

華南低層噴流與中尺度對流系統

環境條件之個案診斷分析

1983年6月~1~3日個案

蒲金標

陳泰然

民航局飛航總台氣象中心

台大大氣科學研究所

摘要

1983年6月1~3日華南地區之低層噴流(Low-Level Jet;LLJ)，不論中尺度對流系統(Mesoscale Convective Systems; MCSs)向低對流層平均氣流之上游或下游發展，皆在成熟階段之對流雲帶東南側增強。本文針對此個案之演變過程進行診斷分析研究，結果顯示，MCSs在華南高指數區西側有顯著的水平穩定梯度內形成和發展，當它移近高指數中心和中對流層較高不穩定區有加強發展之勢，反之則減弱消散。

低對流層有輻合和強氣旋式渦度，500hPa層有正渦度平流，高層有強輻散和分流區為MCS發展和加強之有利條件。高層風場在本個案似為MCS發展和成熟階段對流之高層外流所加強。初生階段的MCS，其500hPa環境為上升運動，發展和成熟階段的MCS，其500hPa之上升速度增加約4倍，其最大上升速度出現高度提升至300hPa層。減弱階段的MCS，其上升速度約為發展和成熟階段之減半。消散階段之MCS，其環境為弱上升運動或下降氣流。

LLJ乃MCS成熟前環境內之現象，當MCS發展成熟後至減弱消散期間，在對流東南側之LLJ有顯著增強之現象。長江下游區和台灣地區由於強盛之LLJ帶來暖濕氣流，總指數驟增，產生有利於發展深對流之環境，造成1983年6月1日江西和浙江與1983年6月3日台灣地區暴雨之發生。

一、前言

我國華南地區梅雨季節以及日本地區初夏Baiu季節常有暴雨現象發生，24小時雨量常超過100 mm (Ramage, 1971; Chen, 1983; Tao and Chen, 1987)。觀測研究 (Matsumoto, 1972; Akiyama, 1973 a; b; Ninomiya and Akiyama, 1974; 陳與紀,1978;陳,1979; Tao and Chen, 1987, Chen and Yu, 1988)和數值模擬實驗 (Ninomiya, 1980; Ninomiya and Tatsumi, 1980; Kuo and Anthes, 1982; Chou et al.,1990)結果得知，梅雨期間造成劇烈降水之對流系統與低對流層鋒面南側出現低層噴流有密切的關係。美國中西部大平原南風或西南風低層噴流主要發生於春夏季，低層噴流從墨西哥灣快速輸送暖濕氣流至對流不穩定區

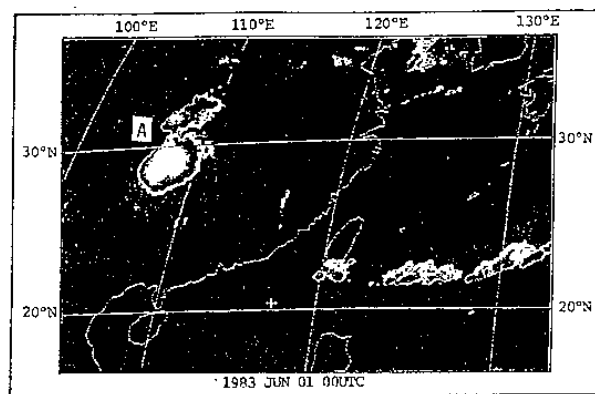
域而產生激烈暴雨，低層噴流在暴雨中亦扮演重要角色 (Means, 1952; 1954; Beebe and Bates, 1955; Bonner, 1966; Newton, 1967; Maddox, 1983)。

美國大平原地區低層噴流之形成，在過去多年曾有廣泛的研究，對其綜觀氣候特徵、結構及成因有較多之了解 (Newton, 1966; Wexler, 1961; Blackadar, 1957; Lettau, 1967; Uccellini and Johnson, 1979)。日本於1968-1972年梅雨期間在九州地區和其附近海域有過多次激烈暴雨研究計畫之實驗，其中主要發現之一為在梅雨鋒面近700hPa沿著暴雨帶常伴隨有一很強的非地轉低層噴流。有些學者認為日本地區非地轉低層噴流形成之可能機制係由積雲對流引起水平動量向下傳送之結果(Matsumoto and

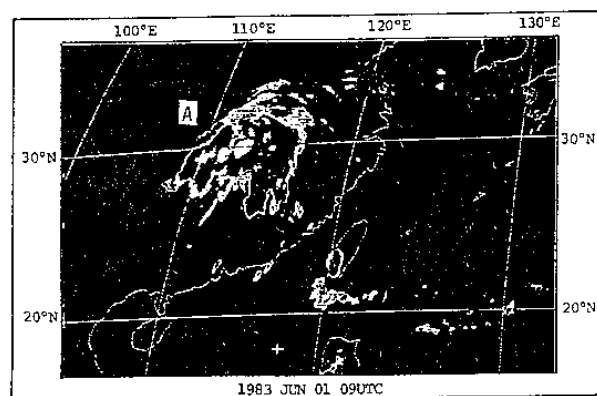
Ninomiya, 1967; Matsumoto et al., 1971; Matsumoto, 1972;1973; Akiyama, 1973 b; Ninomiya and Akiyama, 1974)。Chen and Yu (1988)研究顯示豪雨區域積雲對流可調勻垂直風場，減少垂直風切破壞低層噴流，致使低層噴流消失或迫使低層噴流南移。Chou et al (1990) 研究顯示對流潛熱釋放導致之熱力直接環流，可為形成低層噴流之一種機制。Tao and Ding(1981)指出低層噴流之形成和發展，部分受西藏高原影響而加強。目前被認為是華南地區和日本地區低層噴流形成之可能機制，包括：(1)對流動量傳送（例如，Akiyama, 1973b; Matsumoto, 1972; Matsumoto et. al., 1971; Ninomiya and Akiyama, 1974)；(2)對流潛熱釋放導引中尺度次環流低支向北科氏加速(Chen, 1982; Chou et al., 1990; Chen and Yu, 1988)；(3)透過東海高壓迅速移動使氣壓梯度增加；(4)四川低壓和雲貴低壓的生成與太平洋高壓脊西伸，透過地轉反應使西南風增強之綜觀強迫（陳與蒲，1985; 蒲與陳,1986)。

1983年6月1-2日江西省北部和浙江省西部豪雨，6月3日台灣中南部豪雨造成災害，造成山崩、公路坍方以及20人死亡和失蹤等嚴重災害，嘉義和台南一帶甚至出現龍捲風。蒲與陳（1988）曾針對此次江西北部和浙江西部以及台灣中南部豪雨個案做初步綜觀天氣分析，6月1日000UTC~2日1200UTC華南地區受青藏高原東南側四川低壓的影響，低層西南風盛行，如圖1所示，MCS-A首先在低壓暖區形成。隨後低壓向東北轉東移且逐漸加深，低層噴流也由形成而加強，MCS-A隨著低壓在低層噴流前端或出區左側發展，並沿著鋒面區有新生MCS- B和C，形成一東北東往西南西排列之對流雲簇，分別由低對流層平均氣流之上游往下游逐次發展。當此帶狀對流系統發展成熟至消散期間，其東南側之低層噴流增強，在6月2日1200UTC以後至6月3日0000UTC~1200UTC期間，MCS-A, B和C消散後，華南沿海地區又形成新的MCS-E, F, G和H（圖2），排列成西南西往東北東走向之對流雲簇，分別由低對流層平均氣流之上游往下游逐次發展。此期間低層噴流移到華南沿海，台灣與東海地區，首先減弱，但復於新對流雲帶（MCS-E,F,G,和H）發展成

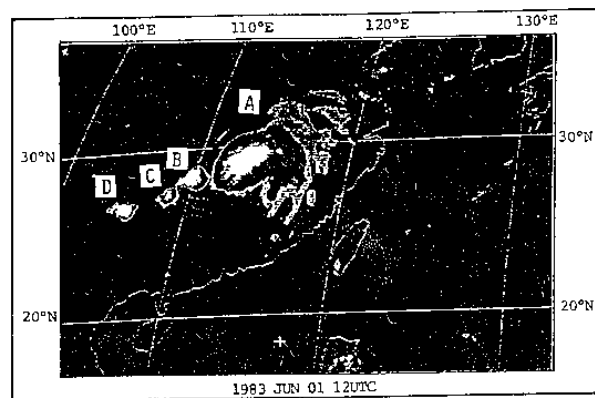
熟之後再度於其東南增強。以上這些中尺度對流雲系與700hPa LLJ之分布如圖3所示。



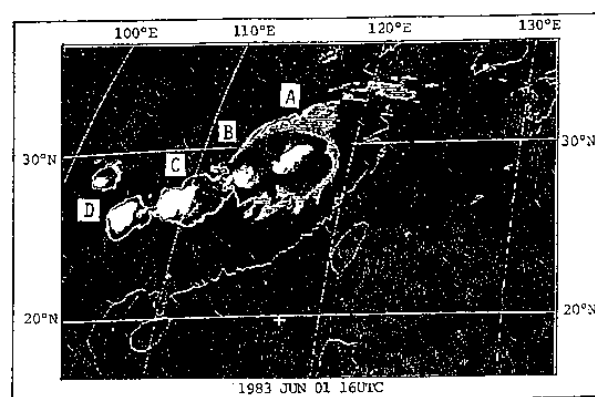
(a)



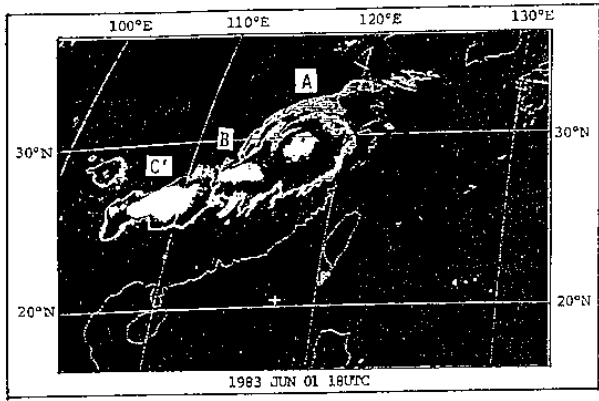
(b)



