

# 探空資料應用之研究

鄭師中·曾鴻陽

楊之遠·胡亞棟

劉明揚·李南文

中國文化大學氣象學系

中央氣象局

## 摘 要

本文利用1988.5~1991.6、00Z、12Z 台北及花蓮測站探空資料所計算出之各種穩定指數探討其與雷雨發生之關連性；並就梅雨期降水量與穩定指數、可降水量及寒潮發生時之探空資料上特徵作一分析，其結果如下：(一)以任一單一穩定指數做為雷雨預報指標，其誤差均大。若採數種指數做為指標，雖可提高其準確性，但探空觀測間距為12小時，而雷雨之時間尺度或可小於12小時，因此，單以探空資料做為雷雨預報之依據，其準確性將受其限制。(二)不論台北或花蓮當寒潮入侵時，其入侵時刻與低層強風軸幾同時產生；台北、花蓮各因其地形之影響，使得台北在此期間常存在明顯的冷平流，同時其低層強風軸高度亦較花蓮為高，而花蓮則未必存在一明顯冷平流，偶而甚會出現暖平流。(三)梅雨期間降水量與穩定指數、可降水量之定量關係並不顯著，但最大降水中心則大都發生在R0值之相對極大值附近。

## 一、前言

高空氣流為地面天氣系統之先導，大氣各因子之剖面與垂直氣流場之分佈息息相關，因而高空資料之分析與研究對天氣預報、大氣擴散潛勢(Atmospheric diffusion potential)或大氣自淨涵容量(Atmospheric self-cleaning capacity)，總量管制(Total emission control strategy)及能量平衡等之應用，佔非常重要的地位。

過去許多學者曾利用高空探測資料分析，如 Tuller(1968)根據散佈全球182 個測站的高空資料，繪製世界可降水量全年及各月之分佈圖，更早之 Eleasser (1942) 以可降水量與地面溫度為參數，Atwater and Ball (1976) Reber and Swope (1972) 等也做了相同研究，張(1988)等利用台北探空資料分析台北地區之可降水量，依其研究認為可降水量與梅雨等天氣現象關係密切。陶(1989)等利用探空資料中之 T、Td 值求取大氣層內之降水指數 (precipitation Index)，再以 P、T 值求取四個因子，再求此四個因子(19、I4、Pfr、T400) 與降水量之關係。陳(1989)等利用桃園與板橋探空資料分析各穩定指數之特性以評估各地雷雨強度之特徵，此外國內亦有不少學者以探空資料分析寒潮爆發、鋒面移動等研究。

本文分析台北、花蓮探空站氣象要素之變化，找出對天氣系統(寒潮爆發、梅雨鋒面等)之影響，又因兩站受中央山脈阻隔，垂直剖面之差異與東西兩地天氣之異同，其關係亦為本文討論之一，此外兩地之雷雨指數特性分析，將包含在本文分析之內。

## 二、資料及分析過程

所使用之資料包括中央氣象局台北測站及花蓮測站1988.5~1991.6，0000Z及0012Z各標準層之氣壓、高度、溫度和風場等探空資料。以地面逐時觀測資料找出所須之各種天氣現象，包括雷雨、梅雨、寒潮等。其中寒潮之定義係採任及蔡(1981)之台灣寒潮標準：「因大陸冷氣團南下帶來冷空氣，使台北的最低溫度連續兩天下降達4°C或以上者」。

利用探空資料所計算之穩定指數包括：蕭氏指數(Showaltex Index)、K指數(K-Index)、全指數(Total Totals Index)、V指數(V-Index)、C指數(C-Index)、總指數(Total Index)、Whiting 指數、雷雨指數、Severe Weather Threat 指數、舉升指數(Lifted-Index)。

### 三、雷雨

大規模之天氣形勢固為雷雨發生之重要條件，但對某一地區或定點之激烈對流之發生，則與地形有密切之關係，因此較不易掌握。一般而言，雷雨之預報常採用散佈圖法、檢查表法或在有完整數值天氣預報涵蓋之地區利用局部細網格LFM 數值模式輸出資料作客觀預報，本文則係依據收集之探空資料，計算各種不同穩定指數去了解各種穩定指數之可用度。

