

台灣梅雨研究的回顧

陳泰然

國立台灣大學大氣科學研究所

一、前言

筆者1975年初由美返國至臺大大氣科學系任教，即開始思索找尋與臺灣地區有密切關係的大氣研究題目。適逢當年5~6月期間梅雨滯留鋒在臺灣地區徘徊導致長時間連續性下雨，致使中北部地區第一期稻作之稻禾倒伏浸水，穀粒脫落發芽。此種連續性下雨，對其他農作物亦造成損害。當時對筆者印象特別深刻的是，連續性下雨影響成熟稻作收割，政府為使農民損失減輕，一則下令國軍於放晴之日協助搶割，一則下令公賣局收購發芽穀物釀酒。這種災變天氣——梅雨，從此引發筆者研究興趣，使筆者過去十多年來的研究精力大部份投注到有關臺灣梅雨的天氣與氣候問題上。隨後1980年5~6月之梅雨期幾呈空梅現象。導致嚴重乾旱；1981年5月28日桃竹地區「五二八水災」，1984年臺北地區「六三水災」及「六十水災」，均導致臺幣百億元級的損失。這些梅雨期間所發生的災變天氣現象，因此成為臺灣地區梅雨研究的主要方向，包括主宰逐日天氣變化的綜觀尺度系統，導致豪雨/暴洪之中尺度對流系統，以及有關梅雨正常與否之年際變化等方面之研究。

長江流域中下游一帶，6月中旬至7月中旬的連續性下雨及偏高的雨量，自古即已中外聞名，因此時適為該區梅子成熟，故該段時間的降水現象俗稱「梅雨」。又因該段

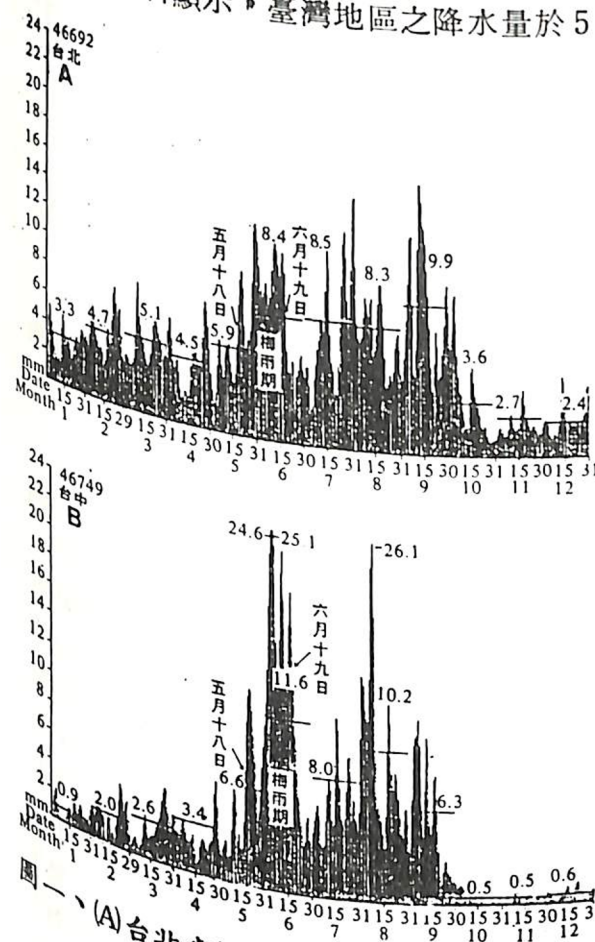
期間降雨持續，空氣潮溼，物品容易發霉，故其降水現象亦稱「霉雨」。類似的降水現象，在日本地區亦甚明顯，唯出現時間約較長江流域者提早半個月，發生在5月下旬至6月下旬之間。臺灣地區是否亦有類似的梅雨現象，這個問題的探討最早在公開的學術期刊上發表的應屬1964年戚啟勳先生的「臺灣之梅雨期」(戚，1964)。隨後經由國內多位氣象學者專家仔細分析研究，證實臺灣確有梅雨現象，平均出現於5月中旬至6月中旬，唯較長江流域的梅雨不穩(即有較顯著的年際變化)，且中央山脈以西較以東顯著(王，1970；曲，1981；徐興紀，1974；陳與吳，1978；陳與蔡，1980；陳，1983a)。雖然如此，目前國內氣象界對於「梅雨」及「梅雨期」之定義仍未有一致的看法，在研究上一般以其研究對象及目的來定義，而在氣象作業上則僅能在5~6月間以近似滯留鋒所導致的降水來認定梅雨及梅雨季或梅雨期。

本文目的在回顧臺灣梅雨的研究，因此對於偏向以大陸梅雨為主題的研究將不包括，例如廖與賴(1983, 1984)的「中國地區之水汽收支研究」及其他。雖然有關梅雨的預報問題在氣象作業上最為重要，但本文討論將偏重在有關梅雨的基礎研究與應用研究方面，對於梅雨預報技術的發展及預報作業方面的研究與檢討將不包括(例如：曲，1981；1985；曲與任，1986；徐興紀，1975；陳

與蔡，1981；戚，1987；劉，1987a)。在這方面，有關梅雨期可應用於豪雨及大雨預報的研究成果，可參閱曲與任(1986)及戚(1987)的綜合檢討與評介。本文將先介紹臺灣梅雨之氣候特徵，然後回顧綜觀尺度系統的研究與梅雨期豪雨及有關中尺度對流系統方面的研究，最後討論年際變化問題。有關這些問題的觀測研究評介，可參閱Chen(1983)之短文，1982年之前有關研究可參閱陳(1983b, 1985a)。

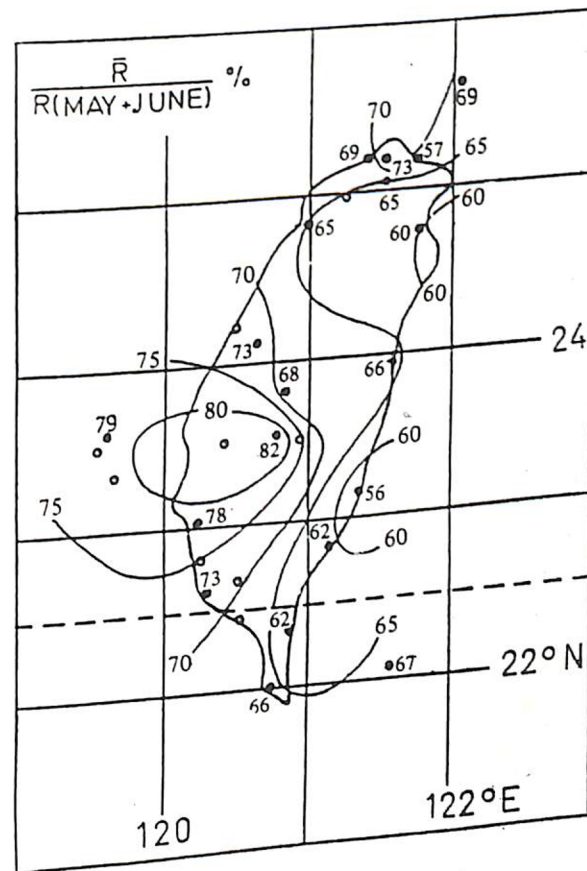
二、台灣梅雨之氣候特徵

氣候資料顯示，臺灣地區之降水量於5



圖一、(A)台北與(B)台中1956—1975年每日降水量氣候值(公厘)及1951—1970年各月平均日降水量氣候值(橫線；公厘)，各地梅雨期起止日期亦示於圖內(陳與吳，1978)。

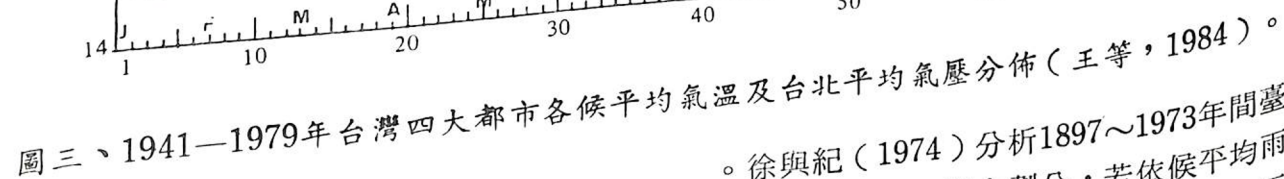
月中旬至6月中旬存在一相當顯著的相對最大值，此最大值在北部達季節雨量分佈的次高峯，愈往南高峯愈明顯，至中南部地區則變成主高峯，如圖一所示(陳與吳，1978)，此期間即為臺灣之梅雨期。臺灣地區各地，5~6月降水均有集中在5月中至6月中這一段期間之現象，圖二為1950~1980年5



圖二、1950—1980年梅雨期(5月15日—6月15日)平均降水量占5—6月總平均降水量百分比(陳，1983a)。

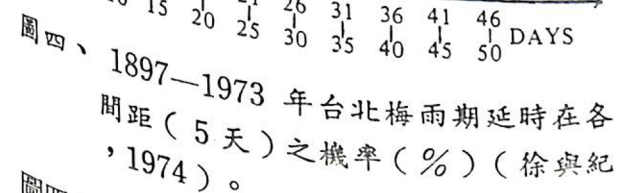
月15日~6月15日平均降水量佔5~6月總平均降水量百分比(陳，1983a)，顯見中央山脈以西之梅雨較以東顯著，中南部地區為梅雨最顯著區域，臺灣北部地區為次顯著區域。陳(1981c)分析31年(1950~1980)梅雨期(5月19日~6月19日)臺灣各地之梅雨顯著性，發現雖臺灣中南部地區梅雨

至華南一帶。自衛星雲圖上可看見一寬數百公里的雲帶沿鋒面分佈，綿延數千公里，且時可發現有中尺度對流雲系存在於雲帶中。臺灣地區不論日平均或候平均氣溫分布均顯示，在梅雨期前後氣溫均隨季節明顯上升，然而在5月中旬至6月中旬之間的氣溫變化趨於平緩，甚至有略呈下降之現象（王等，1984；陳，1977），此顯然導因於梅雨季的連續性陰雨。圖三為四個主要城市之候平均



。徐與紀(1974)分析1897~1973年間臺北之梅雨，其梅雨期之劃分，若依候平均雨量則為5月26日至6月19日共25天，若依平均日雨量，則為5月20日至6月19日共30天，若依平均雨日劃分，則為5月18日至6月19日共33天。他們認為以平均雨日之劃分最有