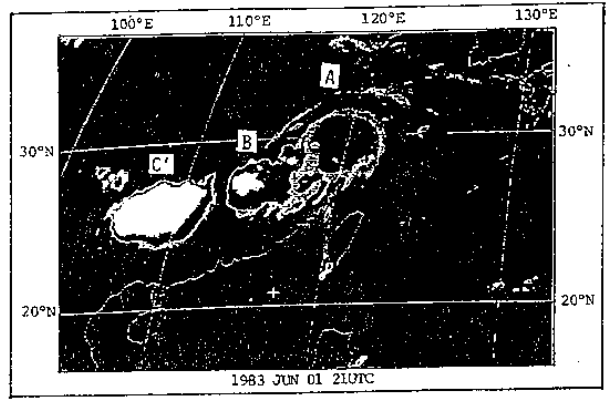
(c)



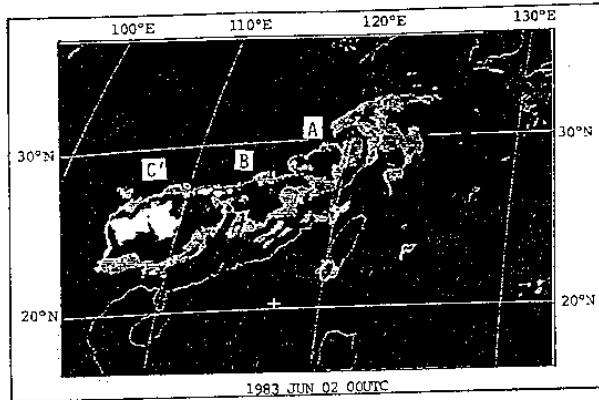
(d)



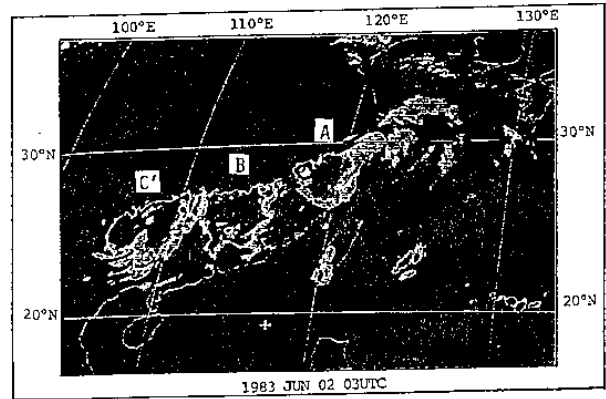
(e)



(f)

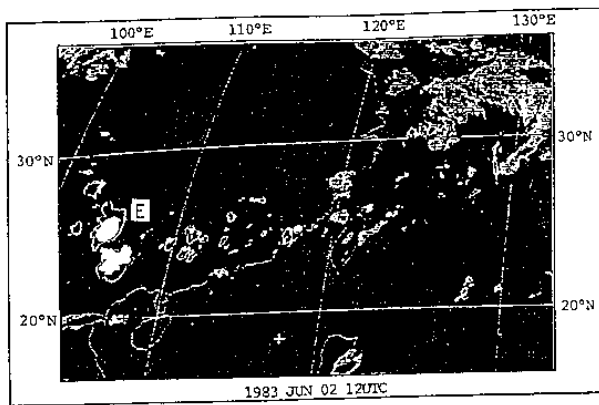


(g)

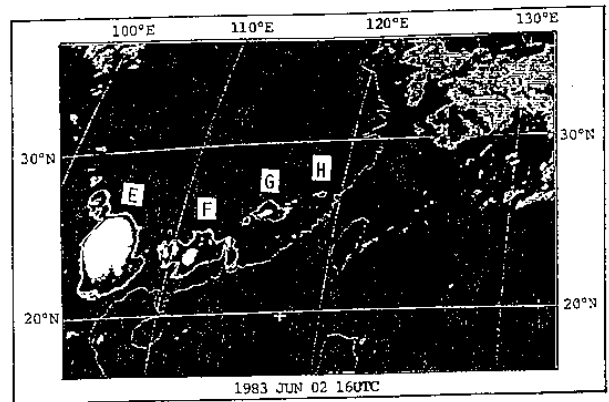


(h)

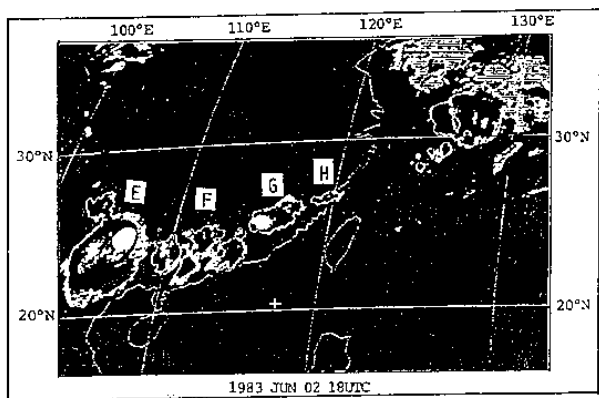
圖1 1983 年6月 (a)1 日 0000 UTC (b)1 日 0900 UTC (c)1 日 1200 UTC
 (d)1 日 1600 UTC (e)1 日 1800 UTC (f)1 日 2100 UTC (g)2 日 0000 UTC
 (h)2 日 0300 UTC 紅外線色調強化衛星雲圖



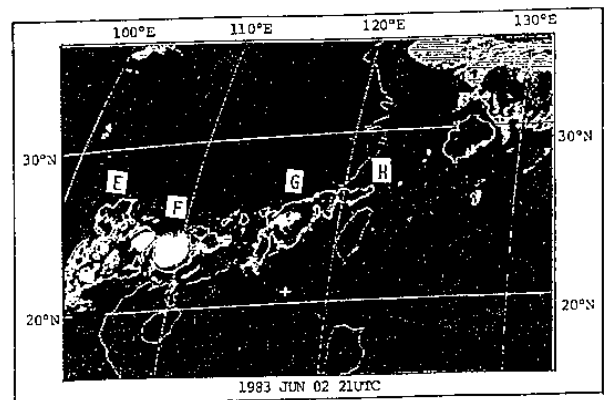
(a)



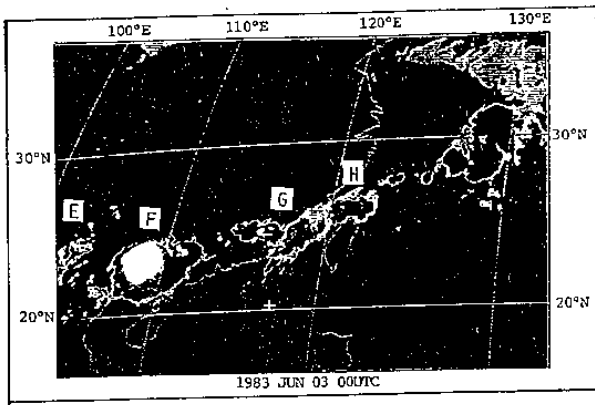
(b)



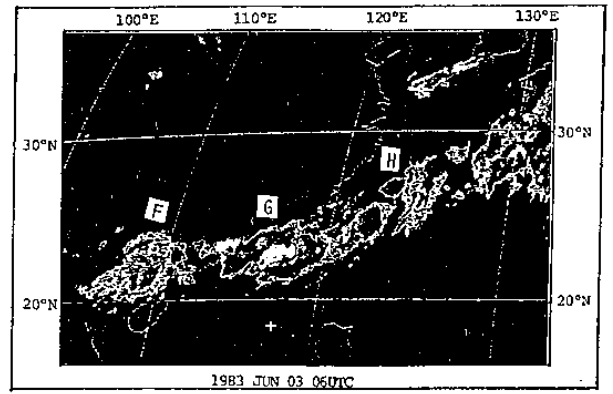
(c)



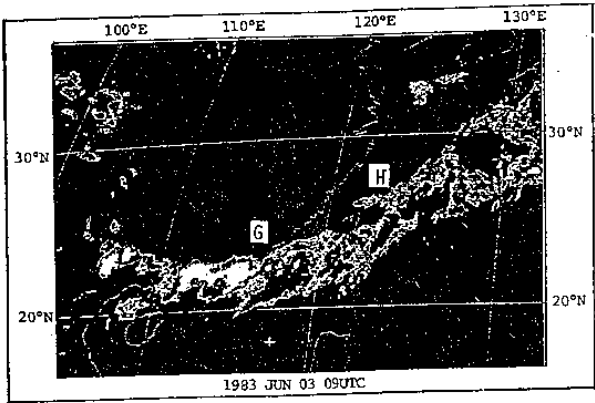
(d)



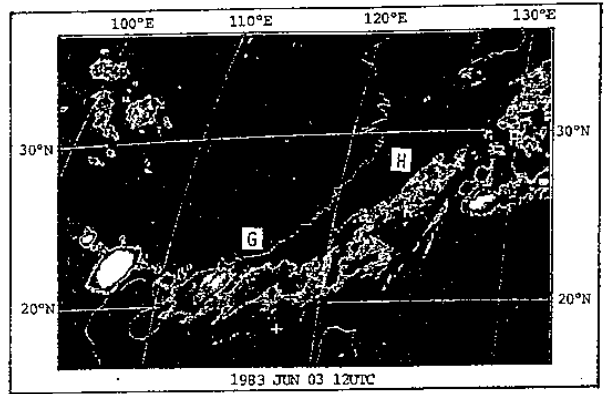
(e)



(f)

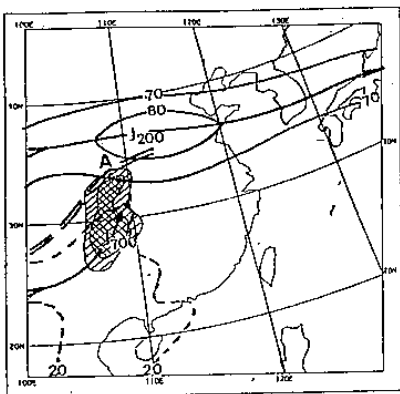


(g)

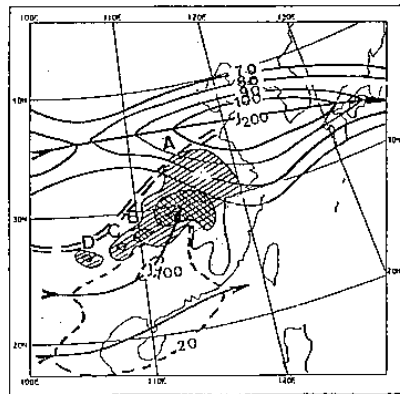


(h)