首先，(1)利用逐時資料找出所有雷雨的個案，分析其各種指數之可能範圍；(2)將(1)之結果予與應用於非發生雷雨個案中，驗證其可行性，其結果如下：

- (一)在此時間台北發生雷雨次數為95次，而花蓮為51次，明顯的顯示台北發生雷雨之次數較花蓮為多。
- (二)在雷雨發生之情況下，其各項穩定指數之極大、極小、平均及標準差值如表1-1及表1-2所示：

表1-1 台北發生雷雨個案中，各項指數之極大值、極小值、平均值及標準差

TC	SI	KI	TO	VI	CI	TI	WI	THI	SWHI	LI
35.98	-0.47	40.70	51.00	28.90	23.90	74.60	33.20	38.36	338.70	4.63
17.50	-4.55	1.50	36.80	19.40	14.60	38.30	24.30	22.79	129.80	-10.56
26.67	-5.2	34.51	44.14	23.38	20.75	50.14	28.44	31.78	214.75	-3.52
3.45	1.75	5.01	3.08	1.80	1.79	5.76	1.60	2.85	43.18	2.55

表1-2 花蓮發生雷雨個案中，各項指數之極大值、極小值、平均值及標準差

TC	SI	KI	TO	VI	CI	TI	WI	THI	SWHI	LI
35.24	-3.39	41.40	50.80	28.20	24.70	64.90	32.20	38.06	340.40	6.59
18.78	-4.38	19.50	30.30	15.80	14.50	39.80	21.80	18.84	110.10	-7.87
27.12	-6.63	33.67	43.39	22.97	20.42	51.46	27.99	30.84	207.47	-3.47
3.52	2.42	4.14	3.69	2.14	2.04	5.60	2.13	3.44	40.29	2.89

表2 台北、花蓮在非雷雨個案中，其穩定指數超過雷雨發生個案

	TC	SI	KI	TO	VI	CI	TI	WI	THI	SWHI	LI
台北	37	50	41	39	34	39	19	38	38	42	43
花蓮	26	38	45	32	28	33	20	27	35	39	33

【註】表中TC：自由對流溫度；SI：蕭氏指數；KI：K指數；TO：全指數；VI：V指數；CI：C指數；TI：總指數；WI：Whiting指數；THI：雷雨指數；SWHI：Severe Weather Threat Index；LI：舉升指數。

上述表之比較中可發現，若使用單一的穩定指數做為雷雨預報發生與否之選擇，雖透過適當的處理後，可將所有雷雨發生之個案均涵蓋在範圍內，但達雷雨指數範圍，卻不曾有雷雨發生之機率亦很大，故須作一選擇。以現行較常被選擇作為雷雨預報穩定指數，如蕭氏指數、K指數、全指數為例說明如下。

若台北測站選擇蕭氏指數符合雷雨發生之平均

值亦即小於-0.5(SI<-0.5)，K指數大於35(KI>35)，全指數大於40(TO>40)作為雷雨發生之判斷參考，則有12.3%之雷雨無法正確的被預報，但達此參考標準卻未發生雷雨之比率則為14%。

若花蓮測站選擇符合蕭氏指數SI<-0.5；K指數KI>30，全指數 TO>40，作為雷雨預報參考，則有15.7%出現雷雨而未能指示，有11.4%預報有雷雨發生而未出現。

此項結果對於雷雨之預報雖無法完全達到所要的理想但仍具有其參考價值。

### 四、寒潮

所謂寒潮爆發係指極地冷氣團南下時，所經之地，氣溫驟降之現象，為東亞地區冬季季風的主要特徵之一。過去許多學者均曾對寒潮爆發期間大氣環流之演變和西風波能量轉換的問題，做過許多的探討，本文則係就探空資料分析寒潮爆發時，其高層最大風速軸高度、低層最大風速軸高度、冷平流、厚度變化的特性，其結果如下：

