

# 台灣地區午後對流降水之研究

張惠玲 林沛練  
國立中央大學  
大氣物理研究所

## 摘要

本篇針對台灣地區經常發生的午後對流降水進行特性探討，選取1994~1996年5~8月共三年的梅雨季及夏季之午後對流降水個案(共115個個案)，進行中尺度氣候研究，包括梅雨季與夏季之比較、綜觀風場與降水時空分佈之關係以及強降水與無降水時的環境特性差異，冀能更深入瞭解午後對流降水現象，提供短期中尺度預報之參考。較重要的分析結果包括：(1)夏季的午後對流降水發生頻率及強度大於梅雨季，而夏季的綜觀風場一般比梅雨季弱。可見梅雨季時，動力效應可能有某種程度的重要性，但在夏季，熱力環流之效應可能遠比動力效應重要。(2)午後對流降水的日累積雨量極值明顯位於100~500m的斜坡地帶，中央山脈西側凹槽有較高的日累積雨量極值出現頻率，顯示此特殊凹槽在對流之激發與維持上有不可忽視的地形效應。(3)綜觀風場與午後對流降水的時空分佈有極密切的關係；綜觀風場為南風或西南風時，降水區較大、降水持續時間較久且有較大的強雨強度，此外，降雨強度具有雙峰現象。(4)就可降水量而言，夏季多於梅雨季，綜觀風場偏南的個案多於綜觀風場偏東及弱綜觀者，顯示可降水量多寡是影響午後對流降水之重要因子。(5)太平洋副熱帶高壓脊線的位置及脊線附近的高度梯度深深影響午後對流降水的發生與否。(6)具有較大能量正區(CAPE)的大氣狀況不見得就能產生對流降水，重要的是氣塊能否在對流系統形成之前，藉著外力舉升克服能量負區(CIN)，並順利到達自由對流狀態。

## 一、前言

台灣具有特殊的海陸分佈及複雜的地形，在無外來系統干擾時，海陸對比及山地差異加熱引發不對稱的山谷風及海陸風環流。倘若此時的穩定度、水汽及風場又適切地配合著，則經常有午後對流發生。

關於地形與對流降水之研究不勝枚舉，而有趣的是最大降水竟然集中在斜坡地帶，而非高山區。諸如 Caracena et al.(1979)所研究 1976 年 7 月 31 日發生於科羅拉多州的湯普生風暴。Chen et al.(1991)利用觀測及模擬所研究的 TAMEX IOP #8(1987 年 6 月 7 日)個案。而 Johnson and Bresch (1991)研究 TAMEX 期間三個弱綜觀午後對流個案，發現降水大多發生在 100~500m 的斜坡。

除地形外，不能忽視與地形有密切關係的局部環流，特別是夏季弱綜觀環境下的對流降水系統。如 Hsu(1970)分析美國德州南部沿岸長期的海陸風觀測資料，指出對流性陣雨大多發生在海風發展最旺盛後 1~2 小時且發生於輻合最強之區域附近。而 Kingsmill (1995) 更首度利用周全而高解析度的低層三維觀測資料來研究佛羅里達半島海

風鋒、陣風鋒及兩者碰撞與對流觸發間的關係。

而在影響對流風暴生成及發展的物理機制方面，對流風暴的型式及強度深受所在環境條件影響，特別是熱力不穩定度(浮揚頻率)及風切。根據 Weisman and Klemp (1982)對風暴觀測及模擬的結果指出：由理查遜數可判斷風暴的型式。而 Chen and Feng (1994) 指出夏威夷島迎風面降水量與當日清晨逆溫高度的變化有極密切的關係。

本文主要探討台灣地區在無外來天氣系統影響下的午後對流降水特性。在第二部分介紹資料來源、個案選取標準。第三部分則是利用觀測資料分析以瞭解午後對流降水之特性。先比較梅雨季與夏季午後流降水的差異；接著探討午後對流降水和綜觀風場的關係、比較強降水與無降水的環境條件差異，最後一部分是結論與展望。

## 二、資料來源及個案的選取

本研究涵蓋 1994~1996 年梅雨季及夏季，所採用的分析資料包括傳統天氣圖、全省的自動逐時雨量資料(共 239 個測站)、氣象局地面觀測資料、歐洲中心 850hPa 的高度場資料以及板橋、東

港、馬公及綠島的探空資料。

為降低午後對流降水的複雜度，冀能找出影響午後對流降水的重要因子，所以本研究欲探討的是不受外來天氣系統影響，而在台灣本地發展起來的午後對流，個案的選取必須滿足：1.降水必須集中在 1200~1800LST 間，即 0600~1200LST 及 1800~2400LST 的全省累積降水必須少於 1200~1800LST 的全省累積降水。2.至少有 4 個自動雨量測站的日累積雨量(R)達 20 mm 以上。3.配合地面天氣圖，鋒面必須遠離台灣至少 300Km 以上，並扣除颱風及其引進西南氣流時的個案。依此選取標準所得的梅雨季及夏季個案各有 33 個及 82 個，分別標示為 A 類及 B 類個案。因夏季部分個案在空間及時間上頗為隨機，亦時有非常局部的陣雨，為避免此種生命期極短、於各地隨機生成的個案影響分析結果，所以本篇在分析夏季降水時空分佈時，主要針對生命期較長且較有組織的午後對流系統(豪雨個案)加以分析，條件 2. 修改成：至少有 10 個自動雨量測站的 R 達 20mm 以上，且個案的日累積雨量極值(Rmax)必須大於 100mm，由此標準所得的夏季豪雨個案有 48 個，標示為 B1 類個案。