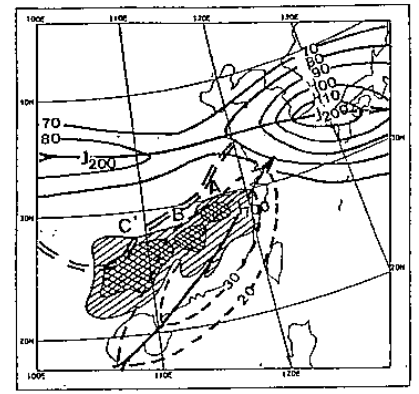
圖2 1983年6月(a)2日1200UTC (b)2日1600UTC (c)2日1800UTC
 (d)2日2100UTC (e)3日0000UTC (f)3日0600UTC (g)3日0900UTC
 (h)3日1200UTC 紅外線色調強化衛星雲圖



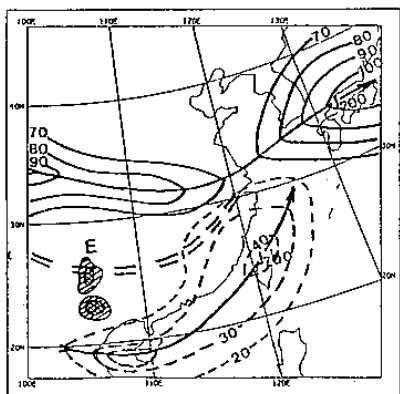
(a)



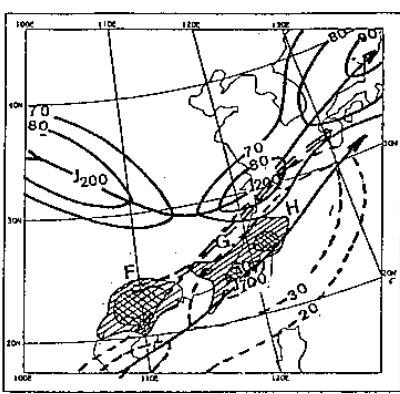
(b)



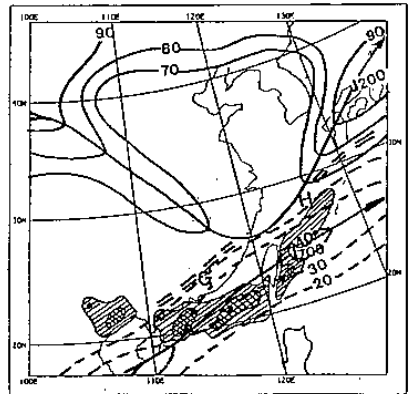
(c)



(d)



(e)



(f)

圖3 1983年6月(a)1日0000 UTC (b)1日1200 UTC
 (c)2日0000 UTC (d)2日1200 UTC
 (e)3日0000 UTC (f)3日1200 UTC

中尺度對流系統與高低噴流和700 hPa 水平風切線之分布。

粗實線代表200 hPa 等風速線(>70kt)，粗虛線代表700 hPa 等風速線(>20kt)，
 雙段線代表700 hPa 之水平風切線。單斜線代表雲頂溫度 < -32 °C，雙斜線代表
 雲頂溫度 < -52 °C

本個案以MCS雲頂溫度 ≤ -52 °C 之面積大小，劃分其生命史為初生期（剛形成時，<50000平方公里），發展期（50000~100000平方公里），成熟期（≥100000平方公里）和消散期（減弱後，<50000平方公里）。雲頂溫度 ≤ -52 °C 之最大面積大於140,000平方公里者計有MCS-A, C, E和 G，其生命期除了MCS-E之外，皆達12小時以上。其中MCS-A雲頂溫度 ≤ -52 °C 之最大面積達196,000平方公里，生命期達22小時之久，比1981年5月28日導致桃竹地區豪雨之中尺度對流系統MCC I之最大面積112,772平方公里，生命期6小時（紀，1987）為大，亦比美國1978年年平均中尺度對流系統最大面積139,000平方公里(Maddox, 1980)為大。顯見本個案MCSs發展相當完整，實為研究低層噴流與積雲對流的絕佳機會。本文目的即在利用此個案，探討導致豪雨之對流雲系和低層噴流之形成、移動與發展過程並分析對流系統對環境之可能影響。

二、資料與分析過程

所使用之傳統資料包括，中央氣象局資料庫所存原始電碼資料、民用航空局所收存高空觀測資料以及美國國家大氣研究中心（NCAR）已解碼之各標準層之氣壓、高度、溫度，露點溫度和風場等探空資料。採用中央氣象局所接收之日本氣象廳GMS-2紅外線衛星雲圖照片，分析對流雲系之發展及移動過程。本文所謂中尺度對流系統係採用Augustine and Howard(1988)修訂Maddox(1980)之中尺度對流系統之標準。兩者最大不同，後者以雲頂溫度 ≤ -32 °C 和 ≤ -52 °C 兩條件作為量度對流系統之面積、生命史和形狀之標準；前者僅以雲頂溫度 ≤ -52 °C 作為標準，而雲頂溫度 ≤ -52 °C 之區域(McAnelly and Cotton, 1985)，且-52 °C 用來描述個別中尺度對流系統較佳，其定義如下：

1. 大小：IR溫度 ≤ -52 °C 之連續雲區必須 ≥ 50,000Km²。
2. 開始：開始滿足其大小條件時。
3. 延時：滿足其大小條件之時間 ≥ 6小時。
4. 最大範圍：≤ -52 °C 雲區範圍達最大。
5. 形狀：最大範圍之短軸與長軸比 ≥ 0.7。
6. 結束：其大小條件不再滿足。

本文所謂低層噴流係指低對流層以下低對流層之西南風風速在垂直及水平方向存在相對最大值，且有大於10m/s的強風軸，並以850 hPa和700 hPa天氣圖之低層噴流為主要依據。

本文以95.25公里之網格間距，計算15° ~ 42° N;100° ~ 130° E為範圍內之穩定指數（總指數）和垂直相當位溫梯度等熱力參數以及渦度、輻散度和垂直速度等運動參數。同時採用Cressman(1959)客觀分析法，將十個定壓層之探空觀測資料解析至15° ~ 42° N;100° ~ 130° E之研究範圍內35X35特定網格點上，並將不均勻探空站之資料內插至經度乘緯度之網格系統上。探空站之平均間距約250公里，經內插手續後仍可保持原有資料之特性。在經過4次的逐步修正，第一次猜測值設為0，四次修正的有效影響半徑分別是10° ,5° ,3° ,1° 緯度。垂直速度(ω)的計算係利用運動學法積分輻散度求得，再經O'Brien(1970)方法修正，本文並考慮地形對地面風場之舉升作用，及Ekman摩擦效應，做為下邊界條件。

本文所分析之總指數(Total Index; TI)

TI=T850+Td850-2 × T500；式中 T850,T500分別為850,500 hPa之溫度(°C),Td850為850 hPa露點溫度(°C)。垂直相當位溫梯度(° k/100 hPa)；Gr= $\frac{g}{\rho} \frac{\partial \theta}{\partial p}$ ，Gr正值為對流（潛在）不穩定，負值為穩定，等於0為中性穩定

三、結果

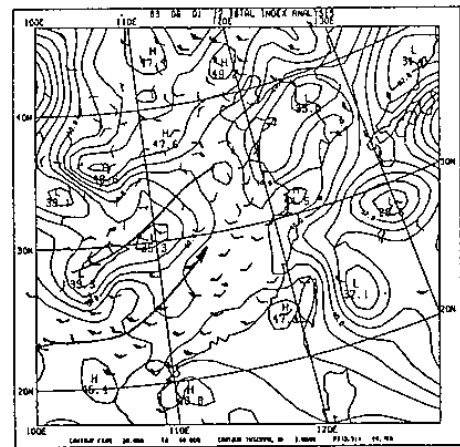
(一) 穩定度

1. 總指數

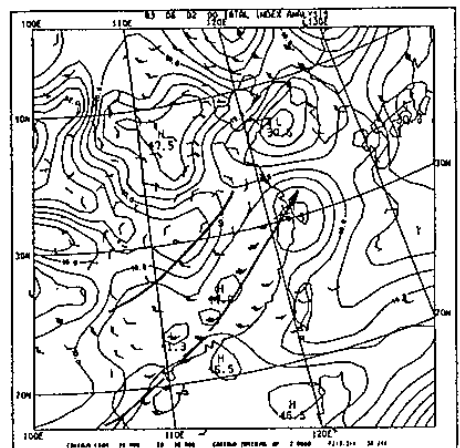
圖4為1983年6月1~3日總指數(Total Index; TI)和700hPa風場之分布。TI越大表示中低對流層越不穩定。1日0000UTC(圖未示), 華南高指數區(TI ≥ 40)位於700hPa之槽前, 並與700hPa的風場為西南風一致, 顯示在西南暖平流之影響下, 水氣平流而導致高指數形成和不穩定度增加之勢。MCS-A位在700hPa之低層噴流(LLJ)前端和高指數區西側, 此時MCS-A尚在發展期, LLJ在雲貴高原, 其最大風速已達30kt, 顯示LLJ乃MCS成熟期前環境內之現象。隨後MCS-A朝向湖南高指數中心(43.1)移動, 於1日0300UTC加強達成熟期(144,000平方公里), 1日0900UTC在湖南高指數中心附近再加強達最大範圍(196000平方公里), 顯示對流系統移向高指數中心有增強之勢。1日1200UTC(圖4a), 高指數區向東移, 仍與700hPa的風場為西南風一致, 高指數區內大部分有暖平流。高指數中心區最大值在長江口增強, 長江口總指數由12小時前的29.2驟增為44.5。仍維持成熟階段之MCS-A(160,000平方公里)移入高指數區內, 且仍位於LLJ之前端。初生階段的MCS-B,C和D位在高指數區西南側和顯著的穩定梯度內, 也即在槽前與LLJ間, 與MCS-A排列成東北東~西南西走向之對流雲系, 隨後它們由700hPa之平均氣流下游往上游較高指數區逐次發展。MCS-B,C和D南側之LLJ在廣西桂林最大風速達45kt, 仍顯示LLJ乃MCS成熟期前環境內之現象。