- (一)由圖1-1至圖1-4，台北在寒潮爆發期間最大風速軸高度與冷平流厚度隨時間變化顯示，地面冷平流厚度與高層最大風速軸高度最低度有一時間落後，其落後時間因受探空資料每隔12小時才有一次之限制，無清明確的加以確定。此種落後現象可能係因高空氣流移行較快所致。
- (二)從低層風速軸與寒潮發生時間中，可見低層風速軸之出現與寒潮之開始與終止時刻，幾為同步產生，當低層風速軸消失時，寒潮亦隨之減弱或消失，此為高層冷空氣迅速至低層之結果。
- (三)由花蓮與台北之高、低風速軸高度、冷平流厚度變化圖1-1至圖1-4，圖2-1至圖2-4之比較中，可發現台北冷平流侵入的時間較花蓮早，但離開的時間則較花蓮為晚。同時，台北在低層上方常存在一明顯的冷平流，而花蓮地區，日間則偶有暖平流之出現。
- (四)台北低層強風高度一般較花蓮為高，但其風速則未必較強。

### 五、梅雨

梅雨為台灣地區主要災變天氣之一，因此有關梅雨之研究甚多，或分析其環流特徵，或研究其中尺度結構或豪雨特性，其中亦有以探空資料分析其

環流特徵(葉, 1987, 劉, 1985), 但針對探空與梅雨降雨二者之關係進行研究者則較少, 陶等(1990)曾利用四個熱力參數作為預報雨量之預測因子, 結果相當不錯。本研究, 則嘗試利用探空資料中之穩定指數、可降水量分析其與實際降水量之關係。

由於大氣中之可降水量及不穩定度狀況是影響一地降水之主要因素, 在不穩定作用及有充足的可降水量提供降水的條件下, 常能形成降水, 因此, 可將降水量視為可降水量及穩定度之函數。圖 3.1 至圖 3.4 為可降水量和穩定指數之乘積與實際降水量關係分佈圖, 從圖中可見其相關性類似隨機。因此我們取可降水量與自由對流溫度比( $R_0$ )為參數, 分析梅雨降水個案, 從圖 4-1 至 4-7 中可見其最大降水量, 大多發生在  $R_0$  極大值附近。若取  $R_0$  與實際降水量作相關分析, 其相關性亦甚低, 但若剔除日降水量小於 1mm 的部份, 做降水強度與  $R_0$  之相關時, 其相關性則顯著上升(圖 5)。相關係數達 0.56。雖然  $R_0$  值與降水強度有相當良好的配合關係, 但由於探空資料係每 12 小時施放一次, 對於中  $R$  度系統的掌握就有其限制, 因此在對降水極端強度值的關係較差。

## 六、結論

利用探空資料探討其與天氣現象間之關係, 雖受探空施放間距 12 小時所限, 無法完全掌握其變化。例如, 各項穩定指數計算結果為代表當時的大氣狀況及未來潛勢, 在天氣現象時間尺度小於 12 小時時(如雷雨), 以此做為預報天氣現象發生與否的依據時, 就較困難。雖然如此, 但因高空氣流為地面天氣系統的先導, 因此有效的應用探空資料分析結果, 仍是預報未來天氣預報的重要參考指標。

本研究以此四年資料分析結果如下:

- (一) 單以穩定指數作為雷雨發生與否的預報指標時, 採用多種穩定指數的互相配合, 將可較有效的提高預報準確度。
- (二) 寒潮入侵時, 因受冷空氣從高層迅速潰流進入低層影響, 低層強風軸常與寒潮入侵時刻相配合; 同時, 其最大冷平流厚度常在高層最大風速軸高度下降至最低處後約 12 小時發生。
- (三) 最大降水中心與可降水量, 穩定指數雖有相當良好的關係, 但其與降水量極端值之關係則較差。