在綜觀風場的風向判定上，主要利用中央氣象局地面天氣圖，並配合 850hPa 天氣圖來加以判定。當台灣地區的氣壓梯度極弱，風向頗亂，而風速極小之狀況視為弱綜觀，除此外的綜觀風向以 80°~100°為東風，100°~170°為東南風，170°~190°為南風，190°~260°為西南風。至於逆溫高度的定義方法同 Grindinger(1992)，由溫度隨高度遞增可判斷，若溫度變化不明顯，則由溼度劇減來判知。在此研究的逆溫個案中，幾乎全是溫度隨高度遞增且溼度隨高度劇減之狀況。

### 三、觀測資料分析討論

#### (一)梅雨季與夏季午後對流降水之比較

冀能更客觀地比較梅雨季與夏季的綜觀風場，利用較不受地形影響的馬公及綠島兩探空站 00Z 資料，分別求其 700 hPa 以下用壓力為權重的平均風場，再將平均風場作平均，所得之結果做為綜觀風場，倘若個案當天兩探空站有一者缺資料，則無法求綜觀風場，此外，為避免風向差異較大之狀況下所產生的風場誤判，當兩站的平均風速小於 4.0m/s 且兩站於 850 hPa 或 700 hPa 的風向差大於 35°者視為弱綜觀，之後再配合地面及 850 hPa 天氣圖，確認結果是否與個案當天的天氣形勢一致。

所有午後對流降水個案中，可求取綜觀風場者，在梅雨季有 20 個個案，夏季有 61 個個案。將統計結果作成風花圖(圖一)，顯見夏季 700 hPa 以下的綜觀風場一般較梅雨季弱，至於風向方面，夏季主要是南南東到南南西的偏南氣流，屬於上述的弱綜觀個案佔了 30 %左右，梅雨季則是南南西到南風。由此推知，梅雨季時，地形對綜觀風場的抬升、繞流等動力效應對於午後對流之激發可能比夏季時還重要些；夏季時，熱力局部環流可能相對地在午後對流的激發上扮演更重要的角色，也許單靠熱力環流已足夠在綜觀風場的動力效應極弱下提供氣塊克服負區的舉升外力。

圖二是梅雨季及夏季個案 Rmax 的頻率分佈圖。Rmax 明顯位於 100~500m 的斜坡地帶，且在中央山脈(Central Mountain Ridge, CMR)西側凹槽附近有較高的發生頻率，顯示此地形凹槽在午後對流之激發與維持上扮演了相當重要的角色。

接著利用不同高度範圍之降雨強度(RI)的時序變化來探討午後對流降水的時空分佈，RI 之求取乃是將某一高度範圍的所有測站時雨量總和除以該高度範圍的所有測站數目，因此得到的 RI 代表在此高度範圍中，平均每一測站的時雨量，而 8 個高度範圍之選取乃考慮使每個範圍的測站數目相當，所得的 RI 時序圖如圖三所示。若以 2mm/hr 的 RI 視為有降水發生，則梅雨季與夏季午後對流降水的時空分佈特性如表一之整理。由分析得知夏季的 RI 較大，雨區範圍較遍及平地，降水持續時間較久，且 RI 具有雙峰現象、RI 最大值較梅雨季晚出現且出現的高度遠低於梅雨季。

最後是探討梅雨季與夏季午後對流降水在可降水量(PWC)的差異。吾人利用板橋、東港、馬公及綠島四站的探空，分別求出 A 類、B 類及 B1 類個案的 PWC 平均，但因板橋外的其餘三探空站常有資料遺失或品質不佳之狀況，在此僅列出板橋探空之結果(圖四)，三年的 PWC 均是 B1 類最多、B 類次之，而 A 類最少。顯見 PWC 是造成梅雨季與夏季午後對流降水差異之重要因子。

#### (二)午後對流降水與綜觀風場之探討

首先探討綜觀風場與午後對流降水之時空分佈，分析方法同上節，因梅雨季的西南風及弱綜觀個案均只有一個，所以不討論。所分析梅雨季與夏季個案(B1 類個案)在不同環境風向下的 RI 時空分佈特性如表二之整理。由分析可知綜觀風場與午後對流降水的時空分佈有極密切的關係，包括：(1)南風或西南風個案的 RI 最大值遠大於其他風向的個案。(2)南風及西南風個案的 RI 具有

雙峰現象(梅雨季的最大值較早出現,次極值較晚出現,夏季反之),較之於其它綜觀風場個案,其雨區較大且降水持續時間較久。(3)夏季平均的 RI 最大值出現時間(16~17LST)比梅雨季(14~15LST)晚,且 RI 最大值所在高度遠低於梅雨季。

接著探討綜觀風場與可降水量的關係,同上節,吾人利用 00Z 的板橋探空,求出跨年際的不同風向個案平均的 PWC,結果如圖五所示。因梅雨季南風及西南風個案均只有一個,其平均不具代表性。由圖五明顯發現偏南風(東南、南及西南風)個案平均的 PWC 較東風及弱綜觀個案者多。呼應之前所提:綜觀風場偏南之個案的 RI 較偏東者大、降水持續時間久。此外,同上節之結果,同一種綜觀風場平均的 PWC,以夏季多於梅雨季。

