

華南地區低層噴流與中尺度對流系統之初步分析

~1983年5月31日~6月4日個案

蒲金標
交通部民用航空局

陳泰然
台大大氣科學研究所

摘 要

我國華南地區梅雨季節在 600mb 層以下鋒面南側所出現之低層噴流常與積雲對流系統及伴隨之劇烈降水有密切的關係。本文選取 1983 年 5 月 31 日~6 月 4 日華南地區低層噴流與積雲對流系統相關之個案，分析其形成和發展之過程。

結果發現，1983 年 5 月 31 日 1200 UTC~6 月 2 日 1200 UTC MCS 隨著西藏高原東南側低壓向東北轉東移動，並在低層噴流前端或出區左邊發展，隨後往低層噴流上游左邊新生數個 MCS 且逐次發展成帶狀對流系統，當其發展至頂盛後逐漸消失時，低層噴流達到最強。6 月 3 日 0000 UTC~6 月 4 日 0000 UTC，強盛的低層噴流移到華南沿海時，MCS 於低層噴流入區左邊發展，並往低層噴流下游新生數個 MCS 且逐次發展成帶狀對流系統，當其發展至頂盛時，低層噴流也達到最強。本文將就此兩時期討論華南地區低層噴流形成之可能強迫機制、低層噴流之垂直和水平結構以及低層噴流與積雲對流系統間交互作用之過程。

一、前 言

民國 72 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，嘉義和台南一帶也曾出現龍捲風。本文係針對此次江西北部和浙江省西部以及台灣中南部豪雨個案進行初步分析，期能了解導致豪雨之對流雲系之形成條件及移動與發展過程，並希望所得結果能作為梅雨季節豪雨預報的參考。

二、資 料

本文利用中央氣象局資料庫所收存之地面和高空觀測資料，進行氣壓、高度及風場之再分析，以了解豪雨前後低對流層之綜觀天氣形勢，並利用中

央氣象局所接收之日本氣象廳 GMS-2 紅外衛星照片，以分析對流雲系之發展及移動過程。圖 1 為華南地區高空測站分布。

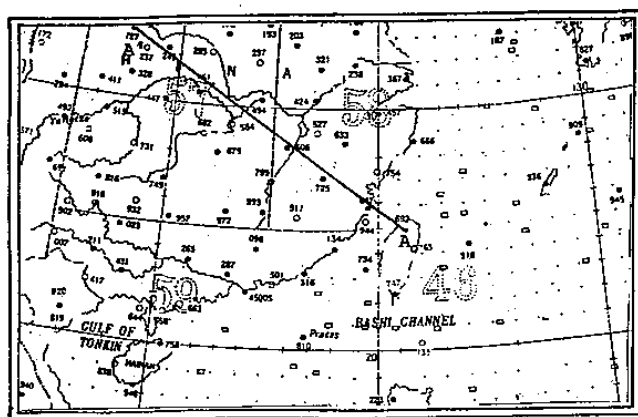


圖 1 華南地區高空測站分布。

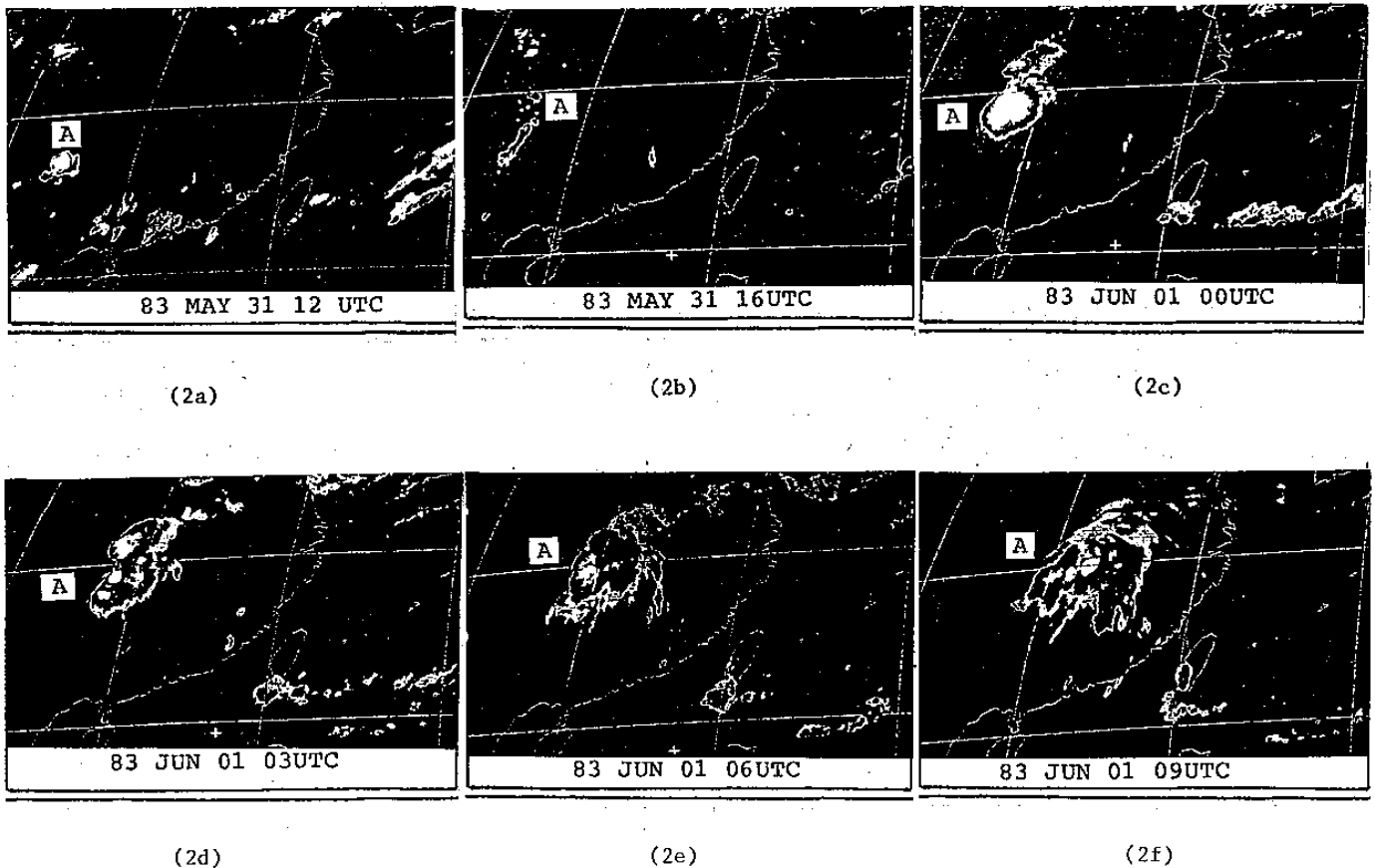
(·代表無線電探空站，○代表測風站)

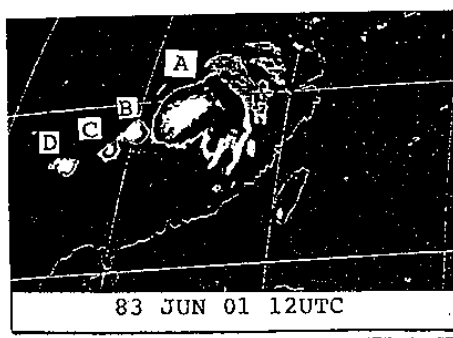
三雲系及降水分析

圖2為5月31日1200UTC至6月2日1200UTC紅外線衛星雲圖。貴州中部地區於31日1200UTC中尺度對流系統(MCS)初生,稱為MCS-A。隨後MCS-A範圍逐漸擴大並向東北移動。6月1日0000UTC MCS-A移至貴陽(57816)和重慶(57515)一帶,並呈橢圓形,其長軸約500公里。1日0300UTC~0900UTC MCS-A向東北移動並繼續發展。1日1200UTC移至湖北漢口(57494)、湖南長沙(57679)、江西景德鎮(58527)、南昌(58606)、浙江衢州(58633)及福建邵武(58725)一帶。範圍擴大,其長軸約900公里。此時,在MCS-A西南方新生三個較小MCS(B、C、D)分別位於湖南沅陵(57655)、貴州思南(56731)及威寧(56691)。1日1600~2100UTC MCS-A向東南東移動並向東北延伸發展至南京(58237)、上海(58367)、

