

台灣地區夏季午後對流降水發生與否之因子探討

張惠玲 丘台光 陳焱煌
中央氣象局
氣象衛星中心 五分山雷達站

摘要

本研究主要比較1994~1999年共六年的夏季午後對流降水個案(區分為強降水、中降水、小雨三類個案)與晴天個案的環境特性差異,企圖找出影響午後對流降水發生與否的重要因子,以提供預報之參考。

初步分析發現太平洋副熱帶高壓是決定午後對流降水發生與否的重要因素,當太平洋副熱帶高壓靠近或橫跨台灣地區時,通常呈現晴朗的好天氣或午後微量降水,而當太平洋副熱帶高壓脊遠離台灣時,經常產生午後對流降水。此乃因伴隨太平洋副熱帶高壓的沉降逆溫(通常游移於925~700hPa)彷如蓋子似地使上升氣流受阻,即便台灣夏季通常水汽充裕,但外力舉升或熱力效應似乎不足以提供充分的能量以克服此逆溫層所造成的能量負區,而難以觸發對流。另外,針對逆溫層所造成的抑制作用,我們設計了兩個穩定度指數:午後對流指數一(ACI1)及午後對流指數二(ACI2),分別分析四類個案其ACI1、ACI2及K指數(KI)、總指數(TTI)的五數綜合(最小數、第一四分位數、中位數、第三四分位數及最大數),發現利用板橋或花蓮早上八點的探空來預測午後對流降水發生與否時,ACI1與ACI2遠比KI及TTI具鑑別力,可提供午後對流降水預報之參考。

一、前言

水汽、綜觀風場、地形、局部環流、穩定度、地表加熱等是影響午後對流降水的重要因子,而午後對流降水通常是多個有利因子共同造就的,這些影響因子息息相關、彼此影響,諸如:綜觀風場偏南時的水汽含量通常多於偏東或弱綜觀者(張與林,1998)、局部環流受地表加熱與複雜地形所影響等等。

以往多位學者由中小尺度觀點著手,獲致許多不錯的結果,使對午後對流降水有更深入的了解。但此次我們嘗試由綜觀尺度觀點來探討,希望了解為何在同樣不受外來天氣系統(指鋒面、熱帶低壓、颱風及其引進的西南氣流)干擾下,有時會產生下豪雨的午後對流,有時卻是晴朗的好天氣,究竟何者是決定性的因子?另外,為避免找出的因子流於特殊個案的特殊原因,所以我們慎重地觀察六年夏天的個案,企圖從氣候的統計方式著手。

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討論。第四部分是比較自行設計的兩種穩定度指數(ACI1及ACI2)與常用的K指數(KI)及總指數(TTI),何者在提供午後對流降水預報上有較佳的表現。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1994~1999年夏季(七、八兩個月),所採用的分析資料包括傳統天氣圖、氣象局區域模式粗網格分析場資料(60X60公里)、地面觀測資料、全省的自動逐時雨量資料(共239個測站)以及板橋、花蓮的探空資料。

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.降水必須集中在午後,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.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。3.至少有10個自動雨量測站的日累積雨量(R)達20mm以上。由此選取標準所得的個案共有79個,依其最大日累積雨量大於100mm或介於50~100mm間,分別標示為A類(強降水)及B類(中降水)個案。另外,我們欲探討產生午後對流降水與無降水的環境特性

差異，因此增加 C、D 兩類個案，C 類(小雨)個案滿足條件 1 及 2，且最大日累積雨量介於 15~50mm 間，D 類(晴天)個案滿足條件 2，且最大日累積雨量小於 15mm。

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

首先比較最不穩定的 A 類個案到最穩定的 D 類個案其穩定度。我們利用板橋及花蓮探空資料求出每個個案在早上八點(00Z)的位溫(θ)、相當位溫(θ_e)及飽和相當位溫(θ_e^*)的剖面圖，其最大的差別不是對流不穩定層的深厚與否或對流不穩定度的大小，而是愈穩定的個案(A 類到 D 類)，其沉降逆溫層愈明顯(厚度愈厚且強度愈大)，尤其是 D 類所有個案均存在厚度及高度不一的沉降逆溫層，其高度游移於 925~700hPa 間，雖然 D 類個案裡不乏具有深厚對流不穩定層，且對流不穩定度可與 A 類個案相比擬者，然外力舉升似乎很難衝破此逆溫層而上達自由對流區以產生對流。其次，我們分析四類個案的斜溫圖，並求其個別及平均的熱力參數(包括 LCL、LFC、CAPE 及 CIN)，結果發現最大的差別在於 CIN 的大小(愈穩定的個案其 CIN 絕對值明顯較大)，配合斜溫圖的 T 及 Td 曲線得知此 CIN 乃是溫度隨高度遞增且溼度隨高度劇減之沉降逆溫層所導致而成。