### (三)北台灣夏季午後對流強降水與無降水之比較

因午後對流降水是局部的天氣現象,若要用探空分析來探討其環境特性,必須採用距離降水區較近的探空。因板橋探空是所有探空中品質較佳且資料較齊全者,所以比較強降水與無降水之環境特性差異時,吾人選擇北台灣(24.5°N 以北,約台中以北)做為研究區域。此外,因梅雨季個案較少,若又要是北台灣的強降水個案(豪雨個案, Rmax 大於 100mm)則更是少之又少,所以此部分是擇取北台灣夏季的豪雨個案(選取條件同 B1 類個案,但範圍由整個台灣縮小至 24.5°N 以北地區)與無降水個案(北台灣地區的所有雨量站均無降水發生)來探討兩者的環境差異,選出的強降水、無降水個案恰巧均只有 10 個。分別求每個個案 LCL、LFC 等氣象因子,在 10 個強降水個案中,有 8 個較同質,另外 2 個較特殊(95/07/10 及 96/08/23),CIN 之絕對值很大;而 10 個無降水個案中,同樣有 8 個較同質,均有逆溫層發生,另外兩個較特殊(95/07/18 及 95/08/08)。

利用板橋探空求出每個個案在 00Z 的位溫( $\theta$ )、相當位溫( $\theta_e$ )及飽和相當位溫( $\theta_e^*$ )剖面圖(圖未附)。強降水個案(兩特殊個案除外)的對流不穩定層可高達 700~650hPa,且對流不穩定度頗大。而無降水個案(兩特殊個案除外)最明顯的特徵是 900~800 hPa 間存在有厚度及高度不一的沈降逆溫層,較深厚者的厚度可達 800m 左右,較淺薄者亦有 50m,而其高度則游於 900~2000m 間,個案裡不乏具有深厚對流不穩定層,且對流不穩定度可與強降水個案相比擬者。

吾人接著求取較同質的 8 個強降水個案(S8 類個案)、8 個無降水個案(N8 類個案)及所有無降水

個案(N10 類個案)的合成探空,結果如圖六所示。分析 S8 類個案的合成探空(圖六(a)),發現地面氣塊乾絕熱上升到 969hPa 達飽和(亦即到達 LCL),在 LCL 和 LFC 間,大氣處於條件性不穩定狀態,但因氣塊已飽和,其溫度將依濕絕熱而變化,所以此氣層屬於不穩定,亦即,969hPa 以上的大氣均是不穩定,直到 EL。如此深厚的不穩定層,加上大氣底層的濕度頗高(圖中左邊橫線是 RH 大於 85% 的區域)及近地面的穩定層相當淺薄,是十分利於對流發展的環境條件。N8 類個案(圖六(b))的 LCL(962hPa)大致同 S8 類個案,但在 920hPa 左右隨即遭遇到一頗為深厚的沈降逆溫層(約 920~800hPa 間),此層大氣對上升的飽和氣塊而言是絕對穩定,強烈抑制氣塊之上升。氣塊必須衝破此穩定層,到達 LFC(691 hPa)方可進入自由對流狀態。由於外力舉升無法克服底層的負區,潮濕的底層大氣(1000~850hPa)對於對流降水亦枉然。至於 N10 類個案的合成探空(圖六(c))大抵同 N8 類個案的結果,唯獨底層大氣較乾,整層大氣的 RH 均小於 85%。

再分別求 S8、N8 及 N10 類個案平均的熱力參數,結果如表三所示。三類個案的平均 CAPE 大致相若, N8 類個案甚至大於 S8 類個案,在個別的探空分析更可明顯發現此現象。但強降水個案的負面積(CIN 的絕對值)卻比無降水個案小了許多。此外, S8 類個案的 LCL 稍比 N8 及 N10 類個案低,而 LFC 則明顯低了許多。

接著探討午後對流降水與綜觀風場的關係,綜觀風場之定量求法同上節,結果如圖八下方的風標所示,無風標者代表個案當天缺馬公或綠島資料,顯見強降水個案的綜觀風場偏南或西南風且風速較大,而無降水個案的綜觀風場偏東風、東南風或弱綜觀,風速遠小於強降水個案。顯示無降水個案多半是太平洋高壓西伸北進,台灣處於其外圍的東或東南氣流下,或因處於太平洋高壓的下沈氣流中,綜觀風場太弱,無法在動力上提供足夠的外力舉升。而強降水個案卻是太平高壓東縮南退時,台灣處於其外圍的南或西南環流下,較強的西南風或南風受中央山脈抬升,提供氣塊外力舉升。

為再進一步証實太平洋副高與降水之關係,吾人將夏季所有午後對流降水個案(共 82 個個案)區分為 class I 類—Rmax 小於 100mm,及 class II 類—Rmax 達 100mm 以上,分別求三年兩類個案之 850hPa 合成高度場,結果如圖七。比較同一年的兩類個案結果,顯見 class I 類的太平洋副高脊線較靠近台灣,且脊線附近的高度梯度較強。

最後是強降水個案及無降水個案環境特性的

綜合分析(圖八)。在 PWC 方面，強降水個案介於  $53\sim 73\text{Kg/m}^2$ ，無降水個案較小，介於  $45\sim 57\text{Kg/m}^2$  間。就 KI 來看，強降水個案介於  $28\sim 39$ ，無降水個案一般較小，介於  $26\sim 34$ 。根據鄧與陳(1990)，KI 大於 32 時，利於中尺度對流系統的形成與發展。就風切來看，強降水個案與無降水個案的風切相當，均介於  $3 \times 10^{-3} \sim 10 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$ 。