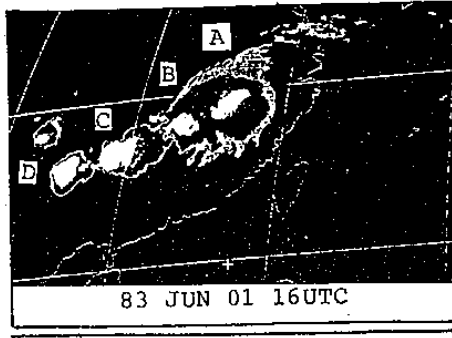
杭州(58457)、衢州、邵武及福建福鼎(58754)一帶。MCS-B、C及D沿東北-西南方向發展,範圍逐漸擴大,與MCS-A構成一帶狀系列雲簇。2日0000UTC帶狀系列MCS繼續向東南移動並向東北延伸至長江及華南沿海地區,整個帶狀MCS長約2400公里,此時MCS-A和B移至長江口及贛縣附近逐漸減弱,MCS-C和D移至廣西桂林(57957)、湖南芷江(57749)、貴州貴陽(57816)及廣東百色(59211),且逐漸合併在一起發展,範圍擴大。2日0300~1200UTC整個帶狀MCS移出東南沿海並逐漸消散。以上雲系分析,MCS由形成、發展、減弱至消散,其生命期,MCS-A為2天,B、C和D為1天。

MCS-A和B於1日1200UTC至2日1200UTC導致江西省北部和浙江省西部豪雨。1日1200UTC~2日1200UTC江西南昌(58606)二十四小時雨量為77.0mm,浙江衢州(58633)為92.0mm,江西景德鎮(58527)為118.0mm。

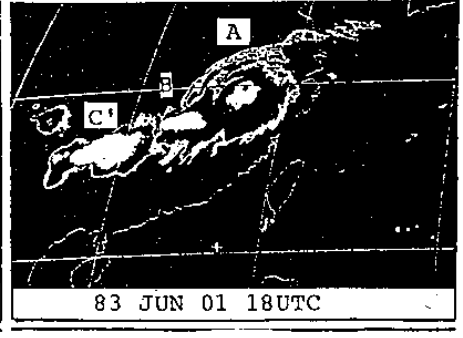




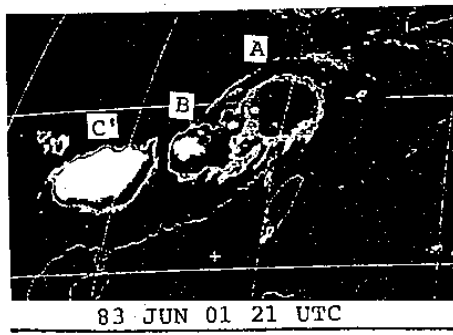
(2g)



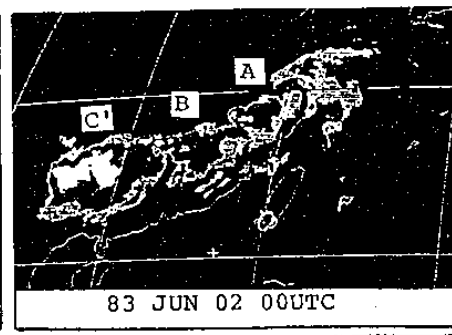
(2h)



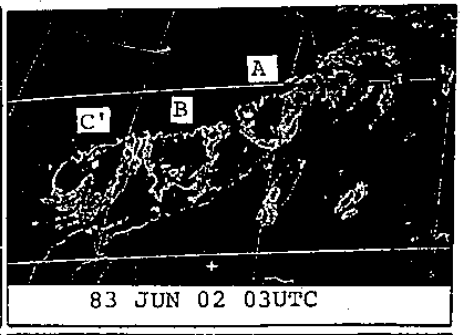
(2i)



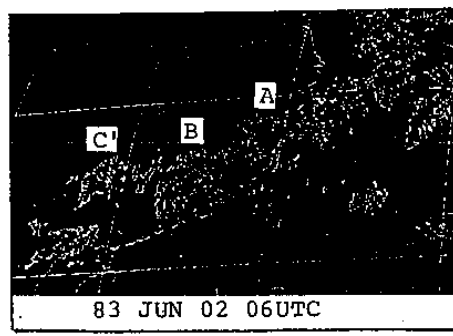
(2j)



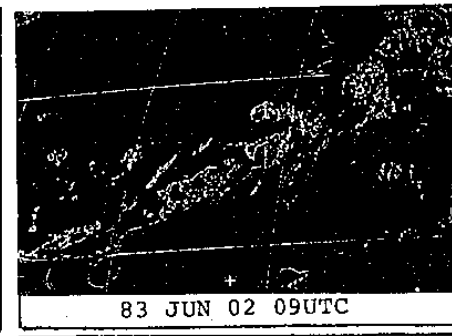
(2k)



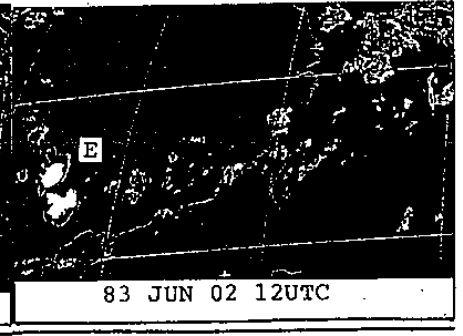
(2l)



(2m)



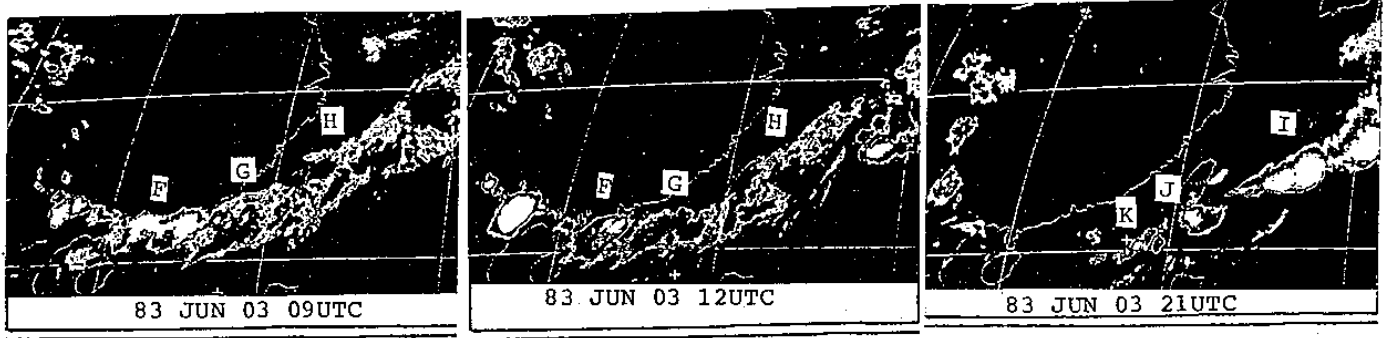
(2n)



(2o)

圖2 1983年5月31日0200UTC至6月2日1200UTC紅外線衛星雲圖

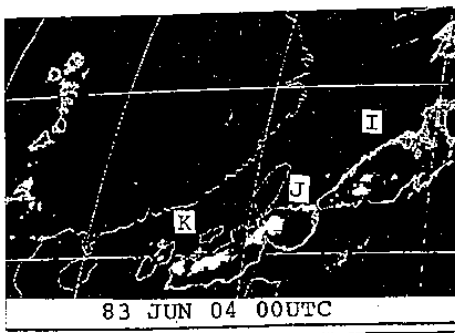
(2a) 31日1200UTC (2b) 31日1600UTC (2c) 01日0000UTC
 (2d) 01日0300UTC (2e) 01日0600UTC (2f) 01日0900UTC
 (2g) 01日1200UTC (2h) 01日1600UTC (2i) 01日1800UTC
 (2j) 01日2100UTC (2k) 02日0000UTC (2l) 02日0300UTC
 (2m) 02日0600UTC (2n) 02日0900UTC (2o) 02日1200UTC。