## 參考文獻:

1. Flisasser, W.M.;(1942): Heat transfer by infrared radiation in the atmosphere. Harvard Meteorological Studies, No.6.
2. Tuller, S.E.,(1968): World distribution of mean monthly and annual precipitation water. Monthly Weather Review, 96: 785-797.
3. Reber, E.E., and J.R.Swope,(1972): On the correlation of the total precipitable water in a vertical column and absolute humidity at the surface. Journal of Applied Meteorology, 11,1332-1325.
4. Atwater, M.A., and J. T. Ball, (1976): Comparision of radiation computations using observed and estimated precipitable water. Journal of Applied Meteorology, 15: 1319-1320.
5. Prugan, L., (1978): Objective 12-hrs. precipitation forecasts using a single radiosonde. Bulltin American Meteorological society, 59.1438-1441.
6. 劉廣英, (1985): 台灣區探空氣象因子量氣候參考值之分析。國科會研究報告 NSC-74-0202-M072-05。
7. 葉文欽, (1987): 台灣區梅雨季探空因子量之對比研究。國科會研究報告 NSC-75-0202-M072-06
8. Colquhoun, J.R., (1987): A decision free Method of forecasting thunderstorms severe thunderstorms and tornadoes. Weather and forecasting, Vol 10, 337-345。
9. 方力脩, (1987): 氣象資料檢定理論之檢討與改進。中央氣象局研究報告第 158 號。
10. 張鏡湖、張領孝、楊之遠、鄭師中、劉明揚、陳建河(1988): 台北地區可降水量之分析, 中央氣象局科技研究中心研究報告第 004 號, 1-12 頁。
11. 陳來發、楊振傑(1989): 台灣北部地區夏季雷雨預報指數分析與應用, 氣象學報第三十五卷第四期, 241-261 頁。
12. 陶家瑞、葉文欽、蘇義雄(1989): 梅雨期間利用探空預報降水量之研究。國科會專題研究, NSC-077-0202-M113-01。

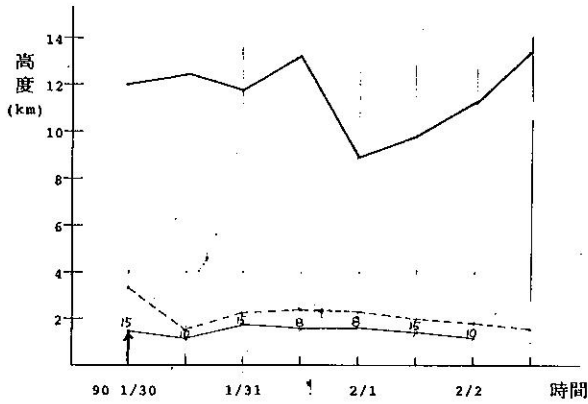


圖1-1 台北90.1.30~90.2.2 高層風速軸、低層強風軸高度及冷平流厚度隨時間之變化圖。  
圖中↑表寒潮開始時刻，細實線表低層強風，軸高度粗實線表高層風速軸高度，虛線表冷平流厚度線，細實線上之數字表低層強風軸風速(m/s)。

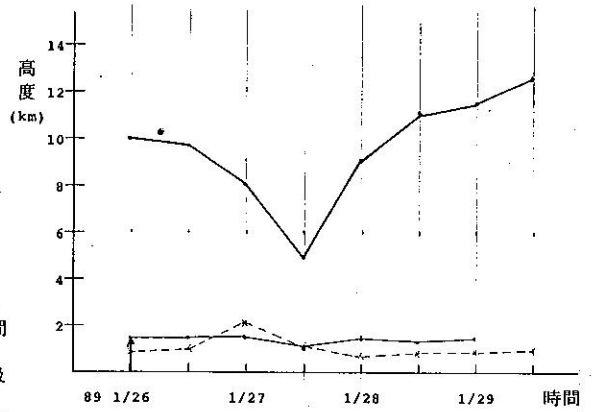


圖1-3 (同圖1-1，但為89.1.26~89.1.29)

