

題名	作／譯者	卷期號	頁碼	出版年
新店溪流域降水量與流量之研究	郭文鑠 蔣志才 朱曙光 胡亞棟	23/01	1	1977.03
台灣平流層氣溫及風台灣年週期變化之研究	魏元恆 蕭長庚	23/01	18	1977.03
民國六十五年北太平洋西部颱風概述	應用組	23/01	26	1977.03
-----	-----	-----	-----	-----
颱風暴風圈內陣風與豪雨之預測法	王崇岳	23/02	1	1977.06
應用垂直風切圖與李查數目對晴空亂流之個案研究	郭文鑠	23/02	16	1977.06
颱風之路徑與其預報	徐明同	23/02	24	1977.06
區域蒸散量估算問題---以台灣西南區為例	邱永和	23/02	35	1977.06
-----	-----	-----	-----	-----
閃電計數器之研製	黃胤年 陳盛文 陳英	23/03	1	1977.09
應用 A R I M A 模式對台北市月平均溫度與總降水量的分析與預測	胡仲英	23/03	15	1977.09
台灣地區高空風及溫度之日變化	徐行	23/03	27	1977.09
-----	-----	-----	-----	-----
台灣北部地區暖鋒型豪雨之分析與預報	王崇岳	23/04	1	1977.12
賽洛瑪颱風與龍捲風	徐寶箴	23/04	9	1977.12
新店溪流域降水量與流量之研究	郭文鑠 蔣志才 朱曙	23/04	17	1977.12
研究台灣地區氣懸膠體之特性	呂世宗 陳福來 繆在	23/04	43	1977.12

氣象學報

季刊

第二十三卷 第一期

目次

論著

新店溪流域降水量與流量之

研究.....郭文鑠、蔣志才、朱曙光、胡亞棟（1）

臺灣平流層氣溫及風兩年週期

變化之研究.....魏元恒、蕭長庚（18）

報告

民國六十五年北太平洋西部颱風概述.....應用氣象組（26）

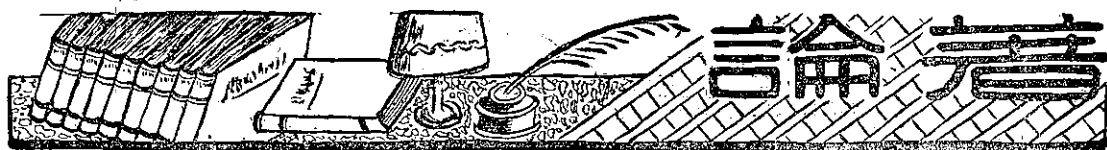
氣象學報

季刊

第二十三卷 第一期

主編者 中央氣象局氣象學報社
地址 臺北市公園路六十四號
電話：三七一三一八一（十線）
發行人 劉大年
社長 劉大年
電話：三一一〇八四〇
印刷者 文英印書公司
地址 臺北市三水街七號
電話：三三一四七二四

中華民國六十六年三月出版



新店溪流域降水量與流量之研究*

A Research of Precipitation and Runoff at Hsin-Tien Watershed

郭文鑠

蔣志才

朱曙光

胡亞棟

W. S. Kuo

C. T. Chiang

S. G. Chu

Y. T. Hu

Abstract

In order to assist the development of the Taipei Regional Water Supply Project and Planning for Flood Control System at Tan-Shui River Basin, this research is trying to analyze each primary meteorological element which affected the correlationship between precipitation and runoff volume over Hsin-Tien Watershed. From surface charts, upper-level charts and rawinsonde data, it is trying to identify the cause of the precipitation amount above 15mm per hour due to the results of typhoon, thunderstorm or front. By means of electronic computer, stepwise multiple regression method is used to develop the objective forecasting models for precipitation and runoff volume.

After implementation, those forecasting models will be able to offer the reliable reference to the multiple operational function for Fei-Tsui-Ku reservoir and planning for Flood Control System at Tan-Shui River Basin.

一、前言

近年來臺北市人口及工業迅速的成長，供水量的需要隨之亦增，而淡水河及基隆河之水源污染，不適於開闢新水源。於是臺北市政府在民國 63 年擬定臺北區自來水第四期建設計劃，建議於新店溪上游興建翡翠谷水庫乙座，以解決供水問題，並附帶部分防洪與發電之功能。此計劃經行政院核准，由民國 65 年底開始研究該水庫施工之安全問題，預計於民國 66 年底完成建庫準備工作。另一方面，淡水河常有洪水成災問題，省水利局已着手籌建淡水河防洪系統，以防洪患。

為配合市政府供水計劃之發展與水利局防洪系統之籌建，乃作新店溪流域降水量與流量之研究，其目標包括下列數項：

1. 凡該流域測站有出現每小時15公厘以上大雨，則利用地面與高空圖及臺北無線電探空資料，尋其發

生原因，按颱風進襲、鋒面過境抑或雷雨發生等諸因素分別研討。

2. 分析不同天氣類型中，各種預測因子與降雨之相關性，以供設計預報模式之用。

3. 求取新店溪流域最大降雨量與尖峯流量間之相互關係。

4. 應用電子計算機，以複式逐步迴歸法，求取應用於新店溪流域雨量與流量之預報模式。

完成後，對於水庫之興建及洪水預報系統的籌立，均具有重要的參考價值。

二、資料處理及研究步驟

本篇所研究的新店溪流域面積計 909.54 平方公里（如圖 1），主要的支流為南勢溪與北勢溪，其中北勢溪源於竿寮附近，標高 620 公尺，南勢溪源於棲蘭山北麓向北流，標高 2,130 公尺。兩支流匯合於龜山，最後由江子翠注入淡水河，其平均坡度為 1/600。

關於整個流域降雨量研究之方法，計有梯送法

* 本文完成曾獲得國家科學委員會之補助

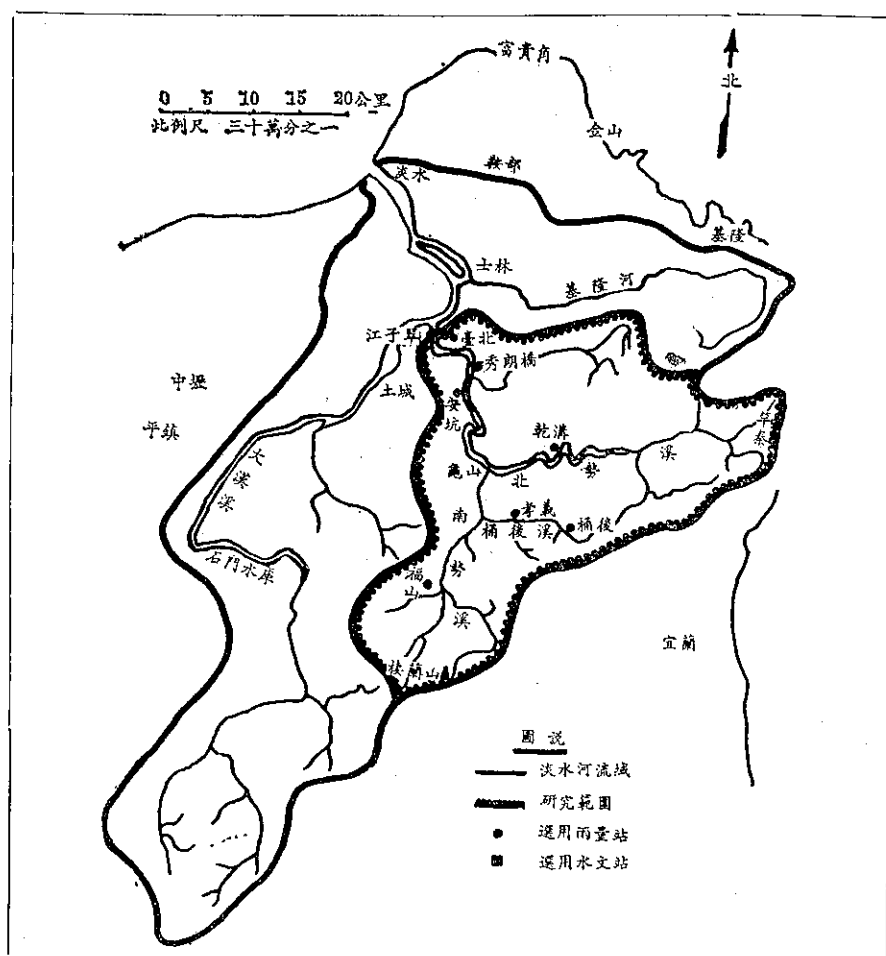


圖 1 研究範圍及選用測站分佈圖

(Thiessen Method)，算術平均法及等雨量線法等。本題由於人力及時間的限制，僅採用較為簡便的算術平均法計算，為了避免複雜地形與極端雨量等因素影響面積雨量的代表性，在資料蒐集的階段，考慮到測站位置的分佈及觀測時間等因素，並在統計分析時，加入極端降水量與其他各氣象因子間之相關分析，以作相互比較。

所使用資料的時間，原擬採用 1956-1975 年廿年記錄，可是在新店溪流域，本局與臺電等單位所屬的個 23 雨量站中，僅有臺北、安坑、福山、孝義、桶後與乾溝六個測站資料比較完整，分佈亦較均勻，且每小時的觀測記錄也僅限於 1966 年 1975 年之間有連續性，在不得已的情況下，決定選用此十年間之雨量記錄為統計分析之用。至於流量方面，新店溪下游秀朗橋水文站用於水文分析，非常理想，但是該站之記錄自 1970 年方才開始，僅有六年多的時間，所以在做雨量與流量的相關方面，亦限於最近六年的期

間。至於探空資料是選用 1966 年至 1975 年臺北的觀測記錄，可是在這十年間，資料偶有間斷，在中斷期間則改用桃園空軍基地的記錄代替。

另一方面，為了配合探空記錄時間，各項資料均採用世界標準時 00Z 與 12Z 的記錄為基礎。可是雨量的計算，以中原標準零時為準，探空資料（包括天氣圖）與雨量起算時間，其中有 8 小時之間隔，所以雨量預報模式的時效，僅能分為 16 (24-8)、28 (36-8) 及 40 (48-8) 小時三個時間，不能以完整的 12 或 24 小時為計算單位。

在研究步驟方面，分為四個單元進行。首先研究颱風期間各重要氣象因子與新店溪流域雨量之相關，並以電子計算機選擇重要預報因子，建立客觀之預報模式。其次研究鋒面期間各重要氣象因子與雨量之相關，並建立預報模式。第三個單元研究雷雨期各重要氣象因子與雨量之相關，並建立預報模式。第四個單元將颱風、鋒面及雷雨所造成 15mm 以上之大雨綜

合起來與新店溪下游秀朗橋水文站的流量研究其相關，求取迴歸方程式，截至目前研究進行情況結果，說明如下：

三、颱風降雨量客觀預報

1. 預報因子及預報目標

首先確定颱風資料的研究範圍為 114°E 以東、 129°E 以西、 16°N 以北、 28°N 以南。資料選用的時間以 00Z 與 12Z 兩種時刻為基礎，在最近十年中侵臺颱風計有 42 個情況 (Case) (連續數天降雨者，僅算一個情況)，其中在 00Z 計有 116 天，在 12Z 的時間計有 106 天。前節已述，由於世界標準時與中原標準時之間有 8 小時的差距，所以在資料處理方面，以 00Z 與 12Z 兩組資料為準，所選用的預報目標 (Predictands) 分為 6 項 (如附表一)。其中以 00Z 組的資料，預報 16 小時及 40 小時以後的平均面積雨量與當日及次日 1 小時之最大急雨量。以 12Z 組的資料預報 28 小時以後之面積雨量及次日 1 小時之最大急雨量。關於預報因子 (Predictors) 的選擇，經綜合不同研究報告的意見，再歸納分析後，決定選用 19 個因子，依次說明如下：

(1) 網格點 (I)：以經緯度 1 度為選用標準，將研究的範圍劃分成 156 個網格 (如附圖 2)，至於網格

點的號碼，是以 25°N 及 121°E 為縱橫坐標軸，劃分成四個象限 (如圖中虛線所示)，每個網格點有三位數值，以坐標原點的數值為最大，依次向上下及左右遞減，網格數值之個位數即代表颱風中心所在的象限，取右上角為 1，右下角為 2，左下角為 3，左上角為 4。例如颱風中心在 123°E 及 26°N 間之網格，所代表的號碼為 787，依其數值可概略知道颱風中心已在原點之右上角，並且非常接近新店溪流域。由此一系列號碼的變化，可以辨別颱風中心接近新店溪流域的方向與距離。

(2) 颱風中心至臺北間之氣壓梯度 (G)：此項為颱風中心與臺北當時氣壓差值，除以當時兩者的距離，單位為 $\text{mb}/100\text{km}$ ，此項因子中包含了氣壓與距離兩個因素，以氣壓差而言，中心氣壓與臺北之氣壓相差愈大，表示梯度愈大，影響降雨的大小成份亦多，而距離的遠近，恰與雨量的大小成反比，綜合兩因素，求取對雨量之相關，頗合邏輯。

(3) 颱風中心 12 小時之位移 (D_{12})：單位為公里，因颱風移動速度的緩急，對於雨帶在某一地區停留的時間有直接的關連，而雨帶停留時間也代表降雨的多少。

(4) 颱風中心 24 小時之位移 (D_{24})：單位為公里。

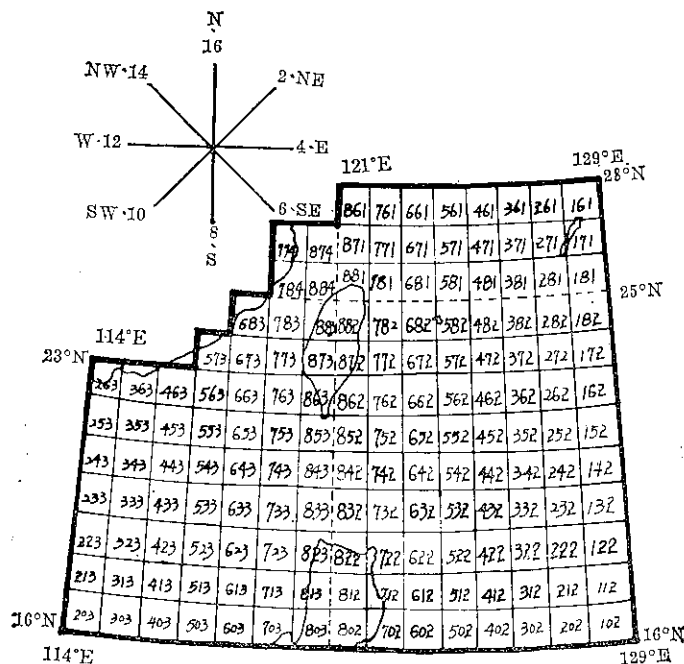


圖 2 颱風中心位置網格圖

(5)臺北當時之風向 (F)：採用 16 方位制，以 NNE 爲 1，E 爲 4，S 爲 8 順時鐘方向至 N 爲 16 之數值代表。(如圖 2)

(6)臺北當時之風速 (V)：單位爲 m/sec。

(7)颱風中心最低氣壓 (P_{min})：以當時颱風中心最低之氣壓數值表示，單位爲 (mb)。

(8)颱風中心最大風速 (V_{max})：以當時最大風速計算，單位爲 m/sec。

(9)暴風半徑 (r)：以當時風速記錄爲 17.2m/sec 之半徑大小爲準。

(10)臺北當時地面氣壓 (P_{sfc})：單位爲 mb。

(11)臺北當時溫度及露點差 (ΔT_{sfc})：單位爲 $^{\circ}\text{C}$ 。

(12)臺北當時地面水汽混合比 (W_{sfc})：單位爲 g/Kg。

(13)臺北當時 850mb 溫度露點差 (ΔT_{850})：單位爲 $^{\circ}\text{C}$ 。

(14)臺北當時 850mb 水汽混合比 (W_{850})：單位爲 g/Kg。

(15)臺北當時 700mb 溫度露點差 (ΔT_{700})：單位爲 $^{\circ}\text{C}$ 。

(16)臺北當時 700mb 水汽混合比 (W_{700})：單位爲 g/Kg。

(17)臺北當時 500mb 溫度露點差 (ΔT_{500})：單位爲 $^{\circ}\text{C}$ 。

(18)臺北當時 500mb 水汽混合比 (W_{500})：單位爲 g/Kg。

(19)濕度指數 (KI)：即 K Index，其計算公式係採用 1960 年 George 氏用於雷雨預報者，其計算公式如下：

$$KI = T_{850} + T_{d850} - (T_{700} - T_{d700}) - T_{500}$$

T：溫度 ($^{\circ}\text{C}$)， T_d ：露點溫度 ($^{\circ}\text{C}$)

此公式經徐晉淮氏用於颱風路徑之預報，效果良好，此次用於颱風降雨量之預報，尙是初步的嘗試。

上列 19 個預報因子初步的選定，雖根據其他各專家的研究成果加以分析綜合而得，但應用於降雨量之預報，尙需經過統計分析的印證。

2. 分析結果與檢驗

應用逐步迴歸方法 (Stepwise Regression Method)，可初步找出颱風經過各網格範圍內，每個氣象因子與新店溪流域降雨量之相關。再依其相關程度之大小順序排列，作為建立颱風雨量客觀預報模

式時之取捨標準，經行政院主計處資料處理中心之 IBM-370 電子計算機處理後，上述 19 個預報因子對六項預報目標之相關大小優先順序列表一。

由表一可以看出 00Z 時之臺北 500mb 溫度露點差 ΔT_{500} (表列第 17 項)，用於預報 16 小時後之面積雨量及當日 1 小時最大雨量佔首要地位。00Z 時暴風半徑大小 r (表列第 9 項) 對於 40 小時後之面積雨量及次日 1 小時最大雨量的預報亦然。又 12Z 時颱風中心最大風速 V_{max} (表列第 8 項) 對於 28 小時後面積雨量之預報及 12Z 時之濕度指數 KI (表列第 19 項) 對於次日 1 小時最大雨量之預報亦佔首要地位。

本篇報告中所試用的預報因子網格點 I (表列第 1 項)，及濕度指數 KI，用於預報面積雨量並不具有影響力，可是對於預報次日 1 小時最大雨量時，却有舉足輕重的地位。至於颱風中心至臺北之氣壓梯度 G (表列第 2 項)，用於 1 小時最大雨量的預報時並不重要，可是在預報面積雨量時却很重。

以綜觀天氣分析的觀點而言，各項預報因子優先次序之計算機選擇結果，非常合理，其降雨量最佳之複式迴歸方程式，經過上列優先順序逐步逐項分別選擇後之結果如下：

(1)以 00Z 的資料預報 16 小時之面積雨量

$$\begin{aligned} Y_{16} = & 136.08 - 1.878\Delta T_{500} + 2.680G - 8.823\Delta T_{850} \\ & + 4.823V + 11.496W_{500} + 1.128W_{850} \\ & - 1.612V_{max} + 0.219r + 0.048D_{24} + 3.651W_{sfc} \\ & - 9.413\Delta T_{700} + 18.232W_{700} \end{aligned}$$

$$R = 0.564$$

(2)以 00Z 的資料預報 40 小時的面積雨量：

$$\begin{aligned} Y_{40} = & -237.11 + 0.274r + 2.160P_{sfc} + 10.410W_{500} \\ & + 16.775W_{700} - 7.139\Delta T_{700} - 1.603G - 1.740 \\ & P_{min} - 2.895V_{max} \end{aligned}$$

$$R = 0.536$$

(3)以 00Z 的資料預報當天 1 小時最大雨量：

$$\begin{aligned} Y_{max1} = & 458.38 - 0.969\Delta T_{500} + 2.560W_{sfc} \\ & + 1.929W_{850} - 1.949\Delta T_{850} - 0.440P_{sfc} \\ & - 0.056D_{12} + 0.023D_{24} - 0.013I + 0.588V \end{aligned}$$

$$R = 0.485$$

(4)以 00Z 資料預報次日 1 小時最大雨量：

$$\begin{aligned} Y_{max2} = & 398.06 + 0.058r - 0.009I + 1.996KI \\ & + 3.405W_{700} - 0.022D_{24} + 1.749W_{850} \\ & - 0.378P_{min} - 0.621V_{max} \end{aligned}$$

$$R = 0.501$$

表一 逐步迴歸方法所挑出颱風預報因子之優先次序

預報因子 預報目標	(1) 網 格 點	(2) 至臺北氣壓梯度 G	(3) 颱風中心12小時位移 D ₁₂	(4) 颱風中心24小時位移 D ₂₄	(5) 臺 北 風 向 F	(6) 臺 北 風 速 V	(7) 颱風中心最低氣壓 P _{min}	(8) 颱風中心最大風速 V _{max}	(9) 暴 風 半 徑 r	(10) 地 面 氣 壓 P _{sfc}	(11) 溫 度 露 點 差 ΔT_{sfc}	(12) 水 汽 混 合 比 W _{sfc}	(13) 850 mb 溫 度 露 點 差 ΔT_{850}	(14) 850 mb 水 汽 混 合 比 W ₈₅₀	(15) 700 mb 溫 度 露 點 差 ΔT_{700}	(16) 700 mb 水 汽 混 合 比 W ₇₀₀	(17) 500 mb 溫 度 露 點 差 ΔT_{500}	(18) 500 mb 水 汽 混 合 比 W ₅₀₀	(19) 濕 度 指 數 KI
以 00Z 資料預報 16 小時面積雨量	19	2	16	9	18	4	15	7	8	13	14	10	3	6	11	12	1	5	17
以 00Z 資料預報 40 小時面積雨量	16	6	13	11	12	9	7	8	1	2	19	18	17	14	5	4	10	3	15
以 00Z 資料預報 當天 1 小時 最大雨量	8	15	6	7	18	9	12	16	13	5	14	2	4	3	10	11	1	19	17
以 00Z 資料預報 次日 1 小時 最大雨量	2	14	11	5	19	13	7	8	1	10	16	12	15	6	18	4	17	9	3
以 12Z 資料預報 28 小時面積雨量	15	6	14	8	2	12	19	1	7	5	4	18	10	9	16	17	11	3	13
以 12Z 資料預報 次日 1 小時 最大雨量	4	19	11	10	9	13	8	6	18	3	15	12	16	17	14	7	5	2	1

(5)以 12Z 的資料預報 28 小時面積雨量：

$$\begin{aligned} Y_{28} = & 457.18 + 2.659V_{max} - 4.182F + 11.598W_{500} \\ & - 3.884\Delta T_{fc} - 4.221P_{fc} - 3.719G \\ & - 0.151r + 0.023D_{24} + 7.329W_{850} \\ & - 5.308\Delta T_{850} - 2.159\Delta T_{500} \\ R = & 0.466 \end{aligned}$$

(6)以 12Z 的資料預報次日 1 小時最大雨量

$$\begin{aligned} Y_{max} = & 522.71 + 1.110KI + 3.770W_{500} \\ & - 0.685P_{fc} - 0.011I - 0.778\Delta T_{500} \\ & + 0.460V_{max} + 1.388W_{700} + 0.185P_{min} \\ & - 0.331F - 0.028D_{24} - 0.053D_{12} \\ R = & 0.408 \end{aligned}$$

由上列各複相關迴歸方程式看來，因預報目標情況不同，以致各項預報因子之輕重情況不盡相似。同時每個預報模式所選用的預報因子數目亦不一樣，其中第一個方程式選用 12 個預報因子，第二與第四個方程式中只選用 8 個預報因子，第三個方程式中選用 9 個預報因子，第五及第六個方程式中各選用 11 個預報因子，這些選擇的預報因子，都經過電子計算機試驗後所挑選出來的，雖然剩餘的預報因子加入計算後可以稍微提高相關程度，可是校驗後的效果並不顯著，並由上列六個方程式中，可很明顯的看出颱風中心最大風速與 500mb 溫度露點差，對於颱風雨量的預測影響力較大（除 00Z 的資料預報當日 1 小時最大雨量外，其他每次均出現方程式中）。以 00Z 一組的資料預報颱風雨量可以得到 0.5 以上的相關，而以 12Z 一組資料只能達到 0.47 左右。另外預報當日及次日 1 小時最大雨量不比預報面積雨量好，同時預報時間愈長，誤差亦愈大。為瞭解上述預報方程式的效果，將實際颱風降雨量與預報模式所計算的降雨量以分佈圖（Scatter Diagram）分析兩者的差距，在圖 3 至圖 8 中，縱坐標表示以預報模式計算所得到的雨量，橫坐標表示實際的降雨量，45 度線表示實際與預報雨量相等時的位置。

根據圖 3 至圖 8 分析實際面積雨量與預報面積的雨量可以得到以下的結論：

(1)以 00Z 或 12Z 的資料預報的平均面積雨量超過 150mm 以上時，預報數值偏低，雨量愈接近 300mm 時，其誤差愈大，預報雨量在 50mm 以內時，數值偏高。

(2)以 00Z 或 12Z 之資料預報當日或次日 1 小時最大雨量超過 40mm 時，預報數值偏低，而在 25mm 以內時，預報數值偏高。

3. 檢討

由上節所述之誤差，檢討其原因，似有下列數點：

(1)網格點一項，其數值雖代表颱風位置之遠近，可是考慮到降雨地區分佈時，位置的差異往往造成降水極大的偏差，尤其颱風位置在 121°E 以東與以西兩邊時，其偏差尤大，單以網格點的數值表示降水的相關似乎不夠，改進的方式，擬將颱風侵臺的路徑，以四個象限劃分，再分區計算，可能減少預報雨量時之誤差。

(2)臺北地區風向一項，其數值以 NNE 為 1，順時鐘方向至 N 為 16 之數值代表，如單以風向數值與雨量比較，很明顯的，在新店溪流域吹北風時，降雨之相關應該愈大，可是依地形及綜觀天氣而論，吹北風至東風時，降雨較多，改進的方式，擬將降雨的大小依風向的多寡分類計算，可能減少誤差。

(3)預報因子選擇時，似乎可以加入一些動力的因子，例如等壓面厚度的變化，平均氣溫或平均露點等項，藉以增進預報的效果。

四、鋒面降雨量客觀預報

1. 預報因子與預報目標

鋒面資料的研究範圍為北緯 40°N-15°N，及東經 105°E-130°E 之間，凡新店溪流域測站有 15mm 之大雨發生，而鋒面在所訂定的範圍內，不論其位置在鋒前或鋒後，均加以分析研究，為了要查出鋒面所造成每小時 15mm 以上之大雨發生原因，曾將近十年 00Z 與 12Z 之地面及 700mb 定壓面天氣圖逐張翻閱檢查，其資料選用時間亦以 00Z 與 12Z 兩種時刻為基礎。本篇十年內所發生每小時雨量達 15mm 以上情況者計有 54 個（如連續數天降雨者僅算一個）。因多數鋒面降雨多有兩天以上之連續性，上述情況如依其發生天數計算，根據 00Z 資料計有 137 天，12Z 計有 117 天，合計 254 天。選用的預報目標如同前述颱風降雨一樣分為 6 項，其中以 00Z 的一組資料預報 16 小時及 40 小時以後的平均面積雨量與當日及次日 1 小時之最大急雨量；以 12Z 的一組資料預報 28 小時以後之面積雨量及次日 1 小時之最大急雨量；而預報因子的選擇，因人力及時間的限制，僅採用 8 項（如附表二），依次說明如下：

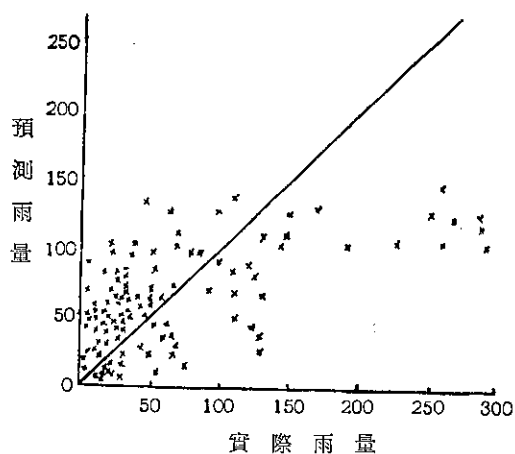


圖 3 以 00Z 資料預報 16 小時累積雨量

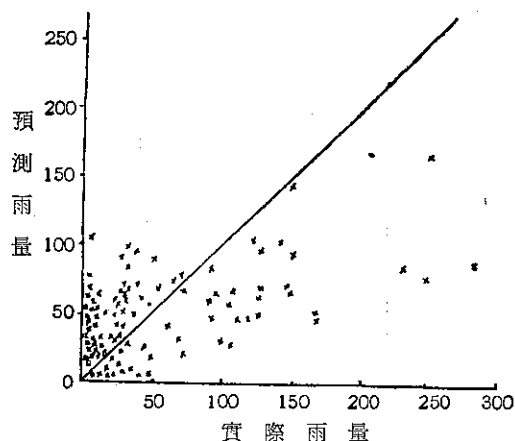


圖 4 以 00Z 資料預報 40 小時面積雨量

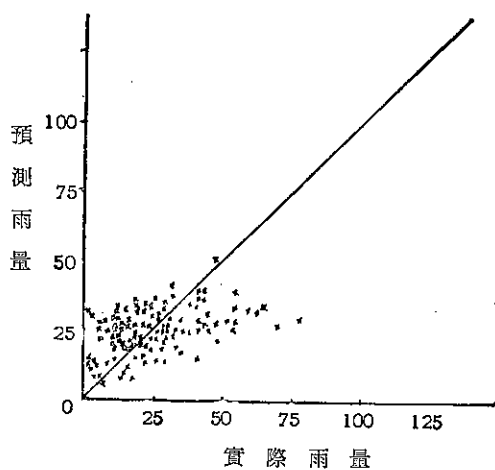


圖 5 以 20Z 資料預報當日 1 小時最大雨量

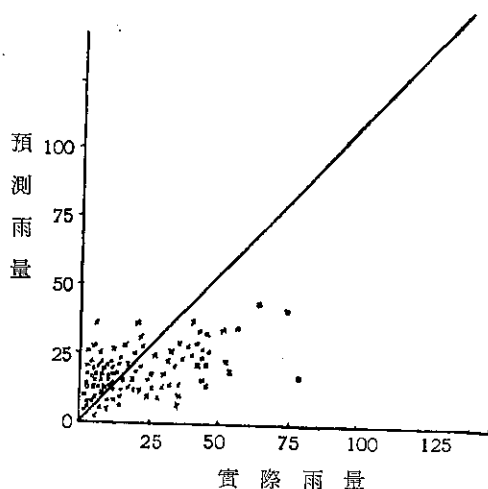


圖 6 以 00Z 資料預報次日 1 小時最大雨量

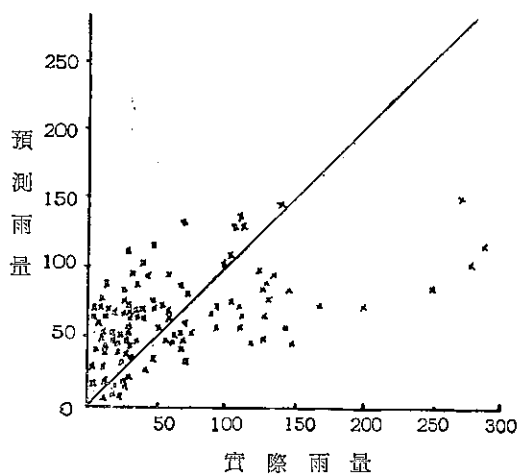


圖 7 以 12Z 資料預報 28 小時面積雨量

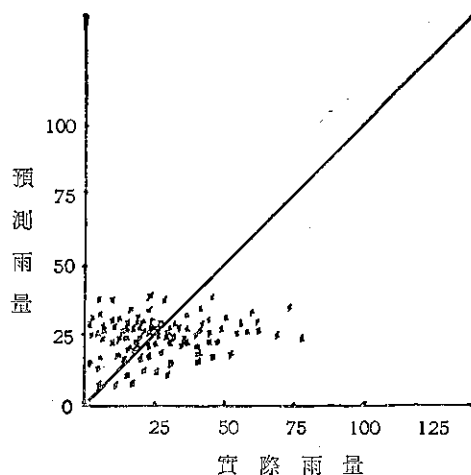


圖 8 以 12Z 資料預報次日 1 小時最大雨量

表二 鋒面大雨之預報因子與發生機率表

鋒面大雨發生 情 況	月 份 次 數 機 率 %	1 0 0	2 0 0	3 1 1.9	4 7 13.0	5 15 27.8	6 11 29.6	7 2 3.7	8 2 3.7	9 5 9.2	10 5 9.2	11 1 1.9	12 0 0					合 計	54
(一) 鋒面外切點與原 點間之距離 (D_s)	公 里 大雨天數 機 率 %	-201 以上 27 10.6	-101 -200 14 5.5	-1 -100 26 10.3	0 100 52 20.5	101 200 29 11.4	201 300 27 10.6	301 400 36 14.2	401 以上 43 16.9									合計	254
(二) 鋒面外切點之 12 小時位移 (D_{12})	公 里 大雨天數 機 率 %	-301 以上 2 0.8	-300 -201 5 2.0	-200 -101 16 6.3	-100 -1 37 14.6	0 100 87 34.3	101 200 51 20.0	201 300 33 13.0	301 400 13 5.1	401 以上 10 3.9								合計	254
(三) 鋒面外切點之 24 小時位移 (D_{24})	公 里 大雨天數 機 率 %	-301 以上 2 0.8	-300 -201 5 2.0	-290 -101 9 3.5	-100 -1 26 10.2	0 100 78 30.7	101 200 49 19.3	201 300 30 11.8	301 400 21 8.2	401 以上 34 13.4									
(四) 外切線之法線兩 端氣壓差 (ΔP)	毫 巴 大雨天數 機 率 %	-5.1 以上 0 0	-5.0 -4.1 3 1.2	-4.0 -3.1 8 3.1	-3.0 -2.1 14 5.5	-2.0 -1.1 12 4.7	-1.0 -0.1 30 11.8	0 1.0 66 26.0	1.1 2.0 37 14.6	2.1 3.0 20 7.9	3.1 4.0 18 7.1	4.1 5.0 8 3.1	5.1 6.0 38 15.0					合計	254
(五) 700mb 槽外切 點與原點間之 距離 (R)	公 里 大雨天數 機 率 %	-501 以上 44 17.3	-500 -401 19 7.5	-400 -301 19 7.5	-300 -201 45 17.7	-200 -101 39 15.4	-100 -1 30 11.8	0 100 27 10.6	101 200 14 5.5	201 300 5 2.0	301 400 5 2.0	401 500 2 0.8	501 以上 5 2.0					合計	254
(六) 700mb 槽外切 點之 12 小 時位 移 (R_{12})	公 里 大雨天數 機 率 %	-501 以上 1 0.4	-500 -401 2 0.8	-400 -301 6 2.4	-300 -201 6 2.4	-200 -101 16 6.3	-100 -1 39 15.4	0 100 81 31.9	101 200 41 16.1	201 300 32 12.6	301 400 16 6.3	401 500 8 3.0	501 以上 6 2.4					合計	254
(七) 700mb 槽外切 點之 24 小 時位 移 (R_{24})	公 里 大雨天數 機 率 %	-501 以上 1 0.4	-500 -401 1 0.4	-400 -301 5 2.0	-300 -201 6 2.4	-200 -101 12 4.7	-100 -1 25 9.8	0 100 68 26.8	101 200 44 17.3	201 300 27 10.6	301 400 27 10.6	401 500 19 7.5	501 以上 19 7.5					合計	254
(八) 外切線之法線兩端 高 度 差 (ΔZ)	動力公尺 大雨天數 機 率 %	-41 以上 26 10.2	-36 -40 13 5.1	-31 -35 9 3.5	-26 -30 28 11.0	-25 -21 17 6.7	-20 -16 35 13.8	-15 -11 26 10.2	-10 -6 36 14.2	-5 -1 22 8.7	0 5 23 9.1	6 10 5 2.0	11 15 5 2.0	16 20 6 2.4	21 25 1 0.4	26 30 1 0.4	31 35 0 0	36 40 0 0	41 以上 1 0.4

(1) 鋒面外切線與原點間之距離 (D_s)：指地面鋒面之外切點 (X) 至原點 0 之距離，單位為 Km，(如附圖 9)，其中原點位置 是以 120°E 經線和 25°N 緯線所相交之點。

(2) 鋒面外切點 12 小時之位移 (D_{12})：即通過原點 0 的鋒面外切點 X 在法線上 12 小時移動之距離，單位為 Km。

(3) 鋒面外切點 24 小時之位移 (D_{24})：如上項所述鋒面外切點 X 在法線上 24 小時之移動距離，單位為 Km。

(4) 外切線之法線兩端氣壓差 (ΔP)：在必需通過原點 0 之原則下，作地面鋒面外切線之法線，該線與鋒面在 X 點相交，在該點兩端各 500Km 處 (P_A 與

P_B 點) 之氣壓差值，單位為 mb。

(5) 700mm 槽線外切點與原點間之距離 (R)：即通過原點 0 之原則下作 700mb 槽線外切線之法線交於 X' 點，該 X' 點至原點 0 之距離，單位為 Km。

(6) 700mb 槽外切點 12 小時之位移 (R_{12})：即 X' 點 12 小時之位移距離，單位為 Km。

(7) 700mb 槽外切點 24 小時之位移 (R_{24})：即 X' 點 24 小時之位移距離，單位為 Km。

(8) 700mb 槽外切點之法線兩端高度差 (ΔZ)：在必需通過原點 0 之原則下，作 700mb 槽線外切線之法線，在 X' 點兩端各延伸 500Km 至 Z_A 與 Z_B 兩點，該兩點之高度差值，單位為 GPM。

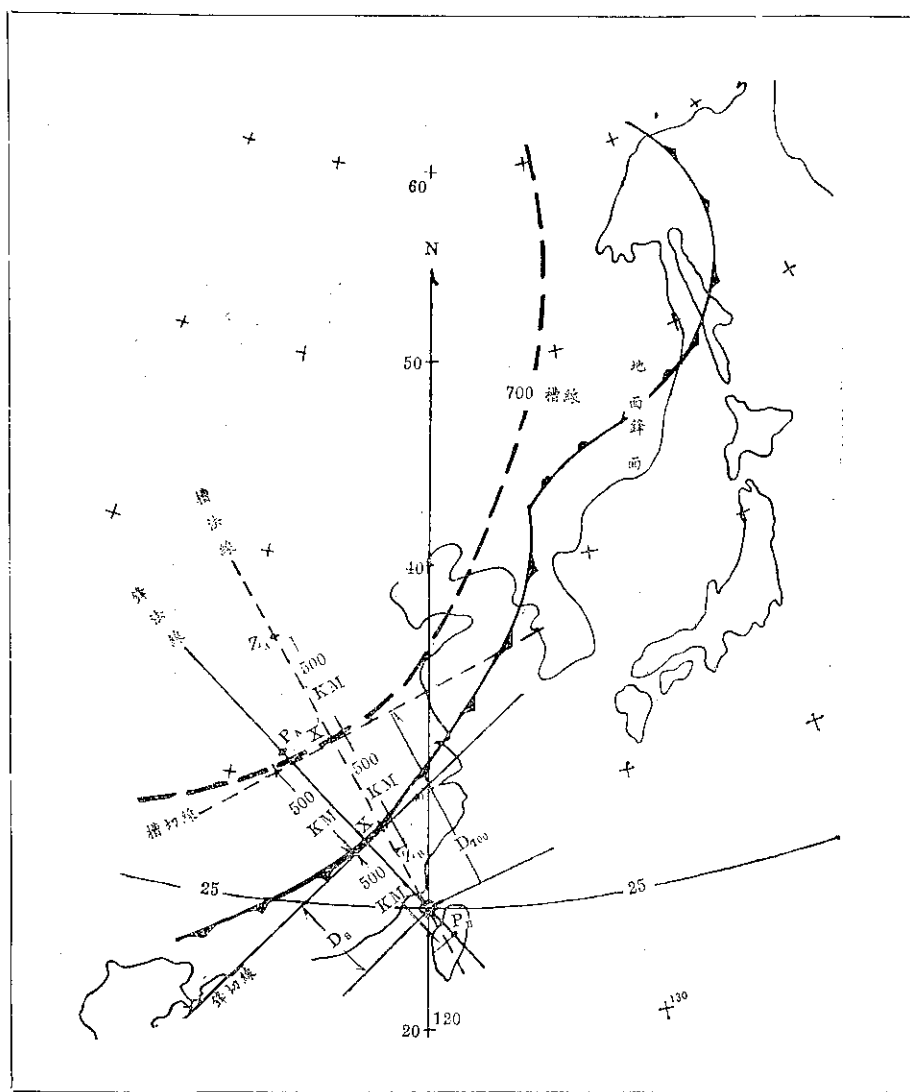


圖 9 鋒面降雨預報因子圖示

2. 分析結果與檢驗

鋒面降雨與鋒面位置及其移動有關為無可疑慮。據上述十年 54 個情況 (Case) 統計多季鋒面南下通過本省，地面鋒面與 700mb 定壓面層之槽線 (或輻合線) 間距離，平均為 256.4 Km。換言之，地面至 700mb 鋒面斜度成正切角度 0.69 度，亦表示鋒後之氣壓南下時，如傾斜角很小，不能產生強烈上升氣流，在新店溪流域上空多產生層雲或雨層雲，厚度不大，故產生降雨也多為連續性小雨，在 11 月至次年 3 月間幾乎沒有每小時 15mm 降雨量之出現。因鋒面發生之大雨多數集中在 4、5、6 三個月間 (如附表二首項)，而尤以 5 月與 6 月兩個月最多，計有 31 個情況之多，佔總數之百分之 57.4。9 月與 10 月兩個月計 10 個，佔總數的百分之 18.4。3、4 兩個月計 8 個，佔總數的百分之 14.9。7、8 兩個月颱風雨除外，鋒面大雨僅 4 個，佔總數的百分之 7.4。

預測因子之選用：附表二第一項鋒面與原點 0 之距離 (D_s) 即為鋒面至原點之遠近，據統計發生大雨次數在距地面鋒面前 100 公里內為最多計 52 次，佔百分之 20.5，此與產生大雨關係密切。第二、三項 12 與 24 小時鋒面在法線上所移動之距離 (D_{12} 與 D_{24})，也就是鋒面移動之速度，在理論上鋒面快速移動，往往產生鋒前飢線而伴有大雨，但時間不致太久，

相反的鋒面近似滯留或在附近產生波動，往往發生連續性之大雨，經統計 12 小時移動距離在 0-100Km 發生 87 次佔百分之 34；24 小時移動距離在 0-100 Km 發生 78 次佔百分之 31。第四項地面鋒之法線兩端氣壓差 (ΔP)，也是鋒面前後 500Km 間之氣壓梯度，就動力觀點言，即表示鋒面移動方向及其動力之大小。當北方氣壓較高時為正，反之為負。經統計在 254 次記錄中有 183 次與此理論相符，佔總次數百分之 72，僅 71 次因鋒面消失或產生波動者例外。第五項 700mb 槽之外切線至原點 0 的法線距離 (R) 項，採用之理由，如第一項地面鋒面距離 (D_s) 相同，所不同者為 700mb 約在 3000GPM 高度，因為一般鋒面在定壓面圖上至 700mb 層仍有明顯的槽線或輻合線，而在 500mb 層則不一定有，故 700mb 層也可鑑別地面鋒面之垂直結構，如鋒面斜度與發展強度等。當然如能自 850 → 700 → 500mb 甚至到噴射氣流高度，分層個別收集資料計算也許效果較佳，然本專題涉及範圍過廣，限於人力，故僅能以 700mb 作為鋒面向上發展之代表高度層，經統計所有發生大雨之 254 次中，發生在高度差有負值者計 196 次 (表列 0 值之左側) 佔百分之 77.2，尤其在 -201 至 -300 公里距離欄有 45 次為最多。至於第六及第七項 X' 之槽線位移距離 (R_{12} 與 R_{24})，如同地面鋒面

表三 逐步迴歸方法所挑出鋒面預報因子之優先次序

預報目標	預報因子	鋒面外切線與原點			(4) 外兩 切端 線之 氣壓 線差 ΔP_{mb}	700mb 槽外切線與原點			(8) 外兩 切端 線之 高度 法度 線差 ΔZ_{GPM}
		(1) 距 離 D_{km}	(2) 十二 小時位 移 $D_{12} \text{ km}$	(3) 廿四 小時位 移 $D_{24} \text{ km}$		(5) 距 離 R_{km}	(6) 十二 小時位 移 $R_{12} \text{ km}$	(7) 廿四 小時位 移 $R_{24} \text{ km}$	
以 00Z 資料預報 16 小時面積雨量		2	8	6	3	7	5	1	4
以 00Z 資料預報 40 小時面積雨量		4	1	7	3	2	6	5	8
以 00Z 資料預報 當天 1 小時最大雨量		1	7	3	6	5	8	4	2
以 00Z 資料預報 次日 1 小時最大雨量		1	4	7	3	8	6	5	2
以 12Z 資料預報 28 小時面積雨量		5	4	2	7	3	1	6	8
以 12Z 資料預報 次日 1 小時最大雨量		1	3	4	5	8	2	6	7

位移，經統計 12 小時位移距離 0-100km 發生 81 次，佔百分之 32；24 小時位移距離 0-100km 發生 63 次，佔百分之 27。最後第八項槽法線兩端之高度差 (ΔZ)，如同地面之 ΔP 項計算，所得值也表示 700mb 槽線兩側之厚度梯度，也是推動槽線之位勢梯度力，如為負值表示南方位勢較高，具爬升動力，經統計大雨發生 254 次中，高度差為負值部份（表列 0 值之左側）計有 235 次，佔百分之 92.5，尤其高度差在 -6 至 -10GPM 欄佔 36 次為最多。

以逐步迴歸方法所找出鋒面通過所訂定的範圍，該 8 項預報因子與新店溪流流域降雨量之相關，依電子計算機處理後之相關大小優先順序列表如上。

由表三可以看出 00Z 時之鋒面外切線與原點之距離 D_9 （表列第一欄），用於預報當天及次日 1 小時最大雨量與以 12Z 資料預報次日 1 小時最大雨量時（表列第 3、4、6 項），佔首要地位。另外以 00Z 時 700mb 槽外切線與原點 24 小時位移 D_{12} （表列第 2 欄）、 R_{24} （表列第 7 欄）預報 16 小時面積雨量（表列第 1 項），00Z 鋒面外切線與原點 12 小時位移預報 40 小時面積雨量（表列第 2 項）亦然；又 12Z 700mb 槽外切線與原點 12 小時位移 R_{12} （表列第 6 項）預報 28 小時面積雨量（表列第 5 項）亦佔首要地位。

鋒面降雨量最佳之複式迴歸方程式，經過處理計算計算後之結果如下：

(1) 以 00Z 的資料預報 16 小時之面積雨量：

$$Y_{16} = 25.43 + 0.017R_{24} + 0.077D_9 + 0.682\Delta P - 0.073\Delta Z - 0.012R_{12}$$

$$R = 0.318$$

(2) 以 00Z 的資料預報 40 小時之面積雨量：

$$Y_{40} = 21.75 - 0.029D_{12} - 0.013R - 0.473\Delta P + 0.056D_9 + 0.011R_{24} - 0.012R_{12}$$

$$R = 0.326$$

(3) 以 00Z 的資料預報當天 1 小時最大雨量：

$$Y_{max1} = 20.07 - 0.151D_9 - 0.084\Delta Z + 0.011D_{24} - 0.005R_{24} + 0.037R$$

$$R = 0.312$$

(4) 以 00Z 的資料預報次日 1 小時最大雨量：

$$Y_{max2} = 19.03 - 0.115D_9 + 0.030\Delta Z - 0.522\Delta P + 0.012D_{12} - 0.006R_{24}$$

$$R = 0.319$$

(5) 以 12Z 的資料預報 28 小時面積雨量：

$$Y_{28} = 30.96 + 0.037R_{12} - 0.030D_{24} - 0.006R$$

$$+ 0.027D_{12} - 0.112D_9 - 0.011R_{24}$$

$$R = 0.357$$

(6) 以 12Z 的資料預報次日 1 小時最大雨量：

$$Y_{max13} = 21.02 - 0.231D_9 + 0.007R_{12} - 0.021D_{12} + 0.014D_{24}$$

$$R = 0.448$$

由上列六項複相關迴歸方程式看來，以 12Z 的資料預報次日 1 小時最大急雨量的效果最佳，所得到的最後複相關係數可達到 0.448 之譜，並且只用到四個預報因子而已，其他各項所使用的預報因子在 5 到 6 個之間，很明顯的，鋒面外切線與原點之距離（表列第 1 欄）及其 12 小時之位移（表列第 2 欄）二個預報因子對於鋒面雨量的預測，非常的重要，幾乎在每一個預報方程式中均有出現，六項方程式中實際鋒面雨量與預報雨量所繪製的分佈圖，由圖 (10) 至 (15) 中表示之。

根據圖 (10) 至圖 (15) 分析實際面積雨量與預報面積雨量可得以下的結論：

(1) 以 00Z 或 12Z 的資料預報的平均面積雨量超過 50mm 以上時，預報數值偏低，預報數值在 50mm 以內時，實際數值偏高。

(2) 以 00Z 或 12Z 的資料預報當日或次日 1 小時最大雨量超過 25mm 時，預報數值偏低，在 25mm 以內時，預報數值偏高。

3. 檢 討

由以上所述 8 項預報因子所求得之鋒面降雨量模式，其複相關係數均在 0.5 以下，依統計觀點而言，預報模式，並不很理想，檢討其原因，似有下列數點：

(1) 預報模式內並未加入造成降雨之因素，例如溫度、濕度與風向風速等因子，其中所考慮的只是鋒面移動的速度，雖然其速度的緩急可直接影響降雨，如果再加入其他因子，其效果應該更佳。

(2) 在預報因子中，所考慮的層次只有 700mb 一層，當然鋒面傾斜度的大小不一定，如果能再加入更多的層次，可能減少誤差。

(3) 預報因子選擇時，似乎也應該加入一些動力的因子，藉以增進預報之效果。

五、雷雨降雨量客觀預報

1. 預報因子與預報目標

雷雨資料選用的時間亦以 00Z 與 12Z 兩種時刻

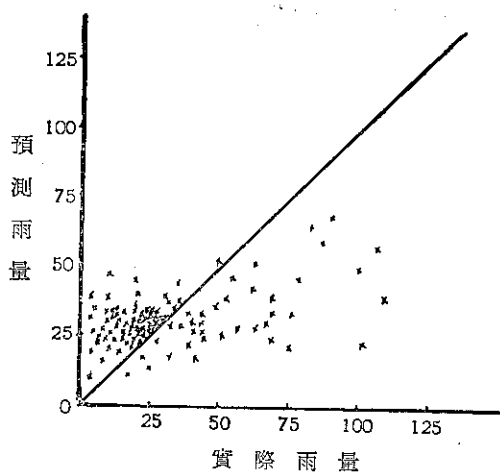


圖 10 以 00Z 資料預報 16 小時面積雨量

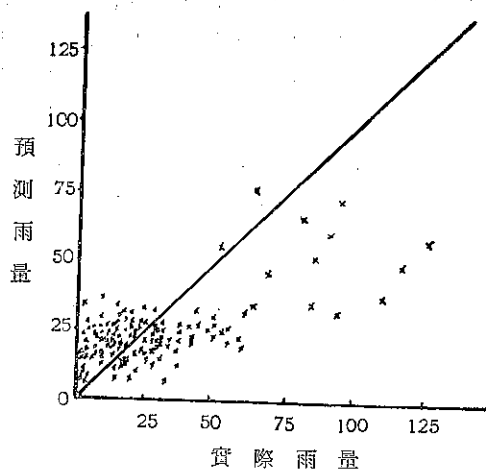


圖 11 以 00Z 資料預報 40 小時面積雨量

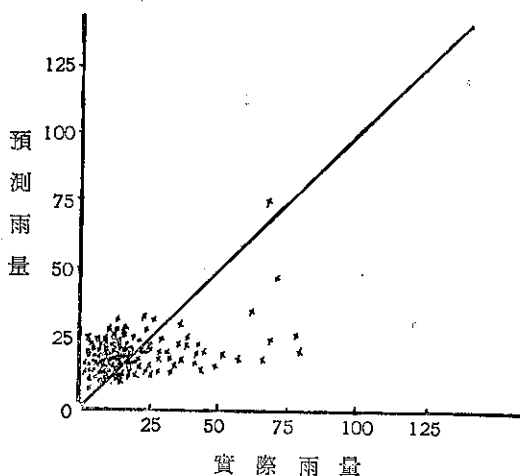


圖 12 以 00Z 資料預報當日 1 小時最大雨量

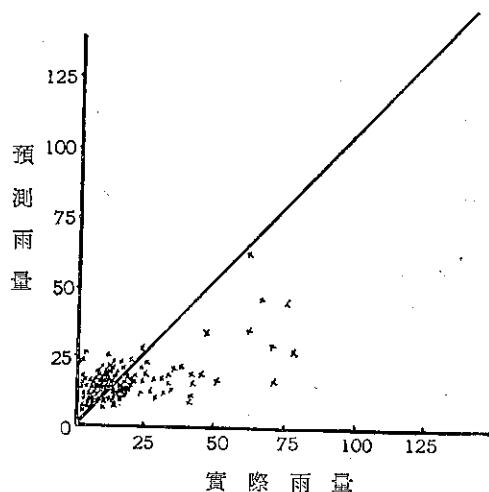


圖 13 以 00Z 資料預報次日 1 小時最大雨量

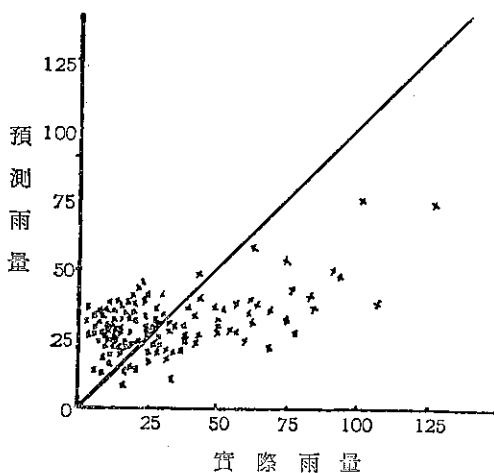


圖 14 以 12Z 資料預報 28 小時面積雨量

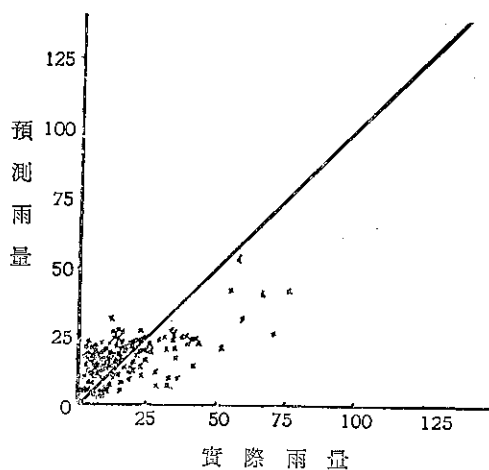


圖 15 以 12Z 資料預報次日 1 小時最大雨量

2. 分析結果與校驗

雷雨發生的原因很多由於地面輻射熱力作用、低壓、高空槽線、或鋒面與颱風邊緣等有劇烈升降氣流處均有發生可能，如僅就熱雷雨與局部性雷雨而言，十年資料統計共得 84 個情況，由於雷雨在新店溪流城造成 15mm 以上之大雨多集中在 5 月至 8 月四個月間，尤其以 6 月與 7 月兩個月最多，計有 44 個情況（附表四）佔百分之 52.4 其次是 8 月出現 14 次佔百分之 16.7，在 11 月至次年 3 月間幾乎沒有每小時 15mm 之降雨量出現。以雷雨發生的時間而言，午後發生的計有 69 個情況，佔百分之 82.2，其次是傍晚之後佔 9 個情況，計百分之 10.7，而發生在午前的只有 6 次，僅佔百分之 7.1。此由於白晝日射強低層增溫，臺北盆地而言，上空午後產生對流性不穩定之故，而早晨低層氣溫最低，氣柱成穩定型態，當不致造成雷雨，此為其理由也。

雷雨發生依地面風向而言，00Z 的時間地面最多風向為南風，有 52 次佔總共 207 次的百分之 25.1。其次為東南風 36 及西南風 33 次，各佔百分之 17.4 及 15.9。850mb 而言，西南風發生次數最多計有 102 次，佔總數百分之 49.3，其次為西風佔 33 次為百分之 15.8。700mb 而言，西南風佔 87 次為百分之 42.1，其次為南風及西風各佔 40 次為百分之 19.3。500mb 而言，西南風佔 57 次為百分之 27.5，其次為西風佔 56 次為百分之 27.1。以 00Z 資料整體分析，地面吹南風而 850mb 至 700mb 及 500mb 各層吹西南風時，發生 15mm 以上之雷雨機會最顯著。

以 12Z 的資料分析，地面靜風時的發生次數最多為 43 次，佔總次數 196 次的百分之 21.9，其次是南風 38 次佔百分之 19.4。以 850mb 之資料而言，西南風有 86 次佔百分之 43.9，西風及南風各有 31 次及 28 次佔百分之 15.8 及 14.1。以 700mb 而言，西南風發生 74 次佔百分之 37.8，西風及南風各有 45 及 28 次，佔百分之 23 及 14.2。以 500mb 而言，西南風有 56 次佔百分之 28.6，西風有 50 次佔 25.5。以整個 12Z 的資料分析，地面靜風或南風及西南風，而 850mb、700mb 及 500mb 層吹西南風或西風時，次日發生雷雨之機率最大。

以 403 天綜合所有預報因子之平均情況而言，發生雷雨機會最多預報因子平均值如下：地面氣壓為 1006.6mb，KI 指數為 32.9，TTI 指數為 43.1，地面風速 1.33m/s，850mb 層風速 5.72m/s，700mb 層風速 6.29m/s，500mb 層風速 6.36m/s，850mb

到 700mb 層之溫度遞減率為 4.99°C/GPM，700mb 到 500mb 層之遞減率為 5.51°C/GPM，850mb 到 500mb 層之遞減率為 5.32°C/GPM。

表五 雷雨之預報因子之平均值

預報因子	統計值	平均值	標準差
1. 地面氣壓 (mb)		1006.6	3.2
2. 地面溫度露點差 (°C)		2.6	1.1
3. 地面水汽混合比 (g/kg)		18.9	1.6
4. 850mb 溫度露點差 (°C)		3.3	2.0
5. 850mb 水汽混合比 (g/kg)		13.2	4.4
6. 700mb 溫度露點差 (°C)		4.9	3.3
7. 700mb 水汽混合比 (g/kg)		8.1	1.6
8. 500mb 溫度露點差 (°C)		7.5	4.0
9. 500mb 水汽混合比 (g/kg)		3.3	1.3
10. 濕度指數 KI		32.9	4.2
11. 總指數 TTI		43.1	3.6
12. 地面風向 (8 方位)		4.78	0.94
13. 地面風速 (m/s)		1.33	1.38
14. 850mb 風向 (8 方位)		5.47	1.95
15. 850mb 風速 (m/s)		5.72	4.40
16. 700mb 風向 (8 方位)		5.60	1.68
17. 700mb 風速 (m/s)		6.29	4.28
18. 500mb 風向 (8 方位)		5.05	2.01
19. 500mb 風速 (m/s)		6.36	2.52
20. 850mb-700mb 厚度 (GPM)		1664.40	11.30
21. 850mb-700mb 溫度遞減率 (GPM)		4.99	0.77
22. 700mb-500mb 厚度 (GPM)		2726.05	16.83
23. 700mb-500mb 溫度遞減率 (°C/GPM)		5.51	0.57
24. 850mb-500mb 厚度 (GPM)		4371.45	24.42
25. 850mb-500mb 溫度遞減率 (°C/GPM)		5.32	0.38

以逐步迴歸的方法所找出新店溪流城發生雷雨與各項預報因子之相關，經過電子計算機處理後之相關大小優先順序列表如表六。

依表六可以看出，00Z 時之 700mb 風向（表列第 16 項）用於預報 16 小時之面積雨量及當日 1 小時最大雨量時佔首要地位。850mb 溫度露點差（表列第 4 項）用於預報 40 小時之面積雨量，及 700mb 溫度露點差（表列第 6 項）預報次日 1 小時最大雨量時亦然。又 12Z 時之 700mb 溫度露點差（表列第 6 項）預報 28 小時面積雨量及 700mb 水汽混合比（表列第 7 項）預報次日 1 小時最大雨量時亦佔有重要地位。

表六 逐步迴歸方法所挑出雷雨預報因子之優先次序

預報目標 \ 預報因子	1. 地面氣壓	2. 地面溫度露點差	3. 地面水汽混合比	4. 850 mb 溫度露點差	5. 850 mb 水汽混合比	6. 700 mb 溫度露點差	7. 700 mb 水汽混合比	8. 500 mb 溫度露點差	9. 500 mb 水汽混合比	10. 濕度指數 KI	11. 總指數 TTI	12. 地面風向	13. 地面風速	14. 850 mb 風向	15. 850 mb 風速	16. 700 mb 風向	17. 700 mb 風速	18. 500 mb 風向	19. 500 mb 風速	20. 850 mb - 700 mb 厚度	21. 850 mb - 700 mb 溫度遞減率	22. 700 mb - 500 mb 厚度	23. 700 mb - 500 mb 溫度遞減率	24. 850 mb - 500 mb 厚度	25. 850 mb - 500 mb 溫度遞減率
以 00Z 資料預報 16 小時面積雨量	14	17	5	2	13	10	11	8	7	21	4	6	25	12	24	1	15	3	16	9	23	20	22	19	18
以 00Z 資料預報 40 小時面積雨量	6	21	22	1	10	14	20	15	16	23	24	25	12	19	11	7	2	4	3	8	18	13	5	9	17
以 00Z 資料預報 當日 1 小時最大雨量	17	19	4	25	16	14	12	20	15	22	5	21	3	9	2	1	7	6	23	11	18	13	10	24	8
以 00Z 資料預報 次日 1 小時最大雨量	23	9	14	7	20	1	2	8	10	3	17	15	25	16	13	18	19	6	11	5	24	21	4	22	12
以 12Z 資料預報 28 小時面積雨量	14	19	4	7	2	1	10	15	8	21	5	22	25	20	11	6	3	12	16	9	18	13	23	24	17
以 12Z 資料預報 次日 1 小時最大雨量	9	17	13	25	20	4	1	2	15	3	6	16	24	10	14	18	22	7	11	5	19	12	23	21	8

因雷雨使用 25 個預報因子，其相關係數均不甚理想，經過一再的試驗，應用時誤差較大，有待繼續研究改進。

3. 檢 討

根據統計結果，新店河流域發生 15mm 以上雷雨的時間多在午後，發生的月份以 6、7 兩個月最多，以 00Z 的資料而言，地面有偏南風，而高空有西南風時，發生的機率最大。以 12Z 的資料而言，地面有靜風、南風或西南風時，高空有西風或西南風時次日發生雷雨的機會很大。以平均狀態而言，KI 指數在 32.9 左右，TTI 指數為 43.1 左右時，可能發生 15mm 以上之雷雨。

根據林永哲先生 (1976) 與林則銘先生 (1975) 指出，雷雨的預報，在應用時雖很多條件都適合其發生，可是未必產生雷雨。本篇報告中雖應用 25 個預報因子，可是結果不甚理想，其牽涉的問題仍多，希望以後再能增加其他動力方面的預報因子，或許能提高預報之效果。

六、雨量與流量之相關

1. 直接逕流 (Direct Runoff)

雖然影響流量的因素有氣象、物理、地形等，可是流量圖 (Hydrograph) 的形狀就是所有因素影響流量之綜合結果，而雨量在降落到地面時，因經過很長的路徑到達河流之中，有在地表移動的地表逕流 (Surface Runoff)，有滲入地下再流入河流中的地下水逕流 (Groundwater Runoff)，在研究雨量與流量之相關前，首先要將直接造成水位上升之降雨分析出來，這些直接由暴雨所產生的流量稱之為直接逕流，它與原先在河流中的流量 (基流) 無關，分析的方法是由流量圖開始，將直接逕流與基流 (Base Flow) 分離，分離的方法雖然很多，可是並沒有一個很精確的固定法則，圖 16 是應用於本篇報告中的方法，其步驟分述於後：

1. 首先繪製流量圖，並找出尖峰流量的時間，做垂直之軸線 X_r 。

2. 由流量圖開始上升時之 A 點，劃 AB 線與 X_r 軸相交於 B 點。

3. 由 B 點開始，將最大流量 N 天之後與流量圖相交之點 C，連成直線 BC。

4. 計算 ABCXA 的面積，即為直接逕流流量。

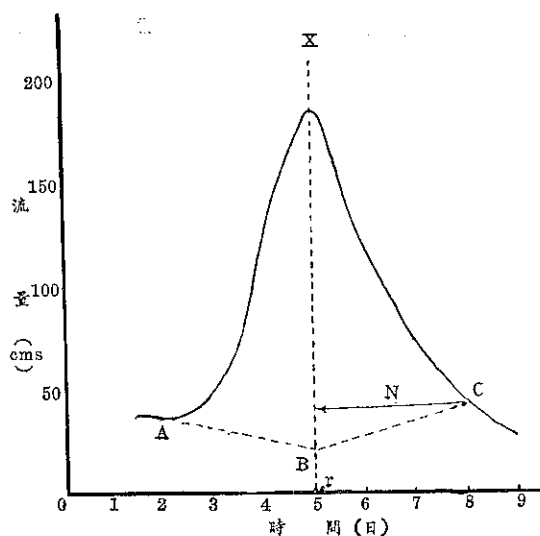


圖 16 流量圖

第三項 N 的數值由公式 $N = A^{0.2}$ 計算之，其中 A 表示流域面積 (平方哩)，N 表示天數，此公式由林斯李 (Linsley) 所導出的經驗公式，本篇報告中所利用新店溪下游秀朗橋水文站的資料，其流域面積為 750.76 平方公里 (113.51 平方哩)，所計算出的 N 數值為 2.6 天，為作業方便起見，計算時 N 值採用 3 天為單位。

2. 流量之預測

流量的大小最主要的是由雨量所造成的，所以雨量是求得流量相關最主要的因素之一，其最簡單的相關可以由迴歸方程式表示之，雖然它只能求得概約的數值，然而應用時却非常的簡單而實用。

在六年的流量資料中，不論大雨發生的原因是由於颱風、鋒面或雷雨，只要有 15mm 以上之大雨均引入研究的範圍，另外流量與雨量的資料，沒有如上述氣象圖，探空資料與計算觀測雨量時，在時間方面發生的差別，所以也沒有 00Z 與 12Z 兩組資料的區別，據統計結果共有 67 個情況，流量與雨量的計算方法是以下面兩種方式進行，第一求取總雨量與總流量之迴歸方程式，第二求取最大雨量與尖峰流量之相關，所得到的兩個迴歸方程式為：

$$Y_A = 6.71 X_1 - 141.11 \quad (R = 0.814) \dots \dots \dots (1)$$

$$Y_B = 29.92 + 4.79 X_2 \quad (R = 0.663) \dots \dots \dots (2)$$

Y_A : 總流量，單位為每秒立方公尺

X_1 : 總雨量，單位為 mm

Y_B : 尖峰流量，單位為每秒立方公尺

X_2 : 最大雨量, 單位為mm

R : 相關係數

由上列兩個迴歸方程式的相關係數可以看出, 當新店溪流域開始降雨到降雨停止時的總雨量, 與秀朗橋水文站直接逕流的相關可以達到 0.814, 方程式(1)可以大約推估新店溪下游增加多少的流量, 此外最大的降雨量與尖峰流量有 0.663 的相關, 當然知道最大的雨量亦可以了解最大流量的多寡。

由簡單的迴歸方程式所預報的流量雖然有相當高的相關, 可是在整個方程式中並沒有加入物理及其他氣象的因子, 例如先前降水指數 (Antecedent Precipitation Index 簡稱 A. P. I.) 代表土壤乾濕的程度, 季節的變化, 及其他暴雨的強度等因子, 希望以後能增加更多的預報因子, 再修正目前之迴歸方程式, 也許可以得到預報效果更好的流量預報模式。

七、結 論

新店溪流域之地形較複雜, 各種天氣現象造成 15mm 以上之大雨很難捉摸, 本篇將各種型態的降雨分為颱風、鋒面及雷雨三方面研究其平均面積雨量及 1 小時最大急雨量, 似較為合理的方法, 可是要很精確的定量預報降雨, 目前仍然是困難重重, 尤其對一個小範圍的流域, 以現在的技術絲毫不差的預測各類型的降雨, 實在不可能, 但發展一些預報模式, 預測最近似的降雨量, 以減少洪患, 仍為本研究所努力的目標。

由於人力、時間及資料的限制, 本篇颱風部分僅使用 42 個情況計 222 天, 鋒面部分使用 54 個情況計 254 天的資料, 雷雨部分使用 84 個情況計 403 天的資料及流量使用 67 個情況, 資料為數太少, 除流量與雨量之相關較顯著外, 其他模式尚需改進, 如能

增加其他動力之預報因子或增加資料, 或許能提高預報的效果, 本題研究人員將本此繼續努力, 以期改進模式而達到理想的目標。

致 謝

本研究計畫獲行政院國家科學委員會之補助, 始能完成, 電子計算機應用行政院主計處資料處理中心的 IBM 型的機器作業, 在進行過程中, 承蒙陳泰然博士賜予寶貴意見, 指導研究方向, 並承電力公司電源勘察隊與空軍氣象聯隊提供資料, 特此申謝。

參 考 文 獻

1. Chiang S. L. (1971), "Calibration of Watershed Wetness and Prediction of Flood Volume from Small Watershed in Humid Regions" PH. D. Dissertation, The Pennsylvania State University, P78-103.
2. Chow V. T. (1964), "Handbook on Applied Hydrology" McGraw Hill Book Company Inc. New York P2-23—P8-26.
3. Palmer O. Johnson (1961), "Statistical Methods in Research" Prentice-Hill Inc. Englewood Cliffs N. J. P327-357.
4. Wiesner C. J. (1970), "Hydrometeorology" Chapman and Hall Ltd. London P190-243.
5. 曲克恭 (1971) 「臺北盆地颱風降雨量之計算與預報方法」氣象學報第 17 卷第三期 P32-49。
6. 林則銘 (1976) 「危害飛行氣象因素客觀預報之研究——雷雨部分」氣象預報與分析第 69 期 P1-20。
7. 吳宗堯、戚啓勳 (1973) 「用比擬法預估颱風侵臺期內之降水量」氣象學報第 19 卷第三期 P10-19。
8. 美國國際工程顧問公司等 (1974) 「臺北區自來水第四期建設計畫可行性規畫報告」Appendix G & L.

作者通訊處：中央氣象局

臺灣平流層氣溫及風兩年週期變化之研究

A Study of the Biennial Oscillation of the Stratospheric Temperature and Winds in Taiwan

魏 元 恒 蕭 長 庚

Yuan-Heng Wi

Chang-Keng Hsiao

Abstract

The purpose of this study is to analyze the upper air temperature and winds over Taiwan area based on aerological observation records between 1961 and 1975.

The even-minus-odd-year-difference method was used to compute the Temperature and winds at 500mb, 100mb, 50mb, and 30mb levels over Taipei, Taoyuan and Tungkong. The results reveal that there is a biennial oscillation of the stratosphere over Taiwan area. Followed the Christian era year series number we found that for temperature the average of even years is higher than that of odd years, but for wind speed even years is less than odd years.

As for the change amplitude of temperature, it is greater in winter than in summer, and more outstanding in the middle part of stratosphere than in the lower part of it. The major air current flows eastward in winter, but westward in summer. The total amount of ozone over Taiwan is bigger in even years than in odd ones, besides, its change scale increases in winter and decreases in summer.

一、前言

天氣週期性變化，其時間之長短，可自數秒，數時，以至數日，數月，數年及數十百千年等。但今日吾人所已知，天氣有固定週期者，除一日及一年外，另以二十六個月或兩年週期，可能為一固定週期。一日週期，如日夜之變化；一年週期，如多夏季之變化。兩年週期本文係以西曆「奇數年」與「偶數年」之變化表示之。

兩年週期變化，初發現於赤道平流層上空，東風與西風每年交換其方向，例如本年為偶數年（以西曆為準），赤道平流層吹西風，則次年為奇數年即吹東風，如此逐年交互出現東風與西風甚為規律，而有兩年週期之稱。但實際上此一變化，並非恰為兩年，其平均為 26 個月，最短時為 20 個月，最長時為 28 個月，本文主旨係就臺北最近十一年（1963—1973）

來高空探測紀錄，分析平流層氣溫及風，以驗證此兩年週期之變化，冀有助於長期天氣預測，蓋氣候如一季或一個月之長期變化，以平流層所見之徵象較為顯著也。

二、平流層一般特性

平流層與對流層最重要之差別，由於靜力穩定度 (Static stability)。平流層具有極大之穩定度，係因其特殊之增溫機構；其增溫係由於臭氧層 (Ozonosphere) 吸收太陽紫外線所致。因此平流層最高氣溫，經常出現在平流層頂 (Stratopause) 及夏季極地。

平流層內大氣環流之模式，主要為移動甚緩，而波長甚長之大氣長波。此種長波其波幅甚小，故南北向氣流亦甚微。冬季北極區為冷而廣擴之緯流西風帶，在此西風帶內，形成狹窄之激流，稱「極夜噴射

氣流」(Polar-night Jetstream)；因而平流層形成爲兩個動力經流圈(Indirectly driven meridional cells)。夏季平流層，北極區氣溫升高，由於臭氧作用，形成北極爲一暖性高氣壓中心及整個北半球平流層東風，此東風最大風速出現在副熱帶平流層頂(Stratopause)；由赤道至北極爲一直接環流圈(Direct cell)，反氣旋中心在北極，由此至赤道其間幾無渦動環流。

平流層由赤道至北極，冬季爲兩個環流圈，夏季爲一個環流圈。冬季平流層在 50°N 附近有一「暖帶」(Warm belt)，氣溫較赤道及北極爲高；夏季平流層氣溫，赤道較北極爲低。平流層內最顯著之變化有二，爲平流層突然增溫(Stratospheric sudden warming)及赤道平流層兩年週期變化。

平流層增溫，可突然增高 30°C 至 60°C ，多出現在深冬與極渦(Polar vortex)之崩潰相伴。「增溫」開始在平流層上部，然後向下方及水平方向傳播。平流層增溫，主要始自北美洲及歐洲兩地東南部之深冬⁽⁸⁾，在春季出現之增溫，爲平流層由冬季環流，轉換爲夏季環流之過程。此種增溫，多由於對流層內某一地區，有特殊環流型生成所致；例如歐洲型增溫，開始於對流層出現阻塞之後。

平流層兩年週期變化(Biennial Oscillation)，爲大氣運動週期性研究中，除週日及週年變化之確定週期外，此兩年週期變化，出現於赤道平流層緯流風中，可能爲另一確定之週期變化，本文詳述於下節中。

三、平流層兩年週期變化

大氣運動之週期性研究，爲史甚久，但除由外力所致之週日及週年變化外，尚無確定之其他週期，惟兩年週期變化，出現於赤道緯流風中，可能爲另一確定之週期變化。此兩年週期，爲對稱之東風及西風系統，有規率交互出現，週期約爲 24 至 30 個月，平均約爲 26 個月，故近年稱此週期爲 26 月週期。

赤道平流層，緯流風兩年週期之變化，茲舉赤道太平洋之島嶼 Canton Is (3°S , 172°W)⁽¹⁾，自 1954 至 1963 十年來，平流層 50mb 高度一月份緯流風速(西風爲正值)列如下表。

年代	1954	55	56	57	58	59	1960	61	62	63
風速 m/s	7.9	-12.7	7.1	-23.6	7.7	-10.3	6.6	-19.5	10.6	-8.5

上表內偶數年，平均風速爲 8.5m/s ，風向 265° (W)；奇數年，平均風速爲 14.5m/s ，風向 90° (E)。由此可知赤道平流層中部，偶數年吹西風(W)，奇數年吹東風(E)，並且東風速較西風爲大。赤道平流層東風，昔日稱 Krakata Easteily；西風稱 Besson Westery，逐年交互出現。由東風轉爲西風時，係迅速轉變，而西風轉爲東風則逐漸轉變；並且平流層西風氣溫高，東風氣溫較低。

冬季平流層增溫，在高緯度亦有兩年週期⁽⁹⁾，此與赤道平流層風系之兩年週期相聯。歐洲式平流層增溫，與赤道平流層東風相伴；美洲式增溫，與赤道平流層西風相伴。當對流層出現阻塞環流時，平流層發生增溫現象；此增溫開始於對流層有強烈氣旋活動區域之上空⁽⁴⁾；而對流層阻塞環流，出現於平流層增溫之上游。例如奇數年，平流層增溫，在 1967，1959.....1963 四年，增溫均起自北美洲東南沿海向東移行，對流層阻塞環流出現北歐。又如偶數年平流層增溫，在 1958，1960，1962 及 1964 等四年增溫均自歐洲東部(即裏海附近)開始，並向西進行。

影響大氣中熱量之變化，最重要之氣體成分，在對流層內爲水蒸汽(H_2O)，在平流層內則爲臭氧(O_3)。大氣中臭氧量，主要集中於平流層 15-25KM 高度，對氣溫之變化，影響甚大⁽⁸⁾。過去氣象學者，發現大氣中臭氧全量(Total amount of ozone)有兩年週期變化，即高臭氧年(High ozone year)繼以低臭氧年；在南半球最爲顯著，北半球並不太顯著。近年 Angell 氏，及 Ramanathan 諸氏等之研究，發現北半球及副熱帶之臭氧，有兩年週期；並且高緯度爲「高臭氧年」，同時近赤道地帶則爲「低臭氧年」，其相反亦如此。茲就臺北自 1966 至 1971，六年來所測臭氧全量(單位爲 10^{-8}cm)，分爲偶數及奇數年，列如下表一。

表一 臺北 1966—1971 臭氧(O_3)全量
(單位 10^{-8}cm)

年 代	月 年 類 別		一 月		七 月		年 平 均	
	偶	奇	偶	奇	偶	奇	偶	奇
1966 — 7	250	260	297	298	282	288		
1968 — 9	270	251	305	303	296	289		
1970 — 1	286	264	309	305	297	285		
平 均	269	258	304	302	292	287		
偶 減 奇	+11		+ 2		+ 5			

由表一所示，可知臺北臭氧全量，在此六年期間，冬季（一月），夏季（七月）及年平均，在偶數年均較奇數年之臭氧量為高；此顯示兩年週期變化，甚為顯著。就變化之幅度高，冬季較夏季大約五倍有餘，年平均較夏季亦大二倍有餘。由表內可知兩年週期變化之幅度，雖以夏季為最小，但均為有系統而頗規率之變化。由於臭氧對平流層氣溫之變化，關係密切，有助於分析平流層兩年週期之變化。

除上述以外，有關兩年週期變化，在天氣圈上之分析結果，則有 Hoshiai 氏 (1974) 最近之研究，以 500mb 月平均高空圖 (1946—1970)，依不同緯度 30°N, 40°N, 50°N 及 60°N 等作緯流波數 125 個波之調和分析，其所得結果，顯示在各不同緯度，均具有兩年週期。其波數及波幅均顯著。又近年 Angell 及 Korshover (1974)⁽⁵⁾ 兩氏，發現北半球四個永久性活動中心，均有兩年週期變化。此四個活動中心，為北太平洋及北大西洋兩個副熱帶高氣壓，阿留申及冰島兩個極地低氣壓。此兩高氣壓及兩低氣壓，其中心氣壓（地面）兩年週期之調和分析，波幅為 0.4mb，週期約為 28 個月；其中心位置，經度及緯度之變化，為 110 公里。

四、臺北平流層氣溫兩年週期

臺灣地面氣溫及雨量，兩年週期之變化，筆者等曾為文（載氣象學報 19 卷 1 至 3 期）就臺灣六個測站，76 年來 (1897—1972) 之資料，用自相關及調

和分析法，求得各測站，在統計中均有兩年週期之出現^(6,7)。其週期為 2.0, 2.2, 2.4 年等，亦即 26 個月至 28 個月之間，與世界其他各地所得結果，甚相符合。又曾進一步為文（載氣象學報 21 卷 3 期），應用「偶數年減奇數年方法」(Even-minus-odd-year difference method)，分析臺北及臺南兩地，七十五年來 (1897 至 1973)，逐年偶奇差數之變化，顯示此差數之正或負，在某一段時間內連續為正值，而另一段時間，則連續為負值。似為兩年週期變化，另受其他更長週期之影響。

本文今係進一步，就平流層大氣兩年週期變化，應用偶數年減奇數年之差數，以尋求此兩年週期性。由表三中可以看出，臺北平流層氣溫有着與臭氧近似之變化，即偶數年氣溫較奇數年為高，此即顯示出亦具有兩年之週期徵象。

就表二臺北每年冬季一月，與夏季七月份，各高度氣溫年變化比較，得知在對流層中部 500mb 高度，氣溫平均年變差為 6.9°C (表二)；在 100mb 高度亦即接近對流層頂處，平均變差為 0.6°C，近於終年氣溫不變層。自 100mb 以上為平流層，向上至 50mb 高度，氣溫年變差為 2.5°C；再向上至 30mb 高度為 -3.0°C；均顯示較對流層中部年變差為小，亦即在平流層中部 (50mb 至 30mb)，週年氣溫變化不大，與對流層殊異，因此追尋氣溫兩年週期變化應較為顯明。

表二 臺北高空氣溫之變化 (1963—1973)

單位 °C

高度mb	年 月	1963	64	65	66	67	68	69	70	71	72	73	平均
500mb	一月	-13.4	-10.9	-10.6	-10.3	-8.6	-11.1	-9.8	-13.3	-13.6	-11.3	-9.9	-11.2
	七月	-4.3	-4.7	-4.5	-4.8	-4.0	-4.3	-4.2	-4.6	-5.0	-2.9	-3.5	-4.3
	變差	9.1	6.2	6.1	5.5	4.6	6.8	5.6	8.7	8.6	8.4	6.4	6.9
100mb	一月	-74.2	-71.4	-74.3	-74.9	-76.6	-76.4	-74.4	-74.2	-76.4	-74.7	-74.3	-74.7
	七月	-70.4	-72.3	-74.9	-73.3	-74.0	-75.4	-74.7	-74.8	-75.1	-77.1	-73.5	-74.1
	變差	3.8	-0.9	-0.6	1.6	2.6	1.0	-0.3	-0.6	1.3	-2.4	0.8	0.6
50mb	一月	-56.8	-58.0	-60.8	-61.0	-63.5	-62.0	-61.2	-61.6	-64.3	-62.3	-62.7	-61.3
	七月	-55.7	-58.7	-53.5	-58.0	-59.3	-56.5	-59.8	-59.6	-59.9	-61.7	-60.9	-58.9
	變差	1.1	-0.7	2.3	3.0	4.2	5.5	1.4	2.0	6.4	0.6	1.8	2.5
30mb	一月	-50.7	-50.0	-52.3	-49.9	-51.4	-51.4	-54.6	-53.1	-57.6	-50.9	-55.3	-52.4
	七月	-45.9	-48.1	-49.0	-47.6	-51.3	-47.7	-50.3	-49.8	-50.6	-50.8	-52.8	-47.6
	變差	4.8	1.9	3.3	2.3	0.1	3.7	4.3	3.3	7.0	0.1	2.5	3.0

表三 臺北高空氣溫偶數與奇數年變差 (1963—1973)

等 壓 面		500mb	100mb	50mb	30mb
類 別	偶	°C	°C	°C	°C
	奇	°C	°C	°C	°C
一月份平均	偶	-11.7	-74.2	-61.0	-51.1
	奇	-10.9	-75.0	-61.6	-53.6
	偶—奇	+ 0.8	+ 0.8	+ 0.6	+ 2.5
七月份平均	偶	- 4.3	-75.6	-58.9	-48.8
	奇	- 4.3	-73.8	-59.0	-50.0
	偶—奇	0.0	- 1.8	+ 0.1	+ 1.2
年 變 差	偶	7.4	1.4	2.1	2.3
	奇	6.6	1.2	2.6	3.6
	偶—奇	+ 0.8	+ 0.2	- 0.5	- 1.3

就臺北十一年來 (1963—1973) 高空氣溫逐年變化視之，平流層及對流層氣溫年變化，均屬冬季（一月）較夏季（七月）氣溫為低，但其間亦有偶然出現多較夏季氣溫為高者，此主要出現在 100mb 高度，即對流層頂附近，亦偶然出現於平流層 50mb 高度。

對流層內，冬季（一月）氣溫逐年變化之偏差，較夏季（七月）大甚多；但平流層內，此種偏差則甚小，亦即夏季逐年氣溫之偏差，與冬季幾相等。例如在 500mb 高度（圖一A），在此十一年內，冬季

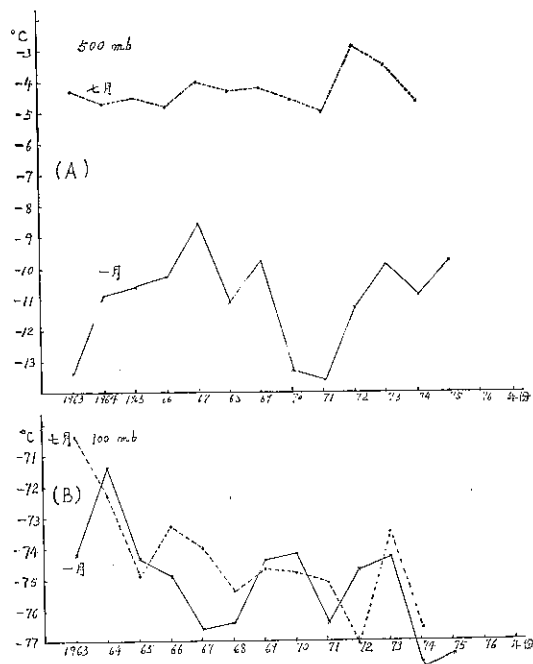


圖 1. 臺北高空氣溫變化圖

（一月）氣溫最高為 -8.6°C ，最低氣溫為 -13.6°C ，偏差為 5.0°C ；夏季（七月）最高為 -2.9°C ，最低為 -5.0°C ，偏差為 2.1°C ；冬季偏差較夏季約二倍有餘。但在平流層 50mb 高度，一月份最高氣溫為 -56.7°C ，最低為 -64.5°C ，偏差為 7.7°C ；夏季七月份最高氣溫為 -55.7°C ，最低為 61.7°C ，偏差為 6.0°C 。如此則偏差多為 7.7°C ，夏為 6.0°C ，兩者相差不大，足顯示平流層之年變化，已不若對流層之顯著。

就平流層氣溫，在此十一年內長期變化之趨勢視之（圖 1-A-D），可分為前期與後期兩者。前期在對流層 500mb 高度，自 1963—67 計五年期間，氣溫連續上升；但平流層 100mb 及 50mb 高度，氣溫則為下降。後期自 1967—1971 四年期間，500mb 高度之氣溫下降，但平流層則上升。由此視之在此十一年長期變化中，對流層氣溫升高，而平流層氣溫反而下降之趨勢，反之亦然。

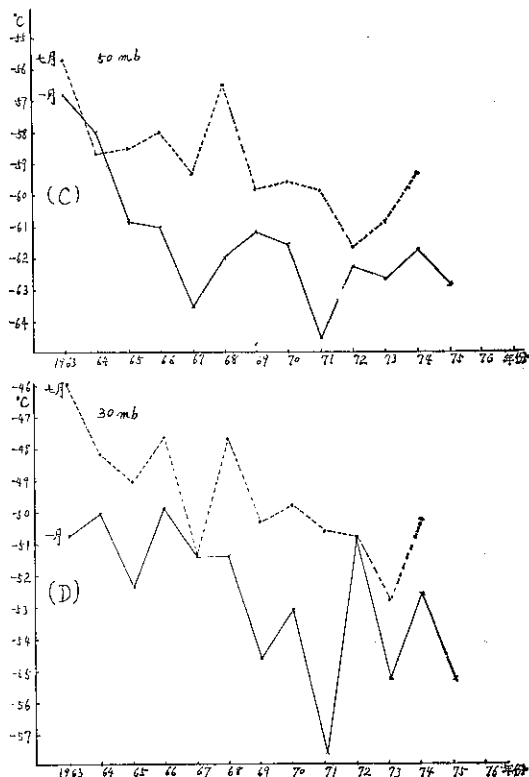


圖 1. 臺北高空氣溫變化圖

又此十一年期間，為太陽黑子週期第十九週，其最高點亦即太陽黑子最多時，則在 1969 年；若就平流層氣溫與太陽黑子多寡有關而言，則太陽黑子增多

表五 臺北平流層之風速 (m/sec) 及最多風向 (D:1-16) (1200Z)

月 份	年 代	高 度 風 速 風 向	500mb		100mb		50mb		30mb	
			風 速	風 向	風 速	風 向	風 速	風 向	風 速	風 向
			m/sec		m/sec		m/sec		m/sec	
一 月	1973		30.3	W	34.2	W	5.3	S	7.6	E
	1974		29.0	W	29.0	W	5.6	S-SW	6.4	E
	1975		29.6	W	28.9	W	6.2	SW	5.9	ENE
	1976		29.5	W	29.7	W	6.8	W, E	7.6	E
	平均	奇數年	30.0		31.6		5.8		6.8	
		偶數年	29.3		29.4		6.2		7.0	
七 月	1973		8.0	S	12.4	E	16.7	E	21.1	E
	1974		6.4	SSW	13.6	E	16.0	E	18.2	E
	1975		5.3	E, S, W	19.1	E	18.5	E	20.7	E
	1976		7.1	ENE	12.5	E	15.7	E	16.6	E
	平均	奇數年	6.7		15.8		17.6		20.9	
		偶數年	6.8		13.1		15.9		17.4	

表六 桃園東港對流層上部風速 (kts) 及風向 (D:0-360)

月 份	年 代	地 點 高 度 風 速 風 向	桃 園						東 港					
			500mb		200mb		100mb		500mb		200mb		100mb	
			風 速 kts	風 向	風 速 kts	風 向	風 速 kts	風 向	風 速 kts	風 向	風 速 kts	風 向	風 速 kts	風 向
一 月	1958		61	261	123	255	—	—	58	262	106	249	—	—
	1959		73	258	134	251	92	251	133	258	259	245	145	249
	1963		81	272	157	255	101	263	79	269	90	253	52	263
	1964		72	280	141	253	51	267	61	261	103	256	45	261
	1965		55	266	122	254	80	259	58	265	83	244	39	259
	1972		45	250	109	243	61	249	39	262	76	251	43	257
月	平均	奇數年	69.7	265	137.6	253	91.0	258	90.0	264	144.0	247	78.7	257
		偶數年	59.3	263	124.3	252	56.0	258	52.7	262	95.0	252	44.0	259
七 月	1958		9	115	16	64	20	63	3	179	21	76	44	71
	1959		7	167	14	89	40	78	7	173	10	83	42	77
	1963		9	155	27	60	42	52	7	146	17	54	47	67
	1964		5	112	19	87	—	—	9	103	24	84	40	80
	1965		10	133	25	80	37	72	13	110	30	78	56	77
	1972		3	99	7	67	23	57	5	128	11	65	36	64
月	平均	奇數年	8.7	152	22.0	79	39.7	67	9.0	143	19.0	72	48.3	74
		偶數年	5.7	108	14.0	73	22.0	125	5.7	137	18.7	75	40.0	72

200mb 高度處 1—4 月爲西風偏南，西風之頻率在 40 % 左右，而西南西風之頻率亦在 40 % 左右；西北西風之頻率則僅 10 % 左右，5 月份時風向稍分散，西風頻率降爲 30 %，6 月時爲 20 %，7 月時風向偏東，8, 9, 10 各月風向均分散，至 11 月時又集中於西風，12 月爲西南西風，其集中月份與 500mb 高度處情形相似。

100mb 處 1—4 月均爲西風偏南，西風與西南西風頻率之和在 80 % 左右，5 月份開始逐漸有北風，東北風及東風出現，6 月份時東風至北風間之頻率和可達到 80 %，7 月份則多爲東北東風，其東風至東北風間之頻率已達 90 %。9 月西風再度出現，但風頻率仍以東北風，東北東風及東風爲多共佔 60 % 以上，10 月開始風向分散，11 月再度集中於西風。

50mb 處 1 至 4 月風向相當分散，各方向風頻率均在 3 % 至 9 % 左右，此種分散情況終止於 4 月份，5 月份風向集中於東風，其東北東風與東風之頻率和可達 80 % 左右，6 月東風頻率達 60 %，7, 8 及 9 月均爲 80 % 以上之東風，東北東風爲 10 % 以上。10 月時東風頻率降至 50 %，東北東風增爲 20 %，東南風亦增爲 17 %，11 月風向分散，12 月東、西各方向風各佔 50 %。

30mb 處 1 月份風向有 70 % 在屬東之方向上，2, 3 及 4 月之風向亦多在屬東之方向唯不若 1 月份多，5, 6 及 7 月風向集中於東北至東南方向間者達 90 % 以上，8, 9 月風向更形集中於東北東及東南東間達 95 %，10, 11 及 12 月風向分散。

根據臺北高空觀測報告內對流層頂之資料得知其平均狀態是 1 月份風向多爲西風，自西南西至西北西間風頻率和達 80 % 以上，2, 3 及 4 月均爲西風偏南，5 月風向轉變，6 月轉爲東北，7 月是東北東，8 月時東風頻率爲 30 %，9 月下旬由東北東風轉爲西風，11 月時西風頻率佔 35 %，12 月時風向集中於西南風及西風間。

就一年中各層高度風之集中情形而言，500mb 及 200mb 處亦即對流層上部區域之風向僅在 11 月下旬至次年 5 月上旬間甚爲集中，一年中有一次集中情形，而平流層 100mb 處則是 11 月下旬至次年 5 月上旬風向集中於西風，6 月中旬至 9 月中旬風向集中於東風，一年中有兩個風向集中之期間，而 50mb 處是 5 月至 10 月間風向集中於東風，冬季則風向不定，30mb 處亦同於 50mb 處情形，如依探空紀錄

之對流層頂資料觀之，一年中有兩個風向集中期，即 11 月至次年 4 月是屬西風期，6 月中旬至 8 月上旬是屬東風期，其他月份則風向不穩定。

六、臺灣平流層風速及風向兩年週期之變化

臺北平流層 50mb 高度以上部分冬季多爲東風，50mb 至 500mb 間則多爲西風或西南風，但在夏季時 100mb 以上高度處均爲東風或東北風，500mb 以下則爲南風或西南風，赤道地區平流層中東西風之轉變有近似二年之週期性變化⁽¹⁾，而風速之最大變動幅度可達到 25-3kts，同時高空之溫度與臭氧亦有相關之變化，此兩年週期之現象是爲南北兩半球熱量交換產生之結果，其氣流方向係是由夏半球流向冬半球。在 30°N 10mb 高度處夏季時僅有 5kts 之東風⁽²⁾，但在冬季時則變爲 35kts 之西風，此時赤道上空是 30kts 之東風，臺北上空 50mb 處在夏季時有 35kts 左右之東風，到了冬季時則變爲 10kts 左右之南風及西風，在 30mb 高度處夏季是 40kts 之東風，冬季則爲 15kts 之東北東風。茲將近年來臺北、桃園及東港地方之高空風情況列如表六。

臺灣位於北迴歸線附近，高空風風向之兩年週期變化較赤道地區爲不明顯。由表四及表六中約略可以看出冬季偶數年風向偏北，奇數年風向較偏南。風速方面就整體觀之，則有奇數年風速大於偶數年風速之現象，但冬季時風速較小有相反之現象出現。

臺灣高空風之週年變化亦甚明顯，如秋季來臨時地面由暖轉寒呈突然之現象，尤當北方寒流南下時更爲明顯，如由高空氣流之轉變視之，恒春與桃園九月份高空各層均爲東風，十月份則轉爲西風，呈突然而迅速轉變之現象，惟 30mb 高度處終年均爲東風。

平流層中最大風速及出現位置就 Palmer 1963 之統計，夏季東風中是 70m/sec，出現於 35 度緯度 56km 高度附近，冬季中緯度之西風最大風速達 90m/sec，出現在 40 度緯度，55km 高度處，而冬季高緯度之西風最大風速 60m/sec，出現於 63 度緯度及 50km 高度處，若根據近四年 (1973—1976) 之臺北探空資料觀之，最大風速出現於夏季，其 50mb 處最大風速可達 33m/sec 高度在 20.5km 處 30mb 之最大風速是 30m/sec，20mb 處亦爲 30m/sec。

平流層風向與季節之改變關係密切，但與雨量間則並無良好相關存在，其風速與雨量間之相關係數亦微，然由於平流層之季節性變化甚爲明顯，當梅雨來

臨前，亦即季節轉變時，高空 100mb 處有北風或北北東風出現，當其消失時亦即終止之時。

七、兩年週期變化之成因

天氣變化兩年週期之成因，至今尚無完滿之解釋；比較可信之解說，認為兩年週期與太陽黑子變化週期之第五個波相符合；且 Staley 氏 (1963) 發現太陽紫外線輻射，具有二十六月之週期變化（約兩年）。地球磁場有二十七個月週期，由於力學作用，可引起平流層風及氣溫之週期變化。另一可議之解說，認為南半球與北半球，水陸差別甚大；南半球海洋佔 80%，可稱水半球，北半球陸地幾佔半數（40%），可稱陸半球。由於水陸兩半球熱量之差異，兩年週期變化，可能因此形成，惟此為一概說，尚待證實。

八、結 論

由上述分析，可知平流層氣溫及風，均有兩年週期性變化，平流層氣溫，在偶數年平均較奇數年為高，平流層中部較下部變化幅度為大。氣溫兩年週期之振幅，冬季較夏季為大而顯著。平流層風速，就平均觀之奇數年較偶數年之風速為大，惟冬季時風速較小，有相反之現象發生，風向多因風速減小而偏離其主流之方向。臺灣冬季平流層主要氣流之風向為西風（270°）夏季為東風（90°）。臺灣臭氧全量在偶數年大於奇數年，冬季較夏季變化之幅度為大。

一月份地面氣溫與 500mb 高空溫度及 500 和 100mb 之風速有良好之相關、地面雨量與 100mb 高空之溫度及風速有相關，七月份地面氣溫與 30mb 高

空之風速可能有關，雨量則與 500mb 風速有良好相關。

參 考 文 獻

1. Murgatroyd (1965): The 26-month oscillation, WMO-No.-176.
2. B. J. Mason (1976): Towards the understanding and prediction of climatic variations, Quart. J. R. Met. Soc. July, 1976.
3. K. Labitzke (1964): On the mutual relation between stratosphere and troposphere during periods of stratospheric warmings in winter, M. M. O-No. 162.
4. Angell & Korshover (1968): Additional evidence for Quasi-biennial variations in tropospheric parameter, Mon. Wea. Rev., 96-11.
5. Angell & Korshover (1974): Quasi-biennial and long-term fluctuation in the centers of action, Mon. Wea. Rev. 102, No. 10.
6. 魏元恆、蕭長庚等 (1975): 臺灣極端雨量與氣溫之分析及預測，氣象學報二十卷三期。
7. 魏元恆、蕭長庚等 (1976): 臺灣氣溫及雨量與高空氣流之關係。臺灣氣候之研究與應用。兩文均載「全國大氣科學學術研討會論文彙編」，民國六十五年十二月。
8. 魏元恆 (1966): 大氣臭氧與天氣之研究，氣象學報 12 卷 2 期。

作者通訊處：：中央氣象局



民國六十五年北太平洋西部颱風概述

Report on Typhoons in 1976

Abstract

There were 25 tropical storms occurred in the northwestern Pacific region in 1976 and among which sixteen reached typhoon intensity. According to the statistics, it shows that the annual average of tropical storms during the past twenty-nine years is 27.6 and 17.7 of which reached typhoon intensity. In comparison with the cases of the past occurrences, it is discovered that both categories were less than the normal.