(3g)

(3h)

(3i)



(3j)

圖3 1983年6月2日1600UTC至4日0000UTC紅外線衛星雲圖
 (3a) 021600UTC, (3b) 021800UTC, (3c) 022100UTC
 (3d) 030000UTC, (3e) 030300UTC, (3f) 030600UTC
 (3g) 030900UTC, (3h) 031200UTC, (3i) 032100UTC及(3j) 040000UTC

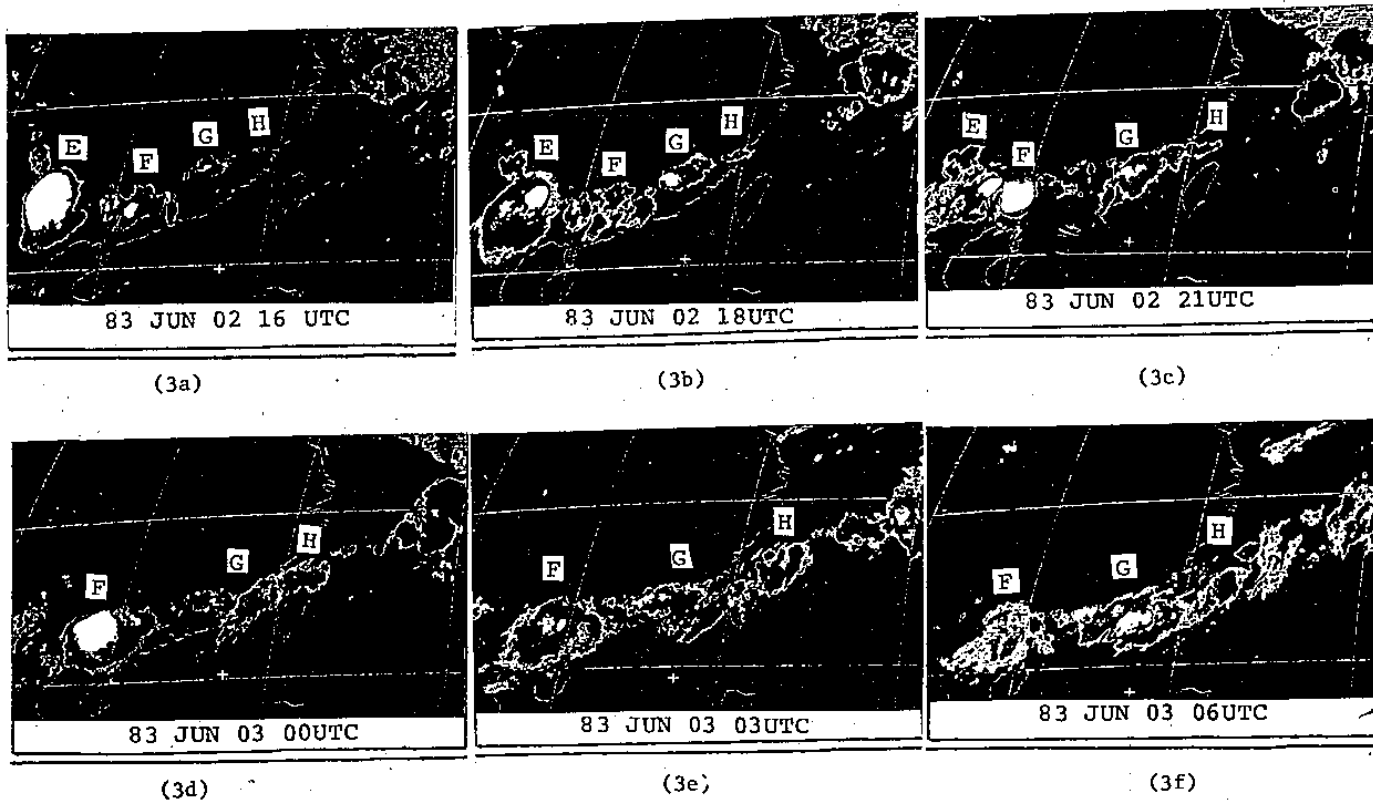
表一 1983年6月3日台灣地區雨量紀錄(24小時雨量; mm)。

測 站	0000-1200UTC	1200-2400UTC	0000-2400UTC
松山(46696)	5.3	74.8	80.1
台中(46749)	48.0	38.0	86.0
基隆(46694)	7.0	82.0	89.0
新竹(46757)	30.0	64.0	94.0
台北(46692)	11.0	87.0	98.0
嘉義(46748)	52.0	125.0	177.0
日月潭(46765)	70.0	118.0	188.0
恒春(46759)	0.0	195.0	195.0
大武(46754)	121.0	106.0	227.0
玉山(46755)	164.0	85.0	249.0
阿里山(46753)	235.0	223.0	458.0

圖3為6月2日1600UTC至4月0000UTC紅外線衛星雲圖。2日1600UTC有四個新MCS (E, F, G, H) 分別位在昆明(56778)/貴陽(57816)/百色(59211)、廣西梧州(59265)/廣州(59287)、江西贛縣(57993)以及福建福鼎(58754)等地區，且呈西南—東北走向排列，其中以MCS-E發展範圍較大，呈橢圓形，其直徑約600公里。MCS-F次之，MCS-G再次之，MCS-H為最小且剛剛形成。2日1800-2100UTC E, F, G及H四個MCS呈線狀排列由西南向東北依序發展，並向東移至華南沿海。其中，MCS-E於2日1800UTC發展最為旺盛，範圍最大，其橢圓形長軸約為800公里，但至2日2100UTC逐漸衰弱。MCS-F於廣東及廣西附近繼續發展。MCS-G也隨著發展並移至廣東汕頭(59316)、福建廈門(59134)及福州(58847)一帶。MCS-H也漸漸發展並移至台灣海峽北部，但範圍仍小。3日0000UTC，MCS-E消散。MCS-F於此時發展最為旺盛，範圍擴大，其橢圓長軸約500公里。MCS-G繼續發展並移向台灣海峽中南部。MCS-H也隨著發展，範圍擴大，並移至台灣北部海面。3日0300~0900UTC，此系列MCS移

出華南沿海，並逐漸合併成幾乎連續之鋒面雲系。其中MCS-F開始衰弱且至3日0900UTC漸行消散。MCS-G繼續發展，範圍擴大至南海及台灣地區。MCS-H略有發展並移至琉球一帶。3日1200UTC鋒面雲系向東南移至南海、巴士海峽及台灣及琉球一帶。3日1600~1800UTC鋒面雲系逐漸衰弱。3日2100UTC三個新MCS (I, J, K) 分別在琉球、恒春及東沙島一帶發展，且呈東北—西南線狀排列，其中以MCS-I發展最為旺盛，範圍最大。至4日0000UTC MCS-I繼續發展，範圍繼續擴大。MCS-J和K也跟著發展，範圍也擴大。

MCS-G及H導致台灣地區6月3日的豪雨，造成山崩、公路坍方以及20人死亡和失蹤等嚴重災害。嘉義和台南一帶也曾出現龍捲風之紀錄。表一為台灣地區6月3日二十四小時雨量紀錄超過80.0mm以上之測站雨量紀錄。由表一可見當天台灣北、中和南等地區都有豪雨出現。其中二十四小時雨量超過170.0mm者，計有嘉義(177.0mm)、日月潭(188.0mm)、恒春(195.0mm)、大武(227.0mm)、玉山(249.0mm)以及阿里山(458.0mm)。