綜合以上分析，降水發生與否與綜觀環境有極密切關係。當太平洋副高較強而西伸北進時，台灣地區籠罩在副高的下沉氣流中，伴隨的沈降逆溫抑制對流發展而呈現晴朗的好天氣；沒有沈降逆溫的無降水個案(95/07/18 及 95/08/08)，亦因弱綜觀環境條件下，微弱的環境風場無法提供足夠的外力舉升或動力上的繞流加強輻合，大氣底層是穩定大氣或對流不穩定度極小之狀況，且可降水量不高，因此難以觸發對流降水。相反地，強降水個案發生時的綜觀環境是太平洋高壓東退南縮的狀況，較強的西南風或南風輸送上游地區水汽豐沛的不穩定空氣，經台灣地形的抬升、繞流及降水區午後地表加熱的熱力效應，於是激發強對流降水。96/08/23 強降水個案雖屬弱綜觀環境條件，但因無沈降逆溫的抑制且降水區的不穩定度很大(KI = 34.1)，高層存在噴流，地面到 6Km 的風切很大，或許是藉著動力上的舉升而克服不算小的能量負區產生強對流。

#### 四、結論與展望

本研究選取 1994~1996 年梅雨季及夏季做為研究期(共 115 個個案)，針對台灣地區午後對流進行特性探討，較重要的結果包括：(1)夏季午後對流降水發生頻率及強度大於梅雨季。午後對流降水的  $R_{max}$  明顯位於 100~500m 斜坡地帶，CMR 西側凹槽有較高出現頻率，顯示此凹槽在對流之激發與維持上有不可忽視的地形效應。(2)夏季綜觀風場一般比梅雨季弱，可見梅雨季時，動力效應可能有某種程度的重要性，但在夏季，熱力環流之效應可能遠比動力效應重要。(3)綜觀風場與午後對流降水的時空分佈有極密切的關係。(4)就 PWC 而言，夏季多於梅雨季，綜觀風場偏南的個案多於偏東及弱綜觀者，顯示 PWC 是影響午後對流降水之重要因子。(5)太平洋副熱帶高壓脊線的位置及脊線附近的高度梯度深深影響午後對流降水的發生與否。(6)在水汽充裕的狀況下，對流降水產生與否決定於地面氣塊能否在對流系統形成之前，藉著外力舉升先克服 CIN，並順利到達自由對流狀態，否則徒有大的 CAPE 亦枉然。

最後提出幾點展望：1. 午後對流降水屬於局部的天氣現象，高時間及空間解析度的觀測資料將助於現象之深入瞭解。2. 台灣特殊地形深深影響午後對流降水，特別是 CMR 西側凹槽以及東西兩側的坡度差異。此外，南風、西南風個案具有降雨雙峰現象，利用模式加以模擬這些現象，將助於瞭解此現象並證實觀測所提的推論。3. 本研究獲知綜觀環境與中尺度對流降水有重要關係、逆溫層會影響對流降水之發生與否、熱力局部環流深切影響午後對流降水，如何更客觀地描述綜觀環境風場、水汽和副高的強度、位置等，並找出逆溫高度和強度、近地層熱通量與對流降水的關係，值得進一步研究。4. 本篇僅定性探討午後對流降水與綜觀風場的關係、強降水與無降水之環境差異，將影響因子定量化是亟待努力的課題。

#### 參考文獻

- 鄧仁星與陳景森，1990：台灣地區颱風線之環境分析。大氣科學，18，149-158。
- Caracena, F., R. A. Maddox, L. R. Hoxit and C. F. Chappel, 1979: Mesoanalysis of Big Thompson storm. *Mon. Wea. Rev.*, 107, 1-17.
- Chen, C. -S., W. -S. Chen, and Z. Deng, 1991: A study of mountain generated precipitation system in northern taiwan during TAMEX IOP#8. *Mon. Wea. Rev.*, 119, 2547-2606.
- Chen, and J. Feng, 1995: The influences of inversion height on precipitation and airflow over the island of Hawaii. *Mon. Wea. Rev.*, 123, 1660-1676.
- Grindinger, C. M., 1992: Temporal variability of the trade wind inversion: Measured with a boundary layer vertical profiler. M. S. Thesis, University of Hawaii, 93pp.
- Hsu, S. A., 1970: Coast air circulation system: Observation and empirical model. *Mon. Wea. Rev.*, 98, 487-509.
- Johnson, R. H., and J. F. Bresch, 1991: Diagnosed characteristics of precipitation systems over Taiwan during the May-June 1987 TAMEX. *Mon. Wea. Rev.*, 119, 2540-2557.
- Kingsmill, D. E., 1995: Convection initiation associated with a sea-breeze front, a gust front, and their collision. *Mon. Wea. Rev.*, 123, 2913-2933.
- Weisman, M. L., and J. B. Klemp, 1982: The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 504-520.