The tracks of these storms can be roughly divided into 5 categories; i.e., 11 in recurvation, 8 westward without recurvation, 4 northward, 1 eastward or northeastward and 1 special.

Casualty and damage report compiled by the authorities indicated 4 dead, 8 missing, 4 severely injured and 20 wounded. 12 vessels were damaged, including 3 sunk. A great damage was resulted to TPC* transformers and transmission towers in Lin-Kou and Ta-An River area with an estimated cost of over 103 millions NT dollar.

一、總 論

(一)、本年內颱風發生之次數與侵臺之次數；

民國六十五年（以下簡稱本年）在北太平洋發生颱風共有 25 次，其中屬輕度颱風（即中心附近最大風速在每秒 17.2 至 32.6 公尺或每小時 34 至 63 哩）者共有 9 次，佔總數之 36 %，屬於中度颱風（中心附近最大風速每秒 32.7 至 50.9 公尺或每小時 64 至 99 哩）者共 8 次，佔總數之 32 %，屬於強烈颱風（即中心附近最大風速在每秒 51 公尺以上或每小時 100 哩以上）者共有 8 次，佔總數之 32 %。

此 25 次颱風中，由於逼近臺灣陸上，或臺灣海面，預測有侵襲之可能而由本局發布警報者有 7 次，其中 15 號颱風戴特 (Dot)，17 號颱風芙安 (Fran)，20 號颱風艾瑞絲 (Iris)，22 號颱風魯依絲 (Louise)，23 號颱風瑪芝 (Marge) 等 5 次僅發布海上警報，其餘 2 次則發布海上陸上颱風警報。此兩次颱風警報為 6 月份之 7 號颱風魯碧 (Ruly) 及 8 月份之 13 號颱風畢莉 (Billie)。

7 號颱風魯碧於 6 月 23 日晚在菲律賓東方海面

形成後向西北進行，於 6 月 25 日越過呂宋島進入南海，6 月 27 日進抵東沙島附近海面，進行速度緩慢，呈滯留狀態，於 28 日始，轉向東北東偏東緩慢進行並於 6 月 29 日通過巴士海峽繼續向東北東進行，遠離臺灣，幸好此颱風未釀成災害。

13 號颱風畢莉於 8 月 4 日發生在關島附近海面後，一直向西北西進行，至 8 月 8 日抵達琉球東南方海面後，由於副熱帶高壓之西伸，轉為偏西進行，於 9 日 23 時 20 分由臺灣東北部，即在三貂角登陸，並於 10 日清晨由新竹附近出海，當天中午由馬祖西南方進入大陸，造成臺灣地區相當嚴重損失，尤以交通及輸電系統損失最大。

茲將此次侵臺颱風作成綱要如表 1。

(二)、本年內颱風發生之月份分配；

圖 1 為本年內颱風發生之月份分配及其佔總數之百分比，由此圖可見，除 3 月份颱風發生次數為零外，各月均有颱風發生，即 1，2，11 及 12 等月各發生 1 次，各佔總數百分之四，4，5，6 及 12 月份各發生兩次，各佔總數百分之八，7 及 8 月份各發

(* TPC-Taiwan Power Company)

表 1. 民國六十五年侵臺颱風綱要表

Table 1. The summary of typhoon which invaded Taiwan in 1976.

颱風名稱及編號	畢莉 (Billie) 7613 號
侵 臺 日 期	8 月 9 日
本省測得最低氣壓 (mb)	955.1mb (基隆)
本省測得之 10 分鐘最大風速及最大瞬間風速 (m/s)	東風 42.0m/s 9 日 23 時 (彭佳嶼) 東風 61.5m/s 9 日 23 時 (彭佳嶼)
本省測得最大總雨量(mm)	719.3mm (石門水庫玉峯) 9 日 9 時~10 日 9 時
進行方向及進行速度 (km/h)	WSW→W 20→25
通 過 地 區	北 部
登 陸 地 點 及 時 間	9 日 23 時 20 分, 三貂角。

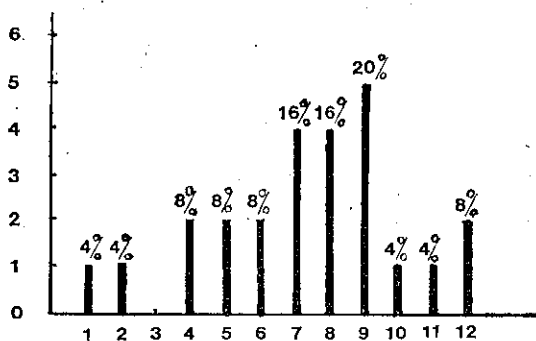


圖 1. 民國 65 年北太平洋西部所發生颱風之逐月分配及其百分率

Fig. 1. The frequency distribution of typhoon occurrence within the area of North-Western Pacific in 1976.

生 4 次, 各佔總數百分之十六, 9 月份發生 5 次, 為本年發生次數最多的月份, 佔總數百分之二十。

圖 2 為本年內各月份颱風發生次數與過去 29 年 (1947 年~1975 年) 平均數之比較, 由圖可看出 2, 7, 8, 10 及 11 月份之過去 29 年平均發生數值, 超過本年發生次數外, 其他各月均為本年, 較 29 年發生平均數值為多。

本年內所發生颱風達中度以上強度者有, 1 月份之凱西, 4 月份之梅瑞及南施, 5 月份有歐加及波密拉, 6 月份有魯碧及沙莉, 7 月份有賽瑞絲及艾妮達, 8 月份有畢莉, 9 月份有芙安、賀普、艾瑞絲及瓊安, 10 月有魯依絲, 11 月份有瑪芝等共有 16 個颱風, 其餘 9 次僅達輕度颱風, 即 2 月份之勞娜, 7 月份之衛萊特及魏達, 8 月份之葛萊拉、戴特及艾倫, 9 月份的喬琪亞, 12 月份之娜拉及歐珀颱風等。

□ 本 年 ■ 過 去

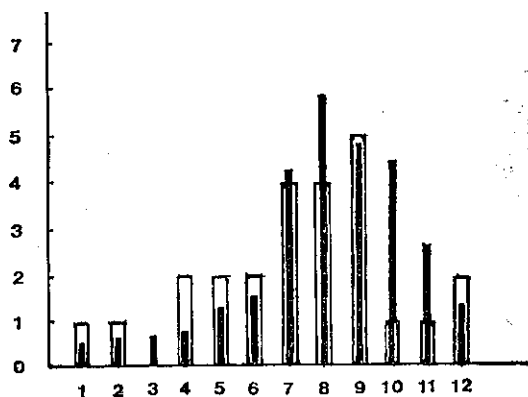


圖 2. 過去 29 年與今年各月發生颱風次數之比較

Fig. 2. The comparison of typhoon monthly occurrence within Western North Pacific Ocean and South China Sea in 1976 with the averages since 1947.

茲將本年內各月在北太平洋出現的颱風與過去 29 年的情況作一比較, 如表 2 所示以供參考。

(三), 本年內颱風發生地區及強度;

本年內颱風發生的地區, 大部份集中在北緯 8 度至 20 度, 東經 114 度至 160 度內, 即在加羅林羣島海面至菲律賓東方海面計有 15 次颱風發生, 佔總數之 60%, 其次在硫磺島西南方海面與沖之鳥島 (Okino Torishima) 有 4 次, 我國南海有 3 次, 南鳥島 (Minami Torishima) 有 2 次, 馬利安納羣島有 1 次。其分布情形見圖 3 所示。

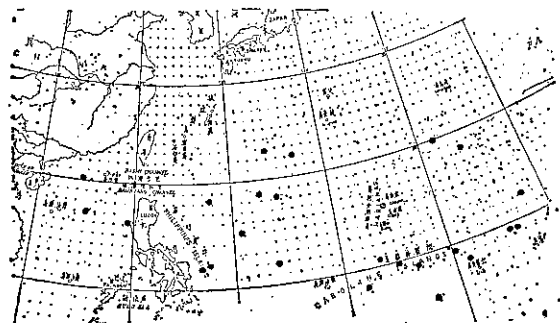


圖 3. 民國 65 年北太平洋西部及南海地區熱帶風暴初生地之分布圖

Fig. 3. The position of tropical storm first appeared on synoptic chart in 1976.

以範圍而言, 東西向約自東經 158 度至東經 114 度, 佔 44 度之寬, 較去年 (52.5 度) 及較前年 (58.6 度) 為狹窄約 10 度左右。南北向約北緯 6 度至北緯 23 度, 佔 17 度, 較去年 29.7 度及較前年之 26.0 度, 亦均窄 10 度左右。

本年颱風初生地最靠東方者為 4 月份之 4 號颱風南施 (Nancy)，即東經 158 度。最西者為 8 月份之 14 號颱風葛萊拉 (Clara)，即東經 114 度。最北者為 8 月份之 15 號颱風戴特 (Dot)，即北緯 23 度，最南者為 1 月份 1 號颱風凱西 (Kathy)，即北緯 5.9 度。

本年內出現的颱風以 11 月份的 22 號颱風魯依絲 (Louise) 為最強，中心附近最大風速達每秒 70 公尺，最低氣壓為 895 毫巴，7 級風 (30 哩/時) 半徑為 450 公里，10 級風 (50 哩/時) 半徑為 250 公里，可算得上為超級颱風。其次為 7 月份之 9 號颱風賽瑞絲 (Therese)，最低氣壓為 905 毫巴，最大風速為每秒 68 公尺，7 級風半徑為 350 公里，10 級風半徑為 150 公里。另於 9 月份發生之 17 號颱風芙安 (Fran) 的中心附近最大風速亦達每秒 68 公尺，最低氣壓為 910 毫巴，7 級風半徑 400 公里，10 級風半徑 150 公里，為本年內位列第三之強颱風。以生命史之久暫而言，維持熱帶風暴 (即輕度颱風) 及以上強度最久者，以 5 月之 5 號颱風歐加 (Olge) 及 6 號颱風波密拉 (Pamela) 共為 13 天之久，最短者為 2 月之 2 號颱風勞娜 (Lorna) 及 8 月之 14 號颱風葛萊拉 (Clara) 分別為維持時間僅有 24 小時。

(四)、本年內颱風路徑型式及轉向點；

本年內之颱風路徑以西北轉向北北西再轉為北，東北，即呈拋物線之路徑者為 11 次，向西至西北進者有 8 次，北上颱風有 4 次，其餘 1 次為向東至東北進行，另 1 次為異常路徑。

本年颱風轉向點，普遍偏南，即在北緯 20 度以南轉向者有 7 次之多，而在北緯 25~30 度者僅有 4 次，其轉向點最高者為 7 月之 9 號颱風賽瑞絲，約在北緯 30 度，最低者為 1 月之 1 號颱風凱西，約在北緯 14 度左右。

二、各月颱風概述

本年內共發生 25 次颱風，其中強度達中度以上之颱風有 16 次，其餘 9 次為輕度颱風，茲將各月颱風的活動情況分述如下：

(一)、一月：本月份只發生過 1 次颱風，即為 28 日上午在加羅林羣島海面之熱帶性低氣壓於當天 14 時左右發展成為本年內第 1 號颱風，命名為凱西 (Kathy)，也是本年內誕生緯度最低的颱風，當時其中心氣壓為 990 毫巴，而最大風速為 18m/s，此颱風生成後即向西北西進行，至 29 日 14 時轉為西北進行，並於 30 日 14 時，威力增強成為中度颱風，

當時之中心附近最大風速為 35m/s，中心氣壓為 975 毫巴，6 小時後，即 30 日 20 時轉向北進行，中心氣壓亦降到 970 毫巴，此強度維持到 31 日 8 時，自 31 日 14 時起其威力再度增強，即最大風速達 38m/s，中心氣壓為 965 毫巴，進行方向，並且轉為北北東，至 2 月 1 日 8 時進行方再轉為東北東後，威力亦隨之減弱，於 2 月 2 日 2 時變為輕度，此颱風於 2 月 3 日 2 時減為熱帶性低氣壓在威克島西北西方海面，結束其 5 天又 12 小時的颱風生命史。本月份之颱風路徑見圖 4。

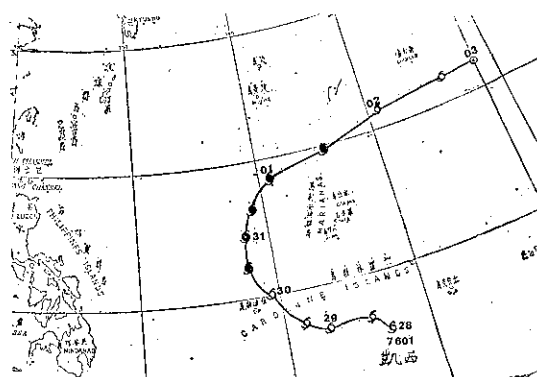


圖 4. 民國 65 年 1 月份颱風路徑圖
Fig. 4. Typhoon tracks in January, 1976.

(二)、二月：本月份也只發生 1 次颱風，命名為勞娜 (Lorna)，也是本年內第 2 號颱風，此颱風於 28 日 14 時出現在加羅林羣島東方海面之熱帶性低氣壓發展生成後，向西進行，至 29 日 8 時，因受太平洋高氣壓南下之影響，使其進行方向偏南，於當天晚 20 時南下到北緯 8.0 度，東經 146.2 度時，其威力減弱變為熱帶性低氣壓，結束其僅有 1 天的生命。勞娜颱風為輕度颱風，其強度很弱，在其最盛期，中心附近最大風速僅有 18m/s，最低氣壓為 998 毫巴。圖 5 為 2 月份之颱風路徑圖。

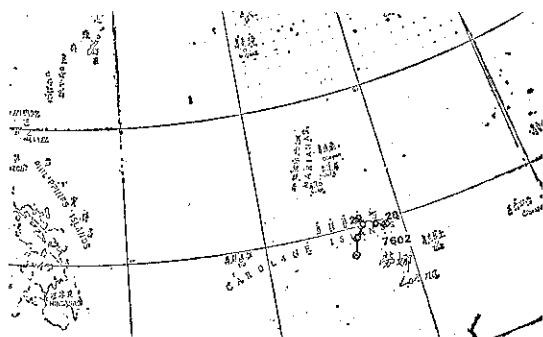


圖 5. 民國 65 年 2 月份颱風路徑圖
Fig. 5. Typhoon tracks in February, 1976.

表 2. 1947 來北太平洋西部各月颱風次數統計表
Table 2. The Summary of typhoon occurrence in Western North Pacific since 1947.

年 度	1 月			2 月			3 月			4 月			5 月			6 月			7 月			8 月			9 月			10 月			11 月			12 月			全 年		
	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III			
1947	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	1	1	1	1	1	3	0	0	2	2	1	4	2	0	6	4	1	3	3	0	1	1	0	22	14	4
1948	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	2	0	3	1	0	4	1	-	8	2	0	6	4	2	6	1	0	4	2	0	2	1	0	36	14	4
1949	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	6	2	1	3	2	0	5	3	2	3	1	1	4	1	0	2	1	0	24	11	4
1950	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	1	1	0	2	1	1	5	1	0	18*	2	0	6	4	0	3	2	1	3	1	1	4	1	0	44	13	3
1951	0	0	0	1	0	0	1	0	0	2	1	0	1	0	0	1	1	0	3	1	0	3	2	1	2	2	1	4	3	1	1	1	0	2	2	0	21	13	3
1952	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	3	1	3	1	1	5	2	0	3	3	1	6	5	0	3	3	2	4	3	0	27	20	5
1953	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	2	1	1	1	1	1	6	5	2	4	1	1	4	4	0	3	1	0	1	0	23	16	5	
1954	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	1	1	0	5	3	1	5	5	1	4	3	0	3	3	2	1	0	0	21	16	4
1955	1	1	0	1	0	0	1	1	0	1	1	0	0	0	0	2	1	0	7	5	0	7	3	1	3	3	0	3	2	0	1	1	0	1	1	0	28	19	1
1956	0	0	0	0	0	0	1	1	1	2	1	1	0	0	0	1	0	0	2	2	0	5	4	1	6	5	3	1	1	0	5**	5	0	1	1	0	24	20	5
1957	2	1	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	1	1	0	1	1	1	1	1	0	4	2	0	5	5	1	4	3	0	3	3	0	0	0	22	13	2	
1958	1	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	2	1	0	3	2	0	7	6	1	5	7	1	5	3	1	3	3	0	2	2	0	2	0	0	31	21	3
1959	0	0	0	1	0	0	1	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	2	1	1	6	4	3	4	3	1	4	3	1	2	2	1	2	2	0	23	16	7
1960	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	1	1	1	0	3	3	1	3	2	1	9	8	3	4	0	0	4	4	0	1	1	0	1	1	0	27	21	6
1961	1	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	3	2	1	3	1	0	5	3	1	3	3	2	7	5	2	4	3	0	1	1	0	1	1	0	29	20	6
1962	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	2	2	0	0	0	0	5	4	1	8	8	2	3	2	1	5	4	1	3	3	0	2	0	0	29	24	5
1963	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	4	3	0	4	3	1	3	3	0	5	4	1	4	4	0	0	0	0	3	1	0	24	19	2
1964	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	2	0	2	2	0	7	6	0	6	3	0	7	5	0	6	3	0	6	3	0	1	1	0	37	25	0
1965	2	0	0	2	0	0	1	0	0	1	0	0	2	2	1	3	2	1	5	4	1	7	4	1	6	3	0	2	2	0	2	1	0	1	0	0	34	18	3
1966	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	2	2	0	1	1	0	5	3	0	8	6	1	7	4	2	3	2	0	2	0	0	1	1	0	30	20	4
1967	1	0	0	0	0	0	2	1	0	1	1	0	1	0	0	1	1	0	6	5	1	8	4	1	7	4	0	4	3	1	3	3	1	1	0	0	35	22	4
1968	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	1	1	0	1	1	0	3	2	1	8	6	0	3	3	2	6	5	0	4	4	0	0	0	0	27	23	3
1969	1	1	0	0	0	0	1	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	3	3	1	4	3	1	3	3	1	3	3	1	2	1	0	1	0	0	19	15	4
1970	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	1	0	3	0	0	6	4	0	5	2	1	5	4	0	4	1	0	0	0	0	26	13	1
1971	1	0	0	0	0	0	1	0	0	3	3	0	4	1	0	2	2	0	8	6	0	4	3	0	6	5	2	4	3	0	2	1	0	0	0	0	35	24	4
1972	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	3	1	0	5	5	0	5	3	1	5	4	0	5	4	0	2	2	0	3	2	0	30	23	1
1973	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	7	4	1	5	2	0	2	2	0	4	3	1	3	0	0	0	0	0	21	12	2
1974	1	0	0	0	0	0	1	0	0	1	0	0	1	1	0	3	1	0	5	2	1	5	2	0	5	3	1	4	4	1	4	2	0	2	0	0	32	15.0	3.0
1975	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	5	4	1	5	4	1	5	3	1	3	2	0	0	0	0	20	14	3
總 數	15	6	0	7	2	0	12	4	0	22	15	2	31	23	3	48	32	7	120	102	16	171	102	24	138	96	28	129	89	11	78	53	7	40	21	0	801	514	100
平 均	0.5	0.2	0	0.2	0.1	0	0.4	0.1	0	0.8	0.5	0.1	1.1	0.8	0.1	1.6	1.1	0.2	4.1	3.5	0.6	5.9	3.5	0.8	4.8	3.3	1.0	4.5	3.1	0.3	2.7	1.8	0.2	1.3	0.7	0	27.6	17.7	3.4
1976	1	1	0	1	0	0	0	0	0	2	2	1	2	2	1	2	2	2	4	2	1	4	1	1	5	4	1	1	1	1	1	1	0	2	0	0	25	16	8

註：I. 為輕度級及以上之颱風次數（亦即包含「熱帶風暴」在內，中心最大風速在每秒 17 公尺級以上者）。

II. 為中度級及以上之颱風次數（亦即正式達於颱風強度，中心最大風速在每秒 32 公尺級以上者）。

III. 為颱風（包括輕度）侵臺之次數（中心登陸或風暴侵襲臺灣而有災情者）。

* 此 18 次均為小型之輕度颱風，為時短暫。其中有名稱者僅 4 次，此 4 次可能抵達颱風強度。惟根據美軍之統計資料（參閱 U.S. Asian Military weather Symposium, 1960）該月正式達颱風強度者 2 次，故此為據。詳細情形可參閱本專題研究報告第 85 號。

** 過去本局為 4 次，今根據美軍資料（同上）及颱風名稱英文字母次序更正為 5 次。

(三)、四月：自 2 月 29 日第 2 號颱風勞娜消失後，在北太平洋地區轉趨寧靜，整整 1 個月之久。至 4 月初在加羅林羣島中部海面上，始發現了熱帶性低氣壓，據 4 月 3 日 16 時 33 分之飛機偵察報告，此熱帶性低氣壓之中心位置在北緯 8.3 度，東經 142.0 度附近已發展成輕度颱風，命名為梅瑞 (Marie)，為本年內之第三號颱風。

梅瑞生成後，移動緩慢，路徑呈不規則，至 5 日 14 時南移到北緯 7.2 度，東經 139.3 度，其威力增為中度颱風後，開始向西～西北西緩慢進行，當時之中心氣壓為 975 毫巴，最大風速為 33m/s，至 8 日 20 時，其中心抵北緯 8.7 度，東經 131.7 度，即非島東方海面時其進行方向轉為北北西。10 日 20 時梅瑞之威力再度增強，其中心氣壓加深至 930 毫巴，最大風速達 50m/s 之強烈颱風後適有一鋒面接近，使此颱風轉向北進行，隨後由於副熱帶高壓迅速東退，故此颱風又轉向東北。12 日 14 時納入鋒面系統，繼續向東北進行，威力亦減為中度颱風，13 日 20 時，強度又減弱變為輕度颱風，至 14 日 8 時成為溫帶低壓，結束了其 10 天半之久的生命史，此颱風為一轉向颱風，而其轉向點是在北緯 16 度左右，為本年度最低緯度轉向的颱風。

本月份第 2 次颱風，南施 (Nancy)，即本年內第 4 號颱風，發生於 26 日 14 時在北緯 12.4 度，東經 158.2 度，為本年度發生最偏東的颱風，發生初期，路徑甚不穩定，至 27 日 14 時，其中心位置竟跳在北緯 14.8 度，東經 158.4 度，當時中心最低氣壓 990 毫巴，最大風速為 20m/s，此後，其進行方向即繞着副熱帶高壓南側向西運行，至 30 日 12 時，威力一度增強為中度颱風，但 6 小時後，即 5 月 1 日 2 時又減弱為輕度颱風，繼續西進，此後威力亦逐漸減弱，終於 5 月 2 日 8 時消失在馬利安娜羣島海面

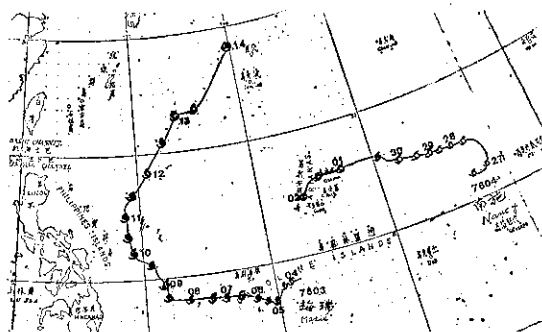


圖 6. 民國 65 年 4 月份颱風路徑圖

Fig. 6. Typhoon tracks in April, 1976.

上。南施之生命史有 4 天多，到達中度颱風階段，僅有數小時而已。圖 6 為 4 月份之颱風路徑圖。

(四)、五月：本月份也有 2 次颱風誕生，即本年內第 5 號颱風歐加 (Olga) 及第 6 號颱風波密拉 (Pamela)。13 日中午，據飛機偵察報告在加羅林羣島西北方海面之熱帶性低氣壓，將有發展趨勢，此熱帶性低氣壓果然於當天下午 14 時，發展成輕度颱風，並命名為歐加，因生成不久結構不結實，其路徑不穩定，一直在該海面上打轉至 16 日 8 時，其路徑始穩定向北北西推進，17 日 8 時，此颱風受副熱帶高壓之西伸，路徑隨之轉為西北西進行，此颱風於 20 日 8 時，抵達呂宋島東方海面，威力增強成為中度颱風，繼續向西北西偏西進行，於 21 日 8 時登陸呂宋島中部後，變為輕度颱風，此後因受由我國東北向西南西延伸之低壓槽影響，使其路徑沿着呂宋西海岸緩慢北上，於 25 日 14 時折向東北，通過巴士海峽及本省東南方海面後，27 日上午在琉球海面變為熱帶性低氣壓，併入鋒面帶。歐加颱風維持輕度颱風以上的強度計有 13 天半之久，是本年內生命持續最長的颱風之一。

15 日 14 時正當第 5 號颱風歐加在加羅林羣島西北方海面生成不久，在其西方約 2000 公里之海面上（即北緯 8.4 度，東經 151.1 度），又誕生了一輕度颱風，命名波密拉，為本年內第 6 號颱風，此颱風發生後，又與第 5 號歐加同樣呈不規則路徑。16 日 14 時，其威力增強為最大風速 35m/s，中心氣壓 994 毫巴之中度颱風，路徑仍不穩定，至 17 日 14 時以後，其路徑即沿太平洋高壓南側，向西北進行，威力亦逐漸增強，19 日 2 時，中心氣壓降至 940 毫巴，最大風速也增大到 50m/s，成為強烈颱風，繼續向西北偏西，呈蛇行推進，強度也隨之增強，21 日 14 時至 20 時為最盛階段，當時中心附近最大風速達每秒 60 公尺，隨後此颱風進入高空鞍式場，適有高空槽接近，使其轉向北北西偏北進行，於 24 日 2 時，威力減為中度颱風後再轉向北北東進行，26 日 2 時，威力再減弱成輕度颱風繼續向東北進行，28 日上午併入鋒面而消失。此颱風維持輕度以上的強度計有 13 天之久。

以上 5 月份所發生兩個颱風，有共同特徵，即生成當初，路徑極不穩定後，始向西北西，西北，隨後轉為北，又轉向東北進行，其生命史均為 13 天以上之長命颱風。本月份颱風路徑見圖 7 所示。

(五)、六月：本月份也與 4 月及 5 月份同樣只有兩

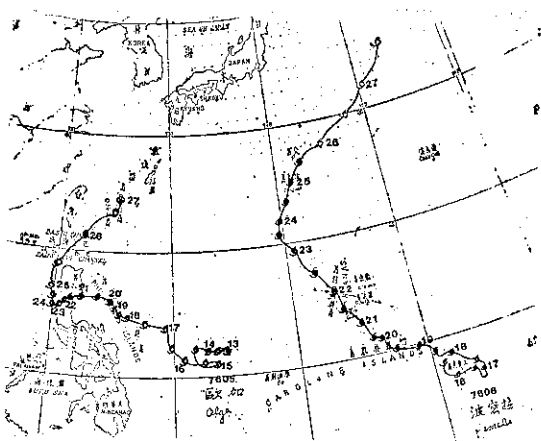


圖 7. 民國 65 年 5 月份颱風路徑圖

Fig. 7. Typhoon tracks in May, 1976.

次颱風出現，但此兩次均發展成強烈颱風，而共為起初西北進後，轉向東北進行的颱風，茲將此兩次颱風概述如下。

23 日 20 時在呂宋島東南方海面的熱帶性低氣壓發展成本年度第 7 號颱風，命名為魯碧 (Ruby)，當時中心氣壓為 998 毫巴，最大風速為 20m/s，向西北進行，25 日抵達呂宋島東方近海時，中心氣壓加深 965 毫巴，最大風速亦增強為每秒 35 公尺之中度颱風，繼續向西北進行。25 日晚間穿過呂宋島中部進入南海時，減弱成輕度颱風，中心氣壓升至 985 毫巴。27 日上午接近東沙島南方海面後，轉向東北，速度緩慢，幾形成威脅臺灣之局面，故本局於 27 日 16 時 30 分發布本年內第 1 次第 1 號，海上颱風警報，呼籲海面航行船隻戒備，28 日上午 8 時此颱風到達東沙島東北東方海面時，其威力再度增強為中心最大風速 33m/s，之中度颱風，繼續向東北進行，對臺灣陸地將構成威脅，本局即發布海上陸上颱風警報，此時颱風中心開始進入高雄氣象雷達有效半徑之內。由雷達逐時觀測顯示，於 28 日 11 時至 21 時，這段時間，此颱風行徑變化極不尋常，其後偏東進行，路徑略呈不規則，當此颱風通過巴士海峽進入臺灣東南方海面後，折向東北前，故而臺灣未受其害，至 30 日上午即解除警報。7 月 1 日此颱風，接近琉球南方海面時，其中心氣壓迅速加深，據飛機報告，2 日 2 時之中心氣壓竟降到 935 毫巴，最大風速亦達 50m/s 之強烈颱風，持續了 12 個小時以後卻又迅速減弱，同時加速向東北進行，至 4 日上午減弱變為熱帶性低氣壓，結束了其 10 天半之颱風生命。

魯碧颱風之暴風圈掠過臺灣南端時，由於其暴風

範圍小，影響本省期間的威力不强，除了給東南部地區帶來較多雨量外，幸好未造成災害，但其運行路徑甚為特殊。

25 日 2 時，當第 7 號颱風魯碧，接近呂宋島東部沿岸時，在加羅林羣島中部，即北緯 10.5 度，東經 143.2 度，有中心氣壓 1000 毫巴之熱帶性低氣壓發展成輕度颱風，為本年內第 8 號颱風沙莉 (Sally)，向西北進行。27 日 8 時此颱風中心抵北緯 17.5 度，東經 134.3 度時，中心氣壓降至 965 毫巴，最大風速為 33m/s，之中度颱風，繼續向西北推進。至 28 日 8 時，其強度再度增強成為強烈颱風，當時中心氣壓為 930 毫巴，最大風速為 50m/s。此後，其進行方向，因受副熱帶高壓之東退，即轉向東北進行，於 30 日 8 時，其威力稍減為中度颱風迅速向東北偏東進行，此颱風於 7 月 3 日 2 時再度減弱成輕度颱風，當天下午併入鋒面變為溫帶低壓，結束為期 8 天多的生命史。圖 8 為本月份颱風路徑圖。

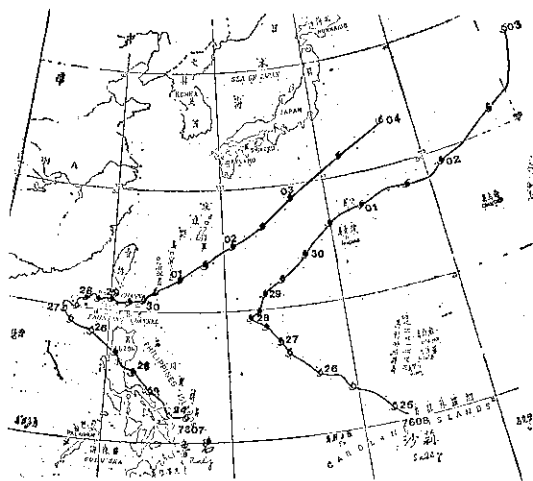


圖 8. 民國 65 年 6 月份颱風路徑圖

Fig. 8. Typhoon tracks in June, 1976.

(六)、七月：進入 7 月後，在北太平洋上，颱風之活動開始活躍化，即其發生次數，逐漸接近往年的平均值。本月份共誕生 4 個颱風，其中兩個為輕度颱風，即第 10 號颱風衛萊特 (Violet) 及第 11 號颱風魏達 (Wilda)，其餘兩個即第 9 號颱風賽瑞絲 (Therese) 為強烈颱風，第 12 號颱風艾妮達 (Ainte) 為中度颱風。以路徑而言，北上颱風有兩次，即第 11 號及第 12 號颱風，呈拋物線轉向者為第 9 號颱風，第 10 號颱風為異常路徑者。茲將本月份颱風概述如下：

11日8時誕生在加羅林羣島東部，即北緯9.5度，東經155.7度，是為本年內第9號颱風命名為賽瑞絲，向西進行，12日14時此颱風威力增強成為中度颱風後，轉向西北進行，強度繼續加深，於13日8時其中心氣壓竟加深至935毫巴，最大風速增強達每秒50公尺之強烈颱風，當晚至14日2時，最大風速再度加強到每秒65公尺，中心氣壓也降至905毫巴，繼續向西北運行，此後通過關島北方海面，於17日2時抵達琉球東南方海面時，其威力開始減為中度颱風，運行方向逐漸由西北轉為北北西，再轉北，18日20時轉向東北，侵襲日本九州後，威力急激減弱成輕度颱風並於20日2時消失在九州西部，結束其8天之颱風生命史。

當9號颱風賽瑞絲在九州消失後，在北緯15度~20度，東經145度以西到南海一帶海洋上，呈東西走向之赤道輻合帶內，醞釀着一連串之熱帶性低氣壓，而位於最靠西方之我國南海的熱帶性低氣壓，終於22日2時，首先脫離了輻合帶。發展成本年內第10號颱風衛萊特向西北進行，經過24小時後，即23日2時，赤道輻合帶內，最偏東方之熱帶性低氣壓也脫離輻合帶，其中心位置已抵達北緯23.4度，東經136.6度又發展成第11號颱風魏達，向北推進，隔了6小時之23日8時，位在輻合帶中部，即北緯18.9度，東經132.9度之熱帶性低氣壓，相繼發展成第12號颱風命名艾妮達。當時地面天氣圖形勢，太平洋高壓中心約在北緯40度，東經170度附近，而其邊緣向西南伸展到兩個颱風之東南側，等壓線則呈南北走向，故使此兩個颱風向北快速運行，前後相接侵襲日本九州，魏達於24日上午由九州東部進入日本海南部減弱消失。而艾妮達於24日晚間由九州東南部登陸，於25日下午進入對馬海峽又減弱消失。另一方面10號颱風衛萊特在南海向西北進行，接近海南島東方海面時，進行方向突轉變為偏西南進行，

繞着海南島海岸線南下後，又轉向北，登陸海南島向東北進行，25日8時抵達香港西南方海面後再度轉向西北西，當時中心氣壓為980毫巴，最大風速為每秒28公尺，此颱風於26日上午由雷州半島進入大陸，即成熱帶性低氣壓。此颱風路徑極不尋常，可算為異常路徑。本月份颱風路徑見圖9。

(七)、八月：從過去之颱風資料顯示，每年八月份為颱風最活躍之時期，本年雖較往年平均值(5.9次)為少，但仍有4次颱風發生，即3次輕度，中度以上者1次，在此4次中，有本年內唯一侵臺灣的第13號颱風畢莉(Billie)，另一第15號風戴特(Dot)通過琉球海面進入東海，故本局曾發布海上颱風警報。

茲將本月份各次颱風概述如下：

8月初北太平洋上，北緯10~15度間，赤道輻合帶上又醞釀了一連串之熱帶性低氣壓，3日上午由衛星雲圖顯示在關島附近海面有較完整的氣旋環流出現，並逐漸脫離赤道輻合帶，至4日2時此熱帶性低氣壓，即發展成本年度第13號颱風命名為畢莉，而其進行方向呈不規則，此颱風於5日8時威力增強成中度颱風後即取道為西北西，且以很穩定的速度進行，威力逐漸加深，於7日下午成為強烈颱風。8日下午抵達琉球東南方海面後，進行方向轉為西，朝着本省東方進行，當晚其中心位置在北緯23.7度，東經128.4度，即距離臺北東南東方約770公里海面時，本局則發布第1號海上陸上颱風警報，此颱風於9日20時通過琉球石垣島後，威力變為中度颱風，繼續向西推於23時20分由本省東北部，即三貂角附近登陸後，並於10日上午由新竹附近進入海峽北部，中午又由馬祖西南方進入大陸，11日8時轉變為熱帶性低氣壓，結束為期一星期之生命。此颱風侵襲期間，對本省中部以北地區造成嚴重災害。

有關畢莉颱風之詳情見侵臺颱風報告。

6日上午當13號颱風畢莉已完全脫離赤道輻合帶，正在發展階段，而在此輻合帶西側，即香港南方海面上之熱帶性低氣壓又發展成為第14號颱風葛萊拉，向西北西進行，於當晚由香港西南方進入大陸，7日上午減弱消失，此颱風生命只有1天而已，為本年內最短命之颱風。葛萊拉颱風雖為輕度颱風，但其最盛期，中心附近最大風速曾達每秒25公尺，中心氣壓降至985毫巴。

19日上午8時在琉球東南方海面，即北緯23.0度，東經133.4度之熱帶性低氣壓發布成為本年度第15號颱風戴特(Dot)，向西北西進行，於20日2

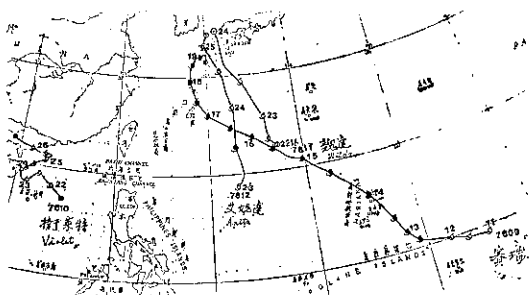


圖9. 民國65年7月份颱風路徑圖
Fig. 9. Typhoon tracks in July, 1976.

時抵達那霸東南方約 200 公里海面，繼續向西北西快速進行，預計將對本省東部海面及北部海面構成威脅，本局乃於 5 時 30 分發布海上颱風警報，此颱風於 21 日 8 時抵北緯 21.8 度，東經 122.7 度，即在浙江沿海時，轉向北進行，逐漸遠離本省北部海面，本局乃於 9 時 30 分解除海上颱風警報，22 日 14 時進入黃海後，威力急速減弱消失，結束兩天多的生命史，此颱風為本年內緯度最高誕生之颱風，故威力不強，範圍也小，對本省未造成災害。

22 日 8 時當第 15 號颱風抵浙江沿海轉向時，菲島東方海面之熱帶性低氣壓又發展成本年度第 16 號颱風，命名艾倫 (Ellen) 向西北進行，於 23 日清晨掠過呂宋島北部後進入南海，當晚通過東沙島附近後，轉向西北進行，於 24 日上午由香港東方進入大陸後當晚消失，結束為期 3 天之生命。圖 10 為本月份之颱風路徑圖。

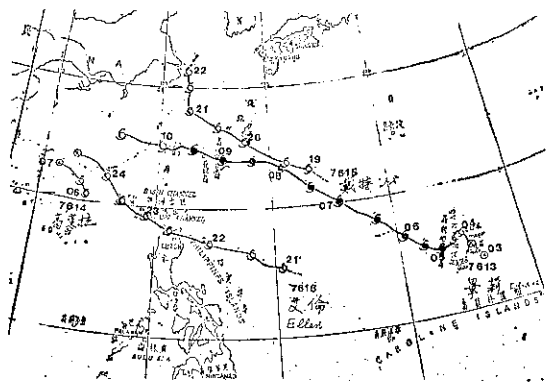


圖 10. 民國 65 年 8 月份颱風路徑圖

Fig. 10. Typhoon tracks in August, 1976.

(八)、九月：9 月份為本年內颱風活動最頻繁的一個月，共發生了 5 次颱風，其中第 17 號颱風芙安 (Fran) 為強烈颱風，第 18 號颱風喬琪亞 (Georgia) 為輕度颱風，其餘，第 19 號颱風賀普 (Hope)，第 20 號颱風艾瑞絲 (Iris) 及第 21 號颱風瓊 (Joan) 等 3 次颱風均為中度颱風，第 17 號颱風芙安及第 20 號颱風艾瑞絲，曾接近本省海面，而本局亦已發布海上颱風警報。

茲將本月份颱風概述如下：

第 17 號颱風芙安生成於 4 日下午在加羅林羣島，向西北運行，並於 5 日晚間通過關島，6 日上午威力增強為中度颱風，繼續向西北進行，於 7 日上午掃過沖之鳥島 (Okino Torishima) 後，當天下午威力再度增強成強烈颱風，8 日上午接近琉球東南方海面

時，韓國至東海一帶適有鋒面系統接近，導引此颱風轉向北進行，10 日晚抵達日本九州西南方海面時，其強度開始減弱為中度颱風，繼續向北緩慢進行，12 日晚又轉向北北東，掃過日本九州進入日本海減弱消失。

9 日下午當第 17 號颱風侵襲琉球那霸島附近海面時，在加羅林羣島東部海面之熱帶性低氣壓又發展成第 18 號颱風喬琪亞向西北進行，於 12 日晚通過關島南方海面，14 日上午當此颱風抵達關島西方海面時，其東北東方約 1200 公里海面，即南鳥島 (Minami Torishima) 南方海面上，另有一熱帶性低氣壓，正在發展中，當天下午，由於此熱帶性低氣壓已發展成本年內第 19 號颱風，命名賀普，第 18 號颱風因受第 19 號颱風之牽引急速向東進行，其能量也移轉到 19 號颱風，故 18 號颱風於當天晚上變成熱帶性低氣壓，在馬林安娜羣島東方海面消失。而另一方面，第 19 號颱風接收第 18 號颱風之能量後，急速發展，沿着太平洋高氣壓邊緣北上，於 18 日上午併入鋒面系統變成溫帶低氣壓，結束了 4 天之生命史。

第 20 號颱風艾瑞絲於 15 日下午在呂宋島西方海面之熱帶性低氣壓發展而成後向西北西緩慢進行，此颱風於 18 日通過東沙島南方海面，繼續向西北西，20 日上午在雷州半島登陸後，21 日上午減弱消失。

當第 20 號颱風艾瑞絲於 20 日上午登陸雷州本島時，在南鳥島南方海面之北緯 20 度，東經 151.7 度海面有一熱帶性低氣壓發展成第 21 號颱風瓊安向北進行，此颱風於 22 日上午因受高空槽導引轉向東北進行，24 日上午在阿留申羣島併入鋒面系統消失。本月份颱風路徑見圖 11。

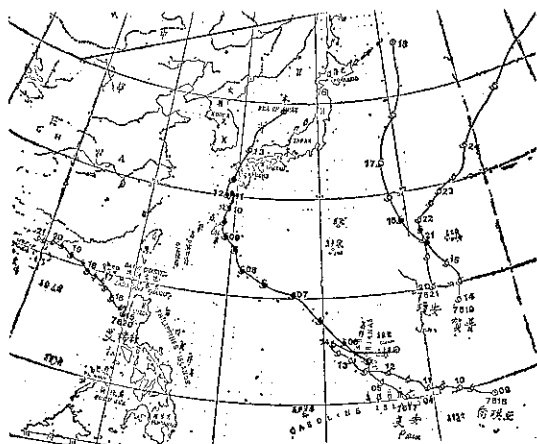


圖 11. 民國 65 年 9 月份颱風路徑圖

Fig. 11. Typhoon tracks in September, 1976.

(九)、10月：自9月下旬起北太平洋上又平靜了一陣子。9月底至10月初北太平洋西部，赤道輻合帶內，雖有熱帶性低氣壓發生，但由於條件不够未曾發展成颱風，一直到31日上午在加羅林羣島中部，即北緯9.9度，東經144.9度附近海面上之熱帶性低氣壓發展成第22號颱風，命名為魯依絲（Louise），沿着副熱帶高壓邊緣順利向西北西運行，11月1日下午威力增強成中度颱風，繼續向西北西進行，於2日下午抵達北緯12.7度，東經133.6度，即非島東方海面時，其威力又增強成強烈颱風後，由於受副熱帶高壓之東退，使其運行方向轉為西北，此後強度亦隨之加強，至3日20時，其中心氣壓竟降到895毫巴，最大風速達每秒70公尺，7級風暴半徑為450公里之超級颱風，4日上午其中心抵呂宋島東方海面時，適有鋒面接近，使其轉向北，隨後轉北北東進行，此颱風於6日晚抵達日本九州南方海面後，威力減弱變為中度颱風，此後其威力逐漸減弱，於8日上午併入溫帶氣旋中，其生命共8天。圖12為本月份颱風路徑。

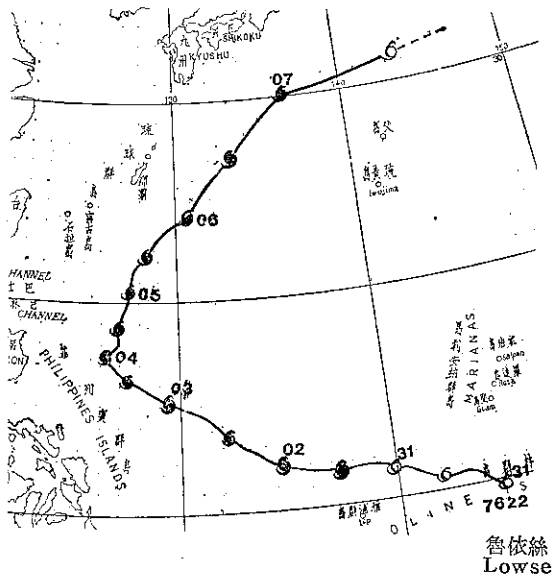


圖 12. 民國 65 年 10 月份颱風路徑圖

Fig. 12. Typhoon tracks in October, 1976.

(十)、11月：當第22號颱風魯依絲於8日上午變成溫帶低氣壓，而在呂宋島東方又醞釀着熱帶性低氣壓，並於當天下午威力增強成本年第23號颱風瑪芝（Marge）向北北進行，9日下午其中心抵達本省東南方海面時，威力增強為中度颱風，而其進行方向因受高空槽之導引轉向北進行，10日上午抵宮古島附近海面，其強度又減弱，併入鋒面系統轉向東北，消失在日本九州南方海面，結束為期兩天之生命。本月

份颱風路徑見圖 13。

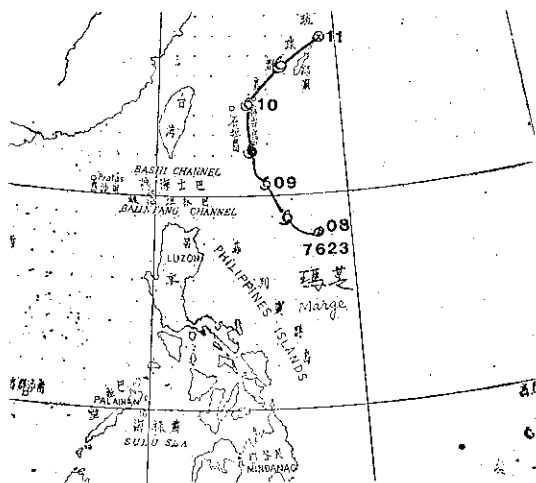
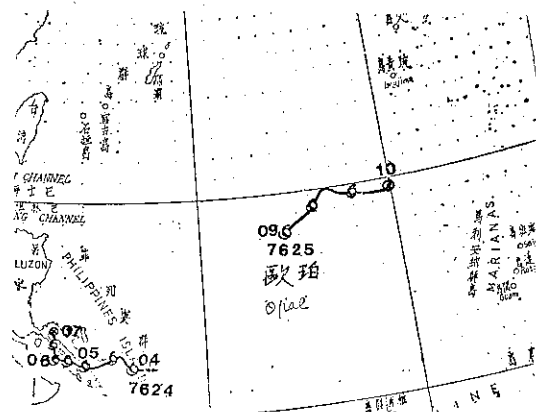


圖 13. 民國 65 年 11 月份颱風路徑圖

Fig. 13. Typhoon tracks in November, 1976.

(十一)、12月：本月份有兩次颱風，均屬於輕度颱風，而均於上旬出現，其生命分別為3天及2天，即4日上午在菲律賓東方海面所誕生後向西進行，於4日晚間登陸非島中部，並於7日上午消失在非島之第24號颱風娜拉（Nora）及9日上午在硫磺島西南方海面發生後，向東北東進行，於10日晚間消失於硫磺島南方海面的第25號颱風歐珀（Opal）。圖14為本月份颱風路徑圖。



娜拉 Nora

圖 14. 民國 65 年 12 月份颱風路徑圖

Fig. 14. Typhoon tracks in December, 1976

三、本年內發布颱風警報概況

本年內，本局共發布7次，其中5次為海上警報，其餘兩次為海上陸上颱風警報，而實際上直接侵臺颱風則僅有第13號颱風畢莉1次，另第7號颱風

魯碧則間接影響本省，警報時間維持最長者為第 13 號颱風魯碧，長達 72 小時，其次為第 22 號颱風魯依絲，有 60 小時，最短者為第 15 號颱風戴特，僅有 30 小時而已。

本年內所發布之警報有第 7 號颱風魯碧，第 13 號颱風畢莉，第 15 號颱風戴特，第 17 號颱風芙安，第 20 號颱風艾瑞絲，第 22 號颱風魯依絲及第 23 號颱風瑪芝等 7 個颱風，其中第 13 號颱風畢莉列為侵臺颱風，其中心曾登陸本省東北部，造成臺灣地區相當嚴重損失。第 7 號颱風魯碧之暴風圈掠過臺灣南端時，由於其暴風範圍小，影響本省期間時威力不強，除了給東南部地區帶來較多雨量外，幸好未造成災害。其餘第 15 號戴特，第 17 號芙安，第 20 號艾瑞絲，第 22 號魯依絲及第 23 號瑪芝等颱風均有間接影響本省附近海面。

根據本局對本年內之颱風中心位置預報，最大誤差為 252.7 哩，最小誤差為 5.5 哩，平均誤差為 101.5 哩。表 3 為本年內本局對影響臺灣地區及附近海面之颱風中心位置預報誤差。

表 3. 民國 65 年本局發布颱風中心位置預報之誤差綱要表

Table 3. The summary of vector errors of forecasting of typhoon center positions issued by C.W.B. during 1976.

颱風名稱及編號	預報次數	最大誤差(哩)	最小誤差(哩)	平均誤差(哩)	備註
魯碧 (Ruby) 7607 號	12	157.0	40.5	82.5	24小時預報
畢莉 (Billie) 7613 號	8	161.1	5.5	66.5	24小時預報
戴特 (Dot) 7615 號	6	250.0	66.7	150.0	24小時預報
芙安 (Fran) 7617 號	9	155.5	47.2	90.1	24小時預報
艾瑞絲 (Iris) 7620 號	8	77.3	35.9	56.6	24小時預報
魯依絲 (Louise) 7622 號	10	210.5	45.9	141.7	24小時預報
瑪芝 (Marge) 7623 號	8	252.7	19.2	122.5	24小時預報

表 4 為本年內局發布颱風警報之綱要表。

表 4. 民國 65 年本局發布颱風警報綱要表

Table 4. The summary of typhoon warnings issued by the central weather Bureau in 1976.

次	強度	警報種類	颱風總號及名稱	發布日期	解除日期	發布號數	備註
1	強烈	海上、陸上	7607 號 魯碧 (Ruby)	6月27日 16時30分	6月30日 10時30分	12	通過呂宋島進入南海後在東沙島打轉向東北東進行通過巴士海峽進抵琉球海面消失。
2	強烈	海上、陸上	7613 號 畢莉 (Billie)	8月8日 21時30分	8月10日 15時00分	8	9日23時20分由三貂角登陸後，由新竹附近出海並於10日中午由馬祖西南方進入大陸，造成臺灣地區相當嚴重災害。
3	輕度	海上	7615 號 戴特 (Dot)	8月20日 05時30分	8月21日 09時30分	6	通過東海南部，由浙江沿途進入大陸。
4	強烈	海上	7617 號 芙安 (Fran)	9月7日 16時00分	9月9日 15時00分	9	抵琉球海面轉向西北西侵襲日本九州，造成嚴重水災。
5	中度	海上	7620 號 艾瑞絲 (Iris)	9月16日 10時30分	9月18日 05時00分	8	由呂宋島西方海面向西北北進行通過香港南方海面進入東京灣後停留打轉，異常路徑颱風。
6	強烈	海上	7622 號 魯依絲 (Louise)	11月3日 16時00分	11月5日 21時50分	10	在琉球南方海面轉向西北北東遠離。
7	中度	海上	7623 號 瑪芝 (Marge)	11月8日 16時00分	11月10日 09時30分	8	在琉球南方海面向西北北西進行抵達石垣島後轉向東北遠離。

四、本年內颱風災情概述：

本年內僅有一次侵臺颱風茲列成綱要如下：

颱風編號及名稱	人口		房屋(間)		船舶(艘)			其他
	死亡 (含失踪)	受傷	全倒	半倒	沉沒	半沉 (漁船)	損壞 (輪船)	
7613 號 畢莉 (Billie)	12	24	243	702	3	5	2	電力公司林口發電廠變壓器爆炸損失約一百萬元及大安溪流域輸電鐵架流生損失約一億元以上。

表 5. 民國 65 年 北 太 平 洋 西 部 地 區 颶 風 綱 要

Table 5. The summary of typhoon date within the area of North-Western Pacific Ocean in 1976.

月 份	當 月 次 序	本 年 編 號 (西元)	颶 風 名 稱	起 迄 時 間			發 生 地 點	成 輕 度 颶 風 以 上 地 點		最 大 風 速 m/s	暴 風 半 徑 (公 里)		中 心 最 低 氣 壓	最 大 移 行 速 度 (哩)	強 度 分 類	警 報 階 級	附 註
				全 部 起 迄	輕 度 以 上	中 度 以 上		北 緯	東 經		7 級 (30 哩)	10 級 (50 哩)					
1	1	7601	凱 西(Kathy)	28/ 1~ 2/ 2	28/ 1~ 2/22	30/ 1~ 1/ 2	加羅林羣島海面	5.9	147.1	38	350	50	965	25	中度		
2	1	7602	勞 娜(Lorna)	28/ 2~29/ 2	8/ 2~29/ 2		加羅林羣島海面	10.0	148.6	18	150		998	9	輕度		
4	1	7603	梅 瑞(Marie)	3/ 4~14/ 4	3/ 4~14/ 4	5/ 4~13/ 4	加羅林羣島海面	8.5	141.8	50	300	150	930	15	強烈		
4	2	7604	南 施(Nanoy)	26/ 4~ 2/ 5	26/ 4~ 2/ 5	30/ 4~30/ 4	加羅林羣島與馬紹爾 羣島間海面	12.4	158.2	33	200	25	985	10	中度		
5	1	7605	歐 加(Olga)	13/ 5~26/ 5	13/ 5~26/ 5	20/ 5~22/ 5	雅浦島西北方海面	12.0	134.0	35	250	50	935	10	中度		
5	2	7606	波密拉(Pamela)	15/ 5~28/ 5	15/ 5~28/ 5	16/ 5~25/ 5	加羅林羣島東部海面	8.4	151.1	60	300	100	920	25	強烈	海上、 陸上	
6	1	7607	魯 碧(Ruby)	23/ 6~ 4/ 7	23/ 6~ 4/ 7	29/ 6~ 4/ 7	菲島東方海面	12.0	126.5	55	200	100	935	25	強烈		
6	2	7608	沙 莉(Sally)	25/ 6~ 3/ 7	25/ 6~ 3/ 7	27/ 6~ 2/ 7	加羅林羣島中部海面	10.5	143.2	55	300	150	920	30	強烈		
7	1	7609	賽瑞絲(Therese)	11/ 7~19/ 7	11/ 7~19/ 7	12/ 7~19/ 7	加羅林羣島東部海面	9.5	155.7	68	350	150	905	20	強烈		
7	2	7610	薇萊特(Violet)	22/ 7~26/ 7	22/ 7~26/ 7		我國南海	17.7	114.2	28	100	25	980	82	輕度		
7	3	7611	魏 達(Wilda)	22/ 7~24/ 7	23/ 7~24/ 7		硫磺島西南方海面	23.4	136.6	25	125		985	5	輕度		
7	4	7612	艾妮達(Anita)	23/ 7~25/ 7	23/ 7~25/ 7	23/ 7~25/ 7	琉球東南方海面	19.8	133.5	33	200	50	980	20	中度		
8	1	7613	畢 莉(Billie)	3/ 8~11/ 8	4/ 8~10/ 8	5/ 8~10/10	關島附近海面	15.5	145.6	65	300	100	910	23	強烈	海上、 陸上	侵臺
8	2	7614	葛萊拉(Ceara)	5/ 8~ 7/ 8	6/ 8~ 7/ 8		香港南方海面	20.6	113.8	25	150		980	10	輕度		
8	3	7615	戴 特(Dot)	18/ 8~21/ 8	19/ 8~21/ 8		琉球東南方海面	23.0	133.4	23	100		990	13	輕度	海上	
8	4	7616	艾 倫(Ellen)	21/ 8~24/ 8	21/ 3~24/ 8		菲島東方海面	15.1	130.5	23	125		992	14	輕度		
9	1	7617	芙 安(Fran)	3/ 9~13/ 9	4/ 9~13/ 9	6/ 9~13/ 9	加羅林羣島東部海面	9.7	148.7	68	400	150	910	30	強烈	海上	
9	2	7618	喬琪亞(Georgia)	9/ 9~14/ 9	9/ 9~14/ 9		加羅林羣島東部海面	9.5	154.2	25	150		985	30	輕度		
9	3	7619	賀 普(Hope)	14/ 9~18/ 9	14/ 9~18/ 9	15/ 9~17/ 9	南鳥島南方海面	18.5	154.0	35	350	125	965	30	中度		
9	4	7620	艾瑞絲(Iris)	15/ 9~21/ 9	15/ 9~21/ 9	17/ 9~20/ 9	呂宋島西方海面	17.2	119.6	38	200	75	975	10	中度	海上	
9	5	7621	瓊 安(Joan)	20/ 9~25/ 9	20/ 9~25/ 9		南鳥島南方海面	20.0	151.7	35	150	50	965	30	中度		
10	1	7622	魯依絲(Louise)	31/10~ 8/11	31/10~ 8/11	1/11~ 7/11	加羅林羣島海面	9.9	144.9	70	450	250	895	30	強烈	海上	超級
11	1	7623	瑪 芝(Marge)	8/11~11/11	8/11~10/11	9/11~ 9/11	呂宋島東方海面	18.3	127.5	33	250	100	975	20	中度	海上	
12	1	7624	娜 拉(Nora)	4/12~ 7/12	4/12~ 7/12		菲律賓東方海面	12.3	127.1	25	250		990	10	輕度		
12	2	7625	歐 珀(Opal)	9/12~10/12	9/12~10/12		沖之鳥島西南方海面	18.3	134.4	20	100		996	10	輕度		

表 6. 本年各次颱風標準位置表
Table 6. The fixed positions of typhoon center in the year of 1976.

	時 間		中 心 位 置		中 心 壓 mb	最 大 速 風 m/s		時 間		中 心 位 置		中 心 壓 mb	最 大 速 風 m/s		
	日	時	北緯	東經				日	時	北緯	東經				
7601號 1月 (凱 西)	28	14	5.9	147.1	990	18		07	02	8.2	136.5	975	33		
	28	20	7.0	146.0	985	20			08	8.3	136.8	970	33		
	29	02	7.1	144.1	990	20				14	8.3	135.8	975	33	
	29	08	7.3	143.0	990	20				20	8.3	135.2	975	33	
	29	14	7.5	142.4	990	23		08	02	8.3	134.3	965	35		
	29	20	7.9	141.5	990	23			08	8.4	133.3	965	35		
	30	02	8.5	140.6	990	23				14	8.6	132.5	960	35	
		08	10.1	139.5	990	25				20	8.7	131.7	960	40	
		14	10.7	138.7	975	35		09	02	8.9	131.3	955	40		
		20	12.0	138.2	970	35				08	9.5	130.5	955	40	
	31	02	13.2	138.1	970	35				14	10.4	130.9	950	40	
		08	14.5	138.3	970	35				20	11.1	130.7	945	40	
		14	15.6	138.9	965	38		10	02	11.9	129.3	940	45		
		20	16.4	139.2	965	38				08	12.1	129.3	940	45	
	2月	01	02	17.3	139.8	965		38			14	13.0	128.9	935	45
		08	18.5	141.0	970	35				20	13.5	128.8	930	50	
		14	19.2	142.5	975	33		11	02	14.4	128.6	930	50		
		20	19.7	146.0	975	33				08	15.0	128.5	930	50	
	02	02	20.8	148.7	980	30				14	16.1	128.7	930	50	
		08	21.5	151.0	985	25				20	16.8	129.3	930	50	
		14	21.9	153.0	990	20		12	02	17.8	130.0	930	50		
		20	22.0	157.0	998	18				08	18.7	130.9	935	50	
	03	02	22.0	160.0	1000	13			14	19.8	131.2	940	45		
7602號 2月 (勞 娜)	28	14	10.0	148.6	998	18			20	21.0	132.2	950	45		
		20	10.0	148.0	998	18		13	02	22.1	133.3	950	45		
	29	02	10.4	147.0	998	18			08	23.0	134.0	950	40		
		08	10.2	147.5	998	18			14	23.3	134.5	950	35		
		14	9.2	146.5	998	18			20	24.0	135.5	960	28		
		20	8.0	146.2	1000	15		14	02	24.6	137.0	970	25		
								08	28.5	139.8	980	15			
7603號 4月 (梅 瑞)	03	20	8.5	141.8	990	18	7604號 4月 (南 施)	26	14	12.4	158.2	995	18		
	04	02	8.3	141.4	990	18			20	12.4	157.6	995	18		
		08	8.1	141.2	985	20		27	02	12.1	158.5	995	18		
		14	8.3	141.1	980	23			08	12.4	158.9	995	18		
		20	8.5	140.9	980	23			14	14.8	158.4	990	20		
	05	02	8.1	140.5	980	23			20	14.9	157.8	990	20		
		08	7.8	139.5	975	28		28	02	15.0	157.4	990	23		
		14	7.2	139.3	975	33			08	15.0	157.0	990	23		
		20	7.1	139.3	975	35			14	15.1	156.4	990	25		
	06	02	7.4	139.0	975	35			20	15.2	155.8	990	25		
		08	7.5	138.5	980	33		29	02	15.2	155.5	985	25		
		14	7.8	137.9	980	33			08	15.2	154.8	985	25		
		20	8.1	137.4	980	33									

	時 間		中 心 位 置		中 心 壓 mb	最 大 速 m/s		時 間		中 心 位 置		中 心 壓 mb	最 大 速 m/s
	日	時	北緯	東經				日	時	北緯	東經		
7605號 5月 (歐 加)	30	14	15.3	154.3	985	25	7606號 5月 (波密拉)	22	08	16.5	122.2	935	40
		20	15.4	153.9	985	25			14	16.3	121.8	945	35
		02	15.6	152.9	985	25			20	16.0	120.5	960	33
		08	15.7	152.1	985	25			02	16.2	119.8	960	33
		14	15.8	151.4	985	28			08	16.2	120.6	960	25
		20	16.3	150.6	985	33			14	16.1	120.9	980	25
	01	02	16.3	149.3	990	28		23	20	16.5	121.0	985	23
		08	16.2	147.3	1000	23			02	16.5	120.5	985	23
		14	16.2	14.3	1000	20			08	16.0	119.9	985	23
		20	16.1	145.2	1000	20			14	16.2	119.8	985	23
	02	02	16.0	144.3	1004	18		24	20	16.1	119.5	985	23
		08	14.8	143.5	1004	13			02	16.0	119.3	985	23
	13	14	12.0	134.0	1004	18			08	16.1	119.8	985	23
		20	12.0	133.5	1000	18			14	16.5	119.7	980	20
	14	02	12.0	133.3	1000	18		25	20	16.7	119.5	990	18
		08	12.0	132.9	1000	18			02	16.9	119.8	990	18
		14	12.2	132.5	1000	18			08	17.3	119.7	990	20
		20	12.6	131.8	1000	18			14	18.0	119.8	990	20
	15	02	12.4	132.8	1000	18		26	20	19.0	120.0	990	20
		08	12.0	133.0	1000	18			02	19.8	120.5	990	20
		14	11.0	132.8	1000	18			08	20.2	121.5	990	20
		20	11.2	132.4	1000	18			14	22.9	123.0	990	20
	16	02	11.2	131.5	1000	18		27	20	23.5	124.8	990	20
		08	11.4	130.8	1000	20	02		24.9	125.1	998	13	
		14	11.9	130.3	1000	23	15		14	8.4	151.1	1000	18
		20	12.2	129.7	1000	23			20	8.1	150.8	998	18
	17	02	12.7	129.0	1000	23	16	02	7.5	150.5	998	18	
		08	14.0	129.3	995	23		08	6.8	151.7	998	20	
		14	14.5	128.6	995	25		14	7.0	153.0	994	35	
		20	14.8	127.2	995	25		20	6.9	153.4	990	35	
	18	02	14.9	126.9	990	25	17	02	6.2	153.6	980	35	
		08	15.1	125.7	990	25		08	6.9	153.6	980	35	
		14	15.1	125.5	990	25		14	7.2	153.6	975	35	
		20	15.2	125.2	990	28		20	7.7	153.1	970	35	
	19	02	15.2	125.1	990	28	18	02	7.7	153.2	960	40	
		08	15.4	125.0	990	28		08	7.9	152.9	955	40	
		14	15.6	124.6	990	28		14	8.8	151.7	955	40	
		20	15.7	124.4	985	30		20	9.1	151.2	945	43	
	20	02	15.7	124.4	985	30	19	02	9.8	150.0	940	50	
		08	16.0	124.2	980	33		08	9.8	149.3	940	50	
		14	16.5	123.8	980	33		14	9.9	148.1	925	50	
		20	16.5	123.5	975	35		20	10.1	147.6	922	50	
	21	02	16.5	123.1	960	35	20	02	10.3	147.2	920	50	

	時 間		中 心 位 置		中 心 氣 壓 mb	最 大 風 速 m/s			時 間		中 心 位 置		中 心 氣 壓 mb	最 大 風 速 m/s
	日	時	北緯	東經					日	時	北緯	東經		
7607號 6月 (魯 碧)	21	08	11.1	146.6	920	55	7月	7608號 6月 (沙 莉)	27	14	18.8	117.3	990	30
		14	11.3	146.0	925	55				20	19.4	116.6	990	28
		20	11.3	146.0	980	55				02	19.8	116.1	990	30
		02	12.0	145.7	930	55				08	20.0	116.1	990	30
		08	12.7	145.4	935	55				14	20.5	116.0	985	28
		14	13.7	144.8	935	60				20	20.5	117.0	980	28
	22	20	14.0	144.4	935	60			28	02	20.8	117.1	930	30
		02	14.6	144.0	935	55				08	21.2	117.8	980	33
		08	15.5	143.6	935	55				14	21.8	118.6	980	33
		14	16.5	142.8	935	55				20	21.0	118.7	980	33
		20	17.4	142.4	935	50			29	02	21.0	119.3	980	33
		02	18.0	141.7	935	50				08	21.1	120.1	980	35
	23	08	19.7	140.4	935	50				14	20.8	120.7	975	38
		14	20.1	140.0	935	55				20	20.9	121.6	980	33
		20	21.5	139.4	935	55			30	02	21.0	122.0	970	38
		02	21.7	139.7	940	50				08	21.4	123.0	970	38
		08	22.5	139.5	945	45				14	21.6	123.2	965	38
		14	22.7	140.3	955	45				20	21.9	123.9	965	38
	24	20	23.5	140.8	955	40			01	02	22.3	125.1	960	40
		02	24.3	141.1	960	35				08	22.9	126.0	950	40
		08	24.6	141.7	960	35				14	23.4	127.0	950	40
		14	25.8	141.6	960	35				20	24.0	128.1	945	43
		20	26.8	142.6	965	33			02	02	24.9	129.7	935	55
		02	27.3	142.9	970	30				08	25.5	130.8	940	50
	25	08	28.0	145.0	970	30				14	26.4	132.5	945	50
		14	28.9	145.7	970	30				20	27.1	133.8	945	50
		20	29.2	146.1	970	30			03	02	28.2	135.6	960	45
		02	31.2	150.0	970	28				08	29.4	137.7	960	43
		08	32.3	150.5	970	23				14	30.6	139.5	970	35
		14	34.5	152.5	975	23				20	32.0	142.1	970	35
	26	20	35.5	153.5	980	23			04	02	33.1	144.9	975	35
		02	37.0	155.0	980	23				08	34.2	147.2	980	30
		08	12.0	126.5	998	20			25	02	10.5	143.2	1000	18
		14	13.3	124.5	985	25				08	11.3	142.5	998	18
		20	14.0	123.6	985	25				14	12.7	140.9	995	20
		02	14.5	122.9	985	25				20	13.4	139.6	998	20
	27	08	15.4	122.2	965	35			26	02	14.1	139.1	998	20
		14	15.9	121.4	970	35				08	14.7	137.3	998	23
		20	16.8	120.8	975	33				14	15.7	136.3	993	25
		02	17.4	120.2	975	33				20	16.5	135.0	992	28
		08	18.6	117.5	985	30			27	02	16.9	134.7	975	30
										08	17.5	134.3	965	33
										14	18.0	133.9	960	35

	時 間		中 心 位 置		中 心 氣 壓 mb	最 大 風 速 m/s			時 間		中 心 位 置		中 心 氣 壓 mb	最 大 風 速 m/s	
	日	時	北緯	東經					日	時	北緯	東經			
7612號 7月 (艾妮達)	24	20	29.6	134.1	990	25	7614號 8月 (葛萊拉)		11	20	25.9	116.3	985	18	
		02	31.0	132.5	994	25				02	26.5	115.2	995	15	
		08	35.0	131.5	1000	13				08	27.2	114.0	998	13	
	23	08	18.9	132.9	990	20			05	20	20.1	114.1	1000	15	
		14	19.8	133.5	985	25				06	02	20.5	114.2	1000	15
		20	22.5	132.9	980	33					08	20.6	113.8	985	25
	24	02	24.8	132.8	980	33					14	21.0	113.8	985	25
		08	26.8	132.8	985	28				20	21.6	113.3	985	25	
		14	29.1	132.2	990	28				07	02	22.3	112.1	990	20
	25	20	30.8	131.6	990	25					08	22.6	111.3	1000	13
02		32.1	130.8	992	18	18	20	21.5			136.5	1000	15		
08		33.5	129.9	998	18		19	02		21.7	135.0	996	15		
7613號 8月 (畢 莉)	03	14	34.7	130.2	1000			15	7615號 8月 (戴 特)			08	23.0	133.4	995
		08	13.8	146.5	996	15		14				23.4	132.2	990	23
		14	14.7	146.3	996	15	20	23.7				131.3	990	23	
	04	20	14.9	145.8	995	15	20	02			25.1	129.1	995	23	
		02	15.5	145.6	990	20		08			25.3	127.5	995	23	
		08	16.0	145.3	990	25		14			26.3	126.6	995	23	
	05	14	16.1	144.5	990	28	21	20			26.7	124.8	995	23	
		20	15.6	144.5	990	28		02			27.0	124.0	995	23	
		02	15.0	144.3	990	28		08			27.8	122.7	996	20	
	7616號 8月 (艾 倫)	06	08	15.1	143.5	985	30	7617號 9月 (芙 安)				21	14	29.1	122.5
14			15.2	143.1	980	33	20		30.1	122.4			1002	15	
20			15.3	142.8	975	33	02		14.6	131.6			1000	15	
07		02	15.8	142.0	975	33	22		08	15.1		130.5	994	18	
		08	16.6	140.7	975	33			14	15.6		129.2	994	18	
		14	17.5	139.5	970	35			20	16.5		128.0	994	18	
08		20	18.2	138.5	965	35	23		02	17.0		126.7	994	18	
		02	19.0	137.0	955	40			08	17.3		124.5	994	18	
		08	20.0	135.6	950	45			14	18.0		122.4	995	20	
7617號 9月 (芙 安)		09	14	20.7	134.5	910	60		7618號 9月 (芙 安)			24	20	18.1	121.1
	20		21.5	133.3	910	65	02	18.7			120.3		996	20	
	02		22.3	132.3	930	60	08	19.3			119.1		996	18	
	10	08	23.1	130.9	940	60	03	14			19.7	117.0	994	23	
		14	23.7	129.7	940	55		20			20.5	117.0	992	23	
		20	23.7	128.4	940	55		04			02	21.2	116.0	992	23
	10	02	23.9	127.0	945	55					08	22.4	115.6	992	23
		08	24.0	125.7	945	51					14	23.3	114.2	994	18
		14	24.5	124.5	945	51		20			23.6	113.2	995	15	
	10	20	24.8	123.0	950	48	03	20			9.5	150.2	1000	13	
02		24.9	121.3	970	40	04		02	9.6	149.0	1000	13			
08		25.1	120.2	975	30			08	9.7	148.7	1000	15			
	14	25.3	118.3	980	20			14	10.0	148.4	998	18			

	時 間		中 心 位 置		中 心 氣 壓 mb	最 大 風 速 m/s		時 間		中 心 位 置		中 心 氣 壓 mb	最 大 風 速 m/s
	日	時	北緯	東經				日	時	北緯	東經		
7618號 9月 (喬琪亞)	05	20	10.2	147.6	998	18	7619號 9月 (賀 普)	11	20	10.5	150.9	990	25
		02	10.9	146.8	998	20			02	10.5	150.2	995	20
		08	11.5	145.4	994	23			08	10.7	149.7	994	20
		14	12.7	144.3	985	25			14	11.1	149.0	994	20
	06	20	13.9	144.3	985	28		12	20	11.7	147.8	996	20
		02	14.8	143.0	985	28			02	12.1	146.8	996	20
		08	15.7	142.0	982	33			08	12.5	146.1	996	20
		14	16.7	140.9	970	33			14	12.7	145.1	996	20
	07	20	17.8	139.7	965	35		13	20	12.9	143.9	996	20
		02	19.3	138.2	955	40			02	13.1	143.0	996	20
		08	20.2	136.8	945	45			08	13.8	142.5	996	20
		14	20.7	135.0	925	60			14	14.5	141.9	996	18
	08	20	21.3	133.6	920	65		14	20	14.7	141.3	996	18
		02	21.8	132.1	915	68			02	15.0	140.6	996	18
		08	22.4	131.4	910	68			08	15.5	140.8	996	18
		14	23.5	130.7	910	65			14	14.5	144.9	994	18
	09	20	24.5	130.2	915	63		15	20	14.6	147.0	996	15
		02	25.3	129.5	925	60			14	18.5	154.0	995	23
		08	25.8	129.0	925	58			20	20.1	153.9	990	23
		14	26.6	128.8	935	55		16	02	20.9	153.8	990	25
	10	20	27.2	128.9	935	55			08	22.0	153.4	985	30
		02	27.9	128.9	940	50			14	23.0	153.0	980	30
		08	28.8	129.1	945	50		17	20	24.1	152.0	970	33
		14	29.3	129.3	945	45			02	25.2	150.8	970	33
	11	20	29.7	129.5	945	45			08	27.2	149.3	965	35
		02	29.9	129.2	945	45		18	14	28.6	148.9	965	35
		08	30.1	129.4	950	45			20	29.8	148.4	965	35
		14	30.1	129.3	955	40			02	31.5	148.0	965	35
	12	20	29.9	129.1	960	35		15	08	33.5	148.0	975	25
		02	29.8	128.8	960	35			14	35.5	148.3	975	25
		08	30.2	128.8	96	35			20	38.5	150.5	975	25
		14	31.0	128.8	955	40		16	02	41.4	151.8	975	25
	13	20	31.7	129.4	955	40			08	46.1	152.0	980	15
		02	33.1	130.0	965	35		17	08	16.6	119.7	1000	15
		08	35.0	131.2	975	25			14	17.2	119.6	995	18
		14	37.0	133.0	975	25			20	17.3	119.5	995	18
		20	39.2	135.5	980	15			02	17.4	119.1	995	18
	09	08	9.1	155.5	995	15	7620號 9月 (艾瑞絲)	15	08	17.8	118.2	990	23
		14	9.5	154.2	990	20			14	18.2	118.0	990	25
		20	9.9	153.5	990	20			20	18.5	117.5	985	28
	10	02	10.0	153.0	990	23		16	02	18.7	117.2	985	28
		08	10.2	152.5	990	23			08	19.0	117.0	985	30
		14	10.3	151.6	985	25			14	19.3	116.5	975	35

	時 間		中 心 位 置		中 心 壓 mb	最 大 速 m/s		時 間		中 心 位 置		中 心 壓 mb	最 大 速 m/s		
	日	時	北緯	東經				日	時	北緯	東經				
7621號 9月 (瓊 安)	18	20	19.5	116.0	975	35			08	11.3	139.9	985	30		
		02	19.6	115.5	975	35			14	11.4	138.5	975	33		
		08	19.7	115.3	975	35			20	11.5	137.4	975	33		
		14	20.0	114.9	975	35			02	02	11.5	136.2	950	45	
		20	20.4	114.4	975	38			08	12.1	134.8	950	45		
	19	02	20.6	113.7	975	38		14	12.7	133.6	925	55			
		08	20.9	113.0	975	38		20	13.7	132.1	925	55			
		14	21.2	112.3	975	38		03	02	14.3	131.1	910	65		
		20	21.3	111.7	975	38		08	15.2	129.3	905	68			
	20	02	21.4	111.1	975	35		14	15.7	128.3	900	68			
		08	21.4	110.7	980	28		20	16.4	127.2	895	70			
		14	21.4	110.2	985	23		04	02	17.0	126.6	900	70		
		20	21.4	109.6	985	23		08	17.2	126.5	900	70			
	21	02	21.4	109.4	990	20		14	17.9	126.9	905	68			
		08	21.4	109.3	994	18		20	18.9	126.9	905	68			
		14	21.5	109.1	1000	13		05	02	19.7	127.2	915	60		
		20	02	19.0	152.5	1004		15	08	20.7	127.3	920	60		
		08	2.00	151.7	1000	18		14	21.6	127.6	920	60			
		14	20.9	151.5	1000	18		20	22.3	128.1	925	55			
		20	23.1	151.8	994	20		06	02	23.5	129.1	935	55		
		21	02	23.9	151.7	990		20	08	24.4	130.6	940	50		
		08	24.9	151.7	980	28		14	25.9	131.5	940	50			
		14	25.4	151.5	970	30		20	27.2	133.2	970	45			
		20	25.9	151.3	965	35		07	02	28.7	134.6	970	43		
		22	02	26.3	151.3	965		35	08	08	30.1	136.5	980	35	
		08	27.0	151.4	970	30		14	30.8	140.4	985	33			
		14	27.3	152.1	975	28		20	31.5	143.5	990	30			
		20	28.5	153.0	980	25		08	02	32.0	147.0	995	25		
		23	02	29.0	153.8	980		25	08	08	18.1	128.2	995	15	
		08	29.5	154.2	980	25		14	18.3	127.5	990	23			
		14	30.0	155.0	980	23		20	19.0	126.9	975	28			
		20	30.5	156.4	980	23		09	02	19.9	126.2	985	30		
		24	02	31.0	157.5	985		20	08	20.5	125.7	985	30		
		08	33.7	158.7	985	20		14	21.7	125.0	980	33			
		14	36.0	161.0	975	30		20	22.4	124.9	985	30			
		20	38.7	165.0	975	30		10	02	23.6	125.0	990	28		
		25	02	42.5	170.0	975		30	08	24.9	125.0	996	18		
		08	45.1	176.0	980	15		14	25.6	125.6	998	18			
		31	02	9.6	145.9	1000		15	20	26.8	126.9	1000	18		
		08	9.9	144.9	996	20		11	02	27.9	129.2	1004	15		
		14	10.7	143.6	992	23		04	02	12.3	127.1	998	18		
	7622號 10月 (魯依絲)	20	10.7	142.2	992	25		08	12.4	126.4	990	20			
		11月	01	02	11.2	140.8		990	28	14	12.8	125.9	990	23	
	7623號 11月 (瑪 芝)														
	7624號 12月 (娜 拉)														

	時 間		中 心 位 置		中 心 壓 mb	最 大 速 風 m/s		時 間		中 心 位 置		中 心 壓 mb	最 大 速 風 m/s
	日	時	北緯	東經				日	時	北緯	東經		
		20	12.8	125.9	990	25			08	13.8	122.9	1000	15
	05	02	12.4	124.9	990	25	7625號 12月 (歐 珀)	09	02	18.5	134.5	1004	15
		08	12.4	123.2	992	20			08	18.3	134.4	996	18
		14	12.6	123.5	992	20			14	18.7	134.8	996	20
		20	12.6	123.4	992	20			20	19.5	135.8	996	20
	06	02	12.6	123.1	992	20		10	02	19.6	136.3	996	20
		08	12.7	122.9	992	20			08	19.6	138.0	998	18
		14	12.8	122.8	995	18			14	19.8	139.0	998	18
		20	13.0	122.5	996	18			20	19.8	139.9	1004	15
	07	02	13.5	122.5	996	18							

四、本年內颱風的特點

(一)、本年內颱風發生總次數為 25 次，過去 29 年之平均值為 27.6 次，即低於過去之平均值 2.6 次，到達中度颱風者有 16 次，亦低於過去 29 年之平均值，可見本年內之颱風活動較往年不活躍。

(二)、本年內侵臺颱風僅有 1 次，比過去 29 年之平均值 3.5 次為低。

(三)、本年內颱風發生地區集中在加羅林羣島海面至菲律賓東方海面，計有 15 次颱風發生佔總數 60 %，以範圍而言，無論東西向，或南北向，均較去年

及前年為狹窄 10 度左右。

(四)、本年內出現的颱風，威力最強者為 11 月之第 22 號颱風依絲，其中心風速達 70m/s，中心最低氣壓為 895 毫巴。

(五)、本年內颱風路徑以呈拋物線轉向者最多，有 11 次，向西至西北者有 8 次，北上颱風有 4 次，向東至東北 1 次，特殊路徑 1 次。

(六)、本年內颱風轉向點，普遍偏南，即在北緯 20 度以南轉向者有 7 次之多，而在北緯 25~30 度間者僅有 4 次。

(羅字振執筆)

Volume 23, Number 1

March 1977

METEOROLOGICAL BULLETIN

(Quarterly)



CONTENTS

Articles

A Research of Precipitation and Runoff at Hsin-Tien

Watershed.....W. S. Kuo, C. T. Chiang, S. G. Chu, Y. T. Hu (1)

A Study of the Biennial Oscillation of the Stratospheric

Temperature and Winds in Taiwan.....

.....Yuan-Heng Wi, Chang-Keng Hsiao (18)

Report

Report on Typhoons in 1976.....Applied Meteorological Division (26)

CENTRAL WEATHER BUREAU

64 Park Road, Taipei

Taiwan, Republic of China

行政院新聞局出版事業登記證局版台誌字第〇九七六號
中華郵政臺字第一八九三號登記為第一類新聞紙類

氣象學報

季刊

第二十三卷 第二期

目次

論著

- 颱風暴風圈內陣風與豪雨之預測法……………王崇岳（1）
- 應用垂直風切圖與李查遜數目對晴空亂流之個案研究……………郭文鏢（16）
- 颱風之路徑與其預報……………徐明同（24）
- 區域蒸散量估算問題——以臺灣西南區為例……………邱永和（35）

氣象學報

季刊

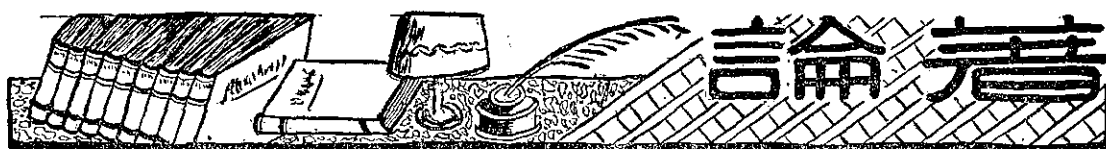
第二十三卷 第二期

主編者 中央氣象局氣象學報社
地址 臺北市公園路六十四號
電話：三七一三一八一（十線）

發行人 劉大年
社長 劉大年
電話：三一一〇八四〇

印刷者 文英印書公司
地址 臺北市三水街七號
電話：三三一四七二四

中華民國六十六年六月出版



颱風暴風圈內陣風與豪雨之預測法

A Method of Forecasting the Strength of Gusty Winds and Amount of Rainfalls Under the Influence of a Typhoon

王 崇 岳

Griffith C. Y. Wang

Abstract

Coast engineers have used the following pressure profile equation to compute the possible heights and periods of windwaves at a point which is under the direct influence of a typhoon. We meteorologists may use the same equation to forecast the strength of winds and amount of rainfalls while a typhoon is approaching a station.

$$P = P_c + a \exp^{-\frac{r_0}{r}} \dots\dots\dots(1)$$

where P represents surface pressures in mb; P_c , the typhoon center pressure; a , the pressure difference between the environmental sea level pressure which is immediately out of the typhoon circulation and the center pressure, P_c ; r_0 , radius of the ring of the strongest winds; r , the distance between the point where the sea level pressure is P and the typhoon center.

