題名	作／譯者	卷期號	頁碼		出版年
氣象與消防	鄭子政	20/01	1		1974.03
衛星所見東亞地區之螺旋雲系	徐寶箴	20/01	5		1974.03
台灣地區氣候與天氣之研究（續）	萬寶康	20/01	15		1974.03
北太平洋西部轉向颱風之分析研究	徐晉淮　王博義	20/01	33		1974.03
台北雨的研究	李瑞露	20/01	45		1974.03
民國六十二年颱風調查報告第一號颱風魏達	研究室	20/01	57		1974.03
民國六十二年颱風調查報告第二號颱風娜拉	研究室	20/01	63		1974.03
---	---	---	---		---
空氣來源之探索	鄭子政	20/02	1		1974.06
台灣五地之溫度分析與降水量統計	劉衍淮	20/02	7		1974.06
台北市空氣污染預測模型之研究	呂世宗　汪重光　蔡木金　陳福來	20/02	19		1974.06
西太平洋高壓消長及其颱風行徑關係之研究	陳毓雷　鮑學禮	20/02	31		1974.06
說明六十二年北太平洋西部颱風概述	研究室	20/02	47		1974.06
---	---	---	---		---
台灣雨量極端變化之分析及預測	魏元恆　蕭長庚　鄭春台	20/03	1		1974.09
平均環流模式與台灣地區冬季長期預報之研究	徐晉淮　鄭邦傑　楊逢世	20/03	19		1974.09
颱風過境宜蘭降水量之調查分析	蔣志才	20/03	37		1974.09
水田之熱平衡及其應用之研究	顏俊士	20/03	46		1974.09
我國東南沿海地區冷鋒移動速度之研究	陳正改	20/03	53		1974.09
---	---	---	---		---
人爲衝擊對於平流層環境之影響	鄭子政	20/04	1		1974.12
台灣地區颱風雨量客觀預報之研究	吳宗堯　戚啓勳	20/04	6		1974.12
台灣梅雨之分析	徐明同　紀水上	20/04	26		1974.12
台灣地區長期天氣預報之研究	徐晉淮　王博義	20/04	45		1974.12

氣 象 學 報

季 刊

第二十卷　第一期

目 次

論 著

氣象與消防……鄭子政（1）

衛星所見東亞地區之螺旋雲系……徐寶箴（5）

臺灣分區氣候與天氣之研究(續)……萬寶康（15）

北太平洋西部轉向颱風之分析研究……徐晋淮、王博義（33）

臺北雨的研究……李瑞霭（45）

報 告

民國六十二年颱風調查報告第一號颱風魏達……研究室（57）

民國六十二年颱風調查報告第二號颱風娜拉……研究室（62）

氣 象 學 報

季 刊

第二十卷　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：三一四一四一

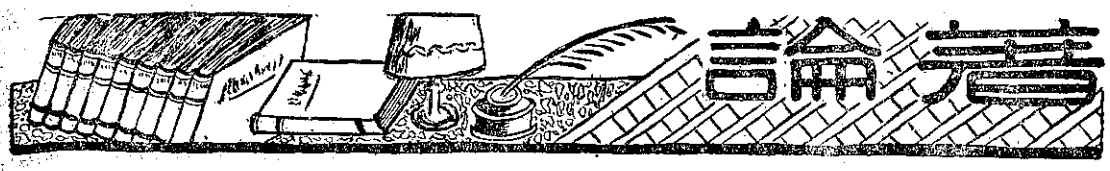
發 行 人　劉　大　年

社　　長　劉　大　年
電話：三一〇八四〇

印 刷 者　文英印書公司

地　　址　臺北市三水街七號
電話：三三四七二四

中華民國六十三年三月出版



氣 象 與 消 防

鄭 子 政

Meteorology Used for the Prevention on Fire Disasters

Kenneth T. C. Cheng

ABSTRACT

This paper first gives the general achievement of the International Civil Defense Organization on the prevention of fire disasters during the last two decades, and also on an historical review of the development of the science on fire prevention in this country. An analysis has been made on the meteorological environment during the occurrence of fires. The frequency of fires was to be found highest during the winter when the anticyclone moves down to the subtropical latitudes. Big fires generally associated with moderate breeze of northwest air currents. The prevailing wind direction accompanied with the fires frequently different at different localities in conformity with its topographia features. Some typical situations as related to the weather phenomenc of the effect of foehn and lightning to the fires have also been discussed to some extent. Forest fires frequently induced great damages and big economic losses to a country. Fire forecasts are made in many countries under the assumption of some physical and environmental factors. The method used for making the forecast of forest fires under the Taiwan Forest Service Administration has been introduced. The diurnal and seasonal distribution of the frequency of forest fires has made a preliminary study in his concluding remarks.

消防本質與範疇

『消防』名詞原延襲於日本，其誼蓋在消災於無形；防患於未然。消防爲一項防災科學，實不僅限於救火與防火任務而已。左傳宣公十六年『凡火、人火曰火，天火曰災』。可見自古早已認識自然災害，與人爲災害的區分。防災科學研究，在近年來由於科學發展，其概括範疇至爲廣泛。目前在日本有國家防災研究中心（National Research Center for Disaster Prevention），其地址在東京銀座（Ginza-Higashi 6-1; Bosai-Center）。防災研究範圍在一般火災以外，尙有地震、海嘯、輻射防護等項類皆屬之。在歐美方面亦屬如是。但其隸屬方面則歸於民防組織（Civil Defense）。在歐美近年分外偏重於戰時防護工作。美國於一九五八年曾擴大宣傳輻射防護工作，印行宣傳小册達三千一百萬册，並曾訓練三百六十九萬二千一百七十六人有關於衞生、醫務、警務、輻射防護等項專業人員[1]。又稱救火工作與民防工作原屬於不可分離[2]。消防是一種緊急措施，必須有熟練技巧，乃能於倉猝之間，應變裕如。在一般火場受困人員之撤離不過二分鐘光景，而在多層次高樓亦不過以四分鐘時限[3]。因此消防教育與訓練，實爲在一都市中保衞公衆生命與財產重要的措施。在一房屋失愼時，須緊閉門窗，以防止火勢之急速蔓延。因氧氣爲助燃主要的因素，此種常識應爲一般人士所熟知。使救火人員有較多之時限，以從事於滅火任務。任何建築物在設計之初，不能儘注意於風雨氣候之防護，光線與空氣之需要，兼須考慮及於安全的因素[4]，始得稱爲完善之建築。由於民防無論在平時或戰時對於個人、國家或整個世界安全有密切的關係，因而有國際民防組織（International Civil

Defence Oiganization)，其地址在瑞士日內瓦(7, Bd. Jagues-Dalcroze, Geneva)。該組織自成立迄今已有二十年歷史，且發行彙刊一種。對於各國民防與消防之活動記載頗多。近年人類戰爭武器研究亦日益發達，長程火箭附帶原子彈頭可在於千里以外引發，其速率在二十五秒鐘內，到達六千英里，民防之重要性亦更隨之劇增。

火災形成的要件：失火現場必須具有燃料存在，此燃燒物質不論其屬於固體、液體或氣體皆足以引發燃燒之現象。其次則爲空氣，卽在空氣成分中有充分氧氣以助長燃燒。在平常空氣成分中含有百分之二十一比例的氧氣，於燃燒發生時，空氣中含氧最低成分須有百分之十五，始能有助燃作用。又其次須有火種以引發其燃燒。引發火種泰半爲人爲的因素，可能爲未全熄滅的餘燼，但可能爲閃電的火花；可能由於輻射的熱能；可能由於摩擦的生熱，亦可能起於化學的作用。此三者相聚在一起，乃有失火現象，因此如需撲滅火災，三者必須撤除其一。換言之，卽撤去燃燒物質，或排除空氣，或由滅火管降低火場熱量。記得曩在少年時讀杜牧所作阿房家賦：『六王畢，四海一，蜀山兀，阿房出。覆壓三百餘里，隔離天日。……負棟之柱，多於南畝之農夫，架梁椽，多於機上之工女，……直欄橫檻，多於九土之城郭。……楚人一炬，可憐焦土。由此可以想見，當年阿房宮建築，均屬於木材建築而爲燃料物質，一遭火種引發，遂使一代建築文化產物，付諸蕩然，徒留後人憑弔無處。汽油 (Gasoline) 爲易於揮發物質，其汽體密度較重於空氣的三倍至四倍。倘汽油盛器未加嚴密封閉，汽油汽體卽沉降於盛器周圍下層，若有餘燼落下，卽能有引發火災之可能。普通汽油汽體與空氣混合可能引發火焰之差比爲百分之一點四至七點七點八。因而在實驗室中，星星之火，可能爆發爲一室之災。在木工場中鉋床附近木屑遍地，而鉋床摩擦生熱，亦屬於須加分外防範之地。在電流導入室內之處，倘保險絲負荷過重，每亦易於引發火種而起燃燒現象。滅火器內部結構每儲藏二氧化碳，因其比較空氣約重一倍有半，因而在二氧化碳射出時，替代空氣中之氧氣，遂使局部空氣中助燃能力消失，而終令火焰熄滅[5]。一般滅火器內所貯存之化學藥品爲重碳酸鈉 (Sodium bicarbonate) 與硫酸 (Sulfuric acid) 其化學上程序 ($Na_2CO_3+H_2SO_4 \rightarrow CO_2+Na_2SO_4+H_2O$) 在此二種藥物相化合時，卽放出二氧化碳，而形成硫酸鈉。硫酸有高度腐蝕性，因此對於救火人員有相當的損害。滅火器的效應雖在半分鐘內可以發生，但重碳酸鈉溶液與硫酸須在適當溫度之下混合，始得發揮其高度效率。在華氏 40 度 (攝氏 4.4 度) 時卽顯出遲鈍現象，在華氏 38 度 (攝氏 3.3 度) 時卽有沉澱；而在華氏 32 度 (攝氏 0 度) 時凝結，且在滅火器中不能有抗凝液體 (Antifreeze solution)，滅火器亦有採用硫酸鋁 (Aluminum Sulfate) 與重碳酸鈉相混合之結構，其在化學作用之過程 ($Al_2(SO_4)+N_2CO^3 \rightarrow CO_2+N_2SO_4+Al_2(OH)_3$) 亦爲排出二氧化碳與硫酸鈉 (Sodium Sulfate) 及氫氧化鋁 (Aluminum trihydroxide) 其效用原理相同，亦有採用四氯化碳 (Carbon tetrachloride) (CCl_4) 專用以制止油質火焰之燃燒作用。因此在失火現場不同之環境，往往須採用不同滅火之器械。

火災發生之氣象環境：在大氣下層對流層 (Troposphere) 中爲空氣中所含水汽的淵藪。空氣中實際所含水汽的多寡，悉以空氣溫度的高低爲衡量的準繩，在氣溫增高時空氣中所含水汽分量加多；在氣溫降低時，空氣中的水汽含量減少。一般而言，在水面飽和時水汽的密度，通稱飽和絕對濕度，大致如下表：[6]

氣溫 (攝氏)	0 度	4 度	8 度	10度	16度	20度	30度	40度	50度
水汽含量 (每立方公尺克數)	4.85	6.37	8.28	9.41	13.65	17.31	30.39	51.12	83.06

相對濕度則爲一地區空氣中水汽含量與空氣在達飽和時的差比，以百分計算之。因之，當氣溫在攝氏20度，而在毛髮濕度表指示相對濕度爲百分之七十時，亦卽顯示在每立方公尺空氣中所含水汽量克數僅達其飽和時百分之七十。而在達其飽和絕對濕度 17.31 克數時空氣中尚有百分之三十吸濕的能力。各種物質對於吸濕飽和能力 (Avidity of saturation) 亦有差別。譬如混凝土 (Concrete) 僅能吸濕百分之十二，磚爲百分之三二；皮革爲百分之六十；木材爲百分之二五至三十；而布匹爲百分之十五至三十。[7]因此在不同之濕度環境，及其物質本體吸濕能力上的差別，於是產生其助燃能力的高下。中村清二所著火災之科學一文[8]中曾列舉燃料之乾燥度，以線香在不同濕度之環境下，測驗其燃燒時間的長短。因知在相對濕度百分之三十時，其燃燒時間爲一分二十秒；在相對濕度百分之六十時爲一分二十五秒，而在相對濕度百

分之九十時爲一分三十秒。顯示燃料乾燥度高時則較易於焚燒；而在燃料乾燥度低時則較難於焚燒。由此可見，在久旱時期，火災的頻率增高；而在霪雨時期，火災的頻率降低。據中村調查東京一年各月中所發生火災次數，以在冬季爲較多而在夏季爲較少。一年各月平均相對濕度亦以六月至十月爲較大，平均皆在百分之八十以上；自一二月至三月間，平均相對濕度皆在百分之七十以下。1年中火災頻率最高月份爲二月，平均相對濕度亦屬於最小爲百分之六二。

鈴木清太郎[9]對於火災發生頻率與各項氣象要素，如濕度、氣溫，降水量與氣壓等項之關係皆有所論列。其統計日本火災次數分佈與各月濕度之關係，大致與中村清二研究的結果，大體相互吻合。鈴木又發見於大陸高氣壓南下之後，天氣寒冷而乾燥人多生火取暖，每易於惹起火災，且因西北强風怒號，一旦火災發生之後，往往火勢蔓延範圍甚廣。火災頻率亦屬於最高；至於五、六月間，溫帶低氣壓接踵而至，梅雨連綿，空氣潤濕因而火災發生頻率亦驟頓減。至於夏季在颱風盛行季節，則由於降水量較多，火災頻率遂亦趨於最低。由日本東京三十年中火災之記錄與平均氣溫及平均濕度作相關係數之研究。[9]求得氣溫與火災頻率的相關係數爲負0.70；而火災頻率與濕度的相關係數亦爲負0.54。又尋出降水量與火災頻率的相關係數亦爲負0.54。東京市發生火災次數與平均風速之關係，所得相關係數爲正0.23，在西北風盛行時，發生火災之面積較爲廣大。調查函館歷年火災與風向及風速之關係，發見大火災發生時之風速，大抵在平均風速每秒一〇至一五公尺之間，亦即在蒲氏風級五級或六級左右。大火災與風向之關係每因地域而有差異，福岡大火以西北風居多，而函館以東及東南風居多。一日間濕度的變化常以午後爲最低，火災的發生，無論其爲林火或家火，皆以在此時間爲多。一日中另一多生火災時間則在子夜，此點或係由於人爲疏忽所導致之結果。一九七二年日本政府報告：平均每天有三一人死於火災，每天財物損失達八二萬一千四百美元。每隔九分鐘即有一次火災，火災主因爲不愼疏忽所致。每一千次火災中有二二名罹難者，此爲世界最高紀錄，一九七三年十一月二九日日本熊本大洋百貨公司七層大厦火災中死亡人數達一〇一人之多。火災發生因果之分析與氣象因素之關係，每須經過實驗之考查，而後始得下較正確之推斷，而不能輕加論評。

氣流在迎風山坡滑上時每發生絕熱冷却現象，因此雲雨多凝降於迎風山坡，等待氣流滑過山頂之後而向背風山坡滑下時，每發生絕熱增溫現象，而雲消雨散。空氣經過壓縮過程，每一千公尺，氣溫可升高攝氏六度以上。在山區此種地方性風，稱爲焚風。在瑞士阿爾卑斯山亢東（Canton）地方，居民約不過一二萬人左右。該處在焚風發生時，北坡與南坡氣溫可相差至攝氏十七度以上，空氣中濕度可頓減去千分之五十左右，山中積雪於短時間內消失。此時火災極易發生，因此亢東地方在焚風來時，特殊警規嚴禁火食。可見火災發生與氣象環境關係之深切[11]。

世界上每年有雷雨日數最多之處，首推南美亞馬孫河上游卡勞烏里（Carauari）地方年有二百零六天。雷雨中常帶閃電，因而常發生閃擊。凡高處地方受閃擊之機會較低處爲多。於美國在一年中雷雨次數約在二十五次至四十五次，而閃擊在五百英尺高度上以建築之次數，每年以千分之四乘其建築物之高度而增加。紐約帝國大厦高度一千二百五十英尺，於三年中受閃擊次數達六十八次。[12]閃電常能引起火災，閃電時間愈久，脈衝電流强度增加，每易引起物質燃燒，尤其在森林之中[13]。森林火災往往因閃電引發火種而起。此皆爲足以發人猛省的氣象環境。

森林火災與防護：森林爲國家富源之一種，亦爲物質建設之潛力，而火災則爲培植林業之大敵。一朝森林火災發生，火勢範圍擴張至廣，損害至重。在美國西部每年因閃擊而引起的森林火災每年約有六千次[14]。所幸大部火種未能蔓延成災，而爲暴雨所撲滅。林森火災之起因於自燃（Spontaneous combustion）作用而產生者實屬罕有，大抵皆由於人爲因素或由閃擊所產生。在瑞典森林火災三分之一皆起因於閃電作用。一九六一年美國太平洋沿岸西北西區五六五一次森林火災中有三〇六三次屬於閃擊所引發。[15]約居其森林火災總次數之百分之五十四。森林於火災之後，常使林地土質轉劣，而變成次等林相。臺灣森林火災調查[16]自民國四十一年至四十八年間計發生火災一三〇九次，平均每年有一六四次。其間以四十四年森林火災次數最多有四二六次。以地域而論，臺中林區爲森林火災發生最多之區域。而在一九五五年二月臺中平均最高氣溫亦爲自一九五一年至六〇年十年間之最高年份。臺灣平均每十萬公頃林地，每年約有八次之火災。森林火災的蔓延，純視乎風向的轉變，風速的大小，降水密度與降水量的多寡及在森林中地面枯枝落葉層次乾濕之狀況而定。因此預測森林火災的發生端以天氣狀況爲衡量的標竿。一般導致森