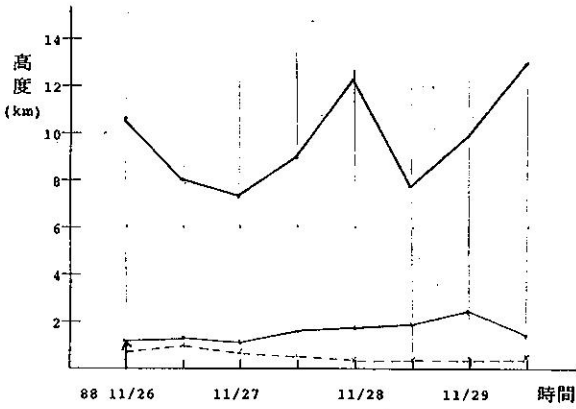


圖1-2 台北88.11.26~88.11.29 高層風速軸低層強風軸高度及冷平流厚度隨時間之變化(說明同圖1-1)

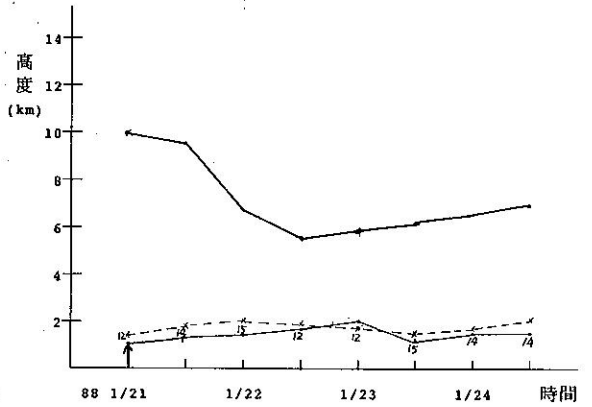


圖1-4 (同圖1-1，但為88.1.21~88.1.24)

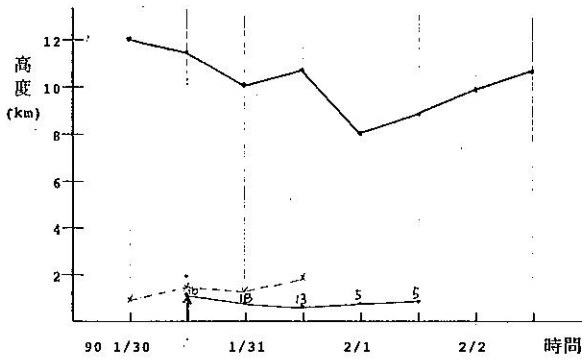


圖2-1 花蓮90.1.30~90.2.2高層風速軸低層強風軸高度及冷平流隨時間變化圖(說明同圖1-1)。

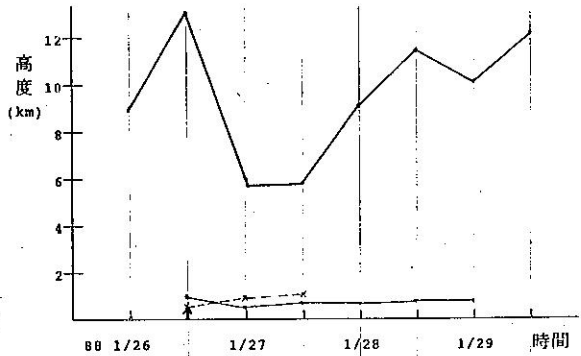


圖2-3 (同圖2-1, 但為89.1.26~89.1.29)

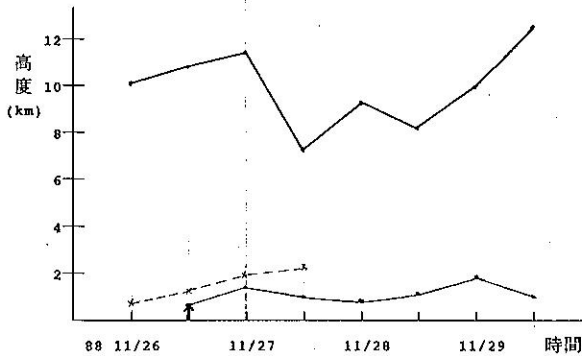


圖2-2 (同圖2-1, 但為88.11.26~88.11.29)