(A) Gusty winds

Take derivative of P in equation (1) with respect to r , we obtain

$$dP/dr = a \frac{r_0}{r^2} \exp^{-\frac{r_0}{r}} \dots\dots\dots(2)$$

Since the geostrophic wind $V_g = \frac{1}{\rho f} \frac{dP}{dr}$,

$$\text{thus } V_g = \frac{a}{\rho f} \frac{r_0}{r^2} \exp^{-\frac{r_0}{r}} \dots\dots\dots(3)$$

In the northern hemisphere the relationship between the cyclonic gradient wind (V_{gr}) and geostrophic wind (V_g) is as follows:

$$V_{gr} + frV_{gr} - frV_g = 0, \dots\dots\dots(4)$$

Put V_g of equation (3) into equation (4),

$$\text{we obtain } V_{gr}^2 + frV_{gr} - \frac{a}{\rho} \frac{r_0}{r} \exp^{-\frac{r_0}{r}} = 0 \dots\dots\dots(5)$$

The quadratic equation for cyclonic gradient wind can be solved to give

$$V_{gr} = \sqrt{\frac{a}{\rho} \frac{r_0}{r} \exp -\frac{r_0}{r} + r^2 \Omega^2 \sin^2 \phi - r \Omega \sin \phi} \dots\dots\dots (6)$$

Within a typhoon circulation the unstable tropical air carries down momentum from the free atmosphere above to the ground, and gives above-normal gusty surface wind-speeds. These wind-speeds agree sufficient well with the computed V_{gr} from the equation (5), and the corresponding sustained wind speeds are approximately 2/3 of the values of gusty winds.

(B) The amount of rainfalls

Take derivative of P in equation (1) with respect to-t, we obtain the pressure tendency equation as thus:

$$\partial P / \partial t = a \frac{r_0}{r^2} \exp -\frac{r_0}{r} \partial r / \partial t \dots\dots\dots (7)$$

Assume $\partial P / \partial t \approx \Delta P / \Delta t$, $\partial r / \partial t \approx \Delta r / \Delta t$ and either 1-hour or 3-hour for time increment Δt . Then we are able to compute the 1-hour or 3-hour surface pressure change at a station corresponding to the distance change between the typhoon center and the station where the amount of pressure change is interested to be computed. The amount of 1- or 3-hour rainfalls is in proportional with the 1- or 3-hour pressure tendency (absolute value) provided the southwest monsoon is not prevailing over the station.

(C) The movement of a typhoon

Re-arrange equation (7), it becomes

$$\frac{\partial r}{\partial t} = \frac{\partial P}{\partial t} / a \frac{r_0}{r^2} \exp -\frac{r_0}{r} \dots\dots\dots (8)$$

It is possible to compute the actual displacement of a typhoon center if the observed pressure tendencies are available.

摘 要

由颱風暴風圈內氣壓分佈之指數曲線式 $P = P_0 + a \exp -\frac{r_0}{r} \dots\dots\dots (1)$

得地轉風 $V_g = \frac{a}{\rho f} \frac{r_0}{r^2} \exp -\frac{r_0}{r} \dots\dots\dots (2)$

梯度風 $V_{gr} = \sqrt{\frac{a}{\rho} \frac{r_0}{r} \exp -\frac{r_0}{r} + r^2 \Omega^2 \sin^2 \phi - r \Omega \sin \phi} \dots\dots\dots (3)$

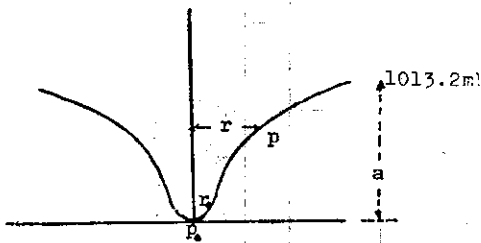
與氣壓趨勢 $\frac{\partial p}{\partial t} = \frac{r_0}{r^2} a \exp -\frac{r_0}{r} \frac{\partial r}{\partial t} \dots\dots\dots (4)$

- (一)當颱風中心接近時，陣風之強度幾與(3)式中之 V_{gr} 相等，其平均穩定風速 V 約為 V_{gr} 之三分之二，由此可按颱風中心之預測位置，預報颱風過境時可能最大風速；
- (二)由(4)式，按各地實測之 $\Delta p / \Delta t$ 值，經氣壓半日波修正後可計算 $\Delta r / \Delta t$ ，由此可校驗颱風中心實際位移之速度；
- (三)暴風圈內一定時間內之雨量幾與該時間內氣壓趨勢之絕對值成正比，按正文(7)式可計算颱風中心接近一地時之 $\partial p / \partial t$ ，由此即可預測颱風過境時之可能雨量。

一、前言

海岸工程專家(吳清吉, 1975) 常以圖一所示之氣壓指數曲線表示颱風環流暴風圈內地面氣壓之分布, 再由指數方程 $P = P_c + a \exp^{-\frac{r_0}{r}}$ (1)

導式梯度風, 以計算一港口或沿海一地點在颱風接近該地時可能發生之最高浪高及其周期, 作為海岸工程設計之依據, 該指數方程如用天氣學之方法解釋, 亦可用以預測在颱風暴風圈內一地陣風之大小, 校驗颱風中心位移之方向與速率及各地可能之雨量。



圖一 颱風中心四周氣壓分佈
Fig. 1. Pressure profile of a typhoon

二、指數式

(1)式中之 P 代表颱風四周任一點上之氣壓, 以 mb 為單位, P_c 代表颱風中心最低氣壓, a 為緊接颱風環流外測之海平面氣壓 (可以 $1013.2mb$ 為準) 與中心最低氣壓 P_c 間之差數, 在某一時間間隔內可視為常數。 r_0 , 颱風眼外側最強風速帶之半徑, 以公里為單位, 該半徑原可以颱風四周各測站實測之 r , p , 與 P_c 用最小二乘方解 (1) 式即得, 但在本研究報告中, 均以颱風區七級風暴風半徑之十分之一為準。颱風眼之半徑與其附近之最大風速乃為兩變數, 因個別颱風之特性不同而有異, 故欲處理颱風四周風速之分布, 實有困難; 但若由七級風暴風圈為起算點, 則因風速已固定, 僅半徑 r 為變數。暴風半徑雖為一估計值, 但因颱風外圍時有飛機、船舶與海島氣象臺測風報告, 故其估計遠較估計颱風中心附近最大風速 V_{max} 為易。 r_0 值之變動對其計算之結果影響不大, 設估計暴風半徑之誤差是 100 公里, 則 r_0 差僅 10 公里, 由此計算 V_{gr} 之誤差如表一所示, 於 300 公里處 20 公尺/秒之風速可能有 4 公尺/秒之誤差; 當 r 等於 150 公里時, 32 公尺/秒之風速其誤差降至 3.5 公尺/秒。 r 為暴風圈內任一點與颱風中心間之距離, 其最大長度以七級風暴風半徑為準, 其最小極

限以與 r_0 相等為原則, 如颱風中心於臺灣本島登陸, 則登陸時之颱風威力最大, 是時 r 雖未達 r_0 , 但亦為一極限, 因由此點起 r 雖可縮短, 但颱風環流因陸地摩擦力之作用, 呈壅塞狀, 中心氣壓同昇, a 值急變, 實無法再予計算。計算一測站於颱風登陸時之最大風速, 即為颱風過境時該測站可能經歷之最大風速, 其風向則按颱風中心最接近該測站時之環流方向為主。

表一 當 r_0 差 10 公里時, V_{gr} 之可能誤差數

Table 1. r_0 Change and Possible Error (10 kms)
 $P_c = 940mb$

r km	$r_0 = 40$ mps	$r_0 = 30$ mps	誤差數
400	15		
350	17		
300	20	16	4
250	24	20	4
200	27	23.5	3.5
150	32	28.5	3.5
100	39	36	3
50	47	46	1

取(1)式 p 對 r 之導式, 得

$$\frac{dp}{dr} = a \frac{r_0}{r^2} \exp^{-\frac{r_0}{r}} \quad \text{.....(2)}$$

$$\text{因地轉風 } V_g = \frac{1}{\rho f} \frac{dp}{dr},$$

$$\text{故 } V_g = \frac{a}{f\rho} \frac{r_0}{r^2} \exp^{-\frac{r_0}{r}} \quad \text{.....(3)}$$

由北半球地轉風 V_g 與氣旋梯度風 V_{gr} 之關係式 (SAUCIER, 1958)

$$V_{gr}^2 + frV_{gr} - frV_g = 0 \quad \text{.....(4)}$$

將(3)式中之 V_g 代入(4)式, 得

$$V_{gr}^2 + frV_{gr} - \frac{a}{\rho} \frac{r_0}{r} \exp^{-\frac{r_0}{r}} = 0 \quad \text{.....(5)}$$

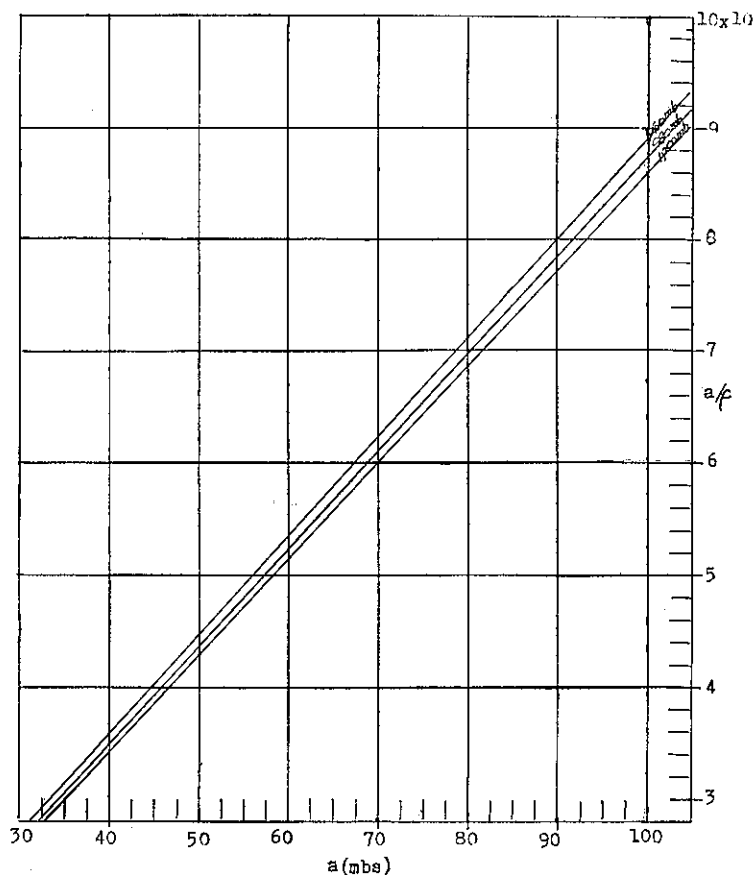
用二項定理解(5)式, 得

$$V_{gr} = \sqrt{\frac{a}{\rho} \frac{r_0}{r} \exp^{-\frac{r_0}{r}} + r^2 \Omega^2 \sin^2 \phi} - r \Omega \sin \phi \quad \text{.....(6)}$$

式中之 ρ 為空氣密度, Ω , 地球旋轉角速度, 7.292×10^{-5} /秒, ϕ 為緯度, (6)式可用圖解法處理之, 茲分別介紹如下:

(一) ρ ，空氣密度隨氣溫與氣壓等變動，如以暴風圈內大氣之溫度為 27°C ，則當氣壓為 1000mb 時， $\rho = 1.16 \times 10^{-3}\text{g/cm}^3$ ， 980mb 時， $\rho = 1.138 \times 10^{-3}$ 與 960mb 時， $\rho = 1.115\text{g/cm}^3$ ，如以 a 值為橫軸，

a/ρ 為縱軸，則於不同 a 與地面氣壓之條件下，得 a/ρ 值，圖二所示者，如颱風中心過境時，一地最低氣壓可能為 960mb ， a 為已知，設 $a = 80\text{mb}$ ，由圖二得 $a/\rho = 7200$ 。

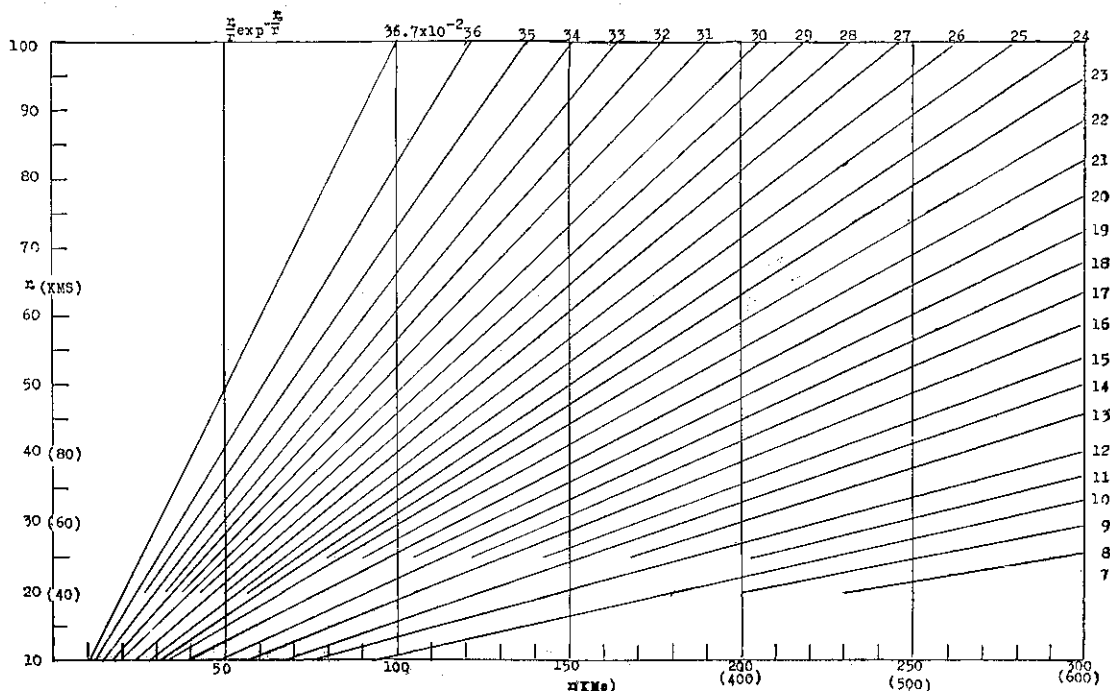


圖二 a/ρ 計算圖

Fig. 2. a/ρ Graph

(二) $\frac{r_0}{r} \exp^{-\frac{r_0}{r}}$ ，可用圖三計算之，該圖之橫軸代表 r ，以公里為單位，縱軸為 r_0 (公里)，圖中由左方向右上角傾斜之直線乃為 $\frac{r_0}{r} \exp^{-\frac{r_0}{r}}$

值，乘以 10^{-2} ，如斜線值為 26，則於計算時應為 26×10^{-2} ，即 0.26，將此值與由圖二所得之 7200 相乘，得 $7200 \times 0.26 = 1872$ 。

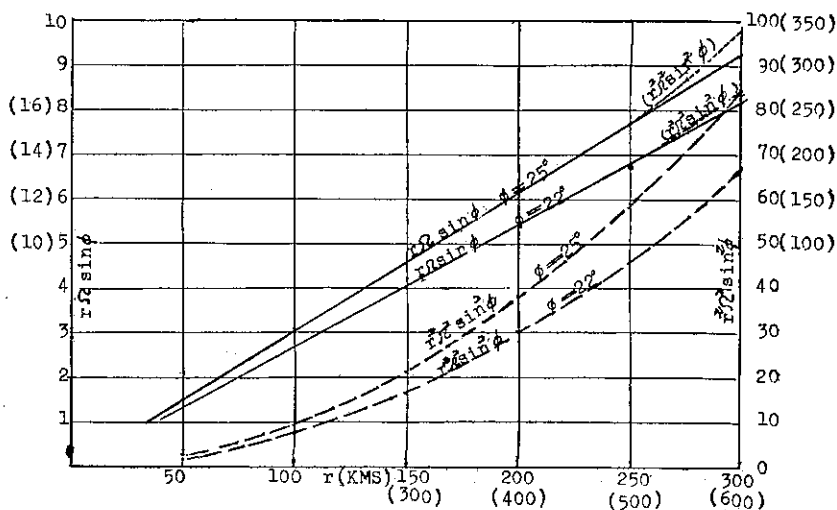


圖三 $\frac{r_0}{r} \exp - \frac{r_0}{r}$ 計算圖

Fig. 3. $\frac{r_0}{r} \exp - \frac{r_0}{r}$ Graph

(三)圖四是計算 $r\Omega \sin \phi$ ，與 $r^2\Omega^2 \sin^2 \phi$ 之圖，臺灣各城市約位於 25° – 22° N 間，可以 25° 與 22° 兩線表示，橫軸代表 r ，超過 300 公里者以括號區分，左側縱軸表示 $r\Omega \sin \phi$ ；右傾縱軸表示 $r^2\Omega^2 \sin^2 \phi$ ，

右上角虛線部份與 $r\Omega \sin \phi$ 相重疊，用以計算暴風圈大於 300 公里之超強烈颱風由該圖可知，根號內之 $r^2\Omega^2 \sin^2 \phi$ 值遠較首項為小，當 r 小於 100 公里時可省略。

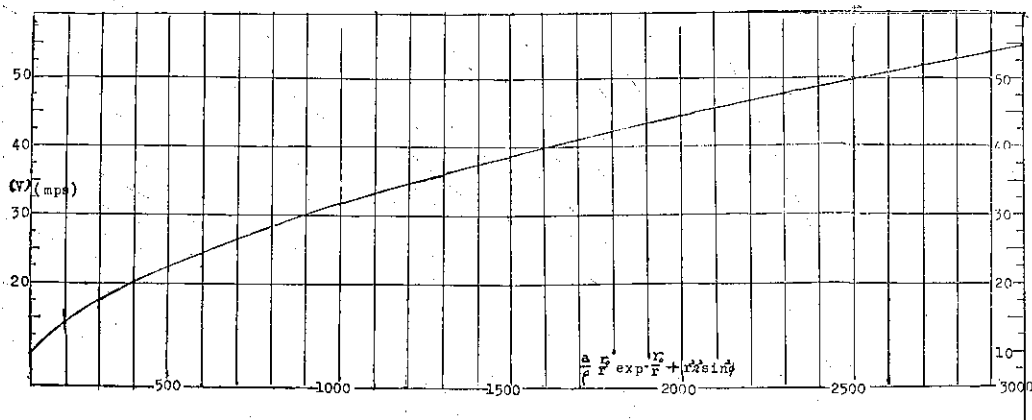


圖四 $r\Omega \sin \phi$, $r^2\Omega^2 \sin^2 \phi$ 計算圖

Fig. 4. $r\Omega \sin \phi$, $r^2\Omega^2 \sin^2 \phi$ Graph

四計算(二)節中 1872 與(三)節中 $r^2\Omega^2\sin^2\phi$ 之和，再用圖五開根曲線，橫軸代表(6)式中根號內兩項和，

縱軸是以秒公尺為單位之風速，該值減去由圖四中所得之 $r\Omega\sin\phi$ 值，即得所求之 V_{gr} 。



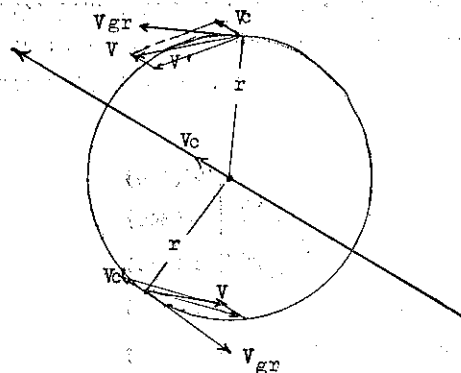
圖五 開 根 圖

Fig. 5. Square root graph

三、移動颱風眼四周之風場分佈

颱風眼四周之風場乃由下列二部分風速所構成：

(一)與颱風眼對稱之氣旋型梯度風。如圖六中之 V_{gr} ，該風與颱風半徑垂直，唯因地面摩擦力作用，在颱風中心呈滯留狀時，該對稱風 V' 常與 V_{gr} 間有 $25^\circ-30^\circ$ 之交角，且風力較 V_{gr} 為小。



圖六 V_{gr}, V, V', V_c 與 $V_{c'}$ 關係圖

Fig. 6. Relationship between V_{gr}, V, V', V_c and $V_{c'}$

(二)颱風中心位移速度 V_c 之影響。因颱風四周之環流非屬固體狀，故每點上 V_c' 除與 V_c 同向外，據統計其值應與 $V_{gr}V_c/V_{gr\max}$ 相近，即 $V_c' \approx V_cV_{gr}/V_{gr\max}$ 。乃為最大之地轉風速，與颱風中心附近最大風速幾相等。故颱風中心四周實測風速 V 乃為 V' 與 V_c' 兩相疊之和。颱風中心路徑

右側之實測風速常較其左側者為強，實由於 V_c' 致之，其最大影響約為 $V_{gr\max}$ 之十分之一；若在颱風中心位移方向之正前或正後方，則 V_c' 之影響幾為零。

四、陣 風

當颱風中心接近一地時，常於穩定風速間夾有陣陣強風，在連續兩次陣風間之時間間隔幾與該觀測點與颱風中心間之距離成正比，當其始也，兩陣風間之時間間隔約二十至卅秒，由此漸行縮短時距，當颱風眼接近時，空間盡為陣風所佔；中心遠離時，兩連續陣風間之時距延長，至超越暴風圈後停止。

由陣風與陣雨俱來之現象觀之陣風與積雨雲中之下衝氣流有密切關係，因不穩定熱帶氣流之對流作用，可使「梯度風層」上之運動量下移至地面而成陣風，而地面摩擦氣流層內之減速運動量上昇至自由大氣層中。由表二所列桃園實測風報告中 $2/3,000$ 呎風速與臺北松山機場地面陣風之風速一致之現象觀之，可證明此一推測，表二中之四次測風報告均當颱風中心接近臺灣北部時於暴風圈內實測之資料，得來不易。

因「梯度風層」之氣流與等高線平行，其風力與梯度風速相等，故由(6)式計算所得之 V_{gr} ，與地面測風報告中之陣風速幾相等，而地面平均穩定風速約為陣風速之三分之二。

表二 颱風環流內風速垂直分析
Table 2. Winds Vertical Distribution Within Typhoon Circulations

日期 風 高度(呎)	Trix 8 Aug, 1960	Opel 5 Aug. 1962	Amy 5 Sept. 1962	Gloria 10 Sept. 1963
SRFC	300/35+53KTS	060/18+27	040/40+59	030/32+49
1000	350/33	060/19	050/40	020/31
2000	360/50	070/24	060/62	010/48
3000	360/56	070/37	070/54	010/41
4000	360/54	070/37	070/44	030/39
5000	360/43	070/41	—	030/55
6000	360/43	—	—	—

五、風速修正法

當颱風中心接近一測站時，常因該站周圍地形之限制，風速隨風向不同而有相當程度之差別，例如目前中央氣象局局址雖位於臺北市中心，但其北有大屯山，東有中央山脈雪山末端之山丘，西方有觀音山，均可阻制氣流之暢通；而其東、東北方之基隆河谷又可助長風勢，又當強烈颱風由西太平洋接近臺灣東南方陸地時，因中央山脈影響，於新竹、臺中間常有副颱風形成，臺北市處於副颱風環流之東北側，可有七級至九級暴風。此種地形對風速之影響，均可按颱風中心位置計算風速（或預測風速）以適當之修正。如表三所示，計算風向是以測站對颱風中心所在之方位角加 60° 。例如：臺北市位於颱風「畢莉」中心 280° 之方位，臺北在正常之情況下應吹 $280+60=340^\circ$ 北、西北風，但實測風向因地形影響可能為西北，修正百分數應按表三 NNW-20%，而非 NW-10%，此點應予特別注意。經修正後之陣風速乘以三分之二，得平均穩定風速，再與實測風速比較即得準確率。誤差以 ± 5 節為準，超過絕對值 5 者再按正、負分類。例如「誤差超過 5 節百分數」，係指實測風速較計算者超過 5 節次數佔總次數之百分數。資料是以中央氣象局印行之「氣象報告彙編」中所列者為準。

六、計算實例

強烈颱風「畢莉」於民國六十五年八月四日形成，由關島洋面循西北西方向接近那霸南方海面，八月九日 0000Z 時位於 24.0°N ， 129.0°E ，有由西北西轉西之趨勢，「畢莉」最佳路徑如圖八所示，中心氣壓 940mb，暴風半徑約四百公里，中心附近最大風速約 55 公尺/秒。當任一颱風接近一基地時，

首要工作乃預報何時該地陣風速達 17 公尺/秒與 25 公尺/秒？每當風速達 25 公尺/秒時，美國軍方即發佈「第一緊急情況」，除必要值日人員外，任何人均不准外出。各機場陣風速超過 17 公尺/秒時，除緊急情況外，普通飛機不准起、降；當陣風速超過 23 公尺/秒時，巨型噴射客機亦停飛。

欲準確預測一地陣風風速，先按下列資料 $P_0=940\text{mb}$ ， $r_0=40$ 公里， $a=1013.2-940=73\text{mb}$ ，計算一「模型颱風」四周風速之分佈，如表四所示者，由圖二得 a/ρ （第 2 行），當 r 值介於 250-400 公里範圍內時，用圖二中 1000mb 線；150-200 公里時，用 980mb 線；100 公里或小於此數時，用 960mb 線。因 ρ 為氣壓之函數，故 a/ρ 應隨氣壓值略有變動。表中 r 是任一測站與颱風中心間之距離，由圖三，得第 4 行 $r_0/\text{rexp} - \frac{r_0}{r}$ 與 r 之對應值。由圖

四得第 5 行 $r^3\Omega^2\text{Sin}25$ 與第 6 行 $r\Omega\text{Sin}25$ （臺灣北部各測站用 $\text{Sin}25^\circ$ ，南部者用 22° ）諸數值。第 7 行是「第 2 行數乘第 4 行數加第 5 行，開根，再減第 6 行各相互對應數」，得第 8 行陣風風速 mps，或節（KTS），由表四可知，當 $r=400$ 公里時，陣風速是 30 節， $r=350$ 公里時，陣風速是 34 節，當一基地進入「畢莉」颱風 250 公里距離內時，該基地之陣風速可能達 50 節，若無此「模型颱風」作為參考，任何氣象專家均無法準確預測此 50 節陣風速發生之時間。「畢莉」颱風於八月九日 1520Z 在三貂角登陸，越過臺北市區南側，經新竹附近出海，臺灣北部地區略有損失。颱風期間中央氣象局所屬各重要測站之氣象報告如表五所示。表六內所列者是與 r 相對應之計算陣風速（亦可說預測陣風速），修正後陣風速與實測陣風速比較表。彭佳嶼實測風速偏高，可用本

表三 計算陣風速修正百分數
Table 3. Gusty Winds Percentage Correction

測 站	計 算 風 向	計算陣風速 修正百分數 (-)減 (+)加	準 確 度			附 註
	測 站 對 颱 風 中 心 所 在 方 位 加 60°		誤 差 超 過 5 節 百 分 數	誤 差 在 ± 5 節 間 百 分 數	誤 差 在 -5 節 以 下 百 分 數	
臺 北 市 Taipei 1897-1976	NNW — NNE	- 20%	21%	65%	14%	颱風中心在蘇澳以北登陸 蘇澳—新港間登陸 新港以南 臺灣北部海面
	NE — ENE	0	11%	79%	10%	
	E	- 20%	13%	68%	19%	
	ESE — SE	+ 20%	21%	71%	8%	
	SW-W— NW	- 10%	9%	69%	22%	
基 隆 市 Keelung 1917-1976	NNW — NE	0	5%	81%	14%	
	ENE	+ 10%	6%	85%	9%	
	E — SE	0	9%	74%	17%	
	SSE — S	- 30%	18%	62%	20%	
	SSW	- 50%	15%	68%	17%	
	SW —WNW	- 30%	13%	71%	16%	
	NW	- 10%	15%	69%	16%	
新 竹 Sinchu 1938-1976	N	0	7%	68%	25%	
	NNE — NE	+ 10%	11%	79%	10%	
	ENE	- 20%	12%	73%	15%	
	S — SSW	- 50%	15%	65%	20%	
	SW — NW	- 30%	18%	69%	13%	
	NNW	- 20%	6%	72%	22%	
臺 中 市 Taichung 1898-1976	NNW — NNE	- 10%	21%	61%	18%	
	NE	- 20%	18%	65%	17%	
	SSE — S	- 20%	16%	62%	22%	
	SSW	- 10%	17%	70%	13%	
	SW — NW	- 30%	23%	58%	19%	
臺 南 市 Tainan 1897-1976	NW — NNW	- 10%	14%	65%	21%	
	N — NE	- 30%	11%	59%	30%	
	SE — SSE	- 10%	19%	63%	18%	
	S — SW	- 20%	20%	70%	10%	
	WSW—WNW	0	18%	67%	15%	
高 雄 市 Kao- Hsiung 1932-1976	N — NE	- 30%	25%	58%	37%	
	ENE — ESE	0	9%	72%	19%	
	SE	+ 10%	11%	85%	4%	
	SSE — S	0	17%	68%	15%	
	SSW — SW					
	WSW—WNW	+ 10%	16%	79%	5%	
	NW — NNW	0	11%	71%	18%	

恆 春 Hengchun 1897-1976	NW — NNE	— 20%	11%	64%	25%	
	NE — ESE	— 10%	12%	68%	20%	
	SE — SSW	0	15%	73%	12%	
	SW — WSW	+ 10%	9%	78%	13%	
	W — WNW	0	14%	71%	15%	
花 蓮 Hualien 1911-1976	NNW — NNE	— 30%	13%	62%	25%	
	NE — ENE	0	8%	81%	11%	
	E — ESE	— 10%	11%	76%	13%	
	SE — S	— 20%	15%	64%	21%	
	SSW — SW	— 30%	20%	58%	22%	
宜 蘭 I-Lan 1936-1976	N — NNE	— 30%	13%	62%	25%	
	NE — E	0	15%	72%	13%	
	ESE — SSE	— 20%	17%	69%	14%	
	S,SW — WNW	— 50%	23%	56%	21%	
	NW — NNW	— 40%	18%	62%	20%	
臺 東 Taitung 1901-1976	NE,E — SE					
	S — SSW	0	8%	85%	7%	
	SW — WSW	— 40%	20%	59%	21%	
	NNW — N	— 20%	8%	63%	29%	
	NNE	— 10%	12%	72%	16%	

彭佳嶼與蘭嶼兩站以實測平均穩定風速與計算陣風速比較

彭 佳 嶼 Penkiayu 1910-1976	NNW — ENE	0	7%	83%	10%	
	E — SSE	0	11%	81%	8%	
	S — WSW	— 10%	12%	73%	15%	
	W — NW	— 10%	8%	78%	14%	
蘭 嶼 Lan-Yu 1910-1976	N — NNE	0	9%	73%	18%	
	NE — ENE	20%	11%	85%	4%	
	E,S — SSW	0	10%	78%	12%	
	SW — WSW	20%	12%	80%	8%	
	W — NNW	— 20%	13%	72%	15%	

表四 「畢莉」模型颱風內陣風風速與氣壓趨勢計算表
Table 4. Custy Winds and Tendencies of a Model Typhoon
with the Same Intensity as Billie.

09 Aug. 1976 Typhoon Billie $r_0=40$, $P_0=940\text{mb}$, $a=1013.2-940=73\text{mb}$

1 PPP (mb)	2 a/ρ	3 r	4 $r_0/r \exp -\frac{r_0}{r}$	5 $r^2 \Omega^2 \sin 25$	6 $-r \Omega \sin 25$	7 $\sqrt{2 \times 4 + 5 - 6}$	8 MPS KTS	9 $\Delta p/3\text{hrs}$
1000	6.30×10^3	400	9.1×10^{-2}	155	-12.4	27.0-12.4	15 30	-1.3mb
		350	10.3×10^{-2}	120	-10.7	27.7-10.7	17 34	-1.5
		300	13.0×10^{-2}	84	-9.2	29.0-9.2	20 40	-2.0
		250	13.6×10^{-2}	59	-6.8	30.3-6.8	24 48	-2.6
980	$.42 \times 10^3$	200	16.4×10^{-2}	38	-6.2	33.0-6.2	27 54	-3.7
		150	20.5×10^{-2}	22	-4.6	36.5-4.6	32 64	-5.3
		100	27.0×10^{-2}	9	-3.0	47.1-3.0	39 78	-8.8
960	6.53×10^3	50	36.4×10^{-2}	—	-1.5	48.8-1.5	47 94	-17.6
		40	36.7×10^{-2}	—	—	49	49 98	-21.7

表五 「畢莉」颱風襲臺期間臺灣各主要測站天氣報告
Table 5. Actual Weather Reports While Typhoon Billie was Approaching Taiwan, R.O.C.

	090000Z Aug. 1976 Typhoon Billie	0300	0600	0900	1200	1500	1800
彭佳嶼 695							
基隆市 694							
宜蘭 708							
臺北市 692							
新竹市 757							
臺中市 749							
臺南市 741							
高雄市 744							
花蓮 699							
臺東 766							
恒春 759							

表六 「畢莉」颱風襲臺期間各主要測站實測與計算陣風比較表
Table 6. Comparison between Reported and Computed Gusty Winds.

	090300	0600	0900	1200	1500GMT	
彭 佳 嶼 695	r=390KM	306	217	150	90	距 離
	30KTS	40	52	64	82	計算陣風速 (修正○)
	38KTS	50	72	85	119	實測陣風速
	30KTS	37	50	65	85	實測平均風速
基 隆 市 694	r=395KM	311	220	142	22	距 離
	30KTS	38	52	68	98	計算陣風速 (修正○)
	35KTS	45	53	63	100	實測陣風速
宜 蘭 708(-40%)	r=395KM	310	222	146	44	距 離
	30KTS	38	52	66	98	計算陣風速
	18KTS	23	31	40	59	修正後陣風速
	—	—	36	40	62	實測陣風速
臺 北 市 692(-10%)	r=425KM	346	258	178	67	(同 上)
	28KTS	34	48	58	88	
	25KTS	31	43	52	(-20%)70	
	30KTS	36	44	52	68	
新 竹 757(-30%)	r=480KM	400	320	230	120	
	26KTS	30	36	50	70	
	18KTS	21	25	35	(-20%)56	
			28	38	62	
臺 中 市 749	r=	(-30%)	355KM	275	186	
			34KTS	44	56	
			24KTS	31	39	
				34	39	
臺 南 市 741	r=	(0)	452KM	386	310	
			28KTS	34	38	
			34KTS	35	41	
高 雄 市 744	r=		(10%)	390KM	328	
				30KTS	36	
				33KTS	40	
				28KTS	35	
恆 春 759	=		(10%)	417KM	177	
				28KTS	32	
				31KTS	35	
				34KTS	37	

法證明，當「畢莉」颱風中心距彭佳嶼 390 公里時，計算陣風速為 30 節，而實測平均穩定風速是 30 節，陣風速 38 節；當 r 減至 150 公里時 (1200Z)，計算陣風速是 64 節，而實測者是 65+85 節，因彭佳嶼與蘭嶼風速偏高，故表三該兩站風速修正百分數以平均穩定風速為準，而非實測陣風速，當彭佳嶼風向位於 NNW-ENE 時，修正百分數為零，故於表六彭佳嶼計算風速後註明 (修正 0)，基隆市亦如此。臺北市計算最高陣風速是 88 節，經 (-20%) 修正後為 70 節，於 1500Z 時實測陣風速是 68 節，宜蘭地處颱風「畢莉」環流之背風區，故計算陣風速應按表三，宜蘭站計算陣風速修正百分數 NW-NNW -40%，以計算陣風速乘 0.6 得修正後陣風速，經修正後宜蘭陣風速與實測陣風速相較，甚令人滿意。於應用本法時，以颱風自由環流區為主，背風區者有時可以百分數修正之。

七、颱風中心位移之校核法

颱風中心準確位置之測定莫過於飛機偵察與地面雷達報告，唯若能應用颱風四周各海島測站之三小時氣壓趨勢 (應予日變化修正)，亦可確定颱風中心位

移之速度。將(1)式中 P 對時間取偏導微函數，得

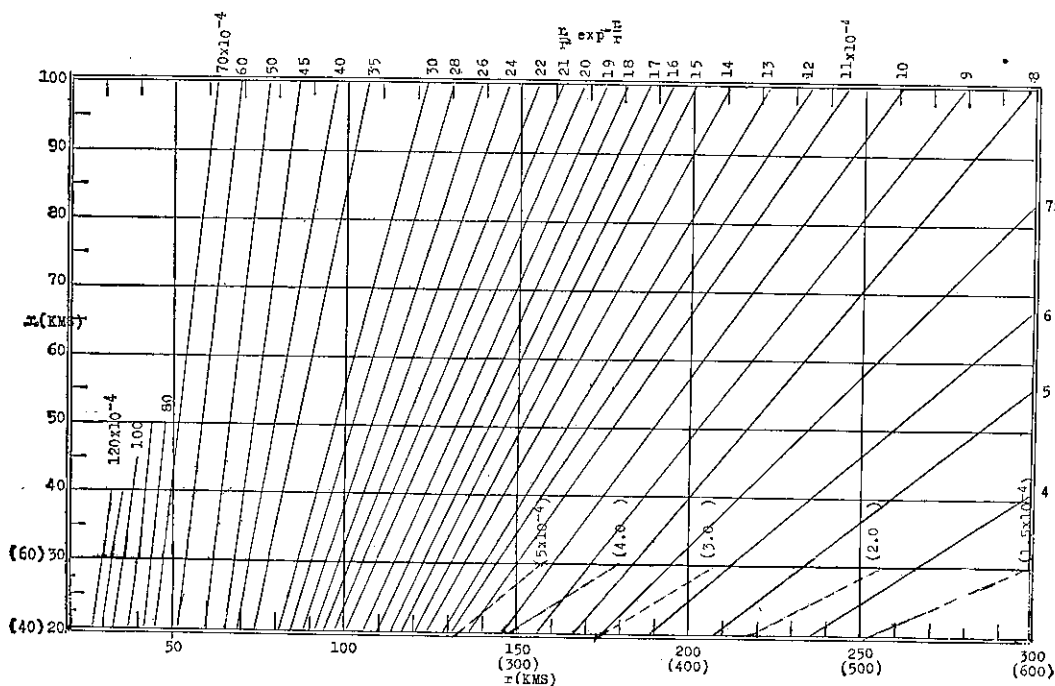
$$\frac{\partial p}{\partial t} = \frac{r_0}{r^2} a \exp -\frac{r_0}{r} \frac{\partial r}{\partial t}, \text{ 即}$$

$$\frac{\Delta p}{\Delta t} = \frac{r_0}{r^2} a \exp -\frac{r_0}{r} \frac{\Delta r}{\Delta t} \dots \dots \dots (7)$$

式中 $\Delta p/\Delta t$ 是氣壓趨勢， $\Delta r/\Delta t$ 是颱風中心與預測站間於時間間距 Δt 內距離之改變， Δr 。如圖八，颱風「畢莉」於 09 1200Z 位於 24.8°N, 123.0°E 循西、西北，再偏西方向以時速 30 公里接近臺灣北部，是時「畢莉」中心距彭佳嶼 142 公里，花蓮 186 公里，過去三小時氣壓趨勢彭佳嶼下降 4.5mb 花蓮下降 3.5mb，計算 $\Delta p/\Delta t$ 與 $\Delta r/\Delta t$ 時，因有限差誤差，似以前後各 1.5 小時為宜，即實測氣壓趨勢應與 1030-1330 間計算之氣壓趨勢相符，1030Z 颱風中心與彭佳嶼相距 166 公里，花蓮約 211 公里。由圖

七，當 $r=166$ 公里時 $\frac{r_0}{r^2} a \exp -\frac{r_0}{r} = 7.88 \times 10^{-2}$

三小時 $\Delta r = (-4.5 - 1.2) \div 0.0788 = -72$ 公里，1.3 TA 表示 (圖八)，式中 (-1.2mb) 是 1200Z 時彭佳嶼氣壓半日波修正數；當 $r=211$ 公里，



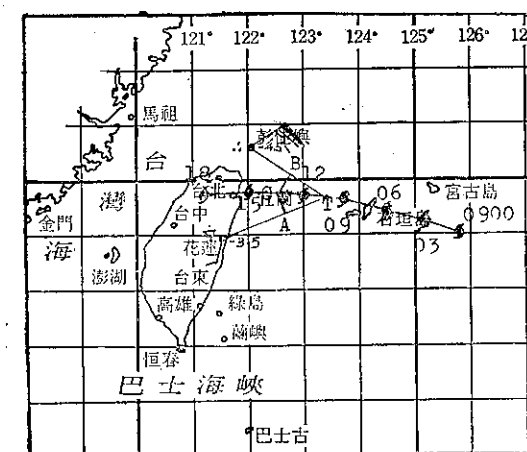
圖七 $\frac{r_0}{r^2} a \exp -\frac{r_0}{r}$ 計算圖

Fig. 7. $\frac{r_0}{r^2} a \exp -\frac{r_0}{r}$ Graph

表七 「畢莉」颱風襲臺期間各接近颱風中心測站實測與計算氣壓趨勢及雨量

Table 7. Comparison between Reported and Computed 3-hour Pressure Tendencies with the Amount of Rainfalls

	090300	0600	0900	1200	1500GMT	Aug. 1976
彭 佳 嶼 695	r=390KM	306KM	217KM	150KM	70KM	距 離
	- 1.3	- 2.0	- 3.7	- 5.3	-10.0MB	計算氣壓趨勢
	- 2.3	- 3.4	- 4.5	- 4.5	- 9.0MB	實測氣壓趨勢
	0	+ 2.0	- 0.5	- 1.2	0	氣壓半日波修正
	- 2.3	- 1.4	- 5.0	- 5.7	- 9.0MB	修正後氣壓趨勢
	8	3	2	27	17mm	雨量 (三小時)
基 隆 市 694	r=395KM	311KM	220KM	142KM	22KM	(下 同)
	- 1.3	- 2.0	- 3.7	- 5.6	-37.0MB	
	- 2.3	- 3.3	- 3.8	- 5.0	-20.8MB	
	0	+ 2.0	- 0.5	- 1.2	0 MB	
	- 2.3	- 1.3	- 4.3	- 6.2	-20.8MB	
	4	4	1	8	21mm	
宜 蘭 708	r=395KM	310KM	222KM	146KM	44KM	
	- 1.3	- 2.0	- 3.7	- 5.5	-22.6MB	
	- 1.3	- 4.0	- 4.5	- 5.4	-21.7MB	
	0	2.0	- 0.5	- 1.2	0 MB	
	- 1.3	- 2.0	- 5.0	- 6.4	-21.7MB	
	1	8	9	37	51mm	
臺 北 市 692	r=425KM	346KM	258KM	173KM	67KM	
	- 1.2	- 1.5	- 2.6	- 4.2	-14.0MB	
	- 2.0	- 2.3	- 3.9	- 3.8	-15.4MB	
	0	2.0	- 0.5	- 1.2	0 MB	
	- 2.0	- 0.3	- 4.4	- 5.0	-15.4MB	
	5	21	33	25	80mm	
新 竹 757	r=480KM	400KM	320KM	230KM	120KM	
	- 1.1	- 1.3	- 2.0	- 2.8	- 6.8MB	
	- 1.5	- 3.0	- 3.5	- 2.0	- 8.2MB	
	0	2.0	- 0.5	- 1.2	0 MB	
	- 1.5	- 1.0	- 4.0	- 3.0	- 8.2MB	
	2	0	0	2	45mm	
臺 中 市 749	r=		355KM	275KM	186KM	
			- 1.5	- 2.3	- 4.0MB	
			- 3.8	- 2.0	- 3.1MB	
			- 0.5	- 1.2	0	
			- 3.8	- 3.2	- 3.1	
			0.4	1.6	18mm	



圖八 民國六十五年八月「畢莉」颱風路徑
Fig. 8. Typhoon Billie Track, August 1976

$\frac{r_0}{r^2} a \exp^{-\frac{r_0}{r}} = 5.33 \times 10^{-2}$ ，三小時 $\Delta r = (-3.5 - 1.2) \div 0.0533 = -88$ 公里（圖八中之 TB）。作 TA 與 TB 之垂直線 CA 與 CB，兩線交於 C，TC 即為「畢莉」颱風位移三小時之距離與方向，當陸上雷達與颱風中心間距離遙遠，無法觀測時，如有近距離海島氣象報告，可應用本法。圖七乃為解(7)式之輔助圖，圖中由下向右上角斜線表示

$\frac{r_0}{r^2} \exp^{-\frac{r_0}{r}}$ ，以此值乘 a 除經日變化修正後之氣壓趨勢得 $\Delta r / \Delta t$ ， Δt 以三小時為準， Δr 是颱風中心與測站間距離改變數，以公里為單位，圖七中括號內之 r 與 r_0 相對應，其 $\frac{r_0}{r^2} \exp^{-\frac{r_0}{r}}$ 值以虛斜線表示。

八、雨 量

當颱風環流接近一地時，如該地於太平洋氣團籠罩下，其雨量雖不完全與等變壓風幅合量成比例增加，但當氣壓下降快，雨量即增加乃為常見之現象，故可利用(7)式，根據預測之颱風路徑，即可計算 $\Delta r / \Delta t$ ，由此得 $\Delta p / \Delta t$ ，第二表第 9 行是「模型颱風」接近一測站時之三小時氣壓趨勢， $\Delta r / \Delta t$ 是以 50 公里為準。表七所表者是當「畢莉」颱風侵襲臺灣北部地區時各測站之計算與實測氣壓趨勢，氣壓半日波修正（按臺灣夏半年逐時、逐日之平均氣壓計算，修正後氣壓趨勢與三小時雨量對照表。是日臺北市二十四小時雨量為 170 公厘，陽明山最高達 299 公厘。當「畢莉」颱風接近臺灣，臺北市三小時氣壓下降 2.0mb 時，雨量僅 5.0mm。民國五十二年九月十日，表八，當強烈颱風「葛樂禮」接近臺灣時，臺北市三小時氣壓下降 0.8mb，雨量為 3mm，下降 1.5mb，雨量達 31mm，氣壓下降 3.4mb 雨量增至 76mm，直至颱風中心遠離而雨量漸減，「葛樂禮」颱風襲臺時，二十四小時雨量計 366 公厘，臺北橋水位高達 7.8 公尺。中、南部因中央山脈影響，該區雨量與氣壓趨勢之關係如表九。強烈颱風「瓊安」由西太平洋接近臺灣時，臺南氣壓雖急降但無雨，直至「瓊安」於新港附近登陸時，臺南始有陣雨，由此氣壓回升，臺南地面風向轉為西南，雨勢漸增，若有南海颱風轉南，入侵臺灣海峽，臺南於氣壓下降時果有暴雨，每當氣壓上升時仍豪雨如注，多水患。於預測雨量時，上述三颱風之雨量型可作為「模式」，先計算經日變化修正後之氣壓趨勢與實測雨量之比，再乘以未來時間內計算之氣壓趨勢，即得未來一定時間間距內之可能雨量。

表八 民國五十三年九月十至十一日「葛樂禮」颱風過臺時臺北市雨量與氣壓趨勢
Table 8. Taipei Pressure Tendencies and Rainfalls during Typhoon "Gloria" 10-11 Sept. 1963.

1963	10/9					11/9					
中原標準時間	08	11	14	17	20	23	02	05	08	11	14
三小時氣壓趨勢		- 0.8	- 3.2	- 1.0	- 0.7	- 3.1	- 4.4	- 6.8	- 4.8	- 3.2	2.4
氣壓趨勢修正值		0	+ 2.0	- 0.5	- 1.2	0	+ 1.0	- 0.5	- 1.2	0	+ 2.0
修正後氣壓趨勢		- 0.8	- 1.2	- 1.5	- 1.9	- 3.1	- 3.4	- 7.3	- 6.0	- 3.2	+ 4.4mb
三小時雨量		3	9	31	18	33	76	71	69	40	28mm

表九 民國四十八年八月二十九至卅日「瓊安」過臺灣時臺南市雨量與氣壓趨勢

Table 9. Pressure Tendency and Rainfalls during Typhoon

Joan 29-30 Aug. 1959 at Tainan.

1959	29/8						30/8				
中原標準時間	18	21	24	03	06	09	12	15	18	21	24
三小時氣壓趨勢		- 7.2	- 4.3	- 2.8	+ 5.9	+ 11.2	+ 6.2	+ 2.2	+ 2.9	+ 4.2	+ 1.5
氣壓趨勢修正值		- 1.2	0	+ 1.0	- 0.5	- 1.2	0	+ 2.0	- 0.5	- 1.2	0
修正後氣壓趨勢		- 6.0	- 4.3	+ 3.8	+ 5.4	+ 10.0	+ 6.2	+ 4.2	+ 2.4	+ 3.0	+ 1.5mb
三小時雨量		0	15	12.5	1.9	1.1	6.1	23.0	33.4	8.0	1.0mm

← 颱風雨 →

← 西南季風雨 →

九、結 論

以往預測颱風侵襲時，均以路徑之準確與否為準，對於風力之大小，雨量之多寡僅作選擇性報導，實因無可靠方法，作為風、雨預測之依據，筆者於此介紹本法，或可為諸氣象同好從事颱風、雨預報時之參考。

十、參 考 資 料

1. 吳清吉 1975, 通過巴士海峽颱風對臺灣南端波浪之關係, 大氣科學, 2, 37-38.
 2. Saucier W. J. 1958. Principles of Meteorology Analysis p239, p32 and p330
- 作者通訊處：國立臺灣大學大氣科學系

實 踐 三 民 主 義

光 復 大 陸 國 土

復 興 民 族 文 化

堅 守 民 主 陣 容

應用垂直風切圖與李查遜數目 對晴空亂流之個案研究

Application of the Vertical Windshear Chart and Richardson Numbers to A Case Study of Clear Air Turbulence

郭 文 鑠

Wen-Shuo Kuo

Abstract

The vertical wind shear and the Richardson number express the role of important effects in producing clear air turbulence. By means of the thermal wind equation, a method for indirectly calculating the vertical wind shear is derived. Then from the potential temperature equation and the thermal wind equation, other simplified method method is brought forth for calculating the Richardson number.

These two methods were applied to a case study of CAT encountered by CAL 008 scheduled flight over Kagoshima, Japan on December 4, 1975. It was found that only the vertical wind shear could not justify the occurrence of CAT. With a view to having right conclusion, it should consider the Richardson number in combination with synoptic factors as well the vertical wind shear.

一、前 言

噴射時代的來臨，使飛行高度升高到雲層與風暴的上面，原以為影響飛行的天氣將僅限於起降階段，未料在巡航階段，又有晴空亂流的困擾。這項新的困擾是指出發生在無雲高空的非對流性的亂流，雖非常見，但在廣大空域中沒有天氣現象伴同發生，不易為飛行員所看見，往往如突然近入陷阱，導致程度不等的危害，飛機顛簸震撼，旅客及空勤人員碰撞受傷，甚至於使飛機結構受到損害，造成不幸災難。

近年來，有關亂流現象的研究資料不少，可以參考應用。本文根據垂直風及李查遜數目的基本理論，推導簡易方法。對民國 64 年 12 月 4 日中華航空公司 008 班機在飛往日本退中所遭遇的晴空亂流，試作個案分析。

二、垂直風切圖

風切為產生亂流的動力，國際民航組織在其發佈的「防避亂流規則」⁽¹⁾中，指出引起亂流的風切臨界值，在 300 mb 等壓面上，水平切約為 20 Knots/60 NM，垂直風切約為 5 Rnots/1000 ft，就風切而言，後者，顯然重要得多。按該組織的航空氣象服務程序 (Procedure of Air Navigation-MET)，有垂直風切圖的提供。如何繪製這項垂直風切圖？直接的方法，固可自測站的探空紀錄，描出風速剖面，在強風層上下的適當垂直距離內算出垂直風切，取其平均值。但這樣逐點計算，費時繁重，頗難適應航空氣象服務的需求。

Petterson Priesly⁽²⁾曾指出，分析等壓面上水平溫度，可決定此等壓面上上下層間之垂直風切。引

用溫度風方程式，可導出間接的方法於下，吾人已知地轉風方程式為：

$$U_g = -\frac{1}{f\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \dots\dots\dots(1)$$

$$V_g = \frac{1}{f\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \dots\dots\dots(2)$$

分別對高度微分：

$$\frac{\partial U_g}{\partial Z} = -\frac{g}{fT} \left(\frac{\Delta T}{\Delta y} \right)_p \dots\dots\dots(3)$$

$$\frac{\partial V_g}{\partial Z} = \frac{g}{fT} \left(\frac{\Delta T}{\Delta x} \right)_p \dots\dots\dots(4)$$

因此，溫度風方程式可寫成：

$$\frac{\partial V_g}{\partial Z} = -\frac{g}{fT} \left(-\frac{\Delta T}{\Delta n} \right)_p \dots\dots\dots(5)$$

設以右下附零者表示分析的氣壓面，另以右下附 1 者表示欲得風的氣壓面，若穿越等溫線之氣溫遞減率變化不大，等壓面的溫度場可認為該面上平均厚度場，吾人可寫成

$$\frac{\Delta T_m}{\Delta n} = \frac{\Delta T_0}{\Delta n} = \frac{\Delta T_1}{\Delta n}$$

則 (5) 式變為

$$\frac{\partial V_g}{\partial Z} = -\frac{g}{fT_m} \left(\frac{\Delta T_m}{\Delta n} \right)_p \dots\dots\dots(6)$$

因此 $\Delta V_g = V_{g1} - V_{g0}$

$$= -\frac{g}{f} \frac{\Delta Z}{\Delta n} \frac{\Delta T_0}{T_m}$$

設 $V_1 = \frac{g}{f} \frac{\Delta Z}{\Delta n}$ ，相當於沿 T_0 等溫度線吹的風， ΔZ 在 P_0 氣壓面上者為正，其下者為負，並改令 $\Delta Z = \pm 1000 \text{ ft}$ ，以適合垂直風切之單位為 Knot/1000 ft。

ΔT_0 為 5°C ， T_m 之適用範圍可自 -21°C 至 -56°C 則 $\frac{\Delta T_0}{T_m}$ 約為 ± 0.11 ，設常數 $K = \pm 0.11$ ，

則 $\Delta V_g = KV_1 \dots\dots\dots(7)$

故決定 500 mb 以上任一等壓面的風，可經由下列步驟獲得：

- (1) 分析氣壓面 5°C 間隔的等溫線。
- (2) 視等溫線如間隔 200 ft 的等高線，用相同比例的地轉風標尺 (geostrophic wind scale)，計量溫度風 V_1 之大小。

③ V_1 乘以 K 值所得風向量，即垂直風切，再與始初氣壓面風向量相加。

故應用地轉風標尺計量溫度風，量得相當的垂直風切 (四捨五入) 如表一所示。

表 一

溫 度 風 (Knots)	垂 直 風 切 (Knots/1000ft)
10	1
20	2
30	3
40	4
50	6
60	7
70	8
80	9
100	11
110	12

應用這種間接方法，可以在短時間內迅速的量出各地區的垂直風切數目，繪等值線即構成垂直風切圖。顯然的，此圖的正確性決定於等溫線的正確程度，為垂直風切的數值的正確起見，宜選若干適當測站，用上述直計算方法，算其數值，藉以核對或修正，使利用標尺迅速量出的數值，確符實際。

三、李 查 遜 數 目

亂流是大氣運動中的另一種型式，非常不規則，經若干專家多次重複實驗結果，雖平均性質相同，然氣流情況多不一致。從大氣運動能量收支 (energy bulget) 的觀點，Dutton，Panofsky⁽¹⁾ 二氏曾列舉下式解釋之，

$$dE/dt = M + B - \epsilon + T \dots\dots\dots(8)$$

E 為導致單位質量亂流的平均動能， $\frac{dE}{dt}$ 為 E 的時間變率。

M 為風向風速隨高度改變的變化率，與垂直風切的平方成正比，恆為正數。如動能來源僅為 M 項，則屬於機械性亂流 (mechanical turbulence)。

B 為由於浮力的能量產生率，決定於溫度與水蒸的垂直分佈，水汽作用較小，此處忽略不計，此項即氣溫遞減率，若動能來源僅為 B 項，則屬於對流性亂流 (heat convection or convective turbulence)。

T 為交換項，一處空氣中所產生的能量，輸至他處再行消退的可能性。

ϵ 為亂流動能變為熱量因摩擦作用的消退率。

一般言之， M 項或 B 項，或 M 與 B 兩項同時為構成大範圍亂流之主因。 M 項恆為 E 正數，至

於 B 項僅在氣溫遞減率大於 $1^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 時為正數，這祇有在積雲，或在晴天近地面高度，方有這種情況，通常 B 為負數。當 B 為負數，穩定度增大，抵消機械性亂流。晴空亂流為重力波 (gravitational wave)，發生在流體靜力穩定狀態氣層中 (B 為負數)，其重要能量來自風切，蓋在穩定氣層中，利於風切能量的聚積，當風切產生率超過 B 及 ϵ 項抵消率時，方有亂流發生。

從上面 (8) 式右端主要的兩項，M 與 E，觀之，李查遜數目 (Richardson number，簡稱 R_i) 或可指示亂流可能性。

$$R_i = \frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial Z} / \left(-\frac{\partial V}{\partial Z} \right)^2 \dots\dots\dots (9)$$

$-\frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial Z}$ 為靜力穩定度
 $\frac{\partial V}{\partial Z}$ 為垂直風切

分母 M 數值要大至足以克服分子 B 項，即 R_i 愈小，亂流的可能性方愈大。Tayer 曾指出產生亂的 R_i 臨界值為 $\frac{1}{4}$ ； $R_i \leq \frac{1}{4}$ 為亂流的必需條件，但不是充分條件。Miles 與 Howard 業自理論分析，獲得證實。

吾人如將 R_i (9) 式與前述溫度風方程式相接合，以溫度遞減率表示之，應用起來較為簡便。

已知位溫方程式為

$$\theta = T \left(\frac{P_0}{P} \right)^{\frac{\gamma-1}{\gamma}} \dots\dots\dots (10)$$

$$r = \frac{C_p}{C_v}, P_0 = 1000 \text{ mb}$$

自 (10) 式取對數，對高度微分

$$\begin{aligned} \frac{1}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial Z} &= \frac{1}{T} \frac{\partial T}{\partial Z} - \left(\frac{r-1}{r} \right) \frac{1}{P} \frac{\partial P}{\partial Z} \\ &= \frac{1}{T} \frac{\partial T}{\partial Z} + \left(\frac{r-1}{r} \right) \frac{g}{RT} \end{aligned}$$

$$\text{所以 } \frac{1}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial Z} = \frac{1}{T} \left(\frac{\partial T}{\partial Z} + r \right) \dots\dots\dots (11)$$

r 為乾絕溫直溫率， $\frac{\partial T}{\partial Z}$ 為平均溫度直溫率自

$$(5) \text{ 式, } \frac{\partial V}{\partial Z} = \frac{g}{fT} \frac{\partial T}{\partial n} \dots\dots\dots (12)$$

(11)，(12) 代入 (9)，得

$$R_i = \frac{f^2 T}{g} \left(\frac{\partial T}{\partial Z} + r \right) \dots\dots\dots (13)$$

已知 $g = 9.8 \text{ m/sec}^2$ ，

$$\omega = 0.729 \times 10^{-4} \text{ sec}^{-1},$$

$$\frac{\partial T}{\partial Z} = 0.65^{\circ}\text{C}/100 \text{ m},$$

$$r = 1^{\circ}/100 \text{ m}.$$

設以 300 mb 等壓面之 30°N 至 40°N 範圍為例，取 $\Delta n = 200 \text{ km}$ ，計算 (13) 式得 R_i 如表二。

表 二

R_i	緯 度
$79/\Delta T^2$	30°N
$89/\Delta T^2$	32°N
$99/\Delta T^2$	34°N
$109/\Delta T^2$	36°N
$120/\Delta T^2$	38°N
$130/\Delta T^2$	40°N

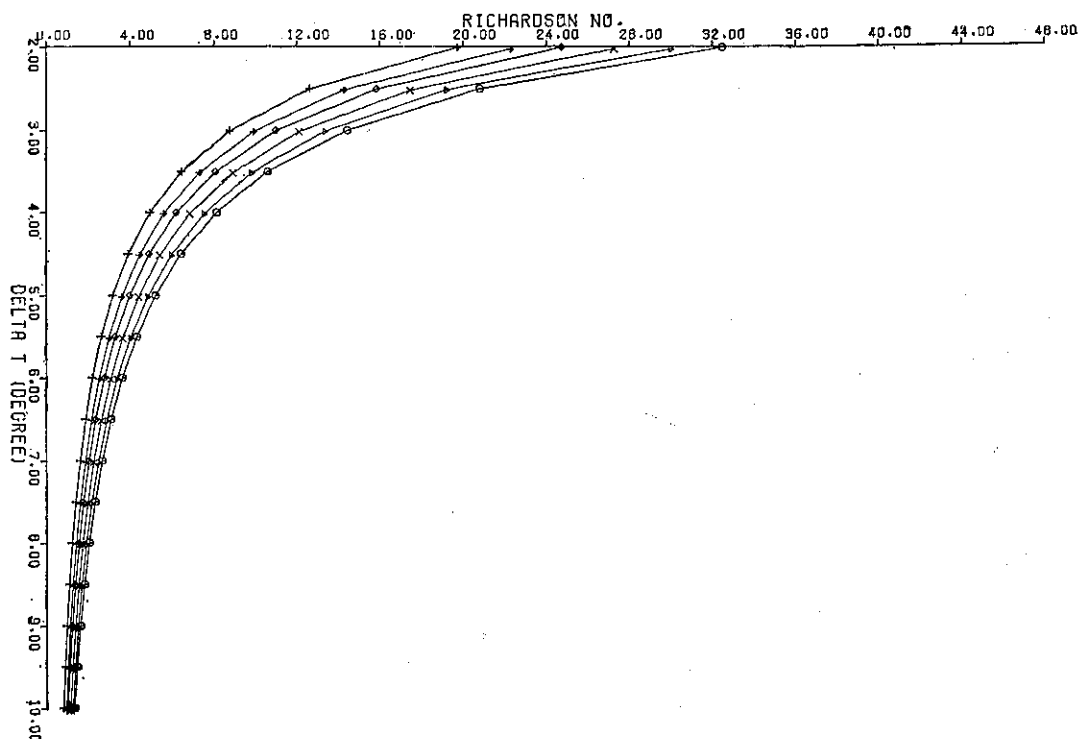
將上表製成 R_i 與 ΔT 圖解 (圖一 a, b)，可直接從 200 km 距離之溫度差，讀出 R_i 。

上圖，在 300mb 溫度場可迅速讀出 30° – 40°N 範圍內 R_i 之分佈。

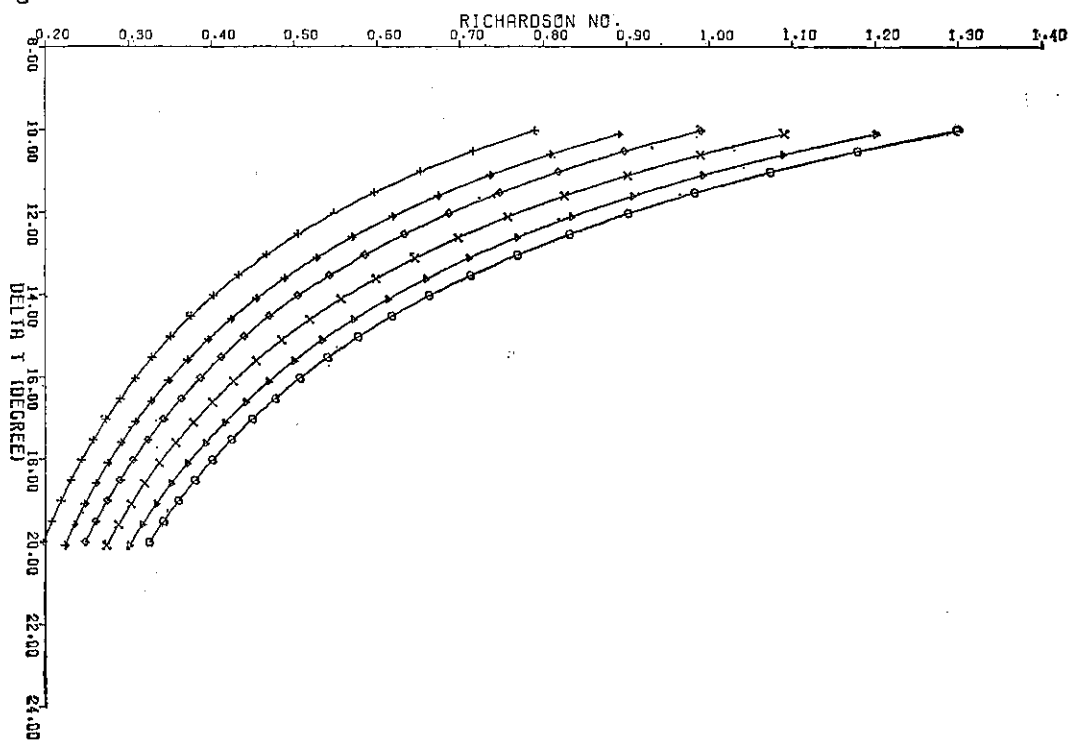
四、華航 008 班機遭遇晴空亂流時 天氣概況

64 年 12 月 4 日 CAL 008 次班機 (Boeing 07) 自臺北飛東京，於 1029 Z 起飛，1120 Z 經鹿兒島上空附近，氣壓高度 29000 ft，突然遭遇劇烈晴空亂流，5 秒鐘內驟升 200 ft，然後再降 600–700 ft，機上人員輕重傷達 15 人之多，災情相當嚴重，為近年來在遠東地區，遭遇晴空亂流危害之重大事件。

當日 0000 Z 天氣概況：低壓中心位於朝鮮半島南端海上，自此中心之冷鋒，向西南延伸至中國東海及華南如圖二所示。300 mb 圖之顯着副熱帶噴射氣流，沿長江流域至杭州灣出海，經九州向東延至太平洋。在噴射氣流軸線北邊，等溫線密集，自東經 110 度至 135 度，與噴射氣流軸線相平行，形成強烈水平溫度梯度，因之水平及垂直風切亦強，與 1200 Z 300 mb 近似。(見圖八)



(a)



(b)

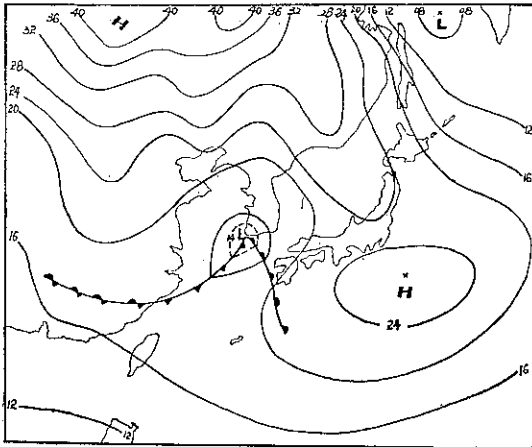
圖一 李查遜數目與 ΔT 關係圖解

(a) 圖用於 ΔT 為 2°C – 10°C (b) 圖用於 ΔT 為 10°C – 20°C

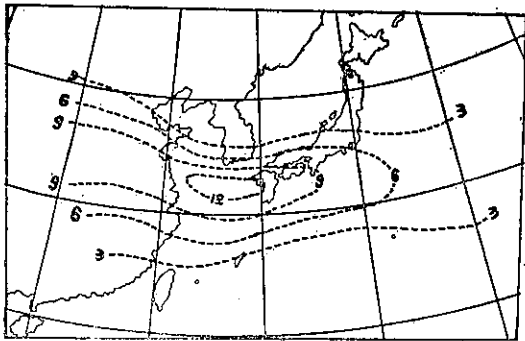
Fig 1. Diagram of the relation between Ri and ΔT

(a) for ΔT is 2°C to 10°C (b) for ΔT is 10°C to 20°C

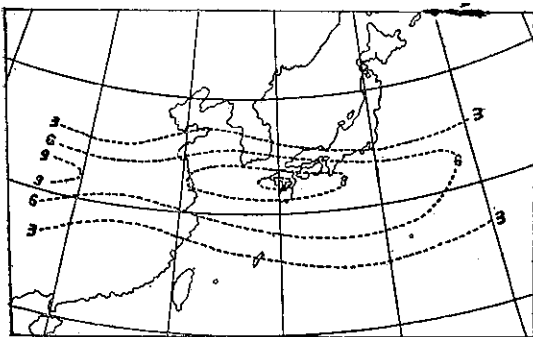
+—for 30°N ▲—for 32°N ◇—for 34°N × for 36°N △—for 38°N ○—for 40°N



圖二 64 年 12 月 4 日 0000Z 地面天氣圖
Fig. 2. Surface pressure chart (0000Z Dec. 4, 1975)



圖三 64 年 12 月 4 日 0000Z 垂直風切
Fig. 3. Vertical wind shear chart (0000Z Dec. 4, 1975)



圖四 64 年 12 月 4 日 1200Z 垂直風切圖
Fig. 4. Vertical wind shear chart (12000Z Dec. 4, 1975)

五、綜合研討

應用第 2 節表一，以地轉風標尺分析 0000 Z 及 1200 Z 300 mb 溫度場，量得垂直風切之分佈，並繪成垂直風切圖，如圖三、圖四所示。自 0000 Z 垂

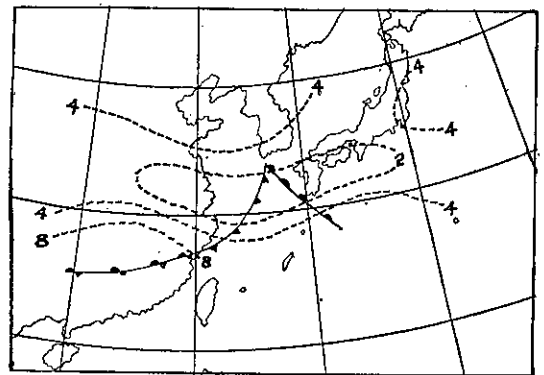
直風切圖觀之，最大垂直風切區成細長形，與溫度密集帶相位相合，而 1200 Z (圖四)，基本形勢未變，僅最高垂直風分 (12 Knots/1000 ft) 區稍向東移。風切與亂流之相關統計如表三：

表 三

水 平 風 切 (Knots/1.5° lat)	垂 直 風 切 (Knots/1000 ft)	亂 流 強 度
25	3-9	輕 度
25	9-12	中 度
25	12-15	中度偶嚴重
25	15以上	嚴 重

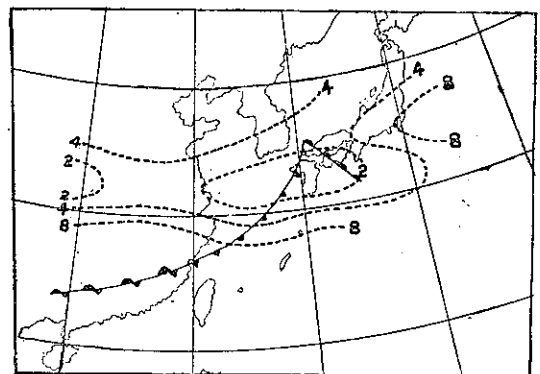
如僅根據垂直風切判斷，則九州西部之廣大地區，均有中度以上亂流發生。

再應用第三節表二或圖一，求 0000 Z 及 1200 Z 300 mb 圖上 R_i 之分佈，並繪成圖。如圖五、圖六



圖五 64 年 12 月 4 日 0000Z 300mb 理查遜數目分佈圖，附載同時之鋒面位置

Fig. 5. Richardson number, at 300mb for 0000Z Dec. 4, 1975, the surface position of the front is shown.



圖六 如圖五，時間為 64 年 12 月 4 日 1200Z
Fig. 6. As in Fig. 5 except for 1200Z Dec. 4, 1975.

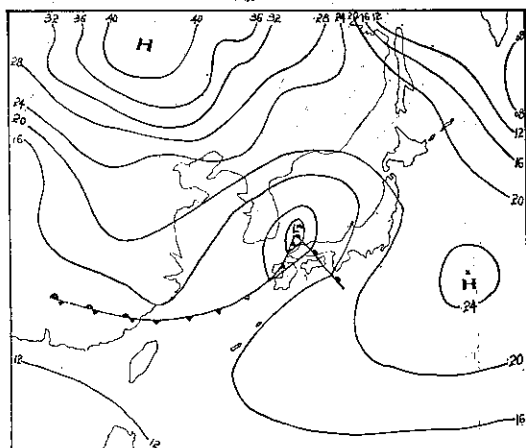
所示。因為皆利用溫度場，0000 Z 與 1200 Z R_i 等值線型式大致相似，均為東西向細長形，而二者之最低值，俱未達晴空亂流臨界值 $\frac{1}{4}$ 。

根據過去氣象學家 Yin (1949), Yeh (1950) 及 Mohri (1953) 等人之研究⁽¹⁰⁾，已知亞洲區域副熱帶噴射氣流，因受西藏高原之阻擋，分裂為二，北支繞過西藏高原北緣，在長江口以北上空出海，南支繞過喜馬拉雅山南麓，在長江口以南上空出海，此兩支噴射氣流出海後，在日本 130°E 至 140°E 區域上空復合為一，惟冬季三個月在 130°E 以西複合。二者以南支為主，強度較強，且每年的出現相當穩定，在 11 月至 1 月，位置幾乎不變。據一位 JAL 有經驗駕駛員說，冬季在鹿兒島 (46327) 上空，亂流頻率甚大，每次飛抵該地區之前，不論航路天氣預報如何，他總是播請旅客繫好安全帶，以策安全。可見實際與理論頗相吻合。

華航 008 班機是沿 A1 航路，經鹿兒島飛東京，而這天 A1 航路上，航機頗多，在華航 008 班機前後，均未有晴空亂流報告，可見僅憑垂直風切，不足以判斷晴空亂流之有無，控制晴空亂流之發生尚有其他因素，需作進一步研究。

上述亞洲副熱帶噴射氣流的南北兩支繞過西藏高原後，在高原東部形成輻合帶，略具有冷鋒性質，其坡度由南向北上傾，輻合帶中常產生不穩定的小漩渦。在地面如在長江中游附近有氣旋存在，則由於上層小漩渦的誘導，降山區和風暴範圍因而加大，這移動性的氣旋隨後移至東海，至東經 130° 附近，益趨加強，加強後的低壓中心，大多偏向噴射氣流的北方。12 月 4 日在日本海南部的氣旋加強，對噴射氣流的形勢，與上述研究結果甚相似。

12 月 4 日 1200 Z，冷鋒抵達日本西南部，(見圖七)這時 500 mb 槽線不深，300 mb 圖上(見圖八)，四國及九州西南地區有暖平流。據民航月報資料⁽¹²⁾，此冷鋒於 5 日晨通過臺北，臺北地區僅雲量增加，無任何天氣。但在鹿兒島地區情況大異。4 日上午九州各地均有雷雨發生，並持續至 0600 Z，此後鹿兒島天氣由雷雨變為陣雨，附近仍有雷雨，至 1200 Z，該地天氣仍是 $\frac{1}{4}$ 濃積雲、陣雨，顯示此地區氣流富垂直運動。4 日 0000 Z 500 mb 旋率分佈圖(見圖九)亦可見到，正旋率區 ($+20 \text{ sec}^{-1}$) 位於韓國南部海上，24 小時後正旋率區平流至九州上空，強度增加，故 4 日 1200 Z 前後，九州上空為正旋率區，垂直運動旺盛，極可能導致對流性亂流。



圖七 64 年 12 月 4 日 1200Z 地面天氣圖

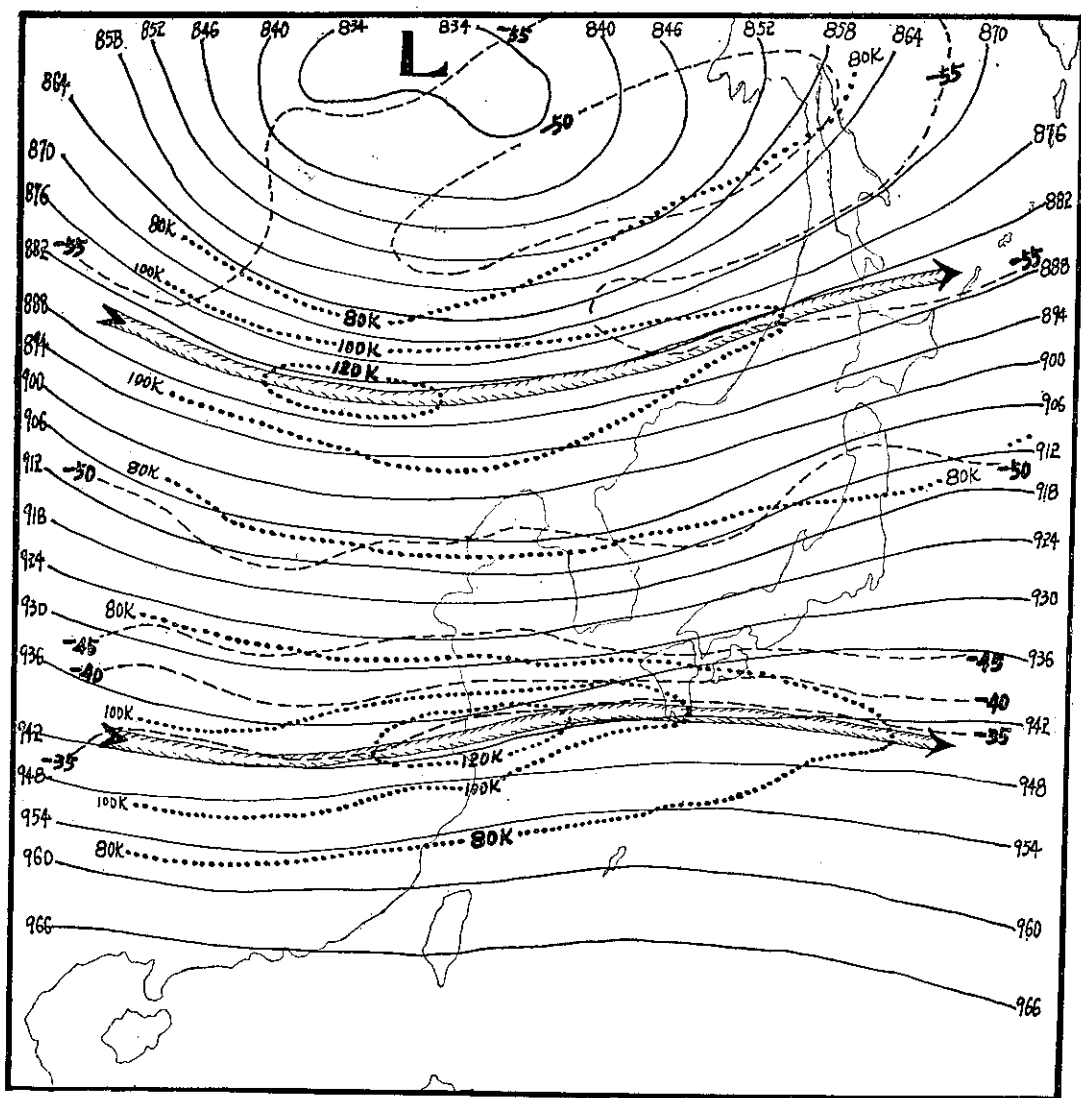
Fig. 7. Surface pressure chart (1200Z Dec. 4, 1975)

至於 4 日 0000 Z 與 1200 Z 300 mb 最低 R_i (見圖五、圖六)均未達臨界值，可能因為用 (13) 式計算 R_i ，係以 300 mb 的平均溫度為基礎，部分簡化，不是直接計算 R_i ，效果不免受到影響，而 1200 Z 距晴空亂流發生時刻約有 40 分鐘的差異，高度亦有一千餘呎的距離。在噴射氣流或輻合帶中，在適當情況下，常有片段亂流發生在 $R_i \leq \frac{1}{4}$ 的薄層大氣中，此薄層上下的 R_i ，自較臨界值為大。

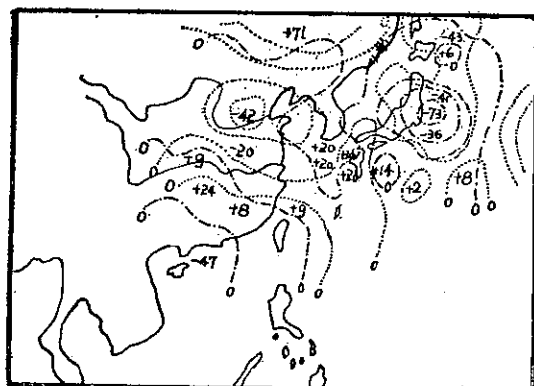
Oard⁽⁴⁾ (1974) 根據 Roach (1970) 構想對 R_i 進一步的發展，診斷 R_i 趨勢，將 (9) 式取對數，對時間微分， $d(\ln R_i)/dt$ 藉解出 Omega 方程式等，直接算出 R_i 及其到達臨界值之時間，為晴空亂流之預測，開創樂觀途徑。

六、結 論

近年來，已有不少有關晴空亂流的研究資料，一般言之。晴空亂流產生在穩定氣層中，且有強大垂直風切。惟僅憑垂直風的資料，尚不足以完全判斷亂流的有無，李查遜數目為亂流可能性的指標，需予考慮。本文利用溫度風方程式，推導間接計算垂直風切及 R_i 的方法，經應用於 64 年 12 月 4 日華航班機所遭遇的晴空亂流，作個案分析，尚稱速簡方便，適於航空氣象服務的需求。推算方法雖非直接，然大致符合，惟不論應用垂直風切或 R_i ，抑或二者兼用，宜配合天氣圖，綜合考慮其他因素，庶可得合理的研判。



圖八 64 年 12 月 4 日 300mb 圖實線表等高線，虛線等溫線，點線等風速線，有箭頭之雙實線，噴射氣流軸線
Fig. 8. 300mb chart for 1200Z Dec. 4, 1975.



圖九 64 年 12 月 4 日 0000Z 500mb 旋率實線
表示實際旋，點線 24 小時預測旋率
Fig. 9. 500mb & 0000Z Dec. 4, 1975.

七、誌 謝

本文承胡仲英先生設計圖解，朱曙光先生繪製圖表，及本局電子計算機中心同仁支援，得以順利完成，謹此同致謝意。

參 考 文 獻

1. Dutton and Panofsky, 1970, "Clear Air Turbulence," Science Vol. 167, No. 3920, 938-941.
2. Ho'toa, 1972, "An Introduction to Dynamic Meteorology" 167.
3. ICAO 1969, "Rules of Thumb to Assist in Advoding or Miniwizing Encounters with

- CAT," Attach. to State Letter ST 7/4. 1-69/295.
4. Oard, 1974, "Application of Diagnostic Richardson Number Tendency to a Case Study of CAT," J. Appl. Meteor. [Vol. 13, 771-774
 5. Petterssen and Priestly "Preparation of Upper-Air Analysis and Forecast Chart, Part 2," Synoptic Div. Tech. Memo. No. 75. Air Ministry.
 6. Reiter 1961, "Jet-Stream Meteorology", 210-212,
 7. Sutton, 1953, "Micrometeorology" 8-11.
 8. WMO Technical Note 35, 1961, No. 106. TP. 45, 183-184.
 9. 蔣志才「由華航班機意外事件談晴空亂流」, 科學發展 4 卷 3 期 5。
 10. 萬寶康「亞洲噴射氣流之特性及其對臺灣天氣之影響」, 氣象學報 16 卷 4 期 5-11。
 11. 戚啓勳「東亞噴射氣流之特性」, 氣象學報 7 卷 2 期, 19。
 12. 民航局 65 年 2 月, 「論晴空亂流與華航班機意外事件」民航月報三卷二期 37-39.

作者通訊處中央氣象局

氣象學報徵稿簡則

- 一、本刊以促進氣象學術之研究爲目的，凡有關氣象理論之分析，應用問題之探討，不論創作或譯述均所歡迎。
- 二、本刊文字務求簡明，文體以白話或淺近文言爲主體，每篇以五千字爲佳，如長篇巨著內容特佳者亦所歡迎。
- 三、稿件請註明作者真實姓名、住址及服務機關，但發表時得用筆名。
- 四、譯稿請附原文，如確有困難亦請註明作者姓名暨原文出版年月及地點。
- 五、稿中引用文獻請註明作者姓名、書名、頁數及出版年月。
- 六、惠稿請用稿紙繕寫清楚，並加標點。如屬創作論著稿，請附撰英文或法、德、西文摘要。
- 七、本刊對來稿有刪改權，如作者不願刪改時請聲明。
- 八、惠稿如有附圖務請用墨筆描繪，以便製版。
- 九、來稿無論刊登與否概不退還，如須退還者請預先聲明，並附足額退稿郵資。
- 十、來稿一經刊登、當致薄酬，並贈送本刊及抽印本各若干冊。
- 十一、惠稿文責自負、詳細規定請據本學報補充稿約辦理。
- 十二、惠稿請寄臺北市公園路六十四號中央氣象局氣象學報社收。

(請參閱補充稿約)

颱風之路徑與其預報

Tracks of Typhoons and Their Prediction

徐 明 同

Ming-Tung Hsu

Abstract

Prediction of typhoon's tracks is a rapidly developing problem at present. In this article, firstly, mean tracks in the northern part of the west Pacific Ocean are presented. Secondly, various new methods of prediction currently used at the meteorological agencies in U. S. A. and Japan, such as, (i) persistence, (ii) climatological, (iii) synoptic, (iv) statistical and (v) dynamical, are introduced in detail.