四 綜觀條件

圖4~圖8分別為5月31日0000UTC~6月4日0000UTC地面低壓和鋒面、850HPA和700HPA高空天氣圖、500HPA~200HPA槽線。

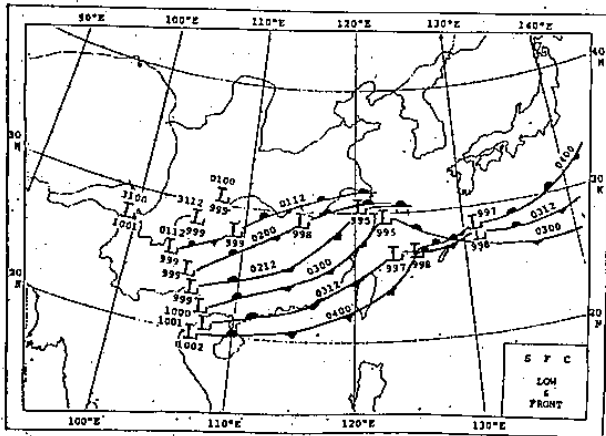


圖4 1983年5月31日0000UTC至6月4日0000UTC地面低壓和鋒面系統。

1983年5月31日1200UTC華南地區受西藏高原東南側四川低壓的影響，低對流層西南氣海盛行，貴州中部地區中尺度對流系統(MCS-A)在低壓暖區形成，隨後MCS-A範圍逐漸擴大且隨著低壓向東北移。6月1日0000UTC西藏高原東北角高空槽(500mb)迅速東南移接近四川低壓，四川低壓略為下降；此時華南地區850HPA西南低層噴流(30KT)在廣西南寧(59431)和桂林(57957)間形成。700HPA西南低層噴流(30KT)在雲湖昆明(56778)、貴州貴陽(57816)和四川重慶(57515)之間形成。850HPA和700HPA兩層低層噴流上下不一致。MCS-A向東北移至貴陽和重慶一帶，並在700HPA低層噴流與低壓間發展。1日1200UTC低對流層低壓中心移至湖北宜昌(57461)，高空槽加深且繼續向東南移與宜昌低對流層低壓重疊，低壓環流略有擴大，850HPA低層噴流略向東北推進，但其最大風速

略為減弱(<30KT)。700HPA低層噴流(30KT)隨低壓向東移，且向東北延伸。此時低層噴流於850HPA和700HPA層上下位置一致。此時MCS-A在低層暖區與低層噴流前端間發展，其範圍擴大，另外，在MCS-A西南方，沿著700HPA冷鋒前新生三個小MCS(B、C和D)。隨後MCS-B、C和D由東北往西南逐次發展，範圍逐漸擴大與MCS-A併列成一帶狀系列MCS。2日0000UTC300HPA高空圖槽線在山西和河北一帶出現，500HPA高空圖低壓5750gpm環流在河南形成，地面低壓中心(998HPA)移至江西南昌(58606)，850HPA低壓中心(1399gpm)和700HPA低壓中心(3044gpm)移至湖北漢口(57494)。850HPA和700HPA低層噴流移至越南河內(48820)、廣州(59287)、福建邵武(58725)和浙江杭州(58457)一帶並位於冷鋒和高空槽前，噴流軸最大風速增強至44KT(700HPA/浙江衢州，58633)，此時，MCS-A和B在低層噴流出區減弱，MCS-C和D則在冷鋒前和低層噴流入區左側間繼續發展，尤以MCS-D發展最為旺盛，範圍最廣。低層噴流出區A和B兩MCS導致江西省北部和浙江省西部豪雨。

2日1200UTC200HPA高空圖在山東和湖北一帶出現槽線，300HPA高空圖低壓(9540gpm)環流在山東濟南附近形成，槽線由低壓向南延伸至江西省南昌。500HPA高空圖低壓(5730gpm)加深，並移至黃河，高空槽也位於華南地區。700HPA層以下低對流層低壓移至長江口且迅速發展，地面圖低壓中心降至995HPA，850HPA圖低壓中心降至1358gpm，700HPA圖低壓中心迅速降至2956gpm。850HPA~700HPA低層噴流軸移至海南島、南海、台灣海峽中部、台灣北部至東海。700HPA低層噴流軸最大風速達到50KT(台北)。此時A、B、C和D對流雲系統消散。

3日0000UTC200HPA高空圖槽線移至韓國和長江下游。300HPA高空圖低壓(9480gpm)迅速發展並移至江蘇省。槽線由此低壓移至江西

贛縣 (57993)。500 HPA 高空低層 (5700 gpm) 也迅速發展，槽線由此低層向西南延伸經江西贛縣至廣西金城 (59023)。700 HPA 層以下低壓位於長江出口，其低壓強度不變。低層噴流軸位於海南島、南海、台灣海峽、台灣北部至東海。MCS-F 和 G 位在低層噴流入區左側發展，MCS-H 則位在噴流出區左側繼續發展。

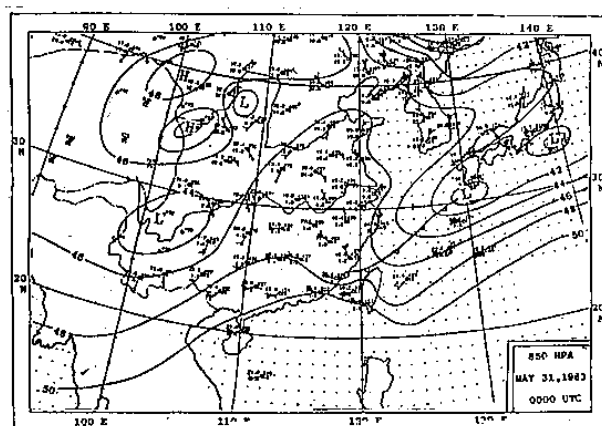
3 日 1200 UTC 200 HPA 層槽線迅速移至東海、台灣和南海一帶。300 HPA 層低壓 (9480 gpm) 向東南移至東海不再發展，但槽線迅速移至東海、台灣東部海面、巴士海峽和南海一帶。

500 HPA 層低壓 (5700 gpm) 向南移至台灣北部海面，但不再發展。槽線由此低壓向南西延伸經台灣至南海，槽線位在 300 HPA 層槽後。700 HPA 層以下原在長江口之低壓分裂為二。700 HPA 層一低壓 (3000 gpm) 位在東海，另一低壓 (3020 gpm) 位在日本九州。鋒面由此兩低壓中心向西南西延伸至江西贛縣 (57993)。700 HPA 低層噴流軸位於南海、台灣中部及琉球群島。其最大風速增至 49KT (石垣島)。850 HPA 層一低壓 (1380 gpm) 位在東海，冷鋒由此低壓中心向西南延伸至廣西南寧 (59431)。另一低壓 (1380 gpm) 位在九州南方海面。低層噴流軸位於海南島南方、南海、馬公、台灣北部至琉球群島，其最大風速減弱 (台北)。地面圖一低壓 (997 HPA) 位在台灣東北部海面，冷鋒由此低壓中心向西南延伸經台灣北部、華南沿海至廣東湛江 (59658)。另一低壓 (998 HPA) 位在九州南方海面。700 HPA 層以下東海低壓略有回升。3 日

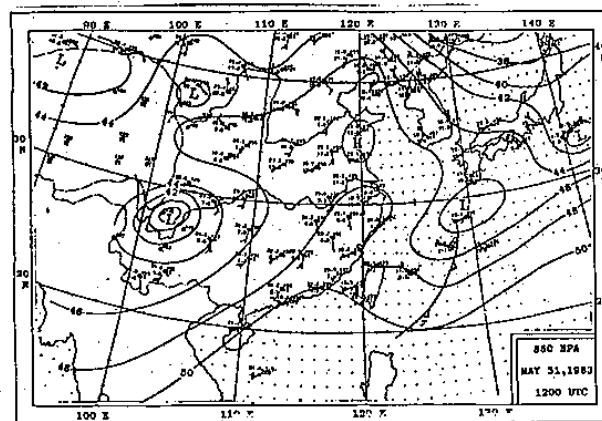
1200 UTC 500 HPA 層以上高空槽超越 700 HPA 層以下鋒面系統，換言之，700 HPA 層以上高空槽向東傾斜。MCS-G 發展成鋒面雲系並位於 700 HPA 低層噴流入區右側。MCS-H 也演變成鋒面雲系並位於 700 HPA 和 850 HPA 低層噴流出區左側。3 日 0000 UTC 500 ~ 300 HPA 低壓迅速發展，850mb 層低層噴流軸最大風速增強至 105 KT，3 日 1200 UTC 700 HPA 層以上高空槽向東傾斜以及 MCS-G 和 H 移至台灣地區並演變成連續鋒面雲系等等綜觀現象，導致台灣地區 6 月 3 日