林火災的要件：㈠空氣濕度須在百分之四十以下；㈡在火災發生前數日降雨量須在一點三公厘（〇・〇一英寸）以下；但在火災之日風力須在蒲氏風級四級以上。此外尚須考慮到：㈠森林的型類爲落葉林或常綠林；㈡森林中潮濕程度；㈢地面落葉覆蓋狀況；㈣降水與蒸發累積的效應；㈤森林中濕度與空氣流動之狀態；與㈥森林中地面的最高溫度。綜合前述各項因素，因得釐訂一種燃燒指數（Burning Index）[16] 推測森林火災發生的機率，並發佈豫告，以加强防護措施。就空氣中相對濕度；在枯枝落葉層（Litter 表面由濕度表測得所含濕氣之百分比，因而推定森林火災可能發生的程度如下：

林火危險程度	相對濕度（百分比）	落葉層含濕量（百分比）
一、無危險	七十以上	二十六以上
二、可能危險	六十至六十九	十九至二十五
三、輕微危險	五十至五十九	十四至十八
四、相當危險	四十至四十九	十一至十三
五、危險	三十至三十九	八至十
六、極端危險	二十九以下	二至七

在森林中，地面枯枝落葉層若在經過一週以上的乾旱時期，其所含濕氣可降低至百分之三左右。一般而言，在百分之十已屬於相當危險，但須在百分之二十五以上始能免於危險。測量森林中一般燃料濕度指標（Fuel Moisture Indicator），常採用若木質棒竿，插入於森林中地面上，而曝露於自然氣象環境中。此類木棒直徑半英寸，插入土中，而拔出地面高度約六英寸。木棒在烘乾時淨重一百克，當木棒吸收土壤及其環境中濕氣，其重量隨之增加。按美國太平洋西北林務管理局所訂定的含濕差距爲自零至五十。以衡量森林中燃料濕度比例之變化。臺灣省林務局亦有測量燃料濕度之規定，惟其所依據之法則不一。[18] 由氣象因素與環境因素變化相互參合之結果，以發佈火災天氣豫告，而提早作防範措施使森林火災得消失於無形，亦實爲林務安全上重要的保障。

火災之週期在中國史書及方志中，每將一地火災之紀錄列入於災異誌中。惜乎此項記載至今乏人整理，無法引證其週期之變化。鈴木清太郎曾將日本史書所載一千三百八十餘年火災的記載分析得十五年，七十年與一百年的週期。查大英百科全書所記載倫敦大火的年代，有公元七八九年、九八二年、一〇八六年、一六六六年、一七九四年及一八六〇年。其間隔年數爲一八四年、一〇四年、三百八十年、一百二十八年及六十七年。大火發生年代間相隔年數參差零亂，似尚無週期之可尋。

火災頻率在一年中的分佈，鈴木調查日本小火以一月份爲最高，以十月份爲最低；大火以三月份爲最高，亦以十月份爲最低，雷火則以七月份爲最高，一月份爲最低。臺灣西部之林火以三月爲最高，以八月爲最低；而在臺灣東部之林火則以七月爲最高，而以一月爲最低[19] 臺灣森林火災發生之主因以屬於清除林地，引火開墾而釀成火災居多。臺灣西部林火之分佈，顯然可見。至於臺灣東部林火季節之分佈，似乎屬於高山族人狩獵吸煙餘燼所引發。火災發生頻率的周期變化固然與氣候的季節與異常天氣變化有相因之關係，然而頗難引以爲週期變化圓滿之解釋。

結語：火災的起因要不外乎自然的與人爲的二方面。自然因素所生的災害尚得就各種因素，加以分析，而採用豫告方法，以提早防護。至於人爲的因素，則惟有加强灌輸國民防災知識[20]，提高火災危險之警覺，使火種散播的機會絕滅。在澳大利亞於有關單位發佈火災警告後，對人民之將未熄滅煙蒂隨地亂拋，視爲違法。在防範火災發生以後的措施，則須在加强消防組織與訓練，並充實現代消防的設備，使人民的生命財產增益安全的保障，森林資源得以滋長，而國家的財富能以發旺。今日國內經濟日見發展，高樓大厦四起，消防知識之宣揚與消防組織之加强，實不容緩。

引用文獻

(1) United States Civil Defence In Figures-Bulletin of the International Civil Defense Organization No. 47. May, 1959.

(2) Collaboration of Fire-Brigade Within Civil Defence Bull. I.C.D.O. No. 48, p. 5.

(3) Fire Instruction and Fire Drills, I.C.D.O. Bull. No. 55, p. 5.

(4) The Problem of Safety In Housing, I.C.D.O. Bull. No. 59, p. 1.

(5) The Fire Extinguishers, I.C.D.O. Bull. No. 69, p. 3-4.

(6) List. R.J.: Smithsonian Meteorological Tables, 6th. Rev. ed. pp. 382-383.

(7) Fight Against Damage Caused by Humidity, I.C.D.O. Bull. No. 94, p. 5-6.

(8) 中村清二：「火災之科學」一九三五年八月岩波書店出版防災之科學第五卷第三頁至二〇頁

（下接第14頁）

衛星所見東亞地區之螺旋雲系*

徐　寶　箴

The Spiral Cloud Patterns over Eastern Asia as Viewed by the Satellite.

Pao-chin Hsu

ABSTRACT

The present study is an attempt to investigate the relation between spiral cloud patterns and low pressures or extratropical cyclones.

The satellite picture of digital, computer-mapped, daily mosaics made by U. S. A. Climatic Center during the period of 16 monthes (Sept 1969-April 1970 & Sept 1970-April 1971) were employed. Both the surface and upper air weather maps made by Central Weather Bureau of Republic of china and Japan Meteorological Agency were used.

Source regions of lows were devided into three areas namely the north China, the south China and the East China Sea. Each areas has baroclinic, cut off & convergent lows.

Pictures related with lows were examined for spiral vortices and related cloud patterns. 17 representative pictures are selected and the corresponcing isobars, fronts or contourlines are drawn on them to show their relations.

Most of the spirals and its related cloud patterns in Eastern Asia were disturbed by topography or/and mountains. The results or the investigated relations between spiral cloud pattern and weather map can be useful in weather analysis & forecasting.

一、引　　言

依據氣象衛星拍攝之雲系照片，繪製 500mb 及地面天氣圖，爲目前氣象科學發展新方向之一。每日接收之衛星雲照片，已成爲每日天氣圖分析之必須資料，半球天氣圖分析尤爲必須。澳大利亞墨爾缽世界氣象中心，每日繪製區域及半球天氣圖，均以衛星雲照片爲必要之依據資料。

美國國家海洋及大氣總署（NOAA），國家環境衛星勤務處（National Environmental Satellite Service）之應用小組（Application Group）歷年收集世界各地資料，研究雲系與氣壓系之關係，將其所得之結果編印爲技術報告（1969）（按來自該小組消息，本年將出另一種技術報告），提供世界各國參考應用，並經常在國內外舉辦訓練研習會，推廣其成果；惟其發表之資料多偏重海洋情況，大陸上之雲系圖片不多。大陸氣象與海洋上者不同；陸地上，除氣壓系統有不同之雲系外，尚有因地形及海陸分佈等原因，所生之地方雲系參雜其間，故大陸上雲系之形象及其構造，倍較海洋上者爲複雜。

NOAA 於 1970 年開始之四年計劃中，欲以氣象衛星探測大氣，除拍攝全球雲照片外，尚探測全球氣溫及濕度之垂直向分佈，希望能以氣象衛星之探測計劃支援或代替三W計劃之探測計劃，以推行全球大氣研究計劃（GARP）。如果上述四年計劃能如理想達到目的，則氣象衛星將成爲觀測大氣最好之工具，衛星氣象將成爲研究大氣及預報天氣最有效之一支科學。

* 本研究之完成，曾得國家科學委員會之補助。

二、本研究之目的

天氣預報之主要工具爲天氣圖。有完善分析之天氣圖，才能依據牠作出良好之天氣預報。中緯度天氣系統之運行，多自西而東，或自北而南，故欲作臺灣地區之天氣預報，須有分析完善之大陸天氣圖，春秋冬各季尤爲如此。衞星雲照片，不但在天氣報告稀少地區，爲天氣圖分析之必須工具，亦爲其他地區，極爲有價值之重要資料。蓋從衞星照片中，可知氣壓系中完整之雲系知識及其隨時間之變化，此種知識爲天氣預報所必須，亦爲僅憑各測站之氣象報告所不能全盤明瞭者。本研究之目的，欲以過去衞星雲之照片爲依據，求出天氣圖與雲系幾何形象之相互關係，以爲將來分析天氣圖及預報天氣之參考，必要時可按照雲之照片繪製天氣圖；惟本次研究，因限於衞星照片之不够完整與時間太短促，僅就春秋冬三季低氣壓螺旋雲及有關雲系之相互關係，予以分析檢討。

三、本研究所用之資料

㈠天氣圖：除中央氣象局每日所繪製者外，主要參考日本氣象廳印製之地面，850mb、700mb 及 00mb 之天氣圖。

㈡氣象紀錄：除應用本局每日收到之全部紀錄外，亦應用本局新近完成之卡片資料。

㈢衞星照片：主要應用由國科會資助，向美國氣候中心購買之氣象衞星照片之軟片，此項軟片美國列爲氣候資料，此種照片係由單號 ESSA衞星，ITOS 衞星及 NOAA-1 等衞星所拍攝，並曾經電子計算機處理者，通常稱爲數化照片 (Dizitized Picture)，每張照片均無拼接痕跡，每張底片之範圍爲經度約35度，緯度約 30 度，每一張照片之下方附註有衞星所在經緯度及太陽閃爍 Sun Glin 之經緯度，由此等資料，可知衞星與太陽之相互關係位置及雲影之情況，對地區性之雲象判讀研究，極爲有用。

四、本研究之對象及其範圍

由於向美國購買之衞星雲軟片，其時間範圍爲 1969 年 9 月至 1970 年 4 月及 1970 年 9 月至 1971 年 4 月，故本研究之時間範圍暫限於上述時間之 16 個月。本研究之地區範圍爲東經 100°E 至 140°E，及緯度 20°N 至 50°N。

各種雲系之生成，發展及消散，均隨氣壓場之不同，地區之特殊地形及季節之各異有差別。**在衞星雲之照片中，以螺旋雲系最爲突出而易於識別，螺旋雲系與天氣之變化亦最有關係**。本研究由於衞星照片之限制，僅着重春秋冬三季之螺旋雲系與氣壓系之關係。但不包括颱風中之螺旋雲。夏季及颱風中之螺旋雲系，待再另文討論。

五、螺旋雲系及其發生之原因

各種氣壓系統中所見之螺旋雲系，其發展過程中某一階段所見之雲型，須視該特殊時刻動力過程對雲系產生之影響而定，氣旋中之一盤雲型是垂直運動所生之凝結及雲之水平流動雙重作用合併之結果。動力作用所生之雲系，限存在於氣旋中有廣大之上升氣流區域，亦卽在對流强盛之區域。在氣旋發展之初期，上升氣流爲雲系分佈之最重要因子，逗點 (Comma) 形之雲系卽爲一例，此種雲系係由上對流層中正旋率平流 Positive vorticity Advection (PVA) 而起之上升氣流所產生。**在加深中之鋒面氣旋中**，其雲類之分佈亦與垂直氣流之型式有密切關係，惟此種**垂直氣流主要係由熱力平流 Thermal advection 所產生**。在氣旋發展之成熟期，其雲分佈之型式，主要係雲平流之結果。在深潛慢行或停滯之渦旋中，發展完善之螺旋型雲系，大都由雲平流而成。總之，垂直氣流及平流是爲雲系型式有關之兩種主要因子。

在大陸上或多島之海洋中，螺旋雲系可因地形及山脈等地方原因而變形或被破壞。山與島之向風一面，雲區及雲量增加，背風一面，雲區及雲量減少，如再加上平流作用，雲系之型式將大不同，而致難以認辨。故在大陸之山區，常常只見雲層一片而雜亂無章。

按照美國 ESSA NESC 51 號技術報告指出，中高緯度螺旋雲之發生，有以下不同之原因。

㈠正壓空氣中而成者：此種螺旋雲，發源於主要鋒面雲帶後方之冷空氣中，是與冷鋒面雲帶分開之螺旋雲。此種雲系初生時爲濃厚之積雲，但並非凡是濃積雲均可發展成螺旋。逗點狀雲 (Comma-Shaped Cloud Pattern) 是爲此種雲系發展過程中之一階段；在發展成熟時，其螺旋雲形式與在鋒面上發展而成者相似，惟範圍較小，在整個生命過程中，多向北行且與主鋒面雲帶分開。

㈡割離低壓中而成者：在發展良好之割離低氣壓中，所有完美之螺旋雲系，其外形類似因包圍而成之螺旋雲系。在低緯度出現之割離低壓，其產生雲系之順序與鋒面上產生螺旋雲系之順序相似，惟前者多隨割離低氣壓向南行或穩定，後者係隨波動之發展向北

移動；故割離低氣壓所成之螺旋雲常與主鋒面雲帶上螺旋雲背道而馳。

(三)由斜壓鋒帶雲發展而來者：其發展過程可分以下各期：

1. 波狀期：爲鋒面上螺旋雲發展之第一期，**冷鋒後方，高空旋率最大中心，移近鋒面時**，即爲波動氣旋初生之時。**濃積雲或逗點形雲是正旋率平流之指標**，此種雲系移近鋒面約 5 至 9 度緯度之距離，波氣旋之初生可預期完成，此時，在鋒面雲帶之向極一方將突出，使該部份之雲帶變寬。地面天氣圖中氣旋之波狀期即於該突出部份發展而成，**在此階段之雲系，尚未有螺旋之形態**。

在包圍以前，氣旋繼續發展時，雲帶之突出部份將變爲更彎曲，其中高雲類之後方邊緣將向內彎，在波之後部將出現較低而粗雜之雲區；此種雲類之變化，是爲螺旋雲中鋒帶雲後方乾燥無雲區 dry slot 之前兆，此時，氣旋將迅速加深。

2. 包圍期：在包圍期，**雲系已具螺旋形式**，鋒面之後方，已開始有乾燥無雲區，包圍之鋒面雲帶成螺旋形式伸入螺旋之中心。在冷空氣中，將有無鋒之積雲線條，成螺旋形式伸入中心；故此時之整個雲系已成螺旋形式。

3. 成熟期：此期，爲雲系成氣旋性發展之巔峯期。此時其乾燥無雲區已伸入螺旋之中心，此時亦表示氣旋必需之濕空氣已被切斷，其消滅期即將來臨。此時，螺旋雲之中心將與地面及對流層中部之氣壓系中心相符合。此時**氣壓系之中心軸，在垂直方向將甚少傾斜**。

4. 消滅期：在此期中，螺旋雲帶變爲碎塊狀，在各雲帶之間，有無雲區。組成雲帶之雲爲積狀或層狀之中雲或低雲。具有此種雲系之低氣壓，常爲發展良好而爲消散中之冷心低氣壓。此時，**鋒面雲帶已與螺旋雲系之中心脫離**，其中心區常爲無雲之清天所代替，或爲自地面加熱所生之對流雲類所代替。

消滅中之低氣壓中心，常爲破碎積狀之螺旋雲帶所組成，雖亦偶或有卷雲出現，但與鋒面系統無關。

六、中國地區之低氣壓及其伴隨之螺旋與有關之雲系

本文所指之中國地區，係指北緯 20°N 至 50°N 及東經 100°E 至 140°E 範圍地區之略稱。在此區內所見之低氣壓，大多發源於中國，或遠經西伯利亞而在華北或東北各省而再發展者，來自其他方面者（如颱風）均極爲少數。

低氣壓中產生之螺旋雲形式，及其發展過程，須視低氣壓產生之原因，發源地及其所在之季節而不同。玆依據低氣壓發生之地區，分爲華北、華南及東海三類。華北類係包括發源於長江以北或自西伯利亞方面移入之低氣壓，華南類係指發源於長江上游（包括四川、青海、西康等省）及其以南大陸地區之低氣壓。東海類係指在東海與臺灣附近及其東方海面發生之低氣壓。按低氣壓發生之性質，分爲斜壓，割離及輻合三類（大陸地區由於水氣不豐，在冷鋒後方正壓冷空氣中發生之低氣壓極少）。**斜壓低氣壓係指在鋒面上發生；割離低氣壓係指由高空割離低氣壓發展而來；輻合低氣壓係指兩個高氣壓之中間**，或分裂高氣壓之中間，因輻合氣流而形成；或因地形阻碍等原因而產生，此種因輻合而成之低氣壓，其生存之時間短暫，常一、二日後即行消失，甚少有經數日及發展而成螺旋雲系者。以下第一及第二表爲中國地區低氣壓在各地區出現次數之統計表。係依據日本氣象廳印製之天氣圖製作而成。日本天氣圖之面積比較小，容易翻閱，圖內有 0000Z 之東亞地面天氣圖，1200Z 之地面，850mb，700mb 東亞天氣圖及 1200Z 之北半球 500mb 天氣圖。凡地面天氣圖中（0000Z）有封閉等壓線之低氣壓，均在統計之列。**地面圖中有封閉等壓線之低氣壓而在500mb圖中其向南方伸展槽之尖端部份，亦有封閉低中心時，（有時地面低中心後出現）統計時，列爲割離低氣壓類**。凡地面圖中有鋒面而有封閉等壓線之波氣旋時，則列爲斜壓氣旋（斜壓低氣壓）。對天氣圖之分析有疑問時，利用本局之紀錄卡片紀錄，予以核對校正。

統計天氣圖中之低氣壓時，同時利用軟片閱讀機，閱讀衞星雲照片，檢查有低氣壓地區之雲系，按上述之地區將低氣壓，分爲有螺旋雲與無螺旋雲兩類。有螺旋雲者，再檢查其先後日之照片，研究其各發展階段情況。天氣圖之時間爲 0000Z 或 1200Z，而衞星照片之時間，則視衞星軌道不同與天氣圖之時間約有 4 至 6 小時之差距，爲求天氣圖與雲系之形象關係，均以外延法或內插法求兩種圖形之時間一致。