2日0000UTC(圖4b), 高指數區往東南移, 中心最大值在長江口繼續增強。在1日1200UTC至2日0000UTC期間造成江西景德鎮和南昌以及浙江衢州豪雨之MCS-A和B, 於2日0000UTC分別進入消散和減弱階段。位在MCS-A和B東南側之LLJ, 在浙江衢州最大風速增強至44kt, 顯示MCS發展成熟後至減弱消散期間, 在對流東南側之LLJ有顯著增強現象。高指數中心最大值增高主要可能乃因強低層噴流帶來暖濕平流之故。MCS-C移入廣西高指數中心(41.3)附近加強達最大成熟期(182000平方公

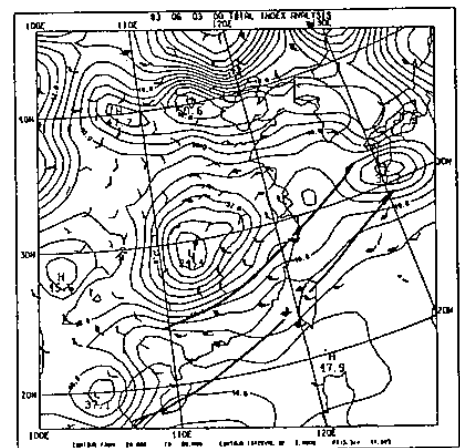
里)。2日1200UTC(圖未示), 高指數區繼續向東南移至東海, 台灣和南海一帶, MCS-A,B和C雖然在高指數區消散, 但高指數區仍有利於未來MCS發展之環境。LLJ最大風速在台灣北部高指數中心



(a)



(b)



(c)

圖4 1983 6 月 (a)1 日 1200 UTC
(b)2 日 0000 UTC (c)3 日 0000 UTC
總指數及700 hPa 風場之分布, 箭矢代表700 hPa
之噴流, 粗實線代表700 hPa 槽線

(48.4)增強達49kt。由於LLJ之增強，使台灣北部由前十二小時前指數40.0驟增為48.4，顯然台灣地區已有利於發展深對流之環境，它與12小時後豪雨之發生有密切關係。2日1200UTC~2100UTC期間，初生和發展階段之MCS-F,G和H位在槽前和LLJ間，由低層平均氣流上游往下游之高指數中心逐次發展並排列成西南西~東北東走向之對流雲系。LLJ位在MCSs之南側，再度顯示LLJ乃MCS成熟前環境內之現象。

3日0000UTC(圖4C)，成熟階段之MCS-F位在較高指數區內，發展階段之MCS-G和初生階段之MCS-H位在槽前和LLJ間之顯著指數梯度內。LLJ位在MCS-G和H之南側，於馬公最大風速達46kt。顯見台灣地區仍為強暖平流影響，有不穩定大氣以提供MCS-G和H發展。隨後MCS-G和H導致台灣地區6月3日的豪雨，二十四小時雨量超過170.0mm者計有嘉義、日月潭、恆春、大武、玉山以及阿里山，阿里山更高達458.0mm。3日1200UTC(圖未示)，低指數中心(24.8)移至江西，台灣及巴士海峽總指數降低2.0~4.0，MCS-G和H在較為穩定之大氣內逐漸消散。LLJ位在消散階段MCS-H之東南側，其最大風速在宮古島增強達49kt。

綜合上述，華南地區在低層西南暖平流影響下，形成高指數區，不穩定度增加，MCSs皆在槽前和LLJ間或LLJ前端，也即在高指數區西側顯著的水平穩定梯度內初生和發展。當MCSs移近高指數中心有加強發展之勢，而移入較低指數區內則減弱消散。排列成東北東~西南西走向之MCS-A,B和C'由低層平均氣流下游往上游之較高指數區逐次消長；排列成西南西走向之MCS-E,F,G和H卻由低層平均氣流上游往下游之較高指數區逐次發展，LLJ乃MCS成熟前環境內之現象；而MCS發展成熟後至減弱消散期間，在對流東南側之LLJ帶來暖濕氣流，總指數驟增，產生有利於發展深對流之環境，造成6月1日江西和浙江豪雨與6月3日台灣地區之豪雨發生。

2. 垂直相當位溫梯度

總指數表示850~500hPa兩層間之不穩定情形，為了解中、低對流層之不穩定與LLJ和MCS等配

置情形，本節分別計算低對流層(850~700hPa)和中對流層(700~500hPa)之垂直相當位溫梯度($^{\circ}\text{K}/100\text{hPa}$)，正值為對流不穩定，負值為穩定，而0則為中性穩定。

(1) 低對流層(850~700hPa)

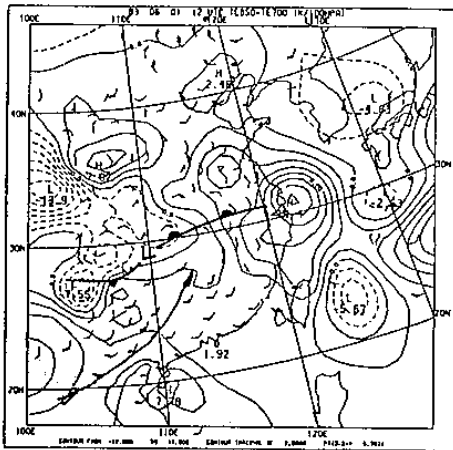
1日0000UTC低對流層垂直相當位溫梯度分布(圖未示)，華南地區低對流層不穩定區與850hPa的風場為西南風大部分一致，顯示西南暖平流致使低對流層產生不穩定度。MCS-A介於穩定區與不穩定區間，顯示MCS在發展期，其低對流層為微弱不穩定度或微弱穩定度。1日1200UTC(圖5a)，最大不穩定中心(14.4)移至長江口，中心最大值增加，顯見長江下游低對流層為有利於MCS發展之強不穩定環境。成熟階段的MCS-A仍介於穩定區與不穩定區間，但係位於12小時前最大不穩定中心附近，顯示MCS有移向低對流層之不穩定度。初生階段的MCS-B,C和D位於850hPa冷鋒前，同時也介於穩定區和不穩定區間。

2日0000UTC(圖5b)，長江口不穩定中心(7.43)之最大值減弱，另外兩穩定中心分別位於江西九江(-2.30)和湖南衡陽(-2.30)，減弱階段之MCS-A和B受此兩穩定中心移進而減弱消散。成熟階段的MCS-C'也介於穩定區和不穩定區間。2日1200UTC(圖未示)，長江口低對流層轉為穩定區，消散階段的MCS-A,B和C'亦位在微弱不穩定區。台灣地區由十二小時前微弱不穩定區轉為強不穩定區，顯示台灣地區為有利於深對流發展之環境。

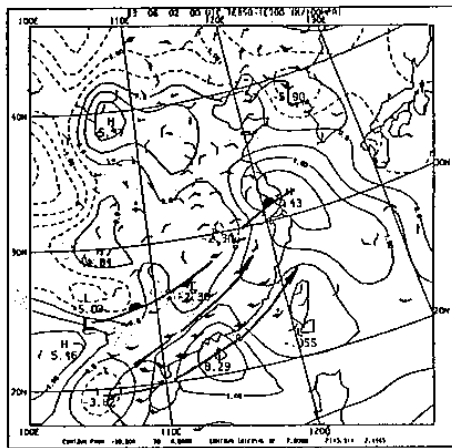
3日0000UTC(圖5c)，長江口低壓區和華南冷鋒後皆為強穩定區，範圍亦增大，至與850 hPa的風場為北風和東北風一致，顯示冷鋒後冷平流增強。成熟階段的MCS-F、發展階段的MCS-G和初生階段的MCS-H皆位在冷鋒前弱不穩定區。3日1200UTC(圖未示)，強不穩定區位在宮古島附近，消散階段的MCS-F,G和H位在冷鋒前弱不穩定區，隨後數小時新的MCSs在宮古島附近之強不穩定區發展。

由以上分析，西南暖平流致使華南地區低對流層產生強不穩定區，冷平流產生冷鋒後之強穩定區。MCSs無論在初生、發展、成熟、減弱和消散等

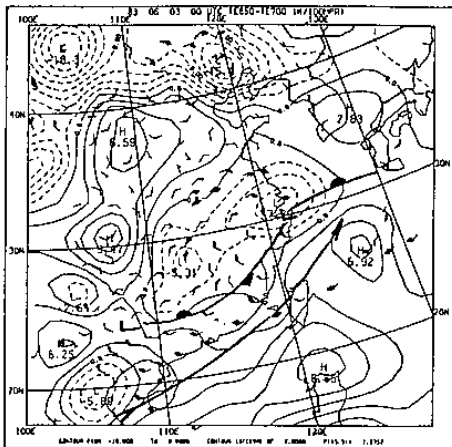
生命期皆介於低對流層弱穩定區與弱不穩定區間，顯示MCS在釋放低對流層之不穩定度。MCS有移向低對流層之強不穩定區而加強之勢。



(a)



(b)



(c)

圖5 1983 6 月 (a)1 日 1200 UTC
(b)2 日 0000 UTC (c)3 日 0000 UTC
850~700 hPa 之垂直相當位溫梯度(° K/100 hPa)
分布, 箭矢代表850 hPa 之噴流

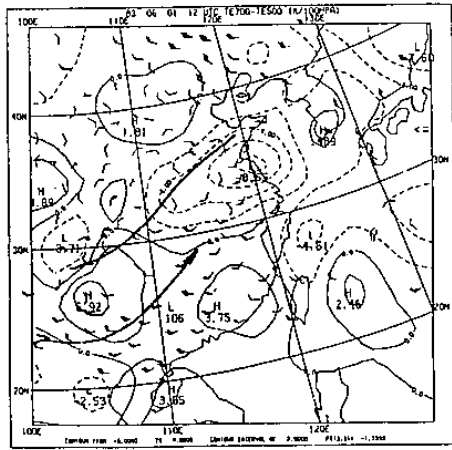
(2)中對流層(700~500hPa)

1日 0000UTC中對流層垂直相當位溫梯度分布(圖未示), 華南中對流層不穩定區與700hPa的風場為西南風大部分一致。槽前南端之貴州有強不穩定中心(4.10), 發展階段的MCS-A位於該中心東北之不穩定區, MCS-A之環境, 其低對流層介於弱穩定區與弱不穩定區間, 中對流層則為較強不穩定區, 同一時間長江中、下游低對流層為強不穩定, 中對流層為強穩定, 顯示長江中、下游強不穩定層僅限於低對流層。1日 1200UTC(圖6a), 華南不穩定區仍與700hPa的風場為強西南風一致, 槽前南端與LLJ間之貴州仍有強不穩定中心(5.92), 強度增強。成熟階段的MCS-A位在700hPa平均氣流下游之弱不穩定區, 初生階段的MCS-B,C和D朝向700hPa平均氣流上游之強不穩定中心, 隨後逐次發展。