風向 特性	梅雨季	夏季
Rmax( mm/hr.sta)	2.5	3.4
Trmax	15:00 - 16:00 LST	*15:00 - 16:00 LST 16:00 - 17:00 LST
Hrmax	500 - 1000 m	* 1000 m 左右 200 - 500 m
Tstart - Tend	14:30 - 17:00 LST	14:00 - 18:00 LST
Hlow - Hhigh	200 - 2000 m	50 - 2000 m 以上

表一、梅雨季與夏季午後對流降水的時空分佈特性整理。Rmax 是最大降雨強度，Trmax 是最大降雨強度的發生時間，Hrmax 是最大降雨強度所在高度，Tstart-Tend 是降水開始到結束的時間，Hlow-Hhigh 是降水所遍及的高度範圍(表中 \* 者為次極值之結果)。

(a) 梅雨季

風向 特性	E	S	SE
Rmax(mm/hr.sta)	2.1	5.7	3.0
Trmax	14:00 - 15:00 LST	14:00 - 15:00 LST * 17:00 - 18:00 LST	16:00LST 左右
Hrmax	500 - 1000 m	2000 m 以上 * 1000 - 2000 m	500 m 左右
Tstart-Tend	14:20 - 14:40LST	14:00 - 19:00LST	14:30 - 17:30 LST
Hlow-Hhigh	600 - 900 m	200 - 2000m above	150 - 1800 m

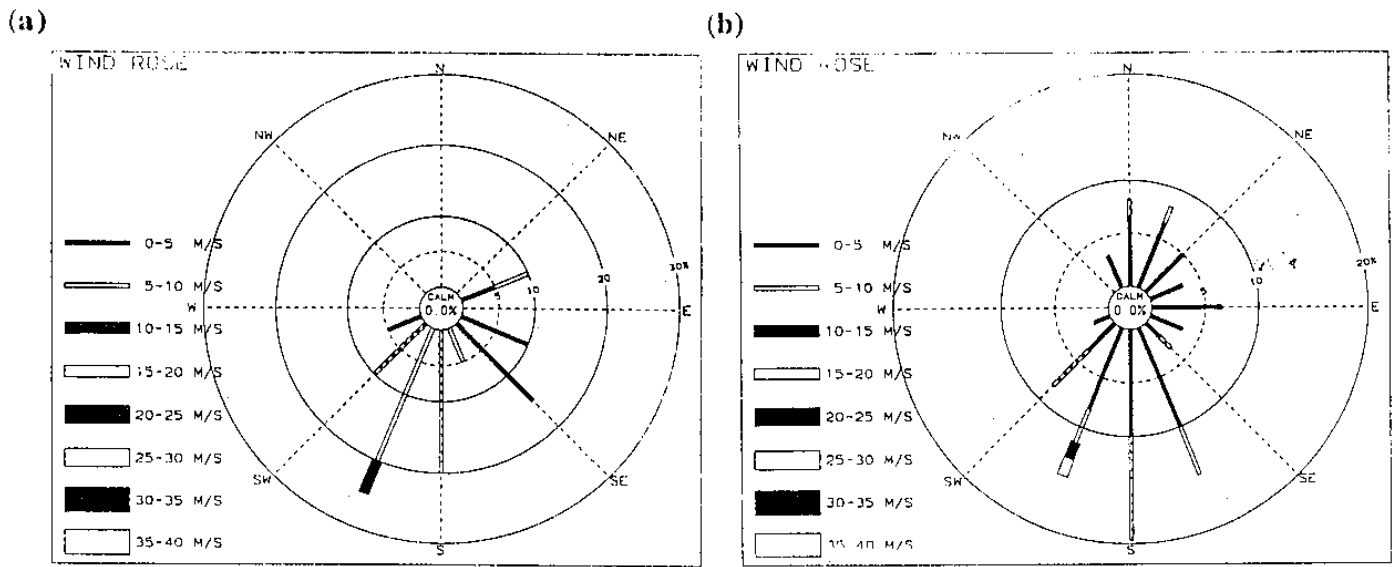
(b) 夏季

風向 特性	E	S	SE	WS	WEAK
Rmax(mm/hr.sta)	3.8	4.5	2.8	6.2	2.9
Trmax	16:00 - 17:00LST	* 14:30 - 15:00 LST 16:00 - 17:00 LST	16:00 - 17:00LST	* 15:00 - 16:00 LST 16:00 - 17:00LST	15:00 - 16:00 LST
Hrmax	200 - 500 m	* 500 - 1000 m 200 - 500 m	500 m 左右	* 1000 - 2000 m 200 - 500 m	500 - 1000 m
Tstart - Tend	14:30 - 18:00LST	13:30 - 19:00LST	14:30 - 18:00LST	14:00 - 19:00LST	14:10 - 17:00LST
Hlow - Hhigh	20 - 2000 m	50 - 2000m 以上	70 - 1900m	40 - 2000m 以上	300 - 2000m