的豪雨，造成山崩、公路坍方以及 20 人死亡和失蹤等嚴重災害，也使嘉義和台南一帶出現龍捲風之紀錄。

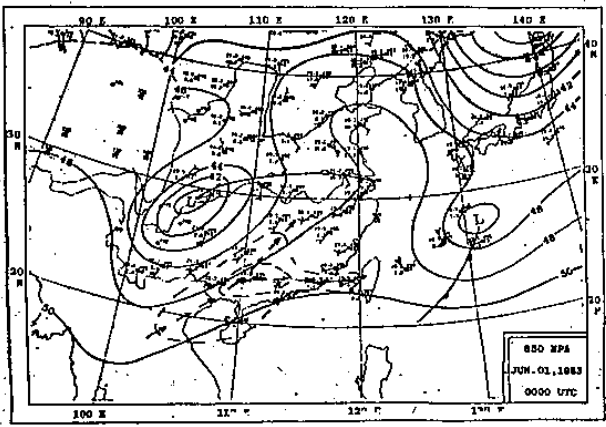
4 日 0000 UTC 200 HPA 層槽線略向東移，槽線向西南延伸至台灣中部。300 HPA 層低壓 (9480 gpm) 向東北移，移至九州西南海面，高空槽線由此低壓中心向西南延伸經台灣中部 500 HPA 層低壓 (5720 gpm) 也向東北移至九州西南海面，其槽線也向西南延伸經恒春至南海。700 HPA 層低壓 (3030 gpm) 略向西移至浙江。其槽線沿著華南沿海延伸至廣東瓊州半島。850 HPA 層低壓 (1390 gpm) 向東移至奄美大島。其高空槽線向西南延伸經恒春至南海。地面圖低壓 (998 HPA)，其冷鋒向西南延伸經恒春至海南島。700 HPA 層以上高空槽仍然向東傾斜。低層噴流由於海上測站資料稀少不易確定，MCS-J 和 K 沿着冷鋒末端於東沙和巴士海峽一帶發展。



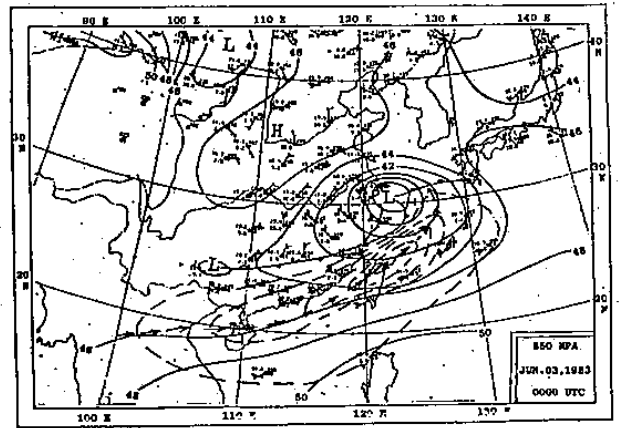
(5a)



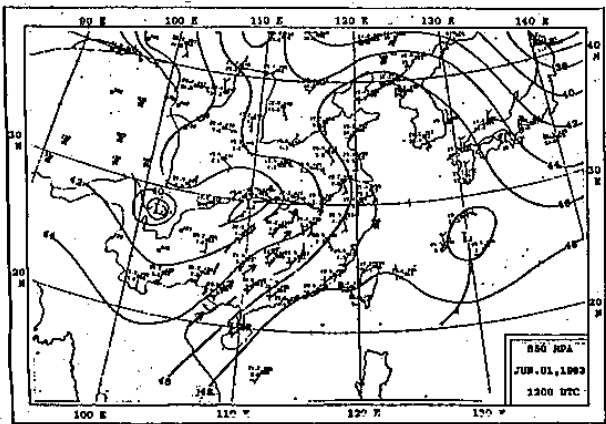
(5b)



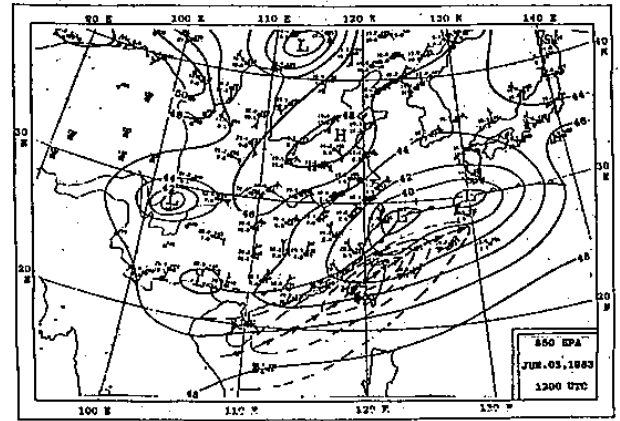
(5c)



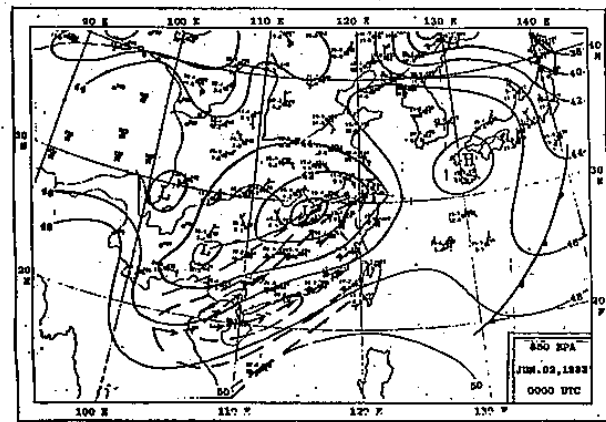
(5g)



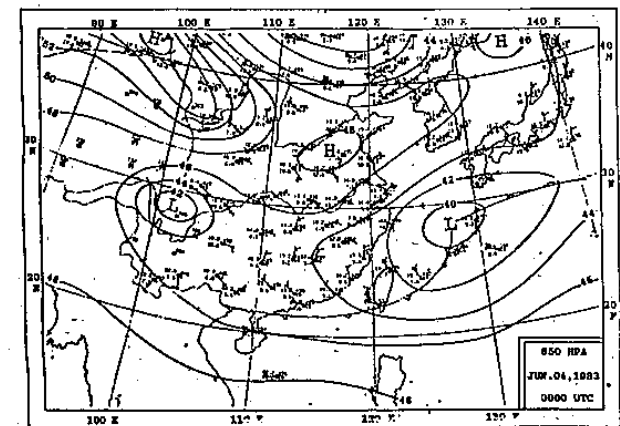
(5d)



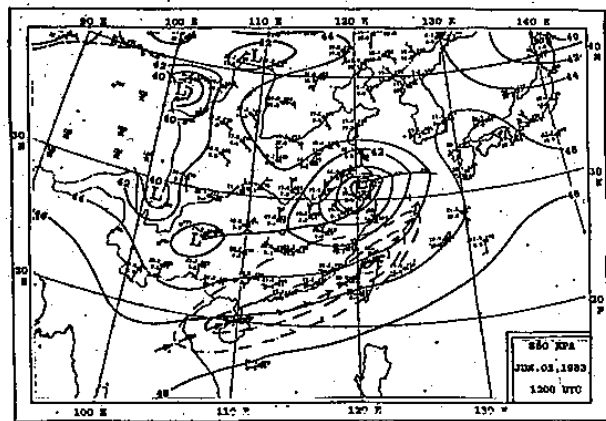
(5h)