閱讀衞星照片與天氣圖中低氣壓地區核對時，常發現以下事實：(一)天氣圖中有封閉等壓線之低壓地區，在衞星照片中並無雲系痕跡，尤以在華北之渤海附近爲多。經檢查地面天氣圖中之填圖紀錄及本局之卡片資料，多顯示該項地區僅有沙霾或稀薄之卷雲。衞星到達該地區時，通常多在東經 120E 標準時之下午二三點鐘，以該地區及本研究之季節言，該時之太

第一表　中國地區低氣壓及其雲系分類統計（1969年9月～1970年4月及1970年9月～1971年4月）

年	月	華北 斜壓 有旋螺雲	華北 斜壓 無旋螺雲	華北 割離 有旋螺雲	華北 割離 無旋螺雲	華北 輻合 有旋螺雲	華北 輻合 無旋螺雲	華南 斜壓 有旋螺雲	華南 斜壓 無旋螺雲	華南 割離 有旋螺雲	華南 割離 無旋螺雲	華南 輻合 有旋螺雲	華南 輻合 無旋螺雲	東海 斜壓 有旋螺雲	東海 斜壓 無旋螺雲	東海 輻合 有旋螺雲	東海 輻合 無旋螺雲	總計
1969	9	3	7	1	1		20		10				6		2			50
	10	5	2		4	1	34	2	1			3	4	2	7			66
	11	3	7		3		21		3				5		6			48
	12	3	9			1	32						7					52
1970	1	3	0			1	48						6	3	8		2	71
	2	1	9		1		38	2	8				14		8			81
	3	4	2	1	2	1	32	0	0				4	3	15			64
	4	1	9	6	1		29	3	13	3			5	1	6			77
	9	4	9	10	1		19	1	23				11			1	1	80
	10	2	12	3			25		2				5	3	7		2	61
	11	4	5			3	25	1					10	4				52
	12	1	6				37		2				11				1	58
1971	1	1	5			6	36	2					12	2		2		66
	2	2	11				25	1	6				6	2	4		1	58
	3	4	6				13		5				18		5			51
	4	9	18	2			21		5				13		5			73
小計		51	117	23	13	13	455	12	76	3		3	137	24	73	3	7	
		168		36		468		88		3		140		97		10		
總計		672						231						107				10 1[illegible]

第二表　中國地區低氣壓分類總計及1969年7～8月，1970年5～8月，1971年5～6月

年	月	華北 斜壓	華北 割離	華北 輻合	華南 斜壓	華南 輻合	東海 斜壓	東海 輻合	總計
1969	7	19	15	36	29	16			115
	8	13	11	35	18	9	1		87
1970	5	20	4	37	26	12	8		107
	6	17	9	35	44	6	10		121
	7	15	5	79	17	21			137
	8	18	4	38	0	20			80
1971	5	18	8	51	13	13	3		106
	6	6	12	65	27	18	2		130
小計		126	68	376	174	115	24	0	
總計		570			289		24		883

陽角度已低，衛星照片中之雲象不顯，此或爲主要原因之一。(二)有時在天氣圖中爲一初生之波狀氣旋，惟在衛星照片中並無甚多雲系，臺灣附近卽有時出現此種情況，在天氣圖中雖有初生氣旋波之風場，但並無波氣旋之雲系。此爲一個值得檢討之問題，澳大利亞墨爾鉢之世界氣象中心，決定地面天氣圖中之氣旋，鋒面及高空圖之槽線時，均須有衛星照片中雲系之左證。每次舉行氣象預報檢討會，均由該中心負責衛星照片分析之組長先行發言，以衛星照片爲依據，對當時天氣圖之分析及預報天氣圖之繪製作評論及建議而爲參與其他人員所贊許，足以證明其對衛星照片之重視。

第一表係經閱讀購自美國衛星照片及與各月天氣圖核對並統計之結果：(1969 年 9 月 ～ 1970 年 4 月及1970 年 9月～1971 年 4月)。

(一)不論是斜壓低壓，割離低壓，或輻合低壓，多春秋各季均以華北地區出現者爲最多及其生命亦最久；(統計時低壓之類別係以發源或首先出現之地爲標準，雖離開源地而進入其他地區，仍列入該類)

(二)割離低氣壓之出現多限於華北地區，華南極少，東海地區無發現。割離低壓多伴有明顯之螺旋雲系。

(三)華北及華南地區均以斜壓低壓比較輻合低壓爲少。但東海地區之斜壓低壓比較輻合低壓爲多。

(四)具有螺旋雲系之低氣壓與無螺旋雲系之比率爲：129:881，有螺旋者佔總數百分之 15 强。其他之比率如下：

1. 在華北地區之斜壓類中之有螺旋雲者與無螺旋雲者之比爲 51:117；割離類爲 23:13；輻合類爲 13:455。

2. 在華南區之斜壓類中，有螺旋雲與無螺旋雲者之比爲 12:76。割離類爲 3:0。割離低壓，僅出現一次，共三天。輻合類爲 3:137。華南之輻合類低氣壓多發生於長江上游，常一二日卽行消滅，甚少有螺旋形雲系。華南地區多山地，在該地區發生之斜壓類低壓，則惟成熟，亦因地形山嶺關係將螺旋雲系破壞，通常須出海後才發展成螺旋雲系。

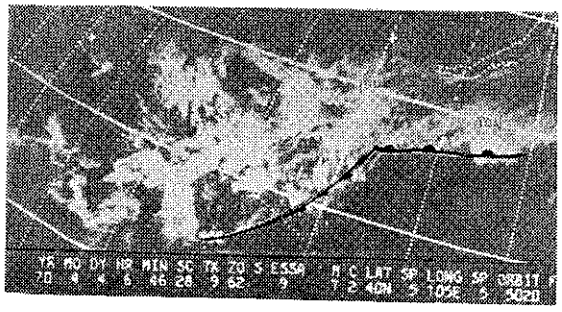
3. 東海區之斜壓類中，有螺旋雲與無螺旋者之比爲 24:73，輻合類中有螺旋與無螺旋者之比爲 3:7。東海區中無割離低壓發現。

第二表爲 1969 年 7 及 8 月，1970 年 5～8 月及 1971 年 5～6 月共八個月之低氣壓統計。由表可知以華北之輻合類爲最多，以東海地區出現之低壓爲最少。按 5～8 月期間，太平洋高氣壓已伸展至我國東南部。東海地區已在高氣壓範圍之內，低壓必然甚爲稀少。華北地區已成爲太平洋高壓與西伯利亞高壓交綏之地區，故低氣壓必然極多。在此 5～8 之四個月中，由於缺少美國之衛星照片，故本文僅就以春秋冬三季之衛星照片予以分析研究。

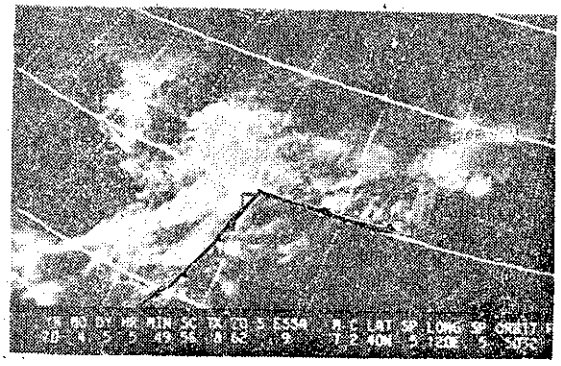
七、華北地區螺旋雲及其有關雲系

華北區出現之低氣壓及螺旋雲系均比較華南及東海地區出現者爲多，但不論其發源於華北或經西伯利亞而進入華北者，由於華北地區空氣乾燥，伴隨其出現之雲系均比較海上產生者爲稀淡（不包括夏季之雲系），有時只伴有沙土煙霾，須移行進入黃海或日本海一帶才有濃密雲系，玆分述華北區各不同類別低氣壓所伴生之各種螺旋雲系如下：

(一)斜壓氣旋：此種氣旋發生於鋒面上，發展於鋒面上，至消滅期，才脫離鋒面。在氣旋發展之不同階段中，其所具有之標準雲系型式，已由鮑琪 Boucher 及牛凱 Newcomb (1962) 及魏奇 Widger (1964) 等分別在挪威之鋒面氣旋構造中陳述。至氣壓系與衛星雲系之關係，在美國之 ESSA, NESC 51 技術報告中已有若干實例，惟多爲海上之標準情況，與以下所述源出大陸而受地形影響者多有出入。



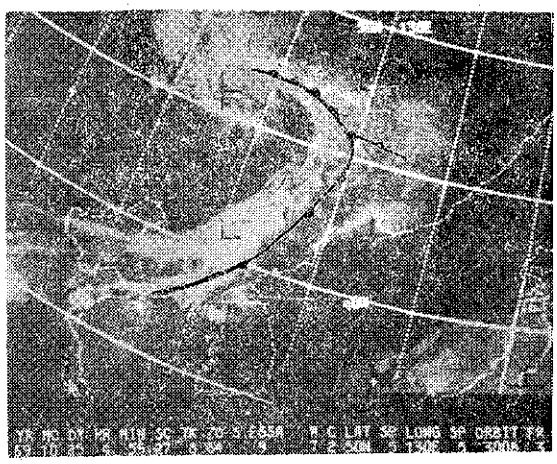
第一圖　華北斜壓氣旋，波狀期A圖



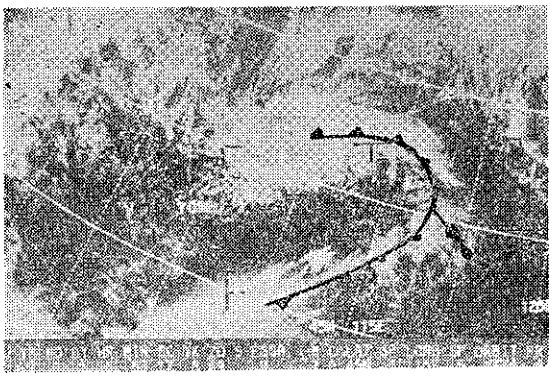
第二圖　華北斜壓氣旋　波狀期B圖

1. 波狀期：第一圖爲波狀期 A 圖攝於 1970 年 4 月 4 日 0646Z，爲在我國西北部鋒面上產生之初生氣旋，亦卽所謂氣旋波之波狀期，由於該地空氣乾燥，鋒面雲系極爲稀疏，多爲中層及低層雲所組成，雲帶極短，是其特色，惟在波生成處，雲系略呈三角形狀向西北方向突出。第二圖爲波狀期 B 圖卽次 (5) 日 0544Z 時之照片，波峯處之雲系已較前一日變寬，在西北方向且已出現螺旋雲帶。

2. 包圍期：第三圖爲 1969 年 10 月 25 日 0405Z 所攝，照片上之鋒面位置係按照 0000Z 與 1200Z 兩張天氣圖之時間內插及按照雲系之型式繪製。此氣旋已進入包圍期，惟其中心東南方，及其西南方之乾燥無雲區，因空氣乾燥且又爲自山區下降氣流故缺乏積狀螺旋雲條。



第三圖　華北斜壓氣旋包圍期



第四圖　華北斜壓氣旋成熟期

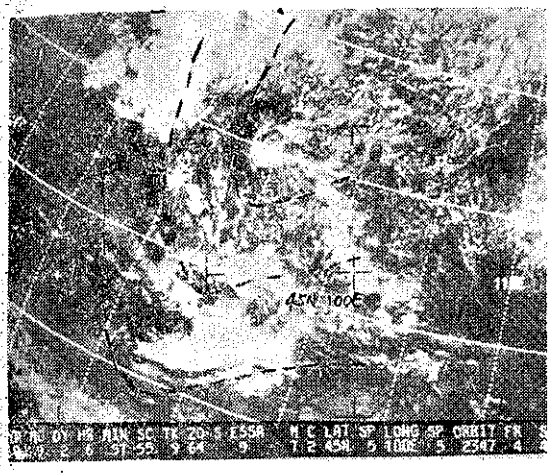
3. 成熟期：第四圖爲 1969 年 9 月 1 日 0553Z 所攝。由於氣旋已達成熟期，故其乾燥無雲區已進入氣旋之東部，此時地面低中心位置已與 500mb 圖中之低中心位置相符合。由於北地空氣乾燥及大興安嶺之阻擋，故鋒帶雲系並不豐富。第五圖爲在海洋上出現標準波氣旋成熟期之螺旋雲，該照片攝於 1970 年 4 月 18 日 0310Z，照片中 AB 線上有雲影，是噴射氣流經過之處，AB 線以北之包圍鋒上多中低層之雲，該線成反氣形彎曲，其南上層爲卷雲，其構造與北方者不同。

第五圖　海洋上所見斜壓氣旋成熟期

4. 消滅期：第六圖攝於 1969 年 9 月 30 日 0526Z 爲氣旋波消滅期之螺旋雲系，其特徵爲乾燥無雲帶進入氣旋之北部，氣旋中心區已變爲完全由碎塊之積狀雲所組成。包圍鋒上雲帶，亦已變爲破碎。鋒面雲帶已脫離螺旋之中心。

第六圖　華北斜壓氣旋之消滅期

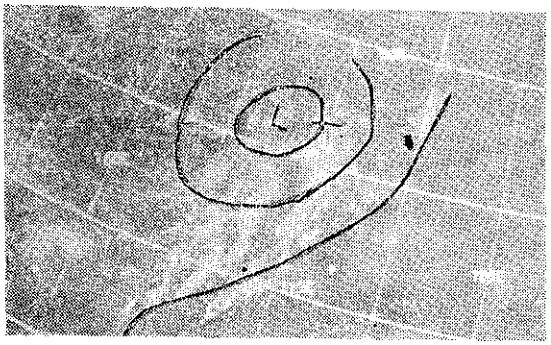
(二)割離低氣壓：割離低氣壓中螺旋雲系與鋒面上發展而成者頗爲相似。此種螺旋雲初生於 500mb 高空槽南方尖端之割離低壓中，第七圖攝於 1969 年 9 月 2 日 0651Z，在 40°N～45°N 及 95E～100°E 地區，爲 500mb 槽尖處之雲系，亦即爲割離低壓初生期之雲系。次 (3) 日攝於 0555Z 之第八圖，顯示該雲系已成螺旋形，此雲系之形式與美國 ESSA 技術報告 NESC 51 號中之圖 3-A-9 完全一樣，是一標準之割離低壓之雲系。在 9 月 3 日 1200Z 500mb 之天氣圖中雖風力强，但在此 500mb 割離低氣壓之下方地面天氣圖中爲一淺薄之高氣壓區，風向不定，風力小。該地之雲爲 AC，AS 及 SC，可見割離低壓之雲系係由高空發生。



第七圖　華北割離低壓初生前之雲系，虛線爲 500mb 等高線

第八圖　華北割離低壓螺旋雲系
虛線爲 500 mb 等高線

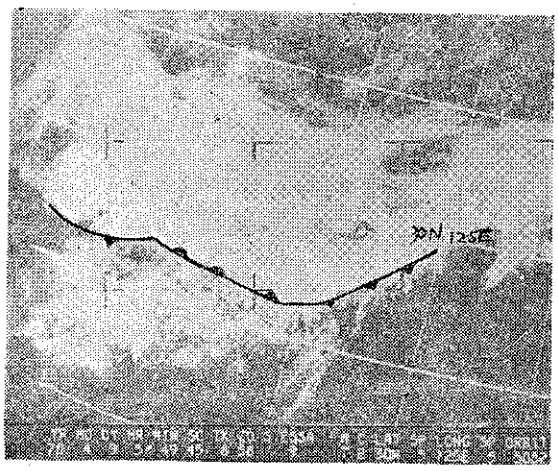
(三)輻合低氣壓：此類低壓之數量雖然比較斜壓及割離低壓爲多，但能發展而伴有螺旋雲系者，爲數甚少，必須要有高空槽或低壓時，或有正旋率平流時，方能發展完成。第九圖攝於 1970 年 4 月 13 日 0558Z，有一螺旋雲系，其中心位於東經 112E 北緯 46N，螺旋雲帶並不伴有鋒面，此種輻合，乃由溫濕之西南氣流，與來自北方氣流相滙合之結果。此種螺旋雲系，不論發展之先後順序及形式上，均與斜壓或割離低壓所產生者不同。



第九圖　1970 年 4 月13日5 時華北輻合低壓螺旋雲系之例，實線爲地面等壓線

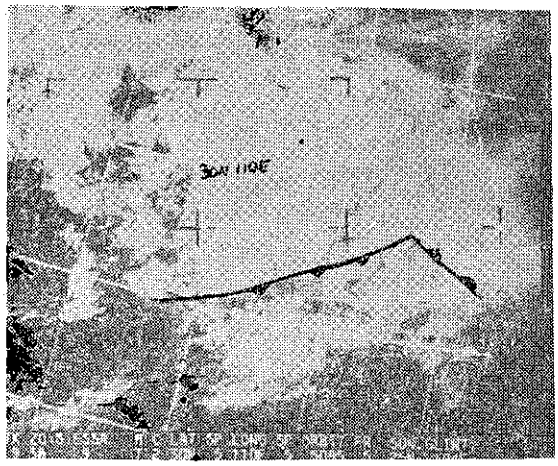
八、華南地區螺旋雲及有關雲系

華南地區之低氣壓，在有衞星照片之十六個月中，亦以輻合低壓爲最多，其發源多在長江上游，其次爲西南山地，均爲一短時現象，常在原地經一或二天即行消滅，甚少成螺旋形雲系者。割離低壓甚少出現於華南，因爲 500mb 之槽甚少伸達長江以南，槽伸展至長江以南，再又生割離低壓之情形更少。由於我國之西南地區多高山，其東部地區亦多丘陵，故鋒面上波狀期之雲系，多因受地形影響而被破壞。

