

鋒面與中尺度低壓在豪雨之角色： TAMEX 第一階段之兩個個案

陳泰然
國立台灣大學

俞家忠
大氣科學研究所

(中華民國七十九年四月十四日收稿；中華民國七十九年六月二日定稿)

摘 要

本文選取1986年5-6月TAMEX第一階段實驗之IOP2與IOP3豪雨個案，利用傳統觀測、雷達與衛星資料，分析探討豪雨之時空分佈特徵及梅雨鋒與中尺度低壓在豪雨所扮演之角色，並研究梅雨鋒特徵及中尺度低壓之結構與形成機制。

結果顯示，梅雨鋒面為豪雨之重要因子，但鋒面之特徵差異無法解釋豪雨之時空分佈特徵，而中尺度低壓之強弱似為決定南部地區豪雨強弱之重要因子。此外，發現台灣西南部水平尺度約150公里之淺中尺度低壓(局限在5000呎以下)之形成，可能由中低對流層之氣流結構與中央山脈之冷卻效應而來(半地轉理論)，唯亦無法排除積雲潛熱加熱、海陸摩擦差異、氣旋式海岸地形與地形阻擋之分流效應等過程在形成與加強之可能角色。

關鍵詞：中尺度低壓、豪雨、梅雨鋒面、台灣地區中尺度實驗計劃。

一、前 言

「台灣地區中尺度實驗計劃」(Taiwan Area Mesoscale Experiment: TAMEX)的終極目標，在於增加對區域性豪雨之了解以改進對豪雨之預報能力，減少其帶來之損害並增加水資源利用之經濟效益。為了解梅雨期中可能導致豪雨之中尺度對流系統(mesoscale convective system; MCS)，以謀改進豪雨預報技術，並測試「指揮中心」與測站間整體性運作能力，以作為第二階段實驗(1987年5-6月)之改進參考，國內各氣象單位曾於1986年5-6月間進行第一階段的密集觀測實驗，利用已存觀測站網針對三次顯著的中尺度對流系統進行密集觀測(吳與陳，1986)。

陳與俞(1987)曾對此三次密集觀測之天氣系統進行初步分析，劉與徐(1988)利用第一次IOP個案，以探討熱帶擾動與梅雨鋒交互作用在產生豪雨所扮演的角色。林與林(1988)針對IOP3發生在華南及台灣地區之MCS，分析其演化過程及其環境條件；朱與陳(1988)則分析包括IOP2與IOP3的七個MCS個案之發生有利熱力與動力環境條件。Wang(1988)利用高雄每半小時數據化雷達資料，研究IOP2與IOP3之MCS特性；紀與陳(1989)則選擇IOP3個案，利用每3小時數據化GMS衛星資料，以研究MCS之演變與維時/加強之可能機制。

IOP2與IOP3期間之梅雨鋒面MCS，均給台灣北部地區帶來豪雨，且台灣地區亦均有中尺度低壓出現。此兩個案提供了研究台灣地區梅雨鋒與中尺

度低壓結構特性之絕佳機會，故本文選取此兩個案，以探討梅雨鋒及中尺度低壓在豪雨中所扮演的角色。

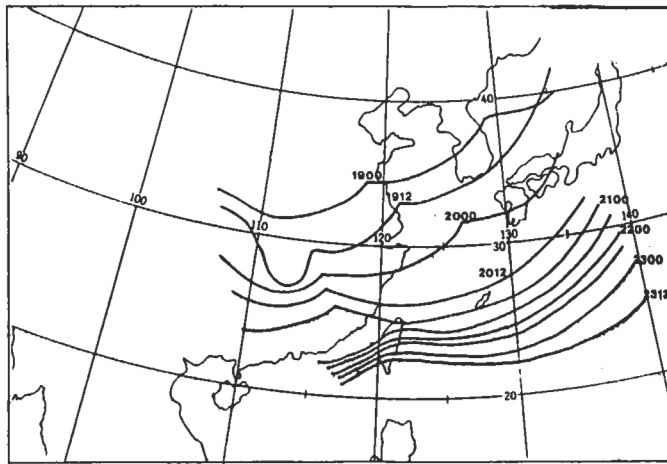
密集觀測資料。密集觀測資料則包括地面逐時觀測與每6小時探空/高空風觀測。分析地面降水特徵、地面與高空環流系統、溫度場、濕度場、風場與穩定度之結構與演變特徵，以辨認鋒面與中尺度低壓之結構特性，及其在豪雨中所扮演的角色。

二、資料與分析

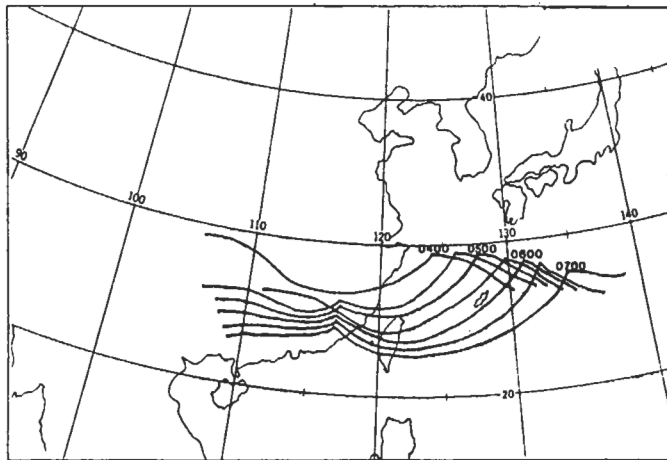
本文選取TAMEX 第一階段IOP2 (5月20-22日)與IOP3 (6月4-6日)之豪雨個案，使用資料包括該期間東亞地區傳統資料與衛星資料，以及台灣地區

三、綜觀形勢

圖1a為5月19日-23日 850 mb 梅雨鋒面位置



(a)

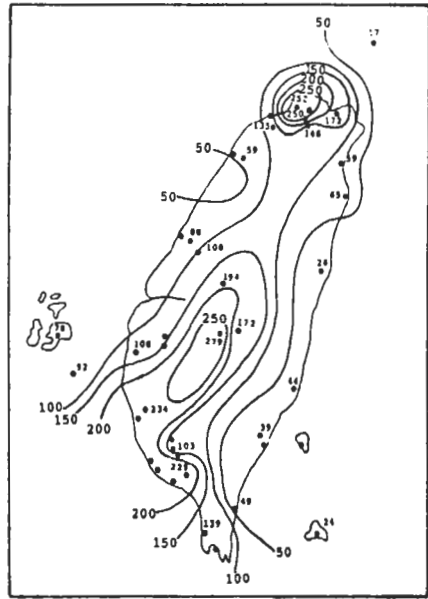


(b)

圖1 1986年(a)5月19日0000UTC-23日1200UTC與(b)6月4日0000UTC-7日0000UTC 850 mb 梅雨鋒面位置，前兩位數字為日期，後兩位數字為UTC。

，此鋒面系統由日本海、黃海、華中向東南移動至台灣北部海面之後，幾呈東西走向而緩慢南移，在21-23日間經過台灣地區。700 mb 槽線位於850 mb 鋒面北側，為一結構完整的梅雨鋒面系統。此段期間，鋒北冷舌/乾舌由黃海向西南伸展至華南，鋒南則有強烈西南氣流伴隨暖舌/濕舌由南海伸展至台灣地區。

圖1b為6月4日-7日850 mb 梅雨鋒面位置，鋒面幾呈東西走向且緩慢南移，於5-7日間通過台灣地區。700 mb 槽線位於鋒面北側且近乎平行，500 mb 槽則呈東北-西南走向，由黃海伸展至台灣地區與華南。類似IOP2情況，冷舌/乾舌由黃海/華北向西南伸展至華南之鋒北，而暖舌/濕舌由南海伸展至台灣鄰近地區，唯西南氣流較弱。