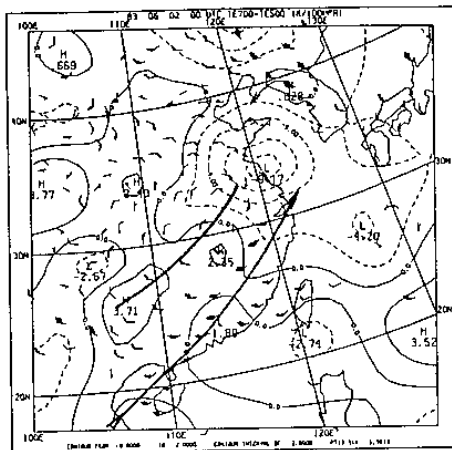
2日 000UTC(圖6b), 減弱階段的MCS-A和B與成熟階段的MCS-C'分別位於700hPa平均氣流下游較弱不穩定區與上游較強不穩定區, 顯示MCS有朝向中對流層較強不穩定區逐次發展之勢。2日 1200UTC(圖未示), 東南不穩定區由中南半島北部向東北東伸展至長江口, 平均氣流之上游不穩定反比下游為弱。消散階段的MCS-A,B和C'位在弱不穩定區, 初生的MCS-E位在平均氣流上游弱不穩定區。

3日 0000UTC(圖6c)和3日 1200UTC(圖未示), 平均氣流之下游不穩定區均比上游為強, MCS-E,F,G和H均由上游往下游較強不穩定區逐次發展加強。

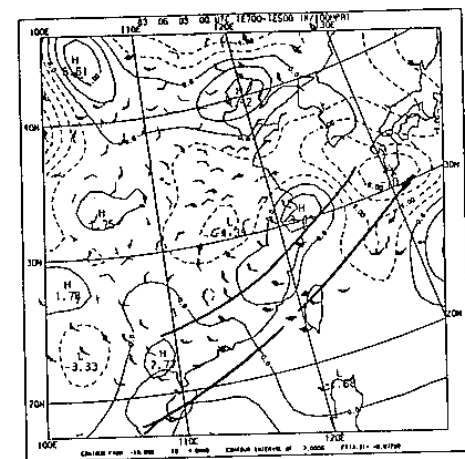
由以上分析, 對流雲系初生之前, 環境為低對流層有強不穩定區, 中對流層有強穩定區。待對流雲系於初生、發展、成熟和減弱階段, 環境為低對流層有弱不穩定區, 中對流層有轉強不穩定區。MCS-A,B和C'之範圍和強度依序由700hPa平均氣流下游往上游之中對流層(700~500hPa)較為不穩定區逐次發展。MCS-E,F,G和H則由上游往下游之較為不穩定區逐次發展。顯示無論MCSs朝向低對流層平均氣流之上游或下游發展, 皆與其上游或下游之中對流層較高不穩定度有密切相關。



(a)



(b)



(c)

圖6 同圖5，但為700~500 hPa，箭矢代表700 hPa之噴流

(二) 渦度

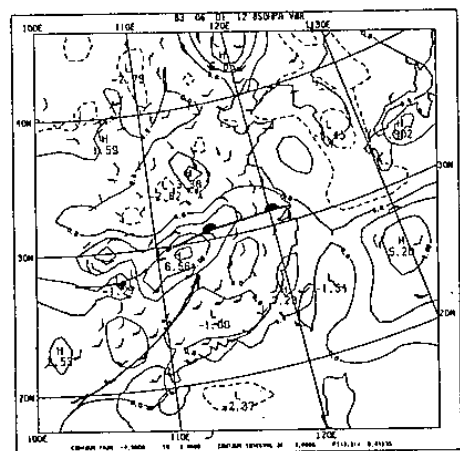
圖7和圖8分別為6月1~3日850hPa和500hPa之渦度分布。1日0000UTC(圖未示)，850hPa之強氣旋式渦度區伴隨850hPa之低壓和鋒面帶。500hPa

之強正渦度區位於槽區。MCS-A位於850hPa之強氣旋式渦度區東側和500hPa之正渦度區。顯示低對流層強氣旋式渦度和500hPa正渦度平流提供有利MCS發展之環境。1日1200UTC(圖7a和圖8a)，成熟階段的MCS-A隨850hPa之強氣旋式渦度區和500hPa之強正渦度區東移，其中500hPa之最大正渦度平流增強。初生階段的MCS-B、C和D位於槽後和正渦度平流區向西南西延伸，隨後逐次發展。

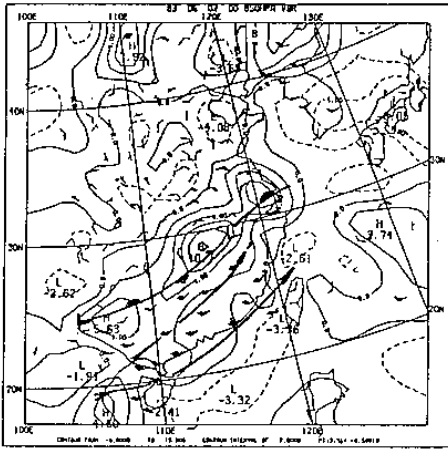
2日0000UTC(圖7b和圖8b)，減弱和消散階段之MCS-B和A以及成熟階段的MCS-C皆位於鋒面帶強氣旋式渦度區，但卻位於500hPa微弱正渦度平流區，顯示MCSs由成熟經減弱至消散階段與500hPa正渦度平流減弱有關。2日1200UTC(圖未示)，消散階段之MCS-A、B和C位於850hPa之弱氣旋式渦度和500hPa之負渦度平流區。MCS-E位於廣西強氣旋式渦度區和500hPa之正渦度平流區東南側。

3日0000UTC(圖7c和圖8c)，成熟階段的MCS-F位於850hPa增強之廣西強氣旋式渦度區和500hPa增強之正渦度平流區，發展階段的MCS-G和初生階段的MCS-H位於850hPa槽前強氣旋式渦度區和500hPa長江中、下游之強正渦度平流區之南側。3日1200UTC(圖未示)，減弱消散階段的MCS-F、G和H位於850hPa鋒面帶強氣旋式渦度區，但位於500hPa之弱正渦度平流區。

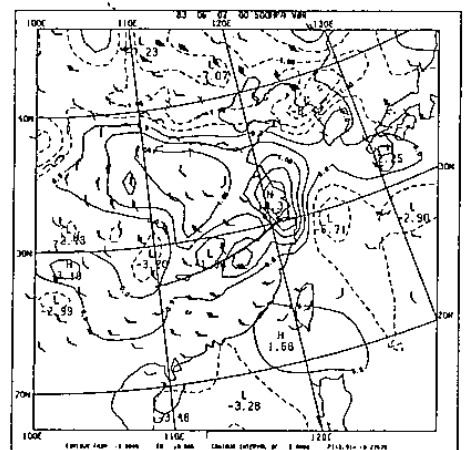
由以上分析，低對流層強氣旋式渦度和500hPa正渦度平流提供有利於MCS發展之環境。成熟後減弱消散階段之MCSs與該區500hPa正渦度平流減弱有關。



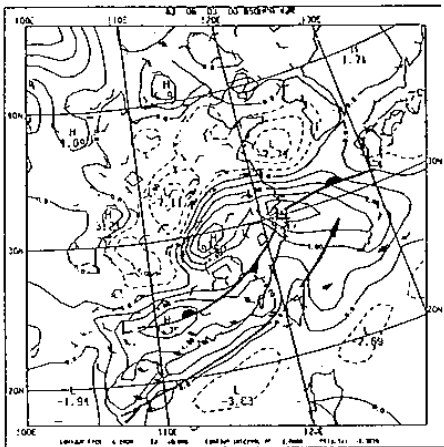
(a)



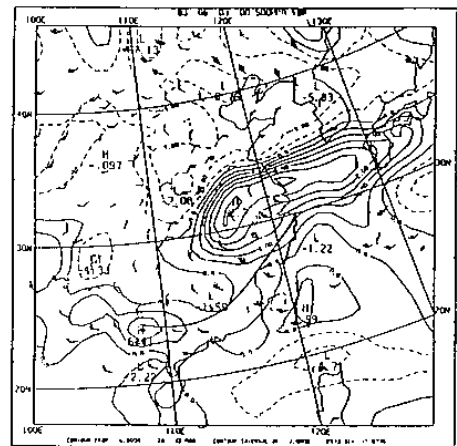
(b)



(b)



(c)



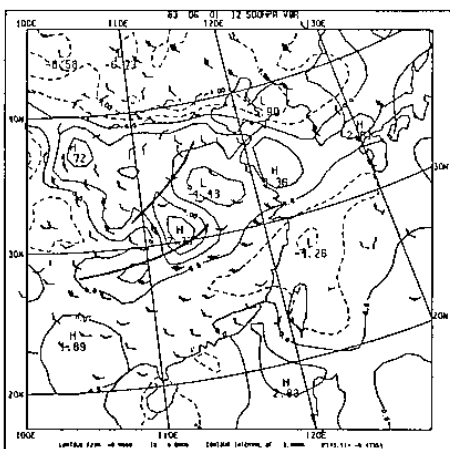
(c)

圖7 1983 6 月
(a) 1 日 1200 UTC
(b) 2 日 0000 UTC
(c) 3 日 0000 UTC
850 hPa 之渦度($10^{-5} S^{-1}$) 分布, 箭矢代表噴流

圖8 同圖7 但為 500 hPa , 粗實線代表槽線

(二) 輻散度

為了解 MCSs 形成發展與高低輻散度之關連, 選擇 200hPa 和 850hPa 分別代表高、低對流層。圖 9 和圖 10 分別為 1983 年 6 月 1~3 日 850hPa 和 200hPa 之輻散度與高低噴流和鋒面或風切線之分布。1 日 0000 UTC (圖未示), 850hPa 之輻合區和 200hPa 之輻散區位於高層噴流條入區右側, 也即在 850hPa 之低層噴流和鋒面間或 700hPa 之低層噴流和水平風切線間。發展階段的 MCS-A 位於低層強輻合區和高層強輻散區。MCS-A 之上高層有顯著分流區。1 日 1200 UTC (圖 9a 和圖 10a), 850hPa 之強輻合區和 200hPa 之強輻散區之分布與十二小時雷同。MCS-A 之上高層仍有顯著分流, 其東北邊由十二小時前西北風風速 50~60kt, 至 1 日 1200 UTC 增強達 90~