一、前言

在臺灣地區，颱風路徑之預報是一個很重要的問題。此問題正在急速發展之中。本文將繼颱風之發生與發展等問題（註一），介紹美、日氣象機構現用之各種路徑預報方法以供同仁參考。

根據 Bergeron (1954, 註二)，世界各地熱帶低氣壓之發生區域與路徑如圖一。由此圖可知，熱帶低氣壓只發生在赤道槽上。在北半球其路徑先向西進，然後轉西北再轉北者較多，其中一部分向東北進行。在南半球，向南至東南進行者較多。在南大西洋與南太平洋東部，幾乎沒有發生過熱帶低氣壓。

二、北部太平洋颱風之路徑

與我們關係密切者為北太平洋西部之颱風。圖二係清水 (1971, 註三) 所製，表示北太平洋西部三十年間（自 1940 至 1969 年）颱風出現次數與平均路徑。在此期間出現之颱風總數達 856 次，年平均為 28.5 次。平均路徑係連接出現次數最大處而得來。由此圖可知，此區域颱風主要路徑有三種，即

(一) 西進型

發生在密克羅內西亞 (Micronesia) 海域，經過馬紹爾 (Marshall) 羣島，關島 (Guam)，雅普 (Yap) 島，菲律賓東方海上，菲律賓北部後，進入南海，然後登陸華南或印度支那半島。

(二) 轉向型

屬於此型者，與西進型在菲律賓東方海上分離，而轉向後，向東北進行，經過臺灣東方海上，日本列

島南方海上，繼續向東北進行。

(三) 北上型

在馬利亞納 (Mariana) 羣島附近，大約沿東經 140 度經線，向北進行至日本列島東部海上。

圖三（註三）表示月平均路徑，西進型在夏天，其緯度達到最高至呂宋島北部，然後逐漸南下，而在冬天，顯示最低緯度，到達呂宋島南部。

轉向型在六月至十月間比較多，六月間轉向點最偏西，然後逐漸偏東，轉向角度在六月比較緩慢，然後變為顯著，到十月，轉向角度變成銳角。這和駛引 (Steer) 颱風之太平洋高氣壓勢力，西風強度及其緯度之季節性變動等大有關係。

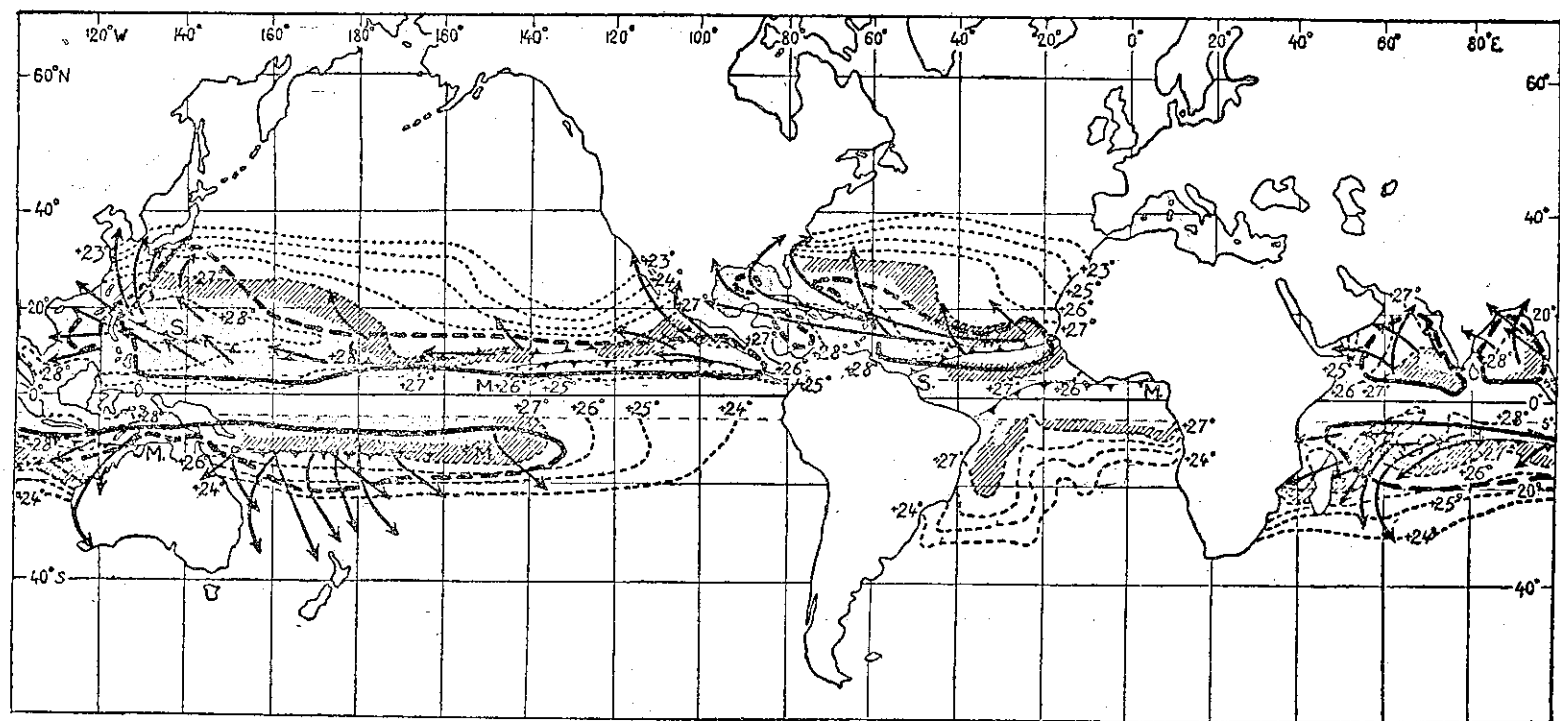
北上型幾乎夏天才會出現，特別是在盛夏八月間，其次數比轉向型為多。此型常呈反常路徑，為其特徵之一。

三、颱風路徑之預報

前面已述，颱風之平均路徑，如個個颱風都依照平均路徑進行，其預報就很簡單，但事實上，每個颱風之路徑和其平均路徑有很大偏差，故其路徑預報就不是容易之事。因此氣象學者必須想出各種預報方法，以供社會上需要。下面將介紹目前在美國及日本之氣象機構所採用的六種主要颱風路徑預報方法。

(一) 持續法 (Persistence) 亦名外延法

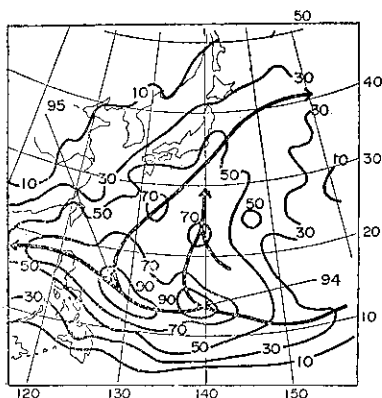
颱風在過去一段時間內的移動，係包含颱風在內廣大區域的平流 (Advection) 和力學上外力所支配，故假定今後若干時間內，這些因素沒有變化；換



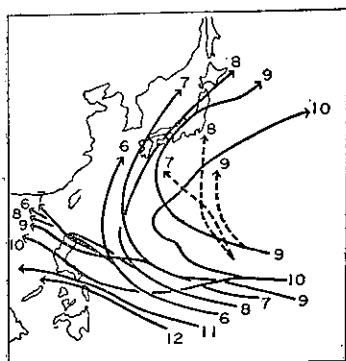
- | | | | |
|--------|------------|------|--------------------------------|
| ----- | 平均氣溫 | ---- | 颱風發生域之極側近似界限 |
| S. --- | 九月赤道槽之平均位置 | —— | 颱風發生域之赤道側近似界限 |
| M. --- | 三月赤道槽之平均位置 | /// | 表示平均氣溫在 27°C 至 27.5°C 之區域 (三月) |
| ← | 颱風路徑 | ⊞ | 表示平均氣溫高於 27.5°C 之區域 (九月) |

圖一 世界各地熱帶低氣壓之發生區域與其路徑

言之，目前的狀況再持續一段時間，今後的移動即進行方向和速度就和過去相同。持續法亦名外延法



圖二 北太平洋西部颱風之出現次數與平均路徑 (1940-1969)



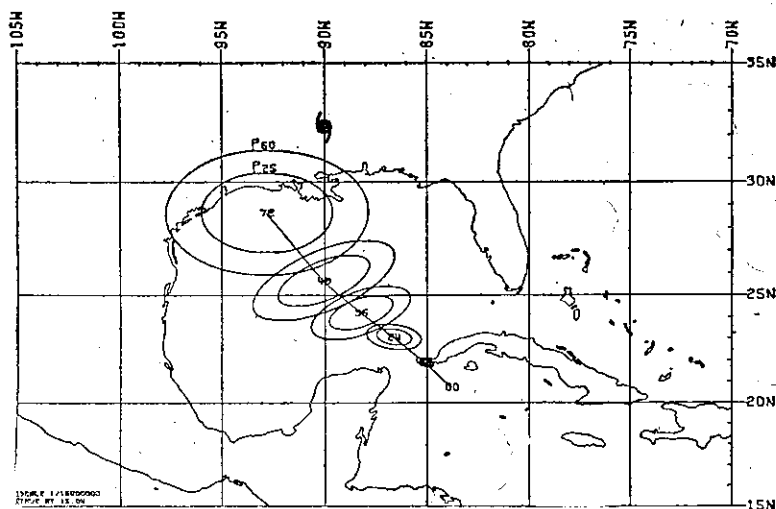
圖三 北太平洋西部颱風之月平均路徑 (1940-1969)

(Extrapolation) 就是根據上述原理，以過去速度（包括方向），預測未來颱風路徑。此種方法，預報時間較短時，（例如十二小時以內）準確度很高，尤其在颱風尚未轉向以前很有效，但預報時間較長或接近轉向點，其準確度就急速減低。有時不只用上述單純的外延，更進一步考慮加速度。這種方法，颱風轉向後在中緯度時，特別有效。

(二) 氣候學預報法

此方法係利用颱風之氣候學的性質，即各季節或各地區進行方向及速度之統計值，來做路徑的預報。由過去的統計值中，尋找與現在颱風之狀態，最類似的例子，而以此例做樣本，預測颱風路徑。這種方法也叫做類似法 (Analogue method)。在美國叫做氣候和持續法 (Climatology and Persistence method) 簡寫為 CLIPER。此外屬於此類者還有 HURRAN, $(P+C)/2$, Burroughs 和 Brand (1973, 註四) 等方法。

(i) HURRAN (HURR icane ANalogue 之簡寫 (此法係 Neumann 和 Hope (1970, 1972, 註四和註五) 使用 1896 年至 1968 年北大西洋熱帶低氣壓包括颱風之資料，而發展出來的方法。他們把過去這一段時間內所有熱帶低氣壓的資料，收錄在磁帶內，而由過去熱帶低氣壓之狀態（位置，進行方向和速度，日期）中，尋找類似現有颱風，然後計算這些類似者。十二，二十四，四十八，七十二小時後位置（緯度和經度）之算術平均值，而以此值做為預測值，求新的颱風位置。所有計算都使用電子計算機來



圖四 HURRAN 法之預報例子

做。選擇類似熱帶低氣壓的基準如下：

(a) 在現在位置（緯度，經度），2.5（緯）度以內者。

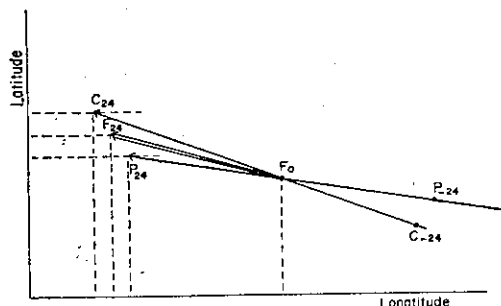
(b) 日期在前後十五天以內者。

(c) 進行方向在現在進行方向 $\pm 22.5^\circ$ 以內者。

(d) 關於進行速度，現在速度小於十節 (Knot) 時，為 ± 5 節以內者；現在速度十至二十節時，為其五十至一百五十%者；現在速度二十節以上時，為 ± 10 節以內者。

圖四表示其預報例子。圖上橢圓表示出現機率五十%及二十五%之範圍。

(ii) (P+C)/2 法：此法在日本以及東南亞各國，廣泛地採用（註七）。原理是利用持續性 (P) 和氣候學的性質 (C) 之平均值，做為預測值。有時考慮 P 和 C 之加權。圖五表示其計算方法。圖中 C 和 P 依次表示氣候學的方法和持續性（外延）法所得位置，而接尾數字 -24，和 24 表示二十四小時前和二十四小時後之意。F₀ 表示現在位置而 F₂₄ 表示二十四小時後之預測位置。



圖五 (P+C)/2 法之解說圖

(iii) CLIPER 法：Neumann (1972, 註八) 改良 HURRAN 法，而同時考慮颱風之氣候學的 (CLimatological) 性質及持續性 (PERSISTENCE)，取兩者前面三箇英文字，叫做 CLIPER 法。所用的基本預測因子 (Predictor)，有颱風之現在經度 (度) x_0 ，現在緯度 (度) y_0 ，現在速度之東西分量 (節) u_0 ，十二小時前速度之東西分量 (節) u_{-12} ，現在速度之南北分量 (節) v_0 ，十二小時前速度之南北分量 (節) v_{-12} ，最大風速 (英里/小時) W ，日期 (135~334) D 等計八個，以及這些因子二次及三次之組合。預測值 (Predictand) 為十二，二十四，三十六，四十八，六十及七十二小時後之預測位置。

所獲得的預報公式，也就是預報因子和預報值之回歸式如下：

$$DX_{12i} = C_{11} + \sum_{j=1}^6 \sum_{k=2}^8 C_{1j} \cdot P_j \dots\dots\dots (1)$$

$$DY_{12i} = C_{11} + \sum_{j=1}^6 \sum_{k=2}^{14} C_{1j} \cdot P_j \dots\dots\dots (2)$$

上式中 DX, DY ，依次表示東進及北上距離（單位為海里）， P_j 表示預測因子， C_{11} 表示常數， C_{1j} 表示回歸係數，其數值如表一及表二。

例如二十四小時 ($i=2$) 後東進距離 DX_{24} 之預報公式如下：

$$\begin{aligned} DX_{24} \div & -13.1 + 23.3u_0 - 3.2u_{-12} + 3.58(y_0 - 24) \\ & + 3.9v_0 - 0.008v_0 \cdot u_{-12} - 0.007(y_0 - 24)v_0 \cdot u_{-12} \\ & + 0.51(x_0 - 68) \dots\dots\dots (3) \end{aligned}$$

即使用表一 $i=2$ 欄的常數及回歸係數。而 DY_{24} 即使用表二 $i=2$ 欄的常數及回歸係數，即

$$\begin{aligned} DY_{24} \div & 30.3 + 22.9v_0 - 2.48v_{-12} + 0.005v_0 \cdot v_{-12} \\ & + 0.009(W - 71)v_{-12} + 0.025v_0(W - 71) \\ & - 0.008v_0^2 \cdot v_{-12} - 0.006(y - 24)^2 v_0 - 0.0004 \\ & (D - 248)^2 \cdot v_{-12} + 0.0002v_0(D - 248)^2 \\ & - 0.001(y_0 - 24)^2(D - 248) + 0.0005 \\ & (W - 71)(D - 248)v_{-12} - 0.388u_0 \\ & - 0.0007(D - 248)^2 \dots\dots\dots (4) \end{aligned}$$

(三) 綜觀氣象學的預報法

利用地面和高空天氣圖，某種氣象要素之時間和空間分布以及特定地點之氣象變化為基礎，尋找上述因素與颱風移動之關係，也就是站在綜觀氣象觀點，主觀的，定性的預報颱風路徑的方法。這種方法有兩個主要的基本概念。一為颱風會受一般流駛引。另一為颱風會向輻合區或等變壓 (Isallobalic) 極小區進行。

根據前者叫做駛引 (流) 法，而後者叫做輻合法和等變壓法。此外根據兩者概念者有風徑圖 (Hodograph) 法和厚度 (Thickness) 法等。

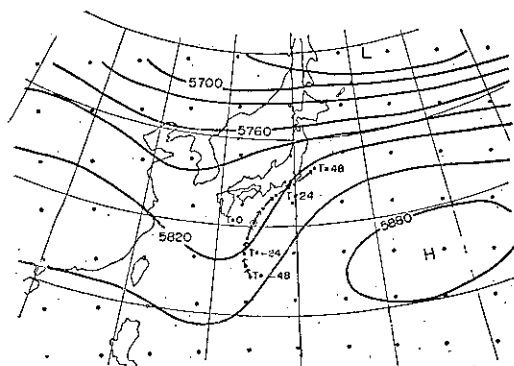
(i) 駛引 (流) 法 一般流係指某一高度，除去颱風後，平滑化的流動。駛流指對該流體內所含颱風之運行方向，具有強大影響之流動。駛流究竟指那一高度的流動，隨着颱風之大小和強度而不同。目前使用那一高度的流動為駛流，尚無一致的見解。平均而言，颱風大致沿五百 mb 面平均等高線移動，圖六為其一個例子。

表一 CLIPER 法東進距離 DX_{121} 之預測因子，回歸係數及常數

j	$P(j)$	C_{ij}					
		$i=1$	$i=2$	$i=3$	$i=4$	$i=5$	$i=6$
1	常 數	-3.5259	-13.12392	-24.4816	-44.1376	-55.8091	-60.2307
2	u_0	13.6931	3.3026	32.3736	38.9367	43.2710	46.2606
3	u_{-12}	-2.6374	-3.2155	-5.3429	-6.8198	-7.8610	-8.8089
4	(y_0-24)	0.8151	3.5845	8.0739	14.1080	21.2714	29.1163
5	v_0	0.6868	3.9494	9.3212	16.3548	24.0725	32.9118
6	$v_0^2 u_{-12}$	-0.0022	-0.0079	-0.0132	-0.0197	-0.0225	-0.0218
7	$(y_0-24) \cdot v_0 u_{-12}$	-0.0006	-0.0068	-0.0204	-0.0385	-0.0599	-0.0855
8	(x_0-68)	0.1242	0.5136	1.0446	1.6980	2.4776	3.2912

表二 CLIDER 法北上距離 DY_{121} 之預測因子，回歸係數及常數

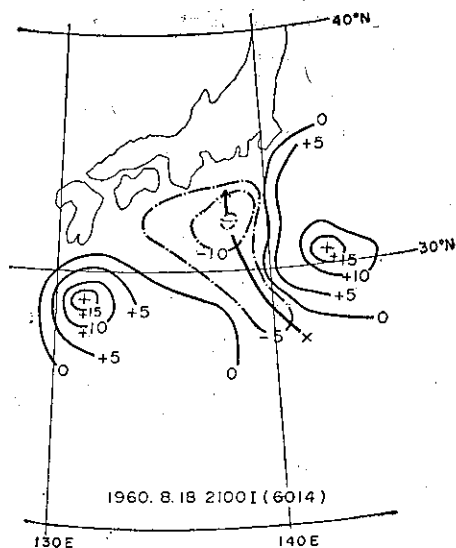
j	$P(j)$	C_{ij}					
		$i=1$	$i=2$	$i=3$	$i=4$	$i=5$	$i=6$
1	常 數	7.6055	30.3085	67.6932	120.2714	186.0261	263.1555
2	v_0	13.5991	22.9154	31.9428	38.9470	44.4839	48.4173
3	v_{-12}	-2.5751	-2.4846	-3.6976	-4.3807	-4.7250	-4.4567
4	$v_0(v_{-12})^2$	-0.0002	0.0050	0.0097	0.0132	0.0107	0.0113
5	$(W-71)v_{-12}$	0.0046	0.0093	0.0095	0.0229	0.0320	0.0430
6	$v_0(W-71)$	0.0023	0.0251	0.0632	0.0953	0.1338	0.1696
7	$(v_0)^2 v_{-12}$	-0.0015	-0.0078	-0.0133	-0.0166	-0.0161	-0.0176
8	$(y-24)^2 v_0$	-0.0003	-0.0060	-0.0161	-0.0320	-0.0487	-0.0649
9	$(D-248)^2 v_{-12}$	-0.0001	-0.0004	-0.0007	-0.0012	-0.0017	-0.0022
10	$v_0(D-248)^2$	0.0004	0.0002	0.0002	0.0003	0.0004	0.0004
11	$(y_0-24)^2(D-248)$	-0.0002	-0.0010	-0.0028	-0.0055	-0.0088	-0.0127
12	$(W-71)(D-248)v_{-12}$	0.0001	0.0005	0.0012	0.0019	0.0027	0.0037
13	u_0	0.1431	0.3880	0.8941	1.6667	2.7682	4.1213
14	$(D-248)^2$	-0.0001	-0.0007	-0.0022	-0.0044	-0.0073	-0.0110



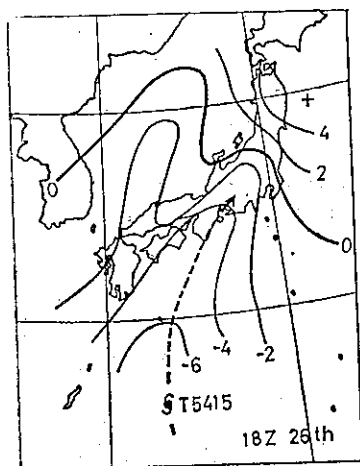
圖六 500mb 平均高度場 (實線)
與颱風路徑 (點線)

(ii) 輻合法 應用 Bellamy 圖解法求七百 mb 面輻合圖，而預測颱風會向輻合量極小值進行。圖七係利用七百 mb 面飛機實際觀測的風速，用圖解法計算水平輻散分布，而預測颱風之路徑。

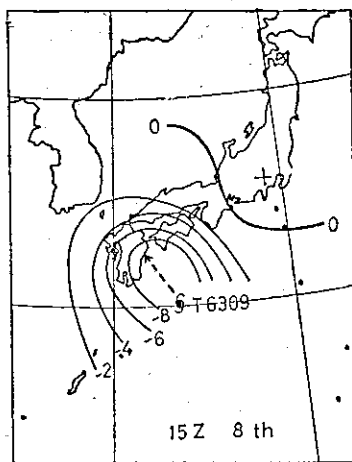
(iii) 等變壓法 此法已使用很久，係應用颱風會向等變壓線極小區進行的概念。通常在地面天氣圖上，取一，三，六，十二或二十四小時氣壓差，在高空如三百，五百或七百 mb 面，即取二十四小時高度變化，而給製等變壓線或等高度變化線，預測颱風向其極小區進行。圖八表示地面氣壓十二小時變化與颱風路徑之關係。



圖七 圖解法所得水平輻散分布和颱風路徑 (粗實線)



(a) 1954 年之颱風



(b) 1963 年之颱風

圖八 地面氣壓十二小時變化與颱風路徑之關係

四統計預報法

尋找颱風未來之移動，與氣壓，風速，輻散等物理量及既往颱風之統計值（如其移動速度）的關係，然後作製圖或回歸式，而以這些關係預測颱風路徑之方法叫做統計預報法。前述的綜觀氣象預報法可以說是，屬於主觀的，定性的，但這種統計方法可說是客觀的，定量的方法。統計預報可以分為回歸法和類似法等。

(i) Miller 和 Moore 法 Miller 和 Moore (1960, 註九) 把颱風被吸引的概念和持續性組合起來，發展這一種回歸法。他使用一九五一年至一九五六年間大西洋（自北緯十五度至三十七·五度）颱風計十八個共一百二十七例做基本資料，而得下列預報公式。

中心在北緯二十七·五度以南者，

$$\bar{U} = 0.42u_7 + 0.54p_x - 2.4 \dots\dots\dots(5)$$

$$\bar{V} = 0.23v_7 + 0.65p_y + 2.3 \dots\dots\dots(6)$$

中心在北緯二十七·五度以北者，

$$\bar{U} = 0.61u_7 + 0.48p_x - 3.8 \dots\dots\dots(7)$$

$$\bar{V} = 0.71v_7 + 0.40p_y + 3.0 \dots\dots\dots(8)$$

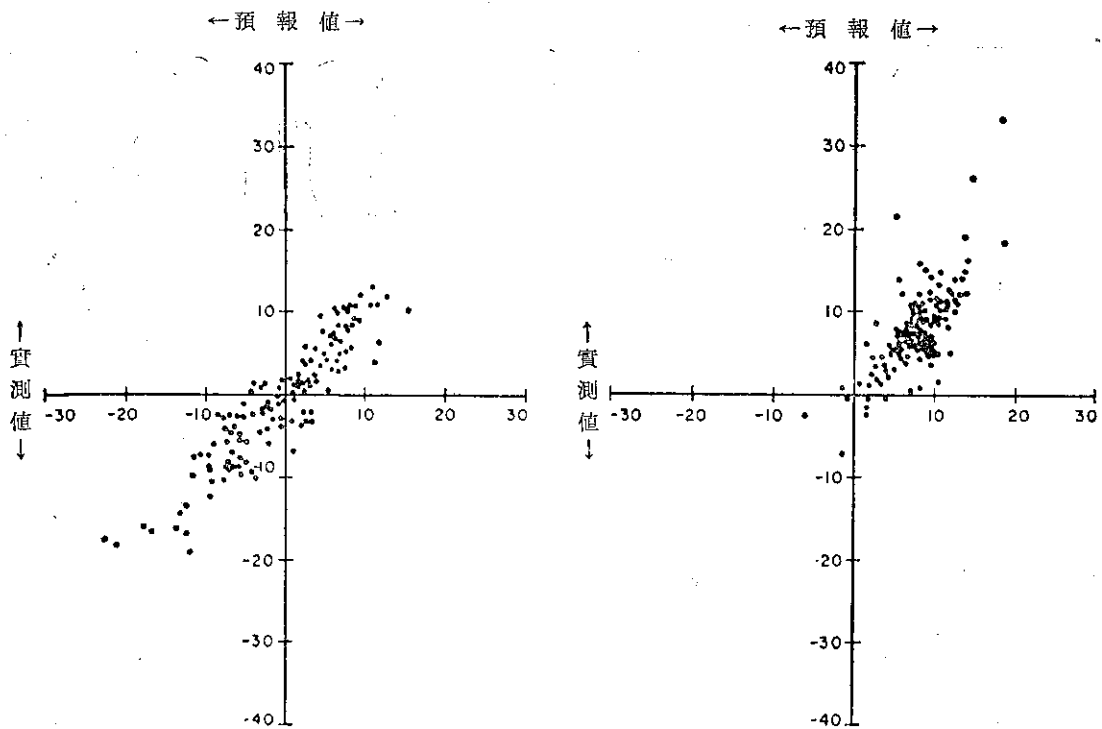
上式中， \bar{U} ， \bar{V} 依次為二十四小時平均預測速度之東西和南北分量，單位為節 (Knot)。 u_7 和 v_7 由七百 mb 面之高度分布，用不同方法所求之平均地轉風。 p_x 和 p_y 依次為颱風前十二小時平均速度之東西和南北分量。

圖九表示，此法二十四小時預報之準確度。

(ii) 荒川 (Arakawa) 法 荒川 (1964, 註十)，使用一九五六年至一九六〇年發現在西太平洋之颱風做基本資料。預報值取十二，二十四和四十八小時後之颱風位置，而預報因子取，以颱風為中心之緯度，經度各五度間隔之九十一個網格點上之地面氣壓 (mb)，現在，前十二小時和前二十四小時之颱風位置及中心氣壓等。他所製的計算表如表三，表中 T 表示預測時間， ϕ 表示緯度， λ 表示經度，P 為中心氣壓，其接尾數字 0 表示現在值，-12，-24 依次表示 12 小時前，24 小時前之數值。 X 為網格點上之氣壓，其接尾數字表示網格點之秩序。

舉一例子，如計算十二小時後之預測緯度 ϕ_{12} ，即使用表三左上欄，可得次式。

$$\begin{aligned} \phi_{12} = & -57.8 + 1.560\phi_0 - 0.883\phi_{-12} - 0.173\phi_{-24} \\ & + 0.055X_{83} - 0.073X_{53} + 0.075X_{26} \dots\dots\dots(9) \end{aligned}$$



圖九 用 Miiler 和 Moore 法預測的二十四小時預報值之準確度。左圖表示東進速度（單位節），右圖表示北上速度（單位節）之預報值和實測值。

表三 荒川法計算表

颱風號碼 []		年 月 日 時				
	$T=12$		$T=24$		$T=48$	
ϕ	ϕ_0	1.5595	ϕ_0	2.2797	ϕ_0	2.8977
	ϕ_{-12}	- 0.3833	ϕ_{-12}	- 1.2540	ϕ_{-12}	- 1.8073
	ϕ_{-24}	- 0.1734	X_{90}	0.1284	X_{16}	- 0.5396
	X_{80}	0.0553	X_{52}	- 0.0692	X_{40}	0.2914
	X_{53}	- 0.0733	X_{26}	0.1821	X_{60}	0.2132
	X_{26}	0.0750	X_{39}	- 0.1293	X_{25}	0.2034
	$\Sigma =$	- 57.3	$\Sigma =$	- 112.5	$\Sigma =$	- 106.6
λ	λ_0	1.3669	λ_0	1.6812	λ_0	1.8948
	λ_{-24}	- 0.3951	λ_{-24}	- 0.7516	λ_{-24}	- 1.0458
	X_{89}	0.0682	ϕ_0	0.7209	ϕ_0	2.1311
	X_{13}	0.1752	ϕ_{-12}	- 0.6115	ϕ_{-12}	- 1.7983
	X_{45}	- 0.0572	X_{89}	0.2443	X_{13}	0.6461
	X_{75}	0.0575	X_{21}	0.3469	X_{89}	0.6245
	$\Sigma =$	- 242.3	$\Sigma =$	- 589.6	$\Sigma =$	- 1037.6
P	P_0	1.0978	P_0	0.8613	P_0	0.6493
	P_{-12}	- 0.1470	P_{-24}	- 0.3225	P_{-14}	- 0.5141
	P_{-24}	- 0.1457	λ_{-24}	- 0.3547	λ_{-24}	- 0.6288
	λ_{-24}	- 0.1046	X_5	0.9063	X_5	2.6177
	X_5	0.7267	X_{46}	1.0163	X_{46}	1.4287
	X_{40}	0.2416	X_{63}	- 0.9921	X_{64}	- 1.3527
	$\Sigma =$	- 775.4	$\Sigma =$	- 1581.9	$\Sigma =$	- 1790.4

$\phi, \lambda = 0.1$ 度單位 $P = \text{mb}$ 單位

(五) 力學（數值）預報法

此法係解支配大氣運動的方程式來預測颱風之移動。主要有駛引法和積分法兩種。前者即除去颱風場 (Field)，所剩餘之場當做一般場，而以此一般場駛引颱風。有空間平均法及數值駛引法等。後者不把颱風除去，而直接積分運動方程式，有平滑法和 SANBAR 法等。

(i) 空間平均法此法假定駛引颱風之一般場，在短時間內，不發生變化，而颱風本身是圓形擾動，其形態和強度亦不變，且在非輻散層內等條件下，颱風被一般場駛引。Renard (1968, 註十一) 數值駛引法 (Numerical steering method) 也站在同一立場。實際計算步驟如下：

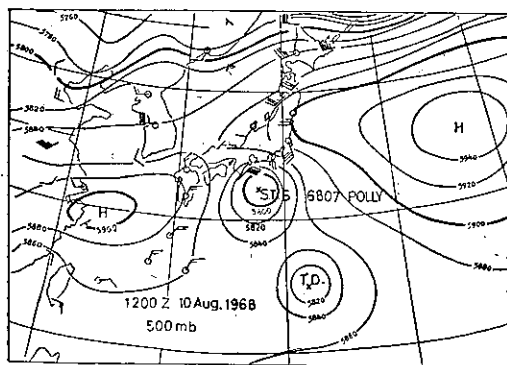
(a) 在五百 mb 高空天氣圖上求颱風半徑。

(b) 求除去颱風，所剩餘之一般場。

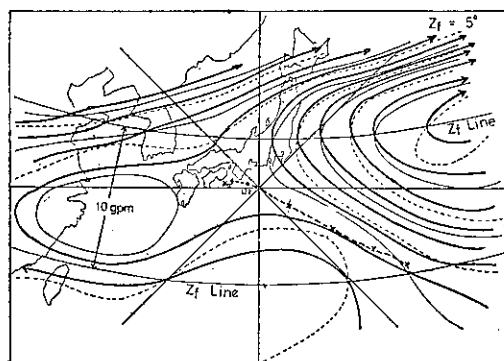
(c) 以颱風半徑之網格，求空間平均。

(d) 再加上科氏參數對緯度變化所引起的效應（亦名 β 效應）。

(e) 由所得等高線之走向和間隔，求地轉風而以其方向和速度為颱風未來之移動方向和速度。圖十表示 1968 年 8 月 10 日 500mb 高空天氣圖，圖十一



圖十 1968 年 8 月 10 日 12Z 500mb 高空天氣圖



圖十一 空間平均圖（粗實線）和颱風預測路徑（粗點線有×印）

表示由圖十依上述步驟計算之空間平均圖和預測路徑。

(ii) 平滑 (Smoothing) 法 此法係日本氣象廳預報部 (1974, 註十二)，現用的方法。亦叫做五百 mb 平衡正壓模式 (Balance barotropic model)。係使用平衡正壓方程式計算未來之高度場，而決定颱風位置。平衡正壓方程式如下，

$$\frac{1}{2} [(\nabla^2 \psi)^2 - A^2 - B^2] + f \nabla^2 \psi + f_x \psi_x - f_y \psi_y = \nabla^2 \phi \dots \dots \dots (10)$$

$$(\nabla^2 - \mu^2) \frac{\partial \psi}{\partial t} = J(\nabla^2 \psi + f, \psi) \dots \dots \dots (11)$$

上式中 $A \equiv u_x + u_y = \psi_{xx} + \psi_{yy}$, $B \equiv u_x - v_y = 2\psi_{xy}$, u, v 依次為風速之 x 及 y 分量, ψ 為流線函數, ϕ 為重力位高度, f 為科氏參數, μ 為常數, J 為 Jacobian 演算子, 添尾字表示偏微分。整個北半球以三百八十一 km 網格距離分為二千零二十一網格點，對於五百 mb 面計算四十八小時後高度場，決定颱風路徑而獲得滿意結果。

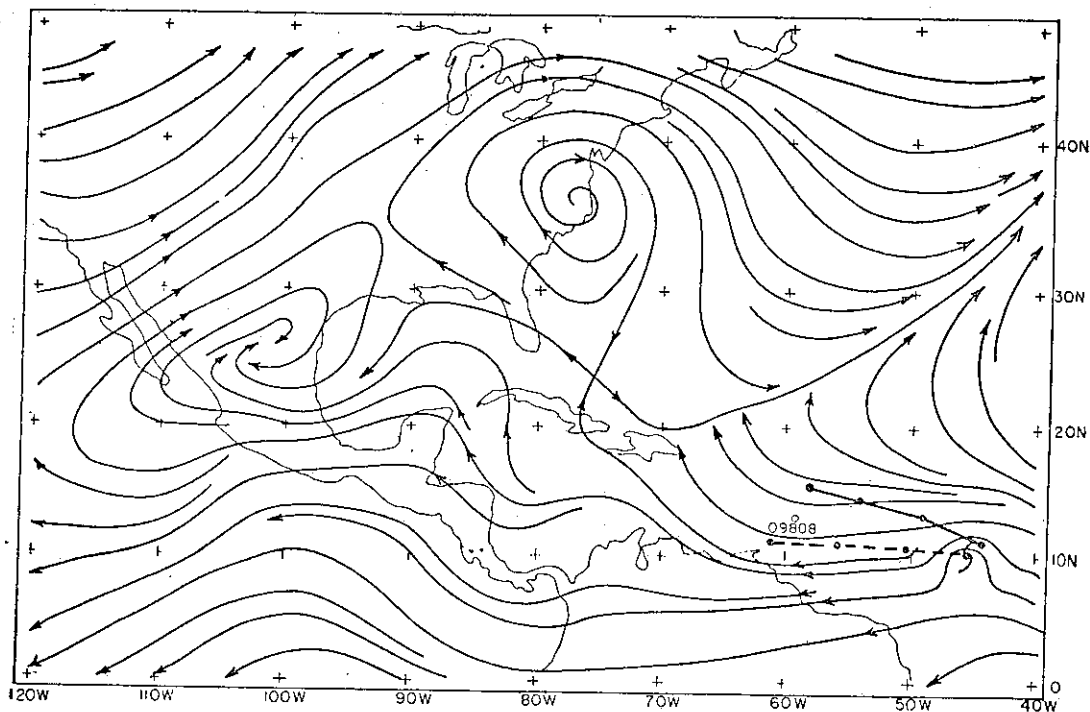
(iii) SANBAR 法 此法係 Sander 等 (1968, 1975, 註十三和註十四) 在 MIT 發展的正壓模式。本法係用動力理論將包圍，駛引颱風之深厚正壓大氣內之變化加以預測。首先計算地面至五萬五千英尺厚度內之平均風，而利用流線函數分析環流情形。凡流線函數為極小值，渦旋度為極大值之點，該是颱風中心所在，故可據動力理論預測颱風位移。

圖十二表示一個例子，據試驗結果，二十四小時預測不比其他方法好，但三十六小時以上之預測結果比其他方法好的多。

(六) 統計、力學預報法

這種方法到了 1970 年代才急速發展，用數值預報所得之氣壓，高度，渦旋度，流線等預測數值，當做預測因子，然後應用重回歸式預測未來颱風位置。主要有下列兩種。

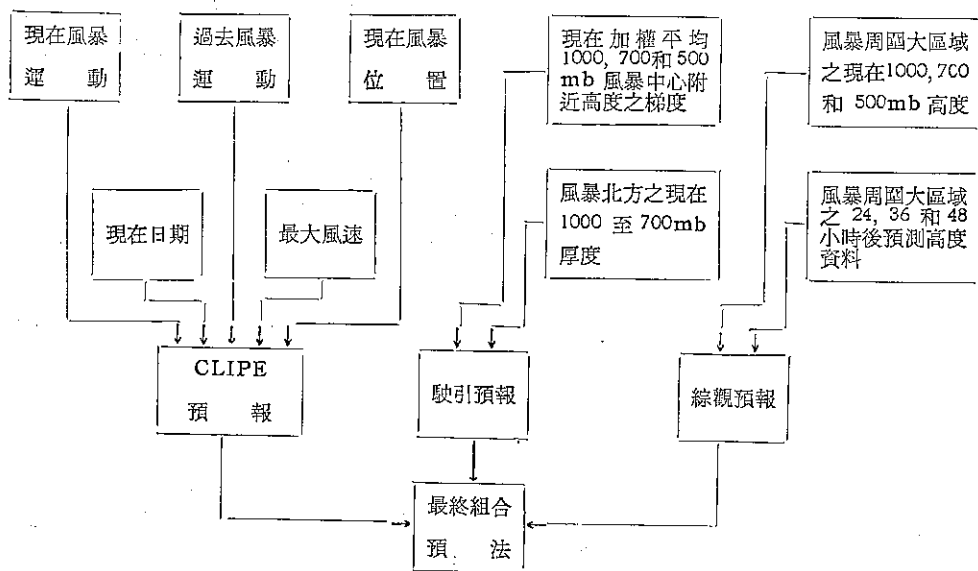
(i) NHC 73 Neumann 和 Lawrence (1973, 1975, 註十五和註十六) 改良在美國颱風中心曾經使用的 NHC 64, NHC 67, NHC 72 等統計預報而發展 NHC 73。此法不但使用觀測值而且也使用由數值預報獲得之二十四，三十六和四十八小時後五百 mb 高度預測數值，做預測因子。NHC 73 如圖十三之流程圖，即綜合三種獨立系統，如 CLIPER，駛引法及綜觀預報法，用重回歸式做颱風位置之預報。



圖十二 SANBAR 預報之一例。颱風路徑之 24, 48 和 72 小時預測位置 (粗劃線上之黑點) 和實測位置 (粗實線上之黑點)

(ii) SNT SNT 為統計數值預報 (Statistical Numerical forecasting Techniques) 之簡寫，在日本氣象廳實用的方法，以二十四小時後之高度預

測數值，表示颱風狀態之要素以及氣候要素共計八十七個做預報因子，而預報值為十二，二十四，三十六和四十八小時後之颱風位置。



圖十三 NHC 73 系統之流程圖

SNT 法預報公式中之預測因子，回歸係數及常數如表四。表中 T 為預測時間（小時）， ϕ 為緯度， λ 為經度， Z 為高度， P 為中心氣壓，接尾數字 0 表示現在時刻之值，-12 表示十二小時以前之值， Z_i 之 i 字表示網格點號碼。

例如十二小時後之預測緯度 ϕ_{12} ，可使用左上欄，即

$$\begin{aligned}\phi_{12} = & 1.693\phi_0 - 0.712\phi_{-12} - 0.091Z_{35} + 0.060Z_{46} \\ & + 0.037Z_{13} + 0.062Z_{44} - 0.045Z_{31} - 0.036Z_{35} \\ & + 20.948 \dots \dots \dots (12)\end{aligned}$$

表四 SNT 法之預測因子，回歸係數和常數

		$T=12$		$T=24$		$T=36$		$T=48$	
ϕ	第 1 因子	ϕ_0	+ 1.693	ϕ_0	+ 2.089	ϕ_0	+ 2.410	ϕ_0	+ 1.904
	2 "	ϕ_{-12}	- 0.712	ϕ_{-12}	- 1.142	ϕ_{-12}	- 1.515	ϕ_{-12}	- 1.190
	3 "	Z_{35}	- 0.091	Z_{25}	- 0.248	Z_{25}	- 0.367	Z_{25}	- 0.188
	4 "	Z_{46}	+ 0.060	Z_{18}	+ 9.121	Z_{11}	+ 0.098	Z_5	+ 0.121
	5 "	Z_{13}	+ 0.367	Z_{44}	+ 0.103	Z_{44}	+ 0.131	Z_{34}	+ 0.227
	6 "	Z_{14}	+ 0.062	Z_{18}	+ 0.049	Z_1^6	+ 0.143	Z_4^6	+ 0.511
	7 "	Z_{44}	+ 0.045	Z_{35}	+ 0.189	Z_{35}	+ 0.407	Z_{35}	- 0.466
	8 "	Z_{31}	- 0.035	Z_{35}	- 0.156	Z_{35}	- 0.431	Z_{37}	- 0.269
	定 數	Z_{25}	+ 20.948		- 16.515		+ 79.970		+ 186.689
λ	第 1 因子	λ_0	+ 2.042	λ_0	+ 2.639	Z_{19}	- 0.027	Z_{25}	- 0.004
	2 "	λ_{-12}	- 1.060	λ_{-12}	- 1.705	$\Delta\lambda(T=-12)$	- 0.187	λ_0	+ 2.433
	3 "	Z_{25}	- 0.052	Z_{25}	- 0.102	λ_0	+ 2.428	Z_{35}	+ 0.422
	4 "	Z_{54}	+ 0.060	Z_{55}	+ 0.188	Z_{25}	- 0.203	λ_{-12}	- 1.516
	5 "	$\Delta\lambda(T=-24)$	- 0.184	Z_{25}	- 0.126	Z_{55}	+ 0.381	Z_{25}	- 0.537
	6 "	Z_{35}	- 0.069	$\Delta\lambda(T=-24)$	- 0.314	λ_{-12}	- 1.553	Z_8	- 0.151
	7 "	Z_{47}	+ 0.048	Z_{42}	+ 0.159	Z_{25}	- 0.210	ϕ_{-12}	- 0.353
	8 "	P_{-12}	+ 0.064	Z_{31}	- 0.095	Z_{12}	+ 0.195	Z_{47}	+ 0.343
	定 數		- 47.329		- 1.894		- 77.364		+ 45.598

四、結 語

本文介紹目前在美、日實用的最新颱風路徑預報方法。我們知道隨着氣象觀測技術——雷達觀測，飛機偵察，人造衛星觀測——之發展，電子計算機之應用，颱風路徑之預報已有顯著的進步，但是社會對於目前颱風預報之準確度，尚不能十分滿意，故我們必須繼續研究新的預報方法，以及颱風之發生，發展和其運動等關聯諸問題。

註一：徐明同（1976）：熱帶低氣壓（颱風）之發生與發展，交通建設，第二十五卷第五輯，5-10。

註二：Bergcron, T. (1954): The Problem of Tropical Hurricancs, Q. J. Roy. Met. Soc., 80, 131-164.

註三：清水教高（1971）：颱風の通過度數及び發生數の統計，研究時報，23，27-37。

註四：Burroughs, L. D. and S. Brand (1973):

Speed of Tropical Storms and Typhrons after Recurvature in the Western North Pacific Ocean, J. Applied Met., 12, 452-458.

註五：Hope, J. R. and C. J. Neesmann (1970): An Operational Tcchnique for Relating the Movement of Existing Tropical Cyclones to Past Tracks, Mon. Wea. Rev., 98, 925-933.

註六：Neumann, C. J. and J. R. Hope (1972): Performance Analysis of the HURRAN Tropical Cyclone Forecasting System, Mon. Wea. Rev., 100, 245-255.

註七：Sen, S. N. (1974): A Revrêw of the Techniques for Forecasting Intensity and Movement of Tropical Cyclones, Typhoon Committee Secretariat, pp. 40.

註八：Neumann, C. J. (1972): An Alternate to the HURRAN Tropical Fôrecasting System,

NOAA Tech, Mems., NWS, SR-62, pp. 24.

註九：Miller, B. L. and P. L. Moore (1960):
A Comparison of Hurricane Steering Levels,
Bull. Am. Met. Soc., 41, 59-63.

註十：Arakawa, H (1964): Statistical Method to Forecast the Movement and the Central Pressure of Typhoon in the Western North Pacific, J. Applied Met., 3, 524-528.

註十一：Renard, R. J. (1968): Forecasting the Motion of Tropical Cyclones Using a Numerically Derived Steering Current and Its Basis, Mon. Wea. Rev., 96, 453-469.

註十二：氣象廳預報部 (1974)：預報作業指針その5，颱風預報。

註十三：Sandar, F. and R. W. Burpee (1968):

Experiments in Barotropic Hurricane Track Forecasting, J. Applied Met., 7, 313-322.

註十四：Sandar, F., A. C. Pike and J. P. Gaertner (1975): A Barotropic Model for operational Prediction of Tracks of Tropical Storms, J. Applied Met., 14, 265-279.

註十五：Neumann, S. J. and M. B. Lawrence (1973) : Statistical-Dynamical Prediction of Tropical Cyclone Motion, NOAA Tech. Memo. NWS SR-69, 35.

註十六：Neumann, C. J. and M. B. Lawrence (1975): An Operational Experiment In the Statistical-Dynamical Prediction of Tropical Cyclone Motion, Mon. Wea. Rev., 103, 665-673.
作者通訊處：中央氣象局

保 密 防 諜 。

人 人 有 責 。

匪 諜 自 首 。

既 往 不 究 。

區域蒸散量估算問題

—— 以臺灣西南地區為例 ——

Considerations for the Estimation of Area-Evapotranspiration

—— Using the Southwestern Area of Taiwan as An Example ——

邱 永 和

Yung-ho Chiu

Abstract

The Thornthwaite equation (1948) was used for estimation of area-evapotranspiration under an assumption that in southwestern Taiwan, during the winter half-year, the precipitation is always greater than the potential evapotranspiration.

With the aid of network, the runoff of study area was calculated. It was then compared with the measuring runoff data to ascertain the adaptability of Thornthwaite equation in Taiwan.

一、前 言

蒸散 (evapotranspiration) 的重要性可藉以下事實說明：經相當長的期間、對全地球而言，水文平衡僅有降水及蒸散兩種因素；意即蒸散是相對於從降水獲取水分而為失去水分的過程。

由於水對於經濟的重要性日增，且水供應缺乏情況日益嚴重，水的消耗必將為有效利用水資源的重要問題。

大區域的蒸散量可藉水文平衡法間接得知，亦有多種試驗式如 Thornthwaite, Wundt, Turc 等式可供推算，本文即探討 Thornthwaite 式在臺灣應用的可能性。

一地區的水文平衡可示如下式：

$$N = V + A \pm \Delta W_s \pm \Delta W_g$$

式中 N ：降水量

V ：蒸散量

A ：逕流量

ΔW_s ：土壤水分變動量

ΔW_g ：地下水變動量

本報告係假設在所研究之十年期間，土壤水分及地下水維持恆定，故上式可簡化為：

$$N = V + A$$

二、研 究 方 法

根據 Thornthwaite (1948) 的試驗式，首先利用研究區域中各測站的氣溫資料計算位蒸散量 V (potential evapotranspiration)，則區域中各網格點的 V 值可予確定。另外決定各網格點的降水量 N 之後，各網格點的逕流量 A 由

$$A = N - V$$

而得，累積各網格點的 A 值則得區域逕流量 A 計算值。

所得的 A 計算值，然後可與研究區域中河流逕流量的實測值， A 實測值比較而得評估 Thornthwaite 式的適用性。

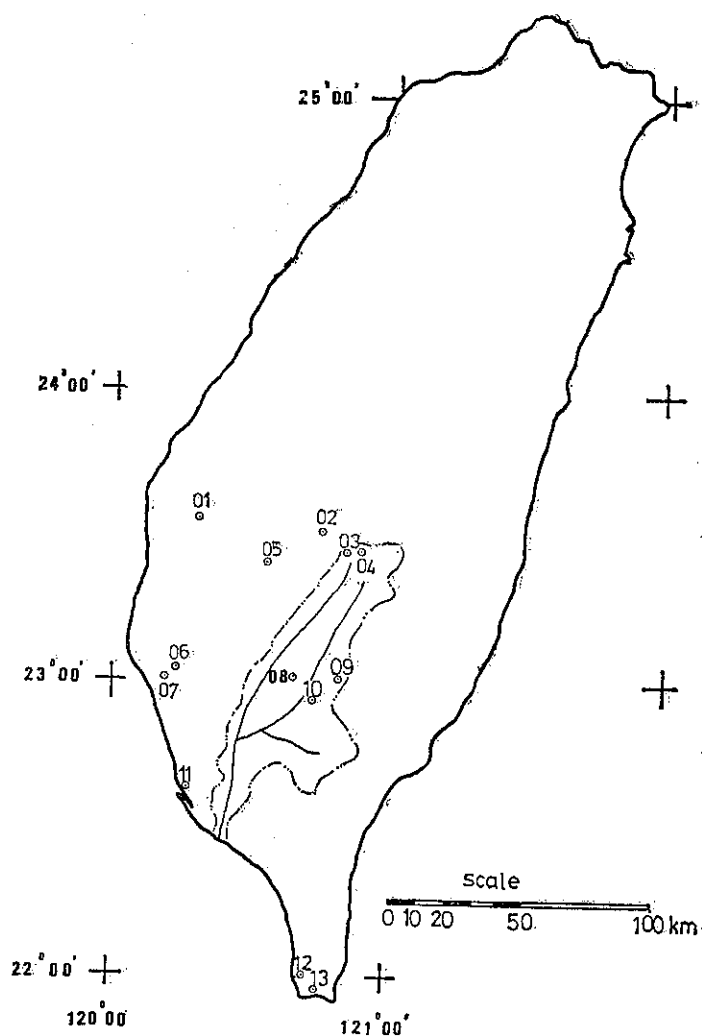
由於受到可用資料所限，僅選出本省西南部地區 13 箇測候站 (表一及圖一)，並以小林、荖濃、三地門三水文站所控制的集水區 (Catchment) 為研究區域 (表二及圖二)。

三、西南區蒸散量及雨量分佈

根據 Thornthwaite (1948) 試驗式計算各測站月位蒸散。其式如下：

$$E_T = 1.6 (10 T/I)^a$$

式中 E_T ：日長 12 小時共 30 日的月位蒸散

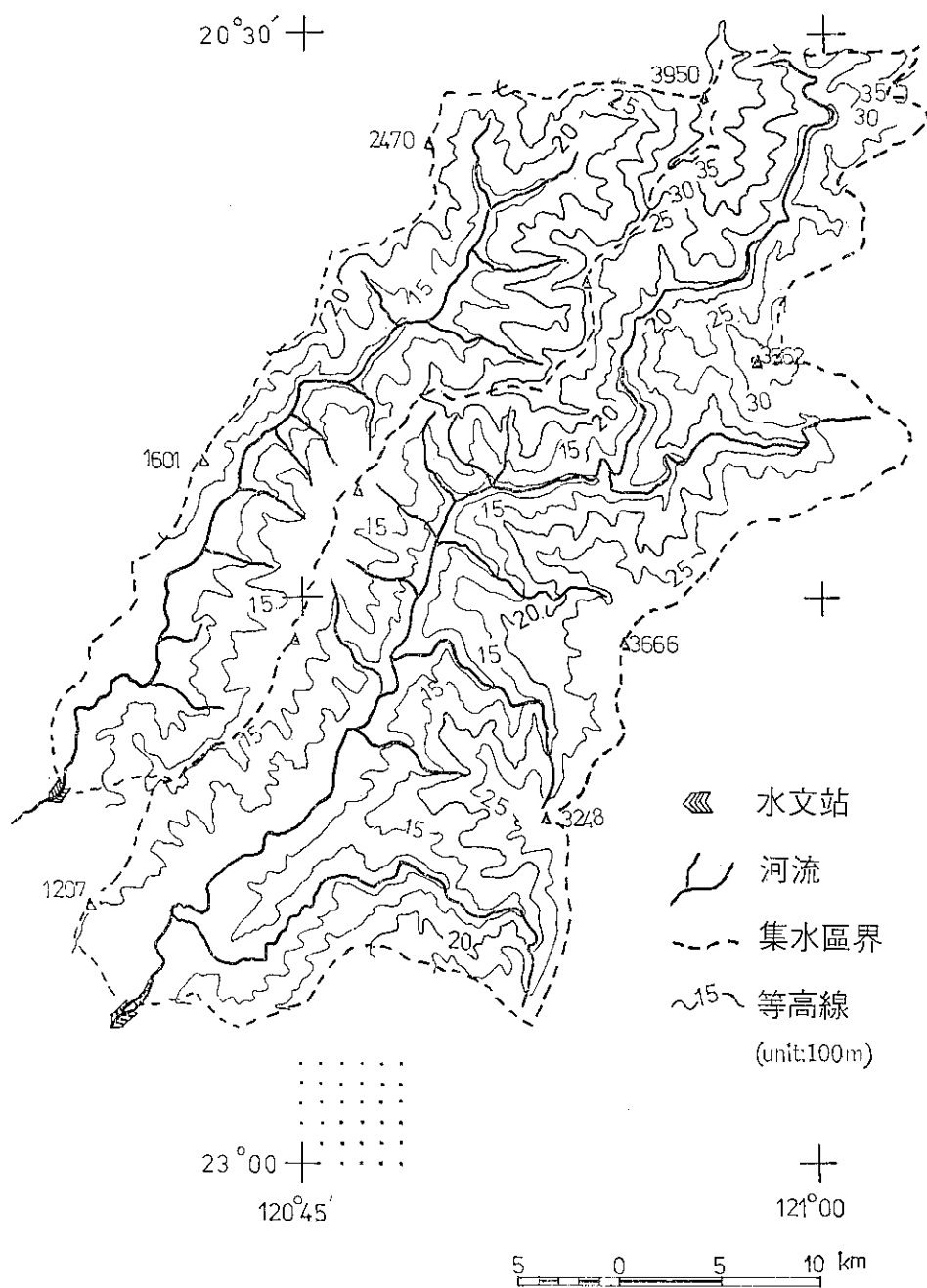


圖一 西南地區的測候站及研究區域

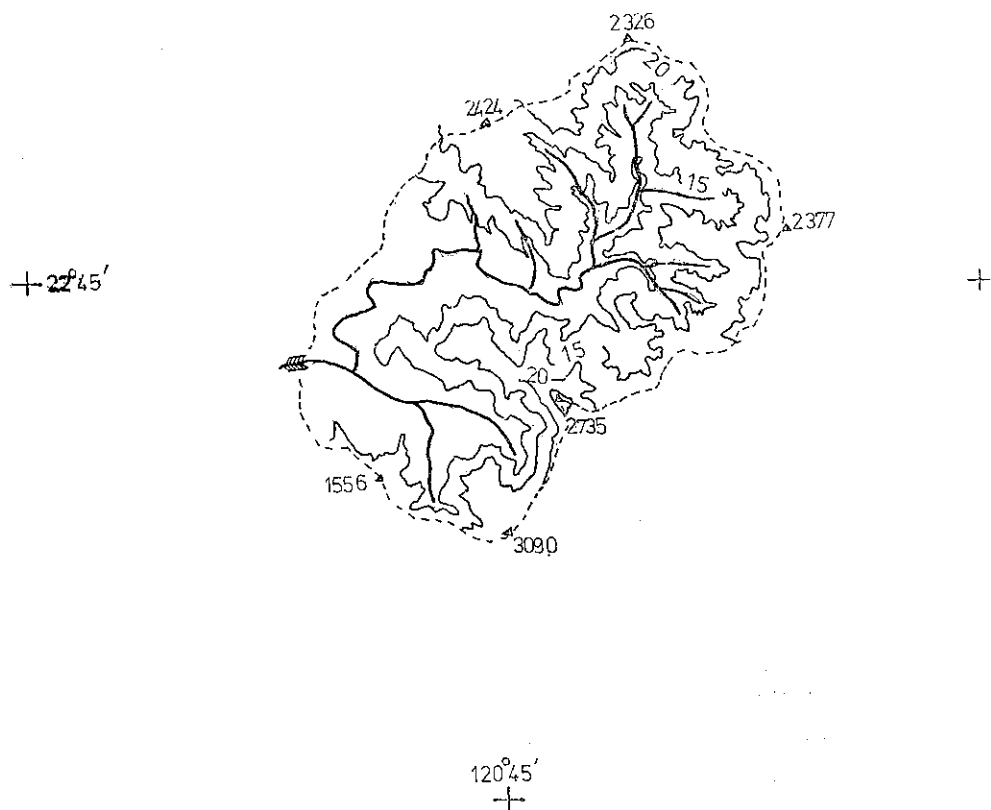
表一 研究區中的測候站

資料來源：氣象局、林試所

編號	測站	北緯	東經	海拔高 m	紀錄年份
01	北港	23° 35'	120° 17'	10.0	1961-1970
02	阿里山	23° 31'	120° 48'	2406.1	"
03	鹿林山	28° 29'	120° 52'	2728.0	"
04	玉山	23° 29'	120° 57'	3850.0	"
05	中埔	23° 23'	120° 31'	182.0	"
06	永康	23° 01'	120° 13'	11.0	"
07	臺南	23° 00'	120° 13'	12.7	"
08	六龜	23° 00'	120° 35'	252.0	"
09	南鳳山	23° 00'	120° 47'	1300.0	"
10	扇平	22° 58'	120° 37'	750.0	"
11	高雄	22° 37'	120° 16'	29.1	"
12	恆春	22° 00'	120° 45'	22.3	"
13	墾丁	21° 57'	120° 56'	242.0	"



圖二A. 小林（北）及老濃（南）二水文站所控制的集水區



圖二B：三地門水文站所控制的集水區（圖例同二A）

表二 研究區中三條河流平均逕流量
(資料來源：水資源統一規劃委員會，1972)

河 代 號	集水區面積 km ²	水 文 站		平 均 逕 流 量 10 ⁶ m ³			觀 測 期 間
		站 名	海 拔 高 m	五月至十月	十一月至四月	五月至四月 (水文年)	
I	355	小 林	400	939.11	77.68	1016.79	1954-1957 1959-1969
II	812	荖 濃	450	1911.12	253.68	2164.80	1956 1958-1970
III	410	三 地 門	200	1297.23	103.68	1400.91	1960-1970

T：月平均氣溫 °C

I：熱指數 (heat index)

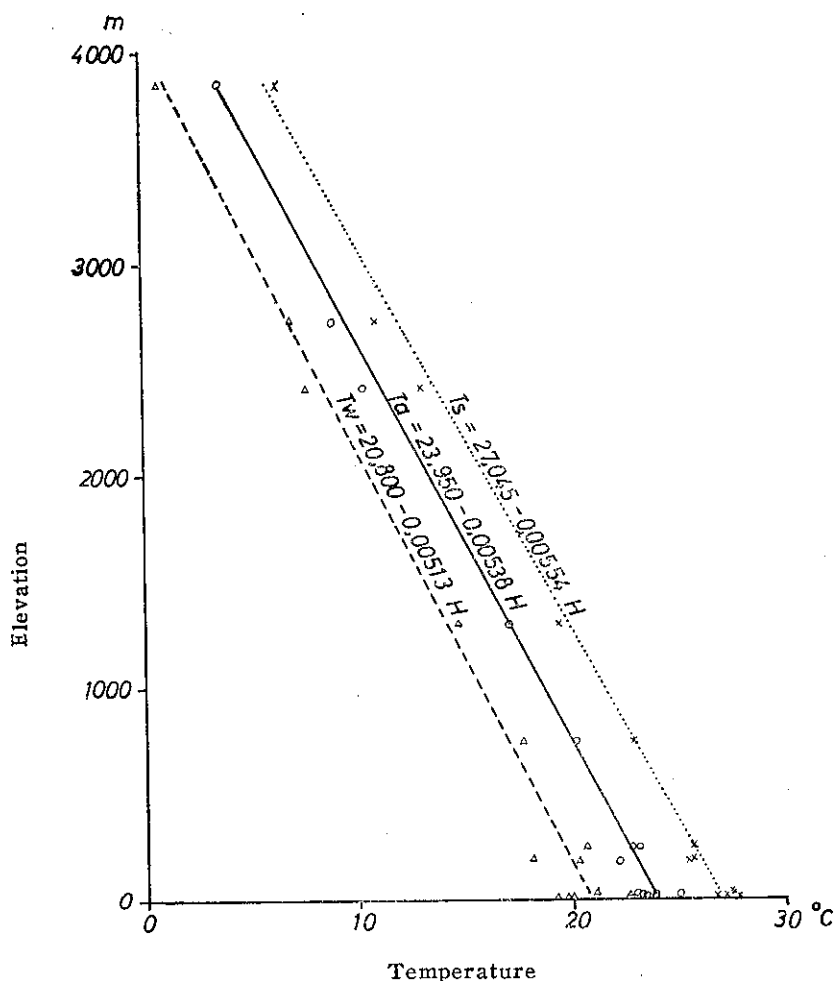
$$= \sum_{i=1}^{12} \left(\frac{T_i}{5} \right)^{1.514}$$

a：I的立方函數

$$= 0.000000675 I^3 - 0.0000771 I^2 + 0.01792 I + 0.049239$$

所得的 E_T 須再乘以修正數，以符合不同的日長及
各月日數。

其次以全年、冬半年（十一月至翌年四月）、夏
半年（五月至十月）平均氣溫及全年、冬半年、夏半
年位蒸散（計算值）及降水量等各值與各測站海拔高
作直線迴歸分析。結果顯示各平均氣溫值與海拔高有
相關關係，因此位蒸散量亦隨海拔高而變化（圖三）。



圖三 氣溫與海拔高的相關關係

Ts : 夏半年的平均氣溫

Tw : 冬半年的平均氣溫

Ta : 年平均氣溫

冬半年降水量與海拔高有顯著相關，而夏半年降水量與海拔高的相關並不顯著。其原因可能係夏半年降水量為颱風雨、梅雨、雷雨等複合而成，而各型降雨隨海拔高的變化不一致。

海拔高大於 1000 公尺的地區，冬半年降水量皆大於位蒸散量。在此種情況下，假設位蒸散＝實際蒸散 (actual evapotranspiration)。

臺灣西南區冬半年之降水量 (N_w) 與實際蒸散量 (V_w) 隨海拔高 (H) 的變化關係以下式示之 (參見圖四)：

$$N_w = 158.495 + 0.15486H \quad (r^2 = 0.95)$$

$$V_w = 387.003 - 0.07283H \quad (r^2 = 0.85)$$

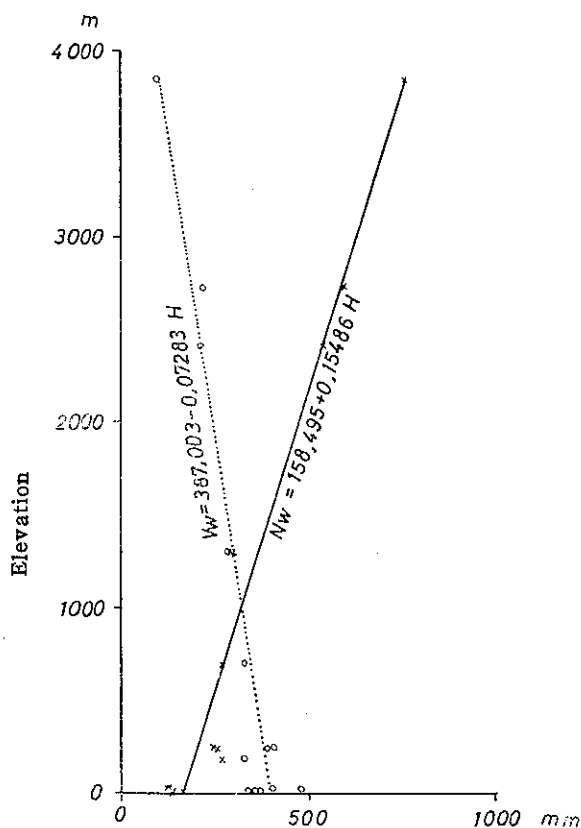
根據上二式，計算實際蒸散量 (V)、降水量 (N) 的比率，可知海拔高增加則蒸散在水文平衡中所占比率減少 (圖五)。

此種模式將被用以計算西南區冬半年的水文平衡。

四、集水區的水文平衡

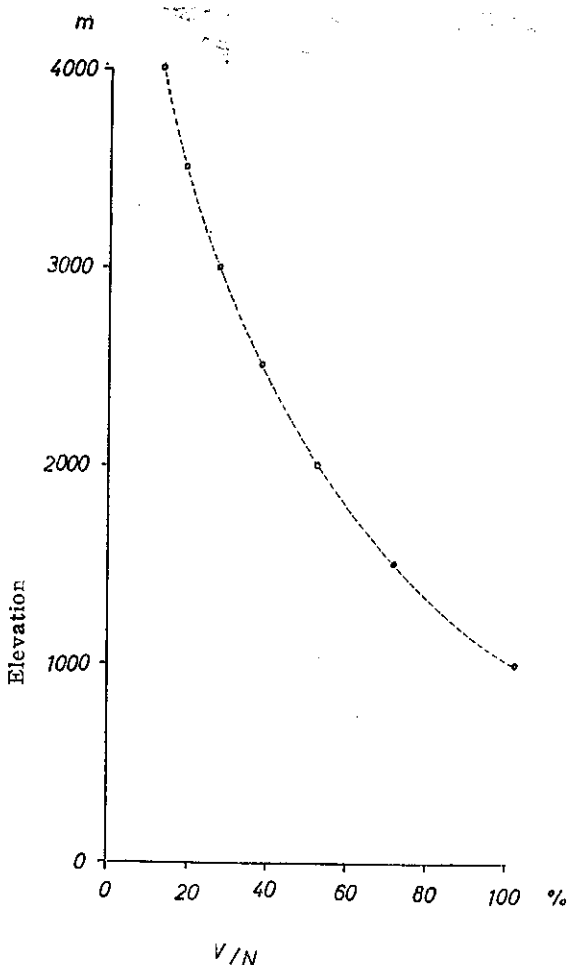
在 1:500,000 地形圖上設定單位為一平方公里的網格。利用網格交點讀出海拔高 (只讀至百公尺數)，並即以之代表一平方公里面積的平均海拔高度。以五百公尺為級距區分集水區而累計各分區的面積。

各箇高度分區的逕流量 A 計算值 依下式計算而得：



Precipitation (Nw) and Evapotranspiration (Vw)

圖四 冬半年降水量(Nw)及蒸散量(Vw)
與海拔高的相關



圖五 蒸散量/降水量 隨海拔高的變化

A計算值 = F (N - V)

式中F：各箇高度分區的面積

N及V係以各高度分區的平均海拔高（例如

1500-2000 公尺 高度分區的平均海拔高為
1750 公尺）代入迴歸式而求出。

計算結果如表三。

表三 西南區冬半年之水文平衡

集水區	細 目	高 度 分 區						總 計
		1000 ~1490m	1500 ~1990m	2000 ~2490m	2500 ~2990m	3000 ~3490m	3500 ~3990m	
I	面積 km ²	88	116	80	30	8	5	327
	N	30.9848	49.8220	40.5520	17.5320	5.2944	3.6960	
	V	26.0392	30.1136	17.8480	5.6010	1.2024	0.5695	
	A計算值	4.9456	19.7080	22.7040	11.9310	4.0920	3.1265	66.5075
II	面積 km ²	158	149	137	141	56	9	650
	N	55.6318	63.9955	69.4453	82.4001	37.0608	6.6528	
	V	46.0392	38.6804	30.5647	26.3247	8.4168	1.0251	
	A計算值	8.8796	25.3151	38.8806	56.0757	28.6440	5.6277	163.4227
III	面積 km ²	118	124	55	7	—	—	304
	N	41.5478	53.2580	27.8795	4.0908			
	V	34.9162	32.1904	12.2705	1.3069			
	A計算值	6.6316	21.0676	15.6090	2.7839			46.0927

五、蒸散估算值的校驗

由於所選出三集水區，其水文站位於 200 及 450 公尺之間（參見表二）。因此相對於各水文站的集水區面積與本研究選定海拔高度大於 1000 公尺的集水區面積不相符合。

爲比較 A 計算值與 A 實測值，首先須求得海拔高度大於 1000 公尺的集水區實際流量。實際流量係根據逕流量與面積之間的相關關係類比推算而求得，其關係如下式所示：

$$A_T = A_G \cdot \left(\frac{F_T}{F_G} \right)^n$$

式中 A_T ：集水區中海拔高大於 1000 公尺部分的逕流量

A_G ：水文站所控制的集水區逕流量

F_T ：集水區中海拔高大於 1000 公尺部分的面積

F_G ：水文站所控制的集水區面積

n ：方次值

根據水資源統一規劃委員會所求得高屏溪集水區逕流量與面積的關係式， n 值爲 0.82。

依上述關係求得的“類比 A 實測值”與 A 計算值的比較結果見表四。

表四 A 實測值與 A 計算值的差異

項目 集水區	水文站控制面積 — 海拔高大於 1000 公尺面積 = Δ		A 實測值	A 計算值	A 實測值 - A 計算值 = Δ	
	km ²	$\frac{\Delta}{\text{水文站控制面積}} \times 100\%$	10 ⁶ m ³	10 ⁶ m ³	10 ⁶ m ³	$\frac{\Delta}{A \text{ 實測值}} \times 100\%$
I	28	7.89	72,6175	66,5075	6,1100	8.41
II	162	19.95	211,3675	163,4227	47,9448	22.68
III	106	25.85	81,1309	46,0921	35,0389	43.18

結果顯示，使用 Thornthwaite 試驗式推估西南地區蒸散量有高估的結果。估值與實測值相差最大者出現於大部分面積係分布於低海拔的集水區（參照表二）。

六、討論與結論

1. 本研究假設十年期間的平均水文平衡模式可以 $N = A + V$ 表示，使用的資料爲 N 及 A。由於測站數目相對地少，N 的定量係以地形因子之一——海拔高爲變數，迴歸分析顯示西南地區多半年的雨量變化有 85 % 可歸因於海拔高的變化。在未有其它反證之前提下，由 N 及 A 以定量 V。實際上，可用水文平衡中的任何兩因子以核驗其它另一因子。

2. 就位蒸散的定義言，其量爲蒸散的上限，實際蒸散常小於此值。

Thornthwaite 試驗式係使用蒸散計 (evaporimeter) 進行試驗而導出 (Thornthwaite, 1948)。而在其發源地區——Seabrook, N.J., U.S.A，經過長時間的再複試，確定原式低估了年位蒸散量 (Mather, 1967)。Ramage (1954) 則發現：香港

因處於東亞季風區內，使用蒸散計實測所得值與計算所得值的偏差，大於與試驗發源地地相似氣候區——即夏季乾燥而冬季潮濕的地區所得的實測值與計算值的偏差。此種趨勢在臺灣亦必相同。

由本研究結果，可確定 Thornthwaite 試驗式所得位蒸散量僅能視爲實際蒸散量的上限，且其用於大區域之推估時產生相當大的差異，尤以山地地區爲然；此因 Thornthwaite 原式僅以氣溫爲蒸散決定因素，而事實上蒸散常受水分供給的影響。Mather (1969) 便指出，即使在較冷地區，可能因水分供應充分而有高於較暖地區實際蒸散量的情形。另外 Mather (1967) 於檢討 Thornthwaite 試驗式後，認爲若欲確定位蒸散量，須考慮風的作用。此等事實經 Penman (1963) 指出，由試驗式推算所得的蒸散值，常僅能作爲指標之用。

3. 限於實測資料相對地少，推估蒸散量仍屬不可免。Baumgartner 及 Reichel (1975) 針對此現象，建議一種工作方法：主要方法著重於相互間的驗證。例如不同的微氣象測定法——如空氣動力法

(aerodynamic method) Sverdrup 法 (亦即能量平衡法) 所得結果, 可藉水文平衡法 (使用衡重滲透式的蒸散計 (weighing lysimeter)) 所得的結果加以校驗, 以便在廣大地區中得以更普遍地被利用。

七、參考文獻

1. Baumgartner, A. und Reichel, E. 1975. Die Weltwasserbilanz. R. Oldenbourg Verlag, München.
2. Mather, J.R. 1967. Factors of the heat and water balance of different surfaces. C. W. Thornthwaite Associates Pub. in Climatology Vol. XX, No. 2.
3. Mather, J.R. 1969. Summary in: A re-examination of the concept and measurement of potential evapotranspiration Pub. of Lab. of Climatology, Seabrook, N. J.
4. Penman, H.L. 1963. Vegetation and hydrology. Commonwealth Bureau of Soils, Technical Communication No. 53.
5. Ramage, C. S. 1954. Evapotranspiration measurements made in Hong Kong. in: Pub. in Climatology Vol. VII No. 1. p. 112-117.
6. Thornthwaite C. W. 1948. An approach toward a rational classification of climate. The Geographical Review Vol. XXX VIII No. 1. p. 55-94.
7. Thornthwaite, C. W. 1962-1965. Average climatic water balance data of the continents— part I Africa 1962, part II Asia 1963, part III U.S.S.R. 1963, part IV Australia 1963, part V Europe 1964, part VI North America (excl U.S.A.) 1964, part VII United States 1964, part VIII South America 1965. C. W. Thornthwaite Asso. Lab. of Climatology. Centerton, N. J.
8. 水資源統一規劃委員會 1972. 臺灣各區域平均逕流量及最小逕流量估算報告。
作者通訊處：中央氣象局

Volume 23, Number 2

June 1977

行政院新聞局出版事業登記證局版台誌字第〇九七六號
中華郵政臺字第一八九三號登記爲第一類新聞紙類

METEOROLOGICAL BULLETIN

(Quarterly)



CONTENTS

Articles

- A Method of Forecasting the Strength of Gusty Winds and Amount of
Rainfalls under the Influence of a Typhoon..... *Griffith C. Y. Wang* (1)
- Application of the Vertical Windshear Chart and Richardson Numbers to
A Case Study of Clear Air Turbulence..... *Wen-Shuo Kuo* (16)
- Tracks of Typhoons and Their Prediction..... *Ming-Tung Hsu* (24)
- Consideration for the Estimation of Area-Evapatranspiration
—Using the Southwestern Area of Taiwan as An Example... *Yung-Ho Chiu* (35)

CENTRAL WEATHER BUREAU

**64 Park Road, Taipei
Taiwan, Republic of China**

氣象學報

季刊

第二十三卷 第三期

目次

論著

閃電計次器之研製.....黃胤年、陳盛文、陳英 (1)

應用 ARIMA 模式對臺北市月平均溫度與

總降水量的分析與預測.....胡仲英 (15)

臺灣地區高空風及溫度之日變化.....徐行 (27)

氣象學報

季刊

第二十三卷 第三期

主編者 中央氣象局氣象學報社
地址 臺北市公園路六十四號
電話：三七一三一八一(十線)

發行人 劉大年
社長 劉大年
電話：三一一〇八四〇

印刷者 文英印書公司
地址 臺北市三水街七號
電話：三三一四七二四

中華民國六十六年九月出版

閃電計次器之研製

The Development of A Lightning-flash Counter

黃胤年*

陳盛文**

陳

英***

Y. N. Huang, S. W. Chen and Anh Tran

ABSTRACT

The theory of lightning and the present status of the lightning-flash counters used in the world, together with their criteria, are briefly reviewed. Based on these, a lightning-flash counter is designed and produced to record the occurrence of the local cloud-to-cloud and cloud-to-ground discharges. This flash counter comprises of two parts: (1) a receiver connected to a 7-m vertical antenna and (2) a register which can record the rate of occurrence of the lightning flashes in two different ways, either by a mechanical counter or by a servo type d. c. voltage pen recorder. Preliminary results are presented to show the normal operation of this counter.

一、導 述

雷雨 (Thunderstorms) 出現率之地理分佈對無線電工程師及電力工程師都是重要之數據。爲了估計雷雨帶來之落地閃擊 (Ground Stroke) 對輸電線之可能災害，電力工程師希望知道雷雨在該輸電線地區產生落地閃擊之或然率 (Probability)。無線電工程師則因爲閃電 (Lightning) 會產生無線電雜訊 (Radio Noise) 而影響無線電通信之信號品質 (Signal Quality)，故對雷雨之出現率及地球分佈發

生興趣。閃擊 (Stroke of Lightning) 可分爲雷雨雲與地面間放電所產生之落地閃擊 (Ground Stroke) 及雲與雲間之放電所產生之雲際閃擊 (Clouds Stroke) 兩種。兩者均會產生無線電雜訊，故均爲無線電工程師之研究對象。對輸電線之災害則只有落地閃擊會產生，故電力工程師之主要興趣集中於落地閃擊。

1960 年代以前，雷雨出現日之世界分佈圖，係根據分設在世界各地之測候站 (Meteorological Station) 利用聽覺觀測 (Aural Observation) 法求得數據而繪得。用聽覺能聽到雷鳴之日子稱爲雷雨

*交通部電信研究所研究策劃室主任，中央大學地球物理研究所兼任教授

**交通部電信研究所研究策劃室崙坪觀測台代理主任

***臺灣大學大氣科學系教授

日* (Thunderstorm Day)。一年中出現雷雨之總日數稱為 I. K. L. (Isokeraunic Level)。由此 I. K. L. 值可間接地推算落地閃擊次數 (Brooks, 1925)。鑒於此用途, I. K. L. 之繪製乃受學者們注意。Brooks 係第一位在 1925 年發表雷雨日之世界分佈圖。臺灣之雷雨觀測始於 1897 年。圖 1 為顏世雄及劉鏡生 (1972) 使用中央氣象局測候所數據繪製之臺灣島 I. K. L. 分佈圖。

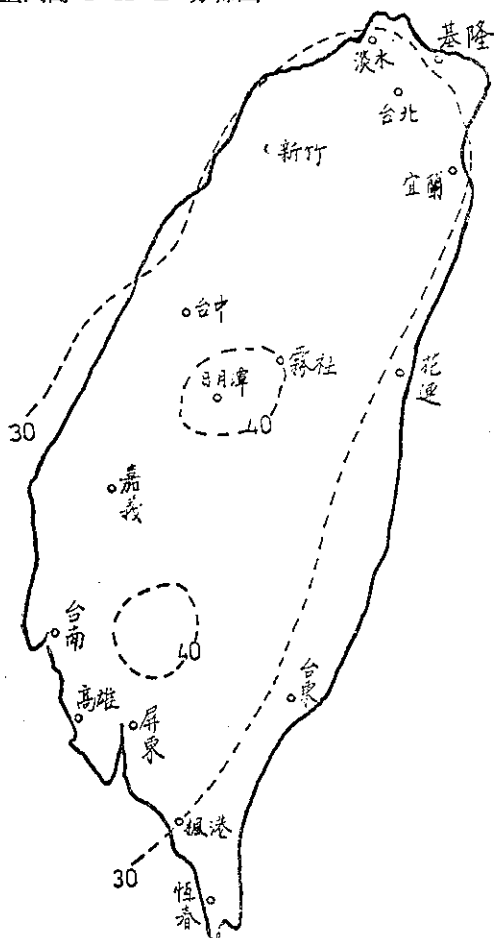


圖 1 臺灣之 I.K.L. 圖

雷雨日與無線電雜訊之間雖然有一些關係之存在, 但因有下列缺點, 未能被無線電工程師所接受。

- (1) 雷雨日無法表示雷雨之日變化。
- (2) 雷雨日無法表示雷雨強度 (Intensity of Activity) 及持續時間 (Duration)。
- (3) 觀測員之個人特性及測候所環境會影響雷鳴之可聽度 (Audibility of Thunder), 故所得數據缺少客觀性。

(4) 雷鳴之可聽距離太小, 而測候所分佈又太稀少, 因此容易造成雷雨日為世界上大部分地區之稀少現象。

雷雨日之觀測有上述缺點, 故對無線電雜訊之研究並無多大幫助。因此必須改進觀測法, 利用電子儀等自動記錄雷雨之發生及其活動性, 才有助於斯項研究工作。本省至今尚未有人發展電子式閃電計次器 (Electronic Lightning-flash Counter) 以供閃電之觀測及研究。本文旨在發表作者們發展之閃電計次器。

二、閃電之分類及雷雨雲之構造

發生在空氣中長度達數公里之短暫大電流放電 (Transient High Current Discharge) 稱為閃電 (Lightning)。當大氣中之某些區域有電量之累積, 因而由此電量所產生之電壓超出空氣之崩潰電壓 (Breakdown Voltage) 時, 閃電即發生在該區域。積雨雲 (Cumulonimbus) 或稱雷雨雲 (Thunder Cloud), 為閃電之主要發生源。但是暴風雪 (Snowstorm) 暴風砂 (Sandstorm) 及暴發中之火山之雲亦會產生閃電, 甚至於無雲之晴空中偶而也會產生閃電。本文研究之主要對象為由積雨雲產生之閃電。此種閃電可分為下列四種:

- (一) 雲中閃電: 雲中放電 (Intracloud Discharge) 而引起之閃電稱之。
- (二) 雲際閃電: 雷雨雲間產生放電 (Cloud-to-cloud Discharge) 而引起之閃電稱之。
- (三) 雲外放電: 雲對環繞之空氣放電 (Air Discharge) 而引起之閃電稱之。
- (四) 雲對地閃電: 雲與地間放電 (Cloud-to-Ground Discharge or Ground Discharge) 而引起之閃電稱之。

圖 2 表示不同大小之雷雨雲。亞熱帶之雷雨雲較小, 出現在較低高度, 故其溫度均在 0°C 以上。然而巨型雷雨雲之垂直高度則超出 20 公里高, 其底部與頂部之溫度差甚大, 頂部之溫度低於零下數十度。一般之雷雨雲高度約在 8~12 公里, 以出現之地理地區而異, 其積雨雲之何以能成為帶電之雷雨雲, 迄今尚無可靠的學說, 但一般咸認積雨雲中之水, 冰及風在重力場及溫度斜率之影響下互相騷擾作用終於產生帶電區域而成為雷雨雲。在典型的雷雨雲中, 其上頂帶正電, 下底則帶負電, 成為雙極子 (Electric

*本省氣象觀測以能聽到雷聲同時目測到降水的日子作為雷雨日

Dipole)，帶電部份之大小約有數公里半徑。圖 3 表示典型雷雨雲中電量之分佈情況。黑圓點表示有效點電荷 (Effective Point Charge) 之出現點。正電荷 P 及負電荷 N 各約有 40 庫倫 (Coulomb) 之電量。有時候在雷雨雲之基底部份會出現約有 10 庫倫之正電荷 p。

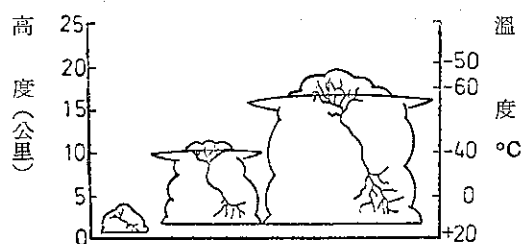


圖 2 不同大小之雷雨雲

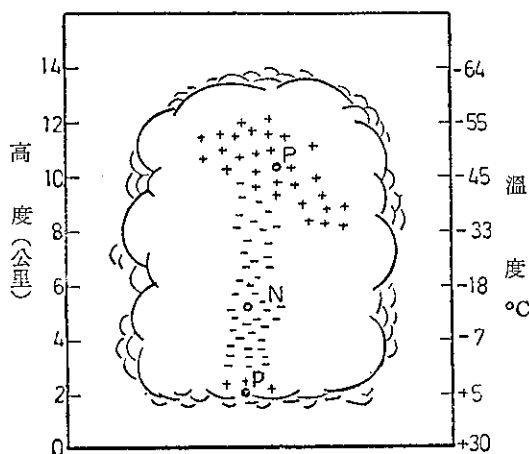


圖 3 典型雷雨雲中電荷之分佈情況

三、閃電之發生機構

雖然雷雨雲之放電並不全以落地閃擊之方式產生，但閃電機構之研究大部份限於雲對地之放電。雲對地之閃電係由一次以上之間歇性的主放電所組成。一次完整的雲地間全放電稱為閃電 (Lightning Flash)，平均由 3 至 4 次主放電所組成。閃電之發生機構相當複雜，根據 Schonland (1956) 之觀察及研究，閃電係先從雷雨雲向地面產生先驅放電 (Predischarge) 開出一條導電通路，然後於地面及雲間產生主放電 (Main discharge)。茲將發生程序概述如下。

當雷雨雲發達至某一程度時，其 N 區域之負電及雲底之 p 正電所產生之電場會到達大氣之崩潰電壓，使原來附着在水粒及水粒上之電荷移動，以中和雲底之正電而使雲底帶負電。於此聚集在雲底之負電荷會產生強烈的電場，而從雲底向地面方向造出帶負電之導電柱 (Conductive Column) 並且沿此導電柱將負電荷朝地面方向輸送。其輸送速度約每秒 150 公里。送進導電柱之電量約有 5 庫倫，由此引起之電流約有 300 安培 (Ampere)。此導電柱向下發展至某一長度後即會用盡電量而暫告停止發展，以待從雷雨雲底部補充新的負電荷。為補充新電荷而必須休息之時間約有 50 微秒 (Microsecond)。此休息時間過後，導電柱即開始再次向地面放電而伸展。如此向降階梯樣子地，每隔約 50 微秒即重複充電，及向地面伸展兩動作，而終於在雷雨雲與地面之間開出一條帶電通路。每一階梯之導電柱長約 50 公尺，半徑約 1 至 10 公尺，向下伸展之速度約為每秒 150 公里，內含有約 5 庫倫之電荷，由其流動而產生之電流約有 300 安培。導電柱在休息以補充電荷之約 50 微秒時間裡並不發光，但充滿電量開始伸展次一階梯導電柱之約 1 微秒裡會發光。

階梯式導電柱在雲地間穿開導電通路之這一段動作，有人稱為先驅放電 (Predischarge)。先驅放電所需時間約為 1 毫秒 (Millisecond)。當導電柱到達地面時，雲地間即被導電柱連接成一個導電通路，雷雨雲底部之負電荷即在 70 微秒之短暫時間裡向地放電。此放電稱為主放電。

主放電之速度約為每秒 60000 公里，在前數微秒鐘內之電流有 1 萬至 2 萬安培之大，數十微秒後即減為一半，但數毫秒之後仍然有數百安培之電流。由於此強電流之流過，通路中之氣體將被加熱至 30000°K 之高溫而發出強光，此光即是打雷時之閃光，高溫之通路內之氣體會向外膨脹而產生震波 (Shock Wave)，此震波所產生之音波即是雷鳴 (Thunder)。

四、閃電之發生頻度

一閃電與次一閃電間之時間間隔有很大的變動性，故其時間間隔之統計分佈，可以說是一種隨機分佈 (Random Distribution)。然而，若是以每數分鐘平均其發生之時間間隔時，此平均值將以 20 分乃至 60 分之週期顯示增減現象。雷雨雲之閃電區域係散佈在半徑約 10 公里之範圍內，由若干個雷雨胞 (Thunderstorm Cell) 所組成。上述平均發生

間隔之消長與雷雨胞之消長有關，據國外觀測，平均消長時間約為 20 至 60 分，故一個雷雨胞之壽命約有 20 至 60 分。

根據國外觀測，所有閃電中只有約 10~30 % 之閃電之放電能到達地面而成為落地閃擊 (Ground Stroke)。落地閃擊之主放電能沿同一導電通路重複放電多次。據國外觀測，落地閃擊約 30~70 % 係由 2 次主放電所構成；平均主放電次數為 4 次；最多者有 40 多次之記錄。兩次主放電間之時間間隔分散在 1 微秒至 1 秒，但以 20~50 微秒者佔多數。此數據對閃雷計次器之設計頗有關係，將於第五節再次述及。根據 Brooks (1925) 之報告，赤道上之夏天最容易發生閃電，尤其是墨西哥南部、巴拿馬、中央非洲及爪哇之發生頻度 (Rate of Occurrence) 為世界之冠。日變化則以地方時之 12 點至 17 點之發生頻率最大。

五、閃電之電磁輻射

如上節所述雲對地閃電之主放電會經由同一導電通路重複發生若干次。一次閃電通常係由 3 至 4 次主放電所組成。放電電流係從地面向上流，稱為負電流。此電流之波形很複雜，但其基本形狀可用下式表示之 (Bruce and Golde, 1944)：

$$I = I_0 \{ \exp(-\alpha t) - \exp(-\beta t) \} \quad (\text{Amp.}) \quad (1)$$

主放電向雷雨雲上升之速度則可用下式表示之：

$$v = v_0 \exp(-\gamma t) \quad (\text{m/sec}) \quad (2)$$

式中

$$\left. \begin{aligned} I_0 &= 20000 & (\text{Amp.}) \\ v_0 &= 8 \times 10^7 & (\text{m/sec}) \\ \alpha &= 4.4 \times 10^4 & (\text{sec}^{-1}) \\ \beta &= 4.6 \times 10^5 & (\text{sec}^{-1}) \\ \gamma &= 3 \times 10^4 & (\text{sec}^{-1}) \end{aligned} \right\} \quad (3)$$

此電流 I 會產生下式所示之電矩 (Electric Moment) M

$$M = \int I dl \quad (4)$$

式中 I 為(1)式所示之放電電流； dl 為電流之微分長度 (Differential Length) 與(2)式之 v 有下面之關係

$$dl = \frac{dl}{dt} dt = v dt$$

故得

$$M = \int I v dt \quad (5)$$

在完全導體之平面大地上，此電矩會產生如下式所示之電場：

$$E_r = - \frac{2}{10^7 d} \frac{dM}{dt} \quad (\text{V/m}) \quad (6)$$

$$E_i = - \frac{60 M}{d^2} \quad (\text{V/m}) \quad (7)$$

$$E_e = - \frac{1.8 \times 10^{10}}{d^3} \int M dt \quad (\text{V/m}) \quad (8)$$

式中 E_r , E_i 及 E_e 各表示由主放電電流產生之輻射電場 (Radiation Field) 強度；感應電場 (Induction Field) 強度及靜電場 (Electrostatic Field) 強度； d 表示距雷雨雲之距離 (單位為公尺)。若 d 甚大時，因 E_i 及 E_e 遠比 E_r 衰減得快，故僅考慮 E_r 即可。

由主放電所產生之輻射電場含有不同的頻率成份，其頻譜分佈 (Frequency Spectrum) $f(\omega)$ 可用下式將 $\frac{dM}{dt}$ 傅氏變換 (Fourier Transform) 而求得

$$f(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} \left(- \frac{dM}{dt} \right) e^{-j\omega t} dt \quad (9)$$

據 Horner (1958) 之計算， $f(\omega)$ 可用下式表示：

$$f(\omega) = j I_0 V_0 \omega \times \frac{(\beta - \alpha)(\alpha + \beta + \gamma + 2j\omega)}{(\alpha + j\omega)(\beta + j\omega)(\alpha + \gamma + j\omega)(\beta + \gamma + j\omega)} \quad (10)$$

將(3)式之數據代入 (10) 式便能求得頻率波譜，其在 10 KHz 之大小為

$$f(10\text{KHz}) = 14 \times 10^{16}$$

故對應之電場強度 $E(\omega)$ 為

$$E(\omega) = - \frac{2}{10^7 d} \times 14 \times 10^{16} = \frac{28}{d} \quad (\text{V/m}) \quad (11)$$

據 Horner (1958) 之計算，此輻射電場通過頻帶寬度 (Frequency Band Width) 為 B 之帶通濾波器 (Band Pass Filter) 後所得脈衝 (Pulse) 之最大幅度 e_m 為

$$e_m = 3.6 B E(\omega) \quad (12)$$

將(2)式代入(11)式即得

$$e_m = \frac{10 B}{d} \quad (\text{mv/m}) \quad (13)$$

式中 d 之單位為公里， B 之單位為赫 (Hz)。此公式為設計閃電計次器之主要依據。例如發生在 20 公里處之閃電會在頻帶寬度為 28 KHz 之閃電計次器附近產生 14 Volt/m 之電場。

閃電所產生電磁波之頻帶範圍甚寬，從超低頻 (Ultra Low Frequency) 至超高頻 (Ultra High Frequency) 均有其能量之存在，但大部分之能量

係集中在 100 KHz 以下之頻帶，尤其是 8 至 20 KHz 之頻帶中，其能量最大。傳播至遠距離之閃電電磁能對頻率之分佈情況則與電波傳播特性有密切的關係。

閃電計次器之主要目的為記錄發生在約 30 公里內之閃電次數，其原理為接收閃電所產生之電磁能，以推動計數器將其發生次數記錄下來。因閃電之主要電磁能係集中於特低頻 (Very Low Frequency) 而在此頻帶內之靜電場及感應電場對距離之衰減較快，故一般係採用特低頻做為觀測閃電用接收頻率。選擇特低頻為接收頻率之另一優點為能避免來自中波及短波廣播電台訊號之干擾。

六、閃電計次器應具備之條件

閃電計次器有甚多類型，例如 Forrest (1943), Davis (1946), Gane and Schonland (1948), Sullivan *et al.* (1954), Sullivan and Wells (1957), Ito *et al.* (1955), Pierce (1956), Horner (1960) 及 Barham (1965, 1967) 等學者分別提出不同類型之閃電計次器。然而現今世界各國最常用之類型不外乎下述兩種：

(1) CIGRE 型

此種閃電計次器係根據 Pierce (1956) 之建議，由英國電氣研究協會 (Electrical Research Association) 負責發展而成。本計次器已被 CIGRE (Conference International Grandes Reseaux Electrique) 之工作小組採納，現今約有 500 部此種計次器分設在各國以收集對電力線之落地閃擊數據。

(2) CCIR 型

此種閃電計次器係根據美國 Florida 大學之設計，由國際無線電諮詢委員會簡稱 CCIR (International Radio Consultative Committee) 之工作小組改進完成，現今有此種計次器約 50 部，分設各國以觀測與無線電雜訊 (Radio Noise) 有關之閃電數據。

閃電計次器係由接收閃電電磁波之接收機及計數脈衝次數用之計數器兩部份而組成。在設計閃電計次器時，必須考慮其接收機之頻率響應 (Frequency Response)，開端電壓 (Threshold Voltage)，時間常數 (Time Constant)、訊號極性 (Polarity)、接收天線及有效觀測界限 (Effective Range) 等特性。茲分別略述於下：

[A] 頻率響應

不同類型之閃電所產生之電磁波能量之頻率波譜及其對距離之衰減情況等均有所不同，故閃電計次器之接收機之頻率響應決定其對不同類型之閃電之接收能力及能接收之最長距離。如果閃電計次器之目的為接收雲對地閃電，則其頻率響應必須低於 10 KHz。CIGRE 型閃電計次器係應此目的而設計，其頻率響應之峯值出現在 900Hz, -3db 之頻帶寬度為 120 Hz 至 2 KHz。使用如此低之接收頻率係考慮接收閃電之靜電場。此電場之衰弱與距離之立方成反比，故能使閃電計次器僅觀測近距離之閃電，其有效觀測範圍之境界線亦較為清楚。

CCIR 型閃電計次器係專為研究閃電所產生之電磁波對無線電通信之影響而設計。因所有類型之閃電所產生之電磁波均會干擾無線電通訊，故 CCIR 型閃電計次器必須能觀測到所有類型之閃電。其所使用之接收機頻帶較高，頻率響應之峯值出現在 10 KHz, -3db 之頻帶寬度為 2KHz 至 50KHz。因使用較高頻率，故 CCIR 閃電計次器主要在觀測閃電之輻射電場 (Radiation Field)，此輻射電場與距離成反比地減弱，故其有效觀測範圍之境界線不如 CIGRE 型者清楚。

[B] 開端電壓

閃電計次器開始計數動作，所需要之接收機最低輸入脈衝電壓，稱為閃電計次器之開端電壓 (Threshold Voltage)。如果其他因素均相同時，一部閃電計次器之有效觀測界限，係決定於其開端電壓。故改變開端電壓可改變其有效觀測界限。為經常保持同樣的觀測界限，閃電計次器均備有校正電路，使開端電壓能經常保持定值。通常係利用電容器之充放電代替閃電所發生之電磁脈衝，以校正閃電計次器之開端電壓。

[C] 時間常數

每單位時間內發生之閃電次數稱為閃電之發生頻度 (Rate of Occurrence)。閃電計次器之時間常數，係決定每單位時間內能計次之最大次數 (Maximum Rate of Counting)。此最大次數若小於閃電之最大出現頻度時，一些閃電將未能被閃電計次器記錄，引起漏記現象。一些雲地間放電係沿着同一導電路徑重複放電若干次。對這種重複放電，閃電計數器必須避免重複計次，故其單位時間內能計測之最大次數亦不可以太大。效舉若干數據以供決定時間常數之用。重複放電之間隔時間約

為 3 毫秒至 100 毫秒，但大部分係分散在 20 至 50 毫秒之間。一次閃電之持續時間為 0.2 秒，而閃電之最大發生頻度則甚少大於每秒四次。根據以上數據，將閃電計次器之時間常數定為 $\frac{1}{4}$ 秒時大致可以避免多餘或遺漏等錯誤計測現象。CCIR 型閃電計次器之時間常數為 $\frac{1}{4}$ 秒；CIGRE 型則稍長約有 1 秒。

〔D〕極 性

不同之閃電會在閃電計次器之天線上產生不同極性之電場變化。閃電計次器究竟記錄那一極性全決定於其電路設計。因大部份之落地閃擊所產生之電場變化極性為正，故 CIGRE 閃電計次器只計測正極性。CCIR 型閃電計次器則正負兩極性均予計測。