這樣的沉降逆溫顯然是太平洋副熱帶高壓下沉氣流所造成的，亦即太平洋副熱帶高壓左右了大氣中低層的穩定度，影響了午後對流的發生與否。為證實太平洋副熱帶高壓與降水的關係，吾人分別求六年來四類個案 500hPa 的合成高度場，結果如圖一。A 類及 B 類個案的太平洋副熱帶高壓脊距離台灣較遠，而 C 類個案的太平洋副熱帶高壓脊位於台灣北部地區，D 類個案的太平洋副熱帶高壓脊則橫臥台灣中部；亦即當太平洋副熱帶高壓脊靠近或橫跨台灣地區時，通常呈現晴朗的好天氣或午後微量降水，而當太平洋副熱帶高壓脊較遠離時，經常產生較大的午後對流降水。

由此得知太平洋副熱帶高壓脊上或附近通常有較強的下沉氣流，造成顯著而不易變動的沉降逆溫。另外，由之前的斜溫圖分析發現此逆溫層通常位於 925~700hPa，且沉降作用使大氣中低層頗乾(溫度露點差較大)。因而我們分別求四類個案

其中低層的乾濕狀況，亦即將 850、700 及 500hPa 三層的溫度露點差相加，圖二是所得的合成圖。台灣地區 A 類個案其溫度露點差之和大約介於 15~17°C 間，B 類個案其溫度露點差之和約介於 19~20°C 間，C 類個案介於 20~27°C 間，而 D 類個案介於 23~33°C 間。有趣的是 850、700 及 500hPa 三層的溫度露點差之和與 500hPa 高度場的型式相似，顯然太平洋副熱帶高壓決定了大氣中低層的乾濕狀況。

四、穩定度指數比較

我們常利用探空資料所求取的穩定度指數來代表某一局部地區大氣條件的全盤穩定或不穩定，以做為預報之輔助工具，提醒預報員對於顯現不穩定的探空區域，應考慮當時天氣形勢，並藉由主觀或客觀方法與其他資料合併應用，做更密切詳盡的校驗。最常使用的兩種穩定度指數是 KI 及 TTI；當 KI 大於 32 時，利於中尺度對流系統的形成與發展(鄧與陳，1990)；TTI 大於 44 時，利於深對流之發展，TTI 大於 54 時，可能發展為強對流。因此我們利用板橋及花蓮早上八點(00Z)的探空資料求出所有個案的 KI 及 TTI，結果發現此二指數對於午後對流降水而言似乎無預報價值，亦即對四類個案不具鑑別力，原因可能包括：(1)整個大氣的熱力條件從早上八點(00Z)到發生午後對流降水的午後一、兩點，可能已有不小的改變。(2)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午後對流降水的環境特性，必須採用距離對流降水區較近的探空資料，因此利用板橋、花蓮站的探空資料來代表板橋、花蓮以外其他地區的大氣穩定狀況，似乎尚失了其意義。

我們試著比較板橋及花蓮兩站早上八點與晚上八點的探空資料，發現較穩定個案其沉降逆溫層是穩定存在的，不太變動。且根據之前所提，此沉降逆溫層通常游移於 925~700hPa，其特徵是溫度隨高度遞增且溼度隨高度遞減(在斜溫圖上成一漏斗狀)，造成大氣中低層頗乾。於是我們自行設計了兩個穩定度指數：午後對流指數一(ACI1)及午後對流指數二(ACI2)，冀能在午後對流降水上較佳的預報能力。

$$ACI1 = [\max(\theta_e^* - \theta_e) - \min(\theta_e^* - \theta_e)] \quad 925\sim 700\text{hPa 間}$$