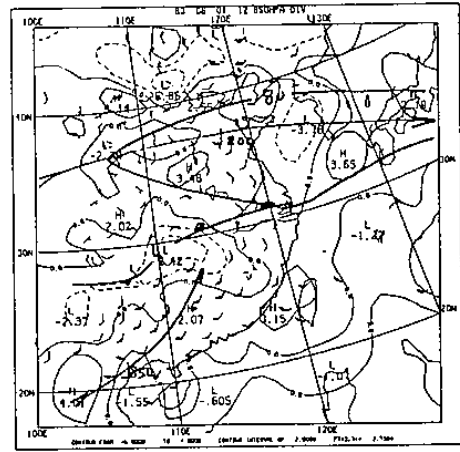
(a)

100kt，顯示高層風場受MCS-A之上高層輻散外流 (divergent outflow)所加強。初生階段的MCS-B,C和D則沿著850hPa之低壓鋒面輻合帶向西南西方向逐次發展。

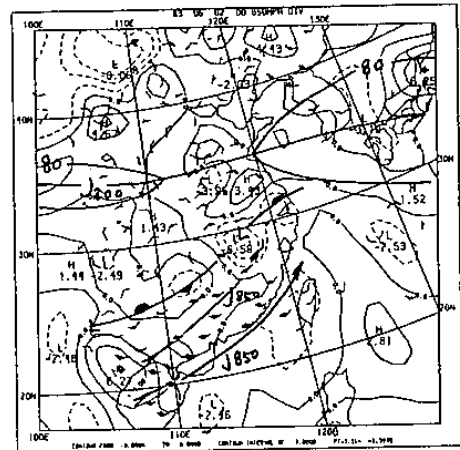
2日0000UTC (圖9b和圖10b)，低層輻合和高層輻散區東移，其分布情形仍與前二十四小時相同，沿著850hPa之低壓和鋒面帶有三個最大輻合中心，分別在長江口($-2.0 \times 10^{-5} S^{-1}$)、江西西北部低壓區($-6.5 \times 10^{-5} S^{-1}$)及湖南($-2.0 \times 10^{-5} S^{-1}$)，低層輻合在江西低壓區略有增強。高層沿著700hPa風切線以南在長江口南側有最大輻散中心($7.4 \times 10^{-5} S^{-1}$)，強度減弱。高層輻散區由長江口向西南伸展至湖南和貴州。消散階段的MCS-A位在長江口低層弱輻合區和高層輻散區，減弱階段的MCS-B在江西低層強輻合區和高層輻散區於3小時前加強達成熟階段的最大範圍，並帶來豪雨。成熟階段的MCS-C位於低層弱輻散區和高層弱輻散區，於3小時後減弱，6小時後迅速消散。2日1200UTC (圖未示)，消散階段的MCS-A,B和C位在低層微弱輻合區和高層弱輻散區。

3日0000UTC (圖9c和圖10c)，成熟階段的MCS-F位在廣西低層輻合區和高層強輻散區，MCS-F之上高層有分流區和強外流區。發展階段的MCS-G和初生階段的MCS-H位在台灣北部海面 and 琉球一帶之低層強輻合區和高層強輻散區，隨後逐漸加強。3日1200UTC (圖未示)，減弱階段的MCS-G位在低層輻散區與高層介於弱輻合和弱輻散間。消散階段的MCS-H位在高低層強輻合區。

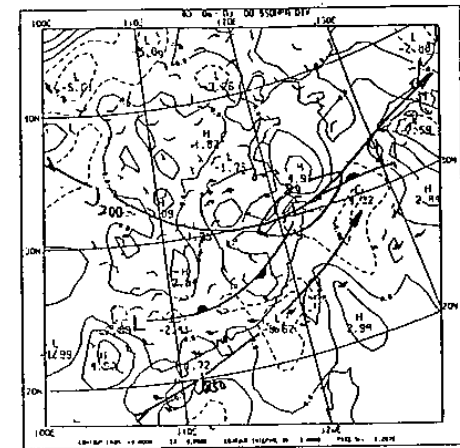
由以上分析，發展和成熟階段的MCSs，低層有強輻合，高層有強輻散和分流區，高層風場可因MCSs之上高層輻散外流所加強。減弱階段的MCSs低層有強輻合區或弱輻合區，但高層有弱輻散或弱輻合區。消散階段的MCSs低層有弱輻合區，但高層有弱輻散或強輻合。顯示低層輻合與高層強輻散和分流區為MCSs發展和加強之有利條件，高層風場在本個案似為MCSs發展和成熟階段對流之高層外流所加強。



(a)



(b)



(c)

圖9 1983 6月 (a)1日1200 UTC
(b)2日0000 UTC (c)3日0000 UTC
850 hPa之輻散度($10^{-5} S^{-1}$)與高低層噴流
(箭矢)和850 hPa鋒面之分布，粗實線代表
等風速線($>80 kt$)

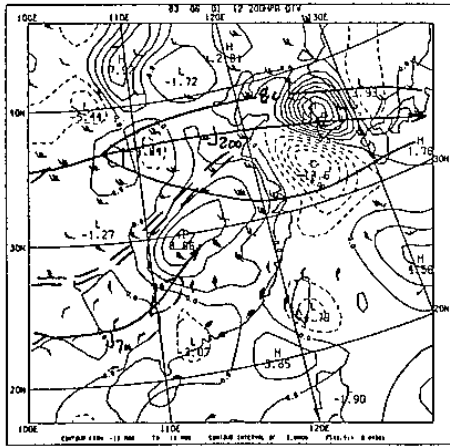
四垂直速度

Ninomiya(1971)研究指出引發豪雨之中尺度對流系統，當其發展至最強烈時，MCS最大上升運動位於400~700hPa間。本文分析1983年6月1~3日中尺度對流發展期間之垂直運動，發現強盛的MCSs，其最大上升速度出現高度通常在500hPa層。MCSs發展愈強盛，其最大上升速度出現高度愈高，甚至可達300hPa層。因此本文選擇分析500hPa垂直速度之分布，以了解MCSs發展情形。

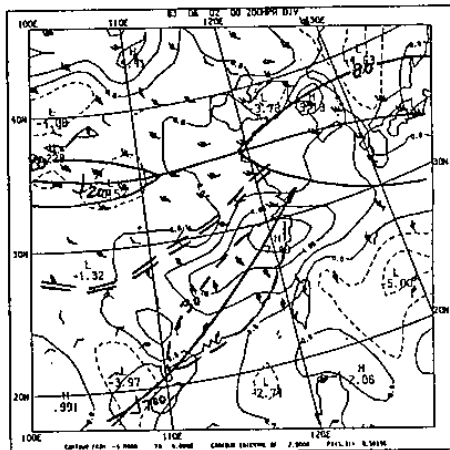
圖11為1983年6月1~3日500hPa垂直速度之分布，1日0000UTC（圖未示），500hPa強烈上升運動(-48.5hPa/h)位在高層噴流條入區右側以及在LLJ與700hPa水平風切間。發展階段的MCS-A位在強烈上升運動區之東南側，之後隨天氣系統往東南移，於1日0900UTC加強至成熟階段的最大範圍，顯示MCS-A被強烈上升運動所加強。1日1200UTC（圖11a），500hPa有強烈上升速度(-41.0hPa/h)，其最大上升速度(-52.0hPa/h)出現高度為300hPa層。成熟階段的MCS-A位在該上升速度區之東南側，並於3小時前發展至成熟階段的最大強度範圍，顯示該強烈上升速度區之東移，造成江西和浙江豪雨之發生。初生階段的MCS-B,C和D位於LLJ與水平風切線間上升速度並向西西南逐次發展。

2日0000UTC（圖11b），消散階段的MCS-A和減弱階段的MCS-B分別位於長江口和江西之上升速度區(-25.0和-28.2hPa/h)其強度隨上升速度約減半而減弱。成熟階段之MCS-C'位在廣西和貴州上升速度區(-21.0hPa/h)並發展至最大強度。2日1200UTC（圖未示），消散階段的MCS-A,B和C'皆位在江西和浙江地區以及廣西和貴州等減弱中之上升速度區(-23.4hPa/h,和-10.0hPa/h)。初生階段的MCS-E受西藏高原東南側之強烈上升速度(-48.2hPa/h)接近影響，形成後迅速發展。

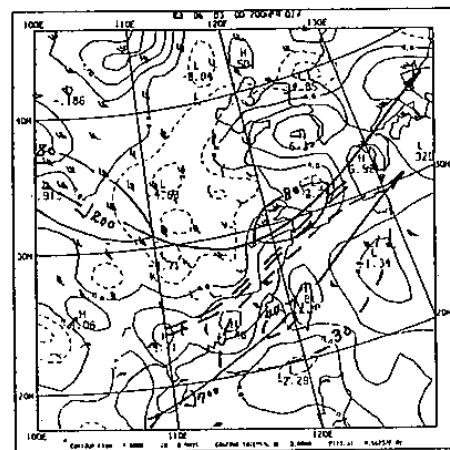
3日0000UTC（圖11c），成熟階段的MCS-F位在廣西上升速度區(-23.9hPa/h)，發展階段的MCS-G和初生階段的MCS-H位於福建廈門和台灣北部海面上上升速度區(-20.0和-54.5hPa/h)逐漸加強，顯然台灣北部海面強烈上升速度致使台灣地區豪雨之發生。3日1200UTC（圖未示），減弱階段的MCS-G位在南



(a)

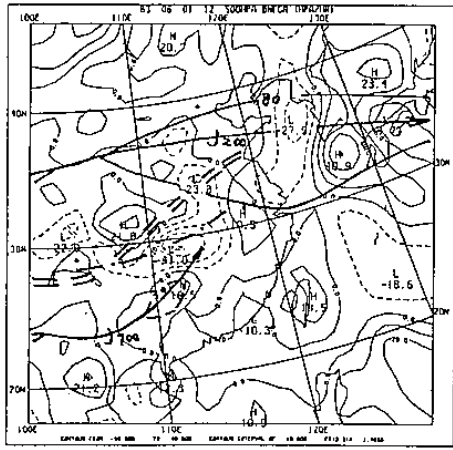


(b)