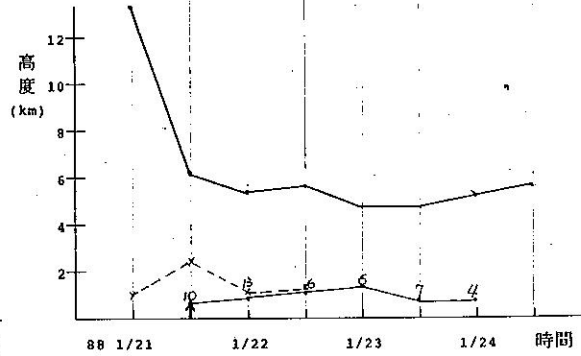


圖2-4 (同圖2-1, 但為88.1.21~88.1.24)

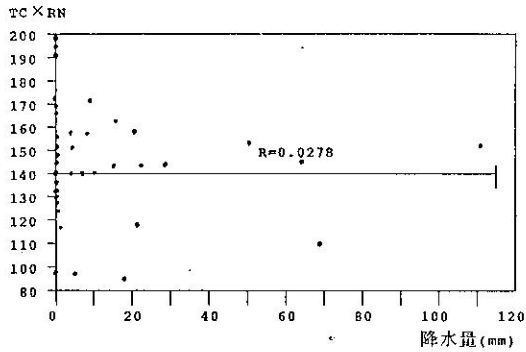


圖3-1 自由對流溫度(TC)、可降水量(RN)乘積與降水量之散佈圖 (圖中R表相關係數)