四分之一。在梅雨期平均有27天降雨日，每天降水強度為19mm。北部地區連續陰雨天數平均為8.5天，連續不下雨平均為3.5天。陳與廖（1981）利用1941~1980年5~6月之臺北、新竹、臺南與高雄降水資料分析梅雨期，發現臺灣北部地區之梅雨期為5月16日~6月18日，計34天，南部為5月17日~6月17日計32天，平均梅雨鋒面為4~5個。北部平均降水量為456mm，佔總雨量 $\frac{1}{4}$ 弱。南部為494mm，佔總雨量 $\frac{1}{4}$ 強。梅雨期之雨日北部平均24天，南部19天。



圖四爲他們所統計之梅雨期延時之機率分布，可見出現最多者約 1 個月，僅有 2 % 屬空梅現象。陳與蔡(1980)利用臺灣北部地區 10 年(1968~1977)降雨量資料及有關天氣圖來分析梅雨，首先對梅雨期加以如下之定義：在五、六月中，在北緯 $20^{\circ}\sim 28^{\circ}$ 及沿 120°E 天(含)以上之連續降水，而日平均雨量達 8.6 mm 以上之第一天爲入梅，滿足上述條件的最後一個梅雨個案的次一天爲出梅日期，自入梅至出梅爲梅雨期。求得臺灣地區的平均梅雨期爲 5 月 17 日至 6 月 20 日計 35 天，其平均降水量爲 508 mm ，約佔全年降水量

上述不同研究者對臺灣梅雨期之分析，因引用資料年限（10年～77年）、測站個數（1站～4站）及梅雨定義（日雨量、候雨量、雨日、梅雨鋒之雨量及雨日）等各方面之差異，故求得之梅雨期亦有些不同，唯均出現在5月中旬至6月中旬之間。若就長時間平均而言，因梅雨鋒面近似滯留導致連續性下雨之特性，故不論定義為何均將使梅雨期趨於一致。另一方面，因臺灣地形複雜故有局部特性，因此若以氣候觀點來看各地梅雨期，則可以簡單的以5～6月長期（20年以上）逐日平均雨量與各月之日平均雨量比較求得梅雨期，即5月份逐日平均雨量首次持續大於5月之日平均雨量之日為梅雨期開始，6月份逐日平均雨量大於6月之日平均雨量之最後一天為梅雨期結束。如此求得之氣候梅雨期（陳，1977），基隆為5月19日～6月16日，臺北為5月18日～6月19日，臺中為5月18日～6月19日，臺南為5月20日～6月15日，高雄為5月19日～6月19日。此與大尺度環流系統，特別是

梅雨期降水與大尺度環流系統，特別是季風槽及太平洋高壓脊的位置與強度有關（戚，1964；陳，1987）。徐與紀（1974）指出在梅雨季多兩年時，臺灣上空 500mb 負距平所籠罩，少雨年時則正距平佔優勢。紀（1978）分析多雨候與少雨候之 500mb

距平，亦有相同現象。王與鄭(1981)分析臺北上空1974~1979年間各月份平均風分佈，發現進入五、六月梅雨期臺北上空風場有明顯轉變。於3000呎以下進入六月即由東北季風轉成西南季風，而在850mb以上則有三種不同風系交綫，在300mb至850mb間為西南季風所控制，而70mb至300mb間則由四月的偏西風轉為西北風，在70mb自五月起由西風轉為東風，至六月份東風層下降至100mb高度，並有增強現象，此高空風系明顯的轉變，反應出梅雨季節特別的風場氣候特徵。劉與葉(1986)利用1956~1981年臺灣地區北、中、南三個探空站，求得各季節合成垂直探空特徵，提供5~6月梅雨季各氣象要素氣候值(風場、溫度場、溼度場等)重要參考資料。王等(1977)分析亞洲區域西風環流指標，發現5~6月指標季節性降低恰與臺灣梅雨期一致，且梅雨顯著年指標偏低。俞等(1987)分析春雨、梅雨及颱風雨之長期相關發現，若颱風在入梅前或梅雨期間侵襲本省，則該年出梅提前；若出梅時間較晚，則該年侵臺颱風時間亦晚並無相關。吳(1987)與Chiang(1987)分別統計分析臺灣梅雨與ENSO之相關，發現厄爾尼諾年(El Nino)本省均為溼梅，且臺灣梅雨和前後期或同時的南方振盪指數呈負相關。

吳與傅(1987)利用經驗正交函數展開月降水量並以各種統計方法分析臺灣地區20個氣象局所屬雨量站1950~1985年月降水資料。結果顯示，臺灣地區影響梅雨季降水之主要因素為地形、南北緯度、和中央山脈阻隔，梅雨季的潮溼或乾燥在空間的南北分佈有相當的一致性，而時間的前後期則差異較大。馬(1987)利用相同方法，分析梅雨期降水及豪雨/暴雨之分佈特徵及可能影響

因素，亦有相似結果。

Chen and Chi (1980)分析1968~1977年間25個梅雨鋒生個案資料(1970, 1975缺)，指出影響臺灣地區之梅雨鋒均生成於20~35°N, 100~130°E範圍。這些梅雨鋒之生命期最長為22天，最短為3天，平均為8天。紀與陳(1980)分析同組資料之梅雨鋒面頻率及其移動速度，發現臺灣之梅雨鋒大都產生於35°N以南，其南下影響臺灣天氣達95%，此時地面鋒面最大頻率區由西太平洋向西南伸展，經巴士海峽至南海，次大頻率區則由東海向西南延伸經臺灣北部海面至華南。850mb風切線出現之最大頻率區由東海經臺灣北部海面至華南，巴士海峽至南海一帶為次高頻率區。梅雨初期出現於華南區之鋒面次數高於巴士海峽區，中期及末期出現於巴士海峽區之鋒面次數反比華南區多，尤以末期更甚。初期之梅雨鋒滯留於華南之機會大於巴士海峽區，而中期及末期則反之。由梅雨初期至末期，出現於華南北部地區850mb風切線頻率最多區由該區向南偏移，臺灣北方海面之最多頻率區則由東向西偏移。梅雨鋒面之移動速度除臺灣東海面外，移速分佈約與緯度平行，且25°N為一個天然分界，25°N以北移速大於每天1.5度，以南小於1.5度。臺灣地區梅雨初期、中期與末期之鋒面移速分佈型式在臺灣地區十分相近，西面大於東面。梅雨期內不論地面鋒或850mb風切線之移動速度，在華南及鄰近大部分地區均顯示由初期至末期逐漸減慢。

三、綜觀分析與診斷研究

在此所謂綜觀分析(synoptic analysis)，係指對綜觀尺度系統進行各種氣象資料的分析，以描述現象的發生、演變與消散，並藉以求取運動學上的綜觀程序描述及預報的

經驗法則。當然綜觀分析方法亦可用以分析中尺度現象。診斷研究(diagnostic study)則較注重在現象之物理內涵的了解，亦即較注重在現象之物理詮釋(interpretation)及因果關係的解釋(explanation)，一般常需藉助於不同的計算，常用於個案或合成個案。若用綜觀分析方法或診斷研究於長期氣候資料，則為綜觀氣候(synoptic climatology)研究之範疇。本節將回顧上述三種研究類別在臺灣梅雨的研究結果。

Chen and Tsay (1977)對於1975年6月10~15日梅雨個案的詳細分析，應可稱是開國內個案診斷研究風氣之先河，這個梅雨鋒面系統可能也是截至目前為止我們了解最多的一個個案。他們對此梅雨個案進行綜觀勢、水汽、動能與渦度收支獲得初步了解。並發現在維持鋒面強度(以相對渦度定義)方面，除中緯度斜壓過程外，積雲對流亦占有相當重要之角色，而低層噴流(LLJ)之熱量與水汽傳送過程為維持積雲對流所不可或缺(陳與蔡，1978；Chen and Tsay, 1978；Chen, 1977a; 1979a; Chen and Chang, 1980)。Chen (1977b)分析此個案之平均結構發現，由平均垂直速度場得知在渦度方程內之垂直傳送過程及扭轉效應在山區及斜壓區可能不容忽略。資料又顯示梅雨區內水氣之主要來源係遠自孟加拉灣。由溫度場及垂直速度場得知，在梅雨區內盛行著暖空氣上升及冷空氣下降之熱力直接環流，這種環流在斜壓區，特別是在日本附近，顯得特別強烈。Chen (1978)發現此梅雨系統個案有一連續雲帶由日本附近向西南延伸經臺灣至華南，在850與700毫巴上有一非常顯著之梅雨風切線(槽線)，該線約與混合比、相當位溫與相對溼度之南北梯度最大值一致。在風切線之南有一低層噴流位於700

毫巴左右，並具有最大混合比及甚高之相當位溫。梅雨風切線上以及其南緣，具有相當強之氣旋式渦度、水平輻合及上升運動。梅雨雲帶南半部之強烈對流雲約與這些運動參數之最大值區一致。不論中緯度槽線及梅雨槽線，在700與500毫巴上均發現上升運動於槽前，下降運動於槽後。Chen and Tsay (1978)之渦度及動能收支分析發現，850毫巴之最大正渦度帶通常位於梅雨槽線與最大輻合帶(最大上升運動)間。水平輻合作用所產生之正渦度大部份由負渦度平流抵消，致使850毫巴槽線與地面鋒面呈近似滯留狀。動能收支顯示，在梅雨區內有14.29 wm^{-2} 動能經由跨越等高線過程產生，其中有88%(12.52 wm^{-2})在原區域內消失，15%(2.20 wm^{-2})供給梅雨區之外圍區域。此外，梅雨區之外圍區域並發現有正值剩餘項。對於該個案之中尺度分析，發現中尺度系統具有氣旋式渦度、水平輻合及近地層上升運動之特徵，其水平尺度在200~300公里(陳和蔡，1978；Chen, 1979b)。這些中尺度系統，顯然有組織並加強原已存在臺灣海峽上空之雷達回波羣或積雨雲羣之作用。它們在臺灣中、北部地區之形成與臺灣西南部地區之風場變化、對流運動與降水之加強等息息相關。利用平衡垂直運動方程式診斷其動力過程(陳和蔡，1978；Tsay and Chen, 1980)，發現中緯度地區之垂直運動主要是由渦度平流之垂直差異及溫度平流之Laplacian所造成，而積雲對流潛熱釋放作用則是造成梅雨槽前上升速度之重要因素。日本南方海面至臺灣附近上升運動，除積雲潛熱釋放外，渦度平流之垂直差異及溫度平流之Laplacian亦為重要過程。而嶺南丘陵至北越一帶的上升運動主要是由於低層摩擦效應與積雲潛熱釋放作用所造成。對於梅雨系統東西段之基本結構與影響其強度變化之動力過程分析(