(b)

圖2 1986年(a)5月20-22日與(b)6月4~6日之3天累積雨量(mm)。

四、降水特徵

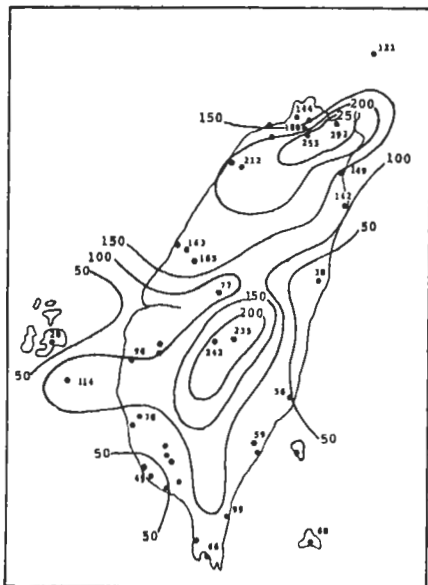
圖2為IOP2與IOP3個案72小時累積降雨量分佈，顯見阿里山與玉山山區均屬雨量最多區域(均在200mm以上)，與梅雨期氣候值分佈相似(陳，1978)，顯示地形影響效應對梅雨期迎風面降水量有

重要貢獻。台灣北部地區為另一雨量最多區，而西南部平原亦有相對最大值，東部地區則最少，與陳(1983)分析之台灣地區梅雨顯著性分佈一致。

為分析各個案暴雨及其起止時刻，以做為研究環流系統與暴雨關係之參考依據，將各選擇測站之逐時及日雨量列於表一及表二內。各個案之東部降水較少，故未列入表內。茲將各個案降水特徵描述如下：

1. IOP2 個案

由此個案資料顯示，最強降水發生於台灣北部，向南漸次遞減，至嘉義(含)以南地區，已無極顯著降水發生，特別是台南及高雄一帶，逐時降水強度及日降水量均小。台灣北部地區之強烈降水，多發生於5月20日晚至21日清晨，台灣中部則發生於21日晨。各測站逐時最大雨量以基隆之45.8mm為最大，出現於20日15~16時之間；梧棲之38.8mm為次大，發生於21日00~01時之間；再其次為



(a)

台中之35.0mm，發生於21日04~05時之間。台北發生於20日17~18時之32mm降水強度亦相當大。值得一提的是，台灣北部於21日19~24時之間及22日04~09時之間又發生兩次較顯著降水，例如台北21日20~21時曾發生19.5mm之雨量。

以台灣北部地區而言，日降水量 $\geq 100\text{mm}$ 之測站，計有5月21日有基隆(111mm)、台北(102.2mm)、新竹(140mm)、大尖山(147mm)、桃園(156mm)等5測站。5月22日有台北(101mm)、五指山(104mm)、四十分(121mm)、大尖山(103mm)、雙連埤(129mm)等5測站。

2. IOP3 個案

由此個案資料顯示，各測站之逐時降水強度及日降水量，均以台灣北部為最大，西南部為次大，而以西部地區者為較小。北部尖端之降水強度，以發生於淡水6月4日19~20時之87.6mm為最大，陽明山4日18~19時之54.0mm及19~20時之47.6mm為次大。其次，發生於基隆4日17~18時之33.6mm及台北4日18~19時之25.0mm之降水強度亦相當大。

台灣北部這些極顯著之降水，均有配合良好的鋒面系統過境。台灣西南部之降水，以發生於台南5日15~16時之43.4mm為最大及4日14~15時之32.4mm為次大，高雄4日14~15時之31.5mm為再次大。山區之日月潭及阿里山，在4日下午13~16時之間，均分別發生較強之降水。由此顯示，台灣西部及南部於4日下午當梅雨鋒面系統由台灣北部海上向南台灣趨近時，均導致台灣西南部地區之顯著系統性降水。台灣西南部地區之較顯著降水，有明顯間歇性發生之趨勢，以台南為例，顯著降水分別發生於4日13~15時(最強時雨量32.4mm)，4日19~21時(最強時雨量33.2及32.3mm)，5日3~5時(最強

時雨量46.7mm)及5日14~16時(最強時雨量43.4mm)。這些間歇性發生之顯著降水值得重視，除受鋒面系統影響外，或許與台灣西南部海上中尺度低壓之活動有關，容後再論。

以台灣北部地區而言，日降水量 $\geq 100\text{mm}$ 之測站，計有6月4日有淡水(158mm)、陽明山(115mm)、五指山(155mm)、四十分(141mm)、鞍部(120mm)、大尖山(159mm)等6測站，為第一階段實驗期間七道鋒面系統過境帶來最多雨量的一次，均屬豪雨定義之降水。

五、鋒面特性

每三小時之台灣地區地面天氣圖分析，發現此兩次顯著鋒面(5月20~22日及6月4~6日)通過台灣時，受地形影響而有彎曲、斷裂、東西側移速快慢不同及鋒上生波等現象。圖3為5月20~22日(IOP2)各時間之鋒面位置，顯見當鋒面移至台灣北部後即有彎曲與斷裂現象，其鋒面平均移動速度，可以北緯23.5度為界線，分成四個區域，以台灣東南部海上移速 6.5ms^{-1} 為最快，西北部海上(海峽北部) 6ms^{-1} 為次快，東北部海上 4ms^{-1} 為再次快，而以西南部海上 3ms^{-1} 為最慢。此個案之東西側與南北之移速差異與陳(1978)之1975年個案結果有所不同，該個案移速為東側較快，鋒面先行南下後滯留。台灣東南部海上在此個案伴有中尺度低壓，離岸海上低壓環流中顯著的南來氣流可能為導致東北部鋒面移速趨於緩慢之因，待北來氣流進入中尺度低壓後，鋒面遂快速南移，並有跳躍現象，三小時之移速可達 11ms^{-1} 左右。台灣西南部海上鋒面移動最慢，可能係因鋒面移至台灣中部後與西南部海上之中尺度低壓相結合之故。此個案鋒面移經台灣地區有彎曲與斷裂、鋒面位於台灣西南部與中尺度低壓結合以及鋒面在台灣東南方海上有跳躍情形。有時鋒面移至台灣西南部後變得較不明顯，使此區鋒面分