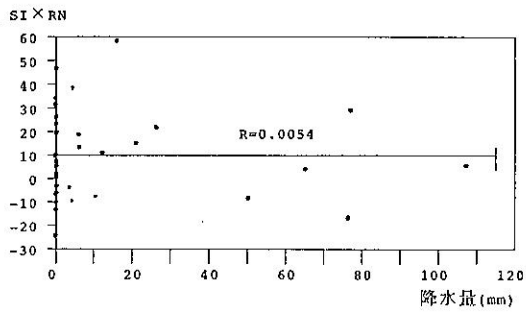


圖3-2 蕭氏指數(SI)、可降水量(RN)乘積與降水量之散佈圖。

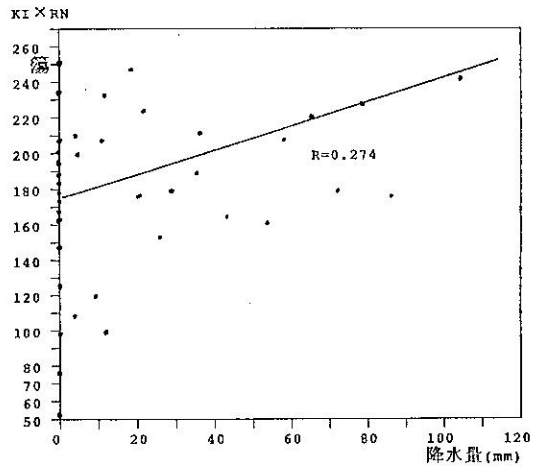


圖3-3 K指數(KI)、可降水量(RN)乘積與降水量散佈圖

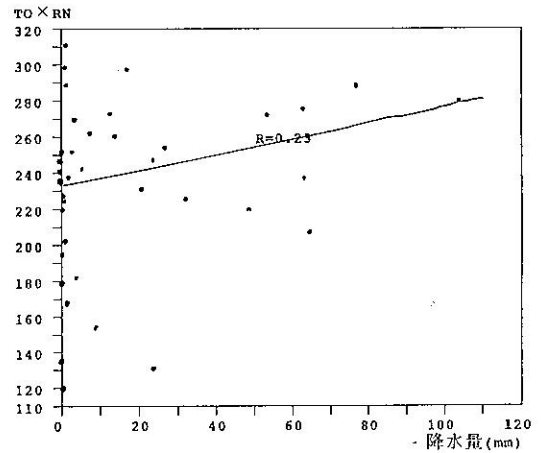


圖3-4 全指數(TO)、可降水量(RN)與降水量散佈圖

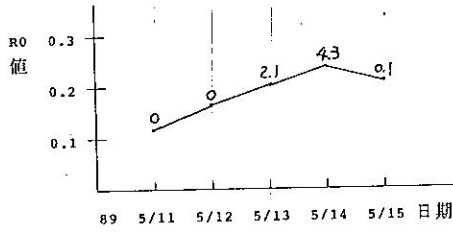


圖4-1 台北89.5.11-89.5.15 R0值隨時間之變化圖，(圖中實線上方之數字表日降水量(mm))。

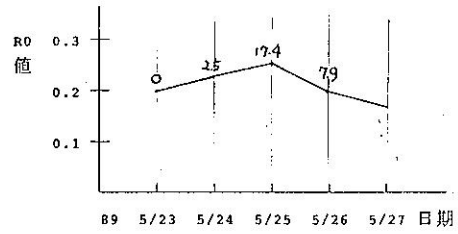


圖4-3 (同圖4-1, 但為89.5.23-89.5.27)

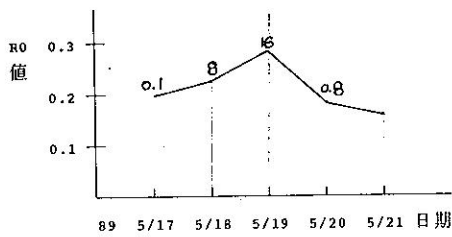


圖4-2 (同圖4-1, 但為89.5.17~89.5.21)

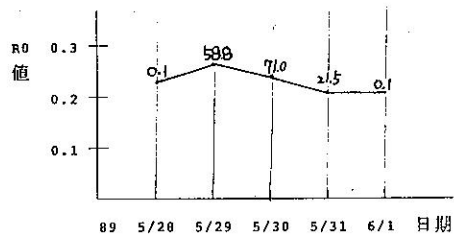


圖4-4 (同圖4-1, 但為89.5.28-89.6.1)

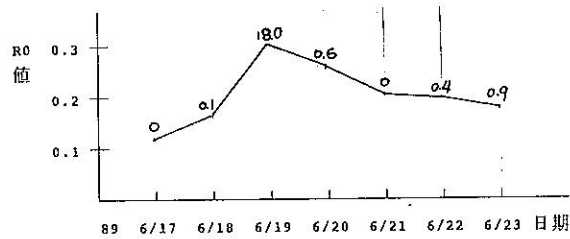


圖4-5 (同圖4-1, 但為89.6.17-89.6.23)

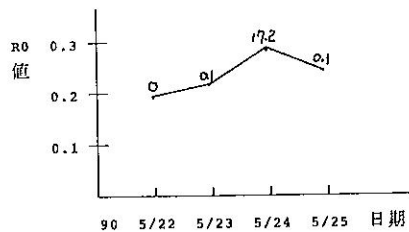


圖4-6 (同圖4-1, 但為90.5.22-90.5.25)

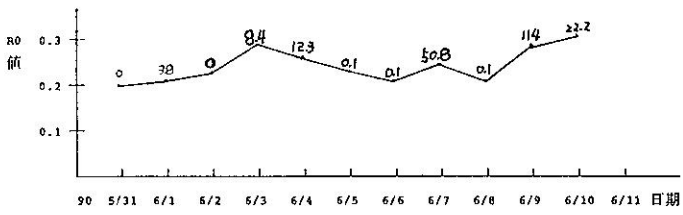


圖4-7 (同圖4-1, 但為90.5.31-90.6.11)

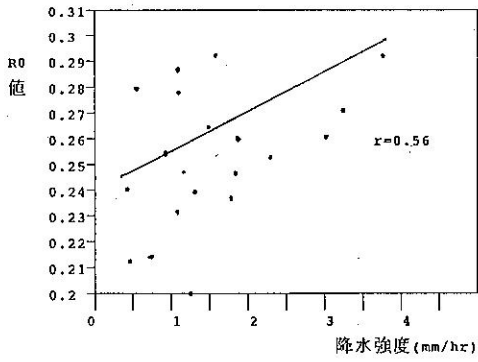


圖5 梅雨期間R0與降水強度分佈圖