Chen and Chang, 1980), 發現西段性質較似熱帶系統, 較淺、具微弱之溫度梯度、暖心且無傾斜現象。而東段則似中緯度系統, 具較強之溫度梯度、冷心系統垂直傾斜於整個對流層。渦度收支分析顯示梅雨系統低對流層正渦度減弱, 於東段主要導因於積雲對流向上傳送, 西段主要導因於陸地與山脈之較大摩擦以及次網格系統之非線性交互作用。

Chen (1977a) 對此個案之水氣結構與降水分析發現, LLJ 在鋒前暖區造成潛在不穩定, 此種不穩定度在鋒區附近因大尺度垂直運動而被釋放, 並因而形成強烈對流雲與降水。臺灣地形及熱力作用的日變化, 對系統強度及空間分佈均有相當程度的貢獻。不同尺度間的交互作用對梅雨鋒及附近天氣很重要, 故只靠大尺度垂直運動預報降水會有誤差, 必須同時瞭解中尺度的問題方能為功。Chen (1979a) 對此個案之水氣收支分析發現, 大範圍的水平通量輻合在 850mb 為最明顯, 大致與積雨雲之活動程度相吻合, 水平之通量輻散在中對流層與中層雲相配合。低層之帶狀大範圍垂直通量輻散與梅雨之雲帶相一致, 活躍積雨雲區之垂直通量輻合在 400mb 最明顯。深厚之水平水氣通量合在 400mb 最明顯。對活躍積雨雲之發展為必要的, 但輻合層, 對活躍積雨雲之發展為必要的, 但對末期之積雨雲僅在 700mb 以下有通量輻合作用。大範圍的垂直通量輻合在 500mb 以上及在 700mb 以下為輻散之數值, 發展期之積雨雲較其末期與中層雲大許多。同時由計算結果顯示, 積雨雲區內各層之水汽供應, 次網格對流傳送過程遠超過大尺度傳送過程, 在 850、700、500 及 400mb, 前者與後者之比為 1.5、8.5、5 及 5。

由上述個案之先後詳細分析研究發現, 梅雨系統之結構與動力過程兼具中緯度與熱帶系統之性質。然而一個個案之結果, 可能

較不具代表性, 但若採用太多個案分析則不但費時亦不經濟, 故筆者隨後一系列的研究則由合成法分析梅雨系統之綜觀(天氣)、運動與動力結構。1975 年與 1977 年臺灣地區梅雨現象十分顯著, 陳 (1981a, b) 在此兩年選取八個影響臺灣地區之梅雨系統個案, 四個在前半期, 四個在後半期。每個個案均選出三天以分別代表生命階段之初期、中期與末期。分析傳統綜觀天氣資料、氣象衛星雲圖、雷達回波與降水量觀測, 以探討八星雲圖、雷達回波與降水量觀測, 以探討八個個案之合成特徵、前後半期之異同、生命各階段之演變與梅雨槽線系統東、西、中段結構與渦度收支。結果顯示, 雲帶與積雨雲發生區均與上升運動區一致, 指示大尺度環流上升運動對於雲發展之控制角色。鋒面輻合為控制回波降水區之重要過程, 鋒面南移至較低緯度時輻合減弱。地形除提供強迫上升運動外, 亦有加強鋒面輻合之效應。梅雨季後半期青康藏熱低壓較前半期增強, 但梅雨槽後高壓減弱, 槽前南風範圍及強度增加, 鋒面系統北退。臺灣地區對流更加旺盛, 積雨雲增加, 降水量亦顯著增加。由初期至末期, 梅雨槽所在位置逐漸偏南, 槽前低對流層西南風增強, 雲帶變得更有組織, 寬度變小, 積雨雲量增加。臺灣各地區之雲量、積雨雲量及降水量亦相伴增加。梅雨槽東、西、中段剖面皆有顯著之熱力直接環流, 將局部斜壓可用位能轉變成動能。積雲對流加熱可能為維持溫度梯度與能量轉換過程之重要機制。合成結構顯示與個案結果一致 (Chen and Chang, 1980), 東段為中緯度斜壓系統, 西段屬於相當正壓型之半熱帶系統, 中段性質介於東段與西段之間。大尺度上升運動之強迫機制各段不同, 西段主要由艾克曼幫浦效應 (Ekman pumping), 中段與東段主要由渦度平流之垂直差異而來。大尺度水平平流對於梅雨槽南移為負貢獻, 大

尺度水平輻合產生渦度為維持槽線強度之主要過程。西段地形摩擦效應與東段對流上傳可能為減少低對流層水平輻合所產生正渦度之最主要過程。陳 (1981c) 研究梅雨顯著年 (1975, 1977) 與乾梅年 (1980) 環流差異, 發現當 5 月與 6 月之太平洋高壓較正常值微弱, 梅雨槽在臺灣及鄰近, 臺灣地區地面盛行西南風時, 梅雨顯著。當太平洋高壓反常發展, 高壓脊經過臺灣或緊鄰海面, 青康藏熱低壓偏南, 梅雨槽消失, 臺灣地區地面盛行東南風, 則梅雨缺乏。

陳 (1983c, 1984b) 再分析 1975 年與 1977 年臺灣地區梅雨現象, 利用此兩年梅雨期影響臺灣地區之八個梅雨槽線系統個案, 研究其生命史各階段在梅雨槽西段、中段與東段之運動及動力結構, 並研究梅雨槽一個波長內之結構特徵及 $100\sim140^{\circ}\text{E}$ 內東西方合成結構及生命史各階段之動力過程與先前個案結果一致。並發現槽南次環流之存在可能與對流潛熱釋放密切相關, 且低層噴流之加速而來, 而東段則可能由上游平流而來。850 mb 梅雨槽之溫度梯度維持主要可能由伸展變形之鋒生效應以對抗熱力直接環流之減小。中高對流層之對流潛熱釋放, 對斜壓度之維持以對抗熱力直接環流之位能轉變, 應占重要角色。初生期 Ekman pumping 效應之重要性由西向東減小, 此效應在成熟期最大, 消散期減弱。此外, 渦度收支分析顯示, 渦度平流對梅雨槽強度及移動均為負貢獻, 梅雨槽強度主要靠大尺度輻合產生正渦度來維持。西段主要經由地形摩擦效應, 中段及東段經由對流尺度之渦度傳送來減小輻合產生之正渦度, 梅雨槽一波長內東西方向之結構及渦度收支結果顯示, 低對流層梅雨槽上波動之緯向波長約與理論值相近約

2000km。850mb 高度場與渦度場在經向之相位一致, 顯示其地轉近似性。500mb 及以下各層溼軸初期在 850mb 槽南, 中期北移至槽上或槽北, 末期移回槽南。850mb 與 700mb 最大上升運動區主軸約與該層最大相對溼度區主軸一致, 在槽南或槽上。500mb 與 300mb 最大上升運動主軸亦均在槽鄰近。槽北脊區主要為下降運動, 槽南脊區在 850mb 雖為下降, 但在 700mb 以上則大都具微弱上升。渦度收支分析顯示, 渦度平流項不利槽之南移, 輻合生成項在生命各階段對梅雨槽強度之維持皆為正貢獻, 剩餘項 (積雲對流、山脈地形摩擦) 則在減弱槽的強度。

陳 (1984a) 利用 NOAA4 及 NOAA5 夜間紅外線雲圖, 分析 1975 年及 1977 年臺灣梅雨顯著年 $40\sim180^{\circ}\text{E}$, $40^{\circ}\text{S}\sim40^{\circ}\text{N}$ 區域內之雲量及 C_0 量分佈, 以便由雲系之分佈及變化特徵來了解行星尺度環流系統與梅雨及鋒面系統之關連。結果發現, 梅雨全期 (5 月 15 日~6 月 16 日) 雲量分佈顯現之主要特徵, 除梅雨鋒面雲帶外, 有南北半球太平洋上之 ITCZ 雲帶, 太平洋高壓脊伴隨之無雲及少雲區西伸至呂宋及南海, 泰緬則為最多雲量區。除在 ITCZ 及梅雨鋒面雲帶內呈近似帶狀發展外, 孟加拉灣、印度東北及婆羅洲亦為對流旺盛區。梅雨前半期 (5 月 15~31 日) 至後半期 (6 月 1~16 日) 之變化, 在雲量方面為日本附近之梅雨雲帶向西北移, 北支 ITCZ 雲帶西段稍向北移且增強, 南支則呈滯留且稍減弱。孟加拉灣及非島鄰近與南海雲量增加, 顯示該區副熱帶高壓脊減弱。在 C_0 量方面, ITCZ 對流北支增強南支減弱, 孟加拉灣至非島附近之 C_0 增多亦顯示該區副熱帶高壓脊之減弱。此外, 孟加拉灣及印度東北前後半期均為對流旺盛區。梅雨鋒面雲帶與南北兩支 ITCZ 雲帶之

雲系發展與其內對流系統發展，均具顯著年
間差異且有梅雨前後半期差異。雲量及其距
平分析顯示，梅雨鋒面系統生成與印度洋西
南季風及太平洋東北信風（或 ITCZ）增強
有密切關連，而梅雨鋒面系統生命各階段似
與梅雨雲帶外之對流系統無甚關連。華南梅
雨槽（西段）各階段強度之雲量分析，在初
生期時太平洋高壓脊、ITCZ 與西南季風強
度均達最強，顯示該區梅雨槽生成與行星尺
度環流增強關係密切。但梅雨雲帶內各階段
對流與雲帶外對流無甚關連。東海梅雨槽（
中段）初生期亦似華南梅雨槽，與行星尺度
環流（太平洋高壓脊、ITCZ、西南季風）
增強有關，但梅雨雲帶內各階段之對流與雲
帶外之對流並無關連。日本地區梅雨槽（東
段）之生成與增強均與太平洋高壓脊增強有
關，似與西南季風強度無涉。此外，華南南
區及東區梅雨鋒面雲帶之成長，與太平洋高
壓脊及西南季風增強關係密切。

壓脊及西南季風增強關係密切。

在上述個案與合成個案各項診斷分析成果發表之同時，有關梅雨之各種問題亦漸漸普遍引起國內氣象研究同仁之興趣，進而從事綜觀分析或診斷研究或綜觀氣候研究。陳（1980）、陳與廖（1981）、紀（1978）以及陳與蔡（1980）之梅雨期環流特徵及降水特性方面之研究，莊與陳（1982）、劉等（1980），劉（1981a）以及王（1978）之有關梅雨期降雨多寡之綜觀氣候研究，林（1982）、Lin and Chiou（1985）、廖與羅（1986）以及廖等（1985）之梅雨個案分析研究，均使我們對梅雨之環流系統與降水間之相關增加許多了解。此外，Chen et al.（1987）對梅雨期間數值模式預報結果之校驗研究，亦使我們對於模式在綜觀尺度系統之預報能力及物理過程增加了解。