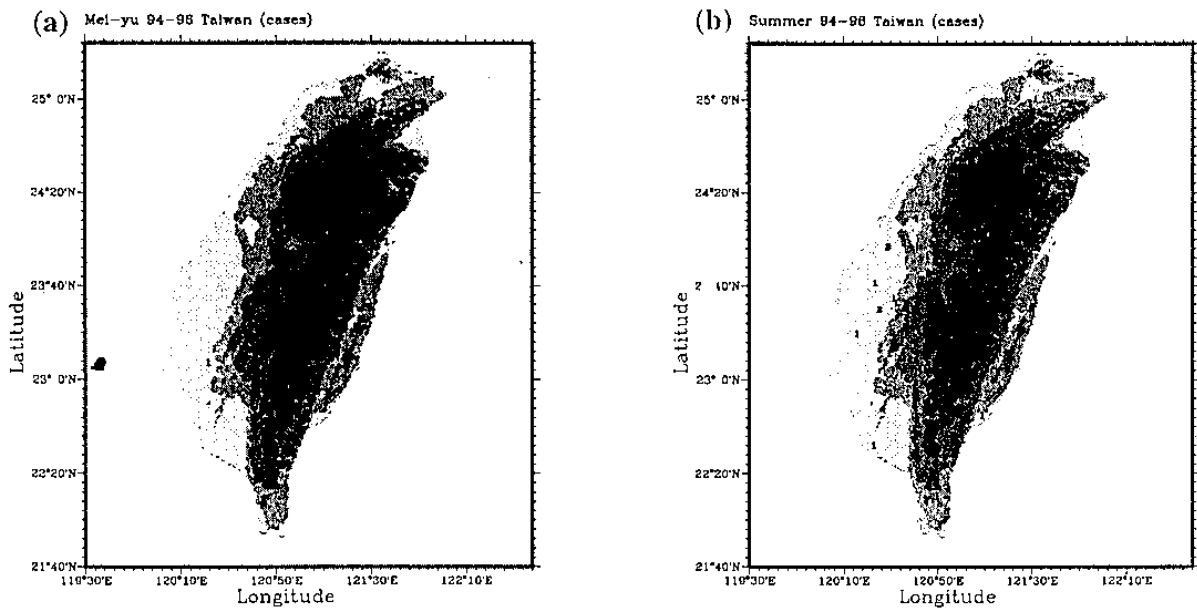
表二、(a) 同表一，但為梅雨季在不同風向之綜觀風場下的午後對流降水時空分佈特性(表中 \* 者為次極值之結果)。(b) 同(a)，但為夏季。

	class S8 的平均	class N10 的平均	class N8 的平均
CAPE( $m^2/s^2$ )	1202	1093	1259
CIN( $m^2/s^2$ )	-47	-146	-139
LCL(m)	392	513	472
LFC(m)	1672	2939	2899

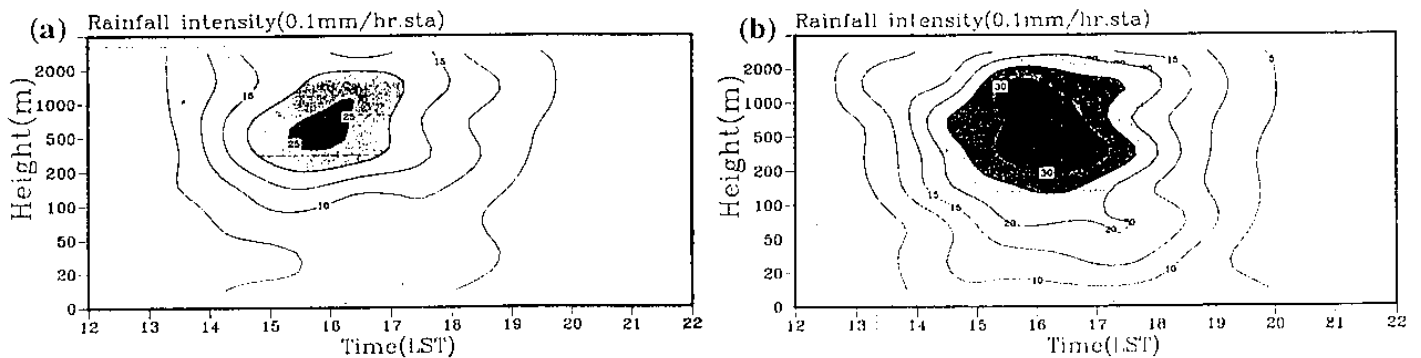
表三、北台灣夏季 8 個較同質的午後對流強降水個案(S8)、10 個無降水個案(N10)及 8 個較同質的無降水個案(N8)，利用其板橋探空所求得的各项參數平均。



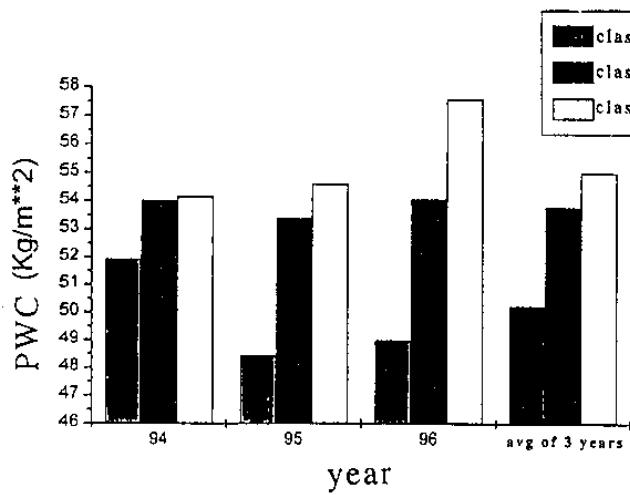
圖一、午後對流個案的風花圖 (a)梅雨季(共 20 個案), (b)夏季(共 61 個案)。