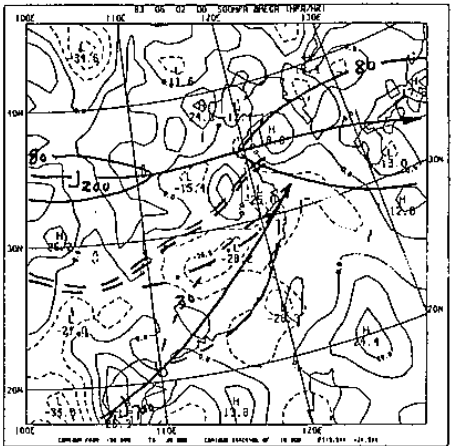


(c)

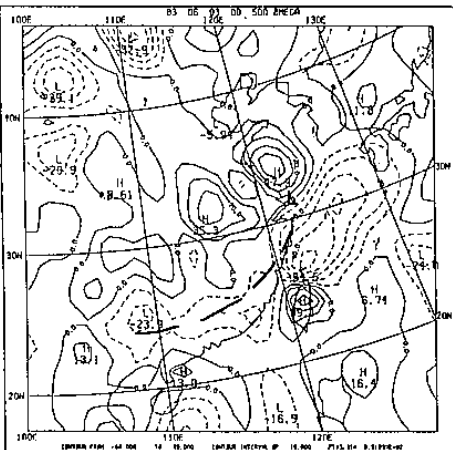
圖10 同圖9 但為200 hPa，雙段線代表700 hPa 之水平風切線



(a)



(b)



(c)

圖11 1983年6月 (a)1日1200 UTC
 (b)2日0000 UTC (c)3日0000 UTC
 700 hPa之垂直速度(hPa/h)與高低層噴流和水平風切之分布，粗實線代表200 hPa等風速線(>80 kt)，粗虛線代表700 hPa等風速線(>30 kt)，雙段線代表700 hPa之水平風切線

海弱上升速度區，消散階段之MCS-H位於台灣東部海面下降速度區。

由以上分析，初生階段的MCS，其500hPa環境為上升運動，發展和成熟階段的MCS，其500 hPa之上升速度增加約4倍，其最大上升速度出現高度提升至300hPa層。強烈上升速度造成江西和浙江以及台灣地區豪雨之發生，減弱階段之MCS，其上升速度約減半。消散階段之MCS，其環境為弱上升運動或下降氣流，顯然在降水減弱及殘餘雲覆蓋區之下沉指示MCS之消散。

四、討 論

華南地區在低層西南暖平流影響下，形成高指數區，不穩定度增加，MCSs皆在槽前和LLJ前端，也即在高指數區西側顯著的水平穩定度梯度顯著區內形成和發展。當MCSs移近高指數中心有加強發展之勢，而移入較低指數區內則減弱消散。排列成東北東~西南西走向之MCS-A,B和C由低層平均氣流下游往上游之較高指數區逐次消長；排列成西南西走向之MCS -E,F,G和H卻由低層平均氣流上游往下游之較高指數區逐次發展，LLJ乃MCS成熟前環境內之現象；而MCS發展成熟後至減弱消散期間，在對流東南側之LLJ有顯著增強之現象。長江下游區和台灣地區由於強盛之LLJ帶來暖濕氣流，總指數驟增，產生有利於發展深對流之環境，造成6月1日江西和浙江豪雨與6月3日台灣地區之豪雨發生。

Maddox(1983)研究夏季美國MCS之發展條件，發現總指數 $TI > 44$ 時有利於深對流發展， $TI > 54$ 時則可能發展成強烈對流，同時發現MCS在TI大之不穩定區形成及發展，當移至TI小之穩定區則消散。紀(1987)認為依實作經驗，台灣梅雨期間，華南地區之總指數甚少超過49，且該指數若在44以上，即有利於深對流之產生。陳與蒲(1985)認為華南地區梅雨季節情況，不穩定度比美國夏季為小，但TI之空間分布應可指示相對之穩定與不穩定區。本個案華南地區中尺度對流系統均在 $TI > 40$ 較不穩定區域發展，江西和浙江與台灣地區高不穩定指數超過44，台灣地區甚至高達48.4，顯然該等地區豪雨與環境有利於深對流之產生有密切關係。顯示環境

垂直不穩定度為決定MCSs演變過程中重要因素之一。

本個案無論MCSs由下游往上游或由上游往下游發展，當MCSs成熟至減弱消散期間，在其東南側LLJ顯著增強。此與Chen (1982)，Chen and Yu (1988)和Chou et al. (1990)研究認為對流潛熱釋放導引中尺度次環流低支向北科氏力加速有相同的結果。Chen and Yu (1988)研究顯示，豪雨區域積雲對流可調勻垂直風場，減少垂直風切破壞低層噴流，致使低層噴流消失或迫使低層噴流南移。蔡與鄭 (1987) 之豪雨個案合成氣流分析則顯示，臺灣地區的豪雨源自合成噴流入區右方豪雨發生前，低層西南風增到最強，大雨結束後，風速減小。此等結果，因合成過程故使本文個案低層噴流在對流系統東南側增強之情況無法顯現。

垂直相當位溫梯度顯示，西南風暖平流致使華南地區低對流層產生強不穩定區，冷平流產生冷鋒後之強穩定區。MCSs無論在初生、發展、成熟、減弱和消散等生命期各階段皆介於低對流層弱穩定區與弱不穩定區間，顯示MCS在釋放低對流層之不穩定度。MCS有移向低對流層之強不穩定區而加強之勢。Chen (1977) and Chen and Tsay (1977)研究指出，低層西南風，特別是LLJ，於梅雨鋒暖邊有利發展潛在不穩定度，隨後連續大尺度上升運動，透過組織性之MCS釋放其不穩定度。本個案與他們的研究有相同的結果。

對流雲系初生之前，環境為低對流層有強不穩定區，中對流層有強穩定區。待對流雲系於初生、發展，成熟和減弱階段，環境為低對流層有弱不穩定區，中對流層有較強不穩定區。MCS-A,B和C'之範圍和強度依序由700hPa平均氣流下游往上游之中對流層(700~500hPa)較高不穩定區逐次發展。MCS-E,F,G和H別由上游往下游之較高不穩定區逐次發展。顯示無論MCSs朝向低對流層平均氣流之上游或下游發展，皆與其上游或下游之中對流層較高不穩定度有密切相關。Ninomiya, et al. (1988)指出中尺度對流系統中meso- β -scale消散，新的meso- β 在舊的西邊或東邊發展，使得MCS產生東消西長或西消東長。Matthews (1981) 指出雷雨外流系統之發

展。Leary and Rappaport (1987)指出第一個對流系統外流產生低層輻合因舉升而產生第二個對流系之發展。本個案MCSs由低對流層平均氣流之上游或下游往下游或上游較高不穩定區逐次發展，此與他們研究新對流導因於外流機制的結果是一致的。

由渦度分析顯示，低對流層強氣旋式渦度和500hPa正渦度平流提供有利於MCS發展之環境。成熟後減弱消散階段之MCSs與500hPa正渦度平流減弱有關。Maddox(1983)之合成個案認為在MCC生成區內低對流層有微弱正渦度平流。紀和陳(1988)研究認為低對流層之氣旋式渦度有利於MCC之形成與發展，500hPa之正渦度平流對MCC形成與增強均有助益。

由輻散度分析顯示，發展和成熟階段的MCSs，低層有強輻合，高層有強輻散和分流區，高層風場常受MCSs之上高層輻散外流所加強。減弱階段的MCSs低層有強輻合區或弱輻合區，但高層有弱輻散或弱輻合區。消散階段的MCSs低層有弱輻合區，但高層有弱輻散或強輻合。顯示低層輻合與高層強輻散和分流區為MCSs發展和加強之有利條件，高層風場在本個案似為MCSs發展和成熟階段對流之高層外流所加強。Maddox(1983)研究認為MCC發展前低層有顯著輻合，其上之200hPa有強烈輻散，消散期低層為弱輻散，高層為弱輻合。本個案與他的結果相似。

由上升速度分析，初生階段的MCS，其500hPa環境為上升運動，發展和成熟階段的MCS，其500hPa之上升速度增加約4倍，其最大上升速度出現高度提升至300hPa層。強烈上升速度造成江西和浙江以及台灣地區豪雨之發生。減弱階段之MCS，其上升速度約減半。消散階段的MCS，其環境為弱上升運動或下降氣流，顯然在降水減弱及殘餘雲覆蓋區之下沉指示MCS之消散。Maddox(1983)研究認為MCS發展前對流層內平均環境皆上升運動，最大值在700hPa左右，成熟時垂直速度增加5倍，最大上升運動約在500hPa。消散時深厚中低對流層為下沉氣流，高對流層仍有淺弱上升運動層。

五、結論與建議

本文針對1983年6月1~3日發生於華南地區之低層噴流(LLJ)與中尺度對流系統(MCS)個案，計算穩定度，渦度輻散度和垂直速度，以了解此期低層噴流與中尺度對流系統演變過程之環境條件，及其對環境之可能影響，重要結果可歸納如下：

(一)MCSs在華南高穩定度指數區西側有顯著的指數梯度內形成和發展，當它移近高指數中心有加強發展之勢，移入較低指數區內則減弱消散。

(二)無論排列成東北東~西南西走向之MCS-A、B和C或排列成西南西~東北東走向之MCS-E、F、G和H分別由低對流層平均氣流下游或上游往上游或下游之較高指數區和中對流層較高不穩定區逐次發展。

(三)LLJ乃MCS成熟前環境內之現象，當MCS發展成熟後至減弱消散期間，在對流東南側之LLJ有顯著增強之現象。

(四)長江下游區和台灣地區由於強盛之LLJ帶來暖濕氣流，總指數驟增，產生有利於發展深對流之環境，造成1983年6月1日江西和浙江與1983年6月3日台灣地區豪雨之發生。