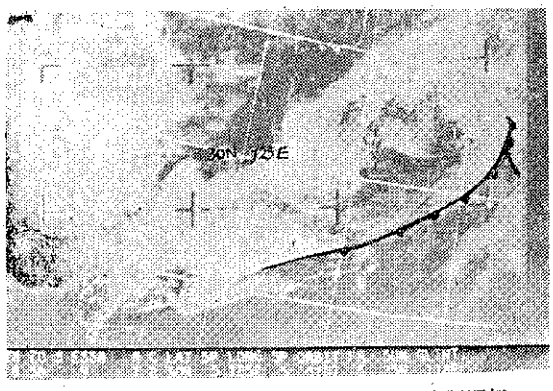


第十圖　1970年4月9日5時49分華南斜壓氣旋波狀期 A 圖

(一)斜壓氣旋：由第一及第二表之統計資料可知華南之斜壓氣旋多產生於 5～8 之四月中，其次爲春秋季，而以冬季爲最少。各氣旋之生命亦以夏季者較長，且範圍亦比較大。第十圖係攝於 1970 年 4 月 9 日 0549Z，爲氣旋初生之波狀期，由於地形多丘陵之故，華南只見廣濶之雲帶，鋒面北方與南方，雲系之性質，有顯著之差別，鋒面南方之雲，多由南方空氣所生之積狀雲，中多空隙。其在鋒面之北方者，爲鋒面上之雲系，雲層比較厚而無空隙。第十一圖係攝於次(10)日 0648Z 之照片，由照片可見該波狀期之氣旋已向東移，雲系仍爲波狀期，11日該氣旋波已達包圍階段，冷鋒後方已出現無雲區如第十二圖所示。

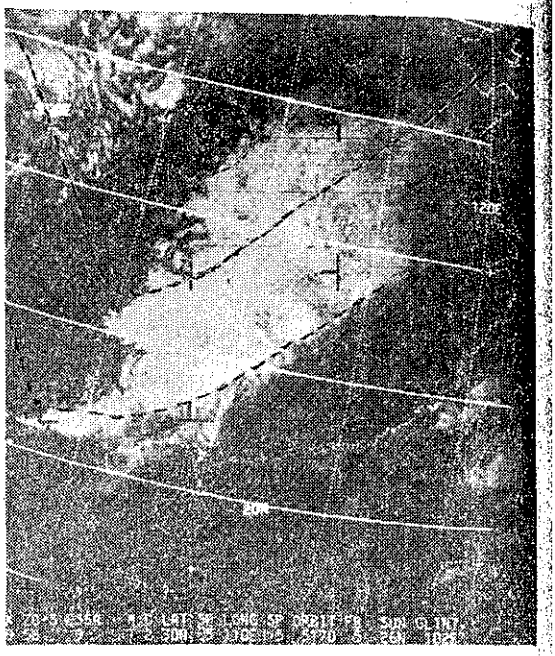


第十一圖　1970 年 4 月10 日 6 時 48 分華南斜壓氣旋波狀期 B 圖

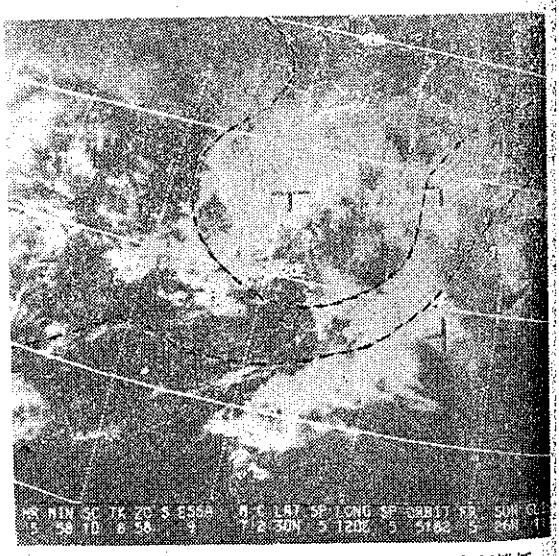


第十二圖　1970 年 4 月 11日 5 時 51 分華南斜壓氣旋，已開始進入包圍期

(二)華南割離低氣壓：1970 年 4 月 16 日 1200Z 500mb 天氣圖中有一割離低氣壓在東經 111 度北緯 34 度，槽之尖端向南伸至北緯 20 度以南。第十三圖攝於該日 0654Z，華南有逗點形之雲系，逗點雲之邊緣且有螺旋形象之雲條。十七日0558Z 之衞星照片如第十四圖所示，螺旋雲系已完成，雖然有部份螺旋雲帶，因受地形影響，已被破壞，但整個螺旋形象仍甚顯明。十八日，該螺旋雲系已隨 500mb 之割離低氣壓系統移至韓國與日本海峽中。



第十三圖　攝于 1970 年 4 月16日 6 時 54 分華南割離低壓，初生期，虛線爲 500mb 等高線



第十四圖　攝于 1970 年 4 月 17日5 時 58 分華南割離低壓螺旋雲系，虛線爲 500mb 等壓線

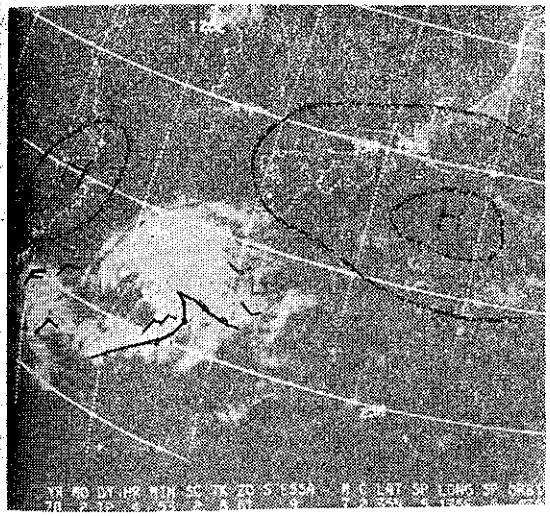
(三)華南輻合低氣壓，華南地區出現之輻合低氣壓，能持久生存及發展而且有螺旋雲系者爲數極少，蓋

因華南地區多山，尤其在西南部，則雖有短時之輻合現象，短時間內便可消失。按第一表之統計，十六月中僅於 1969 年 10 月 23 日出現一次，連續存在三天，且係由 850mb 及 700mb 之南及西南風所促成。在衛星照片上亦無明顯之螺旋形象。

九、東海地區螺旋雲及其有關雲系

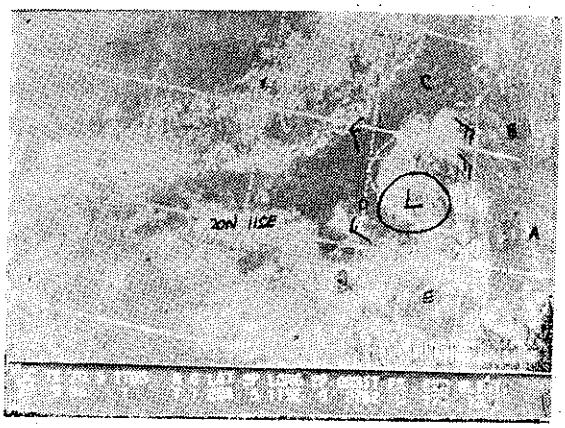
按第一及第二表中之資料，本研究之兩年中十六個月時間內，東海地區並未有割離低氣壓發生，輻合低氣壓之發生亦極少，斜壓氣旋出現較多；惟斜壓氣旋之能發展成螺旋雲系，在春秋冬三季中亦不多；尤以 12 月及 1 月出現之次數最少。

㈠東海斜壓氣旋：1970 年 2 月 12 日 0000Z 之地面天氣圖中，在日本南方海面有一高氣壓，在大陸之浙閩一帶亦有一高氣壓，是東海氣旋發生之標準情況，因爲又有南方氣流，故造成斜壓氣旋。第十五圖攝於 1970 年 2 月 12 日 0453Z，圖中之風及等壓線係錄自該日1200Z 之天氣圖，由雲系圖可知氣旋波尚在波狀期，惟螺旋形象已甚明顯。

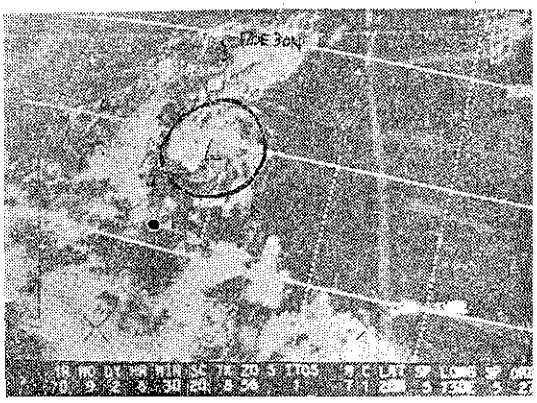


第十五圖　東海斜壓氣旋波狀期 A，等壓線及風之紀錄係錄同日 1200Z 地面天氣圖

㈡東海輻合低氣壓：1970 年 9 月 1 日 0000Z 之地面天氣圖上有一淺低氣壓，在臺灣之東南方之近海面。此時臺灣東方近海各島均吹東南風，澎湖吹西北風，巴士海峽吹西風，是一標準之輻合環流，附近並無鋒面，此種輻合風場甚易生成熱帶低氣壓。在 1 日 0728Z 之衛星照片中，有顯著因輻合氣流所生之雲線，位於臺灣之東及東北方，如第十六圖中 ABCD 各點所示。第十七圖爲 9 月 2 日0630Z 之照片，由圖見螺旋雲系已更明顯，其中心在臺灣海峽，圖中 ABCD 各點之雲線，可代表地面風之走向，螺旋雲帶中並非伴有任何鋒面雲帶，其在東南方向之雲帶，因受臺灣中央山脈之影響，顯示有殘缺不全之態。其行徑有若熱帶低氣壓。



第十六圖　東海輻合低壓中螺旋系 A，圖中風紀錄係取自同(9)月 1 日 0000Z 地面天氣圖由 ABCDE 各點之雲線，可知地面風之走向。



第十七圖　東海輻合低壓中螺旋雲系 B。圖中 ABCD 各點之雲線可代表地面風之走向。

十、結　　論

㈠具有螺旋雲系之低氣壓，是爲低氣壓之生命較長，範圍較大，及最有影響天氣之一種。

㈡螺旋雲系之發展，只有華北地區之斜壓氣旋有波狀期，包圍期、成熟期，及消滅期等四期完整階段（5～8各月之情況，因爲缺照片未包括在內）。其他兩地區各種螺旋雲之出現至消滅，四階段順序常欠缺不全。或初期不顯，或中期欠缺，或消散期無。

㈢在中國大陸發生之斜壓與輻合類低氣壓，由於地形及山脈之破壞，螺旋雲系均不顯著，華北地區有

時因爲空氣乾燥，雲類不豐且太陽仰角不大，亦不顯著。

(四)伴隨割離低氣壓出現之螺旋雲系，其初生期，可配合 500mb 天氣圖，於螺旋雲出現以前認出，最先伴隨割離低壓或低壓槽出現者爲孤獨略成螺旋狀或逗點狀之雲系，如第七圖及十三圖所示。

(五)螺旋雲系之發展完成，常須低氣壓移至中國之沿海地區之後。到達中國沿海地區或韓國及日本地區之低氣壓。其螺旋雲系，又因地形山嶺之影響，常常殘缺不全。如第十四圖所示。

(六)山之向風一面，如空氣乾燥，雲區將不大，如空氣潮濕而不穩定，卽雲系發展迅速及雲區廣濶。山之下風面，雲系消散雲區減少，如第十六及十七各圖所示。

(七)華北地區由於空氣乾燥，有時低氣壓中僅有淺薄雲類或只有煙霧，衞星照片中並未能顯示出來。

(八)同是一個雲系，由於衞星之位置不同，雲系之形象亦不同，太陽角度太低時，雲系可不顯。

(九)鈎狀雲之左方爲無雲時，爲氣旋包圍期之特徵，如第三圖所示。

(十)海面積狀雲線，常可代表近海面之氣流線，如第十六及十七圖中 ABC 各點處所示。

(十一)由以上之結果，可由螺旋雲系及有關雲系之形象，判別低氣壓之性質及其發展情況，由其所生位置及移行路徑，可以判別其來源，對天氣圖之分析與天氣預報有極大之助益。

參 考 文 獻

1. James C. Sadder: The mean Tropospheric Circulation & Cloudness over SE Asia and Neighboring Areas 1970
2. Harold J. Brodrick: Synoptic/Dynamic Diagnosis of a developing low level Cyclone & its Satellite-viewed cloud patterns 1969
3. Bureau of Meteorology, Australia: A Classification Scheme for Cloud Vortices observed on hemispheric digital mosaics 1970
4. ESSA Technical Report NESC 51: Application of Metorological Satellite Data in Analysis & Forecating 1969
5. Vincent J. Oliver: Some thoughts on use of ATS Data to improve short range forecasts 1969
6. Application Group, NESC, ESSA: The use of Satellite Pictures for surface and 500mb chart Analysis 1969
7. WMO Technical Note No75: The use of Satellite Pictures in weather Analysis and Forecasting 1966
8. 徐賓筱：「以氣象衞星照片預報寒潮之爆發，61年12月中央氣象局氣象學報」18卷1期

(上接第4頁)

(9) 鈴木清太郎：火災之氣象，見前書防災之科學第五卷第二十七頁至五十三頁

(10) Mordecai Ezekiel and Fox, K.A.: Methods of Correlation and Regression Analysis, John Wiley and Sons, Inc. 1959, pp. 134-138.

(11) E. Aubert dela Rue: Man and the Winds, Hutchinson's Scientific and Technical Publications, Stratford Place, London, 1955,

(12) 鄭子政：氣候與文化，商務印書館出版第一一三頁

(13) 鄭子政：雷雨面面觀，新時代月刊第十三卷九期第三十五頁

(14) Critchfield, H.J.: General Climatology, 2nd ed., Prentice-Hall, Inc., N.J. 1966, p. 293.

(15) Wang, J.Y.: Agricultural Meteorology, Agricultural Weather Information Service, 1967. pp. 427-432.

(16) 臺灣省農林廳林務局編印「臺灣森林火災之統計與分析」民國四十九年八月修訂

(17) 見前註（十五）中第四三〇至四三一 Ibid (15) pp. 430-431.

(18) 楊楚淇編：森林氣象觀測手冊第廿八頁臺灣省林務局五十四年四月印行

(19) Ibid (16) p. 19. 見前註（十六）中第十九頁

(20) Safety Measures In Industry to Prevent Fire, I.C.D.O. Bull. No. 90, pp. 5-6. Check List for Fire Safety In Industry, I.C.D.O. Bull. No. 93, pp. 5-6. Check List for Fire Safety In the Home, I.C.D.O. Bull. No. 91, pp. 3-4.

臺灣分區氣候與天氣之研究(續)

萬 寶 康

A Study of the Regional Climate and Weather in Taiwan(Continued)

Pao-kang Wan

高雄之年平均風速爲 2.4m/s 。東北季風期之月平均風速爲 2.2m/s 。 西南季風期之月平均風速爲 2.6m/s。月平均風速以西南季風期七月之 3.1m/s 爲最大，東北季風期十月之 1.9m/s 爲最小。年平均暴風日數爲 21.0，遠較臺南之 5.0 爲多。東北季風期之平均暴風日數爲 7.6，佔年平均之 36.2%，西南季風期之平均暴季日數爲 13.4，佔年平均之 63.8%。月平均暴風日數以西南季風期八月之 3.8 爲最多，東北季風期四月之 0.5 爲最少。

高雄之年平均氣溫爲 24.3°C ， 高於臺南之 23.9°C。全年各月之平均氣溫均在 18°C 以上，顯示已是熱帶氣候區域。最暖月爲七月之 28.5°C ，最冷月爲一月之 18.4°C，年平均溫差爲 11.1°C，較臺南之 11.8°C 爲小，已呈現熱帶氣候之特性。

高雄之年平均降水量爲 1,591.4 公厘，稍多於臺南之 1,578.3 公厘。東北季風期之平均降水量爲 204.4 公厘，佔年平均之 12.8%，西南季風期之平均降水量爲 1,387.0 公厘，佔年平均之 87.3%，多乾夏濕之乾濕期劃分甚爲明顯 。 最乾月爲東北季風期十二月之 8.4 公厘，最濕月爲西南季風期六月之 387.1 公厘。因最乾月之平均降水量少於 60 公厘，且最冷月之平均氣溫在 18°C 以上，故本地區應屬於 Aw 多乾夏濕之熱帶氣候區域。

高雄之年平均降水日數爲 93.8，更較臺南之 99.3 爲少，爲全省年平均降水日數最少之一地區。東北季風期之平均降水日數爲 26.7，佔年平均之 28.5%。西南季風期之平均降水日數爲 67.1，佔年平均之 71.5%。亦可顯見全年之平均降風日數更向西南季風期集中。月平均降水日數以西南季風期八月之 17.0 爲最多，東北季風期十二月之 2.7 爲最少。

高雄之年平均雷雨日數爲 33.3，少於臺南之 40.9。東北季風期之平均雷雨日數爲 3.9 ， 佔年平均之 11.7%，西南季風期之平均雷雨日數爲 29.4，佔年平均之 88.3%。 月平均雷雨日數之西南季風期八月之 8.3 爲最多，東北季風期十二、一月之 0.1 爲最少。

高雄之年平均有霧日數爲 11.4，少於臺南之 19.0。東北季風期之平均有霧日數爲 9.4 ， 佔年平均之 82.5%。西南季風期之平均有霧日數爲 2.0 ，佔年平均之 17.5%。 月平均有霧日數以東北季風期一月之 2.0 爲最多，西南季風期六，八月之 0.1 爲最少。

高雄之年平均總雲量爲 5.6 與臺南之 5.6 相埒，同爲全省年平均總雲量最少之兩個地區。東北季風期之月平均總雲量爲 4.9， 西南季風期之月平均總雲量爲 6.6。月平均總雲量以西南季風期之六月之 7.4 爲最多，東北季風期二月之 4.6 爲最少。

高雄之年平均碧空日數爲 31.2，佔全年之 8.6%。年平均疏雲日數爲 130.2，佔全年之 35.7%。年平均裂雲日數爲 130.8，佔全年之 35.9%。年平均密雲雲日數爲 72.0， 佔全年之 19.8%。 全年以平均裂雲日數最多，平均疏雲日數次之，平均密雲日數再次之，平均碧空日數最少。其年平均碧空日數仍爲全省年平均碧空日數最多之一地區。