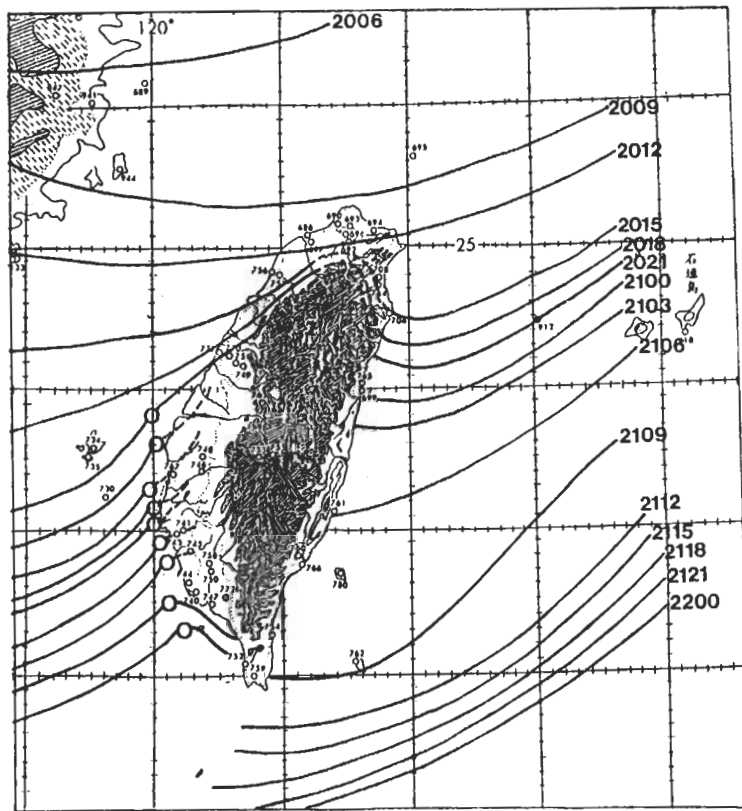


圖3 1986年5月20-22日鋒面通過台灣期間每三小時位置(前兩位數字表日期, 後兩位數字表UTC), 顯示鋒面有彎曲、斷裂及台灣東西側移速不同之現象。

析較為困難。6月4~6日(IOP3)之鋒面, 在台灣多呈徘徊滯留現象, 其位置多重疊難辨, 故從缺, 但上述彎曲、斷裂、移速不同、鋒上生波等現象均極明顯。

為了解台灣地區鋒面之性質, 分析探空資料中的溫度、相當位溫、混合比、風向與風速隨高度之變化。

1. 鋒面逆溫分析

冷季鋒面通過台灣, 均伴有相當顯著之逆溫, 常可用逆溫層內單位垂直距離之溫度增加率判斷鋒面強度。梅雨季裡之鋒面是否亦有相同性質, 實為一個有趣的問題。IOP2

個案有明顯鋒面逆溫, IOP3個案則無。台北5月20日1200UTC與21日0600UTC之探空曲線, 以及馬公5月21日0000UTC與1200UTC之探空曲線, 均顯示鋒後上空有明顯的鋒面逆溫。此逆溫在台北出現於850~800 mb, 馬公則在950~900 mb, 與圖3所示之地面鋒位置比較, 估計鋒面在海峽北部斜率為1:185, 南部減小為1:220。顯然, 鋒後冷空氣愈往南伸愈薄。6月4日0000UTC及5日0000UTC台北之探空曲線, 與6月5日0600UTC及1200UTC馬公探空, 均顯示鋒後並無明顯的逆溫現象, 此種有趣之鋒面性質差異及其

與組織性對流之發展，有待進一步詳細研究。

2. 穩定度及水氣分析

5月20日1200UTC~21日1200UTC (IOP2) 期間，台北、馬公及東港之相當位溫(θ_e)、混合比及風之垂直時間剖面分佈，分別如圖4a、b、c所示。顯見，各測站最不穩定空氣除近地層外均發生於鋒前，最低相當位溫出現於中對流層650~600 mb附近。鋒面過後，穩定度增加。近地層之最低位溫台北發生於5月21日0600UTC 鋒後冷空氣內，馬公亦發生於21日0600UTC 至1200UTC 之鋒後冷空氣內，而東港則此期均為鋒前之不穩定大氣所籠罩。各測站水氣相當豐沛，一般而論，南部低層水氣大於北部，實驗期間近地面之混合比均在 $20 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 以上，其垂直向水氣梯度亦較北部者為大，這些均顯示南部大氣較似熱帶大氣。各測站中低層之西南風相當強勁，尤以5月20日1200UTC 東港550 mb

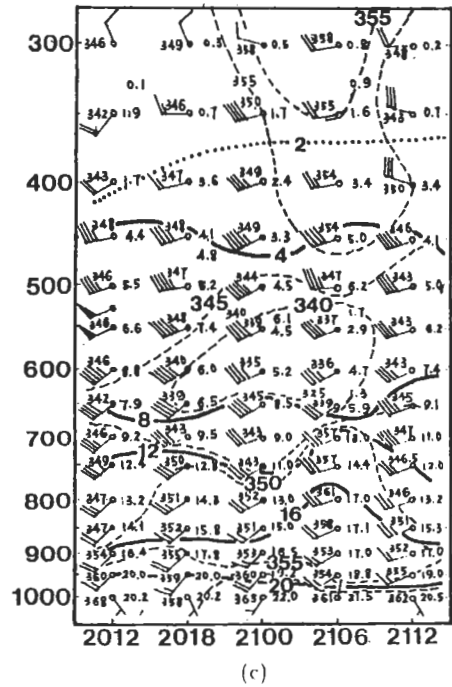
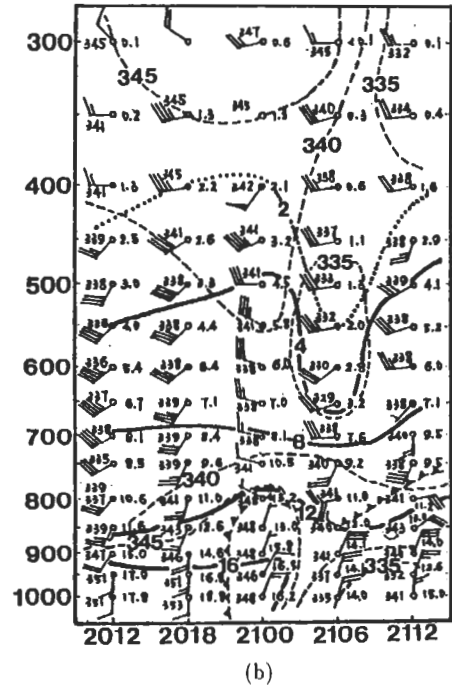
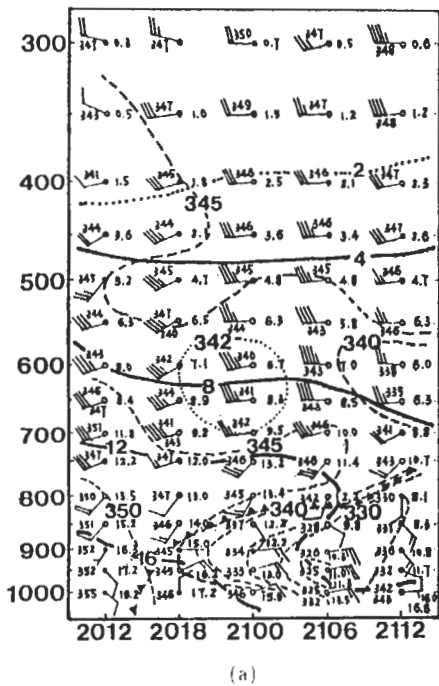


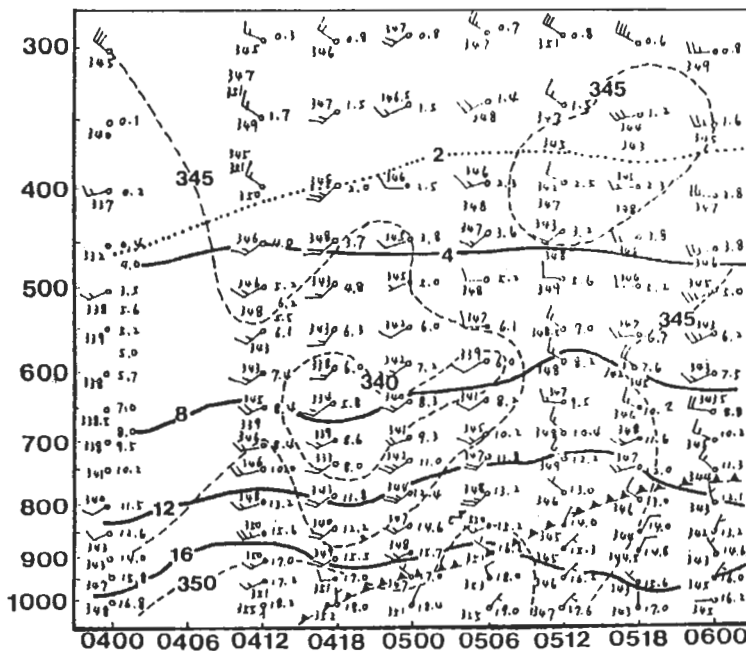
圖4 1986年5月20日1200UTC-21日1200UTC (a)台北、(b)馬公與(c)東港之相當位溫(虛線, K)、混合比(實線, $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$)與高空風之時間剖面圖。