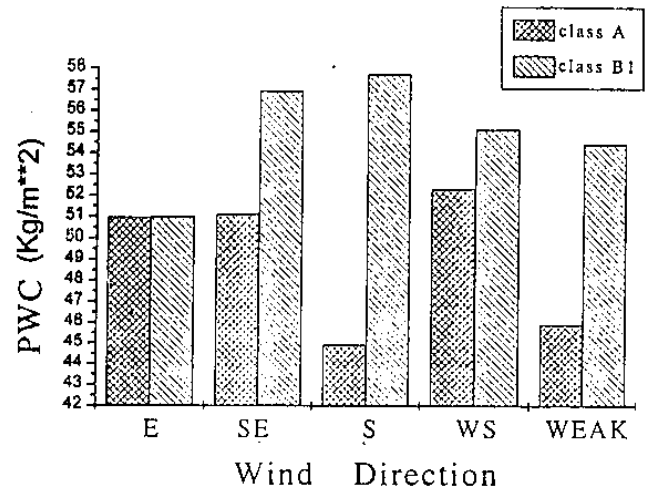
圖二、(a)1994~1996 年梅雨季個案(A 類, 共 33 個案)日累積雨量極值之頻率分佈圖, 地形等高線分別為 100m、500m 及 1500m。(b)同(a), 但為夏季(B 類, 共 82 個案)。



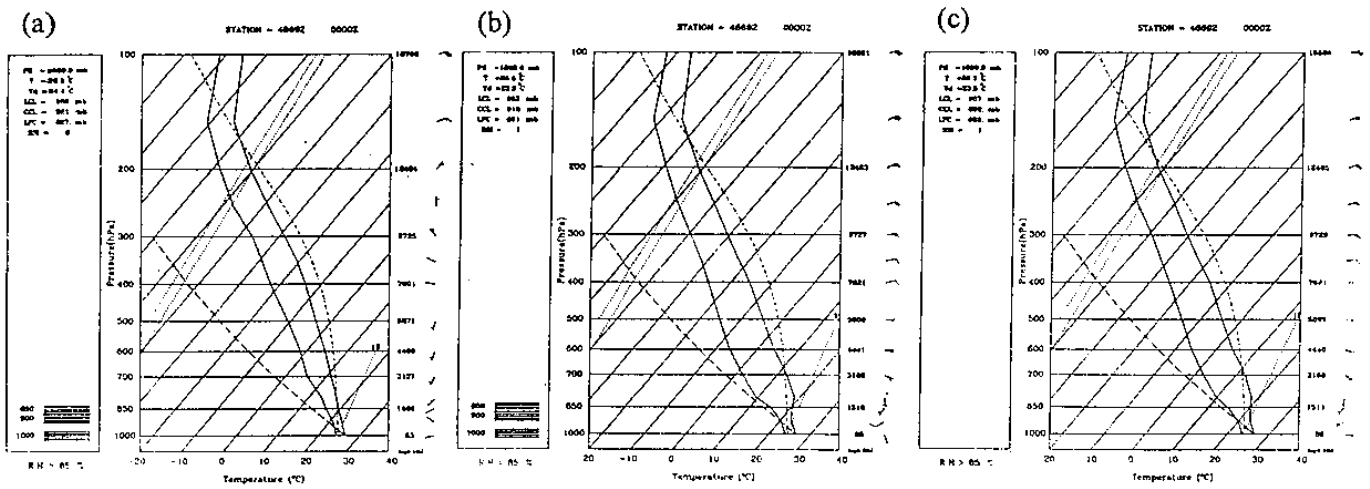
圖三、(a)1994~1996 年梅雨季個案(A 類, 共 33 個案), 在不同高度範圍之平均降雨強度的時序圖。(b)同(a), 但為夏季(B1 類, 共 48 個案)。