〔E〕天 線

天線特性直接影響閃電計次器之感度 (Sensitivity) 及其頻率響應，故為使設在不同地點之閃電計次器之計測結果能互相比較，其所使用之天線特性（包括天線至接收機之電纜）必須給予嚴格的規定。最重要的規格包括：有效高度 (Effective Height)，天線電容 (Antenna Capacitance) 及天線輸出端至接收機輸入端間之並聯電容（例如電纜之電容）等。

〔F〕有效觀測界限

以閃電計次器為中心，在某一界限內實際發生之閃電次數與此閃電計次器所記錄之閃電次數相同時，此界限稱為該閃電計次器之有效觀測界限 (Effective Range)。此界限與閃電種類及極性等有關。例如雲對地閃電之有效觀測界限不一定就是雲際閃電之有效觀測界限。故閃電計次器之有效

觀測界限必須註明對何種閃電求得之界限。

有效觀測界限之實際測定，係使用目測法，先求實際發生閃電之次數，距離及類型，然後與閃電計次器之輸出比較以定其界限。然而這種工作一般都在可視率很差的情況下進行。難免有相當大的誤差，故所得之有效觀測界限不容易使其誤差小到 10 % 以下。又任一閃電計次器雖然專為記錄某一類型之閃電而設計，但這並不能保證它對其他類型之閃電完全不反應。故任一閃電計次器必須給予一修正因數 (Correction Factor) 使其計測次數能接近欲測類型之閃電次數。例如 CIGRE 型閃電計次器係專為計測雲對地閃電而設計，其對雲際閃電之感度雖然比較差，但仍然有機會計測其部分之閃電，故必須給予一修正因數以減少因計測部份雲際閃電所帶來之誤差。

七、閃電計次器之研製

根據以上數節中有關閃電之諸特性，吾人可設計一種閃電計次器以計測閃電之次數。因閃電之主要電磁能量集中於 8 KHz，故本閃電計次器特將接收機之頻帶寬度選定在 3 KHz 至 30 KHz。將最低頻率選在 3 KHz 之主要原因在於使接收機能接收閃電之感應電場 (Induction Field)。因感應電場對距離之衰減甚為迅速，故將接收機設計成能接收感應電場，則能獲得較為明確的有效觀測界限。又為使本閃電計次器亦能接收雲間閃電，特將最高頻率選定在 30-KHz。因每一閃電所產生電磁波波譜並不完全相同，故採用 3 KHz 至 30 KHz 之寬頻帶寬度時可以掩蓋所有可能之不同波譜，使閃電計次器能忠實地計測所有的閃電而不致於漏測。

圖 4 表示本閃電計次器之方塊圖。此閃電計次器

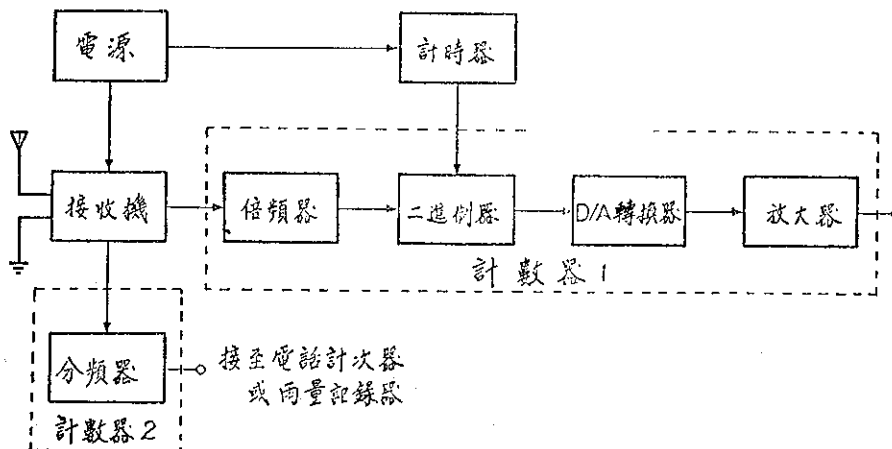


圖 4 閃電計次器方塊圖

主要由接收機及計數器兩部份組成。接收機之功用為使用高度為 7 公尺之垂直天線接收閃電所引起之電磁波脈衝，經檢波放大改為直流脈衝，以推動下一級之計數器。計數器之功用為接受接收機之輸出直流脈衝，以計測其發生次數。閃電次數之顯示採用兩種方式：一為利用二進制計數器 (Binary Counter) 計測脈衝次數，經類比轉換器 (Digital to Analog Converter)，轉換成直流電壓後用直流電壓筆記錄器 (DC Voltage Pen Recorder) 記錄其次數。為使本閃電計對任何狀況下之閃電發生頻度，均能圓滿地達成計次任務，特設有倍頻器 (Frequency Multiplier) 使筆記錄器之滿標 (Full Scale) 能顯示三種不同的數值，可任意挑選其中之一種。另一種輸出方式為利用接收機之直流脈衝輸出以推動繼電器，然後藉繼電器接點之關閉推動機械式計數器 (Mechanical Counter)，例如電話計次用計數器或記錄雨量所用的自記電接計數器等。因此種機械式計數器之反應速度較慢 (約 $\frac{1}{2}$ 秒)，故對發生頻度太快之閃電會有漏計現象。為避免此種誤差本計數器設有 $\frac{1}{2}$ 及 $\frac{1}{3}$ 之分頻器 (Frequency Divider)，以使每累積 2 次或 3 次閃電後才計測一次之特殊設備。圖中計時器 (Clock) 之主要功能為產生分信號，10 分信號或小時信號脈衝，使筆記錄器顯出時刻標誌 (Time Mark)。茲將各部門之線路圖及動作原理概述如下：

[A] 接收機

圖 5 為接收機線路圖，閃電所發生之電磁波，自 7 公尺高垂直天線輸入接收機。為保護接收機，在天線輸出端特設有 300 v 避雷器。C₁ 為同軸電纜之輸出電容。輸入端之電容 C₁、C₂ 及 C₃ 及電阻 R₁、R₂ 及 R₃ 構成帶通濾波器 (Band Pass Filter)，其實測 -3db 頻帶寬度為 3 KHz 至 30 KHz (後述)。通過濾波器之正向閃電信號經

由 T₁ 及 T₂ 放大及 D₁ 檢波後輸出至 T₅；負向閃電信號則經由 T₃ 及 T₄ 放大及 D₂ 檢波後同樣輸出至 T₅。兩者均以正脈衝輸出至 T₅。T₆ 及 T₇ 組成單邊穩定器 (Monostable Multivibrator)。T₅ 之基極 (Base) 接有 3 伏特之水銀電池。當經由 D₁ 或 D₂ 檢波後輸至 T₅ 基極之正脈衝電壓超過 3.3 或 3.6 Volt 時，T₅ 即導電以激發單邊穩定器 T₆ 及 T₇，使其保持 0.15 秒之導電狀態。此導電狀態將使 T₈ 導電以輸出正脈衝至下一級之計數器。

一次閃電之持續時間約為 0.01 秒至 2 秒，代表性之持續時間為 0.2 秒。為避免閃電計次器將一次閃電計為 2 次以上之閃電，必須設有適當電路，使計次器記錄一次閃電後有短暫的壓住時間 (Holdoff Time) 停止對其他任何脈衝發生作用。由 R₁₆ 及 C₇ 所構成之電路即是為此壓住作用而設。閃電脈衝來臨之前 T₅、T₆、T₇ 及 T₈ 均在斷路 (Cutoff) 狀態。此時 C₆ 經由 R₁₅ 充電，保持約為 9 Volt 電壓。C₇ 之一端經由反極性之 D₃ 接至 T₅ 之基極，故只要是來自 D₁ 或 D₂ 之閃電脈衝超出 3.6 伏特時，即能激發單邊穩定器，將脈衝輸出至計數器。當閃電脈衝進入 T₅ 之基極時，T₅、T₆ 及 T₇ 即刻導電，儲蓄在 C₇ 之電量即由 R₂₂、D₅ 及 T₇ 放電使其兩端電壓降至約 0.9 伏特 (導電中 T₇ 之 V_{CE} 加 D₅ 之降壓)。約過 0.15 秒後單邊穩定器自動恢復原狀，使 T₈ 斷路完成一次計數。此時 T₅ 之基極電壓已降至 0.9 伏特，比射極之 3 伏特電壓低，故即使另有一閃電脈衝輸至 T₅ 之基極，其能量也頂多用以充電 C₇，其電壓增加不多，不致於激勵 T₅，T₅ 被保持在壓住狀態，對任何新來脈衝均不起作用。此狀態一直持續至 C₇ 經由 R₁₆ 再次充電至 3 伏特才解除，

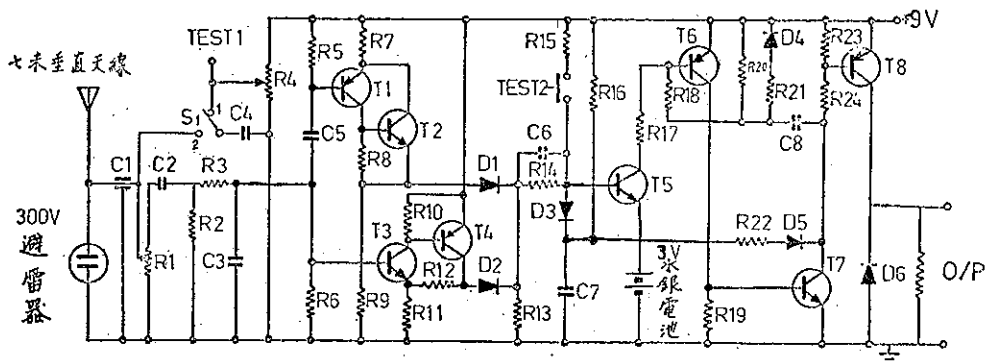


圖 5 接收機線路圖

使 T_5 能再次正常作用，接收新來之閃電脈衝。此壓住時間之長短決定於串聯 R_{16} 與 C_7 所得之時間常數 τ 。壓住時間 (Holdoff time) T 與 τ 之間有如下關係：

$$T = \tau \ln \left(\frac{9.3}{9} \right) \\ \approx 0.406 \tau \text{ (秒)} \dots\dots\dots (14)$$

壓住時間決定閃電計次器之時間常數，本閃電計次器之時間常數定為 0.5 秒，將此值代入 T 即得 $\tau = 1.32$ (秒)

如圖 5 所示，選擇 $P_{16} = 220K\Omega$, $C_7 = 6\mu F$ 時可獲得此一時間常數。閃電計次器之時間常數可根據實際觀測數據，先明瞭閃電之出現頻度後，調整 C_7 之大小而更改。本閃電計次器之實測時間常數為 0.55 秒。

可變電阻 R_1 係用以改變計次器之開端電壓 (Threshold Voltage)。利用 C_4 之充放電可模擬閃電脈衝以校正開端電壓之大小。先將開關 S_1 置於接點 1；測試點 TEST1 接上直流電壓錶；調整可變電阻 R_4 使 TEST1 指示所需之開端電壓。若將開關 S 倒置於接點 2 時， C_4 內之電量即經由 R_1 放電，產生人為之閃電脈衝。此人為閃電脈衝電壓經 R_1 分壓後輸至 T_3 。此電壓能否起動 T_1 全視經 R_1 分壓後之電壓是否足夠使 T_1 導電。

調整 R_1 使經其分壓後之電壓輸出剛好有足夠電壓起動 T_1 時，此閃電計次器即已調至所需之開端電壓。

開端電壓之大小，決定閃電計次器之有效觀測界限，故適當調整可變電阻 R_1 ，便能使閃電計次器獲得所需之有效觀測界限，其方法如下：設所需之有效觀測界限為 D 公里，音速 V 為每秒 0.34 公里，則可測之最遠閃電須經下式所示之時間 t 後才能聽到其雷鳴 (Thunders)

$$t = \frac{D}{V} = \frac{D}{0.34} \text{ (秒)} \dots\dots\dots (15)$$

發生在有效觀測界限內之其他閃電則以更短之時間內可以聽到雷鳴；相反地有效觀測界限外之閃電則必須經過更長之時間才能聽到其雷鳴。利用此性質；調節 R_1 ，使閃電計次器每記錄一次閃電後至聽到其雷鳴所經過之時間均小於或等於 t 時，此閃電計次器之有效觀測界限已調整至預先所定之大小。於此必須言明的是：用此法求得之有效觀測界限係指包括雲對地放電及雲際放電所產生之所有閃電在內。

測試點 TEST 2 係用以測試單邊穩定器之正常工作，每短路一次， T_8 輸出一個方形波，以推動下一級之計數器。

圖 6 表示此閃電計次器之頻率響應 (Fre-

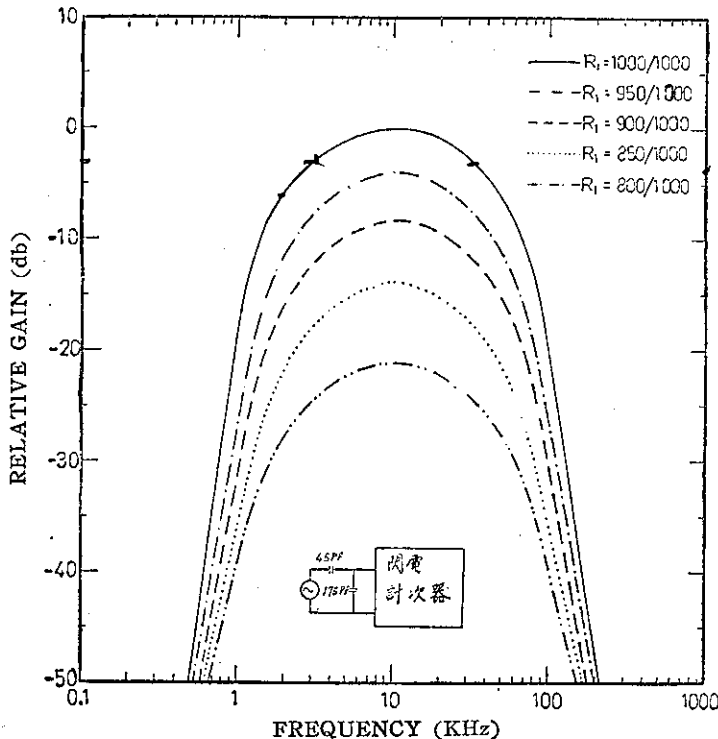


圖 6 接收機頻率響應特性

quency Response), 係利用信號產生器 (Signal Generator) 將不同的頻率經等值天線電容 (45pf) 及電纜電容 (175pf) 輸入接收機, 在 D_1 及 D_2 之輸出點測其輸出電壓, 然後計算其增益繪得此曲線。不同曲線表示調整 R_1 使在不同之分壓下求得之曲線。由此頻率響應曲線可知:

- (i) 變更 R_1 之分壓比例時, 頻率響應曲線之形狀並無顯著變化。
- (ii) 頻率響應之最大值出現在 10 KHz。其 -3db 之頻帶寬度為 3 KHz 至 30 KHz, 合乎原設計要求。

圖 7 表示可變電阻 R_1 之分壓比與閃電計次器開端電壓間之關係。

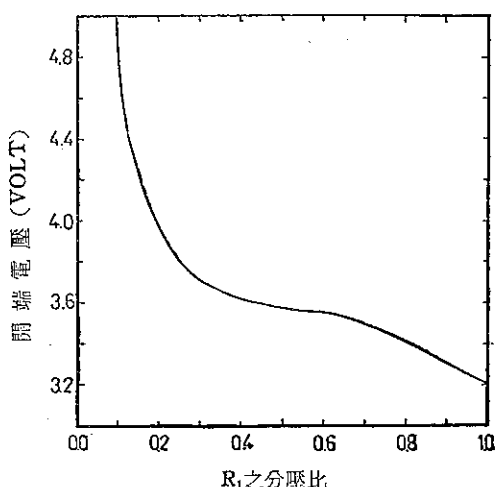


圖 7 R_1 之分壓比與開端電壓之關係

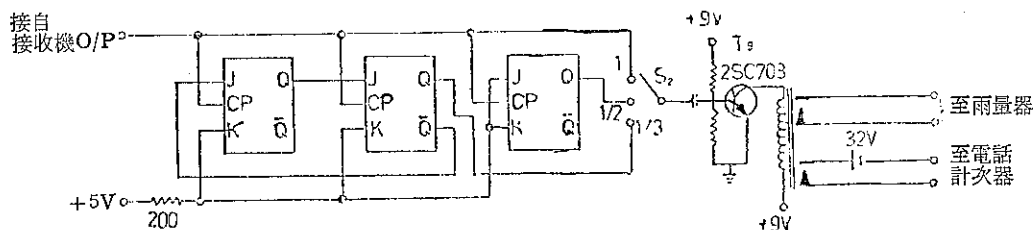


圖 8 分頻器

由類比轉換器 (Digital to Analog Converter) 將二進制數轉換成與其成正比之直流電壓, 然後使用直流電壓筆記錄器記錄其計測之次數。本記錄方式之優點為可以獲得分解度 (Resolution) 較高之記錄, 故能適用於高出現頻度地區。本記錄方式係由二進制計數器及 D/A 轉換器兩部份組成。

為提高記錄之分解度, 在二進制計數器之前段特設有倍頻器, 使筆記錄器之滿標能記錄 10 次,

[B] 分頻器

接收機之輸出脈衝可接至兩種不同之計數器, 計數其脈衝次數。其中一種係利用輸出脈衝起動繼電器, 藉繼電器接點之關閉作用推動電話計次用計數器及自記電接計數器。每一脈衝之輸入會使自記電接計數器之筆針向上移動一格, 其滿標為 100 格。筆針滿標後會自動降回原點, 從零點開始再次往上計次。此種計數器利用繼電器動作, 故其反應速度較慢, 如果閃電頻度太快時, 可能會漏記其中一部份之閃電次數。為彌補此一缺點, 本計數器特設有分頻器, 將脈衝頻度變換為 $\frac{1}{2}$ 或 $\frac{1}{3}$, 使計數器有充裕的時間準確的記錄高頻度之閃電次數。圖 8 表示此分頻器之線路圖, 係由三個 SN 7473 正反器 (Flip-Flop) 所組成。由輸出選鈕 S_2 可以任意選出經過 1, $\frac{1}{2}$ 或 $\frac{1}{3}$ 分頻之脈衝輸出。簡言之, 將選鈕置於 1 時, 每一脈衝之輸入會產生一脈衝之輸出; 但是將選鈕置於 $\frac{1}{2}$ 時, 每二次脈衝才有一次脈衝之輸出; 置於 $\frac{1}{3}$ 時, 每三次輸入才有一次的輸出。分頻器之每一輸出脈衝, 即刻使 T_9 導電以關閉繼電器接點。繼電器之二接點分別接至電話計次器及自計電接計數器以使兩者各記一次。經此分頻器計數時, 計數器之讀值必須按選鈕 S_2 之接點位置為 1, $\frac{1}{2}$ 或 $\frac{1}{3}$ 分別乘以 1, 2 或 3。

[C] 倍頻器

接收機輸出脈衝之另一種計數方式係利用二進制計數器 (Binary Counter) 計測脈衝次數後, 經

20 次或 30 次等三種不同之數值, 任使用者按實際需要選其中之一。茲先述倍頻器, 二進制計數器及 D/A 轉換器則分別敘述於 [D] 及 [E]。

圖 9 表示此倍頻器之線路圖, 係由 5 個單穩穩定器 (Monostable Multivibrator) 及若干個或閘 (OR Gate) 所組成。其功用為對每一輸入脈衝。自動產生一個、二個或三個脈衝。開關 S_3 之位置 (1, 2 或 3) 決定輸出脈衝之個數。本倍

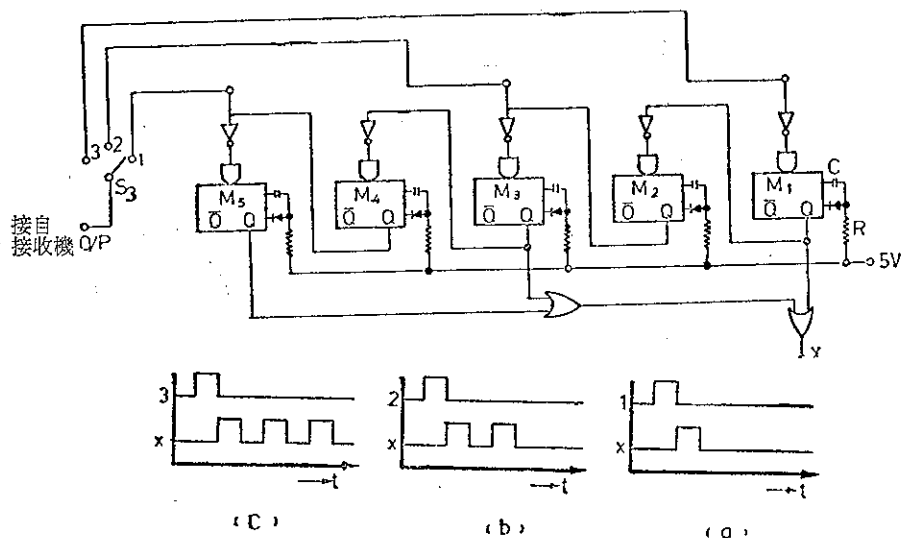


圖 9 倍 頻 器

頻器係採用 SN 74123 積體電路中兩個特製單邊穩定器而組成。茲先說明此特殊單邊穩定器之功能。圖 10 表 SN 74123 中兩個單邊穩定器中之一個。第 9 及第 5 腳各為輸入及輸出端。本單邊穩定器之特徵為：輸入端之脈衝從高位 (High) 轉移至低位 (Low) 時，(本文中將稱為脈衝負端) 會

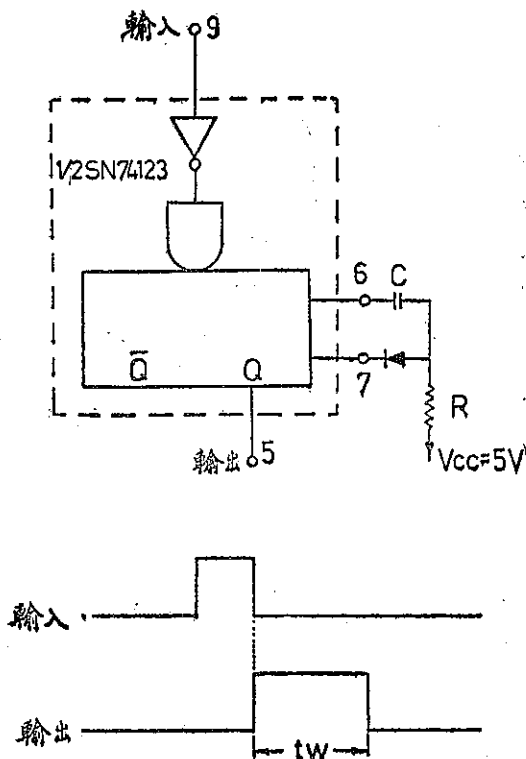


圖 10 SN 74123 中之單邊穩定器

受到激勵而在輸出端輸出正脈衝。輸出脈衝之寬度則決定於第 6 及第 7 腳之 RC 電路。此脈衝寬度 t_w 可用下式求得

$$t_w = 0.28 RC \left(1 + \frac{0.7}{R} \right) \dots\dots\dots (16)$$

式中 t_w , R 及 C 之單位各為 10^{-12} 秒 (ns), K Ω 及 10^{-12} 法 (PF)。圖 10 下方表示輸入脈衝與輸出脈衝之關係。本倍頻器中作者選擇

$$R = 10 \text{ K}\Omega$$

$$C = 2 \mu\text{F}$$

而獲得脈衝寬度為 6 毫秒，因寬度比起閃電之發生間隔甚小，故即使倍頻後亦不致於影響觀測之準確性。

倍頻器之動作原理如下：圖 9 中 M_1 、 M_2 、 M_3 、 M_4 及 M_5 各表示 SN74123 中之 1 個單邊穩定器，假設開關 S_3 在接點 1，則來自接收機之脈衝負端 (Negative Edge) 將激勵 M_5 而使其產生寬度為 6 毫秒之脈衝，經兩個或閘在 X 端輸出。圖 9(a) 表示輸入脈衝與輸出脈衝之關係，每一輸入脈衝僅能產生一個輸出脈衝，脈衝頻率並無變化。然而，將開關 S_3 接至接點 2 時，來自接收機之脈衝負端即激勵 M_3 ，產生 6 毫秒之脈衝經由或閘輸出在 X 端。 M_3 之輸出端係接至 M_4 之輸入端，故經 6 毫秒後， M_3 產生之脈衝負端即激勵 M_4 ， M_4 之輸出端未接至或閘故此 6 毫秒中 X 端並無輸出，但再過 6 毫秒後 M_4 產生之脈衝負端即能激勵 M_5 而使其產生 6 毫秒脈衝經由或閘輸出在 X 端。圖 9(b) 表示輸入脈衝與輸出脈

衝之關係，每一脈衝之輸入會引發兩個脈衝之輸出，故其頻率增為二倍。同理將開關 S_3 接點 3 便能獲得三個脈衝之輸出，圖 9(c) 表示其輸入及輸出脈衝間關係。

[D] 二進制計數器

輸自接收機之閃電脈衝數，經倍頻器乘以 1 倍，兩倍或三倍後，即送入二進制計數器 (Binary Counter) 計數其脈衝數。如圖 11 之線路圖所示

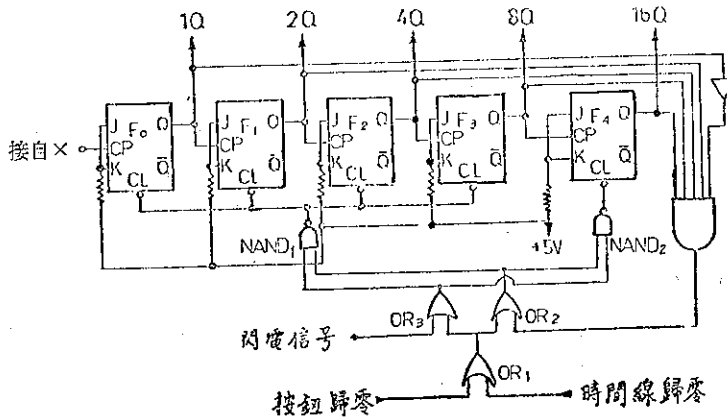


圖 11 二進制計數器

4Q, 8Q 及 16Q 線 (Q 為 0 或 1)，其相當之十進位數為：

$$1Q + 2Q + 4Q + 8Q + 16Q$$

為使後述筆記錄器之滿標值能等於 10 之整數倍 (即 10, 20 或 30)，本計數器設有特殊線路，使計數器計數到 31 時才從 30 (即 11110) 變為 1 (即 00001)，茲將其動作原理敘述於下。

F_1, F_2, F_3 及 F_4 之 Q 輸出線皆直接接至及閘，只有 F_0 之 Q 輸出線經由反向器 (Inverter) 接至及閘。因此，當計數器計數至 30 (即 11110) 時及閘之輸入為 11111，故其輸出為 1，能使或閘 OR_2 產生 1 而輸出至反及閘， $NAND_1$ 及 $NAND_2$ ；但此時之反及閘之另一輸入線為 0，故不致於清除正反器使其歸零 (即 00000)，必須等待另一脈衝經由或閘 OR_3 輸出 1 至兩個反及閘

，本計數器係由 5 個 JK 正反器 (JK Flip-Flop)，1 個及閘，二個反及閘及三個或閘所組成之五單元 (Bite) 二進制計數器。正反器 F_0, F_1, F_2 及 F_3 係使用 SN 7493； F_4 則使用 SN 7473，兩者均由脈衝負端引起反位作用。圖中 CP 表示時計脈衝 (Clock Pulse) 輸入線；CL 表示清除線 (Clear Line)。倍頻器之輸出脈衝係接至 F_0 之 CP 線，計數後之二進制數則顯示在 1Q, 2Q,

之另一輸入線時，清除線才起作用使計數器歸零，接著再由此脈衝之負端使 F_0 計數 1。此為計數器計數到 31 時自動從 30 變為 1 之道理。如果接收機之閃電脈衝經過三倍頻後輸進本計數器時，因輸進計數器之脈衝數為接收機實際接收到之閃電次數之 3 倍，故筆記錄器滿標所表示之實際閃電次數為 10；同理經 2 倍頻後輸進本計數器時，筆記錄器之滿標等於 20 次閃電；經 1 倍頻後輸進則等於 30 次閃電。

為使筆記錄器能出現時間線，本計數器增設或閘 OR_1 ，將來自計時器之時刻脈衝輸進或閘 OR_1 便能清除正反器使讀值歸零，因而在筆記錄器上繪出時刻線。或閘 OR_1 之另一輸入線則接一按鈕，掀此按鈕亦能使正反器歸零而繪出一條線。

[E] 類比轉換器

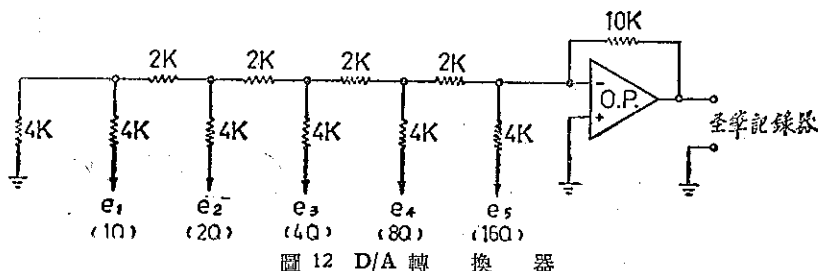


圖 12 D/A 轉換器

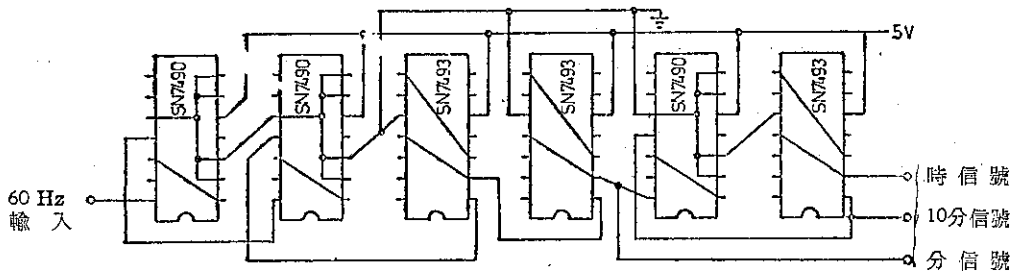


圖 13 計 時 器

二進制計數器之二進位數必須經類比轉換器 (Digital to Analog Counter) 轉換成與其數目大小成正比之直流電壓才能推動筆記錄器 (Pen Recorder)。圖 12 表示此類比轉換器之線路圖。其原理為利用電阻之梯形網路將二進制數變成類比電壓，經運算放大器 (Operational Amplifier) SN 72747 放大後輸進筆記錄器。設運算放大器之放大增益為常數；輸出端電壓為 e_0 ；五常元二進制計數器之輸出線 1Q, 2Q, 4Q, 8Q 及 16Q 之輸出 (1 或 0) 為 e_1, e_2, e_3, e_4 及 e_5 ，則下式關係能成立：

$$C_0 \propto \left(\frac{1}{2} e_5 + \frac{1}{4} e_4 + \frac{1}{8} e_3 + \frac{1}{16} e_2 + \frac{e_1}{32} \right) V_R$$

$$= (16e_5 + 8e_4 + 4e_3 + 2e_2 + e_1) \cdot \frac{V_R}{32}$$

$$\propto 16e_5 + 8e_4 + 4e_3 + 2e_2 + e_1 \dots \dots \dots (17)$$

V_R 為輸出邏輯 1 時之電壓。由 (17) 式得知運算放大器之輸出電壓與二進制數成正比，故有類比轉換作用。

(17) 式係假設輸出沒有負載之下求得之公式，故為獲得準確之 D/A 轉換器，接在輸出端之直流電壓筆記錄器之輸入阻抗 (Input Impedance) 必須甚大 (1 至 2 MΩ)。

將 [D] 中敘述之五單元二進制計數器之輸出接入此 D/A 轉換器，則閃電脈衝信號將呈階梯狀地記錄在筆記錄器之記錄紙上，容易判讀又可增加閃電次數及記錄時間之分解度 (Resolution)。

[E] 計 時 器

圖 13 所示為計時器之線路圖，由 6 組 JK 正反器組成，其功能為產生分信號，10 分信號及小時信號脈衝，將此等信號輸進二進制計數器 OR₃ 或閘，使正反器歸零以使記錄器恢復零的狀態而記下時刻線 (Time Mark)。本器利用電源 60Hz 當做計時之標準信號源。先以二個 SN 7490 JK 正反器各除以 10，再以另二個 SN 7493 各除以 6，取得分信號，然後分別再以一個 SN 7490 及一個 SN 7493 各除以 10 及 6 而得 10 分及小時信號。

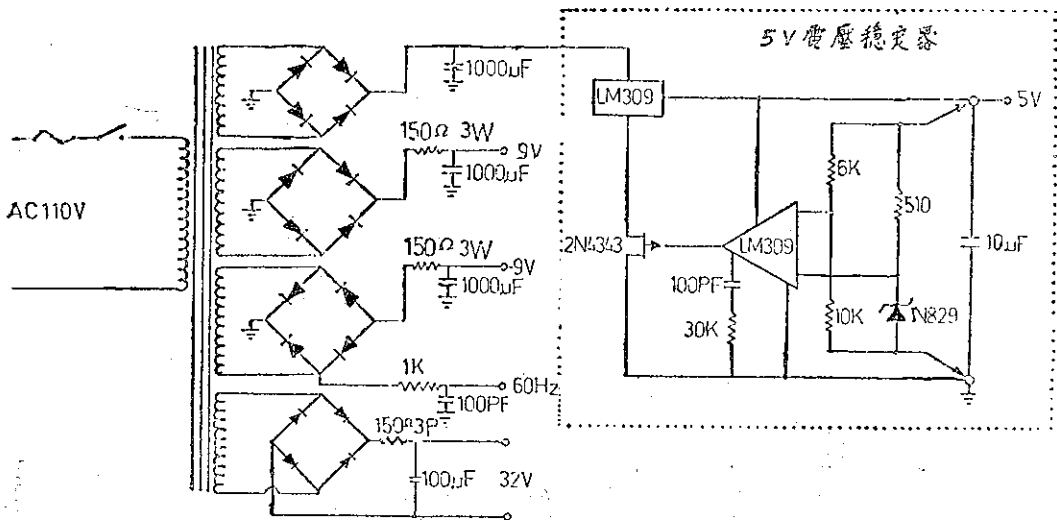


圖 14 電 源

[G]電 源

圖 14 表示電源線路圖。本電源係利用商用 110 伏特交流電源經變壓，整流、濾波及電壓穩定後取得供給 (a) 接收機用之 9 伏特直流電源；(b) 運算放大器用之 9 伏特直流電源；(c) 各種體電路用

之 5 伏特電源及 (d) 激勵電話計次器及自計電接計數器用繼電器所需 32 伏特直流電源。同時將 60 Hz 交流電源信號經 $1000\ \Omega$ 電阻及 100 PF 電容構成之積分電路取出 60 Hz 信號做為計時器之信號源。

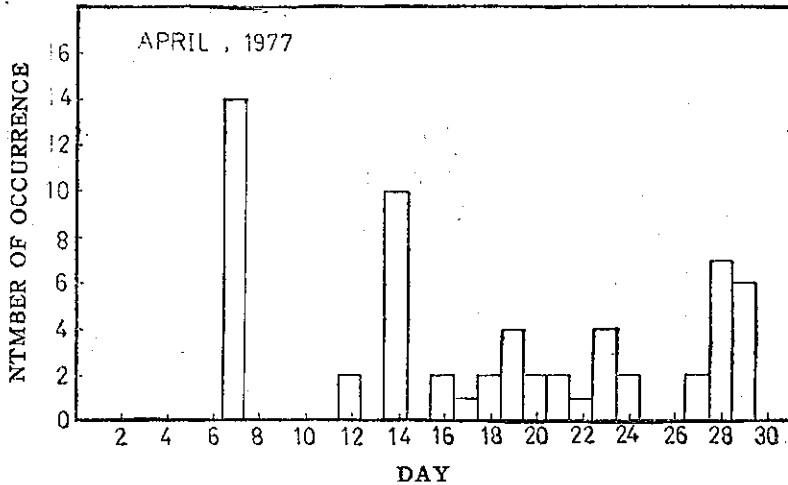


圖 15 發生在 1977 年 4 月之閃電次數

八、結 語

本文目的在設計一可在臺灣地區使用的閃電計次器。此計次器主要由接收機及計數器兩部份構成。接收機之前連接一 7 公尺長之垂直天線。當閃電產生時，接收到的信號不論極性為何皆先經一帶通濾波器，然後再放大及檢波變為一直流脈衝。若此脈衝大於某一預定之電壓，便可激發一單邊穩定器在導電狀態，使此脈衝輸入下一級之計數器。接收機的帶寬定於 3 KHz 至 30 KHz 之間，目的在接收雲對地和雲際兩種閃電，同時避免受到中波及短波通信之影響。

當接收機輸出的脈衝輸入計數器後，可以記錄閃電發生的頻度。記錄的方法有兩種。第一種是利用此直流脈衝起動一繼電器，並經此繼電器之開關作用推動一機械式計數器，如電話計次器或記錄雨量所使用的自計電接計數器。由於此類計數器反應較慢，為免遺漏，特在接收機與計數器之間加一分頻器，使每接收一次，二次或三次閃電時記錄一次。另一種記錄法是利用二進制計數器計測接收到的脈衝次數，然後經一類比轉換器轉變成一與脈衝次數成正比的直流電壓，再使用直流電壓筆記錄器記錄下所測得的次數。為了更進一步提高此計數器之分解度，另在計數器與接收機之間加入一倍頻器，使筆記錄器可記錄滿標為 10

次，20 次或 30 次之閃電。此外尚有一計時器連接二進制計數器，以作為時刻標誌之用。

上述之閃電計次器於設計及製造完成後分別裝置於交通部電信研究所崙坪觀測台（中壢）及臺大大氣科學系觀測場（臺北）以試測其接收效果。圖 15 係 1977 年 4 月在崙坪觀測台所測得的閃電發生頻度。在七日及十四日，閃電發生的次數最多而且至少十次。氣象局新竹測候所及空軍桃園氣象中心的資料皆顯示在七日有雷雨，十七日則惟獨後者有記錄。表一所列係在較大雷雨時所測得的閃電發生頻度。至於本計

表 1. 較大雷雨時閃電計次器所測得的次數

日 期	閃電發生頻度(次)	測 站
1977-5-20	162	臺 大
1977-5-21	262	臺 大
1977-5-31	145	臺 大
1977-6- 2	87	崙 坪
1977-6-14	442	臺 大
1977-6-15	412	臺 大
1977-6-23	124	臺 大

次器所能測得的最遠距離，利用聽覺方法所得結果為 17 公里，亦即接收到閃電的信號 49 後秒才聽到雷

聲。

由上面初步測試結果可知此閃電計次器的接收效果良好。因計次器爲電子自動裝置，對閃電資料的蒐集較客觀準確，製造簡單，維護容易，而且氣象工作人員，電訊工程師，電力工程師及大氣電學研究者對所測得的資料皆可加以利用，因此頗值得廣泛應用。

誌謝：本文係在國科會66年度研究計劃 NSC-66M-0202-01 (06) 補助下完成

參 考 文 獻

Braham, R. A. (1967): The transistorized total-lightning-flash counter, *Electronics Letters*, 3, p. 225.

Braham, R. A. (1965): Transistorized lightning flash counter, *Electronics Letters*, 1, p. 173.

Brookes, C. E. P. (1925): Distribution of thunderstorms over the globe, *Meteorological Office Geophysical Memoirs and Professional Notes*. No. 24.

Bruce G. E. R. and Golde, R. H. (1941): The Lightning Discharges, *Jour. I. E. E.*, 88, Part 2, p. 487.

Davis, R. (1946): High voltage research at the National Physical Laboratory, *Journal I. E. E.*, 93, Part 1, p. 177.

Forrest, J. S. (1943): The determination of the location and frequency of thunderstorms by a radio method, *Quar. Jour. Roy. Meteor. Soc.*, 69, p. 33.

Gane, P. G. and Schonland, B. F. J. (1948) The ceraunometer, *Weather*, 3, p. 174.

Horner, F. (1960): The design and use of instruments for counting local lightning flashes, *Proc. I. E. E.*, 107 p. 321.

Horner, F. (1958): The relationship between atmospheric radio noise and lightning phenomena, *Jour. Atmos. Terr. Phys.*, 13, p. 140.

Ito, K., Kato, T. and Iwai, A. (1955): Local lightning flash counter within 20 km, *Proc. Res. Inst. Atmos., Nagoya Univ.*, 3, p. 69.

Pierce, E. T. (1956): Field changes and lightning flash counters, *Archiv fur Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie*, 9, p. 78.

Schonland, B. F. J. (1956): The lightning discharge, Vol. 22, "Gas Discharges, II" in "Encyclopedia of Physics, Springer Verlag, Berlin.

Sullivan, A. W., Well, J. D. and Dinger, H. E. (1954): Radio receiver counts lightning strokes, *Electronics*, October, 27, p. 158.

Sullivan, A. W. and Wells, J. D. (1957): A lightning stroke counter, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 38, p. 291.

顏世雄、劉鏡生 (1972) 臺灣的雷分佈，*電工季刊* 三月份，p. 53.

作者通訊處：

黃胤年，陳盛文：中壢郵政信箱 71 號

陳 英：臺北市國立臺灣大學大氣科學系

保 密 防 諜 ·

人 人 有 責 ·

匪 諜 自 首 ·

既 往 不 究 ·

應用 ARIMA 模式對臺北市月平均 溫度與總降水量的分析與預測

Analysis and Forecast of Taipei Monthly-mean Temperature and Total-amount Precipitation by ARIMA Model

胡 仲 英

Hu Chung-ying

ABSTRACT

This paper presents a statistical analysis and forecast of the monthly-mean temperature and total-amount precipitation in Taipei. The basic statistical tool used in this paper is the so-called "ARIMA model", which is developed by Box and Jenkins. These authors have constructed a very extensive class of time series models which are capable of representing stationary, nonstationary and seasonal data, and have developed an efficient model building procedure. Data covering the period January 1963 through December 1976 are used to construct the models. One-step-ahead forecasts are calculated from January 1974 to December 1976 and are compared with actual observations. Use the models we also forecast Taipei monthly-mean temperature and total-amount precipitation in 1977.

一、簡 介

在一時期內對於一物理量作等時距連續觀測所得的數列稱之為時間數列。時間數列分析方法一般可分成兩類：(1)頻率域分析 (Analysis in frequency domain)，亦稱為分譜分析 (Spectral analysis)，係將時間數列之變化以不同頻率之分量部分表示，此法已為國內氣象學者⁽¹⁾，普遍應用，本文不擬討論。(2)時間域分析 (Analysis in time domain)，古典的時間域分析大致將影響觀測物理量的因素分成⁽²⁾長期趨勢 (Secular trend)，季節變動 (Seasonal variation) 循環變動 (Cyclical movement) 及偶

然變動 (Irregular fluctuation) 等四類，前三者均係有規則之變動，可用統計法測定，而偶然變動為一不規則變動，用古典時間數列分析法很難予以測定。Box and Jenkins 在 1970 年提出一種新的時間數列分析法⁽³⁾，係依各種觀測物理量時間數列的特性建立不同的隨機時間數列模式 (Stochastic model)，並應用所建立的隨機模式作預測，此隨機模式包括自迴歸 (Auto-regression 簡寫為 AR)，積分 (Integral, 簡寫為 I) 與移動平均 (Moving-average, 簡寫為 MA) 三部分，或簡稱為 ARIMA 時間數列模式，目前已經被廣泛地應用到工程、經濟、商業及自然科學方面的決策分析、控制研究與定

量預測。本文簡單介紹 ARIMA 時間數列模式，並將此模式應用到臺北月平均溫度與月總降水量預報，俾對國內長期定量預報提供一客觀的新方法。

二、模式的建立

ARIMA 基本觀念在於一物理量的過去觀測值 (Z_t) 可由一線性隨機模式來代表，而該物理量未來的預報則可藉此模式由有限 p 個過去觀測值 (AR (p) 模式) 之權重和，再加上有限 q 個過去的擾動值 (MA (q) 模式) 之權重和作成。AR (p) 模式可寫成：

$$\tilde{Z}_t = \phi_1 \tilde{Z}_{t-1} + \phi_2 \tilde{Z}_{t-2} + \cdots + \phi_p \tilde{Z}_{t-p} + a_t \quad (2.1)$$

此處 $\tilde{Z}_t = Z_t - \mu$ ， μ 為觀測物理量平均值， $\phi_1, \phi_2, \dots, \phi_p$ 為 AR (p) 模式的 p 項參數， $\{a_t\}$ 數列為擾動 (Shocks)，統計上假設此擾動數列有一常態分配 (Normal distribution) 其期望值 (Expect value) 為 0，變異數 (Variance) 為 σ_a^2 ，此一序列之隨機變數 a_t, a_{t-1}, \dots 又稱為白噪音 (white noise)。

吾人若定義函數 $\phi(B) = (1 - \phi_1 B - \phi_2 B^2 - \cdots - \phi_p B^p)$ ， B 為後移運算子 (Backshift operator)， $BZ_t = Z_{t-1}$ ， $B^2 Z_t = BZ_{t-1} = Z_{t-2}$ ，則 (2.1) 式可改寫成：

$$\phi(B) \tilde{Z}_t = a_t \quad (2.2)$$

MA(q) 模式可寫成：

$$\tilde{Z}_t = a_t - \theta_1 a_{t-1} - \theta_2 a_{t-2} - \cdots - \theta_q a_{t-q} \quad (2.3)$$

$\theta_1, \theta_2, \dots, \theta_q$ 為 MA (q) 模式的 q 項參數， a_t, a_{t-1}, \dots 係白噪音，吾人若定義函數 $\theta(B) = (1 - \theta_1 B - \theta_2 B^2 - \cdots - \theta_q B^q)$ ，則 (2.3) 式可寫成：

$$\tilde{Z}_t = \theta(B) a_t \quad (2.4)$$

綜合 (2.1)，(2.3)，ARMA (p, q)，混合模式可寫成：

$$\tilde{Z}_t = \phi_1 \tilde{Z}_{t-1} + \phi_2 \tilde{Z}_{t-2} + \cdots + \phi_p \tilde{Z}_{t-p} + a_t - \theta_1 a_{t-1} - \cdots - \theta_q a_{t-q} \quad (2.5)$$

或簡寫成：

$$\phi(B) \tilde{Z}_t = \theta(B) a_t \quad (2.6)$$

上式係適用於時間數列在一統計的平穩狀態 (Stationary)，亦即觀測數列在其平均值有限範圍內變動，而其機率分配不因時間改變，實際上甚多時間數列具有某一傾向或趨勢的非平穩性 (Non-stationary)，此時可用下式代表 ARIMA (p, d, q)：

$$\phi(B) \nabla^d Z_t = \theta(B) a_t \quad (2.7)$$

∇^d 運算子的功用係將一非平穩性的時間數列 Z_t 取 d 次差分後變換為平穩的時間數列， $\nabla = (1 - B)$ ， $\nabla^2 = (1 - B)^2, \dots$ 。

以上係介紹 ARIMA 的數學結構，吾人得依觀測物理量的性質建立最適當的 ARIMA 模式，模式建立的程序可概述如下：

1. 由對觀測物理量的瞭解，決定採用經驗模式的類型。
2. 利用統計方法鑑定模式類型。
3. 由已有的觀測數列來估計模式中未知參數值。
4. 診斷並檢驗此模式是否適當：模式是否能正確的代表現時間數列，模式是否符合精簡原則 (Principle of parsimony)。
5. 如果模式為適當，則可用於分析與預測，如果模式不適當，吾人需重新作 2~4 步驟，直到尋獲適當模式為止。茲進一步討論模式建立的每一程序：

1. 鑑定模式類型 (Identification)：(1)

A. 非季節性模式

如觀測物理量沒有明顯的週期性存在，吾人可用非季節性 (Non-seasonal) 時間數列模式來處理，非季節性模式的鑑定係利用自相關及部分自相關函數 (Autocorrelation and partial autocorrelation function)，自相關函數 (簡寫為 acf) 統計量可由下式求得：

$$\hat{\rho}_k = \frac{R_k}{R_0} \quad k=0, 1, 2, \dots, L \quad (2.8)$$

$\hat{\rho}_k$ 為遲滯 (Lag) k 時間的 acf， R_k 為遲滯 k 時間的自協變量數 (Autocovariance)，其數學公式為：

$$R_k = \frac{1}{N} \sum_{t=1}^{N-L} (Z_t - \bar{Z})(Z_{t+k} - \bar{Z})$$

N 為觀測物理量數目， L 為最大遲滯時間， \bar{Z} 為觀測物理量平均值。Bartlett⁽⁵⁾ 證明當模式為 MA(q) 時，acf 的估計標準差 (Standard error) 為：

$$\begin{aligned} SE(\hat{\rho}_k) &= \sqrt{\text{VAR}(\hat{\rho}_k)} \\ \text{VAR}(\hat{\rho}_k) &= \frac{1}{N} \{1 + 2 \sum_{v=1}^q \hat{\rho}_v^2\} \quad k > q \end{aligned} \quad (2.9)$$

部分自相關函數 (簡寫為 pacf) 統計量可由下式求得：

$$\hat{\phi}_{kk} = \frac{\begin{vmatrix} 1 & \hat{\rho}_1 & \dots & \hat{\rho}_1 \\ \hat{\rho}_1 & 1 & \dots & \hat{\rho}_2 \\ \hat{\rho}_2 & \hat{\rho}_1 & \dots & \hat{\rho} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \hat{\rho}_{k-1} & \hat{\rho}_{k-2} & \dots & 1 \end{vmatrix}}{\begin{vmatrix} 1 & \hat{\rho}_1 & \dots & \hat{\rho}_{k-1} \\ \hat{\rho}_1 & 1 & \dots & \hat{\rho}_{k-2} \\ \hat{\rho}_1 & \hat{\rho}_1 & \dots & \vdots \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \hat{\rho}_{k-1} & \hat{\rho}_{k-2} & \dots & 1 \end{vmatrix}} \dots (2.10)$$

$\hat{\phi}_{kk}$ 為遲滯 k 時間的 pacf，由 (2.10) 式可知 pacf 可由 acf 計算求得。Quenouille⁽⁶⁾ 證明當模式為 AR(p) 時，pacf 的估計標準差為：

$$SE(\hat{\phi}_{kk}) = \frac{1}{\sqrt{N}} \quad k \geq p+1 \dots (2.11)$$

由觀測數列的 acf 及 pacf，依照下述原則，吾人可鑑定模式類型：

(1) 若 acf 是漸漸消失 (tail off)，而 $k \leq p$ 時 pacf 為顯着， $k > p$ 時 pacf 為不顯着，此時吾人可鑑定此數列為 AR(p) 模式。

(2) 若當 $k \leq q$ 時 acf 為顯着， $k > q$ 時 acf 為不顯着，而 pacf 是漸漸消失，則可鑑定此數列為 MA(q) 模式。

(3) 若 acf 於遲滯 $q-p+1$ 時間開始呈現指數 (exponential) 及阻尼正弦波 (damped sine wave) 混合型的衰退消失圖形，而 pacf 亦於遲滯 $p-q+1$ 時間開始呈混合的指數及阻尼正弦波衰退消失圖形，則可鑑定此時間數列為 ARMA(p,q) 模式。

d 值的決定：由理論證明非平穩性時間數列的 acf 不會迅速趨近於零，此時吾人需先計算時間數列的差分值 ($W_t = \nabla^d Z_t$, $d=0,1,2,\dots$) 使差分值數列的 acf 很快趨於零，此最小的 d 值即為所需差分的次數。

B. 季節性模式

自然界的觀測物理量，例如溫度或降水均具有一個或多個自然週期，因此自然界的觀測數列需要用季節性 (seasonal) 模式來處理，季節性 ARIMA 模式由下述兩部分組成：

(1) 週期變化部分：如觀測數列有 s 的季節性週期存在，則可用下述模式表示其週期變化部分：

$$(1 - \phi_1^* - \dots - \phi_{p1}^* B^{p1s}) (1 - B^s)^{d1} \tilde{Z}_t \\ = (1 - \theta_1^* B^s - \dots - \theta_{q1}^* B^{q1s}) e_t \dots (2.12)$$

上式中 $\phi_1^* \dots \phi_{p1}^*$ 為季節性 AR(p_1) 模式的 p_1 項係數， d_1 為差分次數， $\theta_1^* \dots \theta_{q1}^*$ 為季節性 MA(q_1) 模式的 q_1 項係數， $\{e_t\}$ 為另一時間數列。

(2) 非週期變化部分：

$$(1 - \phi_1 B - \dots - \phi_p B^p) (1 - B)^d e_t \\ = (1 - \theta_1 B - \dots - \theta_q B^q) a_t \dots (2.13)$$

此處 $\{a_t\}$ 數列係滿足常態分配，期望值為 0，變異數為 σ_a^2 ，

聯合 (2.12), (2.13) 兩式，吾人可得季節性 ARIMA 的一般式：

$$\phi_p(B)(1-B)^d \phi_{p1}^*(B^s) (1-B^s)^{d1} \tilde{Z}_t \\ = \theta_q(B) \theta_{q1}^*(B^s) a_t \dots (2.14)$$

此處 $\phi_p(B) = (1 - \phi_1 B - \dots - \phi_p B^p)$ ，

$$\theta_q(B) = (1 - \theta_1 B - \dots - \theta_q B^q)$$

$$\phi_{p1}^*(B^s) = (1 - \phi_1^* B^s - \dots - \phi_{p1}^* B^{p1s})$$

$$\theta_{q1}^*(B^s) = (1 - \theta_1^* B^s - \dots - \theta_{q1}^* B^{q1s})$$

(2.14) 式稱為 $(p,d,q) \times (p_1,d_1,q_1)_s$ 的相乘季節性模式，此類模式的鑑定參見⁽⁷⁾。

2. 估計模式中參數值 (Estimation)⁽⁸⁾：

經由模式鑑定，吾人可得代表觀測時間數列的隨機模式 (2.6 式或 2.14 式)，模式中的諸參數 (ϕ_1, θ_1 及 / 或 $\phi_{p1}^*, \theta_{q1}^*$) 可先由理論 (查圖或表) 找到初始參數值 (Initial value) 代入模式可求得與觀測同時間的預測值 \hat{Z}_t ，利用殘差 (實際值與預測值的差) 的非線性最小平方差法 (Non-linear least square error method)，應用 Marquardt 數值解法，經過若干次疊代 (Iterations) 計算，即可求出較精確的參數值，疊代次數視吾人所要求模式參數的精確度及初始參數值的恰當與否而定。

3. 模式診斷 (Diagnostic checking)⁽⁹⁾

當鑑定模式的參數估計後，吾人需進一步瞭解此模式是否能最佳地代表觀測時間數列，即需對模式的適性 (Goodness of fit) 作診斷工作，診斷的方法有下述兩種：

(1) 殘差數列自相關的個別檢定：

假設吾人由一時間數列經過鑑定及參數估計求得的隨機模式為：

$$\hat{\phi}_p(B) \nabla^d Z_t = \hat{\theta}_q(B) a_t \dots (2.15)$$

式中 $\hat{\phi}_p(B), \hat{\theta}_q(B)$ 為由最小平方差估計的參

*在模式鑑定時，吾人取 95% 信賴度，即兩倍標準差當作顯著區間，當 acf 或 pacf 大於其兩倍標準差時，吾人可視為顯着，反之則為不顯着。

數值，則殘差數列可由下式求出：

$$\hat{a}_t = \hat{\phi}_q^{-1}(B) \hat{\phi}_p(B) \nabla^d Z_t \dots\dots\dots (2.16)$$

如果 (2.15) 式相當適合吾人的觀測時間數列，則可證：

$$\hat{a}_t = a_t + O\left(\frac{1}{\sqrt{N}}\right) \dots\dots\dots (2.17)$$

即當觀測總數甚大時， \hat{a}_t 就很接近白噪音，因此用 \hat{a}_t 可診斷所鑑定的模式是否足夠擬合原觀測時間數列，其診斷方法如下：先計算 \hat{a}_t 數列的 acf：

$$\hat{\rho}_k(\hat{a}_t) = \frac{R_k(\hat{a}_t)}{R_0(\hat{a}_t)} \dots\dots\dots (2.18)$$

式中 $R_k(\hat{a}_t) = \frac{1}{N} \sum_{t=1}^{N-k} (\hat{a}_t - \bar{a})(\hat{a}_{t+k} - \bar{a})$

由計算的 $\hat{\rho}_k(\hat{a}_t)$ 值，以 95 % 的信賴度 (Confidence level)，即兩倍標準差 $\frac{2}{\sqrt{N}}$ ，可逐一檢查 $\hat{\rho}_k(\hat{a}_t)$ ， $k=1, 2, \dots, L$ ，是否超過此 $\frac{2}{\sqrt{N}}$ 值，若 $\hat{\rho}_k(\hat{a}_t)$ 都很小且以零為中心作隨機的分佈，則 (2.15) 式的時間數列模式可被採用，反之如有一個以上的 $\hat{\rho}_k(\hat{a}_t)$ 明顯地大於 $\frac{2}{\sqrt{N}}$ ，則所選的模式需修正或捨棄。

(2) 殘差自相關的總體檢定：

假設一時間數列 $\{Z_t\}$ ，經過 ARIMA 模式鑑定及估計後，其殘差數列 $\{\hat{a}_t\}$ 的 acf 為 $\{\hat{\rho}_k(\hat{a}_t)\}$ ， $k=1, L$ ，則定義：

$$Q = n' \sum_{k=1}^L \hat{\rho}_k^2(\hat{a}_t) \dots\dots\dots (2.19)$$

Box 與 Pierce 證明此 Q 值近似以 $\chi^2(L-p-q)$ 分配，此處 $n' = N-d$ ， n' 為實際 $\{\hat{a}_t\}$ 數列的個數。換言之，如所選定的 ARIMA 模式不恰當，則此 Q 值必然很大，並大於理論的 $\chi^2(L-p-q)$ 值（一般取 χ^2 理論值 5% 點的值作比較），此時模

式需作修正或捨棄，如果 Q 值小於理論的 $\chi^2(L-p-q)$ 值，則此模式可進一步用作預測。

4. 模式預測 (Forecasting) ⁽¹⁰⁾

當一隨機模式經過診斷而被證實足夠擬合觀測的時間數列，此時吾人可用此模式，以時間座標 t 為原點，預測 $t+\ell$ 時的物理量 $\hat{Z}_t(\ell)$ ，下面簡單討論預測過程：假設一隨機模式為：

$$\tilde{Z}_t = \sum_{j=1}^{\infty} \pi_j \tilde{Z}_{t-j} + a_t \dots\dots\dots (2.20)$$

$$\begin{aligned} \text{則 } a_t &= (1 - \pi_1 B - \pi_2 B^2 \dots) \tilde{Z}_t \\ &= \pi(B) \tilde{Z}_t \dots\dots\dots (2.21) \end{aligned}$$

吾人另定義運算子 $\varphi(B) = \phi(B) \nabla^d$ ，則 (2.6) 式可寫成：

$$\varphi(B) \tilde{Z}_t = \theta(B) a_t \dots\dots\dots (2.22)$$

將 (2.21) 式代入 (2.22) 式可得：

$$\varphi(B) \tilde{Z}_t = \theta(B) \pi(B) \tilde{Z}_t \dots\dots\dots (2.23)$$

比較 (2.23) 式左右邊係數可得：

$$\pi(B) = \varphi(B) \theta^{-1}(B) \dots\dots\dots (2.24)$$

由診斷模式 (2.22) 式的 $\varphi(B)$ 及 $\theta(B)$ 代入 (2.24) 式吾人可求出權數 π_j 值，再代回 (2.20) 式並假設 $t+\ell$ 時預測的擾動 $\hat{a}_t(\ell)$ 為期望值零，即可求出 $t+\ell$ 時的最佳預測值：

$$\hat{Z}_t(\ell) = \sum_{j=1}^{\infty} \pi_j \hat{Z}_t(\ell-j) \dots\dots\dots (2.25)$$

式中 $\hat{Z}_t(-h) = Z_{t-h}$ $h=0, 1, 2, \dots$

(2.25) 式或可展開成下預測公式：

$$\begin{aligned} \hat{Z}_t(\ell) &= \pi_1 \hat{Z}_t(\ell-1) + \dots + \pi_{\ell-1} \hat{Z}_t(1) \\ &\quad + \pi_{\ell} Z_t + \pi_{\ell+1} Z_{t-1} + \dots \dots\dots (2.26) \end{aligned}$$

三、實 例 實 驗

(一) 吾人首先取 1963 年 1 月至 1976 年 12 月的臺北逐月平均溫度 (見圖 1) 作 ARIMA 時間數

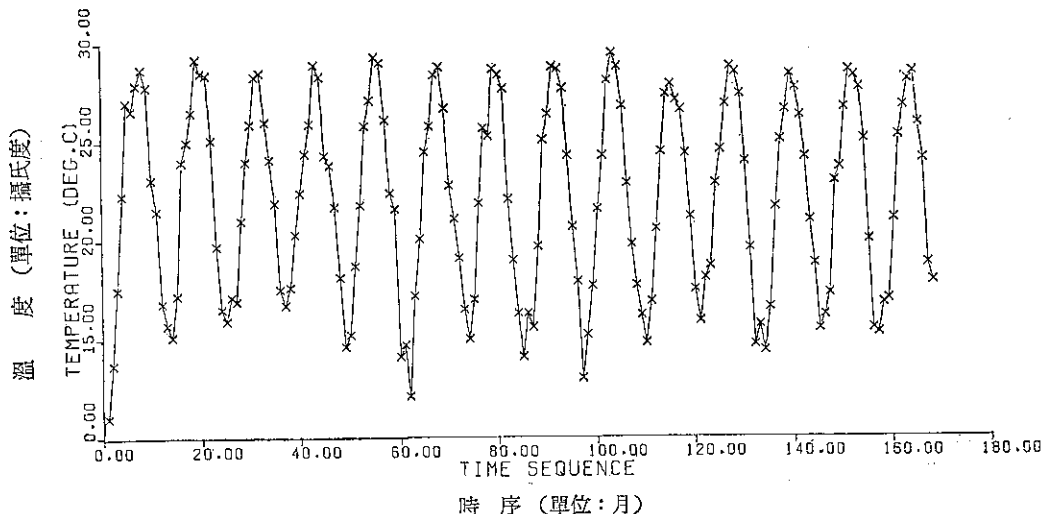


圖 1. 臺北逐月平均溫度 (1963 年 1 月至 1976 年 12 月)

列模式實驗，月平均溫度係先由 24 小時逐時觀測計算每日平均值，再取月平均而得之，由圖 1 可看出月平均溫度變化相當規則，通常一、二月最低溫，七、八月最高溫，觀測數列 Z_t 總數為 168 個，表 1 是 Z_t 自遲滯 1 到遲滯 36 個月的 acf，ST.E. 為依 (2.9) 式計算的估計標準差，acf 呈波動變化，在遲滯 1,12,

24,36 處均出現高峯且波幅不隨遲滯時間減小，顯然有一週期為 12 個月的季節變化存在，故取 $s=12$ ，並令 $y_t = (1-B^{12})Z_t = Z_t - Z_{t-12}$ ，再求 y_t 的 acf 結果見表 2(a)，遲滯 1,10,11,12 的 acf 大於兩倍標準差，遲滯 8 的 acf 約等於兩倍標準差，其餘 acf 均小於兩倍標準差，計算 y_t 的 pacf 見表 2(b)，

表 1. 臺北月平均溫度時間數列的 acf

1-12	0.82	0.46	-0.01	-0.46	-0.78	-0.90	-0.78	-0.45	0.00	0.43	0.75	0.87
ST. E.	0.08	0.12	0.13	0.13	0.14	8.16	0.19	0.21	0.21	0.21	0.22	0.23
13-24	0.75	0.42	-0.01	-0.42	-0.72	-0.83	-0.72	-0.41	0.00	0.41	0.70	0.80
ST. E.	0.25	0.27	0.27	0.27	0.27	0.28	0.30	0.31	0.31	0.31	0.31	0.32
25-36	0.69	0.39	-0.00	-0.39	-0.67	-0.77	-0.66	-0.38	0.01	0.38	0.65	0.74
ST. E.	0.34	0.34	0.35	0.35	0.35	0.36	0.37	0.37	0.38	0.38	0.38	0.38

表 2. (a) 臺北月平均溫度季節差分的 acf

1-12	0.29	0.15	0.05	0.15	0.06	-0.09	-0.16	-0.19	-0.07	-0.21	-0.27	-0.48
ST. E.	0.08	0.08	0.08	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.10
13-24	-0.08	-0.08	-0.02	-0.05	0.05	0.12	0.08	0.11	0.03	0.16	0.04	0.11
ST. E.	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.12	0.12
25-36	0.02	0.06	0.01	0.07	0.02	0.01	-0.02	-0.04	0.08	-0.02	0.07	-0.13
ST. E.	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12

表 2. (b) 臺北月平均溫度季節差分的 pacf

1-12	0.29	0.07	-0.01	0.14	-0.01	-0.14	-0.12	-0.13	0.02	-0.16	-0.17	-0.38
13-24	0.15	-0.06	0.02	0.01	0.03	-0.04	-0.09	-0.02	-0.06	0.00	-0.17	-0.07
25-36	0.09	-0.01	0.02	0.11	0.05	0.03	-0.08	0.01	0.12	0.00	0.02	-0.12

pacf 的標準差由 (2.11) 式計算為 0.08，由表 2 (b) 可見遲滯 1,10,11,12,23 均大於或等於兩倍標準差，其餘 pacf 均較小，故初步鑑定臺北月平均溫度數列為下述模式：

$$(1-\phi_1 B - \phi_{12} B^{12})(1-B^{12})Z_t = \theta_0 + (1-\theta_1 B - \theta_{12} B^{12})a_t \dots (3.1)$$

經過參數估計程式計算，吾人得 (3.1) 式各參數

值如下：

$$\phi_1 = 0.067, \phi_{12} = -0.159$$

$$\theta_0 = -0.220, \theta_1 = -0.152, \theta_{12} = 0.690 \dots (3.2)$$

接着吾人對 (3.1) 式模式作適性的診斷，由 (2.16) 式計算此模式的殘差數列，殘差平方和為 200.3，再用 (2.18) 及 (2.10) 式分別計算殘差的 acf 及 pacf，結果見表 3(a) 及 3(b)，由二表可看出殘差遲滯 11

表 3. (a) 臺北月平均溫度 (3.1) 式 殘差的 acf

1-12	0.01	0.08	-0.04	0.14	0.00	-0.10	-0.12	-0.10	-0.02	-0.07	-0.20	0.08
ST. E.	0.08	0.03	0.08	0.08	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09
13-24	-0.03	-0.02	0.01	0.05	0.06	0.14	-0.03	0.03	0.05	0.07	-0.09	0.02
ST. E.	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.10	0.10
25-36	-0.01	-0.05	-0.06	0.05	0.01	0.10	0.01	-0.10	0.16	-0.03	0.09	-0.12
ST. E.	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10

表 3. (b) 臺北月平均溫度 (3.1) 式 殘差的 pacf

1-12	0.01	0.08	-0.04	0.14	0.01	-0.13	-0.11	-0.18	-0.02	-0.04	-0.18	0.11
13-24	-0.03	-0.08	0.06	0.00	0.01	0.13	-0.08	0.01	0.05	-0.00	-0.02	0.03
25-36	-0.00	-0.03	-0.04	0.11	0.06	0.06	0.06	-0.13	0.15	-0.07	0.09	-0.05

個月的 acf 及 pacf 均略大於兩倍標準差，雖然僅此一個不通過殘差個別檢定，其機率小於 5%，且 Q 值為 34.1 也小於 χ^2 (31) 理論值，原 (3.1) 式應為可適用模式，但為求模式能最佳的擬合，吾人作下述的改進：

$$(1-\phi_1B-\phi_{11}B^{11}-\phi_{12}B^{12})(1-B^{12})Z_t=\theta_0 \\ + (1-\theta_1B-\theta_{11}B^{11}-\theta_{12}B^{12})a_t \dots\dots (3.3)$$

(3.3) 式各參數值經過估計後得下列值：

$$\phi_1 = 0.121, \phi_{11} = -0.076, \phi_{12} = 0.132 \\ \theta_0 = -0.022, \theta_1 = -0.087, \theta_{11} = 0.099, \\ \theta_{12} = 0.664 \dots\dots\dots (3.4)$$

(3.3) 式模式的殘差平方和減少為 195.2，表 4 (a) 及 4 (b) 分別為修正模式殘差的 acf 及 pacf，由二表可看出均無一者為顯著，殘差的平均值為

表 4. (a) 臺北月平均溫度 (3.3) 式 殘差的 acf

1-12 ST. E.	0.00 0.08	0.07 0.08	-0.07 0.08	0.13 0.08	0.01 0.09	-0.09 0.09	-0.08 0.09	-0.12 0.09	-0.01 0.09	-0.07 0.09	-0.04 0.09	0.05 0.09
13-24 ST. E.	0.02 0.09	-0.04 0.09	0.02 0.09	0.03 0.09	0.07 0.09	0.13 0.09	-0.04 0.09	0.03 0.09	0.02 0.09	0.09 0.09	-0.06 0.09	0.03 0.09
25-36 ST. E.	-0.02 0.09	-0.06 0.09	-0.07 0.09	0.05 0.09	0.02 0.09	0.09 0.09	0.01 0.09	-0.10 0.09	0.16 0.09	-0.03 0.10	0.12 0.10	-0.14 0.10

表 4. (b) 臺北月平均溫度 (3.3) 式 殘差的 pacf

1-12	0.00	0.07	-0.07	0.13	0.02	-0.12	-0.06	-0.12	-0.02	-0.03	-0.03	0.08
12-24	0.01	-0.08	0.03	-0.01	0.04	0.15	-0.06	0.03	0.03	0.04	-0.02	0.04
25-36	0.01	-0.05	-0.06	0.09	0.03	0.09	0.06	-0.13	0.14	-0.07	0.08	-0.06

-0.02，平均值標準差為 0.1，強烈顯示殘差的分配趨向零平均。再者，修正模式的 Q 值為 28.1 也遠小於 χ^2 (29) 理論值，並由表 5 可看出 (3.3) 式各參數間相關係數均甚小，至此可確定 (3.3) 式為臺北月平均溫度數列的最佳模式。展開 (3.3) 式，吾人得：

$$Z_t = \phi_1 Z_{t-1} + \phi_{11} Z_{t-11} + \phi_{12} Z_{t-12} - \phi_1 Z_{t-13} \\ - \phi_{11} Z_{t-23} - \phi_{12} Z_{t-24} + \theta_0 + a_t - \theta_1 a_{t-1} \\ - \theta_{11} a_{t-11} - \theta_{12} a_{t-12} \dots\dots\dots (3.5)$$

由 (3.5) 式可看出臺北某月的平均溫度，受前

1,11,12,13,23 及 24 等月份平均溫度影響，並且受前 1,11,12 及當月份擾動的影響。利用 (3.3) 式最佳模式，吾人自 1974 年 1 月開始作逐月預測 (One-step-ahead forecast)，結果繪於圖 2 實線，虛線則為實際觀測值。由圖 2 顯示 (3.3) 式對臺北月平均溫度數列有很好的擬合，預測的季節變化大致與實際一致，惟 1974 年 12 月 (第 12 點) 實際月平均溫度為 18.8，預測為 16.7°C，誤差達 2.1°C，其餘各月誤差均接近或小於 1 度，36 個月的平均絕對誤差僅為 0.7 度。

表 5. (3.3) 式各參數相關係數表

	ϕ_1	ϕ_{11}	ϕ_{12}	θ_0	θ_1	θ_{11}	θ_{12}
ϕ_1	1.0000						
ϕ_{11}	0.0981	1.0000					
ϕ_{12}	0.1954	-0.1632	1.0000				
θ_0	0.0344	-0.0067	-0.0761	1.0000			
θ_1	0.6877	0.0788	0.2197	-0.0228	1.0000		
θ_{11}	0.0641	0.5888	-0.0751	-0.0666	0.0804	1.0000	
θ_{12}	0.0025	0.0321	0.5261	-0.1092	-0.0005	0.0432	1.0000

24,36 號均出現高峯，波幅不隨時間減小，顯然有一週期為 12 的季節變化存在，故取 $s=12$ ，並令 $y_t = (1-B^{12})Z_t$ ，再求 y_t 的 acf，結果見表 7 (a)，遲

滯 12 的 acf 遠大於兩倍標準差，遲滯 3 的 acf 等於兩倍標準差，其餘諸值均遠小於兩倍標準差，由 y_t 的 pacf (見表 7 (b))，可看出遲滯 12,24,36

表 7. (a) 臺北月降水量季節差分的 acf

1-12 ST. E.	0.05 0.08	-0.00 0.08	0.16 0.08	-0.05 0.08	-0.05 0.08	0.02 0.08	0.05 0.08	-0.04 0.08	-0.14 0.08	-0.03 0.08	-0.02 0.08	-0.48 0.08
13-24 ST. E.	-0.08 0.10	-0.01 0.10	-0.07 0.10	0.07 0.10	0.07 0.10	0.02 0.10	-0.13 0.10	0.09 0.18	-0.05 0.10	0.00 0.10	0.06 0.10	-0.03 0.10
25-36 ST. E.	0.02 0.10	0.02 0.10	0.03 0.10	-0.06 0.10	-0.00 0.10	-0.05 0.10	0.14 0.10	-0.03 0.10	0.10 0.10	0.14 0.10	-0.07 0.10	0.06 0.10

表 7. (b) 臺北月降水量季節差分的 pacf

1-12	0.05	-0.00	0.16	-0.07	-0.05	0.00	0.07	-0.03	-0.15	-0.04	0.01	-0.45
13-24	-0.07	-0.03	0.08	0.04	0.02	0.04	-0.14	0.08	-0.22	0.01	0.01	-0.31
25-36	-0.02	-0.02	0.10	-0.06	0.05	-0.04	0.05	0.02	-0.07	0.16	-0.03	-0.12

顯着地大於兩倍標準差，遲滯 3 的 pacf 約等於兩倍標準差，故初步鑑定臺北逐月總降水量為下述模式：

$$(1-\phi_3 B^3)(1-\phi_{12}^* B^{12})(1-B^{12})Z_t = \theta_0 + (1-\theta_3 B)(1-\theta_{12}^* B)a_t \quad \dots\dots\dots (3.6)$$

經過參數估計程式計算，吾人得 (3.6) 式各參數

值如下：

$$\phi_3 = -0.007, \phi_{12}^* = -0.185 \\ \theta_0 = 5.668, \theta_3 = -0.046, \theta_{12}^* = 0.83 \dots\dots\dots (3.7)$$

其次，吾人對 (3.6) 式模式作適性診斷，其殘差的平方和為 2.31×10^6 ，殘差的 acf 及 pacf 見表 8 (a) 及 8 (b)，由此二表可看出遲滯 9 的 acf 及

表 8. (a) 臺北月降水量 (3.6) 式 殘差的 acf

1-12 ST. E.	0.07 0.08	-0.05 0.08	0.02 0.08	-0.09 0.08	0.00 0.09	0.11 0.09	0.02 0.09	-0.04 0.09	-0.19 0.09	-0.02 0.09	0.07 0.09	0.09 0.09
13-24 ST. E.	-0.06 0.09	-0.05 0.09	-0.07 0.09	-0.03 0.09	0.09 0.09	0.05 0.09	-0.03 0.09	0.04 0.09	-0.11 0.09	0.10 0.09	0.10 0.09	0.00 0.10
25-36 ST. E.	-0.04 0.10	-0.05 0.10	-0.01 0.10	-0.03 0.10	0.03 0.10	-0.06 0.10	0.11 0.10	-0.04 0.10	0.01 0.10	0.18 0.10	0.02 0.10	-0.02 0.10

表 8. (b) 臺北月降水量 (3.6) 式 殘差的 pacf

1-12	0.07	-0.06	0.03	-0.10	0.02	0.10	0.01	-0.04	-0.19	0.02	0.05	0.09
13-24	-0.12	-0.03	-0.03	0.01	0.06	-0.03	-0.02	0.07	-0.07	0.10	0.03	-0.00
25-36	-0.05	-0.01	0.04	-0.07	0.02	-0.11	0.22	-0.07	0.07	0.09	0.02	0.03

pacf 為顯着，雖然僅此一個不通過殘差檢定，其機率小於 5%，且 Q 值為 27.3 遠小於 χ^2 (31) 理論值，但吾人為求模式能最佳的擬合，故取修正模式如下：

$$(1-\phi_3 B^3 - \phi_9 B^9)(1-\phi_{12}^* B^{12})(1-B^{12})Z_t \\ = \theta_0 + (1-\theta_3 B^3 - \theta_9 B^9)(1-\theta_{12}^* B^{12})a_t \quad \dots\dots\dots (3.8)$$

(3.8) 式各參數經過估計後得下列值：

$$\phi_3 = 0.09, \phi_9 = -0.147, \phi_{12}^* = 0.06 \\ \theta_0 = 5.508, \theta_3 = -0.016, \theta_9 = 0.04, \\ \theta_{12}^* = 0.83 \dots\dots\dots (3.9)$$

(3.9) 式模式殘差平方和減少為 2.29×10^6 ，表 9 (a) 及 9 (b) 分別為此修正模式的 acf 及 pacf 由兩表可看出均無一者為顯着，其 Q 值為 18.9 遠小於 χ^2 (29) 理論值，由於 (3.8) 式的參數較多，吾人進一步分析各參數間的相關性，計算相關係數見

表 9. (a) 臺北月降水量 (3.8) 式 殘差的 acf

1-12	0.08	-0.04	-0.01	-0.12	-0.06	0.11	0.00	-0.02	0.01	-0.02	0.06	0.04
ST. E.	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09
13-24	-0.05	-0.04	-0.05	-0.03	0.03	0.05	-0.09	0.04	-0.09	0.09	0.08	0.05
ST. E.	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09
25-36	-0.02	-0.02	0.03	-0.05	0.01	-0.06	0.09	-0.03	0.04	0.17	0.01	0.02
ST. E.	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.10	0.10	0.10	0.10

表 9. (b) 臺北月降水量 (3.8) 式 殘差的 pacf

1-12	0.08	-0.04	-0.00	-0.13	-0.04	0.11	-0.02	-0.03	-0.00	0.00	0.07	0.01
13-24	-0.05	-0.03	-0.04	-0.01	0.01	0.03	-0.10	0.06	-0.10	0.13	0.03	0.04
25-36	-0.02	-0.01	0.08	-0.08	-0.00	-0.08	0.14	-0.07	0.05	0.14	-0.01	0.08

表 10, 由此表可看出 ϕ_3 與 θ_3 , ϕ_9 與 θ_9 間有甚高的相關, 為符合模式的精簡原則, 吾人捨去參數較小的 θ_3 與 θ_9 , 得下述模式:

$$(1 - \phi_3 B^3 - \phi_9 B^9)(1 - \phi_{12}^* B^{12})(1 - B^{12})Z_t \\ = \theta_0 + (1 - \theta_{12}^* B^{12}) a_t \dots \dots \dots (3.11)$$

(3.11) 式模式的諸參數, 計算如下:

$$\phi_3 = 0.107, \phi_9 = -0.174, \phi_{12}^* = -0.05 \\ \theta_0 = 5.26, \theta_{12}^* = 0.839 \dots \dots \dots (3.12)$$

(3.11) 式模式殘差平方和為 2.30×10^6 , 表 11 (a) 及 11 (b) 分別為 (3.11) 式模式殘差的 acf 及 pacf, 由二表可看出均無一者為顯著, Q 值為 18.4 遠小於 $\chi^2(31)$ 的理論值, 並由表 12 可看出 (3.11) 式各參數間相關係數均甚小。至此可確定 (3.11) 式為臺北月降水量時間數列的最佳模式, 展開 (3.11) 式, 得到下式:

表 10. (3.8) 式各參數相關係數表

	ϕ_3	ϕ_9	ϕ_{12}	θ_0	θ_3	θ_9	θ_{12}^*
ϕ_3	1.0000						
ϕ_9	-0.2100	1.0000					
ϕ_{12}^*	0.5553	-0.1695	1.0000				
θ_0	-0.4377	-0.1637	-0.2846	1.0000			
θ_3	0.9779	-0.2156	0.5460	-0.4156	1.0000		
θ_9	-0.2032	0.9370	-0.1678	-0.1374	-0.2157	1.0000	
θ_{12}^*	0.0102	0.0547	0.3531	0.1654	0.0293	0.0324	1.0000

表 11. (a) 臺北月降水量 (3.11) 式 殘差的 acf

1-12	0.07	-0.04	-0.01	-0.12	-0.05	0.10	0.02	-0.02	-0.00	-0.03	0.04	0.04
ST. E.	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09
13-24	-0.06	-0.04	-0.04	-0.03	0.04	0.05	-0.08	0.04	-0.12	0.08	0.08	0.05
ST. E.	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09
25-36	-0.02	-0.02	0.04	-0.05	0.02	-0.07	0.10	-0.04	0.01	0.16	-0.00	0.03
ST. E.	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.10	0.10

表 11. (b) 臺北月降水量 (3.11) 式 殘差的 pacf

1-12	0.07	-0.04	-0.00	-0.12	-0.03	0.10	0.00	-0.03	-0.01	-0.01	0.06	0.02
13-24	-0.07	-0.03	-0.03	-0.01	0.02	0.02	-0.08	0.06	-0.13	0.13	0.32	0.05
25-36	-0.03	-0.00	0.08	-0.07	0.01	-0.09	0.15	-0.08	0.03	0.13	-0.02	0.08

$$Z_t = \phi_3 Z_{t-3} + Z_{t-12} + \phi_{12}^* Z_{t-12} - \phi_3 \phi_{12}^* Z_{t-15} \\ - \phi_3 Z_{t-15} + \phi_{12}^* Z_{t-24} - \phi_3 \phi_{12}^* Z_{t-27} \\ + \theta_0 + a_t - \theta_{12}^* a_{t-12} \dots \dots \dots (3.13)$$

由 (3.13) 式可看出臺北某月份降水量受前 3, 12,

15, 24, 27 等月份降水影響，同時受前 12 月及當月擾動影響，吾人利用 (3.11) 式最佳模式，自 1974 年 1 月開始作逐月預測，結果繪於圖 4 實線，與實際降水（虛線部份）比較，可看出降水量模式的擬合顯然

表 12. (3.11) 式各參數相關係數表

	ϕ_3	ϕ_9	ϕ_{12}^*	θ_0	θ_{12}^*
ϕ_3	1.0000				
ϕ_9	-0.0866	1.0000			
ϕ_{12}^*	0.1048	0.0287	1.0000		
θ_0	-0.1537	-0.1436	-0.0913	1.0000	
θ_{12}^*	-0.0837	0.0652	0.4271	0.2095	1.0000

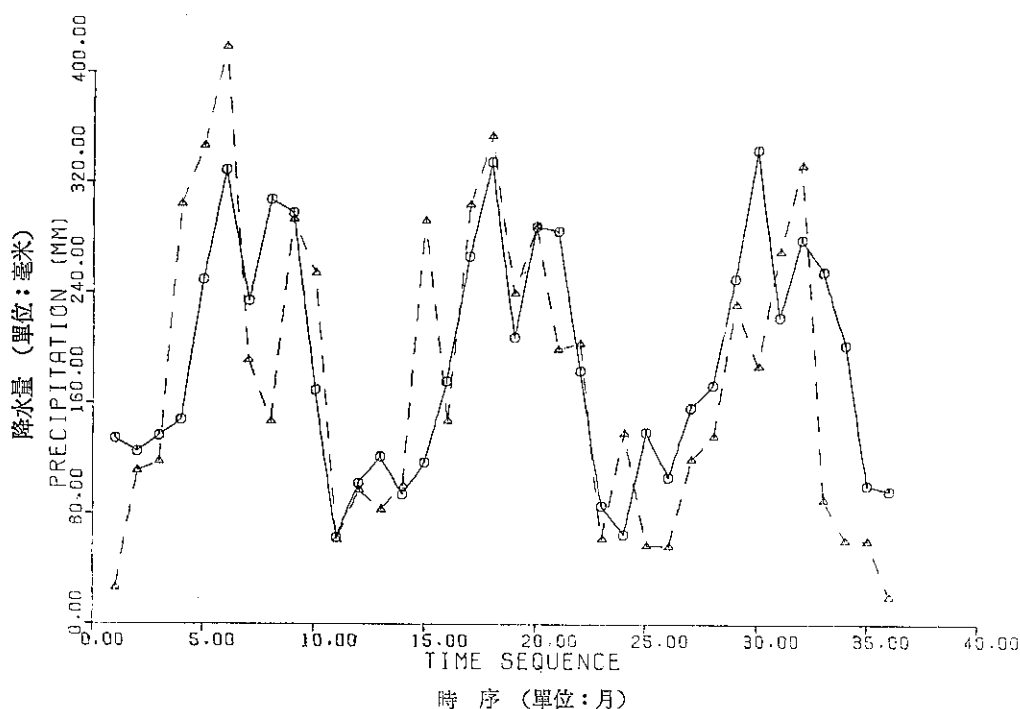


圖 4. 臺北逐月降水量預測 (1974 年 1 月至 1976 年 12 月) 實線為預測值，虛線為實際觀測值

不及月平均溫度時間數列，此係因降水的擾動變量甚大，以致降水量時間數列的 acf 甚小（僅 -0.3 至 0.3）所造成。檢視降水預測曲線吾人發現每年的降水預測均有兩個顯著高峯，此與實際降水非常符合，第一高峯出現在 6 月，係由梅雨造成，另一高峯出現在 8、9 月，係由颱風降水造成，而 10 月至次年 4 月降水量均較少。統計 36 個月預測的平均絕對誤差為 68 毫米，再進一步分析預測結果顯示 1974 年 8 月（第 8 點）預測偏高 160 毫米，查原因係該月沒有颱風侵襲，實際降水僅為該月累年平均（1897 至 1970 年）

降水的一半（見表 13），1975 年 3 月（第 15 點）

表 13. 臺北 1897 至 1970 年月平均值

月 別	一月	二月	三月	四月	五月	六月
平 均 溫 度	15.1	15.1	17.3	20.9	24.4	26.6
總 降 水 量	91	139	169	160	211	300
月 別	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月
平 均 溫 度	28.3	28.1	26.6	23.2	20.2	17.0
總 降 水 量	141	280	243	120	68	74

表 14. 預測 1977 年臺北月平均溫度 (單位: 攝氏度)

1977 年	一月	二月	三月	四月	五月	六月
預 測 值	15.4	16.0	17.2	21.7	24.6	26.8
實 際 值	15.4	14.3	19.2	23.6	25.7	27.2
誤 差		0 + 1.7	- 2.0	- 1.9	- 0.9	
1977 年	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月
預 測 值	28.4	28.2	26.7	24.5	19.9	16.7

表 15. 預測臺北 1977 年月降水量 (單位: mm)

1977 年	一月	二月	三月	四月	五月	六月
預 測 值	120	112	184	160	252	358
實 際 值	121	97	77	26	330	
誤 差	- 1	+ 15	+ 107	+ 143	- 78	
1977 年	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月
預 測 值	261	297	278	192	85	105

預測偏低 173 毫米, 查係因該月 12 日、13 日連續大雷雨, 兩日內降水量高達 147 毫米, 使實際月降水量 (292 毫米) 遠大於該月累年平均降水量 (169 毫米), 由此二極端情形可看出降水量的擾動變量的確甚大, 用簡單的時間數列線性模式實在無法將這些突變 (Interventions) 作有效的預測。

四、1977 年預測與結論

吾人假設 1977 年 1 至 12 月的擾動 a_t 為期望值零, 用 (3.3) 式及 (3.11) 式模式分別預測 1977 年臺北月平均溫度及月總降水量, 結果見表 14 及表 15。由表 14 可看出 (3.3) 式對 1977 年臺北溫度預測, 1 月份相當準確, 2 月偏高 1.7 度, 3, 4, 5 月則分別偏低 2.0、1.9 度及 0.9 度。表 15 顯示 (3.11) 式模式對 1977 年臺北降水量 1, 2 月預測相當理想, 3、4 月分別偏高 107 及 143 毫米, 5 月份則偏低 78 毫米。與 1897 年至 1970 年平均資料 (見表 13) 比較, 臺北今年 3, 4 月確是異常地乾旱, 尤其 4 月份係自 1964 年以來最嚴重的乾旱, 因為缺乏雨水的調節, 使得臺北 3, 4 月平均溫度顯着地上升。這種極端

乾旱與 1975 年 3 月雷雨帶來極端降水, 在統計上均屬於突變現象, 用 ARIMA 時間數列模式無法作最有效的預測, Box 與 Tiao⁽¹¹⁾ 認為有突變的時間數列, 在應用 ARIMA 模式時應先作突變分析, 並將突變效應考慮到 ARIMA 模式內, 此理論應用到加州經濟與污染的時間數列模式有很好的結果, 作者對此一問題將再作進一步的研究。再者, 由於受到小型電腦容量的限制*, 本文僅取 14 年的月別資料來作 ARIMA 時間數列模式, 選到的 (3.3) 式與 (3.11) 式模式所具有的統計代表性略顯不足, 如取更長的時間數列, 用大型的電腦來建立臺北月平均溫度與月降水量的 ARIMA 模式, 應有更好的結果。

五、建 議

在統計學的領域裡, 利用已有資料對未來情況加以預測的方法相當多, 例如吾人常採用的迴歸分析法等。但是很少有一方法能夠對時間數列變化的趨勢、週期及擾動作一綜合的分析與預測, 本文所討論的 ARIMA 時間數列模式能夠對複雜的時間數列, 經過有效的鑑定、估計與診斷後建立一簡單的線性隨機模式, 此模式可相當程度準確地預測未來的情況。

由於吾人可充分利用電腦高速計算的功能來建立 ARIMA 時間數列模式, 而利用 ARIMA 模式所作的預報非常客觀且為定量預報 (Quantity Forecast), 所以此法值得廣為介紹, 作者將進一步研究並期望此法為中央氣象局長期預報提供一確實有效的工具。

誌 謝

作者首先感謝中央研究院刁院士錦寰, 由於他的諄諄教誨, 使作者得以瞭解並應用 ARIMA 時間數列預測方法。刁院士並在百忙中給予本文若干指正, 作者尤為感激。在本文執寫期間, 作者曾參加交通大學向傳心教授及清華大學張德新教授聯合主持的「時間數列講習會」, 獲益頗多, 謹向兩位教授致謝。此外, 中央氣象局陳熙揚先生協助整理資料, 電子計算機中心全力支援, 作者均極為感激。

*註: 中央氣象局現有電腦為 GA SPC 16/45 型, 容量為 48K, 每個 Word 僅 16 個 Bits。

參 考 文 獻

(1) Shun-Der Ko (柯順德) 1975: Surface wind field and precipitation activity over Taiwan in Meiyu season. 1974-annual report of the Institute of physics, Academia Sinica. 301-322.

(2) 陳超塵, 1961: 統計學, 臺灣商務印書館, 869 pp.

(3) Box G. E. P. and G. M. Jenkins, 1970: Time series analysis forecasting and control. Holden-Day, San Francisco, 534 pp.

(4) 同(3): _____, 173-205.

(5) Bartlett, M. S., 1946: On the theoretical specification of sampling properties of auto-correlated time series. Jour. Royal Stat. Soc.,

B8, 27.

(6) Quenouille, M. H., 1949: Approximate tests of correlation in time series. Jour. Royal Stat. Soc., B11, 68.

(7) 向傳心, 張德新, 1977: Lecture notes on time series analysis. 76 pp.

(8) Box G. E. P. and G. M. Jenkins, 1970: Time series analysis forecasting and control. Holden-Day, San Francisco, 208-274.

(9) 同(8): _____, 285-299.

(10) 同(8): _____, 126-166.

(11) Box G. E. P. and G. C. Tiao, 1975: Intervention analysis with applications to economic and environmental problem Jour. of the American Stat. Assoc., 70, 70-79.