四、梅雨季之豪雨

梅雨為臺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年臺北地區的「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月中至6月中這段時間發生機率最高，該期即為臺灣地區氣候上之平均梅雨期。陳(1985b)分析臺灣北部地區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。而一小時降水量最大值出現之測站，有21次(57%)發生在新竹，顯示地形之直接及/或間接效應之重要性。徐(1971)分析1907~1970年間之臺北豪雨，發現發生於梅雨期間之豪雨約有70%導源於梅雨鋒面之中大尺度低壓系統。陳與紀(1978)分析1972~1977年間臺灣梅雨合成鋒面之中尺度結構，發現臺灣北部發生豪(大)雨最大機率是在鋒前100公里至鋒後200公里範圍內，臺灣南部則出現在鋒前200~300公里處。陳(1979)分析1968~1977年臺灣北部受到梅雨鋒面影響，日雨量超過50mm以上的25次大雨個案中，發現於前一天1200 GMT 850mb天氣圖上 $20^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$ ， $110^{\circ}\sim 130^{\circ}$ 區域內，伴有低層噴流者計有23次，機率高達90%以上。他並統計低層噴流軸距臺灣南北部之遠近(北部以臺北、新竹之平均位置為準，南部以臺南、高雄之平均位置為準)與發生日雨量大於20及50mm之關係，發現當梅雨鋒所伴隨的LLJ位於臺灣及其附近海域時，臺灣各地之降雨機率在80%以上，其中有20~30%機會可出現大雨或豪雨。臺灣北部發生豪雨之最大機率位於低層噴流軸南北各100km之範圍內，而南部地區則在噴流軸南側200km之區域內。

Chen and Yu (1988) 選取1965~1984年5~6月臺灣北部地區所發生的35次豪雨個案，分析各個豪雨個案，由豪雨發生前36小時至發生後24小時， $110^{\circ}\sim 130^{\circ}\text{E}$ ， $20^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$ 內華南及西太平洋地區850mb及700mb低層噴流之分布，分別以 12.5ms^{-1} 及 15ms^{-1} 等風速線主軸為噴流軸。發現在850mb不論 12.5ms^{-1} 或 15ms^{-1} 定義之噴流出現個數，在豪雨前逐漸增多，豪梅發生時達最大。豪雨發生時約66%伴隨該區之噴流，豪雨後噴流個數約減少一半。700mb噴流出現個數於豪雨前12小時達最多為84%，其他時間較少且相近。

自1981年桃竹地區「5—28」豪雨導致嚴重災害之後，豪雨個案之綜觀分析研究漸受氣象界同仁們重視，例如：「1981年5—28個案」（丘等1982；梁等，1986；紀與陳，1984；張等，1982；陳，1986；劉，1982），「1984年6—3個案」（丘與劉，1985a, b；吳與王，1985；梁等，1986；陳，1986；陳，1986），「1984年6—10個案」（吳與王，1985；梁等，1986；陳，1986）以及其他豪雨個案（王，1978；王與丘，1984；李，1982；俞等，1982；楊與郭，1984）。這些個案分析之目的在於了解導致豪雨之綜觀環境條件及辨認可能導致中尺度對流系統之中尺度激發激制。除這些個案分析之外，對於豪雨之綜觀氣候研究亦使我們了解豪雨產生之一些必要環境條件增加許多（王與丘，1984；曲等，1983a, b；俞與黃，1975；陳，1985b；劉，1981b；劉與葉，1985）。

3. 吳與陳等 (1984) 利用 1960~1981 年 3~6 月之逐時降水資料及氣象災情報告，分析臺灣地區之降水特徵，並以氣象觀點配合災情分析以定義豪雨；再進行伴隨豪雨之綜觀形勢之初步分析。結果除發現時雨量與

日雨量在臺灣地區之空間分布特徵外，亦對豪雨定義獲得合理依據。若以水稻災害為準，以3小時大於20mm或6小時大於30mm之累積雨量定義似較日雨量大於100mm更為理想。他們對21年間所有豪雨之初步綜觀氣候分析顯示，普遍性豪雨應具可預報度，其發生與綜觀尺度環流系統有十分密切的關係。戚（1987）回顧國內過去有關梅雨期豪雨之綜觀氣候及個案綜觀分析結果，提出預報梅雨鋒豪雨之南針。此外，曲與任（1986）利用1967~1984年五、六月份臺灣梅雨季中，臺灣北部及南部豪雨時（ ≥ 100 公厘/日）之地面鋒位置，分析豪雨發生時及發生前6小時、12小時與24小時地面鋒距臺灣之位置，發現梅雨鋒皆由華南/華東向臺灣緩緩接近。地面鋒影響臺灣地區，導致大雨（ ≥ 10 公厘/日及 ≥ 50 公厘/日）最多機會之位置仍以鋒在臺灣北部及鄰近地帶，與陳與紀（1978）結果一致。此外，發現梅雨季鋒面促成臺灣地區之豪雨可分兩類，一類是由北方逐漸接近臺灣地區者，一類為臺灣附近滯留而生波動者。臺灣北部之豪雨多發生在南移鋒前及鋒通過之際，且在鋒接近臺灣時有波動在鋒上發生，如1984年「六三」與1981年「五二八」豪雨之地面鋒情況。臺灣南部之豪雨多發生在鋒前，而鋒上旋生時發生豪雨之機會最大，此可能伴隨暖濕且不穩定西南氣流之加強。此外，如滯留在臺灣南部之鋒上發生波動，臺灣南部亦有機會發生豪雨。當然，僅由鋒面之移動接近臺灣地區並不能明確的指出在臺灣地區一定會發生豪雨，必須配合其他的預報因子研判。但是鋒面之接近以及鋒面在臺灣附近徘徊顯然為發生豪雨的重要條件。

由以上研究結果顯示，梅雨季之豪雨與梅雨鋒、低層噴流、中尺度低壓及地形效應等均有密切相關，爲了解梅雨季中豪雨產

生之可能中尺度激發機制，以下各項將可藉 TAMEX 所獲得完整之資料，做較深入之研究。

- (1) 梅雨鋒面之結構特徵與鋒生過程及鋒面與導致豪雨之中尺度對流系統之交互作用。
- (2) 梅雨期低層噴流之結構特徵，形成過程與維持機制及其與產生豪雨之中尺度對流系統之因果關係。
- (3) 中尺度低壓之結構與旋生及其與導致豪雨之中尺度對流系統之相關。
- (4) 地形效應、低層噴流、中尺度低壓及中尺度對流系統等之間之交互作用。

五、中尺度對流系統 (MCS)

伴隨梅雨鋒面雲帶之中尺度對流系統 (MCS)，可有不同大小尺度 (吳等, 1983)。陳等 (1986) 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，由加強期至減弱期之延時，meso α 及 meso β 系統相近，分別為 14.6 小時及 14.1 小時，僅略較美國 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。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) 環境條件

臺灣地區梅雨季之豪雨，除颱風外，均係由鋒面雲帶內之中尺度對流系統而來，故產生豪雨之環境條件即屬 MCS 之環境條件 (例如：Chen, 1977a; 丘等, 1982; 丘等, 1986; 丘與林, 1985; 丘與廖, 1984; 丘與劉, 1985; 紀與陳, 1984; 1986; 陳與蔡, 1978; 劉, 1982)。Tsay and Chen (1980) 指出，由日本南方經臺灣附近至華南之梅雨鋒及鋒前之大尺度上升運動區，是由渦度平流之垂直差異、溫度平流之 Laplacian、低層摩擦效應、加上積雲潛熱釋放所造成。MCS 即在此種大尺度上升運動區及水平水氣通量輻合區內發展 (Chen, 1979a; Chen and Chang, 1980; Kuo and Anthes, 1982; 紀與陳, 1986)。

吳等 (1984) 分析 1961~1981 年 3~6 月臺灣地區 43 次豪雨伴隨之綜觀環流系統，發現在豪雨發生地區 850mb 等壓面上伴有明顯氣旋式風切，甚或有封閉低壓環流出現。所有豪雨發生時之綜觀天氣型態除熱帶氣旋外，在 700mb 及 500mb 等壓面上均出現較深低壓於我國東北至韓國、日本或日本北部，槽線南伸至東海或長江下游一帶。在臺灣地區不同季節之豪雨個案分析中，顯示 850mb 及／或 700mb 短波 (meso α 尺度) 槽之存在，可能為低對流層提供足夠的動力強迫上升運動以激發中尺度對流 (丘與林, 1985; 丘與劉, 1985; 曲與任, 1986; 李, 1982; 李與陳, 1983; 陳等, 1980; 潘等, 1984; 劉, 1982)。陳與吳 (1985) 選取 1965~1984 年 5~6 月臺灣北部地區發

生的 35 個豪雨個案，分析槽線之時空分佈及其與豪雨之相關。發現 35 個個案之 850mb 及 700mb 均伴隨有短波槽 (或風切線／鋒面)，但因各個案槽線之分佈走向及移速均不同，故各時段之頻率分佈範圍甚廣。唯若進一步比較各時段最大頻率軸線及最大頻率範圍之移動，仍可辨認它們均有由華南地區向東南移近臺灣地區之勢，且豪雨發生前最大頻率值亦隨時間增加，此即顯示短波槽出現位置與豪雨發生有相當程度之相關。王等 (1985) 分析臺灣地區 5~6 月 142 次豪雨個案之 700mb 及 500mb 環流形勢，將其歸納成三類八型。第一類為西風槽趨近類，計可分為 4 型。基本上均為直槽之趨近，惟視西風基流強弱及其上槽線所伴隨之擾動中心隨緯度不同而可分為 4 型。第二類為橫槽類，此為一般梅雨低壓所伴隨之高空條件，可分 Ts 與 W 型。兩型不同處為 W 型所伴隨高空橫槽南面之西風氣流中有小擾動，而 Ts 型則無。第三類為熱帶類，橫槽之南已屬西南季風，稱 M 型，及與熱帶低壓有關之 S 型。陳與蔡 (1980) 按北部地區 (臺北、新竹) 連續四天內最大降雨量多寡，選取 16 個多雨個案，做合成環流分析，依東北低壓之顯著與否分成 A 類及 B 類。A 類為東北低壓不顯，而日本鄰近低壓顯著；B 類則相反。其他環流系統，兩類均甚相近。曲與任 (1986) 及王等 (1985) 分析梅雨期導致豪 (大) 雨的地面天氣圖型態，將地面之梅雨鋒歸納為兩種類型。其一為鋒面由北方逐漸南移接近臺灣者，另一為鋒面在臺灣附近滯留及鋒面過境之際，或在接近臺灣有波動發生之時。臺灣南部豪 (大) 雨則多發生於鋒前，尤其是鋒面上有旋生引進西南氣流時之機會最大。