附近為最強(25ms^{-1})。此段期間東港因仍在鋒前，故中低層均為西南風。馬公地區鋒面通過前後低層風向由南轉北之顯著改變及鋒後北來風之增強，顯示典型之海上鋒面過境現象，此與鋒面過境快速，冷空氣厚度迅速增加一致，而與台北鋒後轉為東北風，冷空氣緩慢增厚成明顯對比。台北850 mb 鋒面區亦為 θ_e 垂直梯度最大區，但此種情況在馬公已較不明顯，此顯示海上冷空氣南下迅速之增暖增濕效應。

6月4日0000UTC~6日0000UTC期間，台北、馬公及東港之相當位溫、混合比及風之垂直剖面，分別如圖5a、b、c所示。顯見各站650~600 mb附近，均有相當低的相當位溫存在。除東港鋒面未經過外，各測站最不穩定大氣亦均發生於鋒前，台北發生於6月4日1200~1800UTC鋒面之上暖空

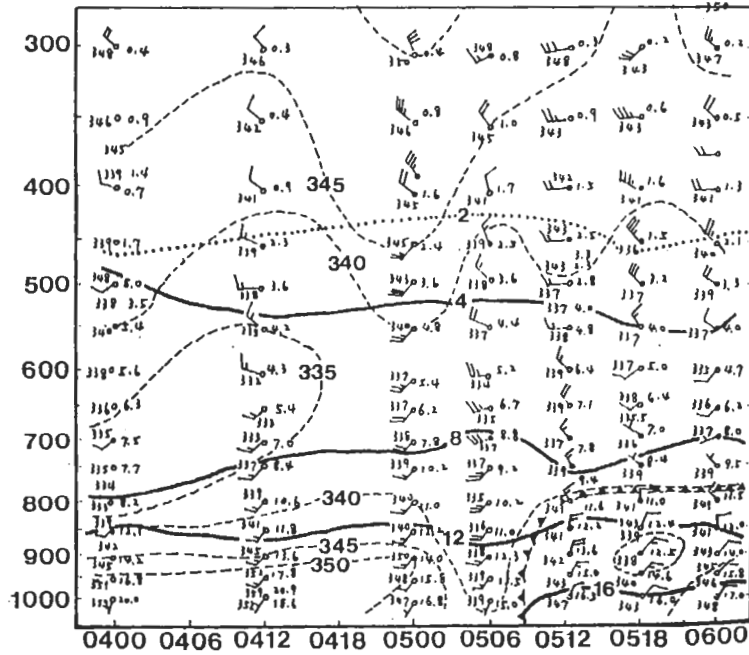
氣內，馬公低層最不穩定大氣發生於6月4日0000UTC至5日0000UTC鋒前西南氣流暖空氣內。各測站水氣相當豐沛，但低層最大垂直水氣梯度發生於馬公暖區。各測站之中低層高空風，一般均較IOP2個案為小，其中尤以550~500 mb附近之中對流層風速更小至 $5\sim 7\text{ms}^{-1}$ 左右。不過，台北6月5日0000及0600UTC 800 mb附近西南風在 12ms^{-1} 以上，而馬公6月5日0600UTC鋒面通過前800~600 mb間之西南風亦在 12ms^{-1} 以上，700 mb曾達 15ms^{-1} ，顯示有狹窄之較弱低層噴流現象。上述IOP2個案台北與馬公鋒後冷空氣增厚速度差異，在本個案亦極明顯，但 θ_e 梯度不若IOP2個案之強烈。

圖6a與圖6b分別為IOP2個案與IOP3個案當鋒面經過台灣南部 23°N 附近時，南北剖面相當位溫、混合比與風場分佈。IOP2個

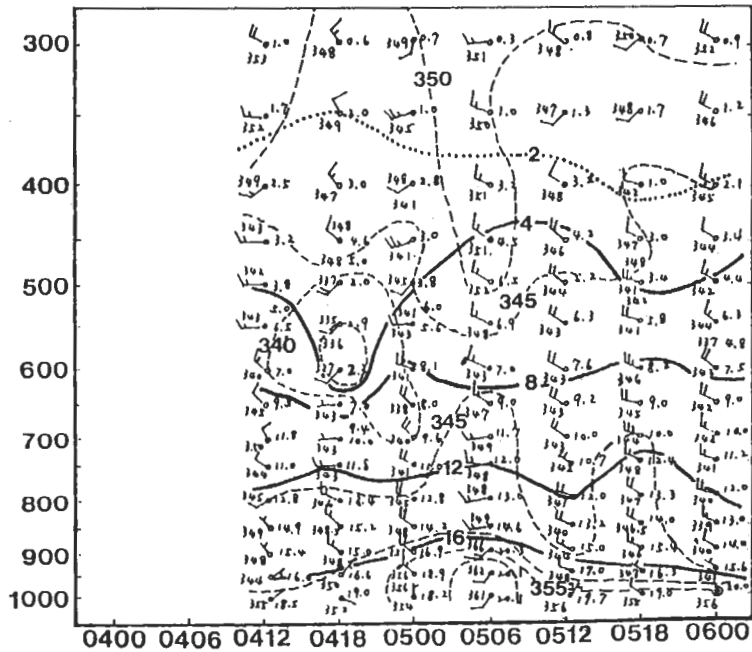


(a)

圖5 (圖說見下頁)



(b)



(c)

圖5 同圖4，但為1986年6月4日0000UTC-6日0000UTC個案之
(a)台北、(b)馬公與(c)東港。

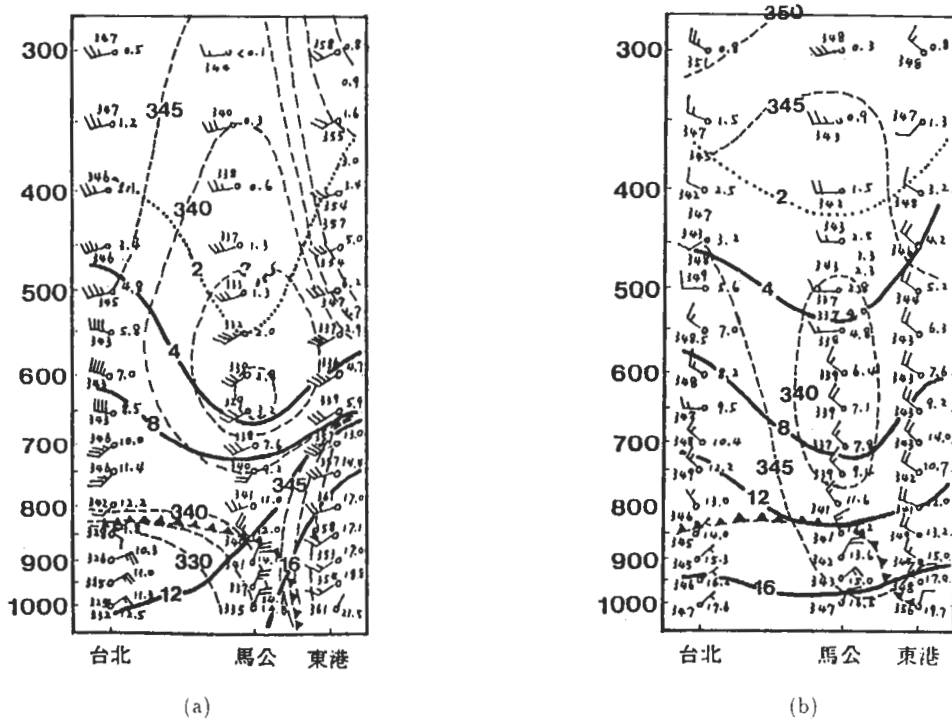


圖6 1986年(a)5月21日0600UTC與(b)6月5日2100UTC沿台北、馬公與東港之相當位溫(虛線, K)、混合比(實線, $g Kg^{-1}$)與高空風南北剖面分佈。