作者通訊處: 中央氣象局

氣 象 學 報 徵 稿 簡 則

一、本刊以促進氣象學術之研究為目的, 凡有關氣象理論之分析, 應用問題之探討, 不論創作或譯述均所歡迎。

二、本刊文字務求簡明, 文體以白話或淺近文言為主體, 每篇以五千字為佳, 如長篇巨著內容特佳者亦所歡迎。

三、稿件請註明作者真實姓名、住址及服務機關, 但發表時得用筆名。

四、譯稿請附原文, 如確有困難亦請註明作者姓名暨原文出版年月及地點。

五、稿中引用文獻請註明作者姓名、書名、頁數及出版年月。

六、惠稿請用稿紙繕寫清楚, 並加標點。如屬創作論著稿, 請附撰英文或法、德、西文摘要。

七、本刊對來稿有刪改權, 如作者不願刪改時請聲明。

八、惠稿如有附圖務請用墨筆描繪, 以便製版。

九、來稿無論刊登與否概不退還, 如須退還者請預先聲明, 並附足額退稿郵資。

十、來稿一經刊登、當致薄酬, 並贈送本刊及抽印本各若干冊。

十一、惠稿文責自負、詳細規定請據本學報補充稿約辦理。

十二、惠稿請寄臺北市公園路六十四號中央氣象局氣象學報社收。

(請參閱補充稿約)

臺灣地區高空風及溫度之日變化

Diurnal Variation of Upper Wind and Temperature over Taiwan

徐 行

Hsu Shyng

ABSTRACT

Annual mean 12-hr wind and temperature differences (1200Z-0000Z) are computed from monthly mean data at 13 levels between the 1000mb and 10mb for Taoyuan and Tungkong, Taiwan. (1959-1966). Wavelike features are found with amplitude of the order of 0.2-2 m/s and wavelength of 4-10km for wind, and with amplitude of the order of 0.2-2°C and wavelength of 5-10km for temperature. The diurnal variation of temperature is almost consistent with that of wind.

The amplitude of wind increases with height and the direction changes in counterclock wise. The tidal wind fluctuations at low levels is a superposition of trapped and propagating modes, but there exists only vertical propagating mode at higher levels.

By harmonic Analysis, there is no long-period variation of 12-hr wind and temperature difference, but in general, the amplitude with period of one year is greater than others.

一、前 言

由於早期探空資料的缺乏，人們對於高空大氣的每日變化情況並不十分明瞭，雖然某些地區，每日施放四次探空汽球，但仍不足以說明日變化的詳細情形。在 1957 年 6 月 1 日以前，國際協定施放探空汽球的時刻為：格林維治標準時 0300、0900、1500 及 2100，但其後則改為：格林維治標準時 0000、0600、1200、1800，若疊合不同年份，相同月日的探空資料，則可得到一天八次，每次間隔三小時的時間數列 (Time Series)，根據此一資料，即足以研究大氣的日變化了。

Harris (1959) 採用此一方法，使用調和分析 (Harmonic Analysis) 計算 Washington, D. C. 10 公里以下大氣的壓力、風及溫度，發現存在以一日及半日為週期的規律性變化。隨後 Harris, Finger, Teweles (1962) 三人，以相同的方法，

計算 Lajes Field, Azores 30 公里以下大氣的日變化，也得到類似的結果。1965 年，此三人更擴大從事分布於北半球八個測站的研究。至此，人們才開始對日變化有所認識。

Hering 及 Borden (1962) 首先直接採用每日四次的探空資料，研究美國大平原上，各測站 20 公里以下，夏季風的日變化，發現風的波動，其振幅 (Amplitude) 及相位角 (Phase) 隨高度改變，且在各測站 1 公里、5 公里、12 公里各層上，風差的大小約相等，方向則隨順時鐘方向等速改變，因此推斷風場存在以一日為週期的潮汐變化。另外 Wallace 及 Hartranft (1969) 對整個北半球 105 個測站，從事風的日變化研究，證實風場的潮汐變化，同時使用每日兩次，每次間隔 12 小時的探空資料，發現 12 小時風差的變化，在高緯度較單純，在中低緯則主要受地形影響而趨於複雜，且在 1 公里以上各層，由地形所引起的潮汐波動向下傳遞，說明了潮汐能量有向上

的通量 (flux)。

Lindzen (1967) 曾利用潮汐理論，說明這些變化現象是由於大氣中的水汽及臭氧吸收太陽能所造成，也就是說：大氣潮汐主要是受溫度的影響。因此 Wallace 及 Patton (1970) 使用每隔 12 小時的觀測資料，計算溫度的日變化，證實潮汐風場與溫度的相關很大。

本文即試圖分析在臺灣桃園及東港兩地，30 公里以下，風及溫度的日變化，以明瞭大氣的潮汐現象，若對此一變化能有充分的瞭解，則可以預報每日大氣潮汐的振幅，使短期天氣預報更為精確。

二、資料來源及處理方法

本文所使用的資料為：1959 年至 1966 年，桃園

(北緯 $25^{\circ}03'$ ，東經 $121^{\circ}13'$ ，海拔 46.0 公尺)，東港 (北緯 $22^{\circ}28'$ ，東經 $120^{\circ}13'$ ，海拔 3.1 公尺) 二地，1000 毫巴 (milibar) 至 10 毫巴間，各標準氣壓面上，風及溫度的月平均；此一資料由空軍氣象聯隊整理統計，國科會大氣物理組提供，另外每日資料部份則錄自：國際地球物理合作年，中國委員會觀測報告 (1959 1960)。

桃園、東港兩地，每日於格林維治標準時 0000 及 1200 (中原標準時 0800 及 2000) 各觀測一次，施放美製 GMP-EA 式探空儀器；由於受儀器本身的限制及季節、天氣等影響，其所到達的高度並不一定，故資料時有缺失，且高度愈高，資料愈少，尤其在 30 毫

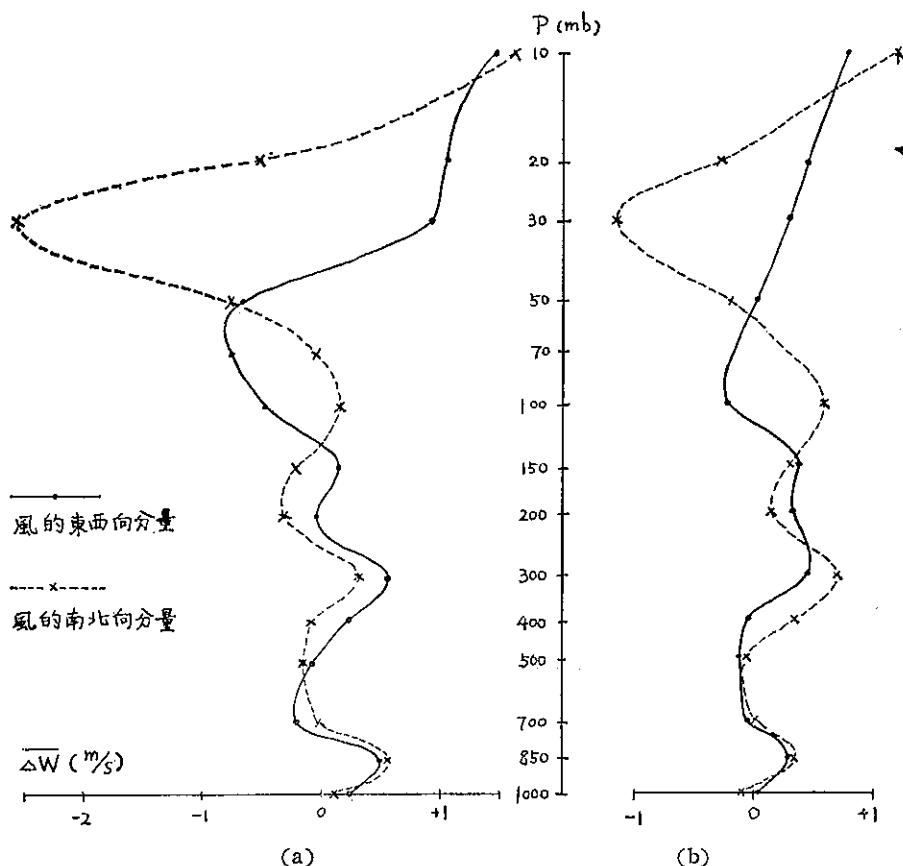


圖 1: 桃園高空風的日變化平均剖面圖 (1959~1960)

P: 壓力 ΔW : 12 小時風差平均

- (a) 使用每日資料 $\Delta W = \bar{W}_{12} - \bar{W}_{00}$
 (b) 使用月平均資料 $\Delta W = \bar{W}_{12} - \bar{W}_{00}$

巴以上，資料很少，故該層以上計算的結果僅供參考使用。在運用每日資料時，若某層當日二次資料中任缺一次，則該日該層即不予計算；在運用月平均資料時，若某月某時某一等壓面上沒有平均資料，則以其餘數年、該月、該時刻、此層上的平均值代替之。

首先，將風分為東西及南北兩個質量，取向東及向北為正；以每日資料計算12小時的風差及溫度差，而後再求其月平均，即可得到風及溫度的日變化量平均： $\overline{W_{12}-W_{00}}$ 及 $\overline{T_{12}-T_{00}}$ (W 代表風的南北或東西分量， T 代表溫度，12 及 00 代表格林維治時間)。因為使用此一計算方法須處理大量的資料，為求簡便，若每月的觀測次數相差不多，或採用長時間

的平均，則風差、溫度差的月平均可以用月平均的差： $\overline{W_{12}}-\overline{W_{00}}$ 及 $\overline{T_{12}}-\overline{T_{00}}$ 來代替，雖然準確性略失，但在資料處理上則簡化許多。圖 1a 所示即為 1959, 1960 兩年，桃園每日 12 小時風差的年平均，圖 1b 則為使用月平均資料所求 12 小時風差的年平均，比較兩圖，可發現有大致相同的變化形勢；圖 2 為溫度變化。在東港（圖 3，圖 4），溫度變化依然很相似，不過風的變化較為紊亂，主要是因為每月觀測次數相差較多，如果延長平均時間，相信可獲改善。由以上的比較可知：以月平均的差來代替差的月平均，影響結果並不大，因此本文以下用以計算分析的資料皆為風及溫度的月平均。

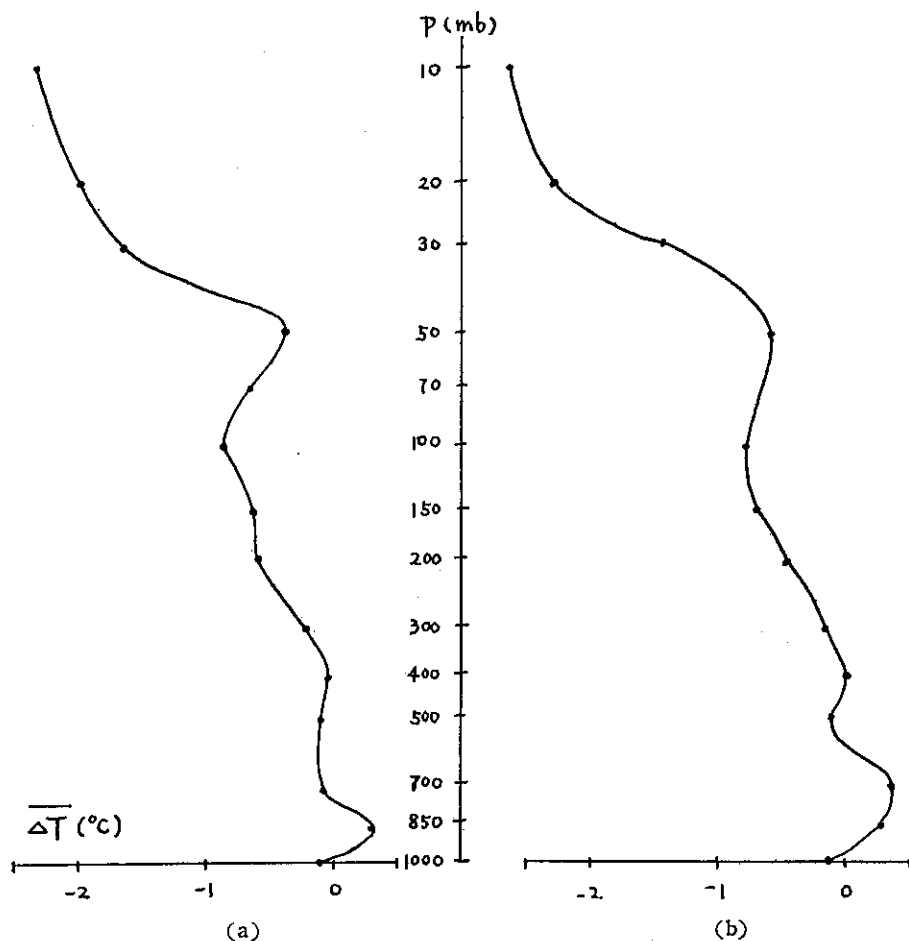


圖 2: 桃園高空溫度的日變化平均剖面圖 (1959~1960)

P: 壓力 ΔT : 12 小時溫度差平均

(a) 使用每日資料 $\overline{\Delta T_1} = \overline{T_{12}} - \overline{T_{00}}$

(b) 使用月平均資料 $\overline{\Delta T} = \overline{T_{12}} - \overline{T_{00}}$

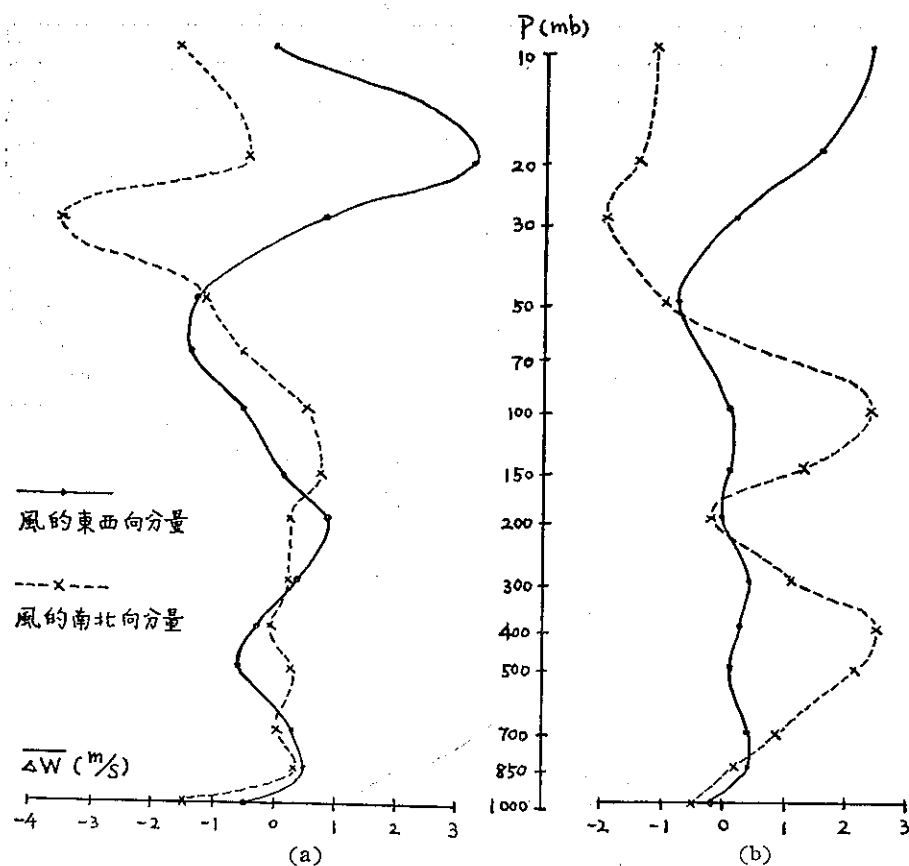


圖 3: 東港高空風日變化
平均剖面圖
(1959~1960)

P: 壓力

$\overline{\Delta W}$: 12 小時風差

(a) 使用每日資料

$$\overline{\Delta W} = \overline{W_{12}} - \overline{W_{00}}$$

(b) 使用月平均資料

$$\overline{\Delta W} = \overline{W_{12}} - \overline{W_{00}}$$

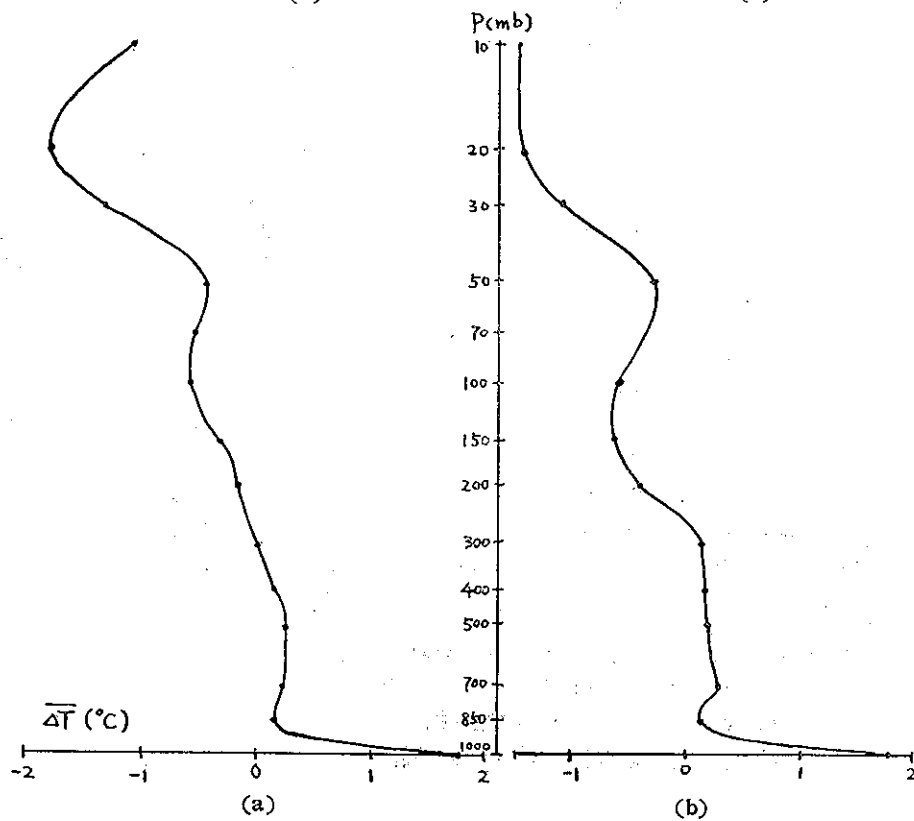


圖 4: 東港高空溫度日變
化平均剖面圖
(1959~1960)

P: 壓力

$\overline{\Delta T}$: 12 小時溫度差
平均

(a) 使用每日資料

$$\overline{\Delta T} = \overline{T_{12}} - \overline{T_{00}}$$

(b) 使用月平均資料

$$\overline{\Delta T} = \overline{T_{12}} - \overline{T_{00}}$$

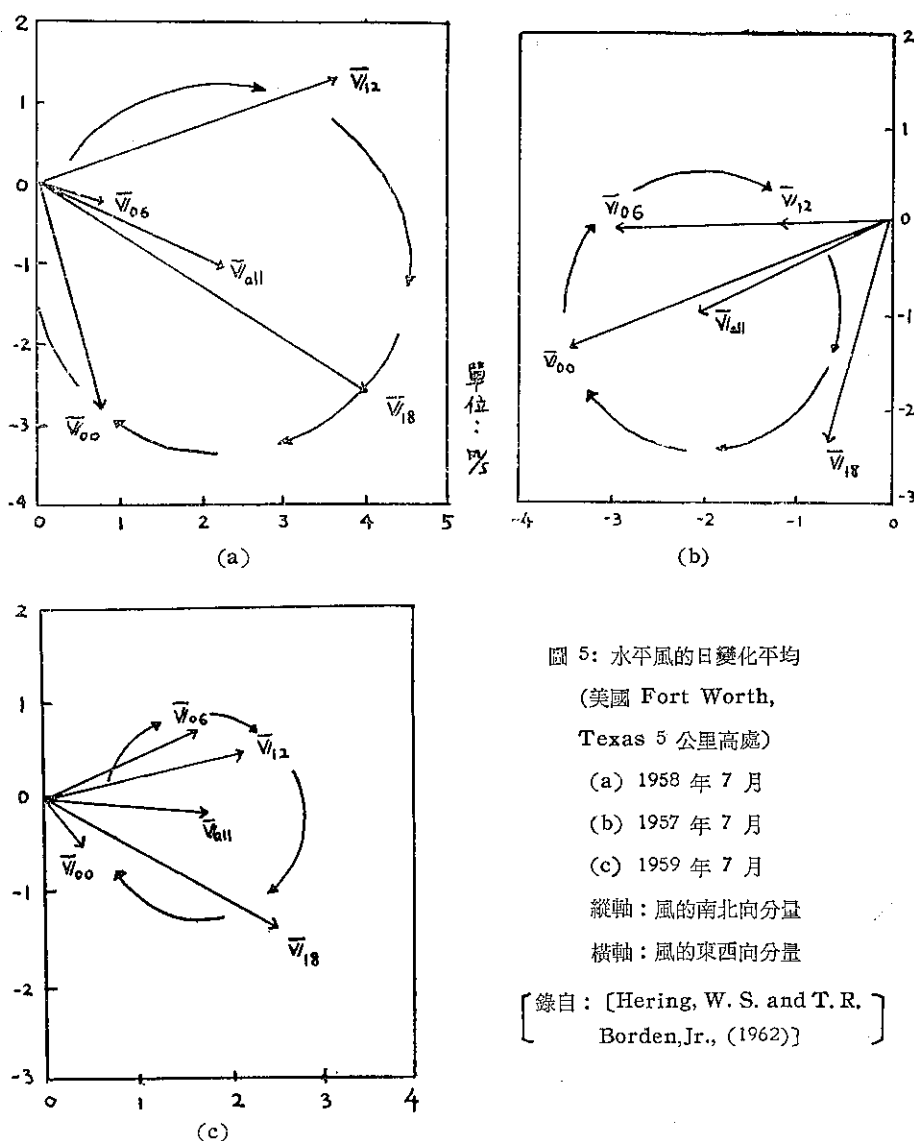


圖 5: 水平風的日變化平均

(美國 Fort Worth,
Texas 5 公里高處)

(a) 1958 年 7 月

(b) 1957 年 7 月

(c) 1959 年 7 月

縱軸：風的南北向分量

橫軸：風的東西向分量

[錄自：[Hering, W. S. and T. R.
Borden, Jr., (1962)]]

何以高空風 12 小時的差可以代表日變化呢？
Hering 及 Borden (1962) 曾使用每日四次的探空
資料，發現在各觀測時刻的平均風與日平均風的差，
大小約相等，相位角則以一日為週期，依順時鐘方向
等速改變（圖 5），而說明風場存在規律性的潮汐變
化，如果將此結果理想化，
則如圖 6 所示：

其中 $A = \bar{V}_{00} - \bar{V}_{a11}$

$B = \bar{V}_{06} - \bar{V}_{a1}$

$C = \bar{V}_{12} - \bar{V}_{a11}$

$D = \bar{V}_{18} - \bar{V}_{a1}$

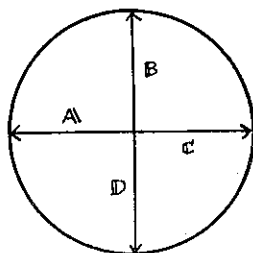


圖 6

若以 a 表示潮汐風場的振幅，則

$$|A| = |B| = |C| = |D| = a$$

因為 $|\bar{V}_{12} - \bar{V}_{00}| = |C - A| = 2a$

所以由 12 小時的風差，即可決定風場日變化的振幅
了。

三、水平風及溫度的日變化

1. 水平風

圖 7 為桃園及東港兩地，1959 至 1966 八年間，
水平風的日變化平均。在桃園：500 毫巴以下有相同
的相位變化，振幅最大出現在 850 毫巴，而 500 毫巴
以上則出現三個波形的異相位振動，最大振幅分別出

現在300毫巴、100毫巴及30毫巴，振幅隨高度而增加，波長約8~10公里。

在東港：700毫巴以下出現同相位變化，振幅最大出現在850毫巴，而在700毫巴以上有四個波形的異相位振動，最大振幅出現在400、200、100、30毫巴，振幅也隨高度而增加，波長約4~10公里。

若比較兩地可發現：

(1)在150毫巴以下，桃園只有一個異相位波動，而東港則出現兩個；由此證實 Wallace 及 Hartranft

(1969) 所提出的結果：在低緯，風場受地形影響較大，變化趨於複雜。

(2) 150毫巴以上，兩地最大振幅皆出現在相同的等壓面上。

(3)在相同等壓面上，東港的振幅要比較桃園為大。

2. 溫度

圖8為溫度的日變化，在桃園12小時增溫最大出現於850毫巴，在東港則出現於1000毫巴；降溫最大，兩地分別出現於10毫巴及20毫巴；桃園及東港50毫巴以下的溫度變化形勢，恰與該地10毫巴以下風的南北向分量變化相似，此一現象正說明了大氣平流 (advection) 的存在。至於風的變化要較溫度變化的對應層次為高，可能是受垂直風的影響所致。

在850毫巴以下，桃園、東港兩地的溫度變化有顯著的不同，是因為東港近海，受海風影響，1200時（地方時2000）探空汽球偏向內陸，當時地面正值放熱，故溫度較高，而0000時（地方時0800），受陸風影響，偏向海洋，當時近海面溫度尚低，故12小時溫度差較大；而桃園則不受此影響。

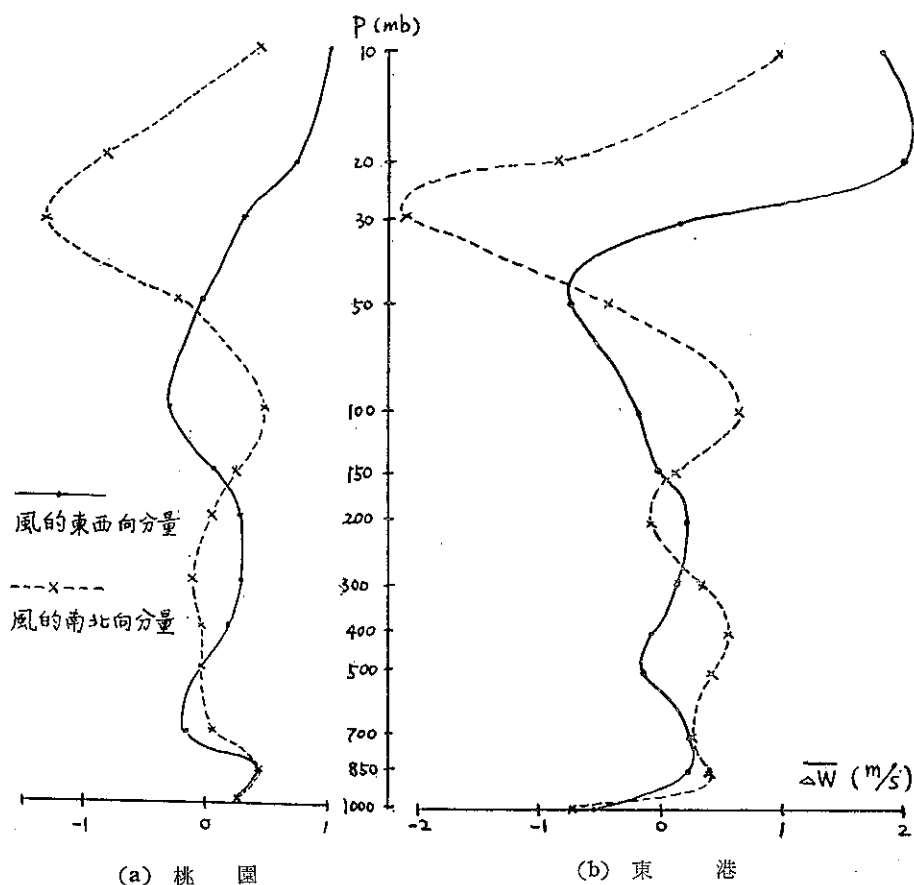


圖 7: 1959~1966 高空風日變化平均

由以上的結果可知：12 小時風差及溫度差的變化，有很大的相關性存在，也說明了 Lindzen 的潮汐理論，證實大氣溫度是影響潮汐風場的主因。

3. 潮汐理論

Lindzen (1967) 曾將線性潮汐方程的解分為沿經度、緯度及垂直向上的三個分量，其中沿緯度的分量與 Hough function 有關，而 Hough function 有二類：一類與垂直傳遞的波有關，相位角隨高度改變，能量向上傳送，而潮汐風則隨高度做逆時鐘方向旋轉，其振幅隨高度增加，稱為傳送式 (propagating mode)；另一類與指數高度 (exponential height) 有關；相位角不隨高度改變，能量亦不向上傳遞，稱為捕捉式 (traped mode)。圖 9 所示，即為 12 小時風差的理想化垂直剖面圖 (vertical profile) 及風徑圖 (hodograph)。

我們若分析桃園、東港兩地 12 小時風差的風徑圖，則可發現在 500 毫巴以下，潮汐風為傳送式及捕捉式的合成 (圖 10)，其中捕捉式較為卓越；而在 200 毫巴以上 (圖 11) 則為較單純之傳送式；並由這兩個圖可證實 Lindzen 的理論：潮汐風場隨高度逆時鐘方向旋轉，振幅則隨高度增加。

4. 季節變化

由圖 12、圖 13，比較桃園及東港冬夏兩季水平風的變化，可發現兩地冬季的振幅要較夏季為大，且變化情形也較單純；在夏季高度增加，變化的主軸由正值向負值傾斜，在冬季則相反，惟東港的冬季較不明顯。

冬夏兩季的振幅及波長一般都要比春秋兩季小，可能是因為冬夏的大氣環流主流要較春秋兩季旺盛，故變化不大。

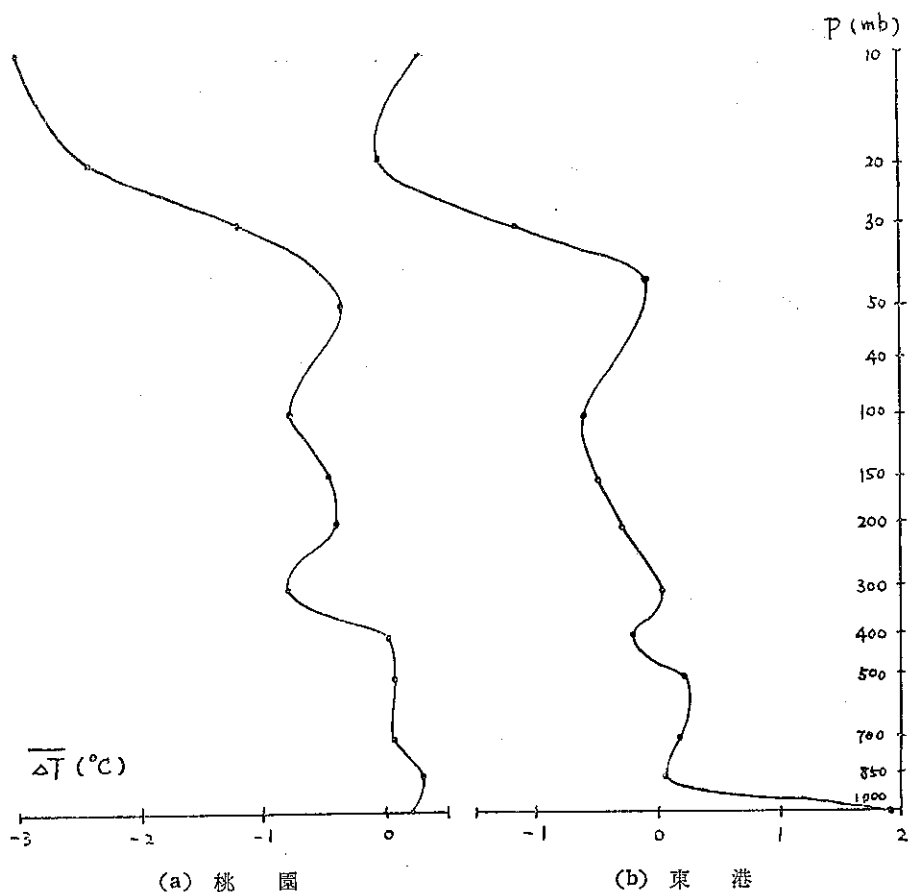


圖 8: 1959~1966 溫度日變化平均

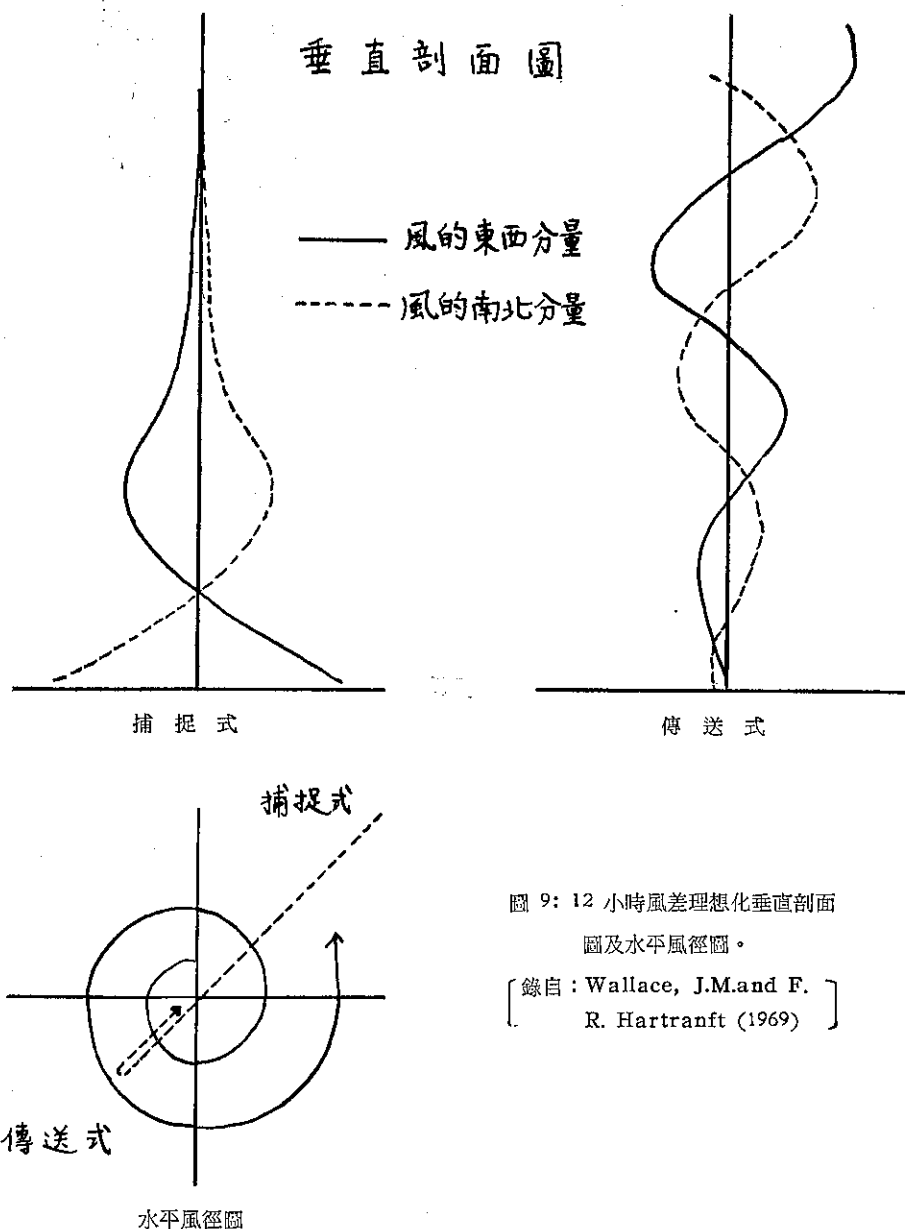


圖 9: 12 小時風差理想化垂直剖面圖及水平風徑圖。

[錄自: Wallace, J.M. and F. R. Hartranft (1969)]

由溫度的季節變化 (圖 14)，也可看出冬季的振幅比夏季為大；值得注意的是：桃園及東港的春季溫度變化分別在 300 毫巴及 400 毫巴出現特殊的溫度變化，此一現象原因不明。

5. 日變化的長週期變化

由以上的分析，不僅證實了大氣存在規律性的日變化，且對此一變化有較明確的認識。為了進一步瞭

解日變化是否存在長週期的改變，本文採用調和分析法，從事嘗試性的探討：

若 $X(t)$ 表欲分析的時間數列，則

$$X_i(t) = C_i \cos(i\theta = \alpha_i)$$

其中： i - 調和數 (number of the harmonic)

C - 振幅

θ - 時間角 (hour angle)

α - 相位角

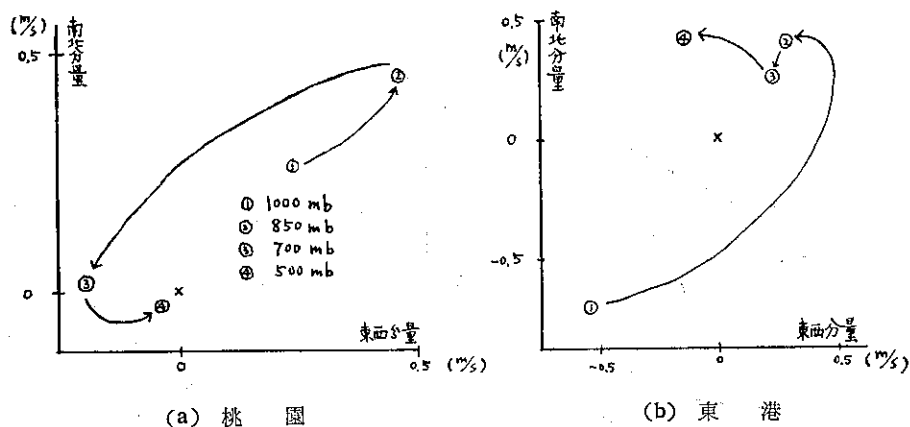


圖 10: 1000 毫巴~500 毫巴 12 小時風差風徑圖 (1959~1966)

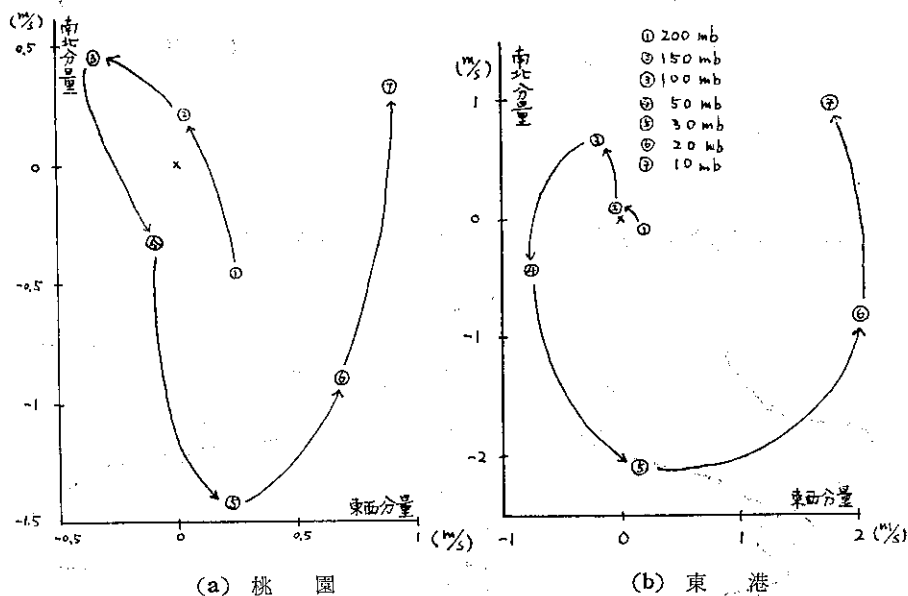


圖 11: 200 毫巴~10 毫巴 12 小時風差風徑圖 (1959~1966)

若 P 表基本週期 (fundamental period), 則時間角 $\theta = \frac{360^\circ}{P}t$, 為時期 t 的函數, 而相位角則相關於最大振幅發生的時間 t_1 , 其關係式為 $\alpha_1 = \frac{360^\circ t_1}{P}$ 。計算時, 調和數取至 8, 即最長週期 96 個月 (第一調和項), 最短週期 12 個月 (第八調和項)。

計算的結果如表 1~6 所示, 表中各調和項所佔的百分比是根據 $C_i/25^\circ$ 計算而得, S 為標準偏差

(standard deviation)。由於各調和項所佔的百分比都很小, 說明了日變化並沒有明顯的長週期變化, 不過比較各調和項, 無論風或溫度, 皆以第八調和項所佔的百分比較大, 此一結果說明日變化以一年為週期的振幅較大, 惟並不顯著。

因為受資料限制, 基本週期最長只有 96 個月, 至於日變化是否存在更長的週期變化, 就非本文所能計算得知了。

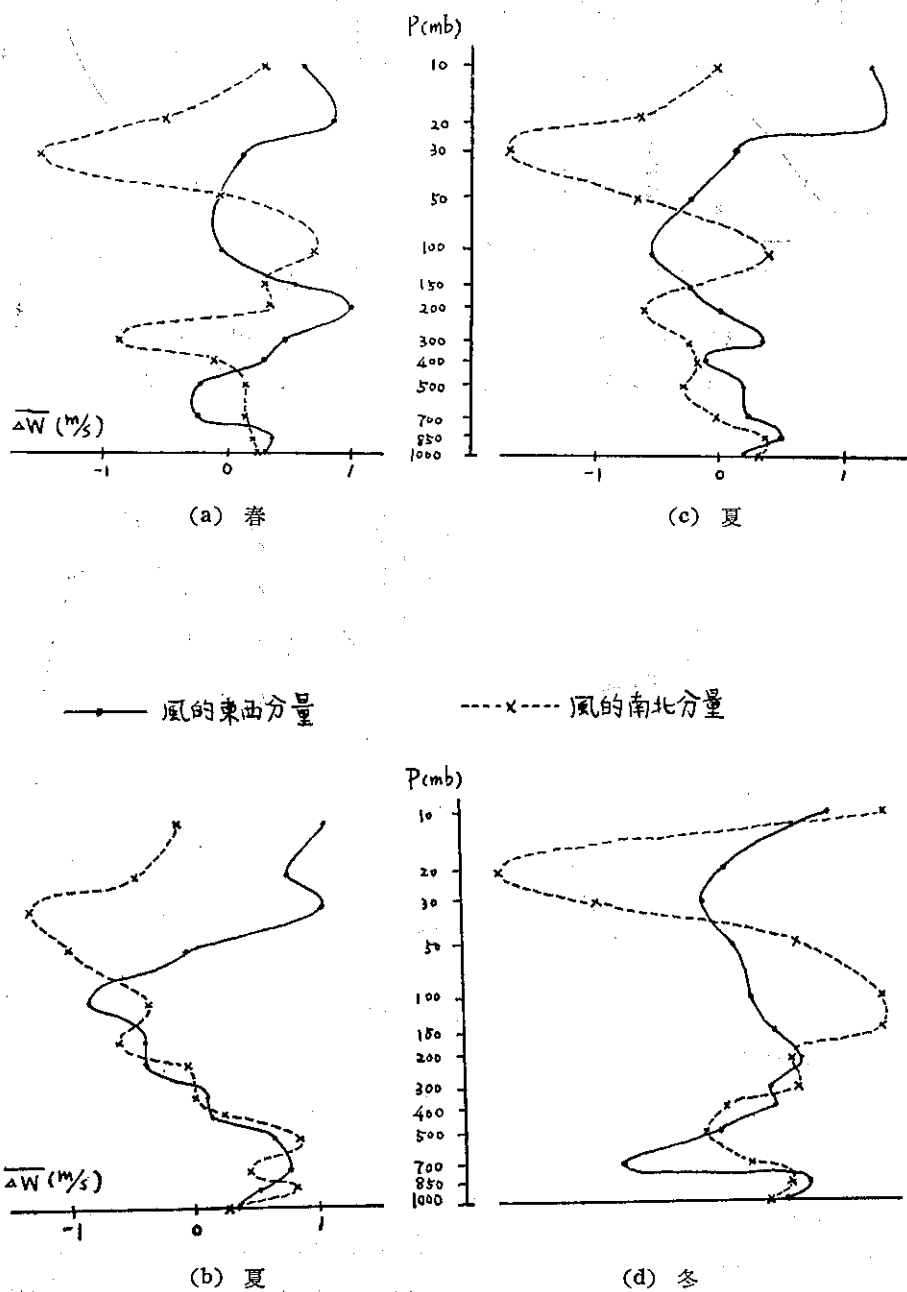


圖 12: 桃園高空風日變化的季節變化 (1959~1966)

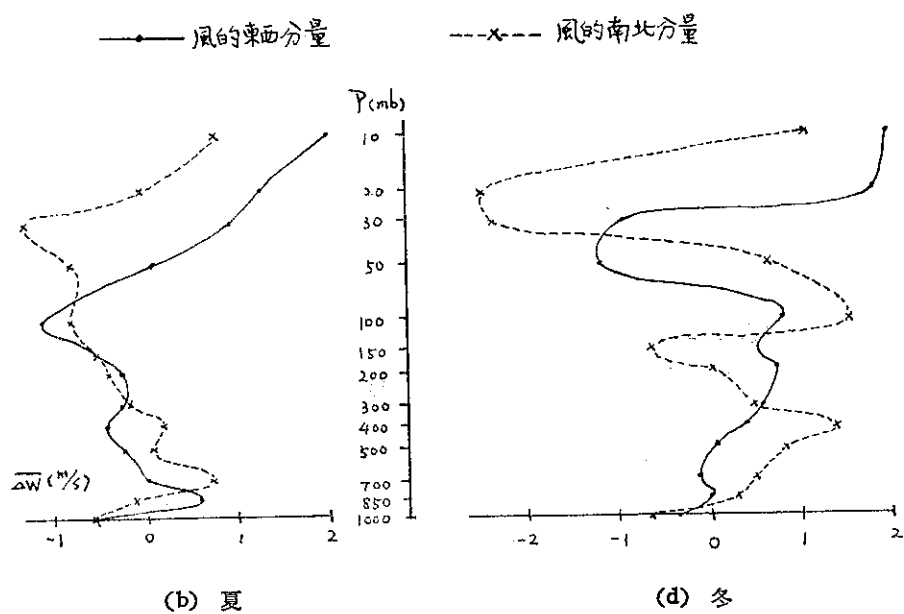
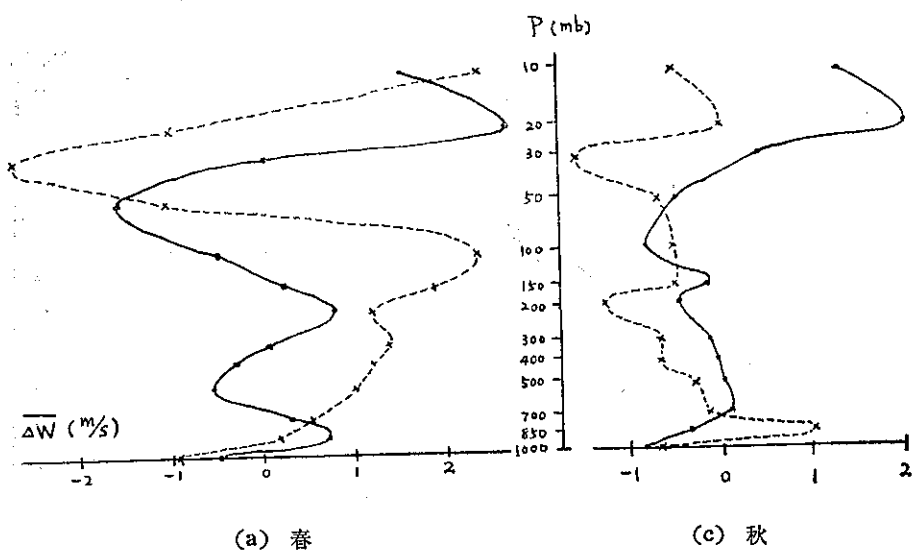


圖 13: 東港高空風日變化的季節變化 (1959~1966)

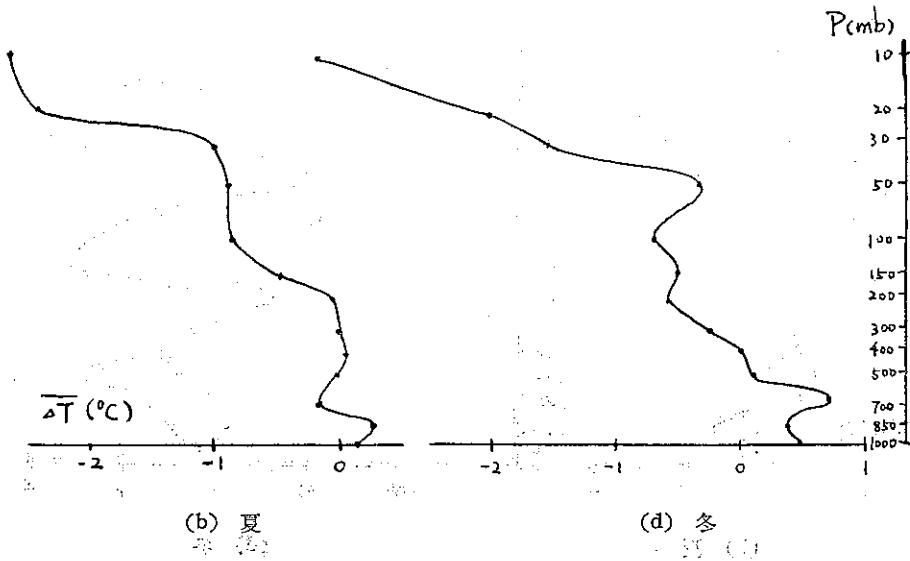
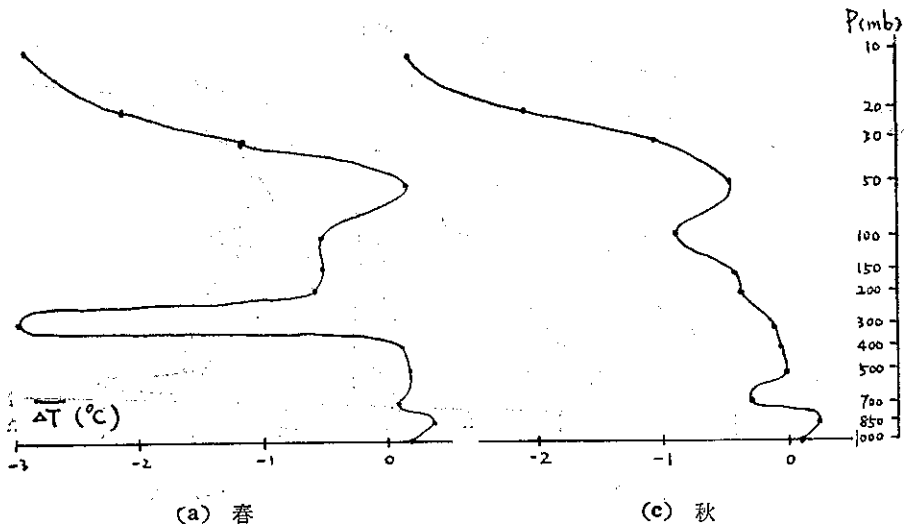


圖 14: 桃國溫度日變化的季節變化 (1959~1966)

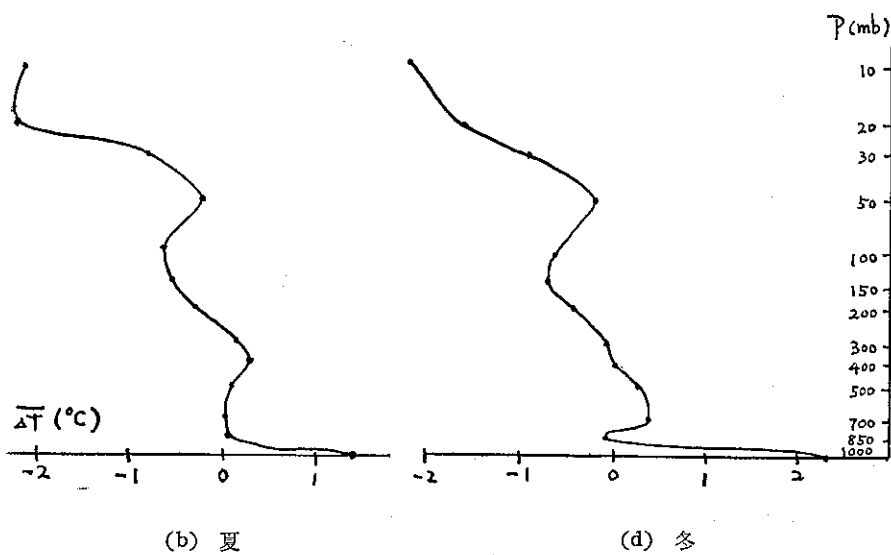
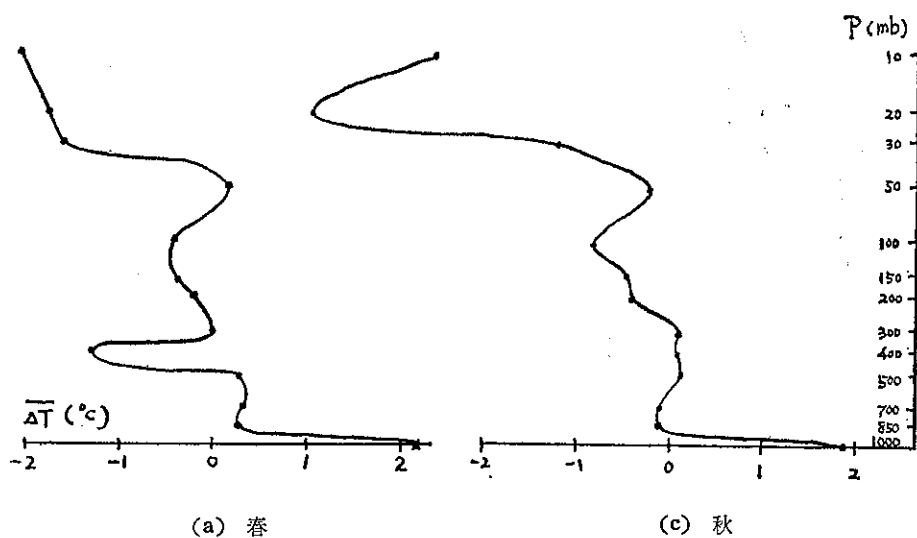


圖 15: 東港溫度日變化的季節變化 (1959~1966)

表 1: 桃園溫度的調和分析

壓 力 (mb)	1000	850	700	500	400	300	200	150	100	50	30	20	10
C_1	0.28	0.01	0.20	0.14	0.04	1.43	0.06	0.18	0.06	0.17	0.06	0.12	0.24
α_1	231	216	47	213	101	61	241	203	183	88	270	296	256
%	15	0	1	8	1	1	1	9	0	0	0	1	1
C_2	0.07	0.04	0.15	0.03	0.12	1.51	0.06	0.12	0.08	0.33	0.25	0.13	0.15
α_2	298	319	95	277	242	298	221	263	258	234	259	253	356
%	0	0	0	0	10	2	1	4	1	2	5	1	0
C_3	0.22	0.04	0.15	0.10	0.06	1.43	0.05	0.05	0.02	0.28	0.10	0.26	0.10
α_3	259	184	168	255	261	183	309	89	349	305	212	182	74
%	9	0	0	4	2	1	0	0	0	1	0	5	0
C_4	0.08	0.02	0.22	0.09	0.03	1.49	0.04	0.11	0.04	0.24	0.23	0.09	0.30
α_4	234	281	176	223	259	61	235	220	192	87	51	108	153
%	1	0	1	3	0	2	0	3	0	1	4	0	2
C_5	0.10	0.10	0.23	0.05	0.03	1.54	0.11	0.18	0.15	0.38	0.24	0.06	0.17
α_5	237	285	244	284	247	302	302	339	7	182	237	211	103
%	1	4	2	1	0	2	4	9	4	3	4	0	0
C_6	0.08	0.12	0.24	0.07	0.02	1.47	0.04	0.04	0.05	0.24	0.10	0.12	0.17
α_6	327	7	304	274	335	180	130	248	62	278	255	32	84
%	1	5	2	2	0	2	0	0	0	1	0	1	0
C_7	0.18	0.12	0.26	0.03	0.05	1.51	0.02	0.07	0.05	0.22	0.10	0.19	0.04
α_7	355	344	358	324	44	60	333	291	189	26	339	276	66
%	6	5	2	0	2	2	0	1	0	1	0	3	0
C_8	0.16	0.09	0.48	0.10	0.11	1.46	0.28	0.06	0.11	0.43	0.28	0.22	0.50
α_8	26	83	54	83	138	293	222	287	80	69	230	49	191
%	5	3	9	4	9	2	26	1	2	4	6	4	5

表 2: 東 港 溫 度 的 調 和 分 析

壓 力 (mb)	1000	850	700	500	400	300	200	150	100	50	30	20	10
C_1	0.25	0.08	0.07	0.01	0.75	0.06	0.16	0.17	0.13	0.21	0.05	1.00	0.36
α_1	275	31	78	307	101	34	158	171	223	254	1	47	33
%	7	1	1	0	1	0	2	3	3	1	0	1	3
C_2	0.03	0.07	0.09	0.09	0.80	0.09	0.04	0.06	0.15	0.10	0.09	0.84	0.29
α_2	277	124	65	23	25	123	154	220	170	268	38	268	44
%	0	1	2	4	2	1	0	0	4	0	0	1	2
C_3	0.18	0.12	0.03	0.06	0.71	0.07	0.04	0.16	0.21	0.30	0.09	1.31	0.07
α	142	32	56	347	301	44	328	11	129	73	90	126	36
%	3	4	0	2	1	1	0	2	8	4	0	3	0
C_4	0.06	0.01	0.02	0.04	0.77	0.06	0.07	0.03	0.05	0.15	0.25	0.98	0.29
α_4	41	351	125	175	217	225	247	319	95	239	113	345	120
%	0	0	0	0	2	0	0	0	0	1	4	1	2
C_5	0.05	0.13	0.10	0.03	0.75	0.05	0.06	0.03	0.11	0.20	0.05	1.21	0.09
α_5	133	137	200	336	140	96	261	301	118	355	125	188	156
%	0	4	3	0	1	0	0	0	2	1	0	2	0
C_6	0.15	0.04	0.01	0.02	0.79	0.04	0.02	0.18	0.06	0.11	0.11	1.22	0.25
α_6	297	62	88	25	68	29	19	177	171	106	209	72	73
%	2	0	0	0	2	0	0	3	0	0	0	2	1
C_7	0.14	0.08	0.01	0.02	0.80	0.13	0.04	0.10	0.07	0.22	0.06	0.91	0.31
α_7	335	24	130	35	352	360	70	104	108	20	303	282	57
%	2	1	0	0	2	3	0	1	0	2	0	1	2
C_8	0.60	0.21	0.30	0.17	0.77	0.14	0.15	0.12	0.18	0.18	0.29	1.12	0.17
α_8	45	138	70	74	260	238	179	193	95	120	207	136	165
%	40	13	28	14	2	4	2	1	6	1	6	2	0

表 3: 桃園南北向風的調和分析

壓力 (mb)	1000	850	700	500	400	300	200	150	100	50	30	20	10
C_1	0.28	0.35	0.11	0.14	0.20	0.97	0.33	0.43	0.35	0.33	0.60	0.75	0.75
α_1	273	307	326	308	83	317	293	316	317	151	120	68	47
%	11	10	1	1	1	3	0	1	2	2	11	8	6
C_2	0.30	0.23	0.16	0.22	0.36	1.19	0.36	0.21	0.32	0.02	0.03	0.21	0.18
α_2	240	257	221	3	26	20	347	316	170	147	243	165	131
%	12	4	2	3	3	4	0	0	2	0	0	0	0
C_3	0.10	0.26	0.07	0.12	0.31	0.22	0.53	1.04	0.46	0.71	0.46	0.68	0.24
α_3	176	159	164	294	352	82	343	1	77	143	162	186	162
%	1	5	0	1	2	0	2	8	4	9	6	6	0
C_4	0.08	0.10	0.21	0.13	0.36	0.76	0.53	0.31	0.47	0.50	0.32	0.63	0.24
α_4	321	182	60	170	233	260	28	30	20	75	118	176	218
%	1	0	4	1	3	2	2	0	4	5	3	10	0
C_5	0.13	0.04	0.07	0.12	0.32	0.96	0.16	0.66	0.30	0.44	0.14	0.24	0.45
α_5	280	30	285	175	65	24	43	52	328	289	184	132	165
%	2	0	0	1	2	3	0	3	1	3	0	0	2
C_6	0.12	0.03	0.09	0.17	0.34	1.04	0.37	0.09	0.21	0.11	0.31	0.15	0.61
α_6	294	174	141	44	37	79	51	118	272	287	77	255	66
%	2	0	0	2	3	3	0	0	0	0	2	0	4
C_7	0.07	0.13	0.17	0.11	0.19	0.19	0.32	0.23	0.24	0.15	0.21	0.24	0.45
α_7	315	66	128	101	49	302	41	49	72	214	25	297	16
%	0	1	2	0	0	0	0	0	1	0	1	0	2
C_8	0.06	0.24	0.08	0.49	0.34	0.47	0.81	1.02	0.66	0.80	0.08	0.84	0.67
α_8	234	228	60	174	196	21	109	53	47	44	95	210	36
%	0	5	0	18	3	0	4	8	8	12	0	10	5

表4:東港南北向風的調和分析

壓力 (mb)	1000	850	700	500	400	300	200	150	100	50	30	20	10
C_1	0.31	0.51	1.19	0.97	1.05	0.36	0.23	0.67	0.80	0.66	1.31	0.94	0.81
α_1	89	350	50	12	13	352	203	41	19	161	130	150	299
%	17	2	4	7	6	0	0	3	2	3	24	6	1
C_2	0.11	0.45	0.66	0.71	1.13	0.26	0.37	0.43	0.92	0.40	0.18	0.40	0.26
α_2	356	343	103	23	26	79	201	54	25	29	74	162	53
%	2	1	1	4	7	0	0	1	3	1	0	1	0
C_3	0.09	0.52	0.42	0.94	1.15	0.55	0.24	0.48	0.79	0.28	0.16	0.17	0.56
α_3	311	351	192	48	39	92	117	78	48	223	332	191	69
%	1	2	0	7	7	2	0	1	2	0	0	0	0
C_4	0.12	0.63	0.67	1.10	1.16	0.67	0.16	0.52	1.37	0.47	0.38	0.72	0.63
α_4	45	336	307	43	48	87	11	92	56	43	219	189	113
%	2	3	1	9	7	3	0	1	8	1	2	3	1
C_5	0.16	0.61	1.03	1.01	1.10	0.28	0.44	0.90	1.22	0.28	0.32	0.56	1.06
α_5	291	326	355	43	46	100	152	111	46	254	10	272	146
%	5	3	3	8	6	0	1	5	6	0	1	2	3
C_6	0.15	0.50	1.30	0.98	1.15	0.94	0.74	0.88	1.00	0.33	0.08	0.73	0.53
α_6	168	313	49	59	67	117	123	107	59	35	219	253	128
%	4	2	4	7	7	6	3	5	4	0	0	3	0
C_7	0.07	0.46	1.14	0.92	1.19	0.98	0.96	0.73	0.93	0.56	0.49	0.57	0.50
α_7	123	308	95	76	75	114	121	104	90	267	333	273	87
%	0	1	3	6	8	7	5	3	3	2	3	2	0
C_8	0.20	0.52	0.82	0.96	1.30	1.11	1.22	1.18	2.05	0.81	0.65	1.57	0.95
α_8	285	329	151	95	90	100	107	112	78	9	275	237	85
%	7	2	1	7	9	9	8	9	18	5	6	17	2

表 5: 桃園東西向風的調和分析

壓力 (mb)	1000	850	700	500	400	300	200	150	100	50	30	20	10
C_1	0.22	0.28	0.20	0.13	0.15	0.20	0.37	0.39	0.26	0.17	0.22	0.15	0.20
α_1	284	294	108	294	296	304	340	21	145	103	107	224	276
%	11	8	3	2	2	2	3	3	3	2	3	1	1
C_2	0.20	0.19	0.08	0.12	0.11	0.19	0.29	0.48	0.08	0.08	0.08	0.02	0.23
α_2	268	239	94	179	258	72	300	347	196	109	122	93	344
%	9	3	0	1	1	2	2	5	0	0	0	0	2
C_3	0.09	0.25	0.09	0.06	0.09	0.15	0.09	0.22	0.14	0.10	0.15	0.10	0.22
α_3	221	105	87	220	334	345	269	310	143	115	18	98	360
%	1	6	0	0	1	1	0	1	1	0	1	0	1
C_4	0.03	0.12	0.17	0.01	0.13	0.12	0.25	0.16	0.10	0.22	0.16	0.29	0.13
α_4	356	74	352	280	321	170	37	165	113	82	272	253	297
%	0	1	2	0	2	0	1	0	0	4	1	4	0
C_5	0.04	0.02	0.12	0.06	0.14	0.28	0.13	0.20	0.10	0.08	0.18	0.19	0.24
α_5	259	1	339	102	285	71	62	359	93	334	167	213	333
%	0	0	1	0	2	4	0	0	0	0	2	1	2
C_6	0.01	0.05	0.07	0.07	0.05	0.20	0.18	0.08	0.24	0.08	0.16	0.08	0.36
α_6	35	172	24	272	140	53	340	99	53	228	125	313	67
%	0	0	0	0	0	2	0	0	3	0	1	0	5
C_7	0.08	0.11	0.10	0.08	0.16	0.15	0.19	0.51	0.24	0.07	0.18	0.41	0.16
α_7	168	247	348	229	149	104	142	116	91	104	264	277	323
%	1	1	0	0	3	1	0	5	3	0	2	7	1
C_8	0.06	0.11	0.76	0.30	0.23	0.17	0.71	0.54	0.54	0.02	0.78	0.65	0.41
α_8	138	248	231	265	115	56	73	85	60	228	211	239	272
%	0	1	42	10	7	1	11	6	15	0	39	19	6

表 6: 東 港 東 西 向 風 的 調 和 分 析

壓 力 (mb)	1000	850	700	500	400	300	200	150	100	50	30	20	10
C_1	0.32	0.11	1.98	0.26	0.39	0.13	0.42	0.14	0.26	0.48	0.25	0.70	0.85
α_1	85	293	60	328	10	27	168	43	102	125	192	285	339
%	15	0	1	3	6	0	3	0	1	6	1	13	6
C_2	0.03	0.09	2.28	0.27	0.23	0.23	0.34	0.21	0.44	0.01	0.16	0.48	0.21
α_2	55	149	133	52	9	81	39	333	19	72	98	182	79
%	0	0	2	4	2	2	2	1	3	0	0	6	0
C_3	0.09	0.19	2.22	0.21	0.32	0.20	0.37	0.21	0.35	0.26	0.19	0.39	0.67
α_3	111	131	203	14	355	31	259	190	333	217	28	117	58
%	1	2	2	2	4	1	3	1	2	1	0	4	4
C_4	0.07	0.13	1.97	0.30	0.21	0.00	0.31	0.21	0.04	0.29	0.13	0.46	0.42
α_4	56	128	269	5	21	134	225	93	310	21	270	227	79
%	0	0	1	4	1	0	2	1	0	2	0	5	1
C_5	0.03	0.25	1.88	0.30	0.38	0.18	0.12	0.10	0.29	0.25	0.06	0.54	0.71
α_5	347	85	345	358	34	24	172	37	34	242	44	265	138
%	0	3	1	5	5	1	0	0	1	1	0	7	4
C_6	0.03	0.17	2.10	0.23	0.23	0.19	0.29	0.16	0.24	0.18	0.31	0.34	0.89
α_6	197	84	46	65	60	78	356	110	35	98	316	292	123
%	0	1	2	2	2	1	1	0	1	0	2	3	7
C_7	0.16	0.10	2.18	0.32	0.36	0.34	0.32	0.51	0.41	0.21	0.41	0.23	0.35
α_7	81	298	109	46	50	28	190	87	56	355	272	192	134
%	3	0	2	5	5	5	2	6	3	1	4	1	1
C_8	0.18	0.64	2.66	0.40	0.40	0.45	0.92	0.63	1.17	1.04	1.29	0.48	0.18
α_8	68	146	184	326	12	41	85	40	54	248	221	81	346
%	4	22	3	9	6	8	18	10	24	29	43	6	0

四、結

論

由以上的分析得知大氣存在規律性的潮汐變化：

(1)風場的振幅隨高度增加，方向則逆時鐘方向旋轉。

(2)在 500 毫巴以下，潮汐風為傳送式及捕捉式的合成，而捕捉式較為卓越，在 200 毫巴以上，則為較單純的傳送式變化。

(3)南北向風的變化受溫度變化的支配。

(4)風的振動波長約 4~10 公里，振幅約 0.2~2 公尺/秒。

(5)溫度的日變化波長約 5~10 公里，振幅約 0.2~2°C。

(6)緯度愈低，風場與溫度變化的振幅愈大，振動形勢也愈複雜。

(7)季節性的日變化，在冬夏：風的波長，振幅皆較小；而春秋則較大。

(8)由調和分析得知，日變化雖無長週期的振動，但以一年為週期的振幅却較大。

以上所討論，皆為現象的分析，倘若對日變化發生的機構 (mechanics) 能有所瞭解，則大氣潮汐現象將可進一步被人們所認識，進而應用到短期天氣預報，使之更為精確。

五、致

謝

本文承指導教授徐明同博士細心指導，使本文得以順利完成，衷心感謝。中央大學地球物理研究所廖學鎰教授及劉廣英先生亦賜予協助；國科會汪羣從博士及中央研究院物理所簡來成先生熱心提供桃園、東港八年探空資料，在此一併致謝。

六、參考文獻

Finger, F. G., M. F. Harris, and S. Teweles, 1965: Diurnal Variation of Wind, Temperature and Pressure in the Stratosphere. *J. Appl. Meteor.*, Vol. 14, No. 5, pp. 632~635.

Harris, M. F., 1959: Diurnal and Semi-diurnal Variations of Wind, Pressure and Temperature in the Troposphere at Washington, D. C., *J. Geophys. Res.* Vol. 64, No. 8, pp. 983~995.

Harris, M. F., Finger, F. G., and S. Teweles, 1962: Diurnal Variation of Wind, Pressure, and Temperature in the Troposphere and Stratosphere over the Azores. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 19, No. 2, pp. 136~149.

Hering, W. S., and T. R. Borden, Jr., 1962: Diurnal Variations in the Summer Wind Field over the Central United States, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 19, No. 1, pp. 81~86.

Lindzen, R. S., 1967: Thermally Driven Diurnal Tide in the Atmosphere, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, Vol. 93, No. 395, pp. 18~42.

Sparrow, J. G., 1967: Note on the Diurnal Cycle in the Equatorial Stratosphere, *J. Appl. Meteor.*, Vol. 16, No. 2, pp. 441~444.

Wallace, J. M., and F. R. Hartranft, 1969: Diurnal Wind Variations: Surface to 30 km., *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 97, No. 6, pp. 446~455.

Wallace, J. M., and D. B. Patton, 1970: Diurnal Temperature Variations: Surface to 25km., *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 98, No. 7, pp. 548~552.

氣象學報補充稿約

一、來稿須用稿紙（以25×24之稿紙為原則）。

二、來稿字數以不超過 15,000字，即連同圖、表、英文摘要以不超過10印刷頁為原則。

三、圖及表之分量以不超過全文之1/3為原則。

四、英文摘要之字數以不超1,000字為原則。

五、關於表格之注意點：

- (一) 表格須另用白紙繕製。
- (二) 表格上方須有標題，並加表 1 表 2 等冠號。
- (三) 表格中之項目，內容應儘量簡化。表中不重要之項目或可用文字說明者應儘量避免列入表中。
- (四) 能以文字說明之小表，請採用文字說明。
- (五) 原始記錄應加分析簡化後始可列入表中。
- (六) 統計分析表中顯著處，以 * 號（顯著）及 ** 號（極顯著）表之。
- (七) 表幅應考慮適合本刊版幅為準。（寬度勿超過13.5cm）。
- (八) 表之標題應能表示內容。

六、關於插圖之規定：

- (一) 插圖應另貼於大張白紙上，註明作者及文題。
- (二) 插圖下方須有標題，並加圖 1 圖 2 等冠號。
- (三) 統計圖、模式圖及分佈圖一律採用120—150磅道林紙，以黑墨水繪製清楚。
- (四) 統計圖原圖幅面應在12—15cm，以便縮版。
- (五) 模式圖原圖幅面應在15—20cm，以便縮版。
- (六) 分佈圖原圖幅面應在30cm左右，以便縮版。
- (七) 繪製線條粗細應能供縮小至 1/8 之程度，但不能超過縮小 1/2 之程度。
- (八) 數字應正寫清楚，字之大小粗細應一律，至少能供縮至 1/8 之程度。
- (九) 已列表中之內容，勿再重複以插圖表示。
- (十) 圖之標題應能表示內容。

七、關於照片之規定：

- (一) 照片用紙一律採用黑白光面紙。

(二) 照片幅面應在 12—15cm，以便縮版。

(三) 照片應充分沖洗清楚，須考慮縮少至 1/2 時尚能清楚之程度。

(四) 照片如有特別指明點應加圈或箭頭表明。

八、文稿過長，或圖表過多過大時，投稿人得自行負擔印刷費。

九、關於參考文獻之規定：

- (一) 參考文獻以經本人確曾查閱者為限，如係來自轉載之其他書刊時，須加註明。
- (二) 作者姓名以後為發行年份，加以括號，然後為雜誌或書名、卷期數及頁數。（頁數必須註明）。
- (三) 文字敘述中述及參考文獻時，根據文獻之號數，用斜體阿剌伯字，加以括號，如(1)(2)(3)等插入文中。

十、文字敘述之號次以下列為序。

中文用：一、(一) 1. (1) i. (i)

英文用：I. 1. A. a.

十一、每頁下端之腳註以小號1, 2, 3, 等阿拉伯字表之，註明於該段文字之右上角。

十二、文字敘述中之數字除十以下之數字，儘量用阿拉伯字表之。

十三、單位須用公制。單位記號例如以 m (公尺)、cm (公分)、mm (公厘)、m² (平方公尺)、m³ (立方公尺)、cc (立方公分)、l (立升)、g (公分)、kg (公斤)、mg (公厘)、°C (攝氏度)、% (百分之一)、ppm (百萬分之一份) 等表之，可不必另用中文。

十四、英文題目中重要之字第一字母大寫，介題詞、連接詞及不重要字用小寫。圖表之英文標系及各欄英文細目，除第一字之第一字母大寫外，其餘第一字母均小寫。參考文獻中作者姓名每字全部字母均大寫，論文名第一字第一字母大寫，其餘均小寫，雜誌名或書名每字第一字母均大寫。

十五、作者英文名以用全名為原則，名在前，姓在後。

十六、其他未盡善事項得隨時修正之。

Volume 23, Number 3

September 1977

METEOROLOGICAL BULLETIN

(Quarterly)



CONTENTS

Articles

- The Development of A Lightning-flash Counter.....
..... *Y. N. Huang, S. W. Chen and Anh Tran* (1)
- Analysis and Forecast of Taipei Monthly-mean Temperature
and Total-amount Precipitation by ARIMA Model (15)
..... *Hu Chung-ying*
- Diurnal Variation of Upper Wind and Temperature over Taiwan.....
..... *Hsu Shyng* (27)

CENTRAL WEATHER BUREAU

**64 Park Road, Taipei
Taiwan, Republic of China**

行政院新聞局出版事業登記證局版台誌字第〇九七六號
中華郵政臺字第一八九三號登記為第一類新聞紙類

氣象學報

季刊

第二十三卷 第四期

目次

論著

- 臺灣北部地區暖鋒型豪雨之分析與預報……………王崇岳 (1)
- 賽洛瑪颱風與龍捲風……………徐寶箴 (9)
- 新店溪流域降水量與流量之研究……………郭文鏢、蔣志才、朱曙光 (17)
- 研究臺灣地區氣懸膠體之特性……………呂世宗、陳福來、繆在澄 (43)

氣象學報

季刊

第二十三卷 第四期

主編者	中央氣象局氣象學報社
地址	臺北市公園路六十四號 電話：三七一三一八一(十線)
發行人	劉大年
社長	劉大年 電話：三一一〇八四〇
印刷者	文英印書公司
地址	臺北市三水街七號 電話：三三一四七二四

中華民國六十六年十二月出版

臺灣北部地區暖鋒型豪雨之分析與預報

Methods of Analysis and Forecasting of Torrential Rains in the Northern Part of Taiwan, R. O. C.

王 崇 岳

Griffith C. Y. Wang

ABSTRACT

The torrential rain is defined here as a moderate continuous rain associated with heavy thunderstorms or rain showers with a 24 hour rainfall over 100mm. The normal synoptic pattern generating this kind of weather is as thus: A distant typhoon is located in the South China Sea, and an active stationary or warm front with a well modified continental polar air mass dominates over the northern part of Taiwan. The typhoon circulation brings high moisture laden Pacific air mass over the warm water modified cPk, in which the air temperature is lower than the temperature of water in the vicinity of Taiwan but high enough to be freely lifted due to orographic effect through the frontal stable layer above for the formation of thunderstorms or rain showers.

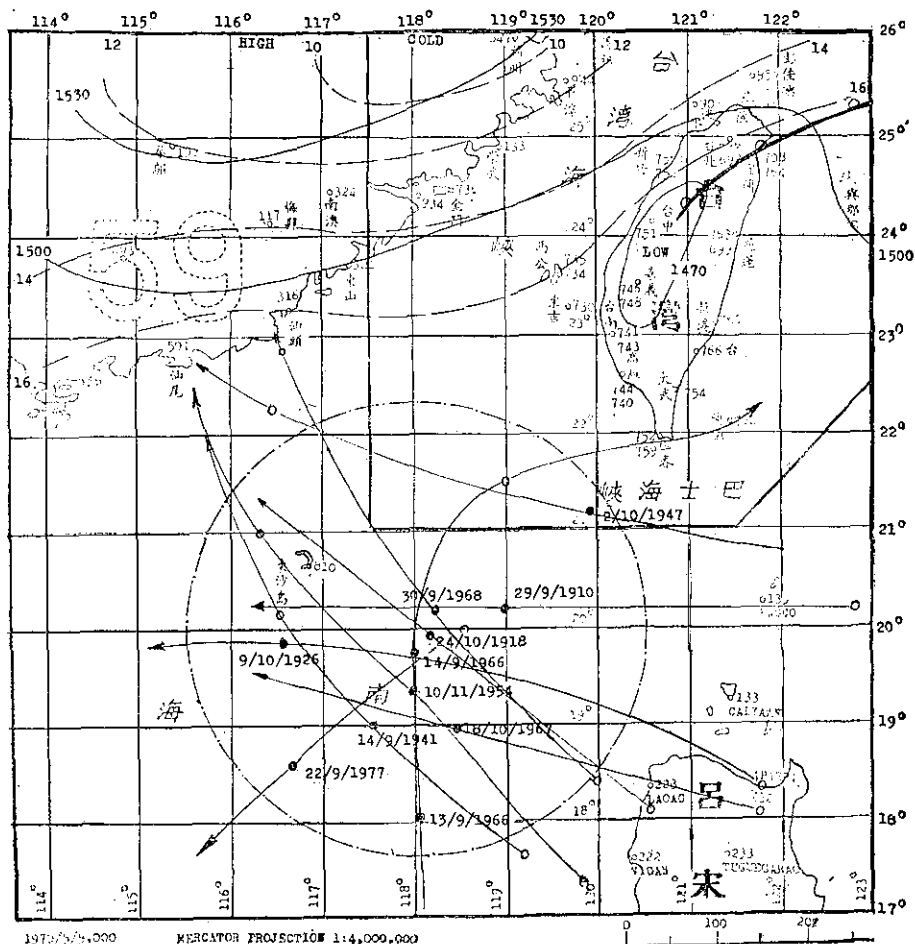
Thus the accurate forecasting of maximum temperatures of the cPk air mass is a key-point which is able to be used as the criteria for forecasting torrential rains.

一、前 言

臺灣北部地區之豪雨按徐晉淮先生(六十年)之研究可分為五類:

- (一)颱風侵襲臺灣北部地區,中心位於一〇〇公里左右;
- (二)颱風經過巴士海峽與呂宋島北部「西」進時,冷鋒滯留於臺灣北部(不限西進颱風,滯留鋒呈暖鋒型);
- (三)颱風中心由巴士海峽東部沿臺灣東部海岸北上者;
- (四)梅雨期之鋒面帶於北部上空徘徊;與
- (五)熱帶雨,或於冷鋒過境或間熱帶輻合區附近之雷雨。本文所分析之豪雨是以第二類型為主,其他類型將於另文中討論。

自公元一八九八年至一九七七年十月間,據鄧天德(六十六年)博士統計,因豪雨而導致臺北地區水患者共計七十四次(平均十年內有九次),其中十次屬上述之第二類型(平均八年內可能有一次),各次颱風路徑如第一圖所示者,如以北緯二十度、東經一一八度為圓心,二百五十公里為半徑畫一圓,則該十次豪雨日均在此圓圈內,圖中之實心圓除表示颱風中心位置外,並表示該日有豪雨,日雨量均超過一〇〇公厘。其中一九六六年九月十三與十四兩日雨量共三四七公厘(十三日雨量二三〇公厘)較本年(一九七七年)九月二十二與二十三兩日雨量尚多二十五公厘。本年雨量由九月二十二日中原標準時間零時至二十四時為一九七公厘,二十三日零時至二十四時為一二六公厘,兩日共三二三公厘,因雨量集中於九月二



圖一 南海颱風與臺灣北部地區豪雨時 850mb 天氣圖模式
Fig. 1 An 850mb Model for Torrential Rains in the Taipei Area
Associated with a South China Sea Typhoon

十二日二十時後，故若以國際時間為準，則由二十二日〇〇〇〇Z至二四〇之〇Z間雨量為三一六公厘，僅次於民國五十二年九月十一日強烈颱風「葛樂禮」由臺灣北方近海通過時日雨量三三一公厘之紀錄。九月二十二日每小時最大雨量發生於二十三至二十四時間，達一〇七公厘之多。臺北市機率降雨強度，按賴玉堂（六十四年）統計並計算，三十機率年一小時極端雨量為一〇七公厘，二十四小時極端雨量為三二三公厘，故九月二十二日之豪雨與三十機率年相符。

臺灣北部豪雨之成因與常發生於中、南部者略有不同，前者於豪雨時低層大氣盛行東至東南風，而中、南部者多南至西南風。或謂北部之豪雨乃由於颱風外圍環流與東北季風匯合之雙重影響，此種解釋，其理由似不充分，臺灣南方海域時有颱風過境，其外圍環流與東北季風匯合之機會遠較豪雨之次數為多；同

時此次颱風環流與東北季風自九月十九日起已相遇，但豪雨之發生是於九月二十二日晚十時至二十三日晨四時，且豪雨中心位於陽明山南麓與雪山北端之古魯，臺北市區之雨量遠較基、宜地區為多，如以東北季風解釋，則臺灣东北部沿海雨量不應較臺北市為寡。筆者現就本類型豪雨發生之基本要素詳予分析，或可作為今後豪雨預報之參考。

二、氣 圖 分 析

豪雨之形成，必先有深厚而又潮濕之熱帶氣團存在。形成東北季風之氣團來自大陸極地，氣溫較低，水汽含量亦不如熱帶氣團內者；唯當大陸極地氣團由高緯度地區經黃海、東海南下時，溫度與濕度俱增，此點可由表一所示之無線電探空報告解釋之。按九月二十一日零時桃園上空資料，地面氣溫僅 20.4 度，遠

表一 六十六年九月二十一與二十二日四次無線電探空報告

Table 1 九月二十一日 21 Sept. 1977 Radiosondes

高度 Altitude (gpm)	0000Z Taoyuan 桃園						1200Z Panchao 板橋					
	TT	RH%	-C/100	DD	FF	θ_E	TT	RH%	-C/100	DD	FF	θ_E
SRFC	20.4	100	r	050	18	335	21.3	94	r	090	09	335
500	17.5	92	0.58	040	35	330	17.9	90	0.68	060	23	330
1000	14.9	92	0.53	050	35	328	14.8	96	0.62	055	36	329.5
1500	12.8	91	0.42	070	36	329	12.1	98	0.54	065	33	329
2000	11.6	88	0.24	095	36	332	10.2	100	0.19	070	30	331
3000	9.4	78	0.22	140	22	339	7.6	95	0.26	140	31	337
4000	5.5	68	0.39	140	08	339	4.5	71	0.31	125	09	337
5000	-0.7	79	0.62	135	10	339	-2.4	84	0.69	115	06	338
6000	-6.0	84	0.53	140	10	341	-8.0	70	0.56	155	07	339

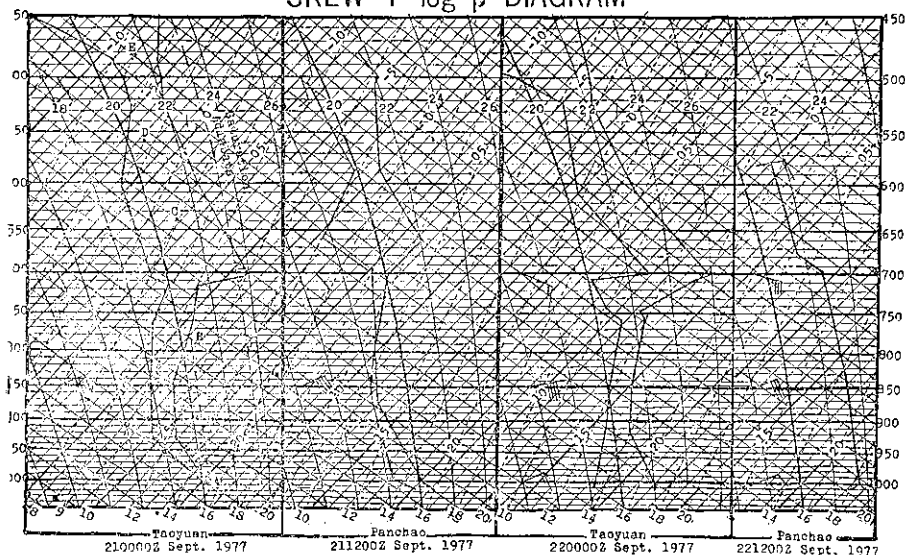
九月二十二日 22 Sept. 1977 Radiosondes

	0000Z Taoyuan 桃園						1200Z Panchao 板橋					
	TT	RH%	-C/100	DD	FF	θ_E	TT	RH%	-C/100	DD	FF	θ_E
SRFC	22.2	80		060	14	333	24.0	100		050	07	349
500	19.8	85	0.48	050	27	332	21.6	100	0.48	050	23	350
1000	17.0	91	0.56	065	31	335	19.5	100	0.42	065	26	349.5
1500	15.2	91	0.36	080	38	337	17.4	100	0.42	070	32	349
2000	13.9	91	0.26	100	38	339	15.2	100	0.44	085	37	348.5
2500	12.2	91	0.34	100	27	342	12.6	100	0.52	095	35	348
3000	12.7	68	-0.10	110	16	342	10.2	100	0.50	105	34	347
4000	6.4	78	0.63	160	08	342	3.8	100	0.64	110	25	341
5000	-0.1	84	0.63	110	12	341	—	—	—	080	12	—

較太平洋氣團內者為低，低層大氣屬cPk氣團，但其相對濕度已急增至百分之九十以上，相當位溫度由地面至一千重力位勢公尺，隨高度上升而遞減，屬對流不穩定，有積雲或層積雲；但自一五〇〇重力位勢公尺向上，相當位溫度與高度俱增，故屬對流穩定大氣層，多層雲或高層雲。圖二乃為 210000Z 斜溫圖，如用氣塊法分析，則知地面飽和空氣塊僅能沿濕絕熱線 AB 自由上升至 780 mb 處，其上側為一深厚之負區，無法突破，低層不穩定氣流內僅能形成層積雲。但若低層大氣變性迅速，地面氣溫增加至 24°C 且呈飽和時，即可突破 700mb 附近之溫度逆增層而有積雨雲形成之可能。由該無線電探空報告可知，地面溫度 24° 乃為關鍵資料。再以氣柱法分析，按圖二若 700mb 面上昇 60mb 至 C，600mb 面上昇 40md 至 D，500mb 面上昇 18mb 至 E，則由 700 至 500mb 面之大氣柱即呈飽和狀，可形成深厚之雲層。九月二十一日當旺盛之東北氣流由東海經野柳、金

山進入七星山附近時，因陽明山之東北方為一七〇〇多公尺高、東西向排列之山脈，低層大氣柱須上昇 90mb，方可越過此山脈而進入大屯山與七星山區，如假設該大氣柱內並無側向輻散（大氣柱低層有鋒面存在，應有側向輻合而無輻散現象）則 700 至 500mb 大氣柱均應上昇 90mb，故該大氣柱除有深厚雲層外，並有多量可降雨水，是日陽明山日雨量達一八〇公厘之多，與此分析完全相符。至 211200Z 時，臺北地面溫度已增至 21.3°。但按相當位溫度分佈，211200Z 時僅地面至一千五百重力位勢公尺大氣層屬對流不穩定，其上層均屬對流穩定，故無積雨雲形成之可能。但若 cPk 氣團內暖平流強、變性迅速，幾近飽和之低層大氣溫度與濕度俱增，如濕球溫度達 22°，則地面氣塊可以循 22° 飽和絕熱線自由上昇，且有深厚積雨雲形成之可能。至九月二十二日晨八時，臺北溫度與露點由晨五時 21° 分別上昇至 23° 與 22°，其濕球溫度已達 22°，飽和氣塊可沿 22° 飽和絕熱線

SKEW T log p DIAGRAM



圖二 六十六年九月二十一與二十二日桃園、板橋無線電探空報告

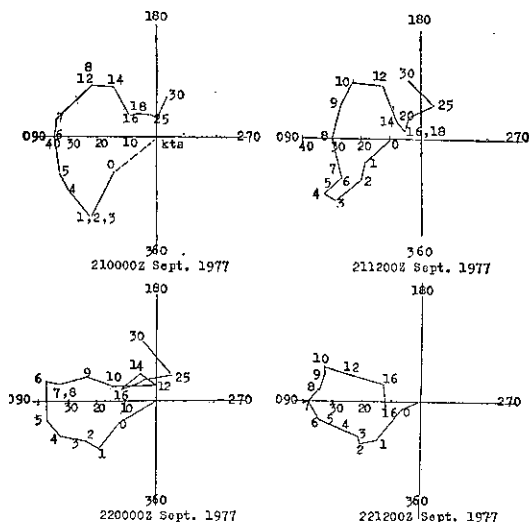
Fig. 2 Taoyuan and Panchao radiosondes on 21 and 22 Sept. 1977

自由上昇，但其周圍之 cPk 氣團溫度較上昇氣塊者為低，故有沉降以替代上昇氣塊之可能；下降氣塊本可沿乾絕熱線增溫，但因是時已有降水，雨滴於空中蒸發，故沉降氣塊內水汽含量增加，氣溫因雨滴蒸發時吸熱而較乾絕熱增溫率略低。如此低層 cPk 氣團因對流作用，使溫度與濕度繼續增加；同時大氣層內之暖平流亦可使 cPk 氣團迅速變性，此種現象可由 220000Z 桃園無線電探空報告證明之；該時 850mb 面之氣溫已由十二小時前之 12°C 增加至 15°C 以上，露點由 11.5°C 增加至 14°C，如以此速率增加，850mb 面之溫度可於 221200Z 時增加至 18°C，是時低層大氣如呈飽和狀態，則將與飽和絕熱線 24 相疊。220000Z 無線電探空報告較為突出，700mb 面氣溫高達 13.4°C，與前二次探空報告並不一致，分析時宜注意及此，並作適度修正，當地面空氣塊達 24°C 濕球溫度時，呈對流不穩定，沿 24° 飽和絕熱線加速上昇，可突破其上側之逆溫層而繼續上昇，因其高層之深厚正區，故仍有積雨雲形成之可能。因此分析 220000Z 桃園探空報告時，宜以溫度逆增層下側之正區補其上側之負區，就理論言正、負兩區之面積應相等，但於實際分析時以正區略大於負區為宜。由豪雨前 221200Z 時板橋無線電探空報告，低層大氣內飽和絕熱線小於 24° 即可知此方法之準確性。臺北地面溫度與露點於九月二十二日十四點已上昇至 23°，十七點溫度增加至 24° 露點仍維持 23°，

有連續降水；至二十點溫度與露點同為 24°，由桃園 220000Z 探空報告之分析結果，可知豪雨之型態已顯，因雲層深厚，天電干擾，板橋無線電探空儀僅上昇至 16,000 呎，故板橋 221200Z 探空報告於第一表中僅計算至五千重力位公尺。

三、風徑圖分析——風切

大氣層內溫度改變之原因可分為三種，即平流、絕熱與非絕熱是也。風徑圖之分析可估計氣溫因平流作用而起之增溫或減溫值。圖三所示者乃按桃園與板



圖三 風徑圖

Fig. 3 Hodographs

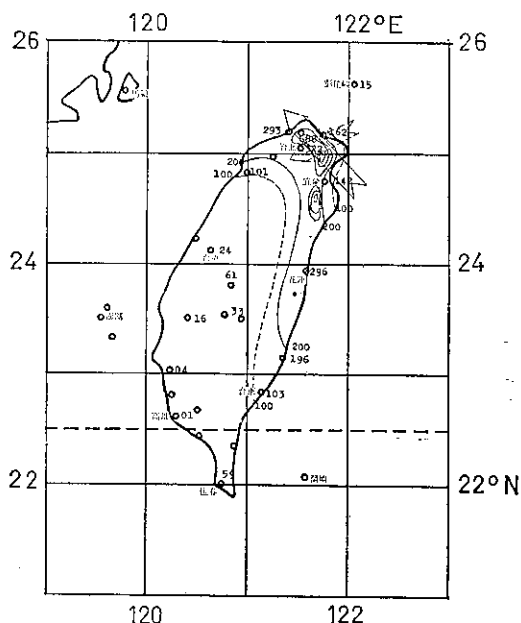
橋二站二十一與二十二日四次測風報告所繪畫之風徑圖，低層大氣內風向均呈順轉屬暖平流（王，六十五年）由 210000Z 與 211200Z 高空風計算，1,000-850 mb 大氣層內暖平流可使該氣層內十二小時增溫 2°C ，211200Z 至 220000Z 間上升 1.7°C ，220000Z 後十二小時可上升 2°C ，由此可預測大氣層中部分溫度變化，以確定其不穩定度，補氣團分析之不足。如按 220000Z 測風報告分析，則知一千至六千呎之空間內為強盛暖平流區，氣溫將繼續增加，六千至一萬二千呎之空間為微弱之暖平流區，一萬二千至一萬六千呎之空間為冷平流區，因此大氣柱之上層趨冷而下層增溫，故趨向不穩定。又按大氣層上下排列狀態分析，可知桃園一千至六千呎之空間內，其東北方之低層大氣暖，西南方者冷，而六千至二萬五千呎之大氣層內，桃園北側者為冷氣流，南側者屬暖氣流，故桃園之東北方大氣柱上側冷下側暖，最不穩定，以致陽明山與臺北區雨量特多。

由風徑圖可研判大氣柱內風切概況，風切作用可促使上層之暖氣團上昇，如圖四，虛雙矢線表示低層

氣流，實雙矢線表示較高層氣流，低層三千呎以下之氣流為東北風，可由基隆河谷直趨臺北盆地，而三千呎以上之潮濕氣流可由雪山北端之丘陵地上空進入淡水河流域，上下兩氣層中之水汽，均未因地形之影響而稍減，同時下層之東北風楔入高層之暖氣流下側，使之繼續上昇，形成深厚之雨層雲與積雨雲。風切更可控制積雨雲之移動方向。根據桃園 220000Z 測風報告，五千呎風是 080/38，而三萬呎之風是 170/20，兩風向量之平均值約為 220/27 節，故雷雨胞之移動方向以北至西北為最可能（王，六十五年）。如此於雪山北端丘陵地上空形成之雷雨均向臺北盆地移動（花蓮於 220900Z 宜蘭於 221200Z 時分別已有雷雨之報導），當雷雨胞位移至大屯山南麓時，因高山阻擋，幾呈滯留狀，故陽明山雨量遠較臺北市者為多，若三萬呎風向為西南，其風速較五千呎者為強，則雷雨胞有向東位移之趨勢，暴雨可發生於蘭陽平原而不在臺北盆地（胡，六十五年），此點在預報時應予密切注意。

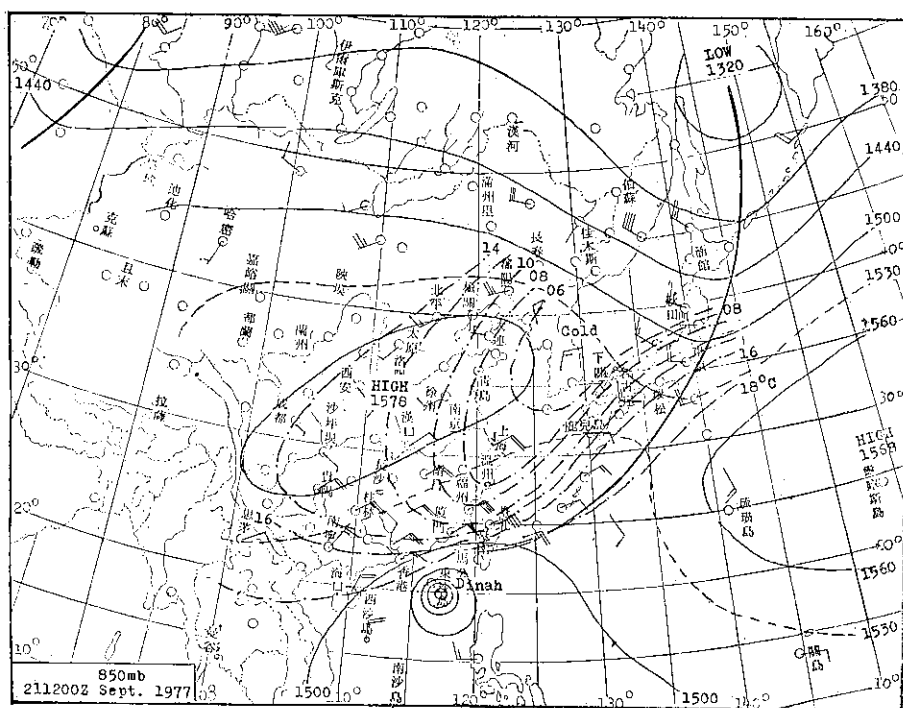
四、活動鋒面

鋒面之活動與否，對於天氣之激烈程度大有區別，例如冬半年冷鋒過臺北市時，有時可大雨傾盆，有時則僅浮雲片片，雲量略多而已，何故？乃因鋒活動強度不同。當暖空氣沿鋒面上昇者，稱為活動鋒；如沿鋒面下降，則稱不活動鋒。圖五、六、七分別為二十一日一二〇〇時 850,700 與 500mb 面圖，應於二十二日晨天氣預報時應用，由圖五，可知 850mb 鋒面正位於臺灣本島中部，二度一间隔之等溫線（段點線）密集於臺灣北部與東海上空，冷平流區位於華南，表示臺灣西側（由風徑圖研判之結果）冷氣團將繼續存在。再參閱圖六與圖七，700 及 500mb 面槽線向臺灣西北方傾斜，旺盛之東南風向西北方伸展，與 850 mb 面上之鋒面幾至直角，故鋒活動甚強，應有暖鋒面型之連續降水。唯是時因地面氣溫尚低（ 22°C ），低層不穩定氣流未能突破其上側約二千五百重力位公尺厚之穩定大氣層，因而不穩定之狀態未顯，待地面大氣層內濕球溫度上昇至 22° 時（可由 211200Z 探空報告確定），低層大氣即可越過穩定大氣層而自由上昇，形成導致雷雨之積雨雲，因此雷雨與連續降水並存，豪雨傾盆。



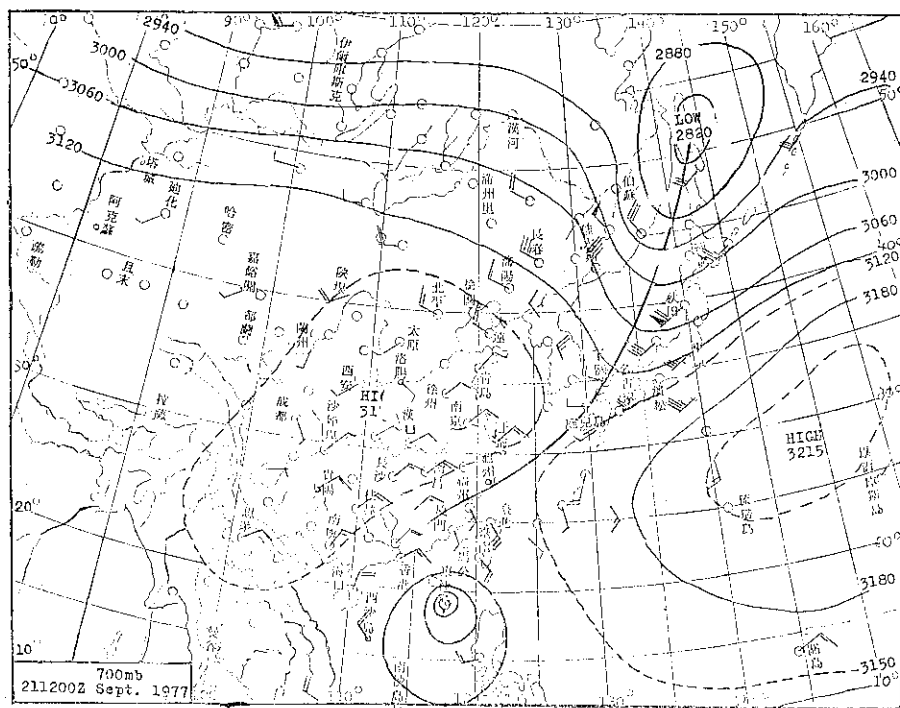
圖四 六十六年九月二十二日0000至二十三日1200Z 臺灣雨量與風切，虛雙矢線表示低層氣流，實雙矢線表示高層。

Fig. 4 Rainfall for period 220000-231200Z Sept. 1977 and wind Shear. Dash-double arrow shows the low level flow while the fine solid-double arrow depicts the upper level flow.