高雄東北季風期之平均碧空日數爲 28.2，佔年平均之 90.4%。西南季風期之平均碧空日數爲 3.0，佔年平均之 9.6%。 月平均碧空日數以東北季風期一月之 5.6 爲最多，西南季風期八月之 0.2 爲最少。東北季風期之平均疏雲日數爲 85.4，佔年平均之 65.6%。西南季風期之平均疏雲日數爲 44.8，佔年平均之 34.4%。 月平均疏雲日數以東北季風期十月之 15.8 爲最多，西南季風期六月之 5.2 爲最少。東北季風期之平均裂雲日數爲 64.1，佔年平均之 49.0%。西南季風期之平均裂雲日數爲 66.7，佔年平均之 51.0%。月平均裂雲日數以西南季風期六月之 15.1 爲最多，東北季風期二月之 7.7 爲最少。東北季風期之平均密雲日數爲 33.3，佔年平均之 46.2%。西南季風期之平均密雲日數爲 38.7，佔年平均之 53.8%。月平均密雲日數以西南季風期六月之 9.3 爲最多，東北季風期十月之 3.1 爲最少。 東北季風期以平均碧空與疏雲日數較多，西南季風期以平均裂雲與密雲日數較多。

七、東部 Af多雨熱帶氣候區域及其天氣特徵

本氣候區域以新港爲代表。包括北起自花蓮，南止於臺東之部份斷層海岸。臺灣東部斷崖海岸係起於東北端之三貂角，向南直達恆春半島東岸之九棚。大體呈北東至南西方向。沿岸除三貂角附近至蘇澳間有鐵路相通，其他部份祇有公路可通行。北段爲礁溪斷崖海岸，因海蝕形成數個極緩之大小弧形灣入，高度在 400 公尺以下。再南爲蘇花大斷崖，高度 300 至 200 公尺。花蓮至臺東之部份大斷層崖爲東部斷層海岸最長之一段。臺東加路蘭山南隅至知本爲臺東三角洲平原。知本至九棚之間再出現大武斷層崖，呈直線狀逼近海岸，高度有達 500 至 850 公尺者。

新港位於花蓮至臺東部份大斷層崖之南部，高度 36.5 公尺。新港至花蓮之距離約爲新港至臺東之二倍。新港爲花蓮至臺東間唯一保有長久連續紀錄之氣象測站。因受東部海岸山脈之引導，多夏季風均係沿海岸線吹拂。東北季風僞轉爲北北東方向，其勢力佔有年中之大部份時間。西南季風僞轉爲南南西方向，僅於其七，八月之鼎盛時期較爲顯著。年平均風速爲 3.5m/s。東北季風期之月平均風速爲 4.1m/s，西南季風期之月平均風速爲 2.6m/s。月平均風速以東北季風期十一月之 4.9m/s 爲最大，西南季風期六月之 2.4m/s 爲最少。年平均暴風日數爲 56.6，在臺灣東海岸地帶僅次於恆春之 97.2，但遠較花蓮之 29.8 爲多。東北季風期之平均暴風日數爲 40.1，佔年平均之 70.9%。西南季風期之平均暴風日數爲 16.5，佔年平均之 29.1%。月平均暴風日數以東北季風期十一月之 8.7 爲最多，西南季風期之五月 2.5 爲最少。

新港之年平均氣溫爲 23.5°C，較花蓮之 22.9°C 爲高。全年各月之平均氣溫均在 18°C 以上，應屬於熱帶氣候區域。但花蓮之東北季風期有一，二月之平均氣溫在 18°C 以下，故應屬於溫和氣候區域。最暖爲七月之 27.8°C，最冷月爲一月之 18.3°C。年平均溫差爲 9.5°C，較花蓮之 10.8°C 爲小。

新港之年平均降水量爲 2,366.1 公厘，多於花蓮之 2,107.5 公厘。東北季風期之平均降水量爲 927.9 公厘，佔年平均之 39.2%。西南季風期之平均降水量爲 1,438.2 公厘，佔年平均之 60.8%。最濕月爲西南季風期九月之 409.2 公厘，最乾月爲東北季風期二月之 71.5 公厘。由此可見新港東北季風期與西南季風期平均降水量之分配已接近平衡，且最乾月之平均降水量超過 60 公厘，故爲臺灣本島唯一之多雨熱帶氣候區域。

新港之年平均降水日數爲 189.3，略多於花蓮之 184.1。東北季風期之平均降水日數爲 117.5，佔年平均之 62.1%。西南季風期之平均降水日數爲 71.8，佔年平均之 37.9%。月平均降水日數以西南季風期五月之 18.5 爲最多，七月之 8.9 爲最少。其東北季風期與西南季風期平均降水日數之分配與花蓮相埒。

新港之年平均雷雨日數爲 27.6，稍少於花蓮之 28.4。東北季風期之平均雷雨日數爲 4.5，佔年平均之 16.3%。西南季風期之平均雷雨日數爲 23.1，佔年平均之 83.7%。月平均雷雨日數以西南季風期五月之 5.7 爲最多，東北季風期十二月不見雷雨。其東北季風期與西南季風期平均雷雨日數之分配亦與花蓮相埒。

新港之年平均有霧日數爲 0.2，尚不及一日。僅東北季風期之十一，十二月各有 0.1，較花蓮之年平均有霧日數 0.8 更少。

新港之年平均總雲量爲 8.0，略多於花蓮之 7.8，與宜蘭之 8.0 同爲本島年平均總雲量最多之地區。東北季風期之月平均總雲量爲 8.5，西南季風期之月平均總雲量爲 7.3。月平均總雲量以東北季風期三月之 8.9 爲最多，西南季風期七月之 6.3 爲最少。

新港之年平均碧空日數爲 3.0，佔全年之 0.8%。年平均疏雲日數爲 52.4，佔全年之 14.4%。年平均裂雲日數爲 130.8，佔全年之 35.8%。年平均密雲日數爲 179.1，佔全年之 49.0%。全年以平均密雲日數爲最多，平均裂雲日數次之，平均疏雲日數再次之，平均碧空日數最少。其平均碧空日數與花蓮之 3.0 相埒，同爲本島年平均碧空日數之最少地區。

新港之東北季風期平均碧空日數爲 0.9，佔年平均之 30.0%。西南季風期之平均碧空日數爲 2.1，佔年平均之 70.0%。月平均碧空日數以西南季風期七月之 0.9 爲最多，其他一，二，四，五，六，十，十二各月均爲 0.1。東北季風期之平均疏雲日數爲 19.2，佔年平均之 96.5%。西南季風期之平均疏雲日數爲 33.2，佔年平均之 63.5%。月平均疏雲日數以西南季風期七月之 10.0 爲最多，東北季風期二月之 1.2 爲最少。東北季風期之平均裂雲日數爲 72.4，佔年平均之 55.4%。西南季風期之平均裂雲日數爲 58.3，佔年平均之 44.6%。月平均裂雲日數以東北季風期十月之 12.6 爲最多，三月之 8.4 爲最少。東北季風期之平均密雲日數爲 119.4，佔年平均之 66.7%。西南季風期之平均密雲日數爲 59.7，佔年平均之 33.3%。月平均

密雲日數以東北季風期三月之 20.8 爲最多，西南季風期七月之 7.8 爲最少。東北季風期以平均裂雲與密雲日數較多，西南季風期則以平均碧空與疏雲日數較多。

八、東南部 Am 熱帶季風氣候區域及其天氣特徵

本氣候區域之地形比較複雜。包括臺東三角洲平原，由知本至九棚之部份東部斷層崖海岸，恆春半島之恆春東部丘陵，恆春縱谷平原與恆春西部臺地。可再劃分爲臺東，大武及恆春等三個地區。本氣候區域實際爲東部 Af 多雨熱帶氣候區域與西南部 Aw 冬乾夏濕熱帶氣候區域之過渡地帶。東北季風期乾燥寡雨，有三至四個月之平均降水量少於 60 公厘，但西南季風期之平均降水量特多，足以補償東北季風期平均降水量之不足，是爲本氣候區域之特性。

㈠臺東地區：以臺東爲代表。臺東三角洲平原位於東部海岸山脈與臺東縱谷平原之南端。其地原爲一廣濶之海蝕臺，但已爲卑南大溪，大南溪與知本溪諸河川之冲積層所蓋覆而形成一三角形之合流冲積扇。臺東三角洲平原外緣之卑南大溪與知本溪口皆爲低濕之沼澤地，中間之大南溪冲積扇扇端有砂丘發育，高度在 10 公尺左右，其延長方向與海岸平行。

臺東地區受臺東縱谷平原走向之影響，全年盛行北北西風，其餘方向之風頗難於出現。在西南季風盛行期間，南南西風雖亦可在較强之年份偶然一見，但在多數較弱年份中仍以北北西風爲主。年平均風速爲 2.9m/s。東北季風期之月平均風速爲 3.2m/s，西南季風期之月平均風速爲 2.5m/s。月平均風速以東北季風期十一月之 3.6m/s 爲最大，西南季風期六月之 2.2m/s 爲最小。年平均暴風日數爲 32.0，不及新港之 56.6。東北季風期之平均暴風日數爲 23.0，佔年平均之 71.9%。西南季風期之平均暴風日數爲 9.0，佔年平均之 28.1%。月平均暴風日數以東北季風期十一月之 5.3 爲最多，西南季風期五月之 1.0 爲最少。

臺東之年平均氣溫爲 24.1°C，較新港之 23.5°C 爲高。全年各月之平均氣溫均在 18°C 以上。最暖月爲七月之 28.6°C，最冷月爲一月之 18.8°C。年平均溫差爲 9.8°C，較新港之 9.5°C 爲大。

臺東之年平均降水量爲 1,774.1 公厘，遠遜於新港之 2,366.1 公厘。東北季風期之平均降水量爲 538.4 公厘，佔年平均之 30.5%。西南季風期之平均降水量爲 1,235.7 公厘，佔年平均之 69.5%。最濕月爲西南季風期九月之 344.1 公厘，最乾月爲東北季風期一月之 42.6 公厘。雖然東北季風期十二月至翌年三月之月平均降水量少於 60 公厘，但西南季風期六月至九月之月平均降水量均在 240 公厘以上，超過東北季風期十二月至翌年三月月平均降水量之四倍以上，故應屬於熱帶季風氣候區域。

臺東之年平均降水日數爲 141.4，少於新港之 189.3。東北季風期之平均降水日數爲 73.9，佔年平均之 52.3%。西南季風期之平均降水日數爲 67.5，佔年平均之 47.7%。月平均降水日數以西南季風期九月之 15.2 爲最多，東北季風期十一月之 8.8 爲最少。臺東東北季風期之平均降水日數仍較西南季風期爲多。

臺東之年平均雷雨日數爲 23.0，較新港之 27.6 爲少。東北季風期之平均雷雨日數爲 3.0，佔年平均之 13.6%。西南季風期之平均雷雨日數爲 19.0，佔年平均之 86.4%。月平均雷雨日數以西南季風期五月之 4.6 爲最多，東北季風期十二月不見雷雨。其全年平均雷雨日數之分配與新港相埒。

臺東在所選擇之二十年中無有霧日數之紀錄。

臺東之年平均總雲量爲 7.3，少於新港之 8.0。東北季風期之月平均總雲量爲 7.8，西南季風期之月平均總雲量爲 6.5。月平均總雲量以東北季風期二，三月之 8.2 爲最多，西南季風期七月之 5.4 爲最少。

臺東之年平均碧空日數爲 7.9，佔全年之 2.2%。年平均疏雲日數爲 75.0，佔全年之 20.5%。年平均裂雲日數爲 151.6，佔全年之 41.5%。年平均密雲日數爲 130.6，佔全年之 35.8%。全年以平均裂雲日數最多，平均密雲日數次之，平均疏雲日數再次之，平均碧空日數最少。

臺東東北季風期之平均碧空日數爲 2.1，佔年平均之 26.6%。西南季風期之平均碧空日數爲 5.8，佔年平均之 73.4%。月平均碧空日數以西南季風期七月之 2,7 爲最多，東北季風期十二，一，二月之 0.2 爲最少。東北季風期之平均疏雲日數爲 32.4，佔年平均之 42.7%。西南季風期之平均疏雲日數爲 42.6，佔年平均之 57.3%。月平均疏雲日數以西南季風期七月之 12.0 爲最大，東北季風期二月之 3.1 爲最少。東北季風期之平均裂雲日數爲 88.5，佔年平均之 57.7%。西南季風期之平均裂雲日數爲 63.2，佔年平均之 42.3%。月平均裂雲日數以東北季風期十月之 14.4 爲最多，西南季風期七月之 11.3 爲最少。東北季風期之平均密雲日數爲 88.2，佔年平均之 68.1%。西南季風期之平均密雲日數爲 41.4，佔年平均之 31.9%。月平均

密雲日數以東北季風期三月之 15.3 爲最多，西南季風期七月之 5.0 爲最少。東北季風期以平均裂雲與密雲日數較多，西南季風期則以碧空與疏雲日數較多。

㈡大武地區：以大武爲代表。由知本至九棚再出現臺灣東部大斷層崖，即大武斷層崖。此一斷層崖呈直線狀逼近海岸，高度有達 500 至 850 公尺者。除各河川口有小型三角洲外，僅有二、三百公尺以內之沙灘分佈於斷崖之下。由臺東有公路經大武達南方之安朔，然後由安朔向西南西行，橫貫恆春半島達西海岸之楓港，爲臺灣南端東西海岸之交通孔道。

大武之季風影響甚爲明顯。在東北季風盛行期間，東北季風因受西側中央山脈之約束而爲北北東風。西南季風盛行期間，因西南季風越過中央山脈之南端餘脈，並沿大武溪河谷吹入而爲西風。西南季風因强度較小，且翻山越嶺，經通旅途跋涉，其出現不若東北季風之穩定。年平均風速爲 3.3m/s。東北季風期之月平均風速爲 3,9m/s。西南季風期之月平均風速爲 2.6m/s。月平均風速以東北季風期十一月之 4.9m/s 爲最大，西南季風期六月之 2 3m/s 爲最小。年平均暴風日數爲 50.6，較臺東之 32.0 爲多。在臺灣東海岸僅次於恆春之 97.2 與新港之 56.6。東北季風期之平均暴風日數爲 40.6，佔年平均之 80.2%。西南季風期之平均暴風日數爲 10.0，佔年平均之 19.8%。月平均暴風日數以東北季風期十一月之 9.9 爲最多，西南季風期六月之 0.7 爲最少。

大武之年平均氣溫爲 24.8°C，較臺東之 24.1°C 爲高。全年各月之平均氣溫均在 18°C 以上。最暖月爲七月之 28.6°G。最冷月爲一月之 20.1°C。年平均溫差爲 8.5°C，較臺東之 9.8°C 爲小。

大武之年平均降水量爲 2,562.1 公厘，超過臺東，新港與花蓮，逼近宜蘭之 2,750.6 公厘。東北季風期之平均降水量爲 6°9.7 公厘，佔年平均之 24.6%。西南季風期之平均降水量爲 1,932.4 公厘，佔年平均之 75.4%。可見大武西南季風期之平均降水量不僅較臺東，新港與花蓮同期之平均降水量更行增多，且更集中。最濕月爲西南季風期九月之 455.5 公厘，最乾月爲東北季風期一月之 46.5 公厘。

大武之年平均降水日數爲 172.2，多於臺東之 141.4。東北季風期之平均降水日數爲 94.0，佔年平均之 54.6麼。西南季風期之平均降水日數爲 78.2，佔年平均之 45.4%。月平均降水日數爲西南季風期九月之 18.3 爲最多，東北季風期十一月之 12.4 爲最少。

大武之年平均雷雨日數爲 20.5，較臺東之 22.0 爲少。東北季風期之平均雷雨日數爲 2.3，佔年平均之 11.2%。西南季風期之平均雷雨日數爲 18.2，佔年平均之 88.8%。月平均雷雨日數以西南季風期八月之 4.2 爲最多，東北季風期十一，十二月均不見雷雨。

大武在選擇之二十年中無有霧日數紀錄，與臺東同，爲全省霧日最少之地區。

大武之年平均總雲量爲 7.2，稍少於臺東之 7.3。東北季風期之月平均總雲量爲 7.4，西南季風期之月平均總雲量爲 6.8。月平均總雲量以東北季風期一月之 7.7 爲最多，西南季風期七月之 6.1 爲最少。

大武之年平均碧空日數爲 7.6，佔全年之 2.1%。年平均疏雲日數爲 75.6，佔全年之 20.7%。年平均裂雲日數爲 161.7，佔全年之 44.3%。年平均密雲日數爲 120.3，佔全年之 32.9%。全年以平均裂雲日數最多，平均密雲日數次之，平均疏雲日數再次之，平均碧空日數最少。

大武東北季風期之平均碧空日數爲 2.9，佔年平均之 38.2%。西南季風期之平均碧空日數爲 4.7，佔年平均之 61.8%。月平均碧空日數以西南季風期七月之 1.7 爲最多，東北季風期十二月之 0.1 爲最少。東北季風期之平均疏雲日數爲 37.7，佔年平均之 49.9%。西南季風期之平均疏雲日數爲 37.9，佔年平均之 50.1%。月平均疏雲日數以西南季風期七月之 10.2 爲最多，東北季風期一月之 3.9 爲最少。東北季風期之平均裂雲日數爲 97.1，佔年平均之 60.1%。西南季風期之平均裂雲日數爲 64.7，佔年平均之 39.9%。月平均裂雲日數以東北季風期十月之 16.2 爲最多，三月之 11.4 爲最少。東北季風期之平均密雲日數爲 74.4，佔年平均之 61.8%。西南季風期之平均密雲日數爲 45.9，佔年平均之 38.2%。月平均密雲日數以東北季期三月之 13.5 爲最多，西南季風期七月之 7.1 爲最少。東北季風期以平均裂雲與密雲日數較多，西南季風期則以平均碧空與疏雲日數較多。