臺灣地區發生豪雨之另一伴隨現象，為

850mb 溫度槽 (冷舌) 由東北向西南伸向華南。俞等 (1982) 及丘與林 (1985) 曾以豪雨個案分析此種溫度槽與臺灣豪雨之關係。曲與任 (1986) 分析所選各豪雨個案求得臺灣北部及南部豪雨發生時，與發生前 6 小時、12 小時及 24 小時平均 850mb 15°C 等溫線分佈，發現北部豪雨前大陸東南沿海之溫度槽有逐漸向臺灣接近之趨勢，且臺灣地區在豪雨發生前 12 小時之間有顯著暖平流。南部豪雨前在大陸東南沿海之溫度槽亦有東移接近臺灣地區之勢，與北部豪雨前不同者，為臺灣地區溫度較高且暖平流僅發生在豪雨前 12 小時至 6 小時之間。此種東南沿海 850mb 之溫度槽，在臺灣地區豪雨發生所扮演之角色有待進一步研究。

謝 (1985) 研究華南至臺灣一帶之鋒前不穩定區，發現 850mb 混合比值均在 10g/kg 以上，而且有 96% 的個案混合比介於 10~15g/kg 間。此外，850mb 鋒前暖平流區，24 小時之高度下降幅度在 10gpm 以上者為 89%，20gpm 以上者佔 64%。他認為 850mb 之混合比分佈與其上 850mb 24 小時高度變差，為研判伴隨鋒面劇烈天氣發生的有利因子。低對流層大氣垂直溫濕分佈存在對流性不穩定 ($\partial\theta_e/\partial z < 0$)，為豪雨發生前之必要條件。在梅雨鋒南側之大氣經常呈現對流不穩定狀態 (陳與紀, 1978; Chen et al. 1986)，有利於中尺度對流系統之發展。臺灣地區有時雖低對流層有一薄層之穩定層，但仍可發生豪雨，此種穩定層出現高度可分兩類，一類在 900mb 左右，一類由地面至 950mb 之間 (曲與任, 1986)。謝 (1985) 分析 1977~1985 年伴隨鋒面之 28 個劇烈天氣個案，發現在鋒前各穩定指數均有一臨界值，鋒面影響臺北前 12~36 小時，華南至臺灣一帶上空之 K 指數均大於 25，總指數大於 40，蕭氏指數小於 0。同時滿足上列條件

時，發生劇烈天氣的機會最高。曲與任（1986）分析臺灣南部地區 1967~1984 年 5~6 月梅雨季所發生的 36 個豪雨個案之穩定指數，發現馬公之總指數在豪雨前 24 小時至 6 小時間皆大於 40，大部分在 41~45 之間，東港之總指數頻率分佈較分散，不如馬公分佈之集中。K 指數頻率分佈一般較總指數分散，顯示在判斷產生豪雨的條件總指數可能較 K 指數有用。

對華南及臺灣地區 MCS 之個案綜觀分析研究結果（Chen and Chi, 1983; Chen et al., 1986; 丘與林, 1985; 丘與廖, 1984; 紀與陳, 1984; 1986; 陳, 1984a; 1986; 陳與蒲, 1985），均顯示其發展之有利條件包括：

- (1) 低對流層暖平流。
- (2) 低對流層低壓及／或鋒面輻合。
- (3) 低層噴流。
- (4) 中低對流層短波槽。
- (5) 中高對流層分流及／或速度輻散氣流。
- (6) 中低對流層具潛在不穩定度。

(二) MCS 之激發機制

上節所述 MCS 生成與發展之必備環境條件，大部份我們似已有初步了解。這些條件雖可由現存探空觀測網獲得，亦可主觀或客觀的預報，但這些大尺度因子只能定義出有利發展 MCS 之廣大區域，而實際上 MCS 僅局限在某較小區域內發展。再者，MCS 並非在廣大的有利區域內隨意發生，而是具有相當組織。顯然，有組織的 MCS 僅在有利對流發展的一小部分地區發展。因此，我們可相當合理的假定，中尺度強迫機制在決定 MCS 發生／發展之時間、地點及組織上均非常重要。中尺度機制通常缺乏足夠能量來克服不利的大尺度形勢，但若已具有有利

的綜觀尺度環境條件，則中尺度機制將決定 MCS 之發生時間及地點。雖然中尺度機制可能為 MCS 之激發機制，且可能在 MCS 產生後繼續存在，但對之後的 MCS 系統發展之角色目前並不了解。唯對劇烈對流風暴而言，例如：颶線、SR 風暴（Severe and Right Moving），目前已知對流系統本身較強的效應，例如：下沖流之外流前緣對環境較暖溼空氣之舉升作用，才是風暴維持及發展之主要因子。

由最近的一些觀測資料分析研究結果顯示，有些中尺度環流系統顯然在引發華南及臺灣鄰近地區 MCS 發生／發展方面佔極重要的角色。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, 1977a; 1983; Chen et al., 1983; Chen and Chi, 1985; Chen and Yu, 1988; 丘與林, 1985; 丘與廖, 1984; 丘與劉, 1985; 陳, 1978; 1985b; 陳, 1979; 陳與紀, 1978; 1980）。這些中尺度環流系統，在促使對流（潛在）不穩定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。有關這些中尺度現象現階段之了解，將於下節詳加討論。TAMEX 之密集觀測資料將對這些現象之研究提供絕佳機會。

六、中- α 尺度環流系統

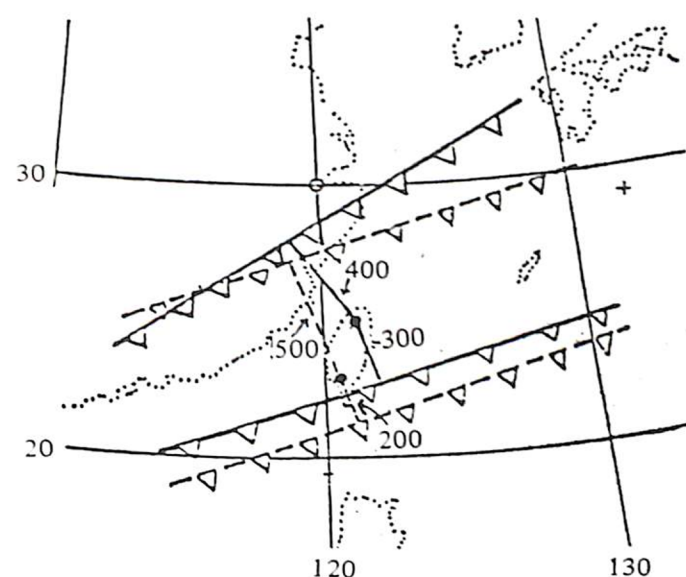
(一) 梅雨鋒面

五月中旬至六月中旬，臺灣地區適值多季東北季風轉弱，漸為夏季西南季風取代的季節。東北季風與西南季風相會於梅雨鋒面，此鋒面約由日本南方海面向西南延伸經臺灣地區至華南。鋒面附近因輻合而產生上升

運動，形成一條幾乎連續的雲帶，導致連續性降水。雲帶南半部因在西南暖溼且不穩定氣流內，故易產生積雲對流而導致局部地區之豪雨現象。Chen and Tsay (1978) 分析 1975 年 6 月一個梅雨鋒面系統之結構特徵，發現鋒面及鄰近低層具有大尺度強烈氣旋式渦度、水平輻合、上升運動及豐富水氣。陳與蔡（1978）對此個案之中尺度分析，發現在梅雨鋒面上有中尺度系統生成，大約 200~300 公里，鋒生速率為 $1.5\sim 2.0^{\circ}\text{C}(100\text{km})^{-1}(3\text{h})^{-1}$ 。Chen and Chang (1980) 對梅雨鋒面系統東段（日本地區）及西段（華南地區）之結構與動力研究發現，西段性質較似熱帶系統，較淺、溫度梯度較弱、暖心且無垂直傾斜現象。東段則較似中緯度斜壓系統，具較強之溫度梯度、冷心系統垂直傾斜於整個對流層。他們並發現，低對流層正渦度之減弱，於東段主要導因於積雲對流向上傳送，西段主要導因於陸地與山脈之較大摩擦以及次網格系統之非線性交互作用。觀測分析研究（Chen and Chang, 1980; Tsay and Chen, 1980）及數值模擬（Kuo and Anthes, 1982; Chou, 1986）均顯示，潛熱釋放為維持梅雨鋒面環流之重要機制。梅雨鋒面對於對流之影響，不僅在提供有利對流發展之環境條件，亦提供中尺度強迫機制激發對流之環境。陳與紀（1978）發現，梅雨鋒面南側大氣通常均為對流性不穩，而 Chen (1979a) 則發現在梅雨雲帶內之積雨雲對流水氣來源，中尺度輻合比大尺度過程更為重要。

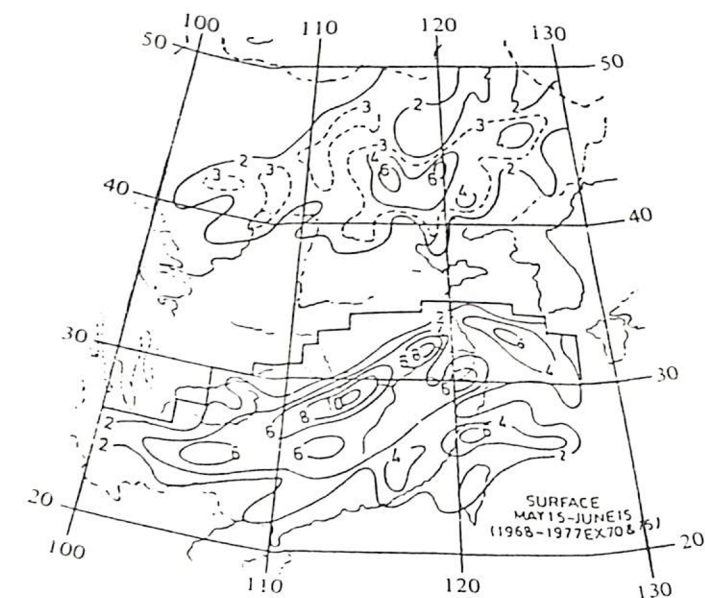
臺灣地區梅雨期內，平均約有 4~5 道鋒面系統影響臺灣地區並帶來降水（陳與紀, 1978; 陳與蔡, 1980）。陳與紀（1978）以日降水量 ≥ 25 公厘之機率大於 50% 者，及平均日降水量 ≥ 10 公厘者為鋒面影響範圍之標準，發現兩種定義結果一致，北部地區為