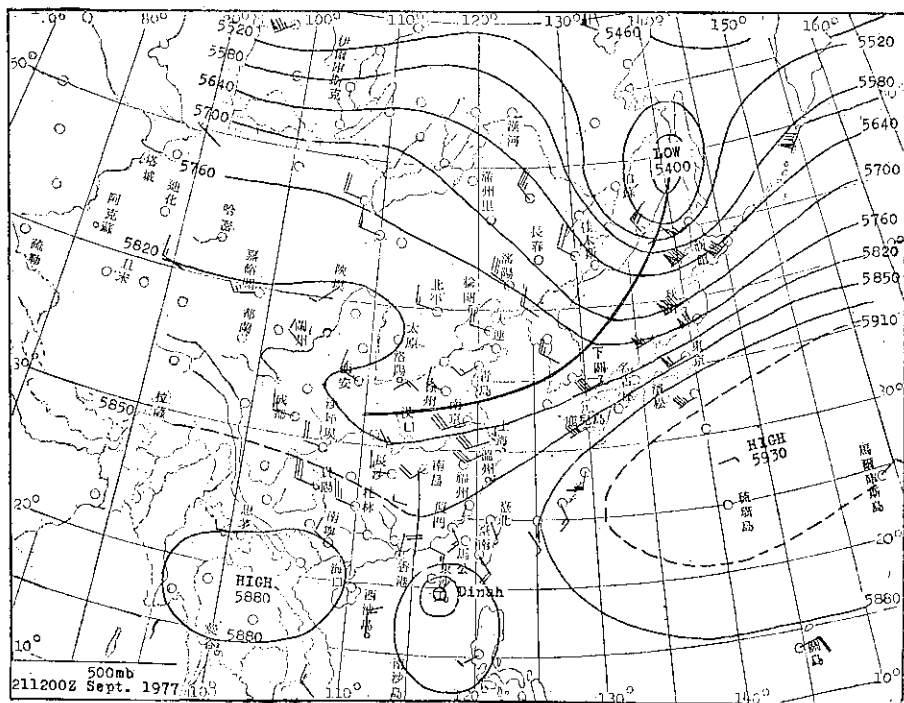
圖五 850mb 圖，粗實線表示低壓槽，細實線與虛線表示等高線，段點線表示等溫線

Fig. 5 850mb chart. Solid lines depict troughs. Fine solid and dashed lines for contours and dash-dotted lines for isotherms



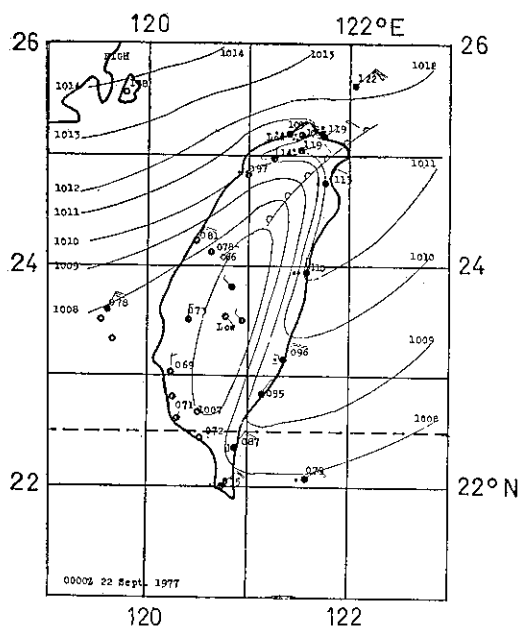
圖六 700mb 圖，其線條表示法與圖五同

Fig. 6 Same as the Fig. 5 except for 700mb chart.



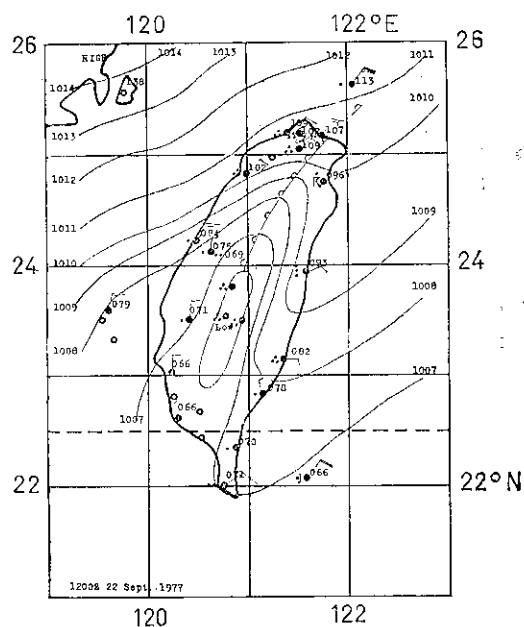
圖七 500mb 圖，其線條表示法與圖五同

Fig. 7 Same as the Fig. 5 except for 500mb chart.



圖八 九月二十二日0000Z 地面天氣圖 鋒面為高空暖鋒

Fig. 8 0000 22 Sept. 1977 Surface chart.



圖九 九月二十二日 1200Z 地面天氣圖

Fig. 9 1200 22 Sept. 1977 Surface chart.

五、颱風

颱風之位置乃為確定豪雨發生之主要因素之一。每當颱風中心位於臺灣西南方海域時，不論其位移之方向如何，如東海與黃海為變性極地高壓所據，則臺灣南北兩方向因氣壓梯度峻峭，東風強勁，於中央山脈西側形成一動力低壓中心，該低壓中心之東北方氣壓梯度特大，東北風最強，因狂風即有豪雨之可能，即所謂「狂風豪雨」，東北風上層因西南方海面上之颱風，及臺灣西部平原上空之低壓，均可導引東南暖流北上，以致臺灣北部上空有顯著之風切線與氣溫不連續，故有高空暖鋒存在，導致連續降水。圖八與圖九，如颱風中心位於臺灣本島之東南方，則臺灣北部上空之中、高大氣層均屬東北風，無風切現象；如東海區無暖海變性極地高壓存在，即無鋒面，亦無豪雨。

六、結論

本類型豪雨時 850mb 定壓面天氣圖之範式如圖一所示，除南海上以 20°N 與 118°E 為圓心、250 公里為半徑之圓圈內有颱風外，臺灣北部上空必須有暖鋒。由圖二連續無線電探空報告，可知 850mb 面氣溫由 211200Z 之 12.1° ，220000Z 之 15.2° 及 221200Z 之 17.4° 增加趨勢研判，該鋒面屬暖鋒型應無疑義，茲歸納本類型豪雨之預測法如下：

(一)確定颱風未來動向，於預報有效時間內，颱風中心是否有移入圖一中段點線所圍之二百五十公里半

徑圓圈內。

(二)確定鋒面位置，研判鋒活動強度及其類別，如屬冷鋒，則鋒面將南移；如為滯留鋒，則應密切注意其動向；如為暖鋒，則與本類豪雨型相符。

(三)連續分析桃園與板橋無線電探空報告，確定氣團之變性程度，計算當日可能之最高溫度，及其發生時大氣層之穩定狀態。

(四)分析風徑圖，確定大氣柱內冷、暖平流狀況，計算因平流作用而起之氣溫變值，及其穩定度可能之改變。

(五)隨時注意各地雷雨報告，由高空風之分佈研判其未來動向。

參考文獻

- 徐晉淮 六十年，臺北地區豪雨之研究，氣象學報第十七卷第三期 p. 49-53。
- 王崇岳 六十五年，風徑圖之實例分析，氣象學報第二十二卷第三期。
- 王崇岳 六十五年，雷雨；天氣學，正中書局
- 鄧天德 六十六年，臺北盆地洪患之地理研究 p. 11 私立中國文化學院地學研究所（博士論文）。
- 胡亞棟 六十五年，蘭陽平原秋季豪雨形成之研究，私立中國文化學院地學研究所（碩士論文）。
- 賴玉堂 六十四年，臺灣主要都市降雨歷程線之研究，國立成功大學，水利及海洋工程研究所（碩士論文）。

賽洛瑪颱風與龍捲風

Typhoon, Thelma & Tornado

徐 寶 箴

Pao-chin Hsu

ABSTRACT

A study has been made of certain aspect of the typhoon "THELMA" which had caused a lot of calamity over KAOHSIUNG and PINGTUNG area during the time 9-10 A. M. on 25 July 1977.

Analyses of the surface and the upper air data as well as the radar records for that time showed that the center of Thelma was passing through the area. According to the wind and pressure data of the neighboring places over that period of time the center pressure was rising but the circulation was not weakening.

The diagnostic attempt tried was to examine the reason why this Thelma acted like a tornado with the gust velocity of 53m/s and the great suction force and caused a lot of calamity. Due to lack of more detail data, no definite and conclusive explanation for the behavior of the Thelma has been given

some properties of tornadoes and some researches on hurricane-tornadoes, suction vortices and tornado cyclone have been introduced.

一、引言

本 (66) 年 7 月 25 日賽洛瑪 Thelma 颱風侵入臺灣南部高屏地區時，造成極大災害，由於風力強而有旋轉及向上引吸之性質，一些民衆及一部分報紙有稱之爲龍捲風者。在美國有所謂颶風龍捲風 Hurricane Tornado 即在颶風中發生之龍捲風。此種龍捲風，在美國自 1955 年後才有較詳細之研究與結論，因爲以前對此種龍捲風尙少有完善足夠之觀測紀錄 (Smith 1965)。

行政院李政務委員國鼎先生，關心此次颱風曾囑臺灣省政府林務局於 7 月 30 日及 8 月 4 日在高屏地區作航空測照，以照片供給本局並囑本局協同臺大等機關協同參考研判。本局亦曾派員訪問高雄、屏東、岡山、左營、東港、萬丹等地之地方政府官員及民衆，藉以瞭解當 (25) 日風力最強時之風向與風力等

氣象要素之性質 (此次特殊氣象情況當地人民記憶確實而深長，頗有參考價值)。茲依據以上各資料及有關氣象單位之紀錄，作綜合性之研判與分析如下：

二、災情之調查與訪問

由地方政府編寫之災害情況報告及人民親身經歷之敘述，可推知小地區氣象及風速風向之結構與分佈，此等資料爲通常間距較大之氣象站網儀器，無法觀測到者。

(一) 依據臺灣省政府及有關單位發表賽洛瑪颱風災情調查報告記載，此次賽洛瑪之災害，以高屏地區最爲嚴重，兩地區災情統計如下：

1. 死亡及失蹤者 56 人，重傷者 45 人，輕傷者 214 人
2. 房屋全倒者 4284 間，半倒者 4270 間。

3. 高雄港小型船隻沉沒 14 艘，半沉 4 艘，撞損 10 艘，貨櫃吊架被毀 8 個。

4. 屏東農田損失約 236 公頃，沉沒漁船 2 艘，竹筏 15 條。

此外在鐵路、公路、工廠、漁農、水利等各方面之損害，均極嚴重，為臺灣近數十年來，由颱風伴來之最大風災。

(二) 依據本局派員訪問，高雄市前鎮消防分隊稱：據事後調查報告，於賽洛瑪颱風侵入時，約早晨 8 時 40 分左右，在前鎮橋上向南行之貨櫃拖車，在橋之南端處，其上之貨櫃被風吹翻，衝壞橋欄跌落於其右前方之河岸上，有 $\frac{1}{2}$ 懸垂水面， $\frac{1}{2}$ 擱在河岸路傍。嗣於 9 時 40 分左右，該貨櫃又被捲起吹至橋南馬路右側，並壓死過路騎機車者兩人，自河岸至馬路右側為斜坡道路，兩地水平相距約十公尺，高度約上升一公尺。又據市民說，於該日九時左右，曾見小港區有烏黑之柱狀雲，雲移動處，地上物被捲起。亦曾訪問屏東縣市官員及里長，據稱：25 日晨先吹東風，並不強，約 9 時後轉為南風，風力強大，烏雲滿天，地面上雨水捲起，瓦片及鐵皮飛舞於空中，農作物、樹林及農舍均遭破壞，印象深刻，為罕見之颱風中天

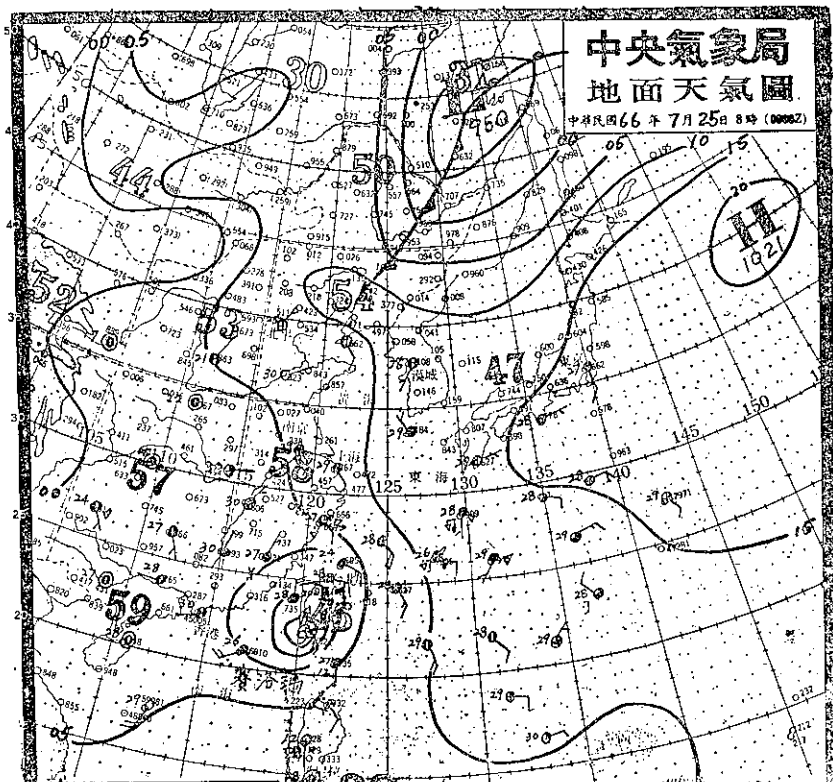
氣現象云云。

(三) 依據臺灣省林務局在屏東地區之航測照片研判，若干椰子樹均朝向北或北北西方向傾倒，若干房舍亦均以向南一方者損壞較重，可推知強風之方向為南或南南東。由房舍樹木損壞地區之分佈研判，屏東之災情以西部比較東部為嚴重，此亦可推知西部之風力比較東方者為大。

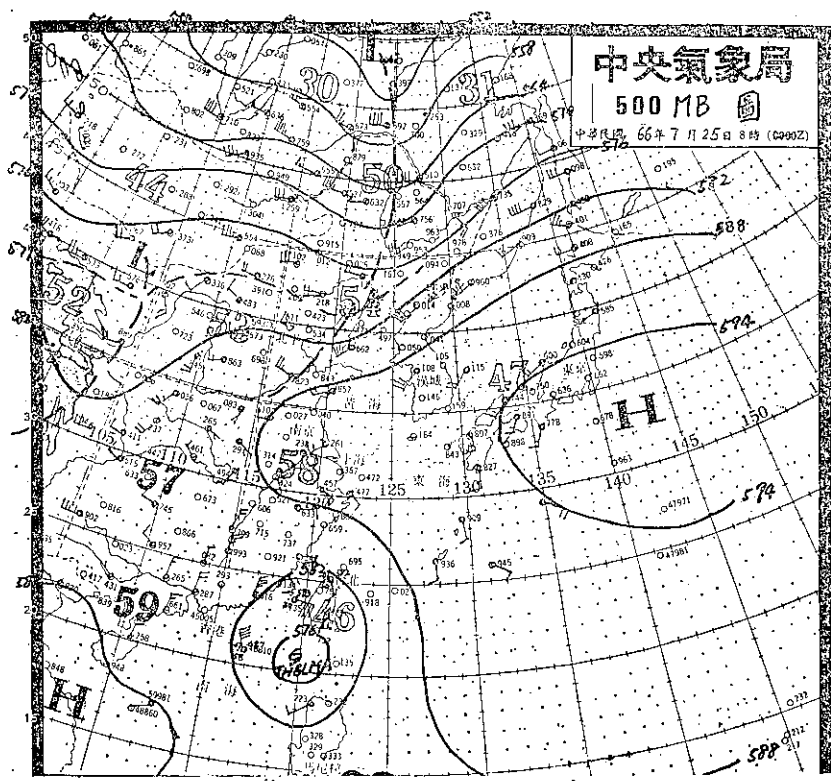
三、氣象資料分析

(一) 天氣圖

第一圖為 7 月 25 日 00Z 地面天氣圖，賽洛瑪颱風中心在北緯 22.5 度，東經 120.3 度，即在高雄南方附近之海面上。同日同時之 500 mb 天氣圖，如第二圖所示，除可見賽洛瑪在臺灣 SSW 方附近海面外，在日本之東方海面有副熱帶高壓，又在渤海及黃河下游一帶有一槽線，此兩個高空氣壓系統，其中心距離臺灣較遠，且其四週之梯度不大，對賽洛瑪之導引作用當不顯。氣象局曾於前一日（24 日）開始每 12 小時發佈陸上警報一次，並於當日（25 日）早晨再加發警，以此颱風將在高雄附近登陸，臺灣南部地區應嚴密戒備。



第一圖



第二圖

(二) 探空紀錄

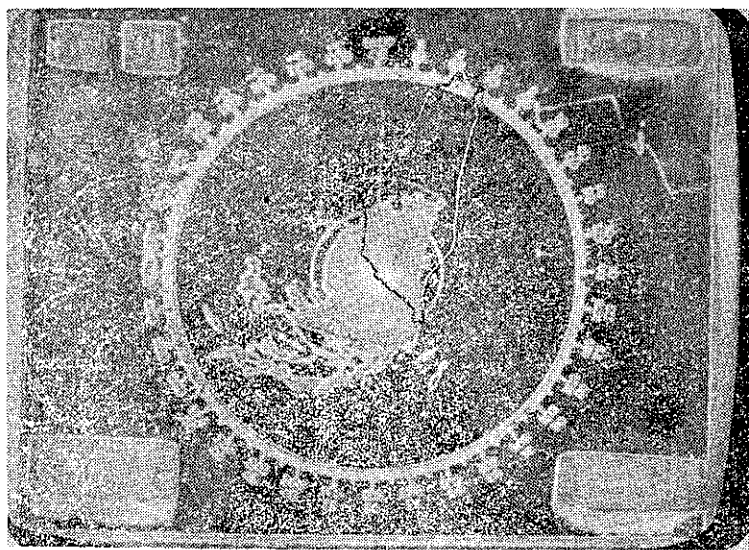
第一表為 7 月 24 日 1800 Z 東港觀測之壓溫及風紀錄，亦即高屏地區出現強風時間（約當地時間早晨九點四十分）前約 8 小時之紀錄，空氣係屬伴隨颱風而來之溫暖而潮濕之海洋氣團。惟由表可知當時東港自地面至 965 mb 間之空氣層，顯然受東方山嶺之影響，不論風、濕度、及濕球位溫、露點等要素均有或多或少之向上差異，以風向風速言，在較為靠近地面之空氣層中，風向東北風速較小，在 965 mb 以上至 400 mb 風向順轉均盛行東南東風，風速向上增強。以濕度言，相對濕度自 1000 mb 之 89 % 向上到 965 mb 減為 81 %，濕球位溫 (Wet-bulb potential Temperature) 亦向上減小 $\frac{\partial \theta_w}{\partial Z} < 0$ ，具有對流性不穩定之性質，露點之向上遞減，亦較大。此等現象，當為空氣自東方山地下降之結果，東港東方之最高山為大里力山，高 1990 公尺；次高山為姑子崙山，高 1629 公尺，惟此等山嶺尚不太高，且距東港約有 35 公里，故影響尚不算極大。屏東地區受其東方山嶺之影響比較大。因為屏東東方有較高之山嶺，北大武山高 3090 公尺，南大武山高 2841

公尺，且此等山嶺距屏東較近，僅約 25 公里。如以東港之紀錄推斷屏東靠近地面之空氣層，當必有較深厚及更為乾燥及更具有對流性不穩定等性質。

第一表

東 港 1800Z/24					
P(mb)	T(°C)	Td(°C)	RH(%)	$\theta_w(^{\circ}\text{A})$	W (D & A)
1000	24.4	22.8	89	296.5	✓
965	23.8	19.7	81	295.5	✓
894	19.8	18.8	92	295.5	✓
850	17.2	15.5	89	295.0	✓
800	14.0	11.9	86	294.5	✓
700	9.0	6.3	86	294.0	✓
600	1.8	— 0.5	86	294.0	✓
500	— 1.9	— 5.3	77	296.0	✓
461	— 3.5	— 8.0	70	297.0	✓
400	— 11.1	— 16.1	65	296.5	✓

第二表為 7 月 25 日 0000 Z 桃園觀測之壓溫及風紀錄，由第一及第二兩表之風紀錄及第二圖可推知



第三圖 66 年 7 月 25 日 0100Z 賽洛瑪雷達照片

當日早晨全臺灣當盛行東南風，由於中央山脈之阻擋，臺灣西區當多越山而下之空氣，由第二表之桃園紀錄可知 800 mb 以下之空氣層與其上方者有顯著差異，在 890 mb 至 800 mb 之間，露點及相對濕度均銳減，濕球位溫亦隨高度減少。此等現象，均可以說明該日早晨桃園有來自東方之下降氣流存在，此外颱風外圍因動力原因而生下沉氣流當必亦有助益。

第二表

桃園 0000Z/25					
P(mb)	T(°C)	Td(°C)	RH(%)	$\theta_w(°A)$	$\frac{W}{D \& V}$
1000	27.2	20.2	64	295.5	↖
965	23.0	16.0	64	292.8	↖
890	20.2	14.8	69	293.5	↖
850	18.8	4.5	39	290.0	↖
800	14.2	2.4	41	289.8	↖
700	14.2	4.1	52	294.8	↖
605	5.0	— 2.0	60	294.0	↖
575	1.8	0.2	56	295.5	↖
500	— 3.3	— 13.3	46	293.8	↖
400	— 12.5	— 16.4	68	296.0	↖

(三) 雷達紀錄

第三圖為氣象局高雄雷達站於 7 月 25 日 01Z，攝照賽洛瑪颱風之照片，（此照片係由礦業研究所之明暗度切取儀所攝，用當時雷達負軟片，以其明亮度

表示）由照片顯示，其降水範圍約有四十海浬，中間比較亮之區域約 20 海浬約與最大暴風範圍之直徑相符合。由照片顯示，賽洛瑪颱風之中心已在極接近高雄之南方海上。

(四) 7 月 25 日 9 時至 10 時之天氣分析

第三表為 25 日 9 時至 10 時間，本局高雄測站、高雄雷達站，及空軍岡山及屏東基地之氣壓及風紀錄。按照高雄測站（地址高雄前鎮）之氣壓紀錄顯示，賽洛瑪颱風中心約於該日上午 9 時 25 分經過高雄該站。再由該表各地前後之風向變化及最低氣壓出現之時間，可推知該颱風自高雄附近登陸後，係經過屏東與岡山之中間地區向北方移行。由風速之變化，可知該颱風登陸後，各地之風速仍有短暫時間之增強，高雄雷達站，最大瞬間風速已超出儀器紀錄範圍，出現時間為 9 時 40 分。高雄測站之最大瞬間風速為每時一百零六海浬，出現時間為 9 時 25 分，岡山最大瞬間風速為每時七十海浬，出現時間為 9 時 50 分。屏東最大瞬間風速為每時一百海浬，出現時間為 10 時 1 分。此種情況，或可說是由颱風中心移近之結果，依據本局前往屏東南方之東港等地區訪問災情之結果，發現東港等地之災情遠較屏東地區為輕，似東港地區 9 時至 10 時之風速並不比屏東 10 時者為大，可推此颱風之強風區範圍不大。

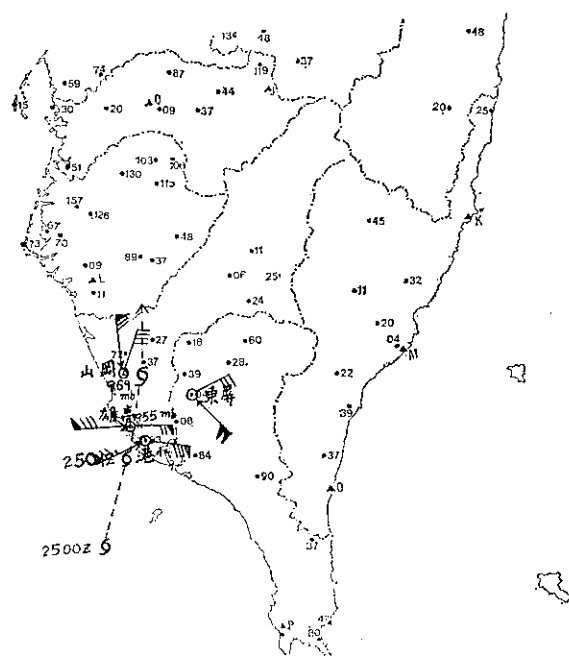
第四圖中颱風中心符號表示 25 日 8 時及 9 時賽洛瑪颱風中心在海上之位置，其路徑箭矢所示之位置係估計該颱風 10 時所在之位置，圖中無箭矢之風符

第三表 66 年 7 月 25 日 9 ~ 10 時臺灣南部氣壓及風

	高雄測站	高雄雷達站	岡山	屏東
9 時瞬間風	ENE 85kts	ENE 108kts	NNE 32kts	NE 30kts
10 時瞬間風	W 70kts 76kts	N 70kts	SE 010kts
最大風及出現時	W 106kts 9h 40m	N 70kts 9h50m
最低氣壓及出現時	954.8mb 9h24m	968.5mb 9h55m	965.4 mb 10h1m

號表示 9 時之風向風速，有箭矢之符號表示 10 時之風向風速，由此兩時間風之分佈，及第三表高雄、岡山及屏東三地最低氣壓值及其出現時間而言，可知賽洛瑪颱風登陸進入岡山地區後其中心氣壓已在填塞中惟其環流仍未減小，而具有極大吸引及破壞力，此種現象似非完全由於颱風移近，尚需要其他原因幫助予以解說。

賽洛瑪繼續北行，因遇來自東方深厚之乾空氣及暖濕空氣來源減少與受陸地等影響，其下層組織，必可迅速趨於消滅。故該日 10 時以後，臺灣南部各地區已不見風災。



第四圖 66 年 7 月 25 日 9 ~ 10 時 風分佈圖

四、龍捲風簡介

龍捲風英文名 Tornado，由拉丁文 Tornare 轉來，其意義為「旋轉」。龍捲風為一種最猛烈之旋風，具有極大向上吸力及毀滅性，利於發生龍捲風之情況張鏡湖先生曾作綜合介紹⁽⁴⁾ (1972) 其主要條件如下：

1. 低層有暖濕熱帶海洋氣團約厚 5000 呎，在美國之龍捲風帶，此暖濕區尚須與低層噴射氣流相符合，且地面露點須在 15°C 以上。
2. 中層須有乾空氣舌，約在 850-700 mb 之間，龍捲風常發生於乾舌越過低層濕舌之地區。
3. 2000 公尺處有一逆溫層，熱帶海洋氣團越過洛磯山後，其逆溫增強，使逆溫層上下之空氣乾濕情形更形懸殊，如此使空氣層更有潛在不穩定。
4. 有起動機制，此一機制或為氣旋、線颯、颶風或為間熱帶輻合帶。

龍捲風可分為普通龍捲風與颶風龍捲風 hurricane tornado 二種，茲分述如下：

(一) 普通龍捲風

1. Snowden D. Flora⁽³⁾ (1958) 所著 Tornadoes of the United States 中記載有龍捲風各種特性如下：

- 1) 風速：普通龍捲風之風速，可在每時 450 至 500 哩之間，當然較弱之風速亦有。在旋風之中心，因動力作用，可造成部分真空，具有向上吸引力，故當其經過一地時，極具毀滅性，可造成極大之災害。
- 2) 漏斗雲：漏斗雲為龍捲風招牌特徵，一般人均以見到漏斗雲才認定其為龍捲風，其狀似漏斗，上大下小向下垂，有時亦似蛇狀或索狀，細而長，此種雲於移行途中，可前後左右擺動，或提來提去懸於空中

有似蛇行。因為高空風較大，其上部常較下部移行較快。有些漏斗雲可在進行途中消失，然後又再出現。有些龍捲風甚至無漏斗雲，惟由其天氣性質及風之特性，可證明龍捲風之存在。

3) 龍捲風之直徑：通常其直徑不超過一百英尺，但亦有達一或二英里寬者，在進行途中其粗細大小常有變化，據 J. R. Martin 統計 1000 個龍捲風紀錄之結果其直徑平均約 396 碼。

4) 龍捲風之路徑長度：依照 J. R. Martin 之調查統計，美國 1000 個龍捲風之平均路徑長約為 13.4 哩。在美國中西部出現之龍捲風，路徑比較其他地區者較短，此或因中西部之空氣中濕氣較小，能力不足之故，惟亦有曾移行 293 哩而不消失者。

5) 電：龍捲風有時伴有電，1917 年 6 月 5 日美國 Kansas 州之 Topeha 城曾有龍捲風降下大型圓電，其直徑約 6-10 吋，厚約 2-3 吋。

6) 龍捲風之眼：龍捲風之範圍不大，欲在其中心觀測其眼，機會極少。以下為兩個實例：Milton Tafor 為美國 Kansas 州某日報之編輯，於 1913 年 3 月 23 日傍晚親眼見到一個龍捲風之眼，他記載說當他正與一羣學生野餐時，忽見有極大旋風出現其頭頂，他向上看，見有一很大中空之雲柱，內部因閃電而明亮，惟四週則黑漆如夜，並有類似百萬隻蜜蜂發出窸窣之聲。

另一例為一目睹之農夫 Mr. Will Ketter 轉告 Kansas Dodge City 測候所主任之情景，Ketter 說：1928 年 6 月 22 日下午 3 至 4 時，看見天上暗綠雲底之下方懸有三個龍捲風，其中一個移向我處，其體積較其他二者為大，後該漏斗雲之尾部直接移於頭頂，此時覺得有一種氣味，及呼吸困難，在漏斗雲之尾部有嘶嘶尖叫聲，向上看，驚奇萬分，竟見漏斗雲空心之眼，其直徑約 50 至 100 呎，上部向外伸展至少有半哩廣，圓柱之牆為旋轉之雲，因不停之閃電故極明亮，中間尚有上下運動之雲塊，在此大渦旋之外緣，有小型龍捲風發生及離去或消失。大旋渦係反時針方向旋轉，有些小旋渦成順時針方向旋轉。

2. 關於大龍捲風外緣發有小龍捲風係由大龍捲風分離作用而來曾有 Daries-Jones⁽³⁾等 (1973) 研究及作實驗：

Fujita⁽¹⁾也曾於 1972 年作出一個模式，該模式指出，在龍捲風四週圍繞有若干吸引區 Suction spots 或吸引渦旋 Suction vortices, Fujita 並於 1967 年詳予證實，在若干龍捲風經過之軌道中，其渦旋有極大風速，造成極大災害。

3. Agee⁽¹⁾ (1975) 曾利用 1974 年 4 月 3 日發生於美國 Indiana 州之 Parker 龍捲風影片，作分析研究，對於上述吸引渦旋發現有若干特性，以下為其中之二個主要特性：

1) 吸引渦旋對主龍捲風成反時針方向繞行，自前緣發生，到達左翼時增強其勢力，至尾部時勢力最強，行至右翼時渦旋減弱，再回至前緣時可能趨於消失。

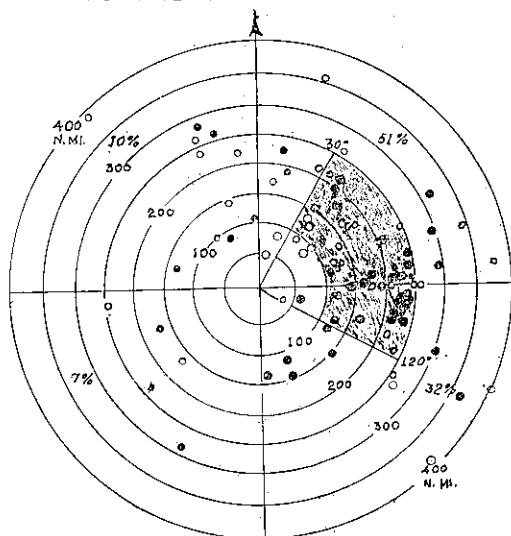
2) Parker 龍捲風，同時曾生有四個吸引渦旋，根據圖片分析，吸引渦旋之中心對主龍捲風之切線速度為 50m/s，如加上其移位速度 25m/s，即其最大風速應在 75m/s 以上。

4. John Mc Carthy *et al*⁽⁵⁾ 1974 曾報導：美國 Oklahoma 大學曾與國家猛烈風暴研究所 National Severe Storms Laboratory 合作實驗及研究所謂龍捲風氣旋 Tornado Cyclone 之風與熱力構造，此種氣旋之直徑約 3~8 公里，能發生直徑為 30 至 300 公尺漏斗雲之龍捲風，該項母體環流通常位於大型雷雨之右後方。此項實驗研究曾應用二具都普來雷達 Doppler radar 及特殊裝備之飛機測量各種氣象要素，並於無雲之上空散放雷達反射物 "Chaff"，以研探其整體環流。

(二) 颶風龍捲風

美國有所謂颶風龍捲風 Hurricane Tornado，係指在颶風中所生之龍捲風，龍捲風如果發生於東亞或西太平洋地區之颶風中，當可稱之為颶風龍捲風，按照 John S. Smith⁽⁷⁾ (1965) 之資料，颶風龍捲風之性質如下：

1. 颶風龍捲風與颶風之關係位置



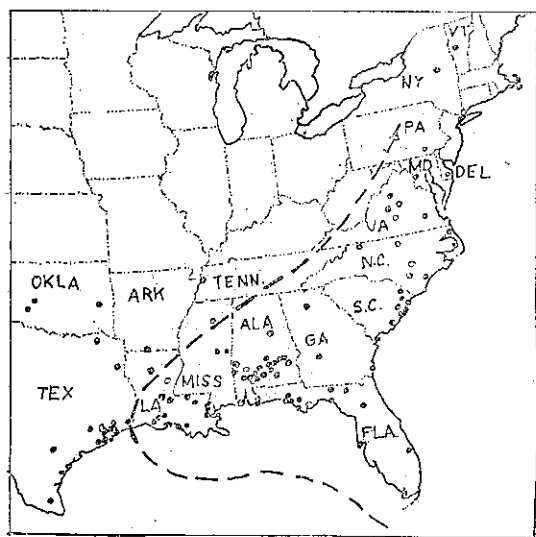
第五圖 颶風龍捲風在颶風中分佈 (錄自Smith原文)

第五圖爲 1955 年至 1962 年之颶風中出現龍捲風之統計資料，穿過中心之箭矢方向表示颶風移行之方向，圖中之陰影扇形區爲颶風龍捲風出現最多之地區，此區位於颶風進行方向右方 30° 與 120° 之間，離颶風中心約 100 至 250 哩之間，稱之爲易生龍捲風區 Significant Sector。圖中黑點表示颶風在陸上時，發生之龍捲風，空白小圓表示颶風在海上時，發生之龍捲風，由圖可知，在陸上發生者較多。

2. 易生龍捲風之颶風路徑

根據 1955 年至 1962 年之紀錄，最易發生龍捲風之颶風路徑，如第六圖中之虛線所示。據統計颶風在墨西哥灣登陸者發生龍捲風之數量遠超過在大西洋沿岸登陸之颶風所發生者。

3. 颶風龍捲風之路徑長度及其範圍寬度均比較非颶風龍捲風爲小，約 50 %。其破壞力亦較弱，有些氣象學家稱之爲小龍捲風。



第六圖 容易發生颶風龍捲風之颶風路徑
依據 1955-1962 年紀錄 (錄自 Smith 文)

4. 颶風龍捲風多向東北方行。

5. 颶風中心在陸地所發生之颶風龍捲風比較在海上時爲多。

6. 颶風登陸後有向東行分量加速者，比較有向西行分量加速者發生龍捲風爲多，在海上時，反是。

五、結 論

此次賽洛瑪颶風在高屏地區造成極大災害，又因爲風之性質特殊，有向上引吸之力，使高雄有貨櫃拖車上之貨櫃在前鎮橋上，被風吹翻，衝壞橋欄落於河邊，再由河邊被捲起又吹到橋南之路邊，在屏東一帶

有若干老樹及建築物被捲起吹倒，是民間傳說與報章刊載是龍捲風之由來。

由第三圖之雷達照片，第四圖 9 及 10 時之風分佈及第三表氣壓紀錄，可知 7 月 25 日晨 9 時餘賽洛瑪在高雄登陸，其時之暴風半徑已不到十公里；自 9 時至 10 時，其中心經過高雄與屏東中間地區，當抵達岡山東方附近時，其中心氣壓已在上升填塞中，惟其環流強度並不減弱且有向上吸引性質而能造成極大災害；此等現象，必須有適當理由才能予以說明。

前四節所述利於龍捲風之情況；即低層有暖濕空氣，高層有乾空氣侵入，使空氣層成爲對流性極不穩定，在屏東地區似有可能類似之情況，或可稱之爲具有龍捲風性質。又前四(一)2 節所述由大渦旋分離生小渦旋及此等小渦旋有極大風力與引吸力之說，已縮小範圍之賽洛瑪環流分離而生小渦旋，致引生高屏地區之風災，或亦有可能，前者爲熱力因素，後者爲動力因素。究竟實情如何？前述二種推想是否適宜？及地形對風之影響如何？進入陸地多少距離才影響其濕氣之供應而使其強度減弱諸問題，因限於資料，尙待再研究。

參 考 文 獻

1. Agee, E., Church C., Mavis C., and Snow J. 1975: "Some Synoptic Aspects and Dynamic Feature of Vortices Associated With the Tornado Outbreak of 3 April 1974." *Mon. Wea. Rev.* Vol 103 318-332.
2. Davies-Jones, R. P., 1973: "The Dependence of Cone radius on Swire Ratio in a Tornado Simulator." *J. Atmos. Sci.*, 30 1427-1430.
3. Flora, S. P. 1958: *Tornadoes of the United States*, University of Oklahoma
4. Jen-Hu Chang. 1972: "Atmospheric Circulation Systems and Climates," University of Hawaii
5. Mc Carthy, John. Heymsfield, G. M. Nelson, S. P. 1974: "Experiment to deduce tornado cyclons inflow characteristics using chaff and NSSL Dual Doppler radars." *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 55, 1130-1131.
6. Pearpon A. D. and Sadowski A. F. 1965: "Hurricane-Induced Tornadoes and Their Distribution." *Mon Wea. Rev.* Vol. 93 No. 7
7. Sadowshi, A. F. 1966: "Tornado With Hurricanes." *Weather Wise*, Vol 19, pp. 71-15.
8. Smith J. S. 1965: *The Hurricane Tornado* *Mon. Wea. Rev.* Vol. 93 No. 7.
9. Skidmore, R. W. and Purdon J. F. W. 1973; Supplement #2 to ESSA Tech. Rep. NESC 51.

氣象學報徵稿簡則

- 一、本刊以促進氣象學術之研究爲目的，凡有關氣象理論之分析，應用問題之探討，不論創作或譯述均所歡迎。
- 二、本刊文字務求簡明，文體以白話或淺近文言爲主體，每篇以五千字爲佳，如長篇巨著內容特佳者亦所歡迎。
- 三、稿件請註明作者真實姓名、住址及服務機關，但發表時得用筆名。
- 四、譯稿請附原文，如確有困難亦請註明作者姓名暨原文出版年月及地點。
- 五、稿中引用文獻請註明作者姓名、書名、頁數及出版年月。
- 六、惠稿請用稿紙繕寫清楚，並加標點。如屬創作論著稿，請附撰英文或法、德、西文摘要。
- 七、本刊對來稿有刪改權，如作者不願刪改時請聲明。
- 八、惠稿如有附圖務請用墨筆描繪，以便製版。
- 九、來稿無論刊登與否概不退還，如須退還者請預先聲明，並附足額退稿郵資。
- 十、來稿一經刊登、當致薄酬，並贈送本刊及抽印本各若干冊。
- 十一、惠稿文責自負、詳細規定請據本學報補充稿約辦理。
- 十二、惠稿請寄臺北市公園路六十四號中央氣象局氣象學報社收。

(請參閱補充稿約)

實踐三民主義·

光復大陸國土·

復興民族文化·

堅守民主陣容·

新店溪流域降水量與流量之研究 *

(降水量部份)

A Research of Precipitation and Runoff in Hsin-Tien Watershed (Precipitation Part)

郭 文 鏞 蔣 志 才 朱 曙 光
W. S. Kuo C. T. Chiang S. G. Chu

ABSTRACT

In order to assist the development of the Taipei Regional Water Supply Project and established Flood Control System in Tan-shui River Basin, this research is trying to analyze each primary meteorological element which affected the correlationship between precipitation and runoff volume over Hsin-Tien Watershed. From surface charts, upper level charts and rawinsonde data, it is trying to identify the cause of the precipitation amount which is above 15mm per hour due to the results of typhoon, front or thunderstorm. By means of electronic computer, stepwise multiple regression method is used to develop the objective forecast models of precipitation first, then the runoff volume that will be implementes based on the precipitation part.

After implementation of precipitation part, those forecasting models will be able to offer the reliable reference to the multiple operational function for Fei-Tsui-Ku reservoir and Flood Control System in Tan-Shui River Basin. According to multiple correlation coefficients of the six models, the typhoon precipitation models present very satisfied result between 0.938 and 0.591, the front precipitation models are between 0.472 and 0.543, while the thunderstorm precipitation models present unsatisfied result between 0.364 and 0.256.

一、前 言

近年來臺北市人口及工業迅速的成長，供水量之需要隨之亦增，而淡水河及基隆河之水源污染，不適於開闢新水源，於是臺北市政府在民國63年擬定臺北區自來水第四期建設計畫，建議於新店溪上游興建翡翠谷水庫一座，以解決供水問題，並附帶部分防洪與發電之功能，此計畫經行政院核准，已於65年底開始研究該水庫施工之安全問題。另一方面，淡水河常有洪水成災問題，省水利局所籌建之淡水河防洪系統，已於66年12月2日裝設完成正式啓用，以防洪患。

爲配合市政府供水計畫之發展與水利局防洪系統之啓用，乃作新店溪流域降水量與流量之研究，其目標包括下列數項：

1. 凡該流域測站有出現每小時15公厘以上大雨，則利用地面與高空圖及臺北無線電探空資料，尋其發生原因，按颱風進襲，鋒面過境抑或雷雨發生等諸因素分別研討。
2. 分析不同天氣類型中，各種預測因子與降雨之相關性，以供設計預報模式之用。
3. 求取新店溪流域最大降雨量與尖峰流量之相互關係。

* 本文完成曾獲得國家科學委員會之補助

4.應用電子計算機，以複式逐步迴歸法，求取應用於新店溪流域雨量之預報模式。

完成後，對於水庫之興建及洪水預報系統之作業，均具有重要的參考價值，本研究為期兩年完成。第一年初次報告業於氣象學報第 23 卷第 1 期刊載。

本文為修正研究方法後之續篇。

二、資料處理及研究步驟

本篇所研究的新店溪流域面積計 909.54 平方公里（如圖 1），主要的支流為南勢溪與北勢溪，其中北

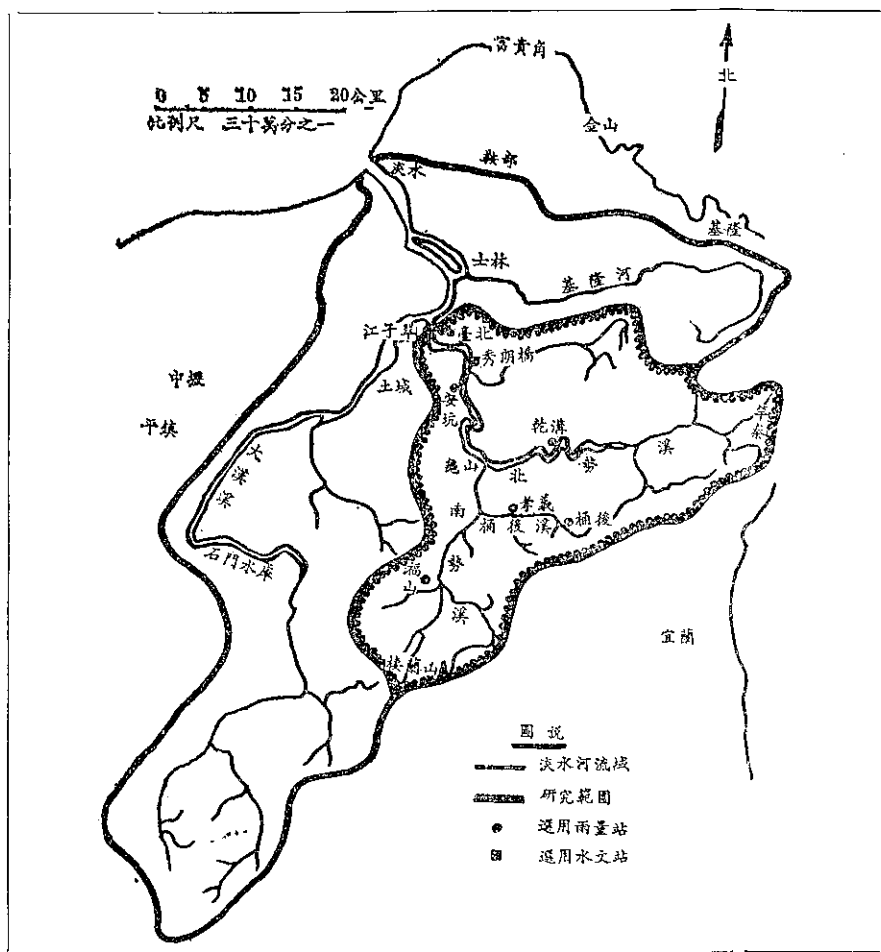


圖 1 研究範圍及選用測站分佈圖

勢溪源於竿寮附近，標高 620 公尺；南勢溪源於棲蘭山北麓向北流，標高 2,130 公尺，兩支流匯合於龜山，最後由江子翠注入淡水河，其平均坡度為 1/600。

關於整個流域降雨量研究之方法，計有梯送法 (Thiessen Method)，算術平均法及等雨量線法等。本題由於人力及時間的限制，僅採用較為簡便的算術平均法計算，為了避免複雜地形與極端雨量等因素影響面積雨量的代表性，在資料蒐集的阶段，考慮到測站位置的分佈及觀測時間等因素，並在統計分析時，加入極端降水量與其他各氣象因子間之相關分

析，以作相互比較。

所使用資料的時間，原擬採用 1956—1975 年廿年記錄，可是在新店溪流域，本局與臺電等單位所屬的 23 個雨量站中，僅有臺北、安坑、福山、孝義、桶後與乾溝六個測站資料比較完整，分佈亦較均勻，可是該六個測站每小時的觀測記錄僅限於 1966 年至 1975 年之間有連續性，在不得已的情況下，決定選用此十年間之雨量記錄為統計分析之用。至於流量方面，新店溪下游秀朗橋水文站用於水文分析非常理想，但是該站之記錄自 1970 年方才開始，僅有六年

多的時間，所以在做雨量與流量的相關方面，亦限於最近六年的期間。至於探空資料是選用1966年至1975年臺北的觀測記錄，在這十年間，資料偶有間斷，因臺北板橋與桃園距離相近，故在中斷期間則由桃園空軍基地的記錄代替。

在開始研究之第一年，如探空等各項資料均採用世界標準時 00Z 與 12Z 的記錄為基礎，可是雨量記錄時間均以中原標準零時起算，探空資料（包括天氣圖）與雨量起算時間，其中有 8 小時之隔，所以雨量預報模式的時效，僅能分為 16 (24-8)、28 (36-8) 及 40 (48-8) 小時三個時間，不能以完整的 12 或 24 小時為計算單位，其初步研究結果，所得預報模式效果不理想。第二年為求較好之預報模式，將雨量計算時間調整以世界標準時 00Z 起算，與探空及天氣圖時間完全配合，重新統計雨量，同時

增加有關降雨之氣象因子，改進計算之方法，並將預報雨量模式時效調整為 12，24 及 48 小時三種時間，經行政院主計處電子計算機中心處理所得各項模式，經校驗比較第一年所得結果有長足之進步，並可付實際作業應用參考。

在研究過程中，遭遇諸多困難，尤其是資料蒐集，預報因子選用與預報模式之不斷改進方面煞費周章，其進行情況步驟與其結果，依照颱風、鋒面及雷雨之順序個別分述如後。

三、颱風降雨量客觀預報

1. 預報因子及預報目標

開始之初，颱風研究範圍定為 114°E 以東，129°E 以西，16°N 以北，28°N 以南，其資料收集及網格之劃分如附圖 2，資料選用係 1966 至 1975

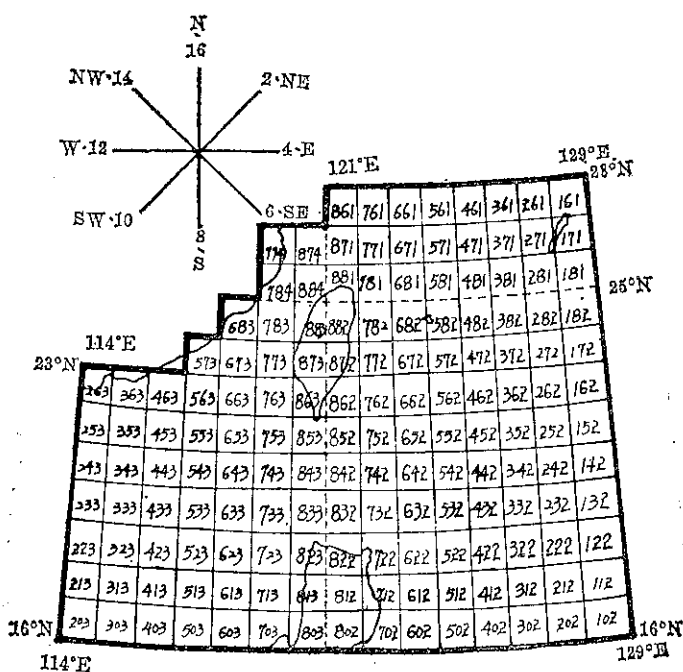


圖 2. 颱風中心位置網格圖

年，天氣圖與探空均以 00Z 與 12Z 兩種時間為基礎，降雨量為牽就原始資料，以中原標準 H 時為準，兩者有 8 小時之隔，故預報模式時效僅能分為 16，28 與 40 小時，未能以完整之 12 與 24 小時之計算單位。資料方面，十年間計有侵臺颱風* 42 個 (Case)

，侵襲時間各有長短，以天數計算共有 116 天，發生每小時 15mm 雨量者在 00Z 時間計有 121 天次，12Z 有 106 天次。預報因子 (predictors) 選用 19 項。預報目標 (predictants) 六項。由於上述預報時間之不配合與資料選用之不够充份，初步研究結果

* 侵臺颱風係指新店河流域六個測站中有一個或一個以上測站出現降雨量達每小時 15 公厘，而颱風中心已進入緯度 16°-28°N，經度 114°-129°E 範圍 (如圖 2)

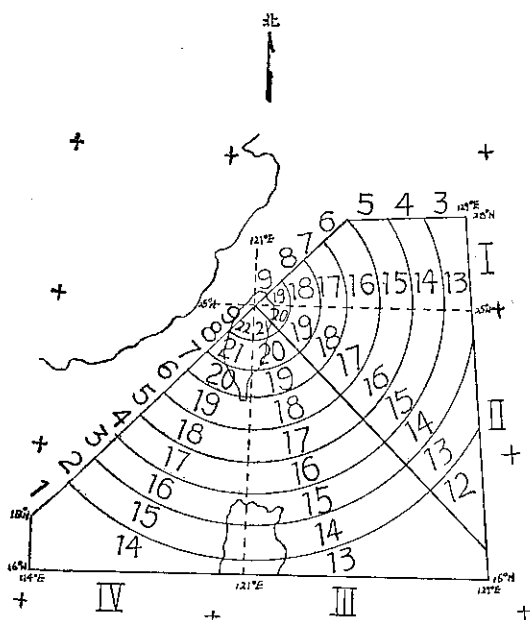


圖 3. 颱風中心所經路徑網格圖

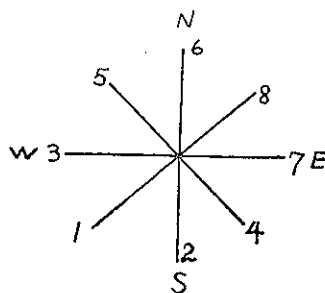
之模式預報效果欠理想。

經改進網格劃分方法，並參考過去其他研究之報告，增加動力氣象因子，檢討颱風所經路徑網格之劃分，考慮颱風接近本島時之地形影響降雨，先作雨量分象限與距離之統計，重新調整劃分網格如附圖 3。網格仍以 28°N 以南至 16°N 以北，與 114°E 以東至 129°E 以西為範圍。在原點（121°E 與 25°N 經緯線之交點）作 NE 至 SW 方之斜線，斜線左方因接近我國大陸，颱風發生每小時 15mm 雨量之次數而言，經統計在 253 次中僅佔 23 次，不及總次數之 10%，其發生雨量也遠較網格內各象限者為小，故從略不計。在網格範圍內則分 I、II、III、IV 四個象限，再以距離分每為 100km 一圓計九圈，排列數字以內圈為 9，向外遞減至外圈為 1。至於網格內數註，係象限數加圈數再加常數“9”是也。例如原點內圈 ESE 象限之網格數註為 20，即 II + 9 + 9 = 20；又如原點 SSW 方象限第 4 圈，所標數註為 17，即 IV + 4 + 9 = 17。其常數“9”之由來，係根據雨量統計，當颱風中心在第 IV 象限接近內圈時，平均面積雨量較在第 I 象限外圈時幾乎是一倍，網格數註最大為 22，最小為 11 也成一倍，網格之劃分係以此構想着眼。

至於預報因子除原先 19 項保留外，再增選用 27 項合計 46 項之多，關於預報目標原先六項仍保留，

僅改變預報時效為 12、24、48 小時平均面積雨量與 12、24、48 時內一小時之最大雨量，此項改變為配合預報作業時間所做的調整。其各項預報因子與預報目標間之相關，經行政院主計處 IBM370 電子計算機處理，並以逐步迴歸方法所挑選出預報因子與預報目標之單相關及其序列如附表 1：

有關風向之預報因子均以圖示方向分位，以數字代入計算，其劃分方式是以雨量統計結果與風向發生次數之多寡排列而成。



2. 分析與校驗

表 1 內所列預報因子計 46 項，預報目標 6 項，經機械處理計算結果，各因子與目標間之單相關係數，如格內下面三位數字所示（原為小數點後五位小數，為節省篇幅已作四捨五入）。各因子對某項目標之單相關序列，如格內上面之數字。由表列各數字察悉：

1. 第 1 項預報目標（新店溪流域 12 小時平均面積雨量），用預報因子第 46 項（臺北地面至 500mb 之向量風速）與第 16 項（500mb 定壓面之水汽混合比）兩項最佳，單相關均達 0.49，次之為第 36 項（地面至 850mb 向量風之南北分速），相關係數也達 0.47。因預報因子中三分之一以上與各層風之縱橫向之分速及向量有關，為應用方便起見，茲將所求向量風之作法概述如下：

第一步：先求附表 2 之第 1, 2, 3, 4 四項（地面，850, 700 與 500mb 定壓面風之東西及南北分速），定東西分速以西風為正，東風為負。南北分速以北風為正，南風為負，如附圖 4 所示。再依照表 2 內第 1, 2, 3, 4 項的順序計算各層風 F 之 W-E 及 N-S 分速填入表中，所得各分速，並照圖 4 之象限劃分冠以正負號。

表 1. 颱風預報因子與預報目標之單相關及序列表

預報因子	預報目標																																														
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46
颱風所經之網格	GD	32	16	31	39	40	28	30	12	7	29	26	37	17	23	5	2	43	38	41	36	46	44	43	35	14	33	34	11	19	8	13	27	20	21	22	3	15	6	18	9	45	4	25	10	24	1
12小時平均面積	RN ₁₂	0.10	0.29	0.11	0.07	0.07	0.12	0.11	0.31	0.39	0.11	0.19	0.09	0.28	0.22	0.42	0.49	0.03	0.07	0.05	0.09	0.01	0.04	0.01	0.10	0.29	0.10	0.10	0.34	0.27	0.38	0.29	0.16	0.25	0.24	0.24	0.47	0.29	0.41	0.28	0.37	0.01	0.44	0.21	0.36	0.22	0.49
24小時平均面積	RN ₂₄	0.33	0.36	0.33	0.05	0.10	0.15	0.15	0.18	0.32	0.08	0.20	0.10	0.22	0.14	0.34	0.37	0.04	0.03	0.02	0.09	0.02	0.04	0.01	0.09	0.23	0.07	0.11	0.25	0.28	0.34	0.32	0.19	0.26	0.24	0.25	0.40	0.30	0.34	0.29	0.35	0.03	0.38	0.29	0.34	0.29	0.42
48小時平均面積	RN ₄₈	1	3	2	34	28	26	20	38	18	43	22	45	32	42	27	23	41	40	44	25	35	46	36	21	33	31	30	7	12	8	29	15	24	14	10	5	19	9	11	39	17	6	13	4	16	
12小時內一小時	MR ₁₂	0.39	0.40	0.37	0.05	0.02	0.05	0.05	0.31	0.30	0.14	0.14	0.13	0.17	0.15	0.42	0.44	0.01	0.06	0.09	0.01	0.04	0.04	0.01	0.13	0.23	0.03	0.05	0.22	0.19	0.26	0.20	0.16	0.18	0.18	0.16	0.32	0.20	0.33	0.19	0.27	0.03	0.37	0.15	0.26	0.13	0.41
24小時內一小時	MR ₂₄	1	3	2	14	38	33	42	8	19	16	30	22	37	39	4	6	44	45	26	35	36	34	43	27	17	46	40	18	23	13	24	21	15	29	32	7	36	11	25	10	41	9	20	12	28	5
48小時內一小時	MR ₄₈	0.93	0.58	0.89	0.15	0.04	0.05	0.01	0.08	0.01	0.07	0.01	0.05	0.01	0.04	0.07	0.07	0.02	0.03	0.04	0.05	0.02	0.03	0.01	0.08	0.05	0.01	0.05	0.05	0.01	0.09	0.01	0.06	0.07	0.06	0.01	0.09	0.01	0.04	0.02	0.10	0.05	0.05	0.07			

附表 3.

向量風計算表

W-E N-S 之比值	象限					W-E N-S 之比值	象限					W-E N-S 之比值	象限				
	W-E	-	-	+	+		W-E	-	-	+	+		W-E	-	-	+	+
	N-S	+	-	-	+		N-S	+	-	-	+		N-S	+	-	-	+
	NE	SE	SW	NW	正 弦 值		NE	SE	SW	NW	正 弦 值		NE	SE	SW	NW	正 弦 值
0.00	360°	180°	180°	360°	0.00	0.58	30°	150°	210°	330°	0.50	1.73	60°	120°	240°	300°	0.87
0.02	1	179	181	359	0.02	0.60	31	149	211	329	0.52	1.80	61	119	241	299	0.87
0.04	2	178	182	358	0.03	0.62	32	148	212	328	0.53	1.88	62	118	242	298	0.88
0.05	3	177	183	357	0.05	0.65	33	147	213	327	0.54	1.96	63	117	243	297	0.89
0.07	4	176	184	356	0.07	0.67	34	146	214	326	0.56	2.05	64	116	244	296	0.90
0.09	5	175	185	355	0.09	0.70	35	145	215	325	0.57	2.14	65	115	245	295	0.91
0.11	6	174	186	354	0.10	0.73	36	144	216	324	0.59	2.25	66	114	246	294	0.91
0.12	7	173	187	353	0.12	0.75	37	143	217	323	0.60	2.36	67	113	247	293	0.92
0.14	8	172	188	352	0.14	0.78	38	142	218	322	0.62	2.48	68	112	248	292	0.93
0.16	9	171	189	351	0.16	0.81	39	141	219	321	0.63	2.61	69	111	249	291	0.93
0.18	10	170	190	350	0.17	0.84	40	140	220	320	0.64	2.75	70	110	250	290	0.94
0.19	11	169	191	349	0.19	0.87	41	139	221	319	0.66	2.90	71	109	251	289	0.95
0.21	12	168	192	348	0.21	0.90	42	138	222	318	0.67	3.08	72	108	252	288	0.95
0.23	13	167	193	347	0.22	0.93	43	137	223	317	0.68	3.27	73	107	253	287	0.96
0.25	14	166	194	346	0.24	0.97	44	136	224	316	0.69	3.49	74	106	254	286	0.96
0.27	15	165	195	345	0.26	1.00	45	135	225	315	0.71	3.73	75	105	255	285	0.97
0.29	16	164	196	344	0.28	1.04	46	134	226	314	0.72	4.01	76	104	256	284	0.97
0.31	17	163	197	343	0.29	1.07	47	133	227	313	0.73	4.33	77	103	257	283	0.97
0.32	18	162	198	342	0.31	1.11	48	132	228	312	0.74	4.70	78	102	258	282	0.98
0.34	19	161	199	341	0.33	1.15	49	131	229	311	0.75	5.14	79	101	259	281	0.98
0.36	20	160	200	340	0.34	1.19	50	130	230	310	0.77	5.67	80	100	260	280	0.98
0.38	21	159	201	339	0.36	1.23	51	129	231	309	0.78	6.31	81	99	261	279	0.99
0.40	22	158	202	338	0.37	1.28	52	128	232	308	0.79	7.12	82	98	262	278	0.99
0.42	23	157	203	337	0.39	1.33	53	127	233	307	0.80	8.14	83	97	263	277	0.99
0.45	24	156	204	336	0.41	1.38	54	126	234	306	0.81	9.51	84	96	264	276	0.99
0.47	25	155	205	335	0.42	1.43	55	125	235	305	0.82	11.43	85	95	265	275	1.00
0.49	26	154	206	334	0.44	1.48	56	124	236	304	0.83	14.30	86	94	266	274	1.00
0.51	27	153	207	333	0.45	1.54	57	123	237	303	0.84	19.08	87	93	267	273	1.00
0.53	28	152	208	332	0.47	1.60	58	122	238	302	0.85	28.63	88	92	268	272	1.00
0.55	29	151	209	331	0.48	1.66	59	121	239	301	0.86	57.29	89	91	269	271	1.00
												8	90	90	270	270	1.00

因子優先序列，除第 1 項均相同外，以後順序不盡相同，同時各預報目標所用最佳預報因子項目不同，為易於應用起見，經挑選表 1 內 46 項預報因子中較有共同性之預報因子 12 項，再以逐步迴歸法計算，所得結果如附表 4：

表 4. 逐步迴歸法挑選颱風雨量預報因子序列表

預報目標	預報因子	1	3	9	15	16	24	26	36	40	45	46
		GD	M ₁₂	T-T _d	(T-T _d) ₅₀₀	W ₅₀₀	ΔT ₈₅₀₋₇₀₀	ΔT ₈₅₀₋₅₀₀	V _{NS(S-850)}	V _{NS(S-700)}	D _{S-500}	V _{S-500}
RN ₁₂		11	6	4	9	3	5	8	2	10	7	1
RN ₂₄		3	9	6	4	10	7	11	2	8	5	1
RN ₄₈		1	8	3	10	11	4	7	9	6	2	5
MR ₁₂		2	9	6	7	1	5	11	4	8	10	3
MR ₂₄		1	9	6	3	8	5	10	7	4	11	2
MR ₄₈		1	11	7	9	8	2	4	5	3	10	6

根據電子計算機處理結果，其六項預報目標之預報模式如下：

(1)預報 12 小時平均面積雨量，採用預報因子四項：

$$RN_{12} = -8.48 + 0.57V_{S-500} + 1.39V_{NS(S-850)} + 6.89W_{500} - 2.78(T-T_d)$$

複相關係數 R=0.718

(2)預報 24 小時平均面積雨量，採用預報因子五項：

$$RN_{24} = 15.67 + 0.93V_{S-500} + 2.19V_{NS(S-850)} + 0.06GD - 2.33(T-T_d)_{500} + 5.71D_{S-500}$$

複相關係數 R=0.666

(3)預報 48 小時平均面積雨量，採用預報因子四項：

$$RN_{48} = -2.29 + 0.15GD + 18.94D_{S-500} - 9.99(T-T_d) + 7.99\Delta T_{(850-700)}$$

複相關係數 R=0.591

(4)預報 12 小時內一小時最大雨量，採用預報因子四項：

$$MR_{12} = -2.60 + 3.00W_{500} + 0.02GD + 0.18V_{S-500} + 0.38V_{NS(S-850)}$$

複相關係數 R=0.677

(5)預報 24 小時內一小時最大雨量，採用預報因

子四項：

$$MR_{24} = 18.48 + 0.10GD + 0.19V_{S-500} - 0.59(T-T_d)_{500} + 0.23V_{NS(S-700)}$$

複相關係數 R=0.936

(6)預報 48 小時內一小時最大雨量，採用預報因子三項：

$$MR_{48} = 17.37 + 0.10GD + 1.91\Delta T_{(850-700)} + 0.19V_{NS(S-700)}$$

複相關係數 R=0.938

以上模式，每個採用的預報因子由 3 至 5 項不等，其所用項目有相同者亦有相異者，合計採用預報因子九項：

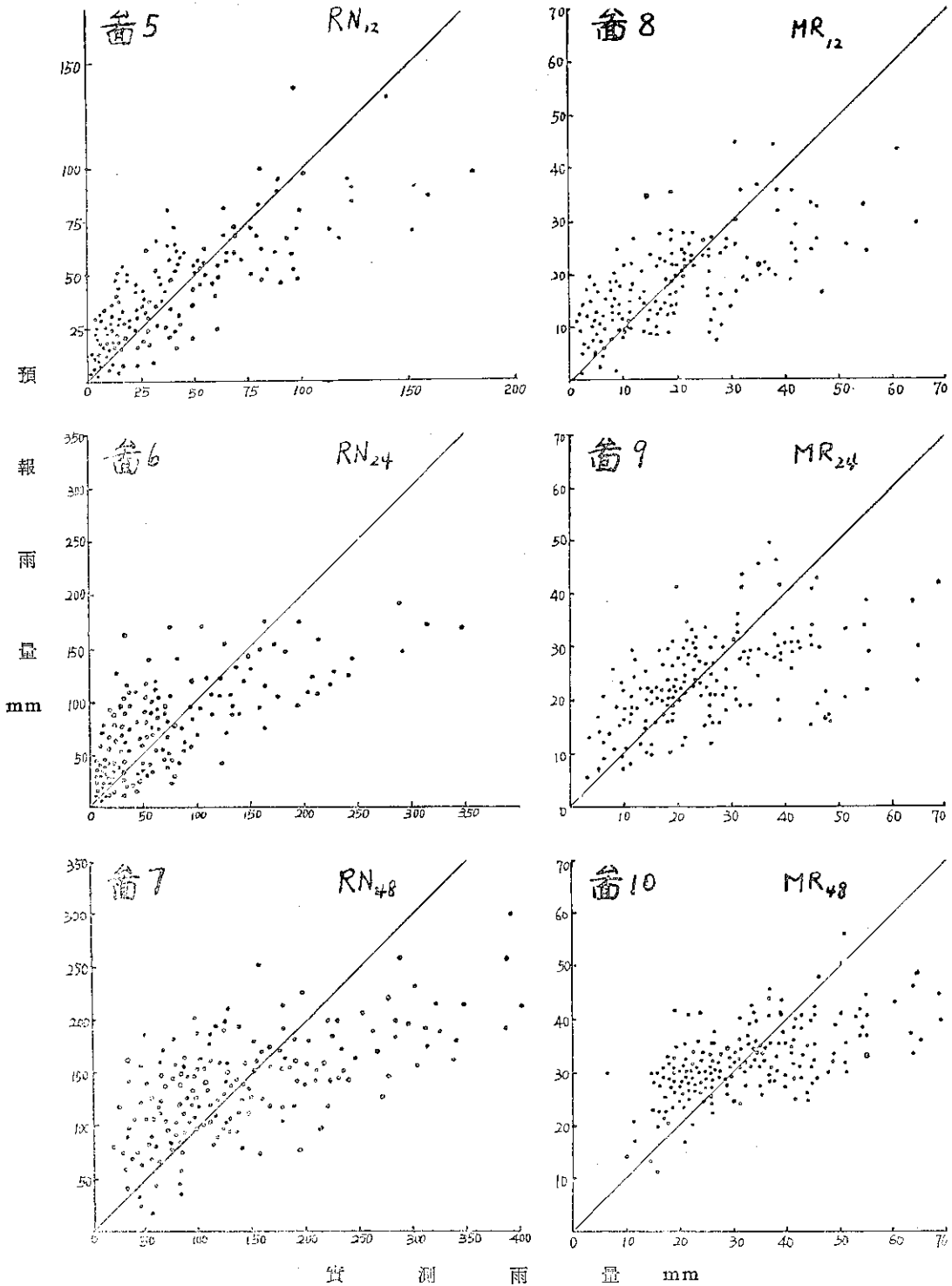
- (1) GD (2) V_{S-500} (3) V_{NS(S-850)}
- (4) W₅₀₀ (5) T-T_d (6) (T-T_d)₅₀₀
- (7) D_{S-500} (8) V_{NS(S-700)} (9) ΔT₍₈₅₀₋₇₀₀₎

其中 GD 項採用於五個模式中為最通用，V_{S-500} 項使用於四個模式，V_{NS(S-850)} 使用於三個模式，顯然預報颱風期間之雨量，所使用預報因子以颱風中心所在網格 GD 位置最為重要，依照附圖 3 之網格初步統計結果，當颱風中心在第 IV 象限雨量較多。以半圓圈數而言，雨量由外圈向內圈增加，迄至第七圈接近中心時雨量最多。次要預報因子為地面至 500mb 定壓面之向量風速 V_{S-500}，此項也代表颱風在 500mb 以下高度之氣流輻合率，再次之為地面至 850mb 定壓面向量風之南北分速 V_{NS(S-500)}，因為新店溪流域（如附圖 1）上游之南勢溪，呈 SSW-NNE 向之袋形，東北來向氣流入河谷後逐步上升，故有較多之雨量，其物理意義亦可從模式中看出，北來風分速愈大，雨量愈多。

至於各種模式計算所得複相關係數 R 而言，第 1.2.3 三個模式預報平均面積雨量，預報時間愈短愈佳。第(1)模式預報 12 小時相關係數達 0.718，第(2)模式預報 24 小時達 0.666，第(3)模式預報 48 小時則達 0.591；第 4.5.6 三個模式，預報 1 小時最大雨量，預報時間長者反而較佳。如第(4)模式預報 12 小時內一小時最大雨量，相關係數為 0.677，第(5)模式預報 24 小時內者則高達 0.936，第(6)模式預報 48 小時內者更高達 0.938。

為校驗上述六個模式之效果，其計算所得雨量與實測颱風雨量之比較起見，作降雨量校驗圖（如附圖 5-10）以便於分析兩者之間的差距。

颱風雨量校驗圖



以上六圖之縱座標為模式計算預測雨量，橫座標為實測雨量，單位公厘 mm，45 度線表示預報雨量

與實測雨量相吻合時之軌跡，根據圖上 194 點分佈情況，仍見稀疏有偏差，然雨量係定量預報，因每次

降雨量間之變幅甚大，相對的各次預報雨量與實測雨量之差距也會大，當不能與定性預報之準確率相提並論。

3. 檢討

由上節分析與校驗得悉此次研究所得結果對預報效果大有進展，尤其對預報一小時最大雨量方面所列模式，複相關係數有高達 0.938 者，實屬難能可貴，檢討此次進步原因有三點：

(1) 原先雨量記錄時間為中原標準時零時起算，與世界標準時及探空施放時間，均有 8 小時之時差，以致天氣圖繪製時間與模式預報時效也有 8 小時時差。此次研究從原始雨量資料重新依照世界標準時統計，同時改預報時效為 12、24、48 小時，完全與天氣圖及探空施放時間相配合，此為進步主要原因之一。

(2) 增加動力氣象預報因子，在當初研究時，僅選用預報因子 19 項，所得模式效果不佳，此次增選預報因子 27 項，合計 46 項，選擇機會增多，效果亦顯著增加。

(3) 颱風中心進入網格之劃分，原先以經緯度劃分，忽視了本島對近海颱風降雨之影響，此次調整劃分，以象限與距離圈數作為劃分網格之標準，並事先作雨量分象限與距離圈數之初步統計，依雨量多寡標號，其結果在網格一項成為最有效之預報因子，在六個預報模式中就有五個模式選用之。

四、鋒面降雨量客觀預報

1. 預報因子與預報目標

鋒面資料的研究範圍為北緯 40°N – 15°N ，東經 105°E – 130°E 之間。凡新店溪流域測站有 15mm 之大雨發生，而鋒面在所訂的範圍內，不論其位置在鋒前或鋒後，均加以分析研究。為要查出鋒面所造成每小時 15mm 以上之大雨發生原因，曾將近十年 00Z 與 12Z 之地面及 700mb 定壓面天氣圖逐張翻閱檢查，其資料選用時間亦以 00Z 與 12Z 兩種時刻為基礎。本文十年內所發生每小時雨量達 15mm 以上情況者計有 54 個，如連續數天降雨者僅算一個。因多數鋒面降雨多有兩天以上之連續性，上述情況如依其

發生天數計算，根據 00Z 資料計有 137 天，12Z 計有 117 天，合計 254 天次。選用的預報目標如同前述颱風降雨一樣分為預報 12、24、48 小時新店溪流域平均面積雨量與 12、24、48 小時內一小時最大雨量 6 項。至於預報因子的選擇，原先僅採用 8 項，此次增選 37 項合計 45 項之多（如附表 5），前八項係自訂項目，依次說明選項標準如下：

(1) 鋒面外切線與原點間之距離 (DI)：經地面鋒面之外切點 (X) 作法線至原點 0 之距離，單位為 km，（如附圖 11），其中原點位置係 120°E 經線和 25°N 緯線所相交之點。

(2) 鋒面外切點 12 小時之位移 (DI_{12})：即通過原點 0 的鋒面外切點 X 在法線上 12 小時移動之距離，單位為 km。

(3) 鋒面外切點 24 小時之位移 (DI_{24})：如上項所述鋒面外切點 X 在法線上 24 小時之移動距離，單位為 km。

(4) 外切線之法線兩端氣壓差 (ΔB)：在必需通過原點 0 之原則下，作地面鋒面外切線之法線，該線與鋒面在 X 點相交，在該點兩端各 500km 處 (P_A 與 P_B 點) 之氣壓差值，單位為 mb。

(5) 700mb 定壓面槽線外切點與原點間之距離 (R)：即通過原點 0 之原則下，作 700mb 槽線外切線之法線交於 X' 點，該 X' 點至原點 0 之距離，單位為 km。

(6) 700mb 定壓面槽外切點 12 小時之位移 (R_{12})：即 X' 點 12 小時之位移距離，單位為 km。

(7) 700mb 定壓面槽外切點 24 小時之位移 (R_{24})：即 X' 點 24 小時之位移距離，單位為 km。

(8) 700mb 定壓面槽外切點之法線兩端高度差 (ΔZ)：在必需通過原點 0 之原則下，作 700mb 槽線外切線之法線，在 X' 點兩端各延伸 500 km 至 Z_A 與 Z_B 兩點，該兩點之高度差值，單位為 GPM。

其他各預報因子均為一般氣象因子，恕不煩言解釋。至於等壓面圖為何僅選用 700mb 者，而不選其他層，此因人力限制，同時通常鋒面在 700mb 層，

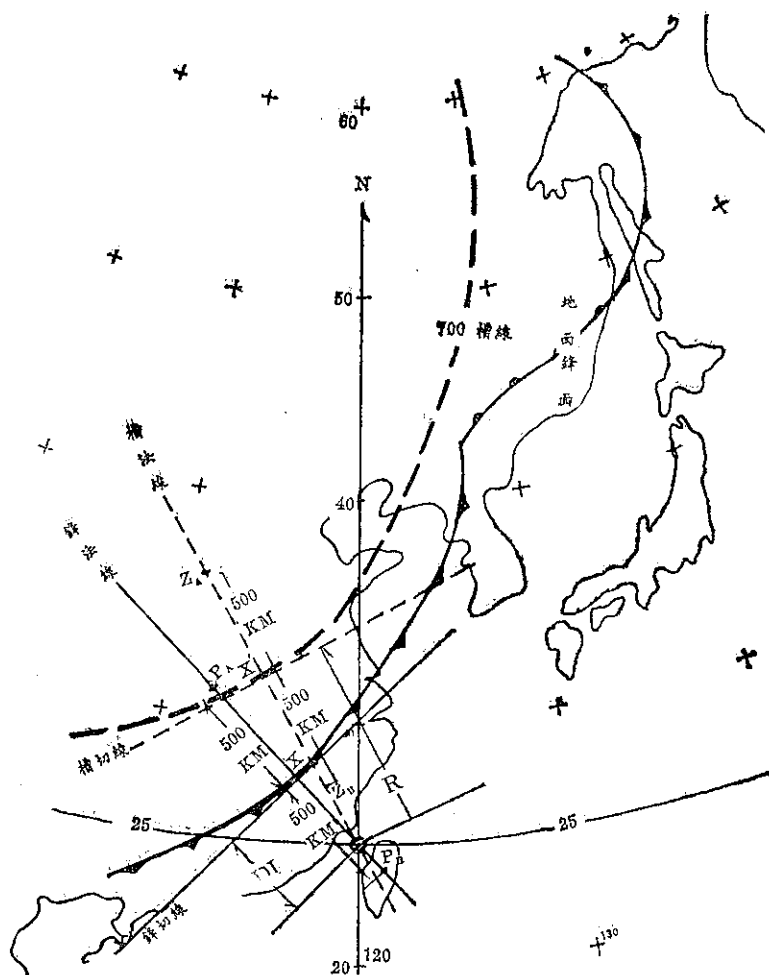


圖 11. 鋒面降雨預報因子圖

均有明顯槽線伴同出現，而 500mb 層則不盡然。

2. 分析結果與檢驗

鋒面降雨與鋒面位置及其移動有關為無可疑慮。據上述十年 54 個情況統計多季鋒面南下通過本省，地面鋒面與 700mb 定壓面層之槽線（或輻合線）間距離，平均為 256.4km。換言之，地面至 700mb 鋒面斜度成正切角度 0.69 度，亦表示鋒後之氣團南下時，如傾斜角很小，不能產生強烈上升氣流，在新店溪流域上空多產生層雲或雨層雲，厚度不大，故產生降雨也多為連續性小雨，在 11 月至次年 3 月間，幾乎沒有每小時 15mm 降雨量之出現。因鋒面發生之大雨多數集中在 4、5、6 三個月間，而尤以 5 月與 6 月兩個月最多，計有 31 個情況之多，佔總數之百分之 57.4。9、10 兩個月計 10 個，佔總數之百分之

14.8。7、8 兩個月颱風雨除外，鋒面大雨僅 4 個，佔總數的百分之 7.4。

各預報因子與預報目標之相關性如附表 5 所列，表列各欄下面數字係該預報因子與預報目標之單相關係數；其上面之數字為係數大小之序列。由表列各數註，可得悉每個預報目標最具有相關性之預報因子屬何項？茲簡述前三項因子如下：

- (1) 預報 12 小時平均面積雨量與一小時最大雨量 (RN_{12} 與 MR_{12}) 兩項預報目標：均以第 16、17 兩項因子（臺北探空 850mb 與 700mb 定壓面溫度露點差）最具相關性，並均屬負相關。其意為 $T-T_d$ 值愈小，低層大氣愈接近飽和，雨量也將愈大。次之項為第 40 項（地面至 700mb 定壓面之向量風向 D_{s-700} ）。

本文風向均以八分位，以順時鐘方向編號，如 NE 爲 8，E 爲 7，SE 爲 6，S 爲 5，SW 爲 4，W 爲 3，NW 爲 2，N 爲 1。換言之，風向依北風爲 1，逆時鐘方向增加至 NE 爲 8 爲止，雨量之多寡也有此趨勢。

(2)預報 24 小時平均面積雨量 (RN_{24})：預報因子以第 40 項 (臺北地面至 700 mb 定壓面之向量風向 D_{S-700}) 佔首位；次之爲第 44 項 (地面至 500 mb 定壓面之向量風向 D_{S-500})。此兩項因子顯示東北風厚度對降雨量之重要性。再次之爲第 30 項 (700 mb 定壓面風之東西分速 V_{WE700})。凡是東西分速均爲負相關，即東來分速佔優勢時雨量較多。

(3)預報 48 小時平均面積雨量 (RN_{48})：也以第 44、40 兩項因子 (D_{S-500} 與 D_{S-700}) 爲首位；次之爲第 29 項 (臺北 850 mb 定壓面風南北向之分速 F_{NS850})，其爲正相關，北來分速佔優勢時雨量多。

(4)預報 24 小時內一小時最大雨量 (MR_{24})：則以第 20、21 兩項因子 (臺北 850 與 700 mb 定壓面之水汽混合比 W_{850} 、 W_{700}) 最爲重要；次之爲第 16、17 兩項因子 (即該兩定壓面之 $T-T_d$ 值)。此四項因子代表低層大氣之水汽含量及其飽和程度，當與雨量發生密切相關。

(5)預報 48 小時內一小時最大雨量 (MR_{48})：情況有異，以第 32 項因子 (臺北 500 mb 定壓面風東西向之分速 F_{WE500}) 爲首位；次之爲第 24 項因子 (臺北 700 至 500 mb 之厚度 $H_{700-500}$)；再次之爲第 1 項因子 (原點至鋒面切線之距離 DI)。