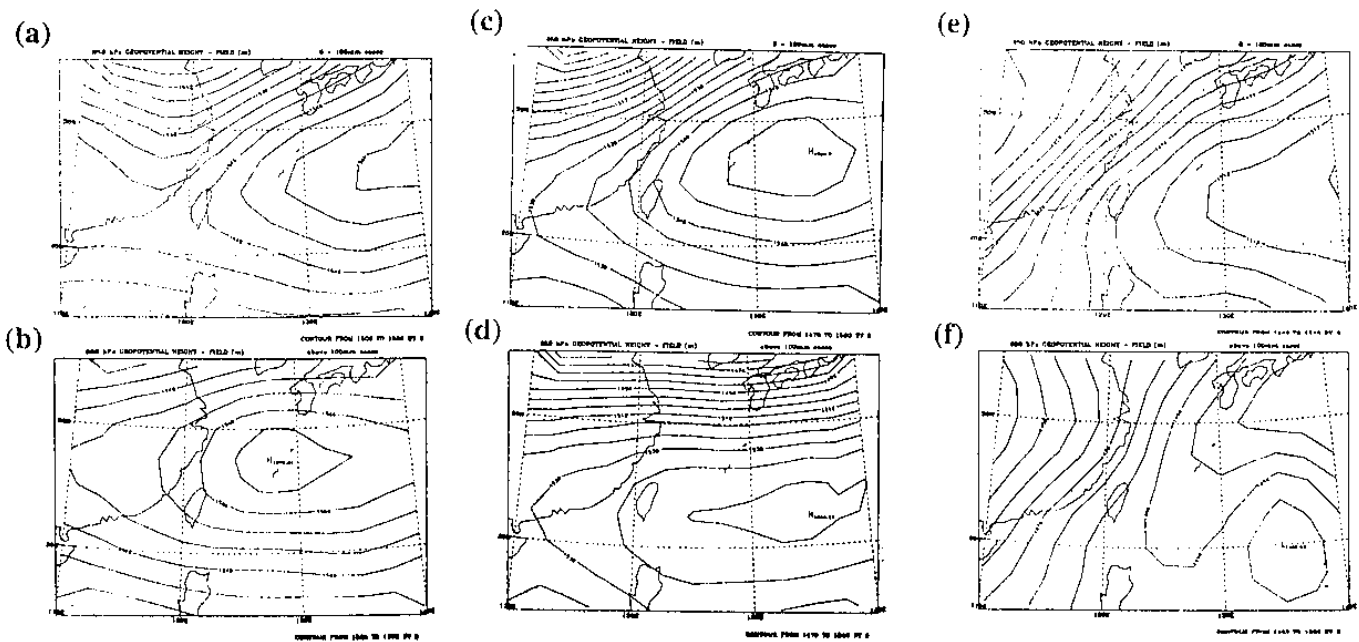
圖四、A類、B類及B1類個案可降水量之平均。



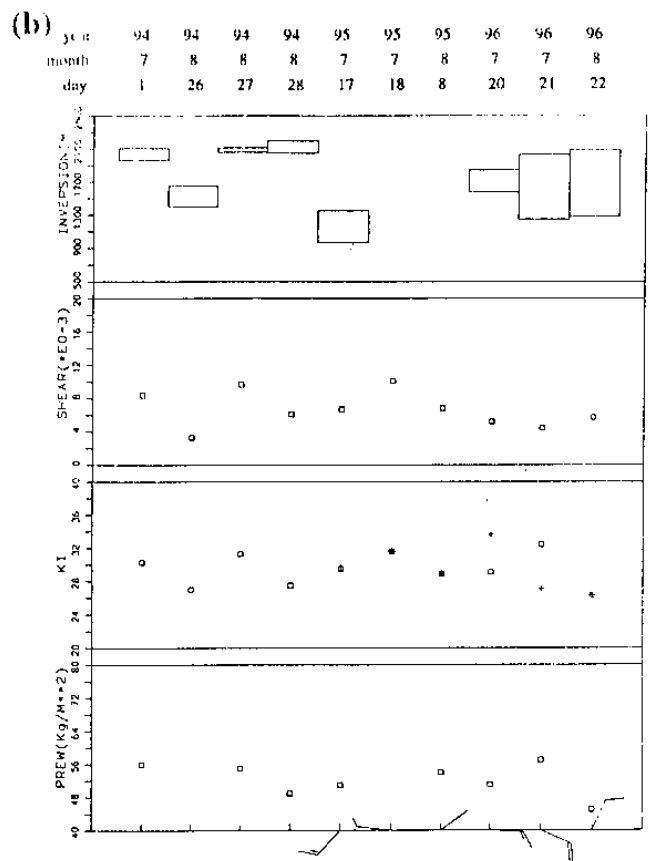
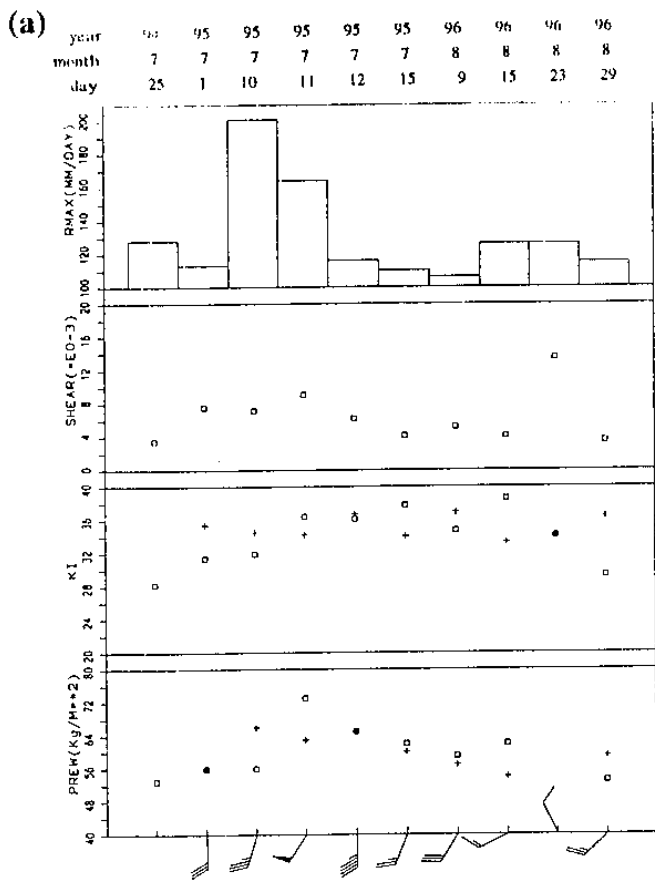
圖五、A類及B1類個案在不同綜觀風向下的可降水量平均。



圖六、(a)S8類個案，(b)N8類個案，(c)N10類個案之合成探空。



圖七、EC資料850hPa合成高度場。(a)(b)分別是1994年class I及class II個案之結果；(c)(d)同(a)(b)，但為1995年；(e)(f)同(a)(b)，但為1996年。



圖八、(a)10 個北台灣夏季強降水個案的環境特性綜合分析，由下到上分別是綜觀風場、可降水量、K 指數、降水區地面到 6 Km 的風切及日累積雨量。十字符號代表上游地區的結果，小方格則是代表降水區(以板橋探空代表)的結果。風標是 1 bar = 2m/s。(b)同(a)，但為 10 個無降水個案之環境特性綜合分析，且最上一欄改為逆溫層所在高度及厚度。