其中， θ_e 是相當位溫， θ_e^* 是飽和相當位溫

$$ACI2 = (T - Td)_{850} + (T - Td)_{700} + (T - Td)_{500}$$

其中，T 是溫度，Td 是露點溫度

我們分別求出板橋、花蓮探空四類個案其 ACI1、ACI2、KI 及 TTI 的五數綜合(最小數、第一四分位數、中位數、第三四分位數及最大數)，並畫成盒圖，如圖三(在此只附板橋探空盒圖)，圖中第一四分位數和第三四分位數之間的盒狀區域代表有二分之一數目的個案其穩定度指數所集中的值域。在 ACI1 與 ACI2 中，隨著穩定度增加(由 A 到 D 類)，其第一四分位數、中位數、及第三四分位數均隨之提高，但 KI 及 TTI 卻不然，不具規則性。足見 ACI1 與 ACI2 遠比 KI 及 TTI 具鑑別力，可提供午後對流降水預報之參考。

我們可大略定出 ACI1 及 ACI2 其值大小所對應的午後對流降水狀況：

ACI1 小於 5 時，有強降水；5~9 時，有中降水；9~17 時，有小雨；大於 17 時是晴天。

ACI2 小於 10 時，有強降水；10~16 時，有中降水；16~27 時，有小雨；大於 27 時是晴天。

五、結論

本研究選取 1994~1999 年共六年的夏季做為研究期，探討台灣地區午後對流降水發生與否的重

要因素，初步分析發現太平洋副熱帶高壓是決定午後對流降水發生與否的重要因素；當太平洋副熱帶高壓脊靠近或橫跨台灣地區時，通常呈現晴朗的好天氣或午後微量降水，而當太平洋副熱帶高壓脊遠離台灣時，經常產生較大的午後對流降水。

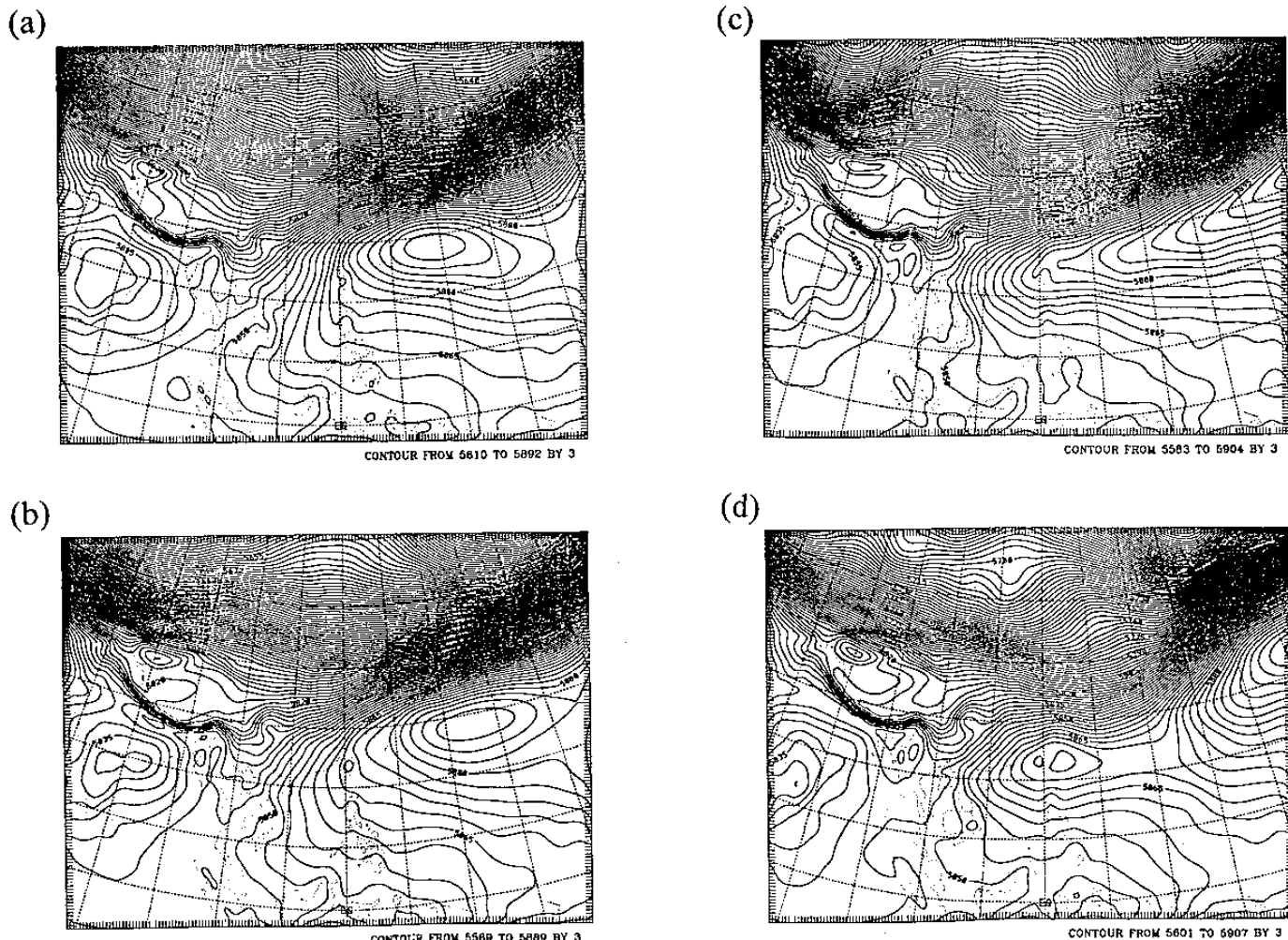
另外，針對逆溫層所造成的抑制作用，我們設計了兩個穩定度指數：ACI1 及 ACI2，發現利用板橋或花蓮早上八點的探空來預測台灣地區午後對流降水發生與否時，ACI1 與 ACI2 遠比 KI 及 TTI 具鑑別力，可提供午後對流降水預報之參考。