㈢恆春地區：以恆春爲代表。恆春位於恆春縱谷平原中。恆春斷層爲潮州斷層之南方延長，或爲與潮州斷層相交之另一斷層。由枋寮附近經枋山至海口，再走恆春東方丘陵西麓，通過恆春東郊之馬鞍山附近入海。恆春縱谷平原即沿此斷層形成。其東側爲恆春東方丘陵。北部之四重溪上源，拔海高度爲 240 至 400 公尺。南部之鵝鑾鼻台地拔海高度爲 100 公尺。西側爲恆春西方台地，最高點偏東，拔海高度達 188 公尺。其西緣呈陡崖直壁迫近海岸，形成 180 公尺之高海崖。恆春縱谷平原大致呈北北西至南南東方向。

紡溪灌流於平原上。平原南端呈陡坡臨海。南緣之馬鞍山係恒春西方台地之一部份，拔海高度 60 公尺，平原北端有海口西方之砂丘，拔海高度 10 公尺，呈東北東至西南西方向延長，與海岸線平行。

東北季風由太平洋沿岸海面直接吹入恒春地區，風勢强勁穩定。其盛行期間可由每年之九月至翌年之五月，歷久不衰。比較和緩且不甚穩定之西南季風，因受恒春西方台地之阻擋，僅見於六至八月。其地面氣流由南端進入平原，再轉趨恒春地區而爲東風，年平均風速爲 3.9m/s。東北季風期之月平均風速爲 4.7m/s，西南季風期之月平均風速爲 2.7m/s。月平均風速以東北季風期十一月之 5.9m/s 爲最大，西南季風期六月之 2.5m/s 爲最小。年平均暴風日數爲 97.2，超過大武之 40.6 一倍有餘。除各島嶼外，爲全省暴風日數最多之地區。東北季風期之平均暴風日數爲 83.6，佔年平均之 86.1%。西南季風期之平均暴風日數爲 13.6，僅佔年平均之 13.9%。月平均暴風日數以東北季風期十二月之 16.4 爲最多，西南季風期六月之 1.0 爲最少。

恒春爲臺灣最南端之一測站，其年平均氣溫爲 25.2°C，較大武之 24.8°C 爲高，居全省各測站之冠，全年各月之平均氣溫均在 18°C 以上。最暖月爲七月之 28.4°C，最冷月爲一月之 20.6°C。年平均溫差爲 7.8°C，較大武之 8.5°C 爲小，亦爲全省年平均溫差之最小者。

恒春之年平均降水量爲 2,132.9 公厘，少於大武之 2,562.1 公厘，東北季風期之平均降水量爲 320.5 公厘，佔年平均之 15.1%。西南季風期之平均降水量爲 1,814.4，佔年平均之 84.9%。西南季風期之降水量較大武更爲集中，充分顯示熱帶季風氣候區域之特性。最濕月爲西南季風期八月之 481.1 公厘，最乾月爲東北季風期一月之 15.5 公厘，恒春半島上中部爲本省西南季風期降水量最大之地區。恒春北方約 60 公里之泰武（拔海高度 950 公尺），其年平均降水量可達 5,377.8 公厘，絕大部份得自西南季風期。

恒春之年平均降水日數爲 138.4，少於大武之 172.2。東北季風期之平均降水日數爲 52.6，佔年平均之 37.1%。西南季風期之平均降水日數爲 85.8，佔年平均之 62.9%。月平均降水日數以西南季風期八月之 19.7 爲最多，東北季風期三月之 6.0 爲多少。

恒春之年平均雷雨日數爲 26.1，較大武之 20.5 爲多。東北季風期之平均雷雨日數爲 3.1，佔年平均之 11.9%。西南季風期之平均雷雨日數爲 23.0，佔年平均之 88.1%。月平均雷雨日數以西南季風期八月之 6.2 爲最多，東北季風期一月不見雷雨。

恒春之年平均有霧日數爲 0.5，尚不及一日；僅見於東北季風期，西南季風期不見霧。

恒春之年平均總雲量爲 6.0，少於大武之 7.2。東北季風期之月平均總雲量爲 5.5，西南季風期之月平均總雲量爲 6.7。月平均總雲量以西南季風期六月之 7.3 爲最多，東北季風期二月之 5.2 爲最少。

恒春之年平均碧空日數爲 10.9，佔全年之 3.0%。年平均疏雲日數爲 130.9，佔全年之 35.8%。年平均裂雲日數爲 154.7，佔全年之 42.4%。年平均密雲日數爲 68.7，佔全年之 18.8%。全年平均以裂雲日數爲最多，平均疏雲日數次之，平均密雲日數再次之，平均碧空日數最少。

恒春之東北季風期平均碧空日數爲 9.4，佔年平均之 86.2%。西南季風期之平均碧空日數爲 1.5，佔年平均之 13.8%。月平均碧空日數以東北季風期十二月之 1.7 爲最多，西南季風期六月之 0.1 爲最少。東北季風期之平均疏雲日數爲 87.7，佔年平均之 67.0%。西南季風期之平均疏雲日數爲 43.2，佔年平均之 33.0%。月平均疏雲日數以東北季風期十月之 13.0 爲最多，西南季風期六月之 5.4 爲最少。東北季風期之平均裂雲日數爲 84.0，佔年平均之 54.9%。西南季風期之平均裂雲日數爲 70.7，佔年平均之 45.1%。月平均裂雲日數以西南季風期七月之 14.2 爲最多，東北季風期十一月之 10.0 爲最少。東北季風期之平均密雲日數爲 31.0，佔年平均之 45.1%。西南季風期之平均密雲日數爲 37.7，佔年平均之 54.9%。月平均密雲日數以西南季風期八月之 9.3 爲最多，東北季風期二月之 3.1 爲最少。東北季風期以平均碧空，疏雲與裂雲日數較多，西南季風期則以平均密雲日數較多。

九、山區氣候區域及其天氣特徵

臺灣爲一高山大島，如以拔海高度 100 公尺以下之可耕地爲平地，則 100 公尺以上之地帶均可稱爲山區。平地之面積約佔全島面積之 31.3%，尚不及三分之一。而山區之面積約佔全島面積 68.7%，竟超過三分之二。如以西部衝上斷層山地以西包括拔海高度 600 公尺以下之臺地與丘陵爲平地，則 600 公尺以上之山區面積約佔全島面積之半。且 600 公尺爲臺灣低雲雲底之平均高度，降水量亦由此高度向上遽增，故本文採擇 600 公尺之絕對高度作爲平地與山區之分界。

山區氣候與平地氣候有顯著之差異。同一山區之氣候又可因高度大小，坡面傾向以及風向向背等而有不同。此等高度大小，坡面傾向以及山區本身對於地面氣流之障礙作用，各緯度皆大致相同，僅其影响程度有別。如熱帶之高山區域，即使在赤道之上，亦可由其底部潮濕之熱帶氣候向上逐漸變化爲雪頂蓋覆之極地氣候，東非坦桑尼亞境內之乞力馬扎羅（Killimajaro）即爲顯著之一例，其拔海高度達 8,020 公尺。中緯度之高聳山區，因坡面傾向與風向向背以及濕分含量之不同，同一山區如高度氣候之變化更爲明顯。故山區氣候不能視爲一個單獨之氣候區域。

Köppen 之氣候分類方法將山區氣候概分爲 G 山地氣候與 H 高山氣候，對於平地與山地，以及山地與高山之劃分亦未有明確之規定。作者認爲從事山區氣候區域之劃分必須先按山脈之稜線，決定其坡面之傾向。如係南北走向之山脈，則可按其稜線劃分爲南北山坡。其他走向之山脈亦然。如一構造複雜之山脈有一條以上之稜線，亦可劃分爲兩個方向以上之坡面。坡面決定之後，可再按高度劃分爲不同之氣候區域。故不同坡面之相同高度，其氣候分類不盡相同。

臺灣本島之山區包括以下五部份：

㈠北部山區：包括北端之大屯火山羣與基隆火山羣，最高峯爲大屯山區之七星山，拔海高度 1,190 公尺。

㈡東部山區：即中央山脈之東坡。北起自蘇澳附近，南止於恒春半島東南端，呈狹長之帶狀分佈。其山麓爲著名之大斷層崖，作北東至南西走向。高度約爲 1,200 至 1,400 公尺，尤其中部之馬大鞍溪口至其南方 20 公里之間最顯著。此斷層崖帶之西有數個三角形或袋形之向西凹入部份，其地面高度大多數均在 1,400 至 1,800 公尺之間。

㈢中央山區：分佈於臺灣本島之中央，大致呈東北至西南方向，由中央山脈、雪山山脈與玉山山脈等三條主要山脈組成。高度在 3,000 公尺以上之高峯達六十二座之多。其中以玉山山脈之主峯玉山（3,997 公尺）爲本島之第一高峯。

㈣西部山區：分佈於中央山區之西側，由數條衝上斷層組成。北段爲加裡山山脈，呈北東至南西方向，主峯爲鹿場大山（2,616 公尺）。中段及南段爲阿里山山脈，中段呈北至南方向，南段則呈北東至南西方向，主峯爲鹿林山（2,860 公尺）。

㈤東部海岸區：南部稍寬，北部稍狹，大致爲一個長之楔形山脈，呈北東至南西方向。此一山區雖各爲山脈，實則丘陵起伏，與中央山區西側之丘陵相[illegible]。東部海岸山脈北段較低，中段最高，南段次之。中段之最高峯爲新港大山，拔海高度 1,682 公尺。

我國學者對於臺灣山區氣候區域之劃分，大都語焉不詳。有將東部、中央及西部山區合爲中部山區而略去北部與東部海岸山區者。有將東部、中央及西部山合爲中部山區並將北部與東部海岸山區亦合爲一區者。作者認爲以將東部、中央及西部山區合爲中部山區，並將北部與東部海岸山區分別作爲兩個山區爲宜。換言之，可將臺灣山區劃分爲北部，中部及東部海岸等三個山區。惟本省之山區氣象測站甚少，僅在北部山區設有竹子湖。（600 公尺）與鞍部（836.2 公尺）兩測站，西部山區設有日月潭（1,014.8 公尺）、阿里山（2,406.1 公尺），與鹿林山（2,860 公尺）等三測站。中央山區則祇設有玉山（3,850 公尺）測站。故本文所討論山區氣候之範圍將以北部山區及由西部山區與中央山區合組而成之中部山區爲限。其他山區因無可靠之紀錄可稽，暫時從缺。

㈠北部 Gcfa 山地夏季炎熱溫和氣候區域：以竹子湖與鞍部爲代表。大屯火山羣由十數座之圓錐形火山體合成。最高峯爲七星山（1,190 公尺）。七星山之西爲大屯山（1,090 公尺），大屯山之西爲面天山（997 公尺）。七星山與大屯山之間偏北爲小觀音山（1,072 公尺）。小觀音山之東北爲竹子山（1,101 公尺）。此皆大屯火山羣之主要山峯。竹子湖與鞍部兩測站均設於大屯山區之南坡。竹子湖測站位於七星山東南方之山腰，高度 600 公尺。鞍部測站位於大屯山之東側，即大屯山與小觀音山間之山凹處，高度 836.2 公尺）。淡水河口左岸爲觀音山（611.5 公尺）與右岸之面天山遙遙相對。觀音山與大屯山兩岸之熔岩流扼塞淡水河，形成狹窄之關渡隘口。沿七星山兩側之硫氣孔活動至今仍甚旺盛，顯示其火山活動至近代尚在繼續不斷中。陽明山、北投與金山等處之溫泉即爲此等火山之餘勢。

大屯山區位於臺灣本島之北端，首當東北季風之衝。東北季風之影響極爲顯著，尤以向風面爲甚。惟地面氣流受局部複雜地形之約束，其一支可溯北磺溪谷而上，向西南推進，但受七星山之遏阻，乃繞道七星山兩肩之山口越嶺而下，風勢相當强勁。其偏北之分支由七星山與小觀音山間之鞍部衝出，可掠過竹子湖盆地，再沿南磺溪上游北支河谷南下，直趨北投與關渡地帶。其偏南之分支則由七星山與大尖後山（882.4 公尺）間之冷水坑山口衝出，沿北磺溪上游南

支河谷越嶺而下，經紗帽山（643 公尺）東側，向西南吹至陽明山（456 公尺）地帶。竹子湖測站設於七星山背風面之山腰處，風勢大行減弱。亢玉瑾(1967)認爲竹子湖之東北風係東北季風之南北兩支由七星山兩側廻繞後再行會合所。但可因南北兩支强度之不同而略微改變其風向。鞍部測站設於大屯山與小觀音山中間山凹地區之西側。全年風向多呈南北方向。亢玉瑾（1967）認爲可能與山谷風之影響有關，西南季風風勢平和且靜風時間極多，時爲東北季風所間斷，故其持續性遠不及東北季風。西南季風入侵時，其地面氣流循南磺溪河谷上溯至竹子湖附近之高度。因受地形限制分爲三支、一支繼續上行至鞍部而爲南風，一支自小觀音山與七星山間山口趨向東北而爲西南風，一支則因七星山之阻擋轉向東南而爲西北風。竹子湖夏季出現之西北風卽由於此。

竹子湖全年之風勢均甚微弱，年平均風速爲 1.9m/s。東北季風期之月平均風速爲 2.4m/s。西南季風期之月平均風速爲 1.3m/s。月平均風速以東北季風期十一月之 2.7m/s 爲最大，西南季風期七月之 1.0m/s 爲最小。鞍部測站之高度爲 836.2 公尺，較竹子湖之 600 公尺，高出 236.2 公尺，故全年風勢較竹子湖爲强。年平均風速爲 3.4m/s。東北季風期之月平均風速爲 3.7m/s。西南季風之月平均風速爲 3.4m/s。月平均風速以東北季風期十一月之 4.4m/s 爲最大，西南季風期五月之 2.8m/s 爲最小。

竹子湖之年平均暴風日數爲 21.3。東北季風期之平均暴風日數爲 17.0，佔年平均之 79 8%。西南季風期之平均暴風日數爲 4.3，佔年平均之 20.2%。月平均暴風日數以東北季風期三月之 4.0 爲最多，西南季風期七月之 0.3 爲最少。鞍部之年平均暴風日數爲 59.5，較竹子湖多出兩倍有餘。東北季風期之平均暴風日數爲 34.7，佔年平均之 58,3%。西南季風之平均暴風日數爲 24.8，佔年平均之 41 7%。月平均暴風日數以西南季風期九月之 8,5 爲最多，五月之 2 7 爲最少。

竹子湖之年平均氣溫爲 18,3°C，由十一月至翌年四月有六個月之平均氣溫低於 18°C。與臺北之年平均氣溫 22.3°C 相較，其年平均氣溫直減率爲每 100 公尺 0.68°C。最暖月爲七月之 24.5°C。最冷月爲一月之 11.0°C。年平均氣溫較差爲 13.5°C。鞍部之年平均氣溫爲 16.7°C，由十月至翌年之四月有七個月之平均氣溫低於 18°C，與竹子湖之年平均氣溫 18.3°C 相較，其年平均氣溫直減率亦爲每 100 公尺 0.68°C。最暖月爲七月之 23.0°C，最冷月爲一月之 9.4°C。年平均氣溫較差爲 13.6°C，與竹子湖之 13.5°C 大致相埒。

竹子湖之年平均降水量爲 4,402.2 公厘，較臺北之 2,037.4 公厘多出一倍有餘。東北季風期之平均降水量爲 2,658.1 公厘，佔年平均之 60.4%。西南季風期之平均降水量爲 1,744.1 公厘，佔年平均之 39.6%。其年平均降水量之分配以東北季風期爲主，類似基隆而與臺北相反。最濕月爲東北季風期開始十月之 707.7 公厘，最乾月爲東北季風期終止四月之 153.0 公厘。鞍部之年平均降水量爲 4,602.8 公厘，又較竹子湖之 4,402.2 公厘爲多。但因鞍部測站係設於大屯山與小觀音山中間之山凹處，故其增加量並不甚多。東北季風期之平均降水量爲 2,808.9，佔年平均之 63.2%。西南季風期之平均降水量爲 1,793 9 公厘，佔年平均之 36 8%。其年平均降水量之分配形態與竹子湖相同。最濕月爲東北季風期開始十月之 716.6 公厘，最乾月爲東北季風期終止四月之 175.6 公厘。

竹子湖與鞍部之最冷月低於 18°C，最暖月高於 22°C，全年降水量分配均勻，故同屬於 Gcfa 山地夏季炎熱溫和氣候區域。

竹子湖之平均降水日數爲 190.0，多於臺北之 179.8。東北季風期之平均降水日數爲 123 8，佔年平均之 65.2。西南季風期之平均降水日數爲 66 2，佔年平均之 34.8%。其年平均降水日數之分配以東北季風期爲主，與基隆、臺北均相同。月平均降水日數以東北季風期十月之 20.6爲最多，西南季風期七月之 11.3 爲最少。鞍部之年平均降水日數爲 198.9，較竹子湖之 190.0 稍多。東北季風期之平均降水日數爲 132.3，佔年平均之 66.5。西南季風期之平均降水日數爲 66.6，佔年平均之 33.5%。其年平均降水日數之分配與竹子湖相埒。月平均降水日數以東北季風期十一月之 21,4 爲最多，西南季風期七月之 10.9 爲最少。

竹子湖與鞍部之年平均降雪日數均爲 0.4，尚不及一日，出現於東北季風期之十二月與一月。

竹子湖之年平均雷雨日數爲 29.4，略少於臺北之 32.2。東北季風期之平均雷雨日數爲 3.5，佔年平均之 11.9%。西南季風期之平均雷雨日數爲 25.9，佔年平均之 88.1%。月平均雷雨日數以西南季風期七月之 8.2 爲最多，東北季風期十一、十二月不見雷雨。鞍部之年平均雷雨日數爲 24.6，略較竹子湖之 29.4 爲少。東北季風期之平均雷雨日數爲 3.6，佔年平均之 14.6%。西南季風期之平均雷雨日數爲 21.0，佔年平