案鋒面位於台灣南部時，其相當位溫分佈似典型的冷鋒結構。IOP3個案鋒面位於台灣南部時，其相當位溫分佈與IOP2個案者頗為不同，鋒後低層並無相當位溫隨高度增加之穩定情形。此點與IOP2個案鋒後，東北/北風強且冷，而IOP3個案鋒後東北風弱且暖者一致。

3. 鋒面與豪雨

表一所列之逐時降水量資料，IOP2個案期間各測站之最強降水，如基隆時雨量45.8 mm，台北時雨量32.0 mm，梧棲時雨量38.8 mm，台中時雨量35.0 mm等，多發生於5月20日0800UTC至2100UTC間，此期間正是梅雨鋒趨近或通過諸等測站之時，顯示鋒面與豪雨關係之密切。由表二得知IOP3個案期間

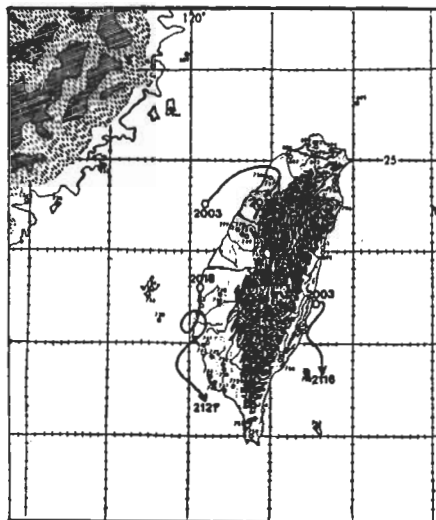
，各測站所發生之最強降水，如淡水時雨量87.6 mm，陽明山時雨量54 mm，基隆時雨量33.6 mm，台北時雨量25 mm及梧棲時雨量30 mm等，均出現於6月4日1100UTC前後，亦為鋒面趨近之時。台灣中南部地區，鋒面趨近及過境時，如伴有中尺度低壓或低層西南氣流強勁（有適當方向的低層噴流為最佳）時，每可導致顯著降水。一般當鋒面南移至台灣西南部時，因強度已大為減弱，直接由鋒面過境影響所發生之豪雨機會較小。但當鋒面位於台灣中南部時，若有中尺度低壓形成，適於發生顯著降水。鋒面趨近及通過台灣東部時，因受地形影響，一般僅台灣東北部（例如：宜蘭、花蓮）地區有降水，但少有豪雨發生。台灣東南部地區，因中

低層西南氣流越山下沈作用，致降水不顯，這亦是台灣東南部近海地區，雖有中尺度低壓，但無甚降水之主要原因。

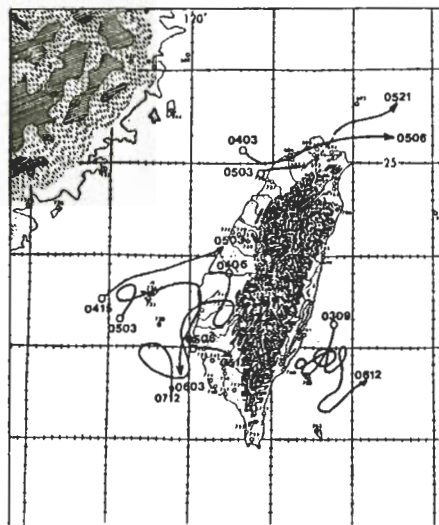
六、中尺度低壓特性

陳(1978、1990)之中尺度低壓旋生頻率有三個最大區域，分別為台灣東南部近海，台灣西北部沿海及嘉南平原沿海。其出現頻率以台灣東南部沿海最多，其次為嘉南西部沿海，再其次為台灣西北部沿海。台灣東南方中尺度低壓，係在台灣地區低層盛行西南氣流時，因地形效應而成，持續時間較他處者為長，其形成與否，可用台灣南部中央山脈以西地區減去以東地區之氣壓差預報(Wang and Chen, 1990)。一般當冷鋒沿東海岸南下冷空氣移至中尺度低壓後，低層風系改變，此低壓或漸消散或轉變成鋒面低壓。1986年三個IOP期間，均出現有此種中尺度低壓。台灣西北部中尺度低壓，係在有梅雨鋒面向南移至台灣北部或近海，且西南氣流相當不穩定時形成於鋒上或鋒南，常伴隨來自台灣海峽不穩定西南氣流內之對流，一般持續時間短，但當地面鋒面及850 mb 鋒面(風切線)系統在台灣徘徊時，有持續或重覆發生之趨勢。它們可向東通過台灣北部後消失或進入東海後消失或在北部向南位移後消失。台灣西南方之中尺度低壓，係在西南氣流相當不穩定情況形成。由於台灣海峽傳統觀測資料較缺，定位相當困難，低壓形成於海峽抑或自南海北部移入嘉南平原西方海上，判斷時感困難，一般係由台灣及澎湖之地面觀測來決定此類低壓之位置。出現於此處之中尺度低壓演變，每視當時850mb 槽線系統之移動快慢及南海低層西南氣流之不穩定情況而定，它可重覆出現。此種中尺度低壓發生後，可移入台灣西南部而導致有關地區之顯著降水，亦可沿海岸南移，或在海上徘徊。此種低壓若在鋒前形成或出現，則當鋒面移至台灣中部後，中尺度低壓將與鋒面相結合。當此種伴隨鋒面之中尺度低壓系統出現時，其動態似受日夜變化影響，即白天尤其

是午後，可能因海風與盛行風雙重效應使南來氣流較強，低壓及鋒面有近乎滯留之勢。一俟海風減弱或消失後，低壓及鋒面即南移，移速每視當時北來系統之強弱而定，此種綜觀天氣經驗頗有進一步研究之必要。



(a)



(b)

圖7 1986年(a)5月20-22日與(b)6月3-7日中尺度低壓之路徑，前兩位數字表日期，後兩位數字表UTC

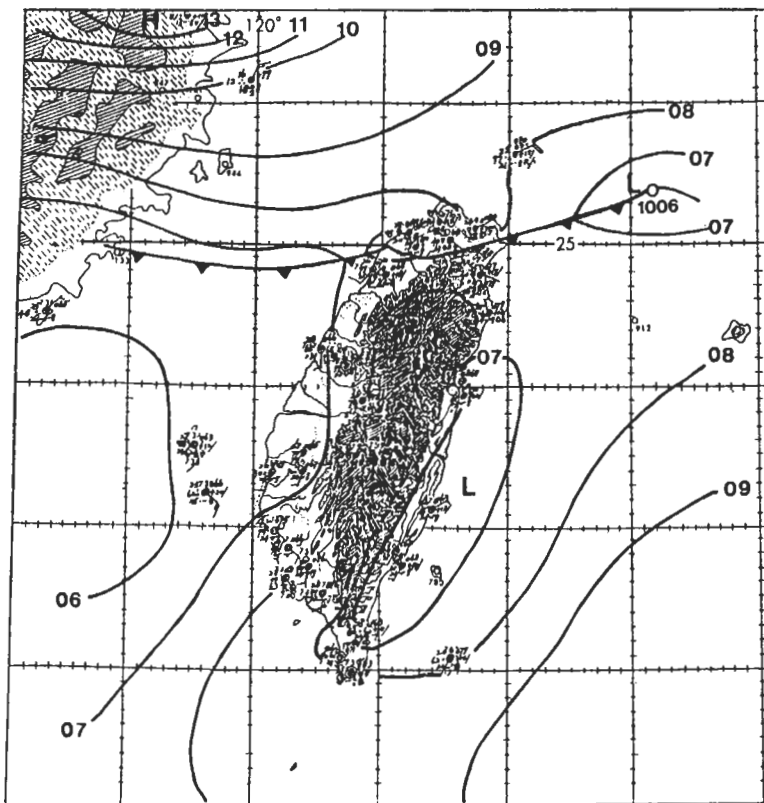
1. 路徑

根據每3小時之地面圖分析，將此兩個案發生之中尺度低壓加以統計，發現中尺度低壓出現之總時間，以台灣東南部者最長為110小時，台灣西南部者次之為70小時，台灣西北部者最短為60小時。各中尺度低壓路徑如圖7所示，台灣西北部中尺度低壓之路徑，除有登陸北部並向東移出者外，亦有登陸後略向南移而消失者。發生於台灣西南部及東南方之中尺度低壓，其動態有徘徊打圈及向南位移而消失之勢。