(5e)



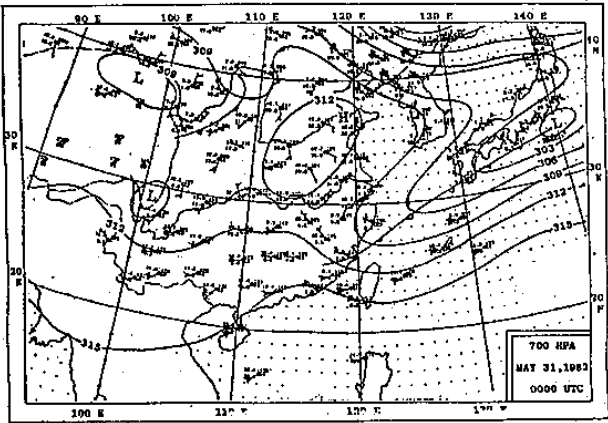
(5i)



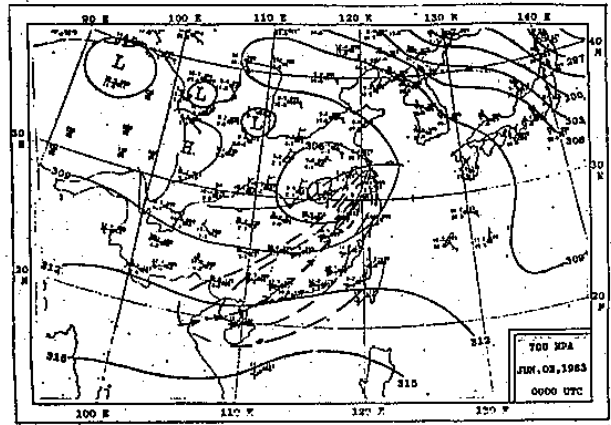
(5f)

圖 5 1983年5月31日0000UTC ~ 6月4日0000UTC
850hPa 天氣圖

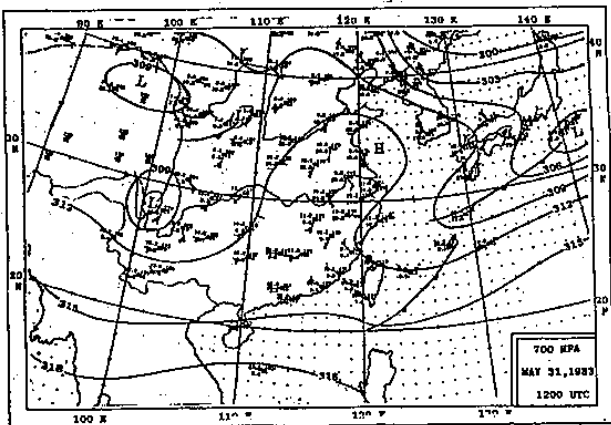
(5a) 310000UTC, (5b) 311200UTC, (5c) 010000UTC,
(5d) 011200UTC, (5e) 020000UTC, (5f) 021200UTC,
(5g) 030000UTC, (5h) 031200UTC, (5i) 040000UTC。



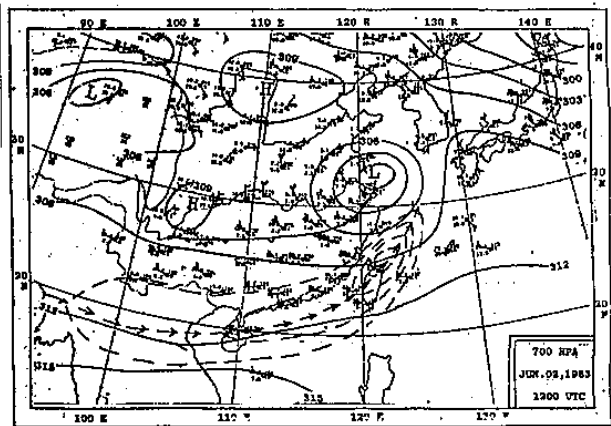
(6a)



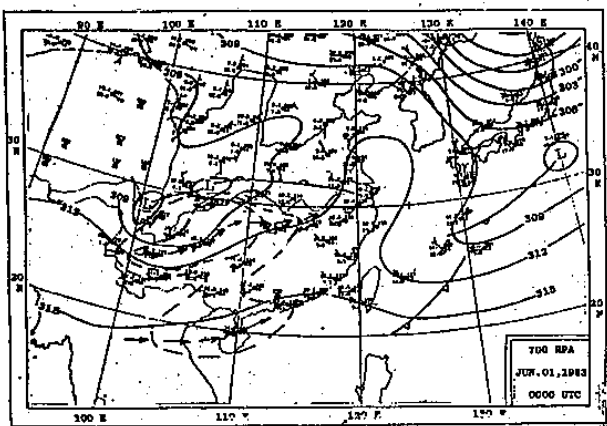
(6e)



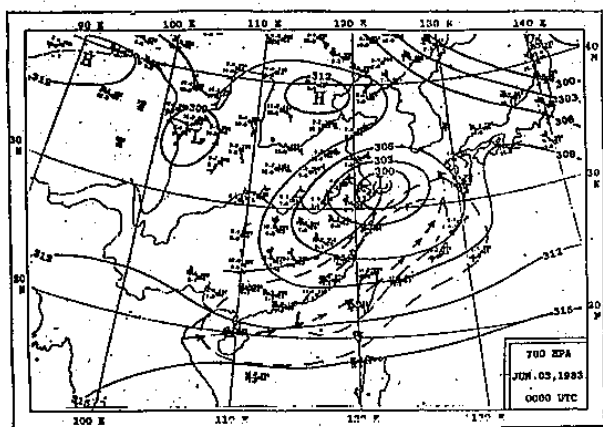
(6b)



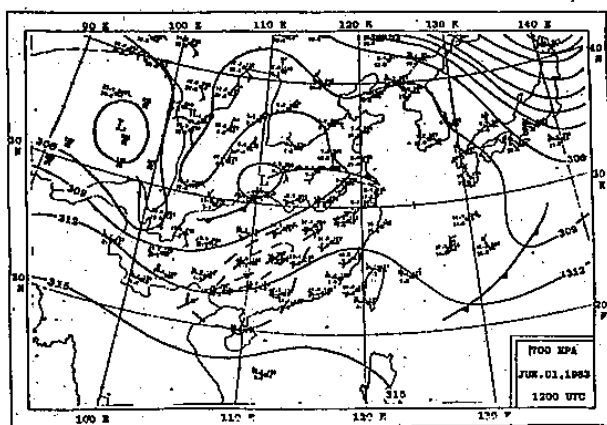
(6f)



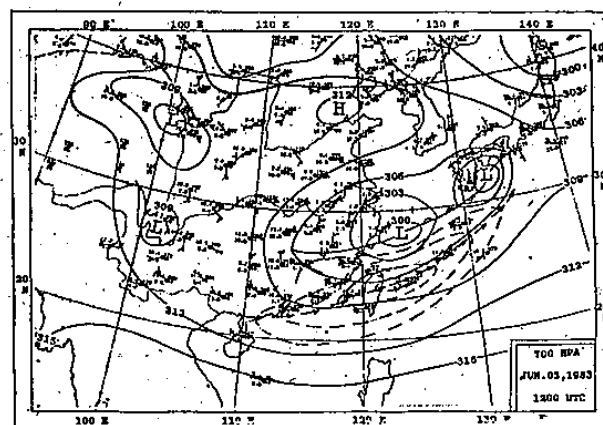
(6c)



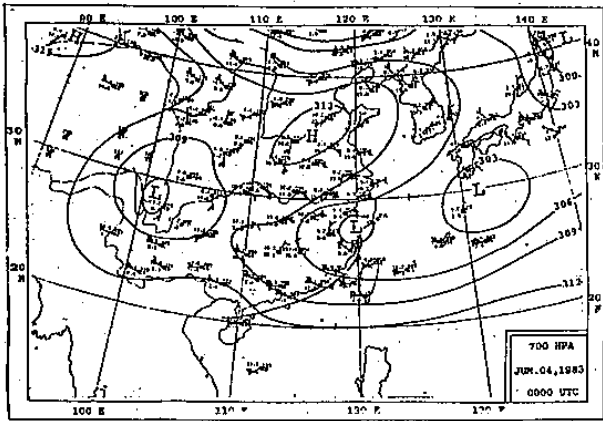
(6g)