均之 85.4%。月平均雷雨日數以西南季風期七月之 6.7 爲最多，東北季風期十一月不見雷雨。兩地雷雨之出現均以西南季期爲主。

竹子湖之年平均有霧日數爲 57.0，遠遜於臺北之 122.4。東北季風期之平均有霧日數爲 33.6，佔年平均之 58.9%。西南季風期之平均有霧日數爲 23.4，佔年平均之 41.1%。月平均有霧日數以東北季風期三月之 8.8 爲最多，十月之 1.3 爲最少。鞍部之年平均有霧日數爲 161.5，較竹子湖之 57.0 超出甚多。蓋鞍部測站之高度 836.2 公尺已超過臺灣低雲雲底之平均高度 600 公尺，故其有霧日數自然增加。鞍部東北季風期之平均有霧日數爲 112.4，佔年平均之 69.6%。西南季風期之平均有霧日數爲 49.1，佔年平均之 30.4%。月平均有霧日數以東北季風期三月之 18.3 爲最多，西南季風期七月之 5.7 爲最少，兩地霧日之出現均以東北季風期爲主。

竹子湖之年平均總雲量爲 7.8，較臺北之 7.2 爲多。東北季風期之月平均總雲量爲 8.0。西南季風期之月平均總雲量爲 7.5。月平均總雲量以西南季風期六月之 8.4 爲最多，八月之 6.8 爲最少。鞍部之年平均總雲量爲 8.4，較竹子湖之 7.8 爲多。東北季風期之月平均總雲量爲 8.5。西南季風期之月平均總雲量爲 7.7。月平均總雲量以東北季風期十一月之 8.7 爲最多，西南季風期六月之 6.8 爲最少。兩地之月平均總雲量均以東北季風期爲多。

竹子湖之年平均碧空日數爲 6.8，佔全年之 1.8%。年平均疏雲日數爲 53.5，佔全年之 14.7%。年平均裂雲日數爲 131.5，佔全年之 36.0%。年平均密雲日數爲 173.2，佔全年之 47.5%。鞍部之年平均碧空日數爲 5.7，佔全年之 1.6%。年平均疏雲日數爲 38.4，佔全年之 10.5%。年平均裂雲日數爲 116.6，佔全年之 31.9%。年平均密雲日數爲 204.3，佔全年之 56.0%。竹子湖之年平均碧空、疏雲、裂雲日數均較鞍部爲多，但鞍部之年平均裂雲日數則較竹子湖超出甚多。兩地全年均以平均密雲日數最多，平均裂雲日數次之，平均疏雲日數又次之，平均碧空日數最少。

竹子湖東北季風期之平均碧空日數爲 5.3，佔年平均之 78.0%。西南季風期之平均碧空日數爲 1.5，佔年平均之 22.0%。月平均碧空日數以東北季風期三月之 1.0 爲最多，西南季風期六、七月之 0.1 爲最少。東北季風期之平均疏雲日數爲 27.9，佔年平均之 52.1%。西南季風期之平均疏雲日期爲 25.6，佔年平均之 47.9%。月平均疏雲日數以西南季風期八月之爲 8.3 最多，六月之 2.4 爲最少。東北季風期之平均裂雲日數爲 63.8，佔年平均之 48.5%。西南季風期之平均裂雲日數爲 67.7，佔年平均之 51.5%。月平均裂雲日數以西南季風期七月之 17.4 爲最多，東北季風期二月之 7.5 爲最少。東北季風期平均密雲日數爲 115.2，佔年平均之 66.4%。西南季風期之平均密雲日數爲 58.0，佔年平均之 33.6%。月平均密雲日數以東北季風期三月之 18.0 爲最多，西南季風期八月之 8.1 爲最少。

鞍部東北季風期之平均碧空日數爲 4.9，佔年平均之 86.0%。西南季風期之平均碧空日數爲 0.8，佔年平均之 14.0%。月平均碧空日數以東北季風期一月之 1.1 爲最多，西南季風期五、六月之 0.1 爲最少。東北季風期之平均疏雲日數爲 20.8，佔年平均之 54.2%。西南季風期之平均疏雲日數爲 17.6，佔年平均之 45.8%。月平均疏雲日數以西南季風期八月之 5.4 爲最多，六月之 1.7 爲最少。東北季風期之平均裂雲日數爲 52.4，佔年平均之 44.9%。西南季風期之平均裂雲日數爲 64.2，佔年平均之 55.1%。月平均裂雲日數以西南季風期七月之 17.0 爲最多，東北季風期二月之 6.0 爲最少。東北季風之平均密雲日數爲 134.2，佔年平均之 65.7%。西南季風期之平均密雲日數爲 70.1，佔年平均之 34.3%。月平均密雲日數以東北季風期十二月之 20.5 爲最多。西南季風期七月之 10.0 爲最少。兩地之東北季風期均以平均碧空與疏雲日數較多，西南季風期則以平均裂雲與密雲日數較多。

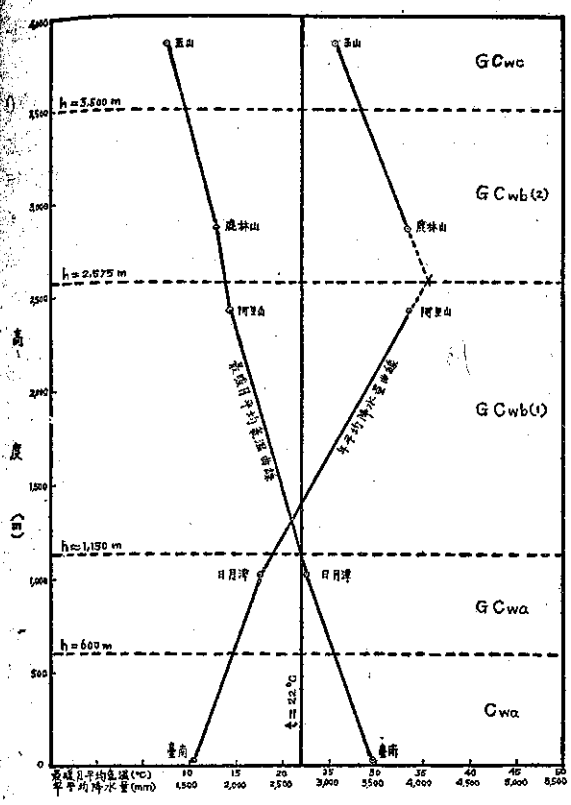
㈡中部山地氣候區域：以日月潭、阿里山、鹿林山與玉山爲代表。前三處測站均設於中部山區之西坡，玉山測站則設於中部山區最高峯玉山之山巔。劉衍淮 (1963) 曾將臺灣山區按高度劃分爲以下三個氣候區域。

(1) Cwa 山地氣候區域：包括新竹以南，高雄以北臺灣西海岸以至高度大約 1,300 公尺以下之山地。以日月潭爲代表。

(2) Cwb 山地氣候區域：包括西部山區高度1,300 公尺以上至大約 2,600 公尺以下之山地。以阿里山爲代表。

(3) Cwc 高山氣候區域：包括中央山區高度2,600 公尺以上之高山。惟中央山區之高山散處於南北縱長之距離中，故此一氣候區域實爲零落不連續之多數小區。以玉山爲代表。

作者曾繪製臺灣中部山區各測站最暖月平均氣溫與年平均降水量隨高度之變化，如第四圖所示。如以



第四圖　臺灣中部山區氣候區域之劃分標準

22°C 等溫線與最暖月平均氣溫隨高度變化曲線之交點作爲 Cwa 與 Cwb 兩氣候區域之高度界限，則此高度爲 1,150 公尺，與劉氏所估計之 1,200 至 1,300 公尺極爲接近。如以日月潭至阿里山年平均降水量隨高度變化曲線延長線與玉山至鹿林山年平均降水量隨高度變化曲線延長線之交點爲其 Cwb 與 Cwc 兩氣候區域之高度界限，則此高度爲 2,575 公尺，亦與劉氏所估計之 2,600 公尺極爲接近。故作者決定分別採用 1,200 公尺與 2,600 公尺爲此兩個高度界限之最後數值。

惟可能因受選用資料之限制，作者僅同意劉氏之分類方法將臺灣中部山區 600 公尺至 1,200 公尺間之山地劃分爲 Cwb 氣候區域，1,200 公尺至 2,600 公尺間之山地劃分爲 Cwb 氣候區域。因 600 公尺至 1,200 公尺間之山地，可以日月潭 (1,014 8 公尺) 爲代表。其最暖月之平均氣溫在 22°C 以上，最乾月平均降水量少於最濕月平均降水量之十分之一，故可劃分爲 Cwa 氣候區域。1,200 公尺至 2.600 公尺間之山地，可以阿里山 (2,406.1 公尺) 爲代表。其最暖月之平均氣溫在 22°C 以下，至少有四個月之平均氣溫在 10°C 以上。(阿里山有七個月之平均氣溫在 10°C 以上)。最乾月平均降水量少於最濕月平均降水量之十分之一，亦可劃分爲 Cwb 氣候區域。但 2,600 公尺以上之山地雖然其年平均降水量由隨高度遞增轉變爲隨高度遞減，如以鹿林山 (2,860 公尺) 爲代表，其最暖月之平均氣溫在 22°C 以下，最乾月平均降水量少於最濕月平均降水量之十分之一，但月平均氣溫在 10°C 以上之月份超過四個月。(鹿林山有六個月之平均氣溫在 10°C 以上)，故仍應屬於 Cwb 氣候區域而非 Cwc 氣候區。如另劃分爲 Cwc 氣候區域，則其平均氣溫在 10°C 以上之月份不得超過四個月。

玉山 (3,850 公尺) 不僅爲臺灣之最高測站，亦爲全國與亞洲東部之最高測站。每年十月至翌年六月盛行高空西風，七月至九月則盛行高空東風，低層冬夏季風之影響已不甚顯著。其最暖月之平均氣溫在 10°C 以下，且最乾月之平均降水量超過最濕月平均降水量之十分之一，顯示其氣候型式與其下方之鹿林山與阿里山迥乎不同。如按 Köppen 氣候分類方法之規定，最暖月平均氣溫在 22°C 以下，平均氣溫在 10°C 以上之月份不超過四個月，最冷月平均氣溫在 18°C 與 -3°C 之間，則玉山應屬於 Cwc 氣候區域。至於 Cwc 氣候區域與其下方 Cwb 氣候區域之高度界線，可大致以東北季風期高空西風與西南季風期高空東風底部之平均高度決定之。根據亢玉瑾(1965) 所作臺灣上空氣流之分析，此項高度應在 700mb 與 500mb 之間，亦即在 700mb 與玉山測站高度之間。由林紹豪 (1964) 統計之結果，如以 3,135 公尺爲臺灣上空 700mb 之平均高度，則此高度界限應在 3,135 公尺與 3,850 公尺之間。取其平均高度，當在 3,500 公尺左右。

根據以上之分析，本文決定將臺灣中部山區按高度劃分爲三個氣候區域，即以 600 公尺至 1,200 公尺爲 Cwa 氣候區域，1,200 公尺至 3,500 公尺爲 Cwb 氣候區域，3,500 公尺以上爲 Cwc 氣候區域。惟須在各氣候區域型式之前加一 G 字，以示此等氣候型式係發生於山區。

(1)中部 Gcwa 山地夏熱冬乾溫和氣候區型：包括中部山區 600 公尺至 1,200 公尺之山地，以日月潭爲代表。

日月潭爲埔里盆地羣之一。埔里盆地羣分佈於西部山區之埔里陷落區，其間有大小十數個山間盆地，大致是北北東至南南西方向之排列。埔里盆地位於最

北端，亦爲其中面積最大之盆地。其南方爲魚池盆地，面積亦居其次。再南方爲日月潭盆地，其面積居第三。其餘各盆地之面積均甚小。日月潭爲埔里盆地羣中唯一未乾涸之盆地，爲臺灣第一淡水湖。排水由西岸之水社水尾溪經過五城進入水裡溪，最後注入濁水溪。臨湖之諸溪谷均甚短小，除東岸卜吉小溪外，西岸祇有兩小溪而已。

日月潭因受北、東、南三面高山峻嶺之包圍，全年多見北北西至南南東間之風向，並以西風爲主。其他風向均甚少見。靜風之頻率亦大，可超過百分之四十。年平均風速僅 1.0m/s，爲全省各測站中之最小者。東北季風期之月平均風速爲 0.9m/s，西南季風期之月平均風速爲 1.1m/s。月平均風速以西南季風期八月之 1.2m/s 爲最大，東北季風期十月至翌年一月之月平均風速均爲 0.8m/s。暴風極少出現，年平均暴風日數僅 2.2，爲全省年平均暴風日數最少之一測站。東北季風期之平均暴風日數爲 0,3，佔年平均之 13.6%。西南季風期之平均暴風日數爲 1.9，佔年平均之 86.4%。月平均暴風日數以西南季風期七月之 0.9 爲最大，東北季風期十月至翌年一月不見暴風。

日月潭之年平均氣溫爲 19.4°G，與臺南之 23.9°C 相較，其年平均氣溫直減率爲每 100 公尺 0.45°C。十二月至翌年三月有四個月之平均氣溫在 18°C 以下。最暖月爲七月之 22.9°C，最冷月爲一月之 14.1°C。年平均溫差爲 8.8°C，較臺南之 11.8°C 爲低，已顯示其高度之效應。

日月潭之年平均降水量爲 2,291.7 公厘，與臺南之 1,578.3 公厘相較，其增加率爲每百公尺 71.2 公厘。東北季風期之平均降水量爲 456.5 公厘，佔年平均之 19.9%。西南季風期之平均降水量爲 1,835.3 公厘，佔年平均之 80.1%。最濕月爲西南季風期六月之 470.2 公厘，最乾月爲東北季風期十一月之 27.1 公厘。全年降水量之分配以西南季風期爲主。

日月潭之年平均降水日數爲 152.1，遠較臺南之 99.3 爲多。東北季風期之平均降水日數爲 58.9，佔年平均之 38.7%。西南季風期之平均降水日數爲 93.2，佔年平均之 61.3%。月平均之%。月平均降水日數以西南季風期六月之 21.2 爲最多，東北季風期十一月之 6.2 爲最少。

日月潭之年平均雷雨日數爲 36.5，較臺南之 40.9 爲少。東北季風期之平均雷雨日數爲 3.6，佔年平均之 9.9%。西南季風期之平均雷雨日數爲 32.9，佔年平均之 90.1%。顯然集中於西南季風期。月平均雷雨日數以西南季風期七月之 9.0 爲最多，東北季風期十一、十二、一月之 0.1 爲最少。

日月潭之平均有霧日數爲 54.1，超過臺南之 19.0 約三倍之多。蓋日月潭爲一山間湖泊，故湖面成霧之機會較多。東北季風期之平均有霧日數爲 26.1，佔年平均之 48.2%。西南季風期之平均有霧日數爲 28.0，佔年平均之 51.8%，分配相當均勻。月平均有霧日數以西南季風期八月之 6.6 爲最多，東北季風期十一、十二月之 3.1 爲最少。

日月潭之平均總雲量爲 7.0，較臺南之 5.6 爲多。東北季風期之月平均總雲爲 6.3。西南季風期之月平均總雲量爲 7.8。月平均總雲量以西南季期六月之 8.3 爲最多，東北季風期十二月之 5.5 爲最少。

日月潭之年平均碧空日數爲 14.6，佔全年之 4.0%。年平均疏雲日數爲 75.6，佔全年之 20.7%。年平均裂雲日數爲 173.5，佔全年之 47.5%。年平均密雲日數爲 101.3，佔全年之 27.8%。全年以平均裂雲日數爲最多，平均密雲日數次之，平均疏雲日數又次之，平均碧空日數最少。

日月潭東北季風期之平均碧空日數爲 14.4，佔年平均之 98 6%。西南季風期之平均碧空日數爲 0.2，佔年平均之 1.4%。月平均碧空日數以東北季風期十二月之 4.0 爲最多，西南季風期六、七、八月無碧空日數。東北季風期之平均疏雲日數爲 59.0，佔年平均之 78.0%。西南季風期之平均疏雲日數爲 16.6，佔年平均 22.0%。月平均疏雲日數以東北季風期十一月之 11.0 爲最多，西南季風期六月之 2.1 爲最少。東北季風期之平均裂雲日數爲 85.1，佔年平均之 49.1%。西南季風期之平均裂雲日數爲 88 4，佔年平均之 50.9%。月平均裂雲日數以西南季風期七月之 20.2 爲最多，東北季風期二月之 10.0 爲最少。東北季風期之平均密雲日數爲 54.0，佔年平均之 53.3%。西南季風期之平均密雲日數爲 47.3，佔年平均之 46.7%。月平均密雲日數以西南季風期六月之 12.1 爲最多，東北季風期十月之 5.2 爲最少。東北季風期以平均碧空，疏雲與密雲日數較多，西南季風期則以平均裂雲日數較多。

(2)中部 Gcwb 夏溫多乾溫和氣候區域：包括中部山區 1,200 公尺至 3,500 公尺之山地。可再劃分爲兩個階層：第一階層由 1,200 公尺至 2,600 公尺，年平均降水量隨高度增加。第二階層由 2,600 公尺至 3,500 公尺，年平均降水量隨高度減少。顯示在同一山地氣候區域中，亦可因其平均降水量隨高度變化之

趨勢再行予以劃分。

(a) 第一階層：包括中部山區 1,200公尺至 2,600 公尺間之山地，其年平均降水量隨高度增加。以阿里山爲代表。

阿里山山脈北由濁水溪南岸開始，南至鳳山附近爲止，爲一顯著之衝上斷層山地。多 1,200 公尺至 2,600 公尺間之山峯。其間計有鳳凰山（1,696 公尺），鹿寮山（1,225 公尺），大嶔山（1,211 公尺），風櫃斗山（1,262 公尺），金甘樹山（2,089 公尺），嶺頂山（2,025 公尺），五叉崙山（2,200 公尺），烏松坑山（2,266 公尺），鹿屈山（2,287 公尺），大尖山（1,304 公尺），松山（2,551 公尺），東埔大山（2,285 公尺），對高山（2,444 公尺），大塔山（2,663 公尺），塔山（2'480 公尺），小塔山（2,128 公尺），萬歲山（2,246 公尺），霞山（2,399 公尺），塔乃庫山（2,018 公尺），拉拉烏亞山（1,383 公尺），岳亞那山（1,565 公尺），兒玉山（2,588 公尺），新望嶺（2,480 公尺）及內英山（1,891 公尺）等。阿里山測站之高度爲 2,406 公尺，接近此一階層之上端。