(五)低對流層強氣旋式渦度和500hPa正渦度平流提供有利於MCS發展之環境，成熟後減弱消散階段之MCS與500hPa正渦度平流減弱有關。

(六)低層輻合與高層強輻散和分流區為MCS發展和加強之有利條件。高層風場在本個案似為MCS發展和成熟階段對流之高層外流所加強。

(七)初生階段的MCS，其500hPa環境為上升運動，發展和成熟階段的MCS，其500hPa之上升速度增加約4倍，其最大上升速度出現高度提升至300hPa層。減弱階段的MCS，其上升速度約為發展和成熟階段之減半。消散階段之MCS，其環境為弱上升運動或下降氣流。

本文針對低層噴流和中尺度對流系統發展及移動過程之熱力和運動結構分析等提供一些結論，至於MCS發展成熟後至減弱消散期間，在對流東南側之LLJ有顯著增強之現象，將嘗試以等變壓風加以分析，並將於另文發表。但因限於資料，對低層噴流和中尺度對流系統之交互作用尚需利用台灣地區中尺度實驗計畫(TAMEX)所收集較完整中尺度資

料作深入探討。

誌謝

我們感謝中央氣象局陳熙揚博士和民航局林清榮和劉清煌二位先生在資料收集和處理上之協助，中央氣象局和民航局提供資料及台大大氣科學研究所給予使用電子計算機之方便，在此一併致謝。

參考文獻

- 紀水上，1987：台灣梅雨期華南中尺度對流系統及台灣地區局部性豪雨之個案研究。私立中國文化大學博士論文，PP.432。
- 紀與陳；1988：中尺度對流複合體環境條件之個案診斷分析：1981年5月27~28日個案。大氣科學,16,14-30。
- 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，6,29-37。
- 陳泰然與紀水上，1978：台灣梅雨鋒面之中幅度結構。大氣科學，5,35-47。
- 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。
- 蒲金標與陳泰然，1986：華南地區春季低層噴流之形成過程，第四屆全國大氣科學學術研討會，138-148。
- 蒲金標與陳泰然，1988：華南地區低層噴流與中尺度對流系統之初步分析。氣象學報，34,285-297。
- 蔡清彥與鄭寶鳳，1987：台灣地區梅雨期間低層噴流的結構分析及其與發生豪雨的關係。大氣科學，15,1-15。
- Akiyama, T., 1973a :The large-scale aspects of the characteristic features of the Baiu front. Paper Meteor. Geophys., 24, 157-188.
- _____.1973b :Frequent occurrence of heavy rainfall along the north side of the low-level jet stream in the Baiu season. Paper Meteor. Geophys., 24,379-338.
- Augustine J. A. and K. W. Howard, 1988: Mesoscale

- convective complexes over the United States during 1985. Mon. Wea. Rev., 116, 685-701.
- Beebe, R. G. and F. C. Bates, 1955: A mechanism for assisting in the release of convective instability. Mon. Wea. Rev., 83, 1-10.
- Blackadar, A. K., 1957: Boundary layer wind maxima and their significance for the growth of nocturnal inversions. Bull. Amer. Meteor. Soc., 38, 283-290.
- Bonner, W. D., 1966: Case study of thunderstorm activity in relation to the low-level jet. Mon. Wea. Rev., 94, 167-178.
- Chen, Q.S., 1982: The instability of the gravity-inertia wave and its relation to the low-level jet and heavy rainfall. J. Meteor. Soc. Japan, 60, 1041-1057.
- Chen, G. T. J., 1977: An analysis of moisture structure and rainfall for a Mei-Yu regime in Taiwan. Proc. Natl. Sci. Council, R. O. C., 1, 1-21.
- Chen, G. T. J., 1983: Observational aspects of the Mei-Yu phenomenon in subtropical china. J. Meteor. Soc. Japan, 61, 306-312.
- _____.and C. C. Yu, 1988: a synoptic climatological study of low-level jet and severe heavy rainfall in Mei-Yu season. Mon. Wea. Rev. 116, 884-891.
- Chou, L. C., C. P. Chang and R. T. Williams, 1990: A numerical simulation of the Mei-Yu. 1990: front and the associated low-level jet. (to be published in Mon. Wea. Rev.)
- _____.and C. Y. Tsay, 1977: A detailed analysis of case of Mei-Yu system in the vicinity of Taiwan. Tech. Rep. No. Mei-Yu-001, Dept. Atmos., Natl. Taiwan Univ., 249pp.
- Cressman, G. P., 1959: An operational objective analysis system. Mon. Wea. Rev., 87, 367-374.
- Kuo, Y. H. and R. A. Anthes, 1982: Numerical simulation of a Mei-Yu system over southeastern Asia. Papers Meteor. Res., 5, 15-36.
- Lettau, H. H., 1967: Small to large scale features of boundary structure over mountain slopes. Proc. Symp. Mountain Meteor., Colorado Stat Univ., 1-74.
- Maddox, R.A., 1980: Mesoscale convective complexes. Bull. Amer. Meteor. Soc., 61, 1374-1387.
- Maddox, R. A., 1983: Large-scale meteorological conditions associated with midlatitude mesoscale convective complexes. Mon. Wea. Rev., 111, 1475-1493.
- Leary, C. A., and E. N. Rappaport, 1987: The life cycle and internal structure of a mesoscale convective complex. Mon. Wea. Rev., 115, 1503-1527.
- Matsumoto, S., 1972: Unbalanced low-level jet and solenoidal circulation associated with heavy rainfall. J. Meteor. Soc. Japan, 50, 194-203.
- _____, 1973: Lower tropospheric wind speed and precipitation activity. J. Meteor. Soc. Japan, 51, 101-107.
- _____, and K. Ninomiya, 1967: On the mesoscale warm core above the condensation level related to convective activities under the influence of dome shaped cold air. J. Meteor. Soc. Japan, 45, 306-314.
- _____, and . 1971: On the mesoscale and medium-scale structure of a cold front and the relevant vertical circulation. J. Meteor., Soc. Japan, 49, 648-662.
- McAnelly, R. L., and W. R. Cotton, 1985: The precipitation life cycle of mesoscale convective complexes. Preprints, sixth conf. on Hydrometeorology, Amer. Meteor. Soc., 197-204.
- _____, and S. Yoshizumi, 1971: Characteristic features of "Baiu" front associated with heavy rainfall. J. Meteor. Soc. Japan, 49, 267-281.
- Means, L. L., 1952: On thunderstorm forecasting in

- the central United States. Mon. Wea. Rev., 80, 165-189.
- _____, 1954: A study of the mean southerly wind maxima in low levels associated with a period of summer precipitation in the middle west. Bull. Amer. Meteor. Soc., 35, 166-170.
- Newton, C. W., 1966: Mechanisms of circulation change during a lee cyclogenesis. J. Appl. Meteor., 13, 528-539.
- _____, 1967: Severe convective storms. Advances in Geophysics, 12, Academic Press, 257-303.
- Ninomiya, K., 1980: Enhancement of Asia subtropical front due to thermodynamic effect of cumulus convections. J. Meteor. Soc. Japan, 58, 1-15.
- Matthews, D.A., 1981: Observations of a cloud are triggered by thunderstorm outflow. Mon. Wea. Rev., 109, 2140-2157.
- _____, and M. Ikawa, 1988: Evolution and fine structure of a long-lived meso--scale convective system in baiu frontal zone Part I: Evolution and meso- -scale Characteristics. J. Meteor. Soc. Japan, 66, 331-350.
- _____, and Akiyama, 1974: Band structure of mesoscale echo cluster associated with low-level jet stream. J. Meteor. Soc. Japan, 52, 300-313.
- _____, and Y. Tatsumi, 1980: Front with heavy rainfalls in the Asian subtropical humid region in a 6-level 77 km mesh primitive equation model. J. Meteor. Soc. Japan, 58, 172-185.
- O'Brien, J. J., 1970: Alternative solutions to the classical vertical velocity problem. J. Appl. Meteor., 9, 197-203.
- Ramage, C. S., 1971: Monsoon Meteorology. Academic Press, 196 PP.
- Tao, S., and L. Chen, 1987: A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China. Monsoon Meteorology, C. P. Chang and T. N. Krishnamurti, Eds., Oxford University Press, 60-92.
- Tao, S. Y. and Y. H. Ding, 1981: Observational evidence of the influence of the Qinghai-Xizang (Tibet) plateau on the occurrence of heavy rain and severe convective storms in China. Bull. Amer. Meteor. Soc., 62, 23-30.
- Uccellini, L. W., and D. R. Johnson, 1979: The Coupling of upper and lower tropospheric jet streaks and implications for the development of severe convective storms. Mon. Wea. Rev., 107, 682-702.
- Wexler, L. L., 1961: A boundary layer interpretation of the low-level jet. Tellus, 13, 369-378.

A diagnostic Case Study of the Environmental Conditions Associated
with the Low-level Jet and Mesoscale Convective Systems over
Subtropical China: June 1-3, 1983 Case

Chin-Piao Pu	George Tai-Jen Chen
Taipei Meteorological Center	Department of Atmospheric Sciences
Air Navigation and Weather Services	National Taiwan University
Civil Aeronautical Administration	

Abstract

A case of Low-Level Jet(LLJ) and Mesoscale Convective Systems(MCS)over Subtropical China during the period of June 1-3, 1983 was selected to study the environmental conditions responsible for the evolution of LLJ and MCSs and the effects of LLJ and MCSs on the environment. Grid spacing at 95.25 km intervals was used to compute the kinematic parameters (vorticity, divergences, vertical velocity) and thermodynamic parameters (instability index, vertical gradient of equivalent potential temperature).

Results show that unstable environment was a necessary condition for the initiation, development and maintenance of MCSs. A series of MCSs developed upstream or downstream and moved toward the region of deep layer of strong potential instability. They tended to dissipate in weak potentially unstable or stable environment.

Convergence and strong cyclonic vorticity in the lower troposphere, positive vorticity advection at 500hpa, strong divergence and diffluence at upper level seemed to be important contributors to the formation and intensification of the MCSs. The initial MCS environment exhibits upward motion through the troposphere with maximum occurring near 500 hpa. At the maturing stage of the system the magnitude of upwarp motion increased fourfold with a maximum in the vicinity of 300 hpa.

The most pronounced feature of the wind field is the presence of a relatively strong LLJ over Subtropical China that extends into the genesis region of MCS. Thus, LLJ seems to be a precursor of the MCS. A LLJ intensified and reached a maximum intensity to the southeast of a well- developed band of MCSs over Southern China to the south of a Mei-yu front right after the maturing stage of the MCS band. For the two events of a MCS band, one had a series of MCSs developed upstream while the other one developed downstream.