2. 結構

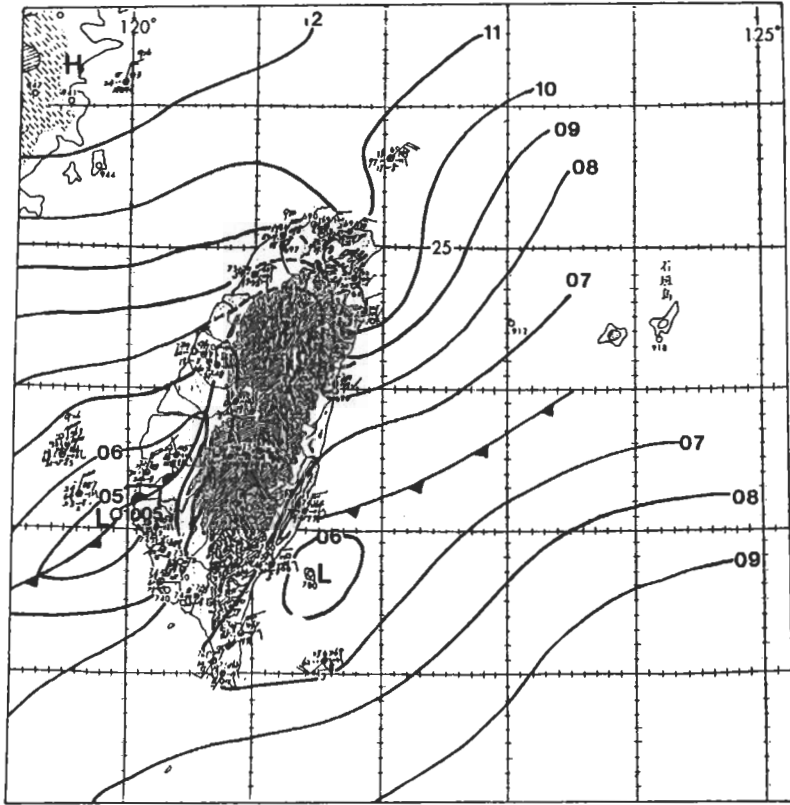
因中尺度低壓大部份在資料較少之台灣附近海上活動，故僅能利用地觀測、探空資料及

高空風資料（在實驗觀測期間，雲層低而多有雨，高空風所獲觀測資料極少），作概括的分析（圖8，9）。若以封閉等壓線定義中尺度低壓水平大小，一般以台灣東部者為最顯著最大，台灣西南部者次之，而以台灣西北部者為最小。例如1986年6月5日1200UTC，同時出現的各區中尺度低壓即是（圖9）。此例台灣東南方之低壓環流約200公里左右，台灣西南部者約150公里，而台灣北部者尚不足100公里。當然，它們的環流有隨時空變化之趨勢。低壓之垂直結構方面，以每1000呎間距之台灣地區高空風分析。茲以1986年5月21日0600UTC及6月5日1200UTC之高空風所顯示之台灣西部環



(a)

圖8 (圖說見下頁)



(b)

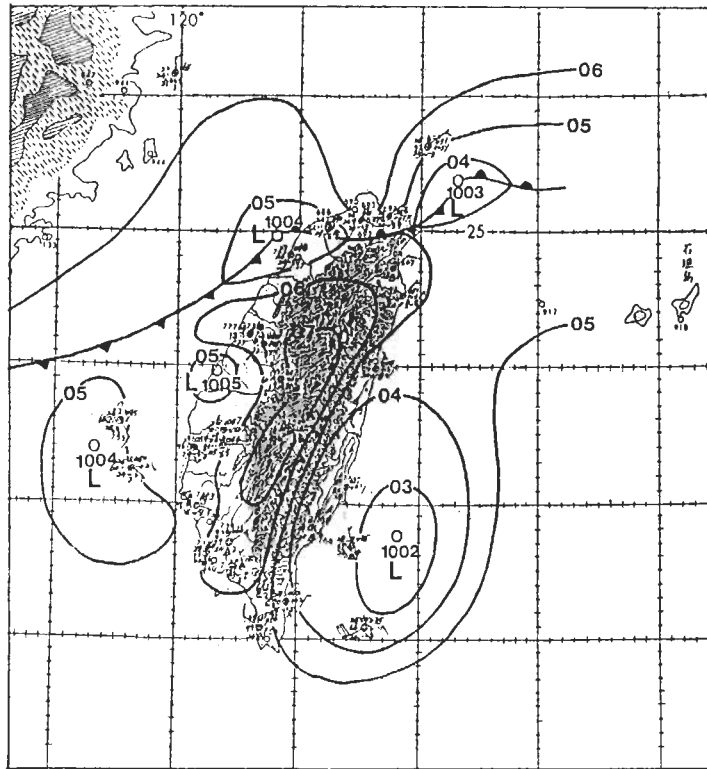
圖8 1986年5月(a)20日1200UTC與(b)21日0600UTC之地面氣壓分佈 (mb, 略1000)與鋒面位置。

流為例，如圖10所示，5000呎及以下均可見封閉環流，在6000呎以上已無封閉低壓環流。此種在地面中尺度低壓上之中尺度封閉環流，顯然發生在顯著之風切線上，低壓中心南側低層西南氣流受中央山脈之阻擋效應在台灣西南部產生之分流與向北之偏向氣流，顯然在中尺度低壓封閉環流之形成扮演重要的角色。台灣西北方及台灣東方之中尺度低壓垂直環流情形，因資料不足無法判斷。關於台灣東方海上中尺度低壓之熱力結構，以相同時間綠島及馬公兩探空資料比較獲知，在中尺度低壓區內之東方低層大氣溫度較台灣海峽氣溫為高。顯示此類低壓屬於暖

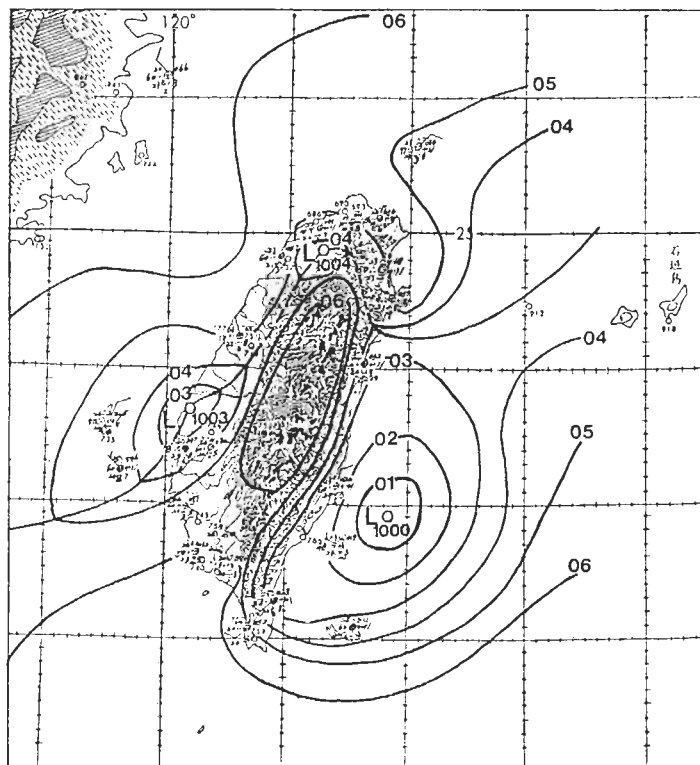
心結構，應屬氣流過山形成者。茲以1986年5月20日1200UTC兩測站之探空為例（圖未示），顯見中低對流層之溫度，綠島較馬公為高，尤以880~780 mb氣層更為顯著，約高3°C左右，且相對濕度較上下層及馬公者為小。綠島高空風資料顯示，低層盛行250°左右13~18 ms⁻¹之強風。顯然此暖心且乾燥之中尺度低壓，係因此種與台灣主山脈呈相當交角之氣流越山下沉而來。