(6d)



(6h)



(6i)

圖 6 1983年5月31日0000UTC ~ 6月4日0000UTC
700 HPA 天氣圖

(6a) 310000UTC, (6b) 311200UTC, (6c) 010000UTC,
(6d) 011200UTC, (6e) 020000UTC, (6f) 021200UTC,
(6g) 030000UTC, (6h) 031200UTC及(6i) 040000UTC。

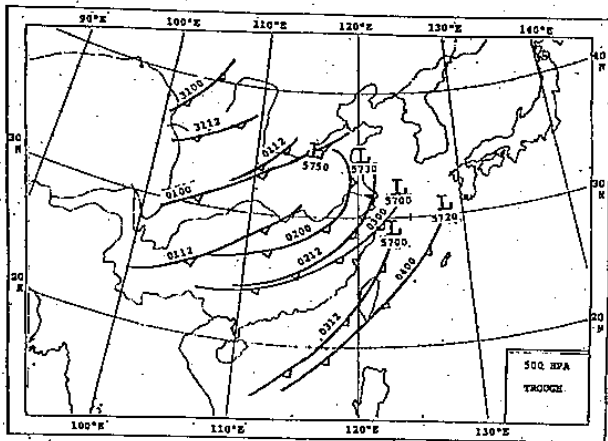


圖 7 1983年6月2日0000UTC ~ 4日0000UTC
500 HPA 槽線。

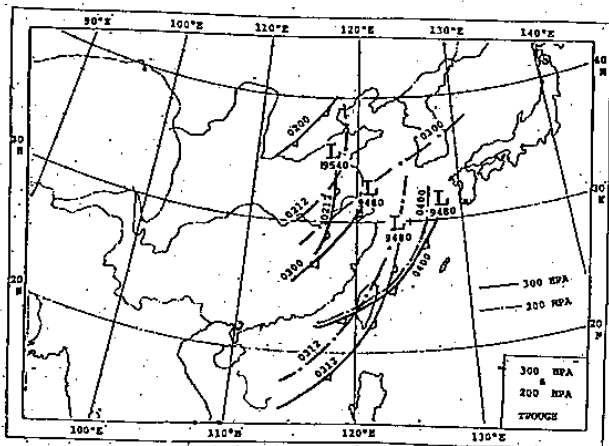
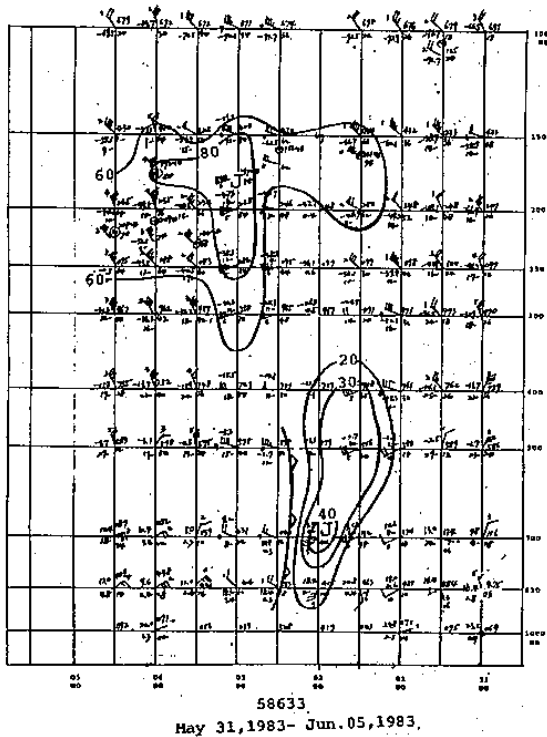


圖 8 1983年6月2日0000UTC ~ 4日0000UTC
300 HPA (實線)與200 HPA (點虛線)槽線。

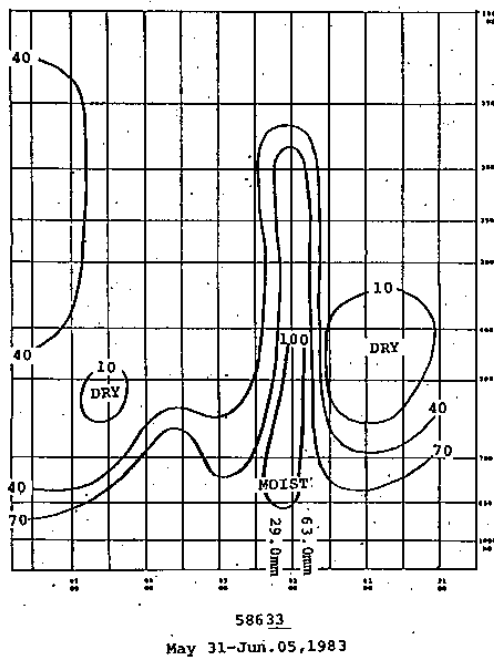
低層噴流與積雲對流之垂直結構

1日1200 UTC至2日1200 UTC MCS-A和B導致江西北部和浙江西部豪雨，其間江西南昌（58606）二十四小時雨量77.0 mm，浙江衢州（58633）為92.0 mm和江西景德鎮（58527）為118.0 mm。該三測站相距很近，此處選擇浙江衢州站分析其風場、相當位溫 and 相對濕度之垂直時間剖面分布。圖9為浙江衢州1983年5月31日至6月4日垂直時間剖面圖風場、相當位溫 and 相對濕度之分布。圖9 a為風場垂直時間剖面分析，虛線代表高層噴流附近等風速線，高層噴流最大風速88KT位於3日0000 UTC 167 HPA層。400 HPA層以下實線代表西南風等風速線。低層噴流最大風速44KT位於2日0000 UTC 700 HPA層。1日1200 UTC衢州位於700~850 HPA層低層噴流出區右側，西南風最大風速38KT位於400 HPA如圖5 d和6 d。此時MCS-A位於低層噴流之出區左側，如圖2 g。衢州位於MCS-A東邊。2日0000 UTC低層噴流最大風速44KT位於700 HPA，最大風速由前十二時的400 HPA層往下移至700 HPA且風速增強。700 HPA高空天氣圖低層噴流最大風速正好通過衢州，如圖6 e。圖9 b為相當位溫 (θ_e)之垂直時間剖面圖。31日0000 UTC至1日1200 UTC，衢州位於低層暖區和低層噴流前端，低層噴流引進高溫潮濕空氣，使得700 HPA層以下相當位溫比700~400 HPA層者為高，構成一潛在不穩定層。當2日0000 UTC 500 HPA層槽線接近，如圖7，強迫潛在不穩定大氣上升，而產生強烈對流。此期間MCS-A通過衢州，強烈對流造成十二小時雨量高達63.0 mm，其附近之南昌雨量為64.0 mm，景德鎮雨量為99.0 mm。豪雨強烈對流和500 HPA槽線之接近，西南風最大風速由400 HPA層往下移至700 HPA層，700~850 HPA層低層噴流最大風速亦增強。待2日1200 UTC地面鋒面和高空槽線通過後，大氣又恢復穩定狀態，低溫乾燥，低層大氣之相當位溫降低。圖9 c為衢州相對濕度 (RH)之垂直剖面圖，1日1200 UTC~2日1200 UTC期間70%