以上所述係就單相關而言，可是經電腦以複相關逐步迴歸法得出預報因子優先序列，除第 1 優先因子與單相關相同外，以後順序不盡相同。以逐步迴歸法所求得各預報目標之前十項預報因子優先序列，如附表 6。

表 6. 逐步迴歸法挑選鋒面雨量預報因子優先序列表

預報目標	預報因子	1	3	4	5	6	9	10	12	14	15	16	17	18	19	20	21	23	24	25	28	29	30	31	32	37	39	40	41	44	45
	DI																														
	DI_{24}																														
	ΔB																														
	R																														
	R_{12}																														
	P																														
	ΔP_{12}																														
	T																														
	ΔT_{24}																														
	$T-T_d$																														
	$(T-T_d)_{850}$																														
	$(T-T_d)_{700}$																														
	$(T-T_d)_{500}$																														
	e																														
	W_{850}																														
	W_{700}																														
	$H_{850-700}$																														
	$H_{700-500}$																														
	$H_{850-500}$																														
	F_{WE850}																														
	F_{NS850}																														
	F_{WE700}																														
	F_{NS700}																														
	F_{WE500}																														
	V_{S-850}																														
	$V_{NS(S-700)}$																														
	D_{S-700}																														
	V_{S-700}																														
	D_{S-500}																														
	V_{S-500}																														

若依照表 6 所列每項因子排列六個預報模式，仍需採用預報因子計 30 項之多，在實際預報作業方面將不勝負荷，爲求適宜應用起見，乃再予刪減預報因子 15 項，選優列模式如下：

(1)預報 12 小時平均面積雨量；採用預報因子七項：

$$RN_{12} = 2.72 - (T - T_d)_{850} + 2.85(D_{S-700}) - 1.17(T - T_d)_{700} + 0.67(F_{NS700}) + 0.36(V_{S-500}) + 0.69(F_{NS850}) + 0.63\Delta P_{12}$$

複相關係數 $R = 0.510$

(2)預報 24 小時平均面積雨量；採用預報因子五項：

$$RN_{24} = -30.69 + 6.58(D_{S-700}) - 2.14$$

$$(T - T_d)_{700} + 1.06(V_{NS(S-700)}) +$$

$$0.60(V_{S-500}) + 2.23W_{850}$$

複相關係數 $R = 0.543$

(3)預報 48 小時平均面積雨量；採用預報因子僅五項：

$$RN_{48} = 1708.61 + 11.01(D_{S-500}) + 2.08$$

$$(F_{NS850}) - 1.62P - 3.08e - 1.79$$

$$(T - T_d)_{700}$$

複相關係數 $R = 0.513$

(4)預報 12 小時內一小時最大雨量；採用預報因子七項：

$$MR_{12} = -9.05 - 0.70(T - T_d)_{850} + 1.30e + 0.55\Delta B - 0.75(T - T_d)_{700} + 0.57\Delta P_{12} + 0.31D_{8-700} + 0.14V_{8-500}$$

複相關係數 $R = 0.446$

(5) 預報 24 小時內一小時最大雨量；採用預報因子五項：

$$MR_{24} = -15.00 + 1.54W_{850} + 0.94\Delta B - 1.04(T - T_d)_{700} + 1.03e + 0.40F_{NS700}$$

複相關係數 $R = 0.485$

(6) 預報 48 小時內一小時最大雨量；採用預報因子四項：

$$MR_{48} = -8.27 - 0.45(F_{WE500}) + 0.16(H_{700-500}) + 0.27V_{NS(8-700)} + 0.38p$$

複相關係數 $R = 0.472$

以上六模式，每個採用預報因子 4 至 7 項不等，其所用項目有相同者，也有相異者，合計採用預報因子 15 項：

- | | |
|-----------------------|---------|
| (1) $(T - T_d)_{700}$ | 採用於四個模式 |
| (2) V_{8-500} | 採用於三個模式 |
| (3) $V_{NS(8-700)}$ | 採用於三個模式 |
| (4) P 與 ΔB | 採用於二個模式 |
| (5) ΔP_{12} | 採用於二個模式 |
| (6) $(T - T_d)_{850}$ | 採用於二個模式 |
| (7) e | 採用於二個模式 |
| (8) W_{850} | 採用於二個模式 |
| (9) F_{NS850} | 採用於二個模式 |
| (10) F_{NS700} | 採用於二個模式 |
| (11) D_{8-700} | 採用於二個模式 |
| (12) $T - T_d$ | 採用於一個模式 |
| (13) $H_{700-500}$ | 採用於一個模式 |
| (14) F_{WE500} | 採用於一個模式 |
| (15) D_{8-500} | 採用於一個模式 |

以上 15 項預報因子中，地面、850 與 700 mb 之 $(T - T_d)$ 項被採用多，可見在預報鋒面降雨量方面，溫度露點差佔重要地位。次之，地面至 700 mb 及 500 mb 之向量風速，再次為地面至 700 mb 及 500 mb 向量風速風向等項。綜合言之， $(T - T_d)$ 、 e 與 W_{850} 三項顯示低層大氣之水汽含量與飽和程度，而各層向量風向風速指示低層氣團之移動。由表 5 單相關係數察悉，向量風向均為正相關，係數大小以接近 NE 為最大，以順時鐘方向遞減。至於各向量風速項則有正有負。關於向量風之東西與南北分速方面，東西分速幾乎均為負相關。換言之，鋒面有東來

分速會有大雨。又南北分速幾乎均為正相關，亦即北來分速會有大雨。此與雨量統計當低層東北風出現大雨次數最多最大之記錄，不謀而合。

再由以上六個預報模式看來，前三個模式均係預報平均面積雨量，其複相關係數均在 0.5 以上，後三個模式均係預報一小時最大雨量，所得複相關係數均在 0.4-0.5 之間，而不及 0.5。若少刪減其他預報因子，係數當仍可增加，但將增加實際作業之麻煩，相反的減少模式之應用價值。

為校驗上述六個模式之效果，其計算所得雨量與實測鋒面降雨量之比較起見，作降水量校驗圖（如圖 12-17）

3. 檢 討

65 年度以同樣方法所得六個模式，其複相關係數除其中一個模式能達 0.448 外，其餘五個均在 0.312-0.400 之間。此次研究所得模式，複相關係數均在 0.4-0.6 之間，已有進步，但距理想尚遠，檢討進步原因及有待改進之處有三：

(1) 原先選用預報因子 8 項，而此次增選預報因子 37 項合計 45 項，經電腦計算後被採用於模式者 15 項，原先 8 項因子中無一項被選用於模式，所採用之項目均為新增，多為高空水汽含量與向量風向風速等之動力氣象因子。可見鋒面降雨之預報，高空動力氣象因子遠較地面氣象因素為重要。

(2) 有關圖 11 所示各項預報因子（表 5 之 1~8 項）：此次所列模式均遭刪除，可見地面鋒面與 700 mb 定壓面槽線之位移，相關不大，對鋒面降雨量之預報幫助少，此概為鋒面與槽線在 4、5、6 三個月間，適在本省北方徘徊之際，無規則可循之故；如用在大陸中緯度地區冬季鋒面之移動，也許會發生很大效果。

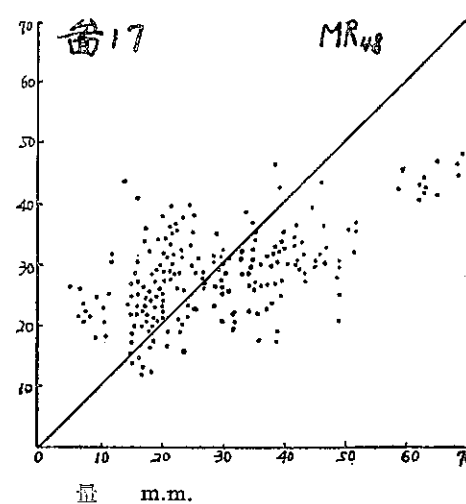
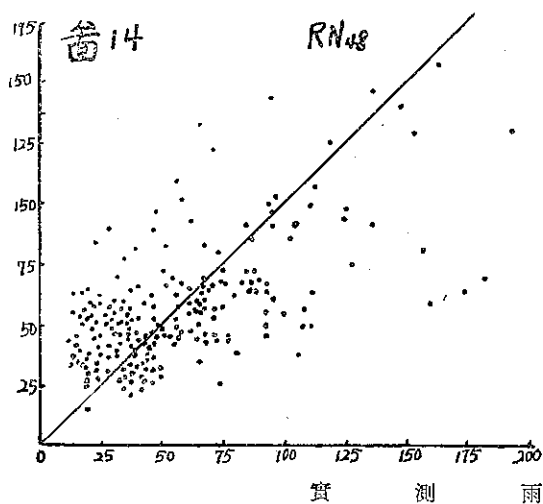
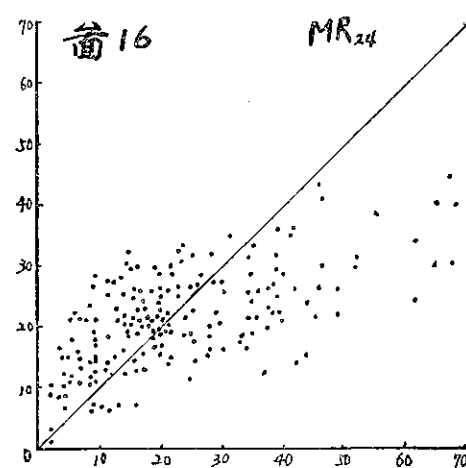
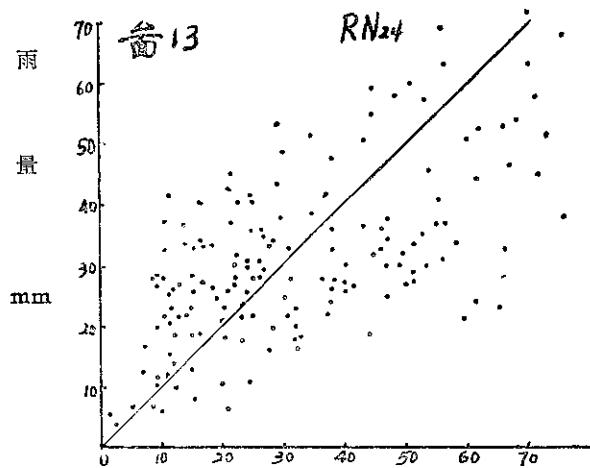
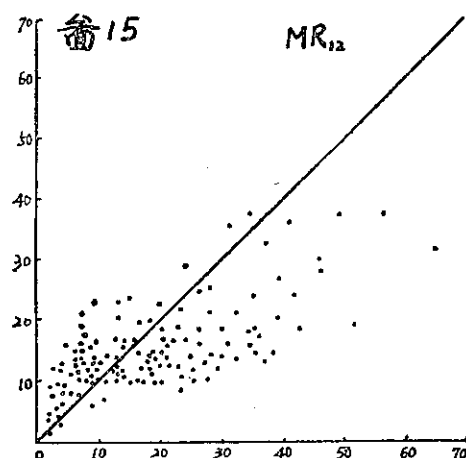
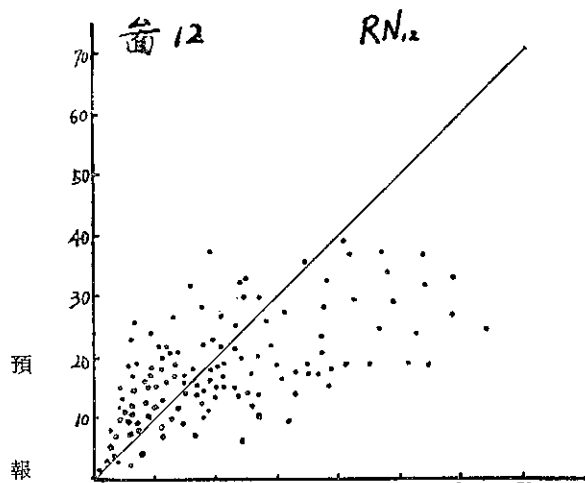
(3) 經此研究發覺探空資料之重要性，可惜本文僅利用臺北一地之十年探空資料，其中尚有中斷而以桃園基地資料代替，質感不足，若增加探空測站記錄計算，效果可能會更有改進。

五、雷雨降雨量客觀預報

1. 預報因子與預報目標

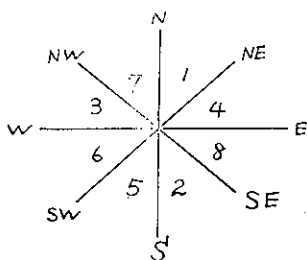
雷雨資料選用時間也以 00Z 與 12Z 兩種時刻為準，在近十年內所發生每小時 15 mm 以上雨量之情況計有 84 個，其中有連續雷雨發生，亦以一個計算。由於春末夏初幾乎都有連續兩天以上之雷雨發生，

鋒面雨量校驗圖



依其發生天數計算，根據 00Z 資料統計計有 207 天，以 12Z 資料統計有 196 天，合計為 403 天次。選用預報目標與前兩節所述同為六項，其預報時效也為 12、24、48 小時，無何區別。至於預報因子，原先選用 25 項，此次增選 17 項，合計 42 項（如附表 7）。

為使風向一項對預報雷雨能發生良好效果起見，事先曾作雨量分象限統計，然結果地面與各高層間頗顯紊亂，乏規律可循。為求作業手續簡化起見，將風向統一劃分以下八方位，不論是地面風向或定壓面風向抑或向量風均以此編數，列入計算；至於風速則以 m/sec 實值直接代入。



2. 分析結果與校驗

雷雨發生原因，不外乎地面輻射熱力作用、低壓、鋒面或颱風等有劇烈升降氣流相伴而成。如僅就熱雷雨與局部性雷雨而言，近十年資料統計共有 84 個情況。由於雷雨在新店溪流域造成 15 mm 以上之大雨多集中在 5 月至 8 月四個月間，尤其 6 月與 7 月兩個月為最多，計有 44 個情況，佔總數百分之 52.4；其次是 8 月出現 14 次佔百分之 16.7，在 9 月出現 8 次佔百分之 9.5，在 10 月出現 3 次佔百分之 3.6，11 月至次年 3 月間幾乎無每小時 15 mm 之大降雨量出現。以雷雨發生時間而言，午後發生計有 69 個，佔百分之 82.2，其次是傍晚有 9 個情況，佔百分之 10.7，而發生在午前者僅有 6 次，佔百分之 7.1。此由於白晝日射強，低層大氣增溫，溫度直減率增大，迄午後造成對流性不穩之故。清晨地面氣溫低，低層大氣成穩定型態，當不致產生雷雨。

關於表 7 所列 42 項預報因子與 6 項預報目標之間，兩者單相關係數為格內下面之小數，其上面之數註為次序。各項預報目標以單相關之次序而言：

(1)預報 12 小時平均面積雨量：以第 30 項（臺

北 500 mb 風南北向之分速 F_{NS500} ）佔首位；次之為第 42 項（臺北地面至 500 mb 之向量風速 V_{S-500} ）；再次之為第 39 項（臺北地面至 500 mb 向量風之東西向分速 $V_{WE(S-500)}$ ）。

(2)預報 24 小時平均面積雨量：以第 41 項（臺北地面至 500 mb 之向量風向 D_{S-500} ）佔首位；次之為第 30 項（臺北 500 mb 風南北向之分速 F_{NS500} ）；再次之為第 18 項（臺北探空之蕭氏指數 SI）。

(3)預報 48 小時平均面積雨量：仍以第 41 項（臺北地面至 500 mb 向量風向 D_{S-500} ）佔首位；次之為第 33 項（臺北地面至 850 mb 向量風向 D_{S-850} ）；再次之為第 20 項（850、700、500 mb 三定壓面之平均相對濕度 RH）。

(4)預報 12 小時內一小時最大雨量：以第 30 項（臺北 500 mb 風南北向之分速 F_{NS500} ）佔首位；次之為第 42 項（臺北地面至 500 mb 向量風速 V_{S-500} ）；再次之為第 18 項（臺北探空蕭氏指數 SI）。

(5)預報 24 小時內一小時最大雨量：仍以第 30 項（臺北 500 mb 風南北向之分速 F_{NS500} ）佔首位；次之為第 40 項（臺北地面至 500 mb 向量風之南北向分速 $V_{NS(S-500)}$ ）；再次之為第 23 項（臺北地面風東西向之分速 F_{WE} ）。

(6)預報 48 小時內一小時最大雨量：以第 23 項（臺北地面風東西向之分速 F_{WE} ）佔首位；次之為第 30 項（臺北 500 mb 風南北向之分速 F_{NS500} ）；再次之為第 28 項（臺北 700 mb 風南北向之分速 F_{NS700} ）。

由以上所用六個預報目標之前三項預報因子，可察覺預報雷雨量最重要之預報因子為第 30 項（臺北 500 mb 風南北向之分速 F_{NS500} ），在六個預報目標中佔三次首位、兩個次位。次要因子為第 41 項（臺北地面至 500 mb 之向量風向 D_{S-500} ），在六個預報目標中佔兩次首位。再次重要為第 23 項（臺北地面風東西向之分速 F_{WE} ），在六個預報目標中佔一次首位。可見預報新店溪流域大雨量，地面至 500 mb 定壓面間之風向風速最為重要，而其他項目為次。以上係就單相關而言，若以復相關逐步迴歸法而論，經電腦計算，除各預報目標第一相關相同外，其他預報因子調整如附表 8：

表7. 雷雨預場因子與預場目標之單相關及其序列表

預報因子		預報目標		12小時平均面		24小時平均面		48小時平均面		12小時內一小時		24小時內一小時		48小時內一小時	
預報因子		預報目標		積雨量 (mm) RN ₁₂		積雨量 (mm) RN ₂₄		積雨量 (mm) RN ₄₈		最大雨量 (mm) MR ₁₂		最大雨量 (mm) MR ₂₄		最大雨量 (mm) MR ₄₈	
臺北地面氣壓 (mb)	P	26	-0.03	36	-0.01	38	0.01	40	-0.003	33	0.01	29	0.03		
臺北地面溫度露點差 (°C)	T-T _d	4	-0.09	40	-0.006	24	0.04	6	-0.11	37	0.005	27	0.04		
臺北地面水汽壓 (mb)	e	20	-0.05	17	0.05	22	0.04	29	-0.02	5	0.14	14	0.08		
臺北850 mb定壓面溫度露點差 (°C)	(T-T _d) ₈₅₀	41	-0.0001	20	-0.04	31	0.02	10	0.08	29	0.02	24	0.05		
臺北850 mb定壓面水汽混合比 (g/kg)	W ₈₅₀	11	-0.07	35	-0.01	34	-0.02	8	-0.10	26	-0.04	28	-0.04		
臺北700 mb定壓面溫度露點差 (°C)	(T-T _d) ₇₀₀	7	-0.07	38	-0.008	10	0.06	42	-0.003	23	0.05	4	0.12		
臺北700 mb定壓面水汽混合比 (g/kg)	W ₇₀₀	28	0.03	28	0.02	15	-0.05	28	-0.02	36	-0.007	9	-0.09		
臺北500 mb定壓面溫度露點差 (°C)	(T-T _d) ₅₀₀	23	-0.04	21	-0.04	32	0.02	25	0.03	38	-0.004	34	0.03		
臺北500 mb定壓面水汽混合比 (g/kg)	W ₅₀₀	40	0.002	39	0.007	30	-0.02	19	-0.04	42	0.0005	29	-0.03		
臺北探空凱氏指數	KI	33	0.006	9	0.08	41	-0.004	11	-0.07	31	0.02	12	-0.08		
臺北探空總指數	TTI	35	-0.01	4	0.11	25	0.03	17	-0.05	12	0.09	33	0.03		
臺北700 mb之厚度 (GPM)	H ₁₀₀₀₋₇₀₀	8	-0.07	19	0.04	4	0.09	34	-0.01	7	0.12	6	0.10		
臺北700-850 mb定壓面之氣溫差 (°C)	ΔT ₈₅₀₋₇₀₀	15	-0.06	33	0.01	35	0.02	21	-0.03	39	0.003	30	-0.03		
臺北500 mb之厚度 (GPM)	H ₁₀₀₀₋₅₀₀	31	-0.02	42	0.002	33	0.02	39	0.02	20	0.06	25	0.05		
臺北500-700 mb定壓面之氣溫差 (°C)	ΔT ₇₀₀₋₅₀₀	42	0.0006	11	0.07	14	0.05	32	0.02	9	0.09	20	0.07		
臺北探空蕭氏指數	SI	14	0.06	3	-0.13	16	-0.05	3	0.12	11	-0.09	42	0.01		
臺北850 mb三定壓面之平均水汽混合比	W	9	0.07	18	0.04	40	-0.01	24	-0.03	28	-0.03	13	-0.08		
臺北850 mb三定壓面之平均相對濕度 (%)	RH	21	-0.05	30	-0.02	3	-0.10	9	-0.08	41	-0.001	22	-0.07		
臺北850 mb三定壓面之濕度指數	$\frac{RH}{10} + W$	29	0.03	29	0.02	18	-0.05	16	-0.05	30	-0.02	16	-0.08		
臺北850 mb風東南向之分速 (m/sec)	F _{WE850}	19	-0.05	16	-0.05	28	0.03	22	0.03	41	0.003	3	0.15		
臺北850 mb風西北向之分速 (m/sec)	F _{NW850}	30	-0.02	24	0.03	26	0.03	30	0.02	25	-0.05	18	-0.01		
臺北850 mb風東北向之分速 (m/sec)	F _{NE850}	32	0.02	25	0.03	29	0.03	30	0.02	3	-0.05	41	-0.01		
臺北850 mb風西南向之分速 (m/sec)	F _{SW850}	33	0.02	26	-0.02	21	-0.04	5	0.11	17	0.07	40	0.08		
臺北700 mb風東南向之分速 (m/sec)	F _{WE700}	39	0.003	27	0.02	23	0.04	31	0.02	21	0.06	10	0.09		
臺北700 mb風西北向之分速 (m/sec)	F _{NW700}	5	-0.08	12	-0.07	6	-0.09	7	-0.10	18	-0.07	3	-0.12		
臺北700 mb風東北向之分速 (m/sec)	F _{NE700}	13	0.06	14	0.06	12	0.05	13	0.07	22	0.03	19	0.07		
臺北500 mb風東南向之分速 (m/sec)	F _{WE500}	13	0.06	2	-0.15	7	-0.09	1	-0.17	27	0.03	36	-0.02		
臺北500 mb風西北向之分速 (m/sec)	F _{NW500}	1	-0.14	2	-0.03	13	-0.05	15	0.05	32	-0.01	15	0.02		
臺北500 mb風東北向之分速 (m/sec)	F _{NE500}	37	0.007	31	0.02	39	0.01	36	-0.01	19	-0.04	17	0.08		
臺北500 mb風西南向之分速 (m/sec)	F _{SW500}	24	0.03	8	0.09	2	0.10	12	0.07	14	0.06	5	-0.08		
臺北地面—850 mb向風之西北向分速 (m/sec)	V _{N(S-850)}	6	-0.07	15	-0.06	19	-0.04	23	0.03	10	-0.09	11	-0.08		
臺北地面—850 mb向風之東南向分速 (m/sec)	V _{E(S-850)}	17	0.05	6	0.10	5	0.09	35	-0.01	24	0.05	35	-0.03		
臺北地面—700 mb向風之西北向分速 (m/sec)	V _{N(S-700)}	10	-0.07	10	0.08	8	0.08	4	-0.11	34	0.01	38	0.002		
臺北地面—700 mb向風之東南向分速 (m/sec)	V _{E(S-700)}	3	-0.11	22	0.03	37	-0.02	14	-0.06	6	0.12	7	0.10		
臺北地面—500 mb向風之西北向分速 (m/sec)	V _{N(S-500)}	12	0.07	5	-0.11	20	-0.04	18	0.04	2	-0.17	8	-0.09		
臺北地面—500 mb向風之東南向分速 (m/sec)	V _{E(S-500)}	34	0.01	1	0.16	1	0.12	27	-0.03	4	0.14	32	0.03		
臺北地面—500 mb向風風速 (m/sec)	V _{S-500}	2	-0.13	7	0.10	9	0.06	2	-0.16	16	0.07	37	0.02		

表 8. 逐步迴歸法挑選雷雨雨量預報因子優先序列表

預報目標 預報因子	2	3	4	5	6	7	10	12	14	18	19	20	21	22	23	25
	$T-T_d$	e	$(T-T_d)_{850}$	W_{850}	$(T-T_d)_{700}$	W_{700}	KI	$H_{1000-700}$	$H_{700-500}$	SI	\overline{W}	\overline{RH}	$\frac{RH+W}{10}$	T	F_{WE}	F_{WE850}
RN ₁₂	8			9					10							6
RN ₂₄		9				7				2		6		10		
RN ₄₈			7				6	4				3	5			
MR ₁₂	5			4							9					7
MR ₂₄		3						10							2	
MR ₄₈					3			7				8			1	
預報目標 預報因子	26	27	28	29	30	32	33	34	35	36	38	39	40	41	42	
	F_{NS500}	F_{WE700}	F_{NS700}	F_{WE500}	F_{NS500}	$V_{NS(S-500)}$	D_{S-850}	V_{S-850}	$V_{WE(S-700)}$	$V_{NS(S-700)}$	V_{S-700}	$V_{WE(S-500)}$	$V_{NS(S-500)}$	D_{S-500}	V_{S-500}	
RN ₁₂				7	1			4		3		5	2			
RN ₂₄					3	5	4				8			1		
RN ₄₈						9	2				8	10		1		
MR ₁₂					1	3			8	10			2		6	
MR ₂₄	9		4		1		7	6				8		5		
MR ₄₈		6	9		2		4	5					10			

表 8 係列出每個預報目標之前十項預報因子。因各預報目標之因子分散，表中列有 31 項之多，為求簡單而便於應用起見，再予刪減而列預報模式如下：

(1) 預報 12 小時平均雨量，採用預報因子四項：

$$RN_{12} = 8.084 - 1.83F_{NS500} + 1.28(V_{NS(S-500)}) - 0.68(V_{NS(S-700)}) + 0.21V_{S-850}$$

複相關係數 $R = 0.344$

(2) 預報 24 小時平均雨量，採用預報因子六項：

$$RN_{24} = 14.819 + 0.98D_{S-500} - 0.96SI - 0.50F_{NS500} + 0.83D_{S-850} + 0.38(V_{NS(S-850)}) - 0.76\overline{RH}$$

複相關係數 $R = 0.276$

(3) 預報 48 小時平均雨量，採用預報因子四項：

$$RN_{48} = -299.912 + 1.13D_{S-500} + 1.06D_{S-850} - 1.51\overline{RH} + 0.20H_{1000-700}$$

複相關係數 $R = 0.212$

(4) 預報 12 小時內一小時最大雨量，採用預報因子四項：

$$MR_{12} = 20.450 - 2.66F_{NS500} + 1.46(V_{NS(S-500)}) - 1.12(V_{NS(S-850)}) - 0.43W_{850}$$

複相關係數 $R = 0.364$

(5) 預報 24 小時內一小時最大雨量，採用預報因子七項：

$$MR_{24} = -0.251 - 1.04F_{NS500} + 1.09F_{WE} + 1.06e + 0.55F_{NS700} + 0.90D_{S-500} - 0.31V_{S-850} + 0.81D_{S-850}$$

複相關係數 $R = 0.325$

(6) 預報 48 小時內一小時最大雨量，採用預報因子五項：

$$MR_{48} = 28.79 + 1.25F_{WE} - 0.54F_{NS500} + 0.40(T - T_d)_{700} + 0.83D_{S-850} - 0.31V_{S-850}$$

複相關係數 $R = 0.256$

以上六個預報模式合計採用預報因子 15 項，其中有因子被重覆採用情況統計如下：

- | | |
|------------------------|---------|
| (1) F_{NS500} | 採用於五個模式 |
| (2) D_{S-850} | 採用於四個模式 |
| (3) D_{S-500} | 採用於三個模式 |
| (4) V_{S-850} | 採用於三個模式 |
| (5) $V_{NS(S-500)}$ | 採用於二個模式 |
| (6) $V_{NS(S-850)}$ | 採用於二個模式 |
| (7) F_{WE} | 採用於二個模式 |
| (8) \overline{RH} | 採用於二個模式 |
| (9) $V_{NS(S-700)}$ | 採用於一個模式 |
| (10) F_{NS700} | 採用於一個模式 |
| (11) SI | 採用於一個模式 |
| (12) $H_{1000-700}$ | 採用於一個模式 |
| (13) $(T - T_d)_{700}$ | 採用於一個模式 |
| (14) W_{850} | 採用於一個模式 |
| (15) e | 採用於一個模式 |

其中 F_{NS500} 項被採用於五個模式中，可見該 500 mb 定壓面向量風之南北分速項之重要性，其單相關均為負值，表示在 500 mb 定壓面向量風必需南來氣流佔優勢，較能發生大雨。次之為 D_{S-850} 項被採用於四個模式，其相關均為正值；再次之，為 D_{S-500} 與 V_{S-850} 兩項各被採用於三個模式。 D_{S-500} 項凡被採用於模式者其相關均為正值，而 V_{S-850} 項凡被採用於模式者均為負值，可見大雷雨之發生，臺北地面至 500 mb 定壓面氣流該是南來者機率為大。

至於各模式計算之複相關係數，第(1)(2)(3)模式預報平均面積雨量，係數為 0.344、0.276、0.212，預報時效愈長愈差。第(4)(5)(6)三模式預報一小時最大雨量，其係數為 0.364、0.325、0.256，情況完全相同；惟預報一小時最大雨量之後三式係數較高於前三式而已。

為檢驗上述六個模式之效果，作降雨量校驗圖（如附圖 18~23）：

3. 檢 討

初次研究雷雨選用預報因子 25 項，效果不佳，此次增選因子 17 項，合併前者計 42 項，結果稍有進步，唯預報時效愈長複相關係數愈小，也許由於本研究僅選用臺北單點探空資料，預測時間愈久，變化愈多之關係。至於此次雷雨研究之利弊得失檢討有三：

1. 原選用預報因子 25 項，被採用在模式者甚少，被採用在模式而多為高空風方面之新增項目，可見研究雷雨量，動力氣象因子至關重要。

2. 此次雷雨量研究雖有進步，但效果仍不及颱風與鋒面部分為佳，其主要原因係颱風與鋒面有其難型範圍，而雷雨形成之雲雨時間短暫，又具有局部性，僅以臺北單點探空作分析依據，實嫌不足。

3. 本文雷雨資料十年內雖有 403 天次，但其間多數為局部性大雨，受地形影響，有時山區有大雨發生，而臺北盆地小雨甚至無雨，而少有六個測站同時大雷雨，而雨量相接近之情況發生，故預報目標不論是平均面積雨量抑或一小時最大雨量，其變幅較大而命中率較差。

六、結 論

本文僅就新店溪流域降雨量部分從事研究，當初為牽就原始雨量紀錄用中原標準時，而其他氣象因子則以世界標準時為準，其間有八小時時差，在研究過程中形成很大困擾，此次研究將原始雨量重新調整起算時間，統計費時，加之研究範圍包括颱風、鋒面與雷雨三方面，問題更為複雜，在人力時間及資料限制情況下，故流量部分有待後半年中進行研究。

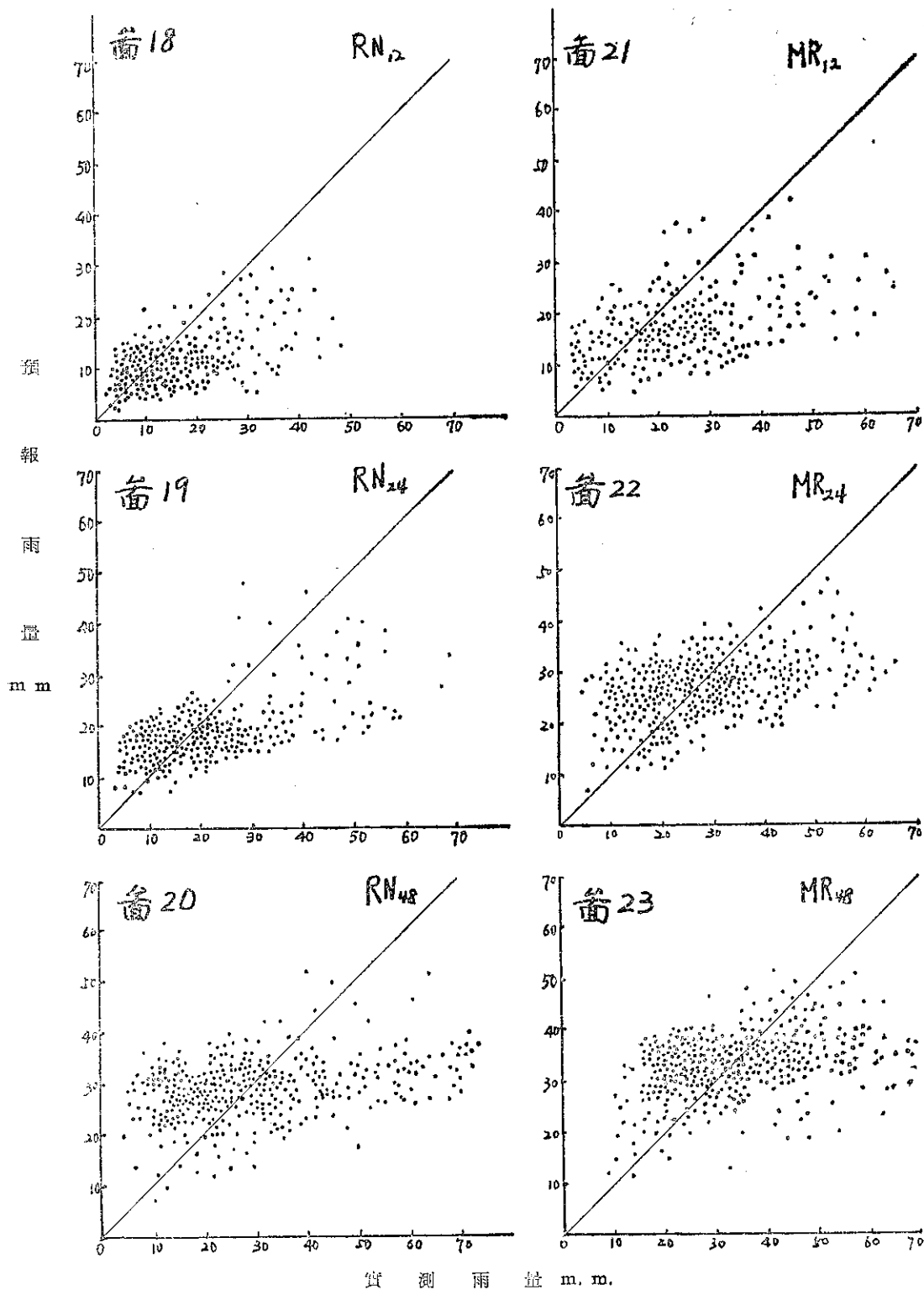
此次研究所得各項預報模式，已有顯著進步，尤其是颱風方面，原先六項預報目標，經逐步迴歸所得複相關係數最高僅達 0.564，而此次高達 0.938；鋒面方面原先複相關係數最高為 0.448，而此次達 0.543；雷雨方面原先尚未求得預報模式，此次模式之複相關係數最高為 0.364，其各預報模式之複相關係數如附表 9：

表 9. 預報模式複相關係數

項 目 預報目標	颱 風	鋒 面	雷 雨
RN_{12}	0.718	0.510	0.344
RN_{24}	0.666	0.543	0.276
RN_{48}	0.591	0.513	0.212
MR_{12}	0.677	0.446	0.364
MR_{24}	0.936	0.485	0.325
MR_{48}	0.938	0.472	0.256

關於此次雨量之統計計算，凡是平均面積雨量均以 12 小時之間隔，將六個測站累積雨量平均而得，

雷雨量校驗圖



24 小時者即以 前後兩個 12 小時之平均值相加之，48 小時者即為 前後四個 12 小時之平均值相加之雨量，至於一小時最大雨量，則為六個測站在這段時間（12、24、48 小時）內出現絕對最大雨量，就因為此種計算方法，預報颱風平均面積雨量時，預報時效愈長，相關係數愈小。然預報颱風一小時最大雨量時，則預報時效愈長，反而相關愈大，此因颱風接近時，在預報區域內幾乎大雨普降，其絕對最大雨量以增幅比例而言不致太多，而具有連續持久性，相對的相關係數提高；鋒面方面則情況有異，以預報平均面積雨量之複相關係數均在 0.51-0.54 之間，其間相差不大，一小時最大雨量均在 0.45-0.59 間，相差亦有限，但前者稍高而後者稍低，此因鋒面大雨時間不若颱風持久，故一小時最大雨量之相關驟降；又雷雨更是如此，故不論平均面積雨量抑或一小時最大雨量，相關性更降低，時效愈長相關愈小，因雷雨係短暫陣性降水，無持久性可言，由此可見用此法研究降雨量，其大雨之持久性決定研究效果之優劣。

此次研究降雨量，發現高空動力氣象因子之重要性，遠超過地面與一般傳統性氣象因子（氣溫、氣壓、濕度等）為重要，而本文僅利用臺北一地探空資料，實嫌不足，今後從事雨量研究，當注意及之。

致 謝

本研究計畫獲行政院國家科學委員會之補助，始能完成，電子計算機利用行政院主計處資料處理中心的 IBM 型的機器作業，在進行過程中，承陳泰然博士賜予寶貴的意見，並承電力公司電源勘察隊與空軍氣象聯隊提供資料，特此申謝。

參 考 文 獻

1. Chiang S. L. (1971), "Calibration of watershed Wetnees and Prediction of Flood Volume from Small Watershed in Humid Regions" PH. D. Dissertation, The Pennsylvania State University, p78-103.
2. Chow V. T. (1964), "Tandbook on Applied Hydrology" McGraw Hill Book Company Inc. New York p8-23 p8-26.
3. Palmer O. Johnson (1961), "Statistical Methods in Research" Prentice-Hill Inc. Englewood Cliffs N. J. p327-357.
4. Wiesner C. J. (1970), "Hydrometeorology" Chapman and Hall Ltd. London p190-243.
5. 曲克恭 (1971) 「臺北盆地颱風降雨量之計算與預報方法」氣象學報第 17 卷第三期 P32-49。
6. 林則銘 (1976) 「危害飛行氣象因素客觀預報之研究—雷雨部分」氣象預報與分析第 69 期 P1-20。
7. 吳宗堯、咸啓勳 (1973) 「用比擬法預估颱風侵台期內之降水量」氣象學報第 19 卷第三期 P10-19。
8. 美國國際工程顧問公司等 (1974) 「臺北區自來水 第四期 建設計畫可行性規劃報告」Appendix G & L.
9. 「郭文鏞蔣志才等 (1977) 新店河流域降水量與流量之研究」氣象學報第 23 卷第一期 P1-17。

符 號 說 明

D	臺北地面風向一八分位。	F _{WE500}	臺北 500 mb 風東西向之分速—西風爲正，東風爲負，單位 m/sec.
F	臺北地面風速—單位 m/sec.	F _{NS500}	臺北 500 mb 風南北向之分速—北風爲正，南風爲負，單位 m/sec.
P	臺北地面氣壓—單位 mb.	D _{S-850}	臺北地面— 850 mb 向量風之方向—一八分位
ΔP ₁₂	臺北地面氣壓 12 小時之變差—單位 mb.	V _{S-850}	臺北地面— 850 mb 向量風之速度—單位 m/sec.
ΔP ₂₄	臺北地面氣壓 24 小時之變差—單位 mb.	D _{S-700}	臺北地面— 700 mb 向量風之方向—一八分位
e	臺北地面水汽壓—單位 mb.	V _{S-700}	臺北地面— 700 mb 向量風之速度—單位 m/sec.
ΔT ₁₂	臺北地面氣溫 12 小時之變差—單位 °C.	D _{S-500}	臺北地面— 500 mb 向量風之方向—一八分位
ΔT ₂₄	臺北地面氣溫 24 小時之變差—單位 °C.	V _{S-500}	臺北地面— 500 mb 向量風之速度—單位 m/sec.
T	臺北地面氣溫—單位 °C	V _{WE(S-500)}	臺北地面— 500 mb 向量風之東西向分速—單位 m/sec.
RH	臺北地面相對濕度—百分比%	V _{NS(S-500)}	臺北地面— 500 mb 向量風之南北向分速—單位 m/sec.
G	颱風中心至原點 0 (25°N 與 120°E 線之交點) 之氣壓梯度—單位 mb/100km.	KI	臺北探空凱氏指數 = $T_{850} + T_{d850} - (T_{700} - T_{d700}) - T_{500}$
Pmin	颱風中心氣壓—單位 mb.	TTI	臺北探空總指數 = $T_{850} + T_{d850} - 2T_{500}$
Fmax	颱風中心最大風速—單位 m/sec.	SI	臺北探空蕭氏指數
r	颱風 17.2m/sec 之暴風半徑—單位 km	W ₈₅₀	臺北 850 mb 定壓面之水汽混合比—單位 gr/kg.
GD	颱風中心所經之網格	W ₇₀₀	臺北 700 mb 定壓面之水汽混合比—單位 gr/kg.
M ₁₂	颱風中心 12 小時之位移—單位 km	W ₅₀₀	臺北 500 mb 定壓面之水汽混合比—單位 gr/kg.
M ₂₄	颱風中心 24 小時之位移—單位 km	W	臺北 850, 700, 500 mb 三定壓面之平均水汽混合比—單位 gr/kg.
DI	原點 0 (25°N 與 120°E 線之交點) 至鋒面切線之距離—單位 km.	H ₁₀₀₀₋₇₀₀	臺北 1000-700 mb 之厚度—單位動力公尺 GPM.
DI ₁₂	鋒面 12 小時之位移—單位 km.	H ₇₀₀₋₅₀₀	臺北 700-500 mb 之厚度—單位動力公尺 GPM.
DI ₂₄	鋒面 24 小時之位移—單位 km.	H ₁₀₀₀₋₅₀₀	臺北 1000-500 mb 之厚度—單位動力公尺 GPM.
ΔB	地面鋒法線前後 500 km 距離兩處之氣壓差—單位 mb.	ΔH ₁₂₍₁₀₀₀₋₇₀₀₎	臺北 1000-700 mb 之 12 小時厚度變差—單位動力公尺 GPM.
F _{WE}	臺北地面風東西向之分速—西風爲正，東風爲負，單位 m/sec.		
F _{NS}	臺北地面風南北向之分速—北風爲正，南風爲負，單位 m/sec.		
F _{WE850}	臺北 850 mb 風東西向之分速—西風爲正，東風爲負，單位 m/sec.		
F _{NS850}	臺北 850 mb 風南北向之分速—北風爲正，南風爲負，單位 m/sec.		
F _{WE700}	臺北 700 mb 風東西向之分速—西風爲正，東風爲負，單位 m/sec.		
F _{NS700}	臺北 700 mb 風南北向之分速—北風爲正，南風爲負，單位 m/sec.		

$\Delta H_{12(700-500)}$	臺北 700-500 mb 之 12 小時厚度 變差—動力公尺 GPM.	RH_{500}	臺北 500 mb 定壓面之相對濕度— 百分比%
$\Delta H_{12(1000-500)}$	臺北 1000-500 mb 之 12 小時厚度 變差—動力公尺 GPM.	\bar{RH}	臺北 850, 700, 500 mb 三定壓面 之平均相對濕度—百分比%
$T-T_d$	臺北地面溫度露點差—單位 °C.	$\frac{\bar{RH}}{10} + \bar{W}$	臺北 850, 700, 500 mb 三定壓面 之濕度指數
$\Delta T_{850-700}$	臺北 850-700 mb 定壓面溫度差— 單位 °C.	R	700 mb 定壓面槽切線至原點 0 之距 離—單位 km.
$\Delta T_{700-500}$	臺北 700-500 mb 定壓面溫度差— 單位 °C.	ΔR_{12}	700 mb 定壓面槽線 12 小時之位移 —單位 km
$\Delta T_{850-500}$	臺北 850-500 mb 定壓面溫度差— 單位 °C.	ΔR_{24}	700 mb 定壓面槽線 24 小時之位移 —單位 km
T_{850}	臺北 850 mb 定壓面溫度—單位 °C.	ΔZ	700 mb 定壓面槽法線前後 500 km 兩處之高度差—動力公尺 GPM.
$(T-T_d)_{850}$	臺北 850 mb 定壓面溫度露點差— 單位 °C	RN_{12}	新店溪流域 12 小時之平均面積雨量 —單位 m. m
T_{700}	臺北 700 mb 定壓面溫度—單位 °C.	RN_{24}	新店溪流域 24 小時之平均面積雨量 —單位 m. m
$(T-T_d)_{700}$	臺北 700 mb 定壓面溫度露點差— 單位 °C.	RN_{48}	新店溪流域 48 小時之平均面積雨量 —單位 m. m
T_{500}	臺北 500 mb 定壓面溫度—單位 °C.	MR_{12}	新店溪流域 12 小時內之一小時最大 雨量—單位 m. m
$(T-T_d)_{500}$	臺北 500 mb 定壓面溫度露點差— 單位 °C.	MR_{24}	新店溪流域 24 小時內之一小時最大 雨量—單位 m. m
\bar{T}	臺北 850, 700, 500 mb 三定壓面 之平均溫度—單位 °C.	MR_{48}	新店溪流域 48 小時內之一小時最大 雨量—單位 m. m
RH_{850}	臺北 850 mb 定壓面之相對濕度— 百分比%		
RH_{700}	臺北 700 mb 定壓面之相對濕度— 百分比%		

研究臺灣地區氣懸膠體之特性

Study on the Characteristic of Aerosol around Taiwan Area

呂世宗 陳福來 繆在澄
Shih-chong Lu Fu-lai Chen Tsai-chen Miu

摘 要

第一部分：臺灣地區氣懸膠體粒徑大小之分布

以 Anderson sampler 在臺北、臺中、日月潭、嘉義、臺南、高雄、恒春、臺東、花蓮、基隆等地採取氣懸膠體樣品，測析其含量與粒徑之分布，測析結果顯示，這些地區之

氣懸膠體含量與粒徑分布，均可以 $N(r) = kNoe^{-\frac{r}{d}}$ 示之。

另一方面，臺灣地區之 Respirable dust 以重量比約在 50 % 以下，其所佔比例以盆地地區為大，其含量與當地換氣效果有關，並且熱效應對流作用，易形成濃度之日變化。

第二部分：降水對空氣污染之除污評估

都市大氣污染預測模式決定於風向風速及混合層高度，但是降水之沖洗效率及污染之沉澱速度亦為重要之因素。

本研究乃分析臺灣地區海水及雨水中氯離子和硫酸根之含量，由濃度比計算二氧化硫之濃縮定數，以及污染物之沉澱速度，供研究擬定都市大氣污染預測模式之應用。

ABSTRACT

PART I: The Size Distribution of Aerosol Particles in Taiwan Area

The aerosol samples are collected by Anderson Sampler at Taipei, Taichung, Jihyuehtan, Chiai, Tainan, Kaohsiung, Hengchun, Taitung, Hwalien and Keelung to calculate the concentrations and diameters of aerosol. The primary result shows that the concentrations and diameters of aerosol could be showed as the following equation

$$N(r) = kNoe^{-\frac{r}{d}}$$

The respirable dusts has less than 50 percent in Taiwan area, the basin area is particularly higher due to the bad transport velocity of air. The heat effect and convection might cause the different daily variation of aeroaol concentration.

PART II: The Precipitation Scavenging Effect on Atmospheric Pollution in Taiwan Area.

The prediction model of air pollution for city is decided by wind direction, wind velocity and mixing depth. But otherwise the washing rate of precipitation and the sedimentary velocity of pollutants are also the important factors.

This paper is to analysis the concentration of sulphion and chloride ion in the rain and sea water along the Taiwan area. Comparing the concentration ratio, we calculate the enriched constant of sulphur dioxide and the sedimentary velocity of pollutants to confirm the availability of the prediction model of air pollution for city.

第一部分：臺灣地區氣懸膠體粒徑大小之分布

The Size Distribution of Aerosol Particles in Taiwan Area.

一、前言

大氣污染中最易感覺者為氣懸膠體，因這些懸浮污染物能直接影響能見度①，散射太陽光，吸收太陽輻射，影響氣溫之垂直分布②，並且與霧、雲、雨等之形成③均有密切關係。

目前許多學者均以氣懸膠體為影響氣候之主要因素④，臺灣地區近年來，建設工程不斷的進行，工業發展迅速，氣懸膠體之污染日增，筆者已發現其污染程度不單影響氣候因素⑤，對人類健康亦有重大之威脅，因粒徑在 3.3μ 以下之氣懸膠體 (Respirable dust)，易被吸收進入人體，影響呼吸系統之健康。⑥

本文係在臺灣地區主要都市收集氣懸膠體，測析其粒徑分布，供有關單位預防環境污染之參考。

二、樣品之採取

以樣品採取器 (Andersen Sampler) 分別在臺北、臺中、日月潭、嘉義、臺南、高雄、恆春、臺東、花蓮、基隆等地，將氣懸膠體分為 $>9.2\mu$, $5.5-9.2\mu$, $3.3-5.5\mu$, $2.0-3.3\mu$, $1.0-2.0\mu$, $0.6-1.0\mu$, $0.03-0.6\mu$, $<0.03\mu$ 等八級粒徑，採取為樣品。樣品採取高度為 1.5 公尺，抽氣速度每分鐘 29 公升，一天共採取七次。即分別於地方時 5, 8, 11, 14, 17, 20, 23 等，各抽取一小時，然後以顯微鏡測析之。

另外以高速集塵器 (High volume air Sampler) 在臺北分四級粒徑大小採取樣品，以天秤測析其分布情形。

三、觀測結果與檢討

茲將各地觀測結果列於表一。從表一，圖一顯示，臺灣地區每單位體積空氣中之氣懸膠體粒數與粒徑之分布，大體可以

$$N(r) = k N_o e^{-\frac{r}{d}}$$

之方程式示之。

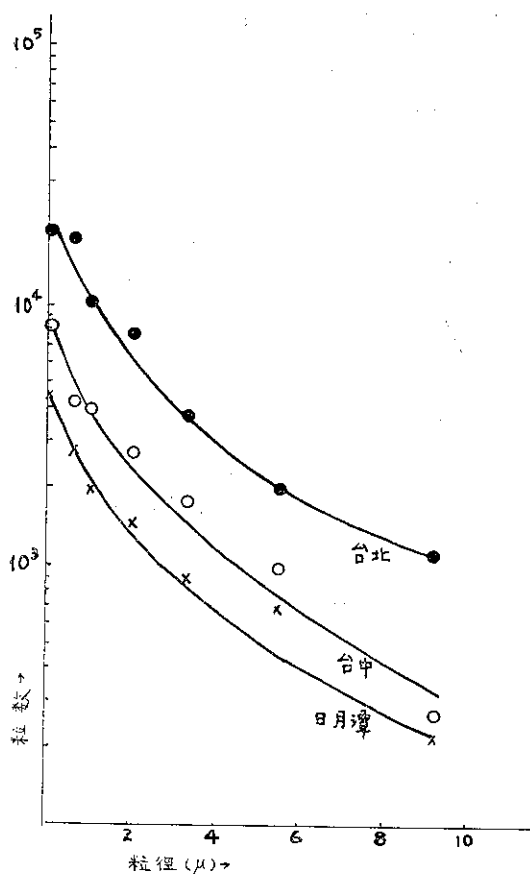
式中 r = 氣懸膠體粒徑 (μ)， N_o = 測析氣懸膠體總粒數， $N(r)$ = 粒徑在 $r\mu$ 之氣懸膠體粒數， d = 分級採取樣品時之平均粒徑， k = 常數。

臺灣地區氣懸膠體之粒數與粒徑之分布情形略同，方程式之 k 值約介於 0.31-0.39 之間，因此式可推出每單位體積空氣中各粒徑之氣懸膠體含量。

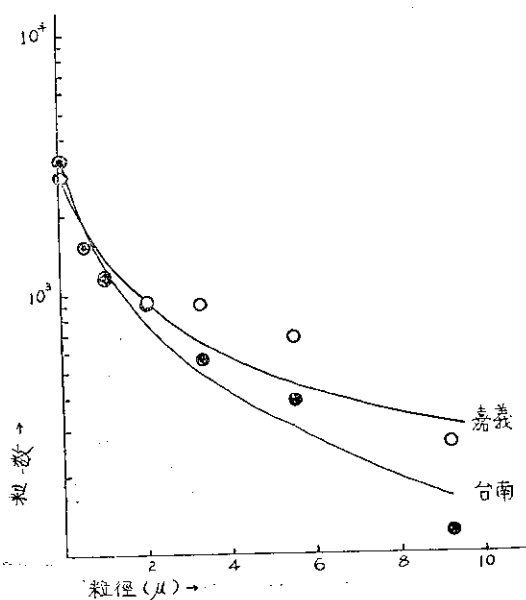
表一 臺灣地區氣懸膠體粒徑分布曲線

地 點	分 布 曲 線	備 考
臺 北	$N(r) = 0.31 N_o e^{-\frac{r}{3.6}}$	1. N_o : 測析氣懸膠體總粒數
臺 中	$N(r) = 0.32 N_o e^{-\frac{r}{3.6}}$	2. $N(r)$: 粒徑 $r\mu$ 之氣懸膠體粒數
日月潭	$N(r) = 0.35 N_o e^{-\frac{r}{3.6}}$	3. r : 氣懸膠體粒徑 (μ)
嘉 義	$N(r) = 0.39 N_o e^{-\frac{r}{3.6}}$	4. 測析粒徑 $0.6-9.2\mu$
臺 南	$N(r) = 0.34 N_o e^{-\frac{r}{3.6}}$	5. 單位體積空氣中之氣懸膠體含量
高 雄	$N(r) = 0.35 N_o e^{-\frac{r}{3.6}}$	
恆 春	$N(r) = 0.37 N_o e^{-\frac{r}{3.6}}$	
臺 東	$N(r) = 0.33 N_o e^{-\frac{r}{3.6}}$	
花 蓮	$N(r) = 0.35 N_o e^{-\frac{r}{3.6}}$	
基 隆	$N(r) = 0.33 N_o e^{-\frac{r}{3.6}}$	

氣懸膠體在臺灣地區之分布，大致與污染源有關，污染源越多，氣懸膠體之數量亦多，西部地區較東部地區約多一倍，尤其是臺北地區較之各地為高，

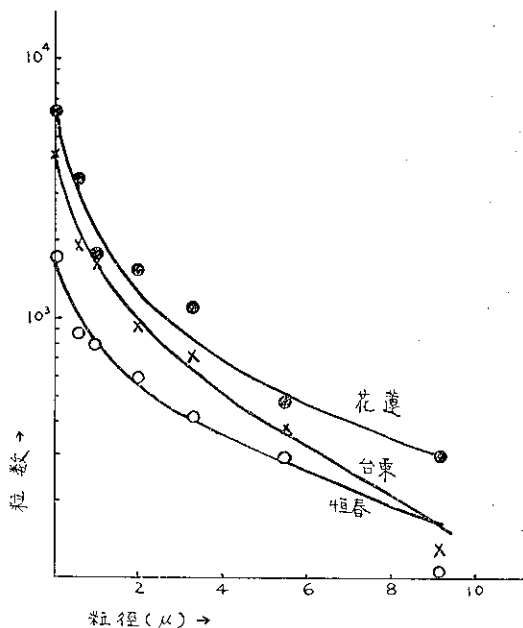


圖一(a) 氣懸膠體粒徑分布曲線

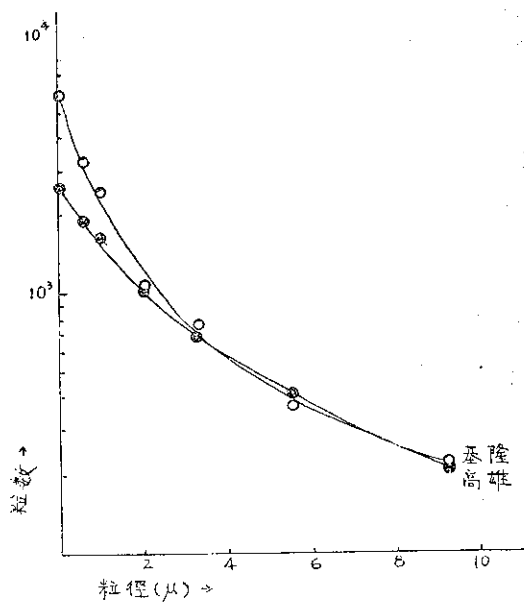


圖一(b) 氣懸膠體粒徑分布曲線

次為基隆，但基隆前一日降雨量達 40.5mm，因此氣懸膠體受雨水沖洗之影響，數量必然減少甚多，恆春地區平均含量較少，亦受降雨之影響。各地粒徑分布曲線請參考圖一。



圖一(c) 氣懸膠體粒徑分布曲線



圖一(d) 氣懸膠體粒徑分布曲線

表二 臺灣地區氣懸膠體含量與氣象因素之相關

地點	風速		氣溫		濕度	
	當時	3時前	當時	3時前	當時	3時前
臺北	0.46	0.11	0.24	0.32	-0.13	-0.40
日月潭	0.46	0.18	0.37	0.75	-0.34	-0.74
基隆	-0.56	-0.30	0.50	0.30	0.35	0.04
高雄	-0.09	0.07	-0.52	0.13	0.34	-0.36
臺中	0.70	0.03	0.44	0.26	-0.39	-0.21
臺南	0.50	0.47	0.24	0.43	-0.27	-0.44
嘉義	0.82	0.46	0.41	0.77	-0.44	-0.74
恒春	0.62	-0.62	0.60	-0.07	-0.65	0.05
花蓮	0.04	0.86	0.28	0.73	-0.29	-0.67
臺東	-0.60	0.37	0.10	0.08	-0.04	-0.04

表三 臺北氣懸膠體各粒徑之重量比

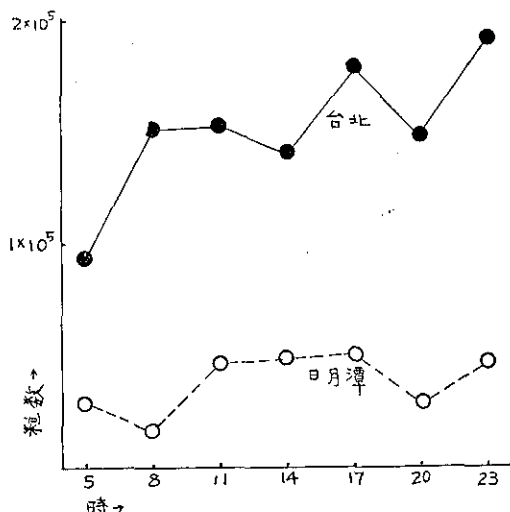
粒徑	$\geq 18\mu$	8μ	3.7μ	$\leq 1.6\mu$
重量 (mg)	36.3	23.2	28.0	22.3
百分比 (%)	33.06	21.12	25.50	20.30
備註	1. 抽氣設備使用 High Volume air Sampler. 2. 濾紙用 Glass Fiber.			

臺灣地區氣懸膠體之日變化，由於地形及污染源分布之不同，各地亦有差異。臺北地區係盆地地形，其變化與風速有關，經計算其相關為 0.46，與溫濕度則關係較微，請參考表二。日變化並無一定的規則，極大值發生於 23 時，極小值出現於 5 時。日月潭之日變化與臺北相似，唯其極小值在 8 時出現如圖二 a。

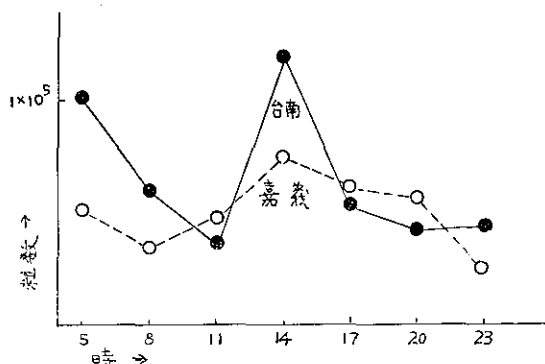
嘉南平原之氣懸膠體受氣象因素之影響較為明顯，與風速及氣溫成正相關，最高達 0.82，與濕度成負相關，最高亦達 -0.74，嘉南地區地勢平坦，換氣效果良好，因此受氣象因素之影響，至為敏感。此地區之日變化與臺北盆地不同，在 5 時及 14 時各有一次高峯，絕對最高值在 14 時出現，最低值則在 23 時出現，如圖二 b。

臺中、基隆、高雄等人口集中，工業發達的地區，其含量與氣象因素之關係較為複雜，基隆及高雄與風速成負相關，此二地均為沿海地區，收集站離海面甚近，風速較強時之風向，多由海面吹向陸地，因此風速較強時，氣懸膠體反而減少。而臺中則因離海岸較遠，四周污染源較多，其與氣象因素之相關與臺

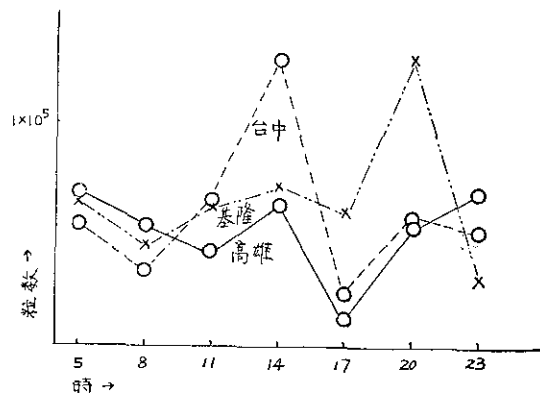
北盆地及嘉南平原之情形略同。但其日變化則與基隆、高雄相似，即每日於 5 時、14 時、20 時三次出現高峯，最低值則在 17 時及 23 時出現，如圖二 c。



圖二 a 氣懸膠體含量日變化

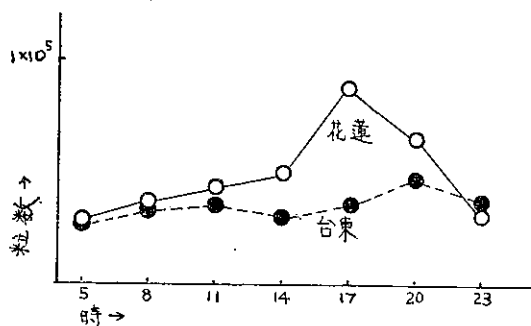


圖二 b 氣懸膠體含量日變化



圖二 c 氣懸膠體含量日變化

東部地區之氣懸膠體較西部為少，因東部地區工商業都沒有西部發達，所以污染源亦減少甚多，因此氣懸膠體之含量也較少。日變化比其他各地單純，僅17時或20時有一次高峯，最低值則在5時出現，此種現象與人文活動較為吻合，與氣象因素關係較小，如圖二 d。



圖二 d 氣懸膠體含量日變化

另以高速集塵器收集之樣品中，以天秤稱得各粒徑之分布狀況為 18μ 者有 36.3mg， 8μ 者有

23.2mg， 3.7μ 者有 28.0mg，小於 1.6μ 者有 22.3mg，其中對於人類呼吸器危害較大，其粒徑在 3.7μ 以下者，約佔總數之 45.8 % 左右，請參考表三。

四、結 論

測析結果顯出，臺灣地區之氣懸膠體在大氣中含量與粒徑均有規律之分布，各地區氣懸膠體含量與當地換氣速度有密切關係，尤其是粒徑在 10μ 以下者為甚。近海地區因換氣效果良好，氣懸膠體之含量亦少，因這些氣懸膠體粒徑小者均懸浮在大氣中，隨大氣擾亂飄流，易受從熱輻射產生之對流作用影響，形成濃度之日變化。

此種日變化在盆地地區，或換氣效果較差對流作用旺盛地區，更為顯著。其他地區即易受人類生活活動之影響。

另一方面臺灣地區氣懸膠體之 respirable dust，以重量比計算約在 50 % 以下，其所佔比例以盆地地區為大。

第二部分：降水對空氣污染之除污評估

The Precipitation Scavenging Effect on Atmospheric Pollution in Taiwan Area.

一、前 言

大氣污染是大氣自淨作用不平衡而發生，尤其是幾年來社會經濟不斷的發展，工廠數量繼續增加，污染物大量排放，大氣自淨作用已到界限，無法維持原來的平衡，因此大氣污染濃度亦不斷的增高。

為確保人民的安全，須適當管制此種人工的大氣污染，管制此種大氣污染最好的辦法是減少有關污染源的排放量，但此種政策必定引起工廠方面為防污設備大量投資，在產品上增加成本，在國外市場削減競爭力，終於影響國內經濟發展。為促進兩全其美，須充分收集有關環境資料，更了解污染之真面目，以最少投資保持經濟發展，並確保人民健康。

因此環境評估是目前要務，而大氣對污染物之自淨作用，在環境評估上是基本要素。在大氣自淨中，風、降水、氣溫等均是重要的因素，尤其是降水對大氣中污染物之沖洗淨化作用為最。

都市污染數值模擬是目前管制都市污染之良好指

標，而所用擴散模式中，降水之除污率亦是重要因素。

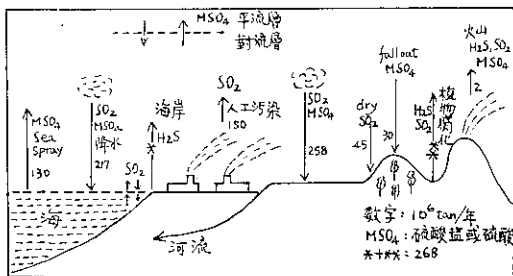
本文係以大氣中二氧化硫含量之變化情形，探究臺灣主要城市地區降水對大氣污染之除污功能，以資更了解大氣自淨能力，並且決定都市污染擴散模式中，有關降水之除污項目，同時檢討粒子沉澱速度，以便確定適用於臺灣主要城市地區之有效數值模式。

二、地球上二氧化硫之產生與循環

地球上二氧化硫之產生可分為天然與人工兩大類。前者由海水飛沫、火山爆發、山林火災、細菌腐化等為主，後者由煤、石油等化石燃料之燃燒，煉油等為主要來源。估計地球上一二年之二氧化硫等硫化物產生量約為 1.5×10^{11} 公斤^⑦，此硫化物於大氣、海洋、陸地間形成一大循環^⑧，在大氣中二氧化硫 (SO_2) 被氧化為亞硫酸 (SO_3)，硫酸霧或被浮游粒子吸收後發生化學作用而變質，所以它在大氣中滯留時間約為四天，但因工業發達，化石燃料之消耗量日

增，而易構成局部性之二氧化硫污染。

依據 Lazrus (1972) 研究結果證實，從地表排放大氣中之硫化物，除工業界產生外、海水飛沫、細菌腐化等為主要來源（參考圖一）。



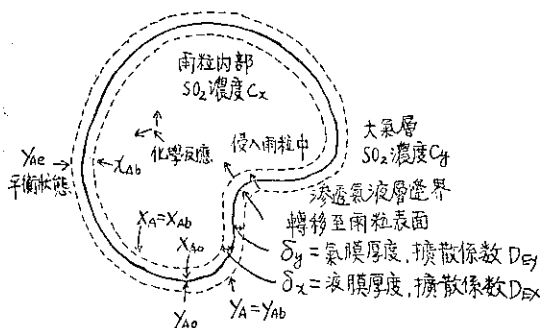
圖一 地表附近硫化物之循環 (A.L. Lazrus 等, Sciece, 1972)

這些硫化物即被降水沖洗成為硫酸 (SO_4)。降落地面，繼續污染水源，而這種變化主要是在大氣混合層內進行的。

三、降水對二氧化硫之沖洗作用

在大氣自淨中，降水之沖洗作用是主角，沖洗作用由發生時間，可分為 Rain-out 和 Washout 兩階段⑨，前者在雲中發生，大部分因二氧化硫分子，經 Brown 運動與雲粒相碰而附着雲粒或成為凝結核，此在降水前進行。後者是在低層大氣中二氧化硫分子，於降水時經雨粒相碰合成發生的除污情形。

降落中雨粒與大氣中二氧化硫分子之相互作用可示如圖二⑩。即雨粒與大氣中二氧化硫分子互相作



圖二 二氧化硫分子對雨粒之滲透過程

用，可分為二氧化硫分子由大氣層移至雨粒表面，滲透氣液層邊界，然後侵入雨粒中等三階段。在這些移動中，二氧化硫分子有些引起化學反應而變質，有些即保持為溶解二氧化硫分子之特性。雨粒中二氧化硫濃度，隨周圍氣壓大小不同。有些二氧化硫分子亦可

能再分解，而由雨粒轉移至大氣層。

依照 Fick 擴散模式，其互相轉移現象可示

$$N_{A0} = -C_Y D_{EY} \frac{\partial Y_A}{\partial r} \Big|_{\text{雨粒表面}} \\ = -C_X D_{EX} \frac{\partial X_A}{\partial r} \Big|_{\text{雨粒表面}} \dots \dots \dots (1)$$

式中 N_{A0} 為從雨粒侵入氣液表面之二氧化硫分子平均流速， D_{EY} , D_{EX} 各為氣層與液層之有效擴散係數。 C 為二氧化硫含量濃度。

如在正常狀態下， C , D_E 各為一定，並假設液膜、氣膜之厚度各為 δ_x , δ_y 時，(1)式可寫為

$$N_{A0} = -\frac{C_Y D_{EY}}{\delta_Y} (Y_{Ab} - Y_{A0}) \\ = -\frac{C_X D_{EX}}{\delta_X} (X_{A0} - X_{Ab}) \dots \dots \dots (2)$$

式中 $X_A Y_A$ 各為液層與氣層中二氧化硫分子之含量比， b, o , 各示境界條件。

如氣層質量輸送係數為 K_Y ，液層質量輸送係數為 K_X 時，(2)式即可寫如

$$N_{A0} = -K_Y (Y_{Ab} - Y_{A0}) \dots \text{ (在氣層)} \dots \dots (3)$$

$$N_{A0} = -K_X (X_{A0} - X_{Ab}) \dots \text{ (在液層)} \dots \dots (4)$$

在(3)、(4)式中，測定 X_{A0} , Y_{A0} 較難，通常可將與液層含量比 X_{Ab} ，平衡之氣層含量比 Y_{A0} 代替 ($Y_{Ab} - Y_{A0}$) 與 ($X_{A0} - X_{Ab}$)，並取 ($Y_{Ab} - Y_{A0}$) 來決定質量輸送數 N_{A0}

$$\therefore N_{A0} = -\bar{K}_Y (Y_{Ab} - Y_{A0}) \dots \dots \dots (5)$$

式中 \bar{K}_Y 為氣層綜合質量輸送係數。由此可知通過雨粒氣液層之二氧化硫分子多少，均由大氣中二氧化硫分子含量比影響。

為進一步了解，降水對二氧化硫分子之沖洗情形，可由二氧化硫之連續方程式求出 Washout 速度，即對雨中（液層）之二氧化硫，可得

$$\frac{\partial \rho_{AX}}{\partial t} = -\nabla \rho_{AX} V_{AX} + W + r_{AX} \dots \dots \dots (6)$$

對大氣中（氣層）之二氧化硫，即得

$$\frac{\partial \rho_{AY}}{\partial t} = -\nabla \rho_{AY} V_{AY} - W + r_{AY} \dots \dots \dots (7)$$

式中 ρ_{AY} , ρ_{AX} 各為二氧化硫在液層與氣層之密度， V_{AX} , V_{AY} 各為平均速度， r_{AX} , r_{AY} 各示由化學反應產生之有關物質， W 即示速度。

因此二氧化硫分子之全體連續方程式即為

$$\frac{\partial \rho_A}{\partial t} = -\nabla \rho_{AX} V_{AX} V_{AX} - \nabla \rho_{AY} V_{AY} + r_{AX} + r_{AY} \dots (8)$$

如果雨粒是球形，在一定粒度分布，降落時，(6)、(7)式可換寫為

$$\frac{\partial \rho_{AX}}{\partial t} = -\frac{4\pi N}{3} \left(\nabla \int_0^\infty a^3 f(a) V_i C_A \times b(a) da \right) + W + r_{AX} \dots (9)$$

$$\frac{\partial \rho_{AY}}{\partial t} = -(\nabla \rho_{AY} V_{AY}) - W + r_{AY} \dots (10)$$

$$\therefore \frac{\partial \rho_A}{\partial t} = -\frac{4\pi N}{3} \left(\nabla \int_0^\infty a^3 f(a) V_i C_A \times b(a) da - (\nabla \rho_{AY} V_{AY}) + r_{AX} + r_{AY} \right) \dots (11)$$

又 Washout 速度 W 可示為

$$W = -4\pi N \int_0^\infty a^2 f(a) N_{A0} da \\ = 4\pi N \int_0^\infty a^2 f(a) \bar{K}_Y(a) (Y_{Ab} - Y_{Ao}) da \quad (12)$$

式中 a 為雨粒半徑。 f 為雨粒粒度分布之機率密度函數， N 為單位體積雨粒數。 V_i 為雨粒速度， Y_A 為二氧化硫在氣層之含量比， C_{AX} 為雨粒中二氧化硫之分子數。

如 Washout 現象為非可逆過程時

$$W = \lambda_i Y_{Ab} C_Y \dots (13)$$

式中 λ_i 為 Washout 係數，雨粒間無互相作用時，Washout 係數 λ_i 就是各雨粒 Washout 係數 λ_i 之總合。即

$$\lambda_i = N \int_0^\infty f(a) \lambda_i(a) da \dots (14)$$

同時 washout 係數 λ_i ，綜合質量輸送係數 \bar{K}_Y 間之關係，可得如下

$$\lambda_i = \frac{4\pi N}{C_Y} \int_0^\infty a^2 \bar{K}_Y f(a) da \dots (15)$$

$$\lambda_i(a) = \frac{4\pi a^3}{C_Y} \bar{K}_Y \dots (16)$$

又如 Washout 現象是可逆現象時，即得

$$W = \lambda_i (Y_{Ab} - Y_{Ao}) C_Y \dots (17)$$

由(13)、(17)式可知，降水對二氧化硫之除污速度，除與 Washout 係數 λ_i ， r 有密切關係外，與大氣中二氧

化硫含量 C_Y 亦有關係，同時 Washout 係數 λ_i ， r 均由雨粒大小決定。

四、檢討臺灣地區降水對二氧化硫

之沖洗情形與粒子沉澱速度

(一) 降水中硫酸根 (SO_4^{2-}) 與氯離子 (Cl^-) 之測定

從臺北、基隆、高雄、恒春、花蓮、臺東等地分別採取雨水與海水，測定硫酸根與氯離子之含量，並求 SO_4^{2-}/Cl^- 之比，硫酸根濃縮定數 (E_{SO_4})，硫酸根過剩量 (ΔSO_4) 等，參考表一

在採樣期間 6 月 27 日至 6 月 30 日中度颱風魯碧由臺灣南方之呂宋島，向西進行至東沙島後打轉一圈，再向東北東通過巴士海峽向東北移動，臺灣北部及東部均受颱風環流之影響，至 7 月 2 日均為雨天，西南部有陣雨發生，因此在高雄、臺東分別測出 16.16 mg/l, 22.50 mg/l 之含量氯離子。8 月 8 日至 8 月 10 日，強烈颱風畢莉由臺灣北部登陸向西北西進行，北部地區雨量較大，此時在高雄測出 126.79 mg/l 之氯離子，臺北雨水中之氯離子亦有 14.28 mg/l 之高。8 月 20 日至 8 月 21 日，輕度颱風戴特由臺灣北部海面向西北西通過，進入大陸後，臺灣西南部及東部受西南氣流影響，均有強雨，而臺東雨水中測出硫酸根 137.4 mg/l，9 月 7 日至 9 月 9 日強烈颱風美安向西北西進行至琉球附近，轉向北北東侵襲日本，臺灣北部及東部均受影響而降雨，而花蓮雨水即測出硫酸根高達 117.3 mg/l。9 月 16 日至 9 月 18 日中度颱風艾瑞絲，由巴士海峽向西進行至香港附近打轉一圈後減弱消滅，但臺北、臺東雨水中各測出硫酸根含量 85.6 mg/l，及 160.5 mg/l 之高，顯然是受到其環流影響，參考表二。

測驗結果顯示臺灣地區之降水易受海洋氣團之影響，尤其是西南方海洋氣流所引起的降水，其氯離子含量必高，硫酸根含量亦異常的增加，但 PH 值顯出，降水之酸性不大，降水所含的硫酸根，大部分似為硫酸鹽^①，非都市污染之二氧化硫經氧化後，被沖洗降落者。

(二) 降水對二氧化硫之沖洗效果

本來從降水中硫酸根含量過剩量 (ΔSO_4) 可推算降水對二氧化硫之沖洗效果，但因臺灣周圍是海岸，海水硫酸鹽對降水影響甚大，無法判別，尤其是颱風時更難，因此由臺北選出 5 月 4 日、6 月 11 日、7 月 25 日、8 月 9 日、9 月 7 日等五天降雨時所測大氣中二氧化硫含量與其當月平均值，全日晴天時測定

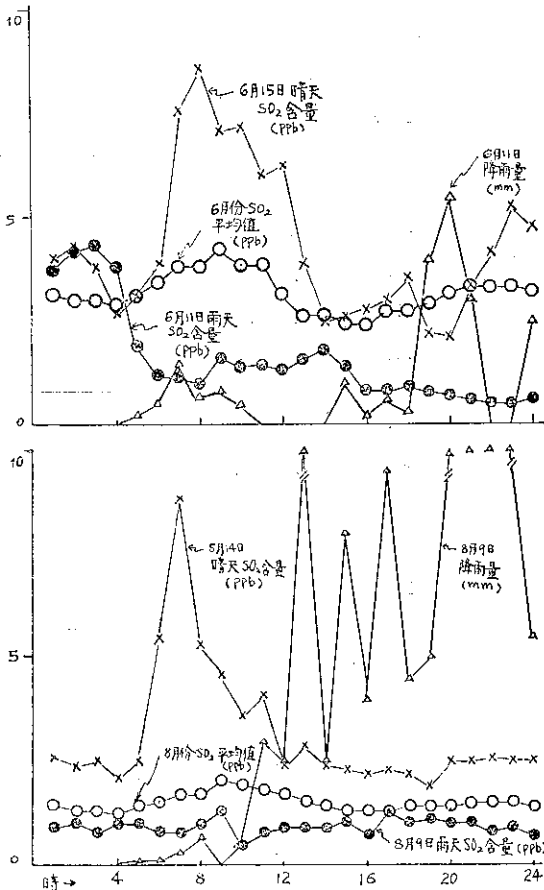
表 一 雨 水 SO_4^{--} , Cl^- 含 量

地 點	數 目 日 期	PH	SO_4^{--} (mg/l)	C^- (mg/l)	SO_4/Cl	E SO_4	ΔSO_4 (mg/l)	海 水 SO_4/Cl	備 註
臺 北	65. 5. 4	6.1	78.8	1.88	41.91	315.1	78.5	0.133	臺北 SO_2 :12.6 日月潭 SO_2 :8.2 PH:6.9 Cl:1.50
	6. 3	6.1	7.8	3.00	2.60	19.5	7.4	"	臺北 SO_2 :3.0 日月潭 SO_2 :4.4
	7. 2	6.7	28.0	1.88	14.89	112.0	27.7	"	臺北 SO_2 : - 日月潭 SO_2 :4.1 PH:5.5 Cl:6.01
	8. 1	7.0	53.1	2.25	23.60	177.4	52.8	"	臺北 SO_2 :0.8 日月潭 SO_2 :3.3 PH:6.4 Cl:2.08
	8. 9	6.6	39.1	14.23	2.74	20.6	37.2	"	臺北 SO_2 :0.9 日月潭 SO_2 :2.8 PH:6.5 Cl:1.88
	9.16	6.4	85.6	14.12	6.06	45.6	83.7	"	臺北 SO_2 :1.4 日月潭 SO_2 :4.2 PH:6.2 Cl:2.61
基 隆	5. 3	6.6	87.3	4.50	19.40	163.7	86.8	0.115	
	6.11	7.0	14.4	2.25	6.40	55.7	14.1	"	
	7. 3	6.8	10.3	2.25	4.58	39.8	10.0	"	
	9. 6	6.4	31.3	5.23	5.98	52.0	30.7	"	
高 雄	5. 4	5.9	19.5	5.25	3.71	28.8	18.8	0.129	
	6.27	6.5	37.0	16.16	2.29	17.8	34.9	"	
	7. 3	6.8	44.4	4.51	9.84	76.3	43.8	"	
	8. 3	6.6	60.5	126.79	0.48	3.7	44.1	"	
	9.25	7.0	38.3	3.59	10.67	82.7	37.8	"	
恆 春	5. 4	7.1	86.9	3.00	28.97	275.9	86.6	0.105	
	6.26	7.0	74.5	6.00	12.42	118.3	73.9	"	
	7.25	6.6	65.8	3.01	21.86	208.2	65.5	"	
	8.23	7.0	51.4	6.30	8.16	77.7	50.7	"	
	9. 6	7.3	50.2	6.54	7.68	73.1	49.5	"	
花 蓮	5. 4	7.2	56.2	69.43	0.81	7.3	48.5	0.111	
	6.26	7.2	16.5	9.76	1.69	15.2	15.4	"	
	7. 3	6.9	42.0	2.25	18.67	168.2	41.8	"	
	8.23	7.1	35.0	4.73	7.43	66.9	34.5	"	
	9. 8	6.5	117.3	5.23	22.43	202.1	116.7	"	
臺 東	5. 4	6.4	13.8	1.88	7.34	61.9	13.6	0.120	
	6.26	7.1	9.5	3.75	2.53	21.1	9.1	"	
	7. 3	6.7	77.0	22.50	3.42	28.5	74.3	"	
	8.23	7.1	137.4	3.94	34.87	290.6	136.9	"	
	9.16	8.3	160.5	2.94	54.59	454.9	160.1	"	

表二 採取雨水樣品時之氣象情況

地點	降雨量項目		採取樣品前雨量				降雨性質	備註
	月	日	前三天	前二天	前一天	當天		
臺北	5	4	0.3	0	3.1	34.3	陣雨	
	6	3	90.1	4.3	0	42.5	陣雨	
	7	2	0	0	1.2	11.6	颱風	
	8	9	0	0	0	169.7	颱風	
	9	16	0	1.5	T	2.5	颱風	
基隆	5	3	0	4.1	0	11.0	陣雨	
	6	11	0	10.0	4.9	16.1	陣雨	
	7	3	0	0	2.0	134.6	颱風	
	8	9	0	0	0	38.6	颱風	
	9	6	0	0	0	31.2	颱風	
高雄	5	4	0	0.1	47.5	7.4	陣雨	
	6	27	0	17.0	5.0	70.0	颱風	
	7	3	0.3	T	0.5	26.5	颱風	
	8	3	0	0	0	7.0	陣雨	
	9	25	0	0	T	15.5	陣雨	
恆春	5	4	0	0	0	13.7	陣雨	
	6	26	0	0	4.8	86.5	颱風	
	7	25	0	0.5	6.0	34.1	陣雨	
	8	23	0.8	0	4.2	64.6	颱風	
	9	6	0	0	0	13.6	颱風	
花蓮	5	4	0.3	T	0.1	11.9	陣雨	
	6	26	0	0	0	17.5	颱風	
	7	3	0.3	1.5	7.3	72.0	颱風	
	8	23	0	0	0	37.2	颱風	
	9	8	0	0	0	49.5	颱風	
臺東	5	8	0	0	3.7	21.3	陣雨	
	6	26	0	0.3	1.0	95.3	颱風	
	7	3	2.1	0	1.7	11.1	颱風	
	8	23	0	0	11.1	189.9	颱風	
	9	16	0.3	0	4.6	38.6	颱風	

值，降水量等互相比較，其變化情形如圖三顯示，大氣中二氧化硫濃度之每天兩次頂峯，均因降水而消失，而且雨天二氧化硫含量一般比平均值為低，但經降水所影響之濃度，因雨天大氣混合層高度較低，甚快復原而維持原來的特性。因此在短時間的都市污染數值模式，須考慮此沖洗效果。



圖三 降水對二氧化硫之沖洗效果

(三) 落塵沉澱速度之估計

對臺灣地區污染，筆者^②曾加以分為大規模與局部性的污染，稱為大規模者，乃由各國在空中之核子試爆所引起的污染，局部性者乃工業區等小範圍的污染。

筆者曾於大規模侵臺之放射性微塵為追蹤劑估計其沉澱速度^③，這些微塵飄游至臺灣上空時，受混合層內之氣流支配，因此在混合層內之微塵顆粒其大小相當，可以同一標準加以分析，這些放射性微塵之沉澱速度在混合層內之活動，仍然可代表一般浮游粒子之活動情形，設放射性微塵之沉澱速度 V

$$V = \frac{\text{單位面積落塵量之沉澱率}}{\text{大氣中濃度}}$$

之定義，對臺北市落塵之平均沉澱速度加以估計時，得到其沉澱速度之平均值為 0.08cm/sec 之間，這些落塵顆粒估計在 20μ 左右，因此其沉澱速度可適用 Stoke's 定律。

對於局部氣象因素與落塵沉澱之關係，加以分析時，發現沉澱速度與氣溫，濕度等有密切關係，但在夏季日射量較強時，其沉澱速度反而變小之現象。

五、結 論

在初步測驗結果顯出，臺灣地區降水中之硫酸根，氯離子濃縮定數甚高，這些硫酸根、氯離子之來源，多由海洋氣流所引起的，尤其是颱風季節為最。

從大氣中二氧化硫含量測驗結果，已證實降水對大氣中二氧化硫含量有明確的沖洗效果，但因雨天大氣混合層高度變低，大氣中二氧化硫濃度復原甚快，因此在短時間內的都市污染數值模式，須考慮此沖洗效果。

以放射性微塵估計落塵沉澱速度，在 0.08cm/sec 至 0.53cm/sec 之間。在臺灣地區因位置特殊，從降水中硫酸根過剩量 (ΔSO_4)，推算除污率較難，而且因地形複雜，落塵沉澱速度之幅度亦大，需要長期的測驗記錄來證實。

參 考 文 獻

1. G. C. Holyworth (1962): Some Effect of Air Pollution on Visibility in and Near Cities Rpt. SEC TR A62-5, Taft Sanitary Engineering Center, Cincinnati, Ohio, 69-88.
2. G.A. Demmarris (1961): Vertical Temperature Difference Observed Over an Urban Area Bull Am Met. Soc, 42(8), 548-554.
3. J. Warner (1968): A Reduction in Rainfall Associated With Smoke From Sugarcane Fires, J. Appl Met 7, 247-251.
4. W. Back (1972): Atmospheric Pollution, Mc Grow-hill, Inc
5. 呂世宗等 (1972): 研究高空放射塵及大氣污染長期變化對氣象因素之關係, 氣象學報18卷一期 p. 1-7.
6. 寺部本次 (1969): 大氣污染測定法, 技報堂 p. 16-65.
7. 河村武, 1972: 天氣 No. 9, Vol 19 p. 1-17.
8. A.L. Lazrus, et al, 1972: Science 175, 587.
9. 角皆靜男, 1972: 雨水分析
10. 田島隆俊等, 1975: 環境技術 No. 3, Vol 4.
11. 三宅泰雄, 1957: 地球化學
12. 呂世宗等, 1972: 氣象學報第18卷一期
13. Lu Shih-Chong, 1963: Chinese Journal of Physics No. 1, Vol 1, 17-20.

作者通訊處: 中央氣象局

保 密 防 諜 .

人 人 有 責 .

匪 諜 自 首 .

既 往 不 究 .

氣象學報補充稿約

一、來稿須用稿紙（以 25×24 之稿紙為原則）。

二、來稿字數以不超過15,000字，即連同圖、表、英文摘要以不超過10印刷頁為原則。

三、圖及表之分量以不超過全文之 $1/3$ 為原則。

四、英文摘要之字數以不超過1,000字為原則。

五、關於表格之注意點：

- (一) 表格須另用白紙繪製。
- (二) 表格上方須有標題，並加表1表2等冠號。
- (三) 表格中之項目，內容應儘量簡化。表中不重要之項目或可用文字說明者應儘量避免列入表中。
- (四) 能以文字說明之小表，請採用文字說明。
- (五) 原始記錄應加分析簡化後始可列入表中。
- (六) 統計分析表中顯著處，以*號（顯著）及**號（極顯著）表之。
- (七) 表幅應考慮適合本刊版幅為準。（寬度勿超過13.5cm）。
- (八) 表之標題應能表示內容。

六、關於插圖之規定：

- (一) 插圖應另貼於大張白紙上，註明作者及文題。
- (二) 插圖下方須有標題，並加圖1圖2等冠號。
- (三) 統計圖、模式圖及分佈圖一律採用120—150磅道林紙，以黑墨水繪製清楚。
- (四) 統計圖原圖幅面應在12—15cm，以便縮版。
- (五) 模式圖原圖幅面應在15—20cm，以便縮版。
- (六) 分佈圖原圖幅面應在30cm左右，以便縮版。
- (七) 繪製線條粗細應能供縮小至 $1/8$ 之程度，但不能超過縮小 $1/2$ 之程度。
- (八) 數字應正寫清楚，字之大小粗細應一律，至少能供縮至 $1/8$ 之程度。
- (九) 已列表中之內容，勿再重複以插圖表示。
- (十) 圖之標題應能表示內容。

七、關於照片之規定：

- (一) 照片用紙一律採用黑白光面紙。

(二) 照片幅面應在12—15cm，以便縮版。

(三) 照片應充分沖洗清楚，須考慮縮少至 $1/2$ 時尚能清楚之程度。

(四) 照片如有特別指明點應加圈或箭頭表明。

八、文稿過長，或圖表過多過大時，投稿人得自行負擔印刷費。

九、關於參考文獻之規定：

- (一) 參考文獻以經本人確曾查閱者為限，如係來自轉載之其他書刊時，須加註明。
- (二) 作者姓名以後為發行年份，加以括號，然後為雜誌或書名、卷期數及頁數。（頁數必須註明）。
- (三) 文字敘述中述及參考文獻時，根據文獻之號數，用斜體阿剌伯字，加以括號，如(1)(2)(3)等插入文中。

十、文字敘述之號次以下列為序。

中文用：一、(一) 1. (1) i. (i)

英文用：I. 1. A. a.

十一、每頁下端之腳註以小號1, 2, 3, 等阿拉伯字表之，註明於該段文字之右上角。

十二、文字敘述中之數字除十以下之數字，儘量用阿拉伯字表之。

十三、單位須用公制。單位記號例如以m(公尺)、cm(公分)、mm(公厘)、 m^2 (平方公尺)、 m^3 (立方公尺)、cc(立方公分)、l(立升)、g(公分)、kg(公斤)、mg(公厘)、 $^{\circ}C$ (攝氏度)、% (百分之一)、ppm(百萬分之一份)等表之，可不必另用中文。

十四、英文題目中重要之字第一字母大寫，介題詞、連接詞及不重要字用小寫。圖表之英文標系及各欄英文細目，除第一字之第一字母大寫外，其餘第一字母均小寫。參考文獻中作者姓名每字全部字母均大寫，論文名第一字第一字母大寫，其餘均小寫，雜誌名或書名每字第一字母均大寫。

十五、作者英文名以用全名為原則，名在前，姓在後。

十六、其他未盡善事項得隨時修正之。

Volume 23, Number 4

December 1977

METEOROLOGICAL BULLETIN

(Quarterly)



CONTENTS

Articles

Methods of Analysis and Forecasting of Torrential Rains

in the Northern Part of Taiwan, R. O. C. Griffith C. Y. Wang (1)

Typhoon, Thelma and Tornado Pao-chin Hsu (9)

A Research of Precipitation and Runoff in Hsin-Tien Watershed

(Precipitation Part).....W. S. Kuo, C. T. Chiang, S. G. Chu (17)

Study on the Characteristic of Aerosol around Taiwan Area

.....Shih-chong Lu, Fu-lai Chen, Tsai-chen Miu (43)

CENTRAL WEATHER BUREAU

64 Park Road, Taipei

Taiwan, Republic of China

行政院新聞局出版事業登記證局版台誌字第〇九七六號
中華郵政臺字第一八九三號登記為第一類新聞紙類