參考文獻

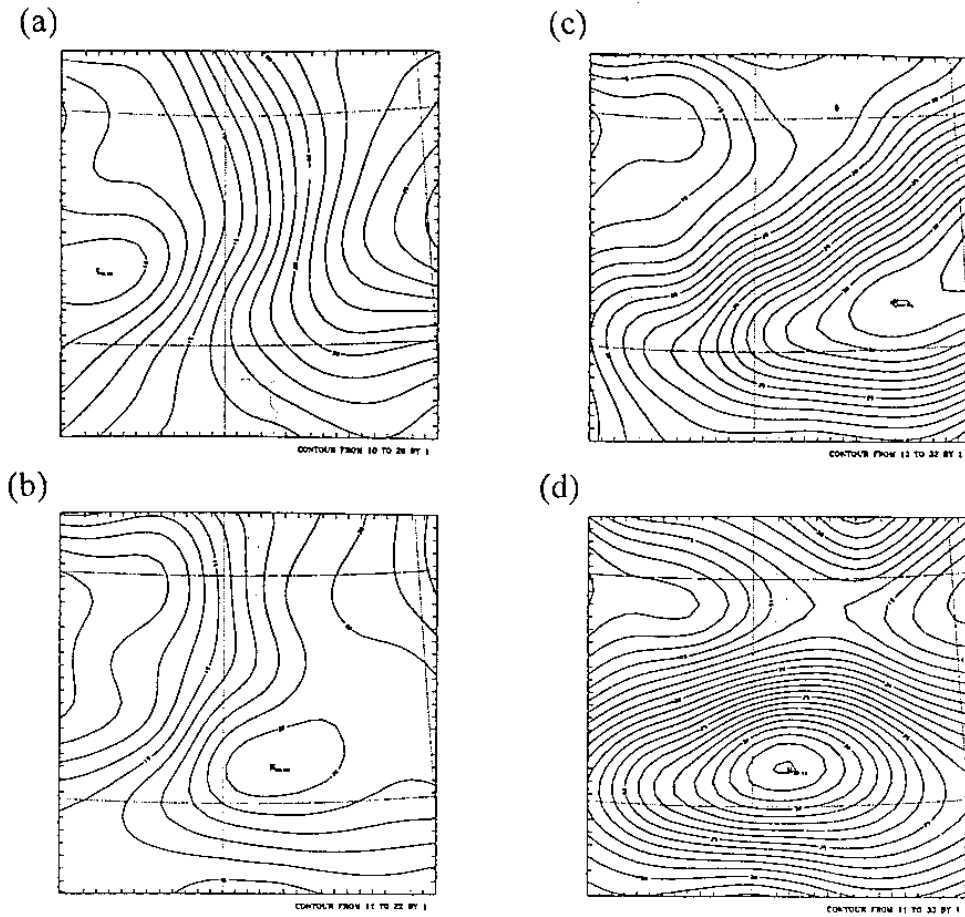
張惠玲與林沛練，1998 台灣地區午後對流降水之研究。天氣分析與預報研討會論文集編---1. 氣象，78-85。