鋒後 300 公里至鋒前 400 公里，南部地區則為鋒後 200 公里至鋒前 500 公里，各地影響範圍平均均為 700 公里，此為梅雨雲帶之平均寬度，如圖五所示。Chen and Chi (1980)



圖五、影響台灣北部（實線）與南部（虛線）降雨之鋒面系統範圍。圖內黑點表示北部與南部之代表位置，數字為鋒面至此位置之距離（km）（陳與紀 1978）。

發現臺灣梅雨季中，發生於 40°N 以北之極鋒皆由 30°N 以北出海，鋒面不影響臺灣地區。而影響臺灣地區之鋒面均發生在 35°N 以南，是為梅雨鋒，圖六為極鋒與梅雨鋒之鋒生頻率分佈。梅雨鋒在華南、華東與鄰近區域形成之後，通常緩慢移動至 25°N 以南。陳（1978）分析之梅雨個案地面鋒位置，發現臺灣東側鋒面先於西側鋒面移至較低緯度後近似滯留，顯然鋒面與地形之交互作用亦為一有趣之問題。吳與王（1985）之臺灣北部鋒面豪雨個案分析，發現北部地形擔負多重角色。1984 年「6-3 水災」為鋒面移至北部西側海上時衍生中- β 尺度波動，致使位於暖區之臺灣北部引發多個雷雨胞，因地形增強西南氣流而使雷雨加劇。同年「6



圖六、1968—1977年梅雨期（5月15日—6月15日），每一度經緯度網格方塊之極鋒鋒生頻率及影響台灣地區之梅雨鋒生頻率分佈。粗實線為極鋒與梅雨鋒形成之界線（Chen and Chi, 1980）。

—10水災」之鋒面遭受北部地形扭曲，兼接境時係在午後對流最盛時，故雷雨成災。

陳與紀（1978）就臺灣梅雨鋒面結構，以準拉格藍基座標，針對1972~1977年5月15日至6月15日梅雨期內影響臺灣之29個鋒面系統，進行其中尺度結構及伴隨降水之分析。結果顯示，在垂直於鋒面之垂直剖面上有二個明顯之次環流系統，在次環流上升處對流運動受到加強作用，而於下降處對流運動受到壓抑作用。鋒面在北部時，出現兩個對稱於鋒面之熱力直接環流系統，將鋒面附近之可用位能轉換為動能，亦即減弱鋒面之溫度梯度。鋒面抵達南部時則出現兩個大小不同之熱力間接環流系統，將動能轉變為可用位能，亦即增加溫度梯度。因此，若其他因素保持不變，則鋒面抵達南部後，可經由

此間接環流之作用再度加強。此間接環流可能係由對流運動所牽引帶動而來。

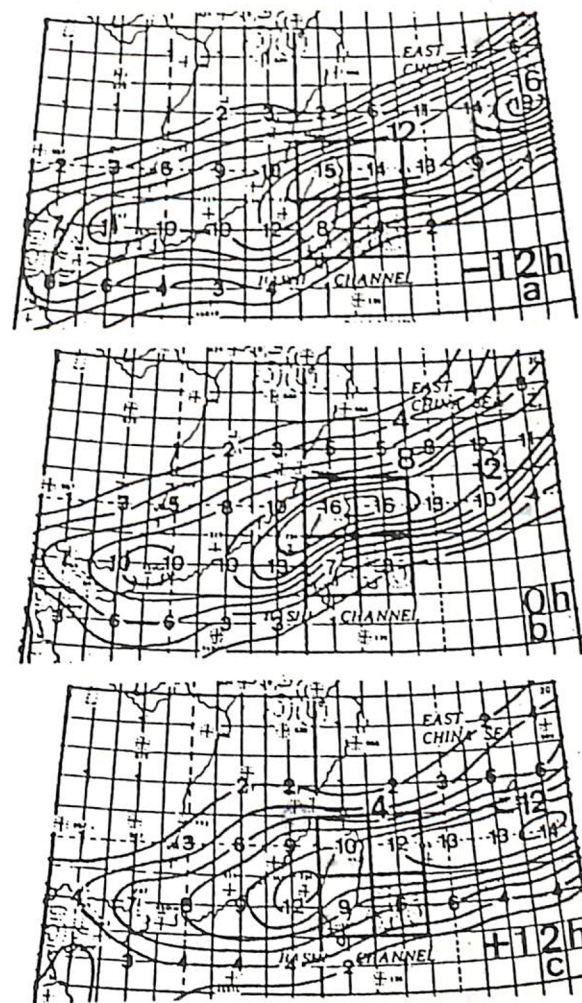
（二）低層噴流（LLJ）

伴隨梅雨鋒面之一個重要現象為低層最大風速帶之存在，或稱低層噴流，此低層噴流一般約出現在850~700mb左右之該層鋒面／槽南側。對流雲簇與伴隨之劇烈降水均與低層噴流密切相關（Chen, 1977a; Chen and Yu, 1988; 林, 1982; 李, 1982; 柯等, 1986; 黃, 1976; 陳, 1979; 陳與紀, 1978; 劉1982）。蔡與鄭（1987）之合成個案顯示豪雨可能發生在噴流入區右側。因此在實作觀點，準確之低層噴流分析至為重要。由過去低層噴流之研究結果顯見，凡在低對流層等壓面上（850mb, 700mb）可分析明顯的最大風速帶主軸，或在探空站所觀測低對流層風速之垂直剖面有明顯最大風速層存在時，皆稱為有低層噴流存在。顯然，低層噴流將具有顯著的水平風切及垂直風切。

日本地區之低層噴流通常具強非地轉性（Matsumoto et al., 1971），故有些學者提出低層噴流之形成機制為積雲對流之動量下傳（Matsumoto and Ninomiya, 1969; Ninomiya, 1971; Akiyama, 1973; Ninomiya and Akiyama, 1974）。唯臺灣地區對流發展之前，通常低層噴流即已存在（陳與紀, 1978），且低層噴流之位置及強度通常又可決定有利MCS發展之地區（例如：Chen, 1977a; 丘與廖, 1984; 陳與蒲, 1985），故在華南及臺灣地區低層噴流似應為對流之原因而非其結果。有關臺灣地區低層噴流之非地轉性，若以最近所發生之1985年5月28日豪雨個案為例，低層噴流通過北部地區，板橋探空於豪雨前後之850mb及700mb之非地轉風分量均大於地轉風分量，顯然低層噴流亦具強非地轉性。蔡與鄭

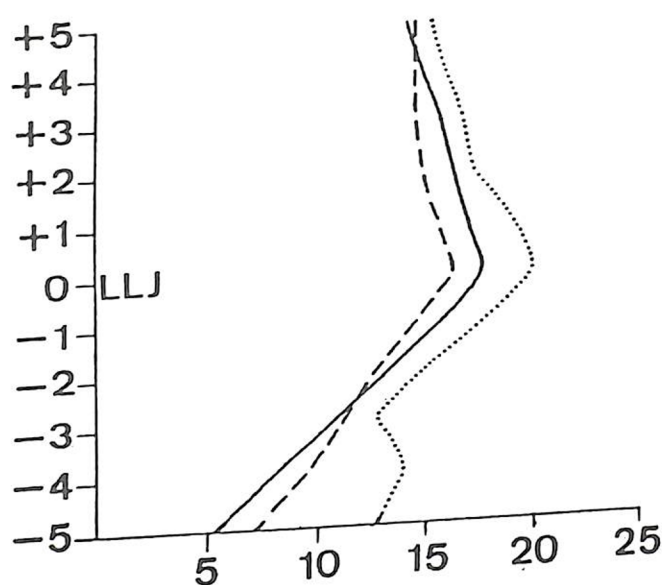
（1987）之合成個案亦顯示LLJ兼具地轉與非地轉分量。另數值模擬研究（Chou, 1986）顯示，低層噴流可因潛熱釋放導致之垂直次環流柯氏加速而來。在低層噴流形成機制方面，除上述對流動量傳送及柯氏加速過程外，美國中西部之低層噴流形成一部份可由近地層理論及慣性振盪理論加以解釋（Wexler, 1961; Blackadar, 1957），另一部份則可由質量調整理論透過高層噴流條強迫（Uccellini and Johnson, 1979）而來。華南春季低層噴流則可經由東西向氣壓／高度梯度之增強而來（地轉反應），此種梯度增強可因850mb高壓迅速向東南移動或雲貴背風旋生及四川旋生而來（陳與蒲, 1985; 蒲與陳, 1986）。上述各種可能過程是否為梅雨期低層噴流之形成機制，有待TAMEX較完整資料之進一步研究方可確知。

Chen and Yu (1988)研究1965~1984年5~6月梅雨期臺灣北部地區發生的35個豪雨個案（ $\geq 100 \text{ mmd}^{-1}$ ）與低層噴流之相關，發現兩者彼此密切關連。例如：在豪雨發生前12小時，臺灣北部鄰近地區700mb上出現 12.5 ms^{-1} LLJ之機率為84%；反之在700mb上在該區有LLJ出現時，則有91%機會將在當天或次日出現豪雨。他們的研究結果除顯示LLJ在豪雨發展扮演很重要的角色外，亦發現豪雨區之積雲對流顯然在勻滑垂直風切，致使豪雨之後LLJ減弱或南移。圖七為北部豪雨發生（0h）前後12小時間700mb 12.5 ms^{-1} LLJ頻率分佈，臺灣北部及下游（東側）網格之LLJ個案數分別為29（前12小時）、32（豪雨發生時）及22（後12小時），LLJ頻率由豪雨發生時至發生後12小時間減少30%。其緊鄰南部網格內個案數，由豪雨時之10個增為12小時後之15個，增加50%。圖八為豪雨發生前



圖七、1965—1984年5—6月北部地區35個豪雨個案，於發生豪雨前12小時（-12h），發生時（0h）及後12小時（+12h），700mb 12.5 ms^{-1} 之噴流個數頻率分佈（Chen and Yu, 1988）。

後LLJ主軸均位於臺北之10次個案，相對於LLJ層之垂直合成風場變化，LLJ之平均高度在豪雨前12小時為2160m，豪雨時降至1890m，12小時後再升至2340m；此三個時間之風速分別為 19.8 ms^{-1} ， 17.7 ms^{-1} 及 16.4 ms^{-1} 。垂直風切之改變主要集中在噴流層以下900m至以上1500m之間，豪雨之後垂直風切顯著減小。