在十一月至翌年五月間，阿里山多見西南與西風，並以西風爲主。六月以後西南與西風之頻率逐漸減少，東北與東風之頻率逐漸增加。九月與十月東北與東風之頻率已超過西南與西風之頻率，亦爲東北與東風之盛行時期。足見低層冬夏季風之勢力已行減弱，而高空風系之影響逐漸加强。年平均風速爲 1.5m/s，週年之變幅甚小。東北季風期之月平均風速爲 1.5m/s，西南季風期之月平均風速爲 1.6m/s，月平均風速以一月之 1.8m/s 爲最大，十月之 1.2/ms 爲最小。年平均暴風日數甚少，僅有 6.0。東北季風期之平均暴風日數爲 1.8，佔年平均之 30.0%，西南季風平均暴風日數爲 4.2，佔年平均之 70 0%，年平均暴風日數以八月之 1.2 爲最多，十二月之 0.2 爲最少。

阿里山之年平均氣溫爲 10.6°C，與日月潭之 19.4°C 相較，其年平均氣溫直減率，爲每百公尺 0.38°C，較臺南與日月潭間之每百公尺 0.45°C 爲小。全年有四月至十月之七個月平均氣溫在 10°C 以上。最暖月爲七月之 14.1°C，最冷月爲一月之 6.1°C。年平均溫差爲 8.0°C。其最暖月七月之平均氣溫 14.1°C 適等於日月潭最冷月一月之平均氣溫。

阿里山之年平均降水量爲 3,882.0 公厘，與日月潭之 2,191.7 公厘相較，其增加率爲每百公尺 114.2 公厘，較臺南與日月潭間之每百公尺 71.2 公厘增大甚多。東北季風期之平均降水量爲 731.9 公厘，佔年平均之 18.9%，西南季風期之平均降水量爲 3,150.1 公厘，佔年平均之 81·1%。全年之降水量仍以西南季季風期爲主。最濕月爲西南季風期八月之 767.7 公厘，最乾月爲東北季風期十一月之 60.2 公厘。

阿里山之年平均降水日數爲 177.3，已較日月潭之 152.1 爲多。東北季風期之平均降水日數爲 69.8，佔年平均之 39.4%。西南季風期之平均降水日數爲 107.5，佔年平均之 60.6%。全年之降水日數亦以西南季風期爲主。月平均降水日數以西南季風期八月之 23.6 爲最多，東北季風期十二月之 7.9 爲最少。

阿里山之年平均雷雨日數爲 38 5，較日月潭之 36.5 爲多。東北季風期之平均雷雨日數爲 4.7，佔年平均之 11.9%。西南季風期之平均雷雨日數爲 33.9，佔年平均之 88.1%。極大多數集中於西南季風期。月平均雷雨日數以西南季風期七月之 8.6%爲最多。東北季風期十一、十二月之 0.1 爲最少。

阿里山之年平均降雪日數爲 1.5。僅於東北季風期之十二月至三月見雪。

阿里山之年平均有霧日數爲 256.0，遠超過日月潭之 54.1。因阿里山測站之高度已遠在低層大氣凝結面之上，故有霧日數特多。東北季風期之平均有霧日數爲 129,7，佔年平均之 50.7%。西南季風期之平均有霧日數爲 126.3，佔年平均之 49.3%。兩者相差無幾。月平均有霧日數以西南季風期八月之 27.2 爲最多，東北季風期十二月之 15.4 爲最少。

阿里山之年平均總雲量爲 6.8，不及日月潭之 7.0。東北季風期之月平均總雲量爲 6.0。西南季風期之月平均總雲量爲 7,7。月平均總雲量以西南季風期六月之 8.5 爲最多，東北季風期十二月之 5.3 爲最少。

阿里山之年平均碧空日數爲 12.7，佔全年之 3.4%。年平均疏雲日數爲 83.9，佔全年之 23.0%。年平均裂雲日數爲 168.3，佔全年之 46.1%。年平均密雲日數爲 100.4，佔全年之 27.5%。全年以平均裂雲日數爲最多，平均密雲日數次之，平均疏雲日數又次之，平均碧空日數最少。

阿里山東北季風期之平均碧空日數爲 12.5，佔年平均之 98.7%。西南季風期之平均碧空日數爲 0.2，佔年平均之 1.3%。月平均碧空日數以東北季風期十二月之 3.5 爲最多，西南季風期六、七、八月無碧空日數。東北季風期之平均疏雲日數爲 69.2，佔年平均之 82.5%。西南季風期之平均疏雲日數爲 14.7，佔年平均之 17.5%。月平均疏雲日數以東北季風期十一月

之 12.3 爲最多，西南季風期六月之 1.3 爲最少。東北季風期之平均裂雲日數爲 85.3，佔年平均之 50.7%。西南季風期之平均裂雲日數爲 83.0，佔年平均之 49.3%。月平均裂雲日數以西南季風期七月之 18.5 爲最多，東北季風期十一月之 10.2 爲最少。東北季風期之平均密雲日數爲 46.6，佔年平均之 36.5%。西南季風期之平均密雲日數爲 63.8，佔年平均之 63.5%。月平均密雲日數以西南季風期八月之 20.5 爲最多，東北季風期十月之 5.0 爲最少。東北季風期以平均碧空，疏雲與裂雲日數較多，西南季風期則以平均密雲日數較多。

(b) 第二階層：包括中部山區 2,600公尺至 3,500 公尺間之山地，其年平均降水量隨高度減少。以鹿林山爲代表。

阿里山山脈在 2,600 公尺以上之山峯有水山（2,609 公尺），石山（2,653 公尺）與鹿林山（2,860 公尺）。由阿里山山脈之水山、石山、鹿林山至玉山山塊一線呈東西線之山稜線，故南北兩側之溪谷均呈南北向流路，相背而流。鹿林山測站高度爲 2,860 公尺，接近此一層次之下端。

由於測站東北方高聳玉山山塊之阻擋，鹿林山全年之風向均以東南爲最多，其次爲西北。西南季風期常有東風出現，可略見高空風系之影響。其風向之頻率極少。年平均風速爲 2.5m/s。東北季風期之月平均風速爲 2.7m/s。西南季風期之平均風速爲 2.3m/s。年平均風速以東北季風期一、二月之 3.3m/s 爲最大，十月之 1.3m/s 爲最小。年平均暴風日數爲 58.7。東北季風期之平均暴風日數爲 37.7，佔年平均之 64.2%。西南季風期之平均暴風日數爲 21.0，佔年平均之 35.8%。月平均暴風日數以東北季風期一月之 9.1 爲最多，十月之 1.1 爲最少。

鹿林山之年平均氣溫爲 9.3°C，與阿里山之 10.6°C 相較，其年平均氣溫直減率，爲每百公尺 0.29°C，又較日月潭與阿里山間之每百公尺 0.38°C 爲小。每年有五月至十月之六個月平均氣溫在 10°C 以上。最暖月爲七月之 12.9°C，最冷月爲一月之 4.3°C。年平均氣溫較差爲 8.6°C，大於阿里山之 8.0°C。

鹿林山之年平均降水量爲 3,807.8 公厘，較阿里山之 3,882.0 公厘爲少。如由 2,600 公尺附近起算，其減少率約爲每百公尺 93.5 公厘。東北季風期之平均降水量爲 846.5 公厘，佔年平均之 22.2%。西南季風期之平均降水量爲 2,961.3 公厘，佔年平均之 77.8%。仍以西南季風期爲主。最濕月爲西南季風期八月之 761.0 公厘，最乾月爲東北季風期十二月之 68.0 公厘。

鹿林山之年平均降水日數爲 178.4，較阿里山之 177.3 稍多。東北季風期之平均降水日數爲 71.5，佔年平均之 39.5%。西南季風期之平均降水日數爲 107.9，佔年平均之 60.5%。月平均降水日數以西南季風期八月之 23.8 爲最多，東北季風期十二月之 7.1 爲最少。

鹿林山之年均雷雨日數爲 43.8，較阿里山之 38.5 爲多。東北季風期之平均雷雨日數爲 6.5，佔年平均之 14.8%。西南季風期之平均雷雨日數爲 37.3，佔年平均之 85.2%。月平均雷雨日數以西南季風期八月之 9.3 爲最多，東北季風期十一、一月之 0.1 爲最少。

鹿林山東北季風期十二月至二月有雪，年平均降雪日數爲 2.6，較阿里山之 1.5 稍多。

鹿林山之年平均有霧日數爲 270.2，又較阿里山之 256.0 爲多。東北季風期之平均有霧日數爲 134.0，佔年平均之 49.6%。西南季風期之平均有霧日數爲 136.2，佔年平均之 50.4%。其東北季風期與西南季風期之出現頻率大致相埒。月平均有霧日數以西南季風期八月之 28.4 爲最多，東北季風期一月之 15.9 爲最少。

鹿林山之年平均總雲量爲 6.5，又較阿里山之 6.8 爲少。東北季風期之月平均總雲量爲 5.5。西南季風期之月平均總雲量爲 7.6。月平均總雲量以西南季風期六月之 8.3 爲最多，東北季風期十一月之 4.3 爲最少。

鹿林山之年平均碧空日數爲 24.0，佔全年之 6.5%。年平均疏雲日數爲 92.6，佔全年之 25.3%。年平均裂雲日數爲 156.4，佔全年之 42.7%。年平均密雲日數爲 93.5，佔全年之 25.5%。全年以平均裂雲日數最多，平均疏雲與密雲日數大致相埒，平均碧空日數最少。

鹿林山東北季風期之平均碧空日數爲 23.3，佔年平均之 92.9%。西南季風期之平均碧空日數爲 0.7，佔年平均之 7.1%。月平均碧空日數以東北季風期十二月之 5.9 爲最多，西南季風期七月無碧空日數。東北季風期之平均疏雲日數爲 69.9，佔年平均之 75.2%。西南季風期之平均疏雲日數爲 23.0，佔年平均之 24.8%。月平均疏雲日數以東北季風期十月之 13.1 爲最多，西南季風期六月之 1.7 爲最少。東北季風期之平均裂雲日數爲 77.0，佔年平均之 49.6%。西南季風

期之平均裂雲日數爲 79.4，佔年平均之 50.4%。月平均裂雲日數以西南季風期七月之 17.8 爲最多，東北季風期十一月之 9.0 爲最少。東北季風期之平均密雲日數爲 43.0，佔年平均之 46.0%。西南季風期之平均密雲日數爲 50.5，佔年平均之 54.0%。月平均密雲日數以西南季風期六月之 12.9 爲最多，東北季風期十月之 3.9 爲最少。東北季風期以平均碧空與疏雲日數較多，西南季風期則以平均裂雲與密雲日數較多。

(3)中部 Gcwc 山地夏涼多乾溫和氣候區域：包括中央山區 3,500 公尺以上之高峯，以玉山爲代表。

臺灣本島中央山區在 3,000 公尺以上之高峯雖有六十二座之多，但超過 3,500 公尺者在玉山山脈中祇有玉山主山（3,997 公尺），玉山北山（3,900 公尺），玉山東山（3,884 公尺），玉山西山（3,528 公尺），玉山南山（3,800 公尺），在雪山山脈中祇有品田山（3,529 公尺），大霸尖山（3,505 公尺），雪山北山（3,705 公尺），雪山（3,884 公尺），大劍山（3,597 公尺），大雪山（3,528 公尺）。在中央山脈中祇有南湖北山（3,506 公尺），南湖大山（3,740 公尺），中央尖山（3,703 公尺），奇萊主山北峯（3,605 公尺），奇萊主山（3,559 公尺），瑪博拉斯山（3,806 公尺），秀姑巒山（3,833 公尺），大水窟山（3,645 公尺），關山（3,666 公尺）等二十座，故本氣候區域實際由多數不連續之小區組合而成。玉山測站設於玉山北山之山巔附近，拔海高度 3,852 公尺。

冬夏季風之交替現象在玉山附近之高度已不明顯，經常在高空風系影響之下。每年十月至翌年六月盛行西北至西南風向，以西風爲主。七月至九月盛行東北至東南風向，以東風爲主。年平均風速爲 3.9m/s。東北季風期之月平均風速爲 4.0m/s。西南季風期之月平均風速爲 3.7 m/s。月平均風速以一月之 4.6m/s 爲最大，十月之 2.9m/s 爲最小。年平均暴風日數爲 78.2，超出鹿林山之 58.7 甚多。東北季風期之平均暴風日數爲 39.3，佔年平均之 50.3%。西南季風期之平均暴風日數爲 38.9，佔年平均之 49.7%。二者大致相埒。月平均暴風日數以西南季風期九月之 9.0 爲最多，東北季期十月之 3.7 爲最少。

玉山之年平均氣溫爲 3.8°C，與鹿林山之 9.3°C 相較，其年平均氣顯直減率爲每百公尺 0.56°C，較阿里山與鹿林山間之每百公尺 0.29°C 爲大。最暖月爲七月之 7.5°C，不超過 10°C。最冷月爲一月之 -1.6°C，不低於 -3°C。此一氣候區域顯然不屬於 D 類而仍屬於 C 類。因 D 類氣候之最暖月應在 10°C 以上，而最冷月則在 -3°C 以下。年平均氣溫較差爲 9.1°C，又大於鹿林山之 8.6°C。

玉山之年平均降水量爲 3,050.4 公厘，與鹿林山之 3,807 公厘相較，其減少率爲每百公尺 75.6 公厘。東北季風期之平均降水量爲 865.4 公厘，佔年平均之 28.4%。西南季風期之平均降水量爲 2,185.0 公厘，佔年平均之 71.6%。可見玉山之降水量亦以西南季風期爲主。最濕月爲西南季風期六月之 547.0 公厘，最乾月爲東北季風期十二月之 81.7 公厘。

玉山之年平均降水日數爲爲 162.8，較鹿林山之 178.4 爲少。東北季風期之平均降水日數爲 64.9，佔年平均之 39.8%。西南季風期之平均降水日數爲 97.0，佔平均之 60.2%。月平均降水日數以西南季風期六月之 21.8 爲最多。東北季風期二月之 7.9 爲最少。

玉山之年平均雷雨日數爲 28.8，較鹿林山之 43.8 爲少。東北季風期之平均雷雨日數爲 4.4，佔年平均之 15.3%，西南季風期之平均雷雨日數爲 24.4，佔年平均之 84.9%。月平均雷雨日數以西南季風期七月之 6.5 爲最多，東北季風期十一，十二月之 0.1 爲最少。

玉山之年平均降雪日數爲 25.1，遠較鹿林山之 2.6 爲多，出現於十一月至翌年之五月。以東北季風期一月之 6.9 爲最多。六月至十月不見雪跡。每年祇有三個月左右之時間有積雪現象。

玉山之年平均有霧日數爲 259.8，較鹿林山之 270.2 稍少。蓋玉山之高度超過鹿林山將近 1,000 公尺，空氣中之水汽已因下層凝結與降水現象之發生而減少，故玉山之有霧日數欲較鹿林山爲少。東北季風期之平均有霧日數爲 126.9，佔年平均之 48.8%。西南季風期之平均有霧日數爲 132.9，佔年平均之 51.2%。月平均有霧日數以西南季風期六月之 27.8 爲最多，東北季風期十一月之 14.0 爲最少。

玉山之年平均總雲量爲 6.3，亦較鹿林山之 6.5 爲少。東北季風期之月平均總雲量爲 5.4。西南季風期之月平均總雲量爲 7.5。月平均總雲量以西南季風期六月之 8.5 爲最多，東北季風期十一月之 4.4 爲最少。

玉山之年平均碧空日數爲 45.5，佔全年之 12.5%。年平均疏雲日數爲 79.0，佔全年之 21.6%。年平均裂雲日數爲 130.5，佔全年之 35.7%。年平均密雲日數爲 110.1，佔全年之 30.2%。全年以平均裂雲日數最多，平均密雲日數次之，平均疏雲日數又次之，年平均碧定日數最少。

玉山東北季風期之平均碧空日數爲 43.5，佔年平均之 95.6%。西南季風期之平均碧空日數爲 2.1，佔全年之 4.4%。月平均碧空日數以東北季風期十一月之 9.4 爲最多，西南季風期六，七、八月之 0.1 爲最少。東北季風時之平均疏雲日數爲 52.8，佔年平均之 66.8%。西南季風期之平均疏雲日數爲 26.2，佔年平均之 33.2%。月平均疏雲日數以東北季風期十月之 11 0 爲最多。西南季風期六月之 2.0 爲最少。東北季風期之平均裂雲日數爲 59.9，佔年平均之 45 9%。西南季風期之平均裂雲日數爲 70.6，佔年平均之 54.1%。月平均裂雲日數以西南季風期七月之 16.3 爲最多，東北季風期一月之 6.9 爲最少。東北季風期之平均密雲日數爲 55.8，佔年平均之 50.7%。西南季風期之平均密雲日數爲 54.3，佔年平均之 49.3%。月平均密雲日數以西南季風期六月之 14.0 爲最多，東北季風期十月之 4.9 爲最少。東北季風期以平均碧空，疏雲與密雲日數較多，西南季風期則以平均裂雲日數較多。

十、島嶼氣候區域及其天氣特徵

臺灣所屬之島嶼分佈於東北部，西部，東南部，西南部及南部。

㈠東北部島嶼：包括基隆港口附近之和平島，中山仔嶼，桶盤嶼與基隆嶼，以及基隆港東北方 35 公里至 55 公里處之花瓶嶼，棉花嶼與彭佳嶼，宜蘭東方約 10 公里處之龜山島與龜卵島等，均爲火山島。其中祇有彭佳嶼設有氣象測站。

㈡西部島嶼：澎湖羣島位於臺灣海峽中，由大小六十四個島嶼組成。原爲玄武岩噴出岩流所成之平頂方山，經海蝕，地盤下沉及地塊運動而切割爲大小不等之島嶼與多數之岩礁。海岸爲高出海面 20 公尺至 30 公尺之玄歲岩