鄧仁星與陳景森，1990：台灣地區颶線之環境分析。大氣科學，18，149-158。

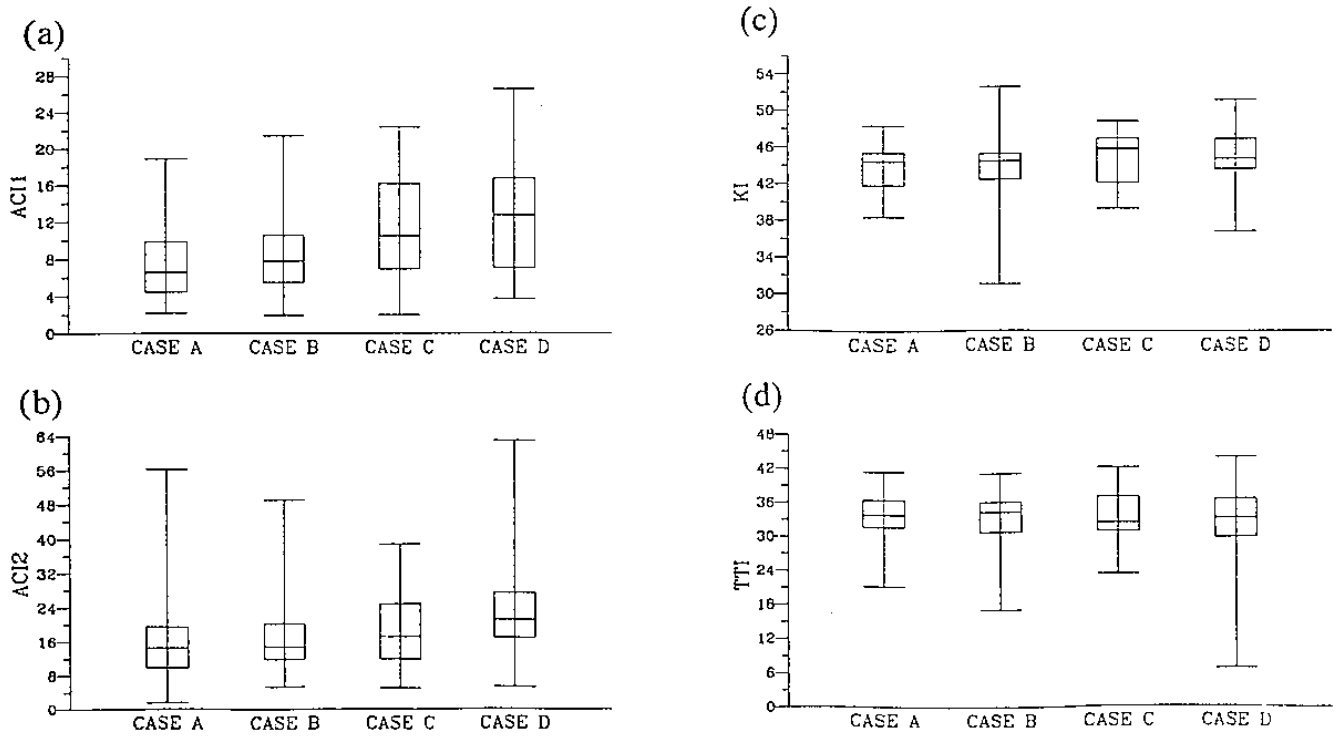
Grindinger, C. M., 1992: Temporal variability of the trade wind inversion: Measured with a boundary layer vertical profiler. M. S. Thesis, University of Hawaii, 93pp.



圖一、中央氣象局區域模式 500hPa 合成高度場 (a)A 類個案 (b)B 類個案 (c)C 類個案 (d)D 類個案。



圖二、850、700與500hPa三層溫度露點差之和的合成圖 (a)A類個案 (b)B類個案 (c)C類個案 (d)D類個案。



圖三、利用板橋探空(00Z)求取四類個案穩定度指數之五數綜合(最小數、第一四分位數、中位數、第三四分位數及最大數)所畫成的盒圖：(a)ACI1、(b)ACI2、(c)KI、(d)TTI。圖中由下而上的五橫線分別代表最小數、第一四分位數、中位數、第三四分位數及最大數。