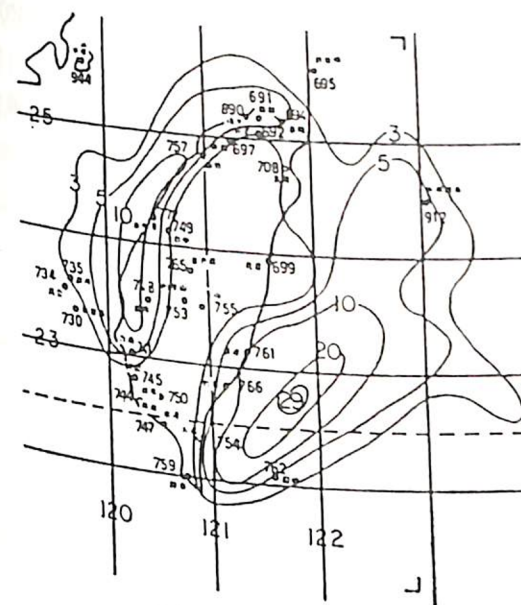
圖八、1965—1984年5—6月北部地區35個豪雨個案，於豪雨發生前12小時，發生時及發生後12小時三個時段，低層噴流均經台北／桃園（1°緯度內）且桃園探空資料完整之10個個案，以低層噴流所在高度為參考高度之上下各1500m之合成風速分佈。X軸為風速（ ms^{-1} ），Y軸為300m，O為低層噴流位置。豪雨前12小時為點線，發生時為實線，發生後12小時為虛線（Chen and Yu, 1988）。

（三）中尺度低壓（滯留性／移動性）

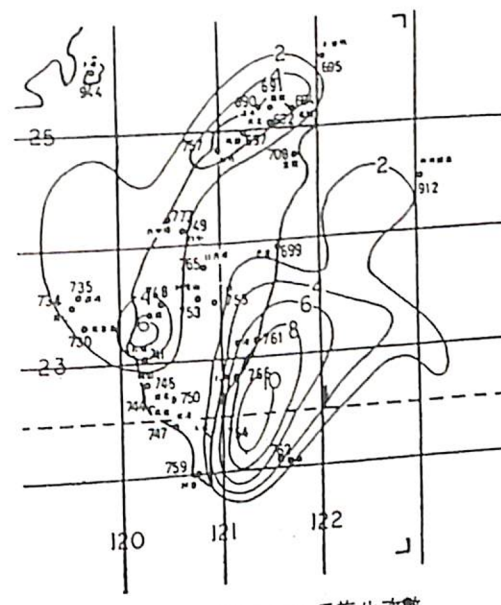
當梅雨鋒面經過臺灣及鄰近地區時，生命史短且垂直發展淺的中尺度低壓系統，常在臺灣西北部與東南部及其鄰近海域形成並近似滯留，影響臺灣地區之降水（陳，1978；陳與蔡，1978；陳與紀，1980）。陳（1978）利用臺灣梅雨期之六年（1972~1977）資料，分析臺灣地區中尺度低壓與降水量之關係發現，中尺度低壓總數與臺灣各地降水量有顯著相關，在臺灣西側兩者成正相關，臺灣東側則反是。其中尺度低壓頻率及旋

生分佈如圖九所示，顯見中尺度低壓之生成具有區域性，主要集中在臺灣沿海具有氣旋式曲率的海岸附近。此種中尺度低壓的生命期平均約為12小時，在梅雨後期其生存期有增長趨勢。隨後陳與紀（1980）又進一步研究臺灣梅雨季之中尺度降水與中尺度低壓之關係，獲知中尺度低壓對導致臺灣地區豪雨之重要性。例如低壓在新竹沿海時與降水之關係比在其他地區者密切，顯示除地形作用與原已存在的中尺度對流系統外，新竹沿海之中尺度低壓可能亦為增強西南氣流導致暴雨（雨量 >60 公厘／6小時）與大雨（雨量 ≥ 10.1 公厘／6小時）之機制。而Chen（1979b）之個案分析顯示，在臺灣西南部中尺度低壓之形成與風場變化，對於對流運動與降水之加強相關性甚大。

徐（1971）分析1907~1970年臺北豪雨，發現梅雨期之豪雨有70%伴隨鋒面上移動性中尺度低壓系統。Chen（1979b）之個案研究發現，水平尺度200~300公里之低壓環流伴隨有很明顯的氣旋式渦度、水平輻合及近地層上升運動，這些中尺度環流有加強存在於臺灣海峽上空之雷達回波羣或積雨雲羣之作用，但似非為激發這些對流系統形成之機制。陳與吳（1985）利用1965~1984年臺灣北部發生豪雨之35次個案，以每三小時一次之地面天氣圖，對豪雨前36小時及後24小時間影響臺灣地區之低壓加以分析、追蹤及統計。發現臺灣北部地區豪雨時之中尺度低壓計19個，佔臺灣北部豪雨次數（35次）之55%，其中心位置分佈如圖十所示，大部份出現在臺灣北部鄰近地區。這些移動性中尺度低壓除發生於地面之外，亦可在850mb上以中尺度氣旋式環流出現。在此35個豪雨個案，850mb低壓環流於豪雨發生時直接影響臺灣北部地區者計有8個。

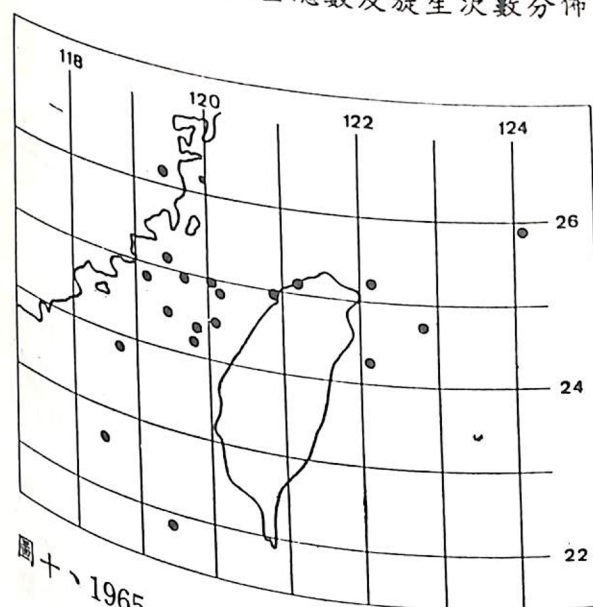


（A）圖：為出現次數



（B）圖：為旋生次數

圖九、民國61年至66年（1972—1977）5月15日至6月18日間每0.5度經緯度內之中尺度低壓總數及旋生次數分佈（陳，1978）。



圖十、1965—1984年5—6月北部地區35個豪雨個案，於豪雨發生時地面19個中尺度低壓中心（實圓圈）分佈（陳與吳，1985）。

（四）外流邊界

對流性降水系統所產生的低層外流區及其邊界，為早已熟知的現象。因外流邊界常

伴有陣風出現，故亦被稱為陣風鋒面（gust front）。早期對雷雨的研究，發現在近地面外流區的陣風鋒面，係伴隨雨區之下沖氣流而來。近年來，雖經雷達觀測以及模式的研究，使我們對這些現象有更進一步的了解，但有關周圍環境如何影響外流區的熱力與動力結構，以及外流區對周圍環境的影響，則尚未完全清楚。

在臺灣地區，部份豪雨的產生可能亦與外流區有密切的關係，例如在1983年5月13日早上10點及11點，大武分別有49.8mm及60.4mm的降水，全日有173.9mm的降水，人造衛星雲圖顯示這可能導因於兩個外流區相會而激發產生的中尺度對流系統（Chen and Chi, 1985）。另外，1981年5月28日早上10時在新竹地區產生的劇烈降水（88.7mm），可能也受陣風鋒面與梅雨鋒面交互作用所產生的對流胞影響（丘與林，1985）。1984年6月3日臺北地區的豪雨可能亦和

陣風鋒面上的弧狀雲有關(丘與劉, 1985a)。因此要有效對臺灣地區豪雨發生時間與地點做短期及即時預報, 顯然必須了解外流邊界或陣風鋒面在何種天氣條件之下能激發可導致豪雨的對流系統。

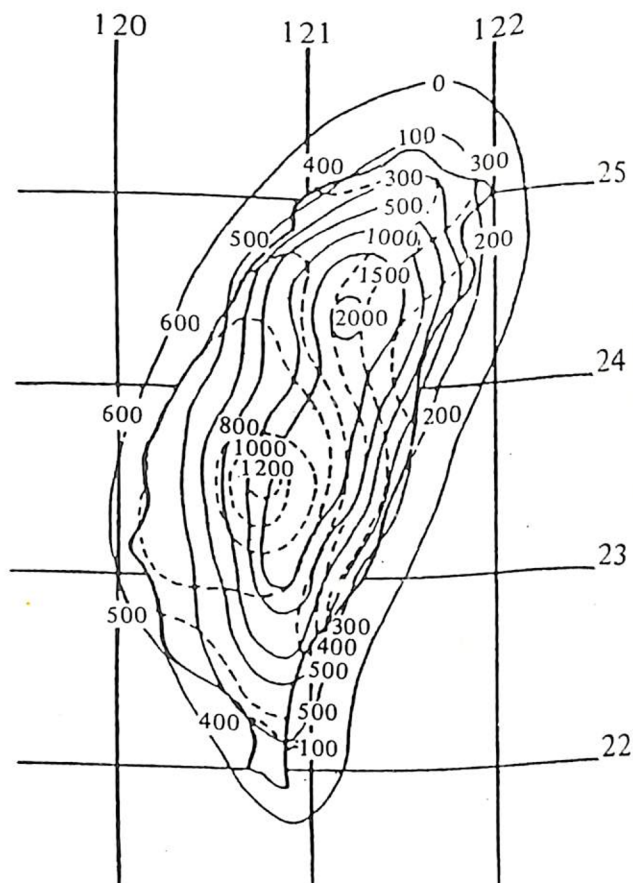
為研究臺灣地區外流區的來源、動力及熱力的結構、外流區與環境的關係、外流區對風暴尺度系統及其環境大氣的影響, TAMEX 之完整觀測包括飛機、垂直指向的都卜勒雷達、傳統及都卜勒雷達、地面觀測網、探空觀測、測風氣球、衛星等觀測儀器所得的資料, 將可以分析外流區的結構、時間及空間尺度、強度變化、外流區來源以及外流區與降水的關係。