3. 中尺度低壓與暴雨

台灣東南部中尺度低壓，一般因係屬背風暖心低壓，故此類低壓通常並不伴隨惡劣天氣，對台灣東部地區顯著降水之發生似無明顯

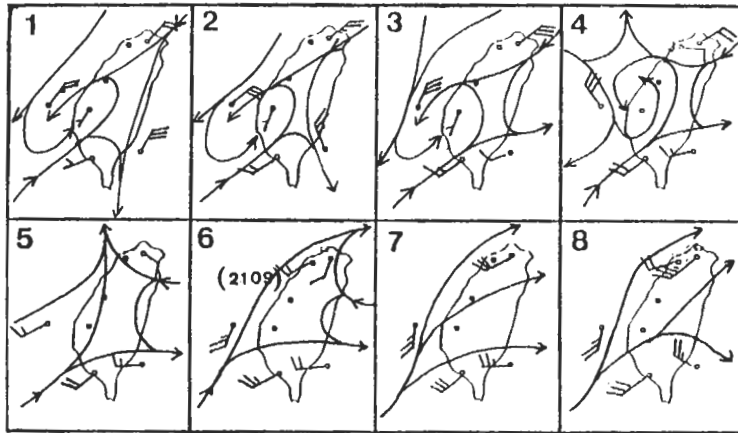


(a)

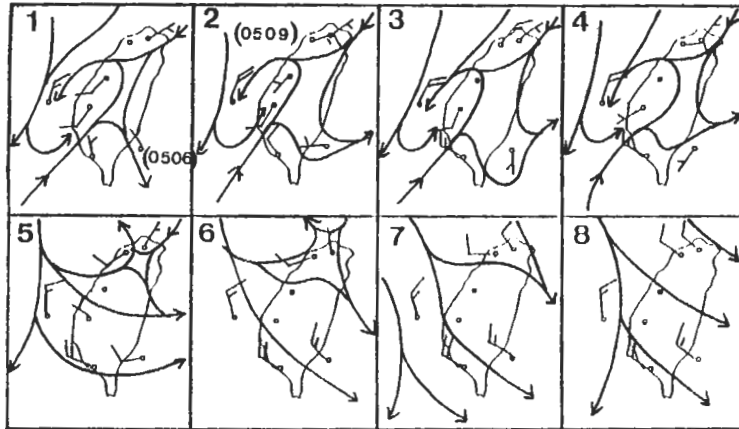


(b)

圖9 1986年6月5日(a) 0300UTC與(b) 1200UTC之地面氣壓分佈(mb, 略1000)與鋒面位置。



(a)



(b)

圖10 1986年(a)5月21日0600UTC與(b)6月5日1200UTC由1000呎至800呎各層之氣流分佈。左上角數字表千呎數，括號內數字表該站在分析時間前後之資料觀測日期(前兩位數字)與UTC(後兩位數字)。

影響。此可由圖1所示此兩個案之雨量分布得知，靠近中尺度低壓之東部各測站及蘭嶼島雨量均相當少。台灣西北部中尺度低壓，因多係發生於鋒面趨近台灣北部之前及鋒面通過之際，故對台灣北部顯著降水之形成頗具影響。IOP2個案及IOP3個案台灣北部之強烈降水，均與中尺度低壓趨近及通過台灣

北部有密切關係，IOP1個案無中尺度低壓亦無顯著降水。台灣西南部中尺度低壓對台灣中南部地區之顯著降水，關係亦極為密切，其中尤以伴隨鋒面南下時所出現之中尺度低壓，對發生顯著降水作用更明顯。IOP3個案即顯示，台灣海峽與台灣西部之對流幾沿鋒前中尺度低壓區發展。

七、討論與總結

本文選取1986年5-6月TAMEX第一階段實驗的兩個暴雨個案，進行針對可能導致暴雨之中尺度環流系統之診斷分析。此兩個案均有顯著梅雨鋒面由北向南移動，且在台灣東南、西北與西南亦均有中尺度低壓之形成，故分析鋒面與中尺度結構差異在導致暴雨差異之可能角色，以及台灣西南部中尺度低壓之可能形成機制探討，遂成為本文之主要目的。

林與林(1988)對IOP3個案與Wang(1988)對IOP2與IOP3個案之分析，均認為鋒面輻合/舉升與地形效應在導致暴雨事件上為必要條件，紀與陳(1989)對IOP3之研究，更認為除鋒面擾動輻合與鋒面舉升以及地形之舉升與加熱效應外，日夜之海陸風環流與MCS之外流邊界在產生暴雨之角色亦不容忽略。因IOP2與IOP3兩個案之暴雨均與梅雨鋒面密切關連，最大時雨量亦均發生在鋒面逼近或過境之時。IOP2鋒面在5月20日0800-2100UTC影響台灣中北部地區，於5月21日000UTC之後影響南部地區；而IOP3鋒面於6月4日1100UTC前後影響中北部地區，於6月5日1200UTC後影響南部地區(圖1、3)。若以鋒面過境前後，台灣中北部地區與南部地區代表性測站之最大時雨量來分析此兩個個案之南北差異，應可反映此兩個案在鋒面過境前後之雨量差異或暴雨強度差異(表一、二)。選擇台北、新竹與梧棲代表中北部地區，嘉義、台南與高雄代表南部地區，則IOP2中北部地區平均最大時雨量約為30 mm，南部地區約為14 mm，IOP3中北部地區約為23 mm，南部地區約為25 mm。此兩個案降水量之差異及南北之差異，是否可由鋒面特性之差異加以詮釋，實為一個有趣的問題。

鋒面在台灣北部移速慢，在台灣海峽中北部移速快，而在西南部沿海移速亦慢，此兩個案均極相似，故鋒面移速在此兩個案之降水似無甚關連。由地面鋒面位置與探空逆溫層之位置分析，IOP2鋒面斜率在海峽北部較大(為1:185)，在海峽南部較小(為1:220)，IOP3因無明顯逆溫無法直接估計，但比

較圖4與圖5之垂直剖面，其斜率之南北差異應與IOP2者相似。因此，斜率大小似亦無法解釋兩者降水之差異。雖鋒面在海峽中北部移速較在台灣北部地區為快，至使鋒後冷空氣增厚速度增快(圖4、5)，但鋒面南移斜率變小使冷空氣變薄。此種鋒後冷空氣厚薄之南北差異，亦無法說明兩個案之降水差異。再者，IOP2鋒面斜壓性較強，鋒面特徵較似溫帶冷鋒，但鋒上低對流層氣流性質則與IOP3者無甚差異(圖4、5)。兩者在北部時，鋒上皆為西南氣流，有暖平流(順轉)，在南部時為西北西氣流，有冷平流(逆轉)。因此，鋒面之結構特徵差異，似亦與降水差異無甚關連。由以上討論，顯然此兩個案之鋒面在暴雨之產生占有重要角色，但鋒面特徵之差異似無法解釋彼此之降水差異與南北之降水差異。中尺度低壓在暴雨之角色與決定降水差異之角色，將於以下詳加討論。

