅雨季之中幅度降水與中幅度低壓研究。大氣科學，7，39～48。
- 陳泰然與蔡清彥，1978：台灣地區梅雨個案之中幅度系統、觀測誤差與平衡 ω 值之分析。台大大氣科學系研究報告Mei-Yu-002，44頁。
- 陳泰然與蒲金標，1985：華南春季低層噴流之形成與台灣北部地區豪雨之個案分析。大氣科學，12，23～32。
- 劉廣英，1982：民國70年5月28日豪雨與中範圍天氣系統之關係。氣象預報與分析，91，1～10。
- Atkinson, G. D., 1971: Forecaster's guide to tropical meteorology, Air Weather Service Tech. Rep. 240 (MAC), U. S. Air Force, 1-1～A2～3。
- Brier, G. W., and J. S. Simpson, 1969: Tropical cloudiness and precipitation related to pressure and tidal variations. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 95, 120-147。
- Chen, G. T. J., 1977: An analysis of moisture structure and rainfall for a Mei-Yu regime in Taiwan. Proc. Natl. Sci. Council., 1, 11, 1-21。
- Chen, G. T. J., 1979: On the moisture budget of a Mei-Yu system in southeastern Asia. Proc. Natl. Sci. Council., 3, 1, 24-32。
- Chen, G. T. J., 1983: Observational aspects of the Mei-Yu phenomena in subtropical China. J. Meteor. Soc. Japan, 61, 306-312。

- Chen, G. T. J., and C. P. Chang, 1980: The structure and vorticity budget of an early summer monsoon trough (Mei-Yu) over southeastern China and Japan. Mon. Wea. Rev., 108, 942-953.
- 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. Wea. Rev., 111, 2269-2274.
- Chen, G. T. J., and S. S. Chi, 1983: Case study of the early spring mesoscale convective complexes over subtropical China. Papers Meteor. Res., 6, 129-142.
- Chen, G. T. J., and S. S. Chi, 1985: Case study of disastrous heavy rainfall in Mei-Yu season over northern Taiwan-28 May 1981 case. Proceedings of the ROC-JAPAN joint seminar on multiple hazards mitigation. Taipei, Taiwan, ROC, 815-839.
- Fingerhut, W. A., 1978: A numerical model of a diurnally varying tropical cloud cluster disturbance. Mon. Wea. Rev. 106, 225-264.
- Gray, W. M., and R. W. Jacobson, 1977: Diurnal variation of deep cumulus convection. Mon. Wea. Rev., 105, 1171-1188.
- Kuo, Y. H., and R. A. Anthes, 1982: Numerical simulation of a Mei-Yu system over southeastern Asia. Papers Meteor. Res., 5, 15-36.
- Maddox, R. A., 1980: Mesoscale convective complexes. Bull. Amer. Meteor. Soc., 61, 1374-1387.
- Maddox, R. A., D. M. Rodgers and K. W. Howard, 1982: Mesoscale convective complexes over the United States during 1981-Annual summary. Mon. Wea. Rev., 110, 1501-1514.
- McBride, J. L., and W. M. Gray, 1980: Mass divergence in tropical weather systems Paper I: Diurnal variation. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 106, 501-516.
- Ramage, C. S., 1971: Monsoon Meteorology. Academic Press, 295 PP.
- Reed, R. J., and K. D. Jaffe, 1981: Diurnal variation of summer convection over West Africa and the tropical eastern Atlantic during 1974 and 1978. Mon. Wea. Rev., 109, 2527-2534.
- Rodgers, D. M., K. W. Howard and E. C. Johnston, 1983: Mesoscale convective complexes over the United States during 1982. Mon. Wea. Rev., 111, 2363-2369.
- Tsay, C. Y., and G. T. J. Chen, 1980: Dynamic processes for vertical motion in a Mei-Yu system. Papers Meteor. Res., 3, 67-77.
- Wallace, J. M., 1975: Diurnal variations in precipitation and thunderstorm frequency over the conterminous United States. Mon. Wea. Rev., 103, 406-419.

Climatological Aspects of the Mesoscale Convective Systems
over Subtropical China and the Western North
Pacific during Mei-Yu Season of 1981-83

George Tai-Jen Chen
Department of Atmospheric Sciences
National Taiwan University

Chien-Wen Wu Shui-Shang Chi
Central Weather Bureau

ABSTRACT

GMS satellite pictures for the Mei-Yu season (May-June) of 1981-83 were used to study the climatological characteristics of the mesoscale convective systems (MCS) over subtropical China and the Western North Pacific. Life cycle of the MCS was divided into five stages. They are initial, intensifying, mature, weakening, and dissipating stages. Diurnal variations, land-sea differences, and geographical distribution of MCS frequencies as well as moving tracks were analyzed for each stage.

Results show that the duration of Mei-Yu MCS's is nearly the same as that of the U.S. MCC's. The duration of MCS is positively correlated to the horizontal scale of MCS and increases as the season moves on. This tends to suggest that the MCS's are thermally driven weather systems. In general, MCS moves southeastward over land and turns towards east or northeast after it moves into the ocean. The early afternoon frequency peak of the initial-stage MCS's over land can be explained by the solar heating. The morning peak frequency for the intensifying-stage and/or mature-stage MCS's over land and the ocean is perhaps due to the radiational difference between the cloud and cloud-free area. The processes responsible for the mid-night peak frequency of mature-stage MCS over land are not clear and need further studies.