七、地形效應

臺灣地形複雜, 山地面積約為全島總面積的三分之二, 其中主要山脈——中央山脈縱貫南北, 平均高度約為 2000 公尺, 最高峯之玉山高度達 4000 公尺。此獨特地形不僅會產生局部性環流, 並且影響天氣系統的運動。吳與王(1985)指出梅雨鋒過境時, 會受地形阻擋而發生變形, 並產生中尺度低壓波動。陳(1978)發現中央山脈兩側之東西走向梅雨鋒面移速顯然不同, 於東側先行南下。Chen and Chi (1980), 亦發現梅雨鋒面由東海南移受地形影響的移動速度在武夷山東側之臺灣海峽及中央山脈以東移速較快。鋒面當被中央山脈分成兩段, 於臺灣西北部及東南方近海誘生垂直發展淺的中尺度低壓, 此中尺度低壓之旋生頻率以臺東外海最高, 其次為臺南與新竹西部沿海(圖九; 陳, 1978)。

氣候資料顯示, 六月份臺灣各地的月平均雨量, 在臺灣海峽中部的澎湖為 176 公厘, 往東向中央山脈接近, 臺中及臺南月平均雨量明顯倍增分別為 385 公厘與 387 公厘,

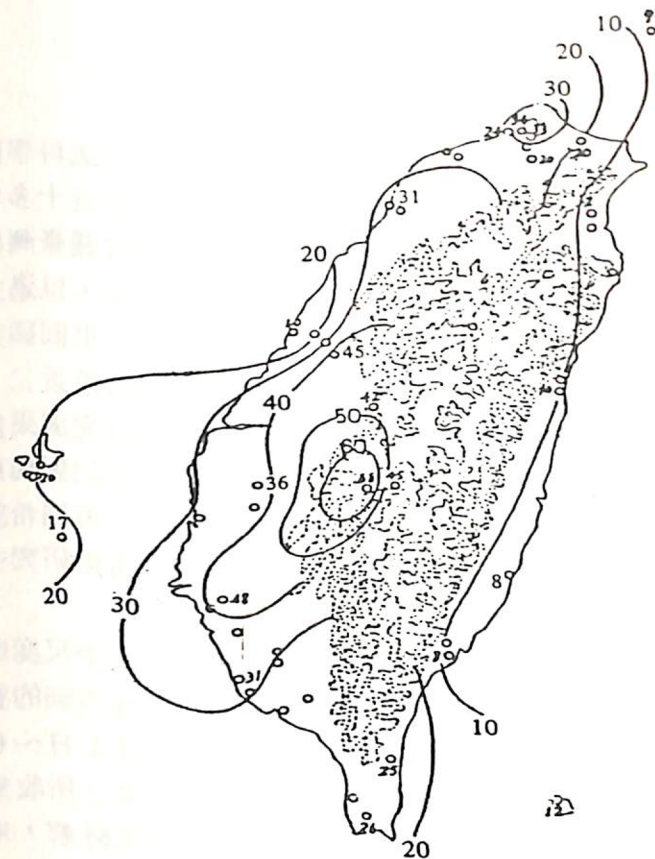
阿里山的月雨量更高達 788 公厘為澎湖的 4 倍, 中央山脈以東的花蓮則遞減至 200 公厘。陳(1978)分析 1972~1977 年梅雨期的平均雨量地理分佈, 如圖十一所示, 阿里山超



圖十一、1972—1977年梅雨期(5月15日—6月18日)降水量(虛線;公厘)及勻滑等高線(實線;公尺)分佈(陳, 1978)。

過1200公厘, 中央山脈東西兩側之顯著差異, 顯示地形對雨量分佈之重要性。最近陳(1985b)分析臺灣北部地區所發生之 37 次豪雨個案, 發現其中有 27 次是出現在夜間, 此提示可能與地形所產生的局部環流有關。而一小時降水量最大值出現之測站, 新竹占 57% (共 6 站) 亦顯示地形之直接及/或間接效應之重要性。陳與紀(1978, 1980), 陳與蔡(1978)及吳與王(1985)均發現, 因

地形作用在臺灣中央山脈西側所生成的中尺度低壓環流會使西南氣流增強, 並加劇地形的舉升作用及對流活動。王等(1985)分析臺灣地區 1960~1984 年間梅雨期中央氣象局 24 測站所發生的 142 次暴雨之地理分布, 結果如圖 12 所示。暴雨發生頻率最多處是阿



圖十二、1960—1984年梅雨期間 142 次(日)暴雨個案之分佈(王等, 1985)。

里山, 另一次中心則在北部的大屯山區, 顯見豪雨發生頻率與地形的關係至為密切。

八、梅雨之年際變化

臺灣梅雨期及其雨量, 存在有非常顯著的年際變化(例如: Chiang, 1987; 吳與傳, 1987; 曲, 1981; 徐與紀, 1974; 陳, 1987; 陳與廖, 1981)。近年來, 伴隨這種

年際變化之環流特徵分析, 漸漸受到國內氣象研究同仁們的重視。紀(1978)分析臺灣北部或南部多梅雨年與少梅雨年 5 月與 6 月之 500mb 高度之合成平均及距平特徵, 陳與廖(1981)求取臺灣南北地區均屬乾梅之地面氣壓及 500mb 高度 5 月與 6 月之合成平均及距平分佈, 劉(1987b)則分析顯梅年、空梅年與正常年之 5 月、6 月及 5~6 月之 500mb 高度合成平均與距平特徵, 這些分析皆注重在月合成平均環流分佈, 以顯現各年之顯著共同特徵。此外, 馬(1987)及吳(1987)則利用經驗正交函數來分析乾溼年 5 月與 6 月之高層環流特徵。

陳(1981c)分析 1950~1981 年臺灣梅雨期(5月19日~6月19日)之顯著性, 選擇 1977 年梅雨顯著年與 1980 年空梅年, 比較 5 月與 6 月地面及 500mb 之差異, 發現當 5 月及 6 月之太平洋高壓較正常值微弱, 梅雨槽在臺灣及鄰近, 臺灣地區地面盛行西南風時, 梅雨顯著。當太平洋高壓反常發展, 高壓脊通過臺灣或鄰近海面, 青康藏熱低壓偏南, 梅雨槽消失, 臺灣地區地面盛行東南風, 則梅雨缺乏。陳(1987)利用臺灣地區降水量選取乾溼梅月, 並利用 NCAR 網格資料, 以分析 5~6 月平均環流之特徵及乾溼梅月之環流條件。結果顯示 6 月時, 相當正壓之暖心阻塞高壓脊於鄂霍次克海區 850 mb 以上各層建立, 且印度北方暖心結構之季風環流系統(低對流層季風低壓之上為高對流層季風高壓)發展完成。臺灣地區梅雨季之 5 月與 6 月雨量多寡(乾溼梅雨)之決定因素, 為低對流層氣流之源地及強度。當源自孟加拉灣且較強之西南氣流控制時, 該月多雨屬溼梅月; 當源自西太平洋高壓脊環流之東南、南或西南氣流或東亞主槽後之大陸性西北氣流控制時, 該月少雨屬乾梅月。臺灣地區低對流層平均氣流之源地及強度,

78年5月

則由季風低壓、西太平洋高壓脊、東亞主槽及鄂霍次克海阻塞高壓等時間平均行星尺度環流系統之位置適當配置及強度來決定。此外，發現中緯度斜壓過程為溼梅月之重要因子，6月時之對流性降水對月雨量之貢獻較5月更為重要，且非鋒面性之強迫機制（例如：局部環流）亦可主宰月雨量之多寡。

Chen and Jou (1986) 以 1975~1984 年臺灣梅雨季（5月15日~6月15日）臺灣地區降水量，定義梅雨活躍年、不活躍年及雨量準正常年。分別以天氣圖及 NCAR 網格點資料，分析各年梅雨季鋒面活動頻率及東亞地區之環流特徵，並分析梅雨季之長期平均環流與鋒生分佈特徵。在鋒面分析方面，再度支持過去一些觀測分析之結果。影響臺灣地區之梅雨鋒面產生於東亞之副熱帶地區，而溫帶之環流系統似為主宰梅雨鋒面之緩慢南移與南伸程度之主要因子。此外，決定臺灣地區梅雨季雨量多寡，除鋒面活動外，局部環流與局部不穩定度似亦扮演重要角色。在長期平均環流方面，東亞地區梅雨季之中緯度微弱阻塞已在東西伯利亞形成，正壓暖心結構之季風環流系統亦已於印度北方建立完成，東亞主槽及西太平洋高壓（脊）之位置及強度則介於5月與6月平均環流之轉變形態。梅雨活躍年／多雨年與不活躍年／少雨年之主要大尺度環流特徵差異，為中緯度阻塞之有無及西太平洋高壓之強弱／位置。活躍年有鄂霍次克海／東西伯利亞阻塞，西太平洋高壓較弱或偏南，臺灣及鄰近地區低層源自孟加拉灣之西南風較強。不活躍年無中緯度阻塞，西太平洋高壓較強並西伸至華南一帶，臺灣及鄰近地區低層為太平洋高壓環流之西南風或南／東南風。此外發現季風低壓區及梅雨鋒面南側之對流活動產生之高對流層輻散外流，顯然為構成東亞地區南北兩個哈德里胞之主要分量。梅雨區至

中緯度之顯著向北輻散氣流則顯示梅雨活動對高層中緯度環流影響之重要性。雖季風低壓區之高層高壓外流，向東部分（瓦克環流）於太平洋高壓區下沉，但季風低壓與太平洋高壓強度之年際變化並無明顯之相關，此似意味季風環流之強弱並非決定太平洋高壓強弱之唯一因子。

九、結 語

筆者為應國科會之邀，撰寫大氣科學研究學門方面之回顧性論文，選擇最近十多年來筆者的主要研究興趣，完成此有關臺灣梅雨研究的回顧。本文主要乃依要求，以過去筆者接受國科會支助之專題研究成果回顧為主。雖然如此，本文仍盡量將國內最近二、三十年來有關梅雨之基礎與應用研究成果作一回顧，一則希望能提供現階段我們對梅雨了解的認識及較完整的參考文獻，再則希望能提供氣象界研究同仁思考未來梅雨研究主題之參考。

有關豪雨、中尺度對流系統及中尺度環流系統等中尺度現象在研究上所遭遇到的資料瓶頸問題，去年（1987年）5月1日~6月30日「臺灣地區中尺度實驗計畫」所收集到的完整密集觀測資料將使之大為紓解，未來幾年國內氣象界在這方面研究可期的活躍程度，將使我們對梅雨季之豪雨增加了解，使能發展預報技術以提高豪雨預報能力。在年際變化問題方面的研究，未來在了解環流特徵後，若進而能了解環流之演變，或許將漸使梅雨期及其降水具有季節之預報能力。

後記：

本文刊登“科學發展月刊”第16卷第2期，承陳泰然所長同意本刊予以轉載，特此致謝。

本文蒐集參考文獻121篇，其目錄有興趣的同仁可與台大陳教授或本刊連繫。