此兩個案之中尺度低壓，均分別發生在氣候上之有利區(陳, 1978, 1990)，唯其生命史與路徑各區不同(圖7)。台灣東南側之中尺度低壓，在背風面形成，地形效應在其形成占重要角色，但其出現與中央山脈以西暴雨似無直接關連，故不在本文探討之列。此兩個案之重要共同特徵，為台灣西南部之中尺度低壓及其在低對流層之環流(圖8、9、10)。當梅雨鋒由北向南緩慢移至台灣北部地區時，台灣海峽中部至西南沿海一帶在鋒面低對流層西南氣流內，有旺盛MCS發展，此時在該區亦有中尺度低壓發生(圖8a、9a)。雖然理論上地面氣壓下降可由積雲尺度潛熱加熱而來，但此種中尺度低壓可否由此潛熱加熱機制而來，實有待進一步之探討。由該區持續之MCS與陸地上對流性降水觀之(表一、二)，潛熱加熱效應或許可為中尺度低壓形成之機制。當鋒面南移至西南部沿海時，中尺度低壓與鋒面交互作用，轉變成鋒面低壓(圖8b、9b)，具有顯著氣旋式環流。由圖4與圖5顯示，海峽鋒後之強烈北北東風使鋒面移速在海上較陸上為快，而呈東北-西南走向之鋒面。再者鋒後氣流在西部沿海之氣旋式海岸地形與海陸摩擦差異導致之氣旋式風切，均有利於氣旋式渦度之生成，因而使得中尺

度低壓迅速轉變成鋒上氣旋擾動。此兩個案之中尺度低壓在發展成熟時(圖8b、9b)，均僅局限在近地層5000呎以下(圖10)，為一淺系統，水平尺度約150公里。

此兩個案之西南部中尺度低壓生成時(圖8a、9a)，台灣地區之地面氣壓分佈相似，東南部沿海有中尺度低壓，水平尺度約200公里，台灣西北部在鋒上亦形成中尺度低壓擾動，唯水平尺度較小，約100公里。中央山脈則出現高壓，由中間向兩側氣壓遞減。此種分佈，在西南部中尺度低壓發展成熟時，更為明顯(圖8b、9b)，唯IOP3之低壓較IOP2者為強，氣壓較低。圖10顯示，在中尺度低壓成熟時，低對流層之盛行風兩個案有顯著差異，IOP2個案為西南風，IOP3個案則為西北風。中央山脈西側氣流因地形阻擋效應而產生之分流現象，至為顯著，至使氣流在西南部沿海呈現反旋式曲率(IOP2)與氣旋式曲率(IOP3)之差別，此種現象與IOP3之地面氣壓較低者一致。此兩個案中尺度低壓強度與其環流特徵之差異，或許為南部地區對流降水強度差異之重要因子，致使南部地區對流降水在IOP3較IOP2為強(表一、二)，且南部中低層潛在不穩度及其擁有之對流可用位能之釋放，IOP3亦較IOP2為多(圖4c、5c、6a、6b)。

Lin(1989)利用非線性半地轉模式，研究台灣地區中尺度低壓之形成機制，結果發現在考慮了中央山脈之非絕熱冷卻(例如：夜間輻射冷卻)時，當中低對流層為斜壓西北氣流時，可在台灣西南部形成中尺度低壓，當中低對流層為正壓西南氣流時，可在台灣西北部形成中尺度低壓。而此兩情況，均在中央山脈形成高壓。雖然中央山脈之冷卻效應可由非絕熱(輻射)或絕熱(氣流上坡)過程而來，但此種理論預期與本文所分析之IOP2個案與IOP3個案結果相似，故半地轉理論似可解釋中央山脈西側之中尺度低壓形成。唯由以上分析，對流潛熱加熱機制、海陸摩擦差異、氣旋式海岸地形與中央山脈阻擋之上游分流效應，亦均有利台灣西南部中尺度低壓之形式與發展，這些過程在中尺度低壓之角色，實為今後之研究課題。IOP3與IOP2在南部地

區之暴雨強度差異，即前者較後者為強，與該兩個案之中尺度低壓強度差異一致。即IOP3有較強地面氣壓及較深厚之氣旋式環流，亦有較大之平均最大時雨量，而IOP2者反是。

誌 謝

感謝黃中成先生、楊進賢先生、易永春先生、張一心先生、黎定華小姐與蔡怡芬小姐在本研究工作之各項協助，本文在國科會專案計劃NSC79-02-02-M002-20之部份支援下完成。

參考文獻

- 朱昌敏與陳景森，1988：華南地區中尺度對流系統環境之分析研究。大氣科學，16，349-371。
- 吳宗堯與陳泰然，1986：「劇烈區域性暴雨觀測與分析實驗計畫」第一階段實驗。國科會防災科技研究報告75-06號，65頁+2附錄。
- 林熹閔與林民生，1988：第一階段TAMEX觀測期間台灣地區暴雨系統之個案分析。大氣科學，16，163-174。
- 紀水上與陳泰然，1989：第一階段TAMEX密集觀測之個案對流系統與降水研究。大氣科學，17，59-75。
- 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，1983：梅雨系統分析及其在飛航天氣預報作業上之應用(二)。民航局與台大大氣系研究報告NTUATM-1983-08，73頁。
- 陳泰然，1990：台灣梅雨季中尺度低壓之氣候特徵。大氣科學，18，73-84。

- 陳泰然與俞家忠，1987：1986年5-6月第一階段實驗暴雨天氣系統之初步分析。國科會防災科技研究報告76-27號，78頁。
- 劉廣英與徐天佑，1988：熱帶擾動與梅雨季暴雨之關係-Phase 1第一次IOP個案分析。天氣分析與預報研討會論文彙編，氣象局，43-51。
- Lin, Y. L., 1989：A Study of flow over a mesoscale mountain with diabatic heating. Proceedings, Workshop on TAMEX Preliminary Scientific Results, Taipei, June 22-30, 327-333。
- Wang, T. C. C., 1988：The radar analysis of two precipitation systems during 1986 Mei-Yu season. *Papers Meteor. Res.*, 11, 63-94.
- Wang, S. T., and G. T. J. Chen, 1990：On the formation and structure of mesolows in TAMEX. Preprints. Workshop on TAMEX Scientific Results, NCAR, September 24-26, 166-173.

Role of Mei-Yu Front and Mesolow on the Heavy Rainfall Events: Two Cases in TAMEX Phase I (1986)

George Tai-Jen Chen

and

Chia-Chung Yu

Department of Atmospheric Sciences

National Taiwan University

Taipei, Taiwan, ROC

(manuscript received 14 April 1990; in final form 2 June 1990)

Abstract

Two cases of heavy rainfall events in TAMEX Phase I of 1986 were selected. Conventional observation, radar and satellite data were used to study the spatial and temporal variations of heavy rainfall as well as the role of Mei-Yu front and mesolow in producing these variations. The characteristics of Mei-Yu front and the structure and formation of mesolow were also discussed.

Results showed that the Mei-Yu front was an essential ingredient for producing heavy rainfall although it could not explain the spatial and temporal variations of the rainfall distribution. The mesolow over southwestern Taiwan appeared to be responsible for determining the intensity of heavy rainfall in southern Taiwan. In addition, the formation of shallow (limited below 5000 feet) mesolow (~ 150 km) over southwestern Taiwan could be explained by a non-linear semi-geostrophic theory under the prevailing northwesterlies and diabatic cooling of the Central Mountain Range. However, the roles of cumulus latent heating, land-sea frictional differential, cyclonically curved coastal line and diffluent flow of topographic blocking in the formation and maintenance of the mesolow should not be overlooked.

Key words: mesolow, heavy rainfall, Mei-Yu front, TAMEX.