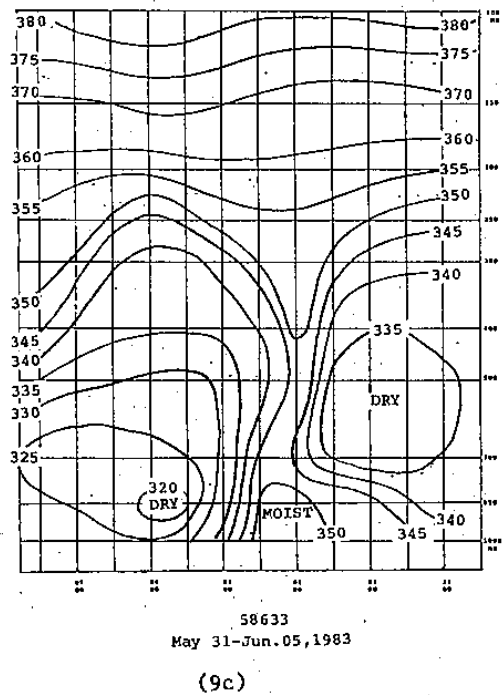
相對濕度線伸展至 300 HPA，可見 MCS-A 發展甚為旺盛，造成河西北部和浙江西部豪雨。



(9a)



(9b)



(9c)

圖 9 浙江衢州測站 1983 年 5 月 31 日~6 月 4 日
垂直時間剖面圖 (a) 風場分布 (b) 相當位溫 (θ_e)
分布 (c) 相對濕度分布。

六 討 論

1983 年 5 月 31 日 1200 UTC~6 月 2 日 1200 UTC 華南地區受西藏高原東南側四川低壓的影響，低層西南風盛行，MCS 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 隨著低壓在低層噴流前端或出區左邊發展，並沿著鋒面新生數個 MCS 且向西南沿鋒面逐次發展終而連結成帶狀 MCS，當其發展頂盛至逐漸消失之時，低層噴流達到最強。6 月 2 日 1200 UTC~4 日 0000 UTC 強盛的低層噴流移到華南沿海時，MCS 於低層噴流入區左邊和鋒面末端間新生數個 MCS，且向東北沿鋒面逐次發展終而連結成帶狀 MCS。當 MCS 發展頂盛時低層噴流再度達最強。本個案低層噴流和 MCS 之形成和發展在華南大陸地區與華南沿海地區相當不同。

由低層噴流與積雲對流之垂直結構分析，華南地區受四川低壓之影響，低層西南氣流盛行，使低對流層變成高溫潮濕，但中對流層仍保持低溫乾燥，構成一潛在不穩定之大氣，當鋒面和高空槽接近

，強迫潛在不穩定大氣上升而產生強烈中尺度對流系統，可能由於積雲對流潛熱釋放，增強上升運動，導致低層輻合增強，再使低層噴流增強。

蔡與鄭 (1987) 研究顯示台灣地區的豪雨可能源自噴流入區右方的劇烈對流，台灣豪雨發生前，低層西南風增到最強，大雨結束後，風速減小。本個案顯示，江西北部和浙江西部的豪雨源自噴流出區左側的劇烈對流，豪雨發生後，積雲對流消失，西南噴流反而增強。強盛的底層西南噴流移出華南沿海，在噴流出區右側之台灣等地區又構成一潛在不穩定之大氣，當鋒面和高空槽接近，又產生更劇烈積雲對流，造成台灣地區的豪雨。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。Chen and Dell'Osso (1986) 研究顯示豪雨通常位於低層噴流條左邊 200 ~ 300 公里下游處。Chen (1982) 分析顯示低層噴流不僅將暖濕熱帶海洋空氣向北輸送，使低對流層產生潛在不穩定層，而且由於地轉不平衡和內部重力波之不穩定度而引起一很強的垂直環流，在低層噴流北邊空氣上升，南邊空氣下沉，並指出華南地區豪雨在低層噴流與高層噴流軸間發生，850 ~ 700mb 低層噴流經常伴隨豪雨而加強。Tao and Ding (1981) 指出低層噴流之形成和發展，部份受西藏高原而加強。本個案結果與上述研究顯示頗為相同。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 (Akiyama, 1973; Matsumoto, 1972; 1973; Matsumoto and Ninomiya, 1967; Matsumoto et al, 1971; Ninomiya and Akiyama, 1974)。在台灣地區和華南地區觀測研究顯示引起梅雨鋒面暖區不穩定性和對流性降水，其主要機制為先前已存在之低層噴流，因此低層噴流之存在係對流之原因而非其對流之結果 (陳與紀, 1978, 陳與蒲, 1985; 蒲與陳, 1986; Chen, 1977; Chen, 1983)。Ninomiya (1980) 和 Ninomiya and Tatsumi (1980) 以實測資料作數值模擬實驗，在模式裡不包括任何積雲動量傳送模擬低層噴流，其實驗結

果可進一步支持這個觀點。

七、總 結

1983 年 6 月 1 ~ 2 日江西省北部和浙江省西部豪雨以及 6 月 3 日台灣中南部豪雨成災，本又針對此個案之初步研究，期能了解導致此現象之低層噴流和對流系統發展過程。初步結論可歸納為以下數點：

- (1) 華南地區低層噴流引進高溫潮濕氣流，在低層噴流出區右側，低對流層高溫潮濕，相當位溫甚高；中對流層仍保持低溫乾燥，構成一潛在不穩定大氣，當鋒面和高空槽接近，強迫潛在不穩定大氣上升而產生強烈之對流系統，造成豪雨的發生。
- (2) 華南地區積雲對流潛熱釋放，可能因增強上升運動，導致低層輻合增強，再使低層噴流增強。
- (3) 當華南地區積雲對流系統消失後，但低層噴流增強，台灣地區仍在鋒面或高空槽前時，積雲對流可能發展造成豪雨的發生，此點在台灣地區豪雨預報，需特別留意。

致 謝

我們感謝台大大氣系周仲島、李清勝和柯文雄三位教授提供意見，中央氣象局紀水上和陳熙揚兩位博士在資料搜集上之協助，以及民航局總台氣象中心林清榮先生與楊進賢先生在資料處理與校稿編輯上之幫忙。

參考文獻

- 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。
- 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，15，1，1-15。
- 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。

- Akiyama, T., 1973: Frequent occurrence of heavy rainfall along the north side of the low-level jet stream in the Baiu season. Paper Meteor. Geophys., 24, 379-388.
- Chen, Q., 1982: The instability of the gravity-inertia wave and its relation to 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.
- ; 1983: Observational aspects of the Mei-Yu phenomenon in subtropical China. J. Meteor. Soc. Japan, 61, 306-312.
- and C.C. Yu, 1987: A Synoptic-Climatological Study of Low-Level Jet and Severe Heavy Rainfall in Mei-Yu Season. (To be published in Mon. Wea. Rev.)
- Chen, S.J. and L. Dell'Osso, 1986: The effect of Qinghai-Tibet plateau forcing on the meso-scale rain-bearing circulation systems over eastern China during presummer rainy season. J. Meteor. Soc. Japan, 64, 53-63.
- Matsumoto, S., 1972: Unbalanced low-level jet and solenoidal circulation associated with heavy rainfalls. 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.
- K. Ninomiya and S. Yoshizumi, 1971: Characteristic features of "Baiu" front associated with heavy rainfall. J. Meteor. Soc. Japan, 49, 267-281.
- Ninomiya, K., 1980: Enhancement of Asia subtropical front due to thermodynamic effect of cumulus convections. J. Meteor. Soc. Japan, 58, 1-15.
- and T. 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.
- 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.

A Preliminary Analysis of the Low-Level Jet and Mesoscale Convective System over Subtropical China: May 31—June 4, 1983 Case

Chin-Piao Pu
Civil Aeronautics Administration

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

ABSTRACT

Relationship between a low-level jet (LLJ) and mesoscale convective systems (MCSs) was analyzed for a case over subtropical China in the period of May 31-June 4, 1983. Synoptic maps at different levels and GMS IR clouds were used to discuss the evolution of a LLJ and MCSs.

It was observed that a LLJ intensified to the south of a well-developed band of MCS over southern China to the south of a Mei-Yu front. It reached a maximum intensity in the dissipating stage of this MCS band. A series of MCSs then developed over the left-hand side of entrance region of this strong LLJ and downstream area. This LLJ and the newly developed MCS concurrently reached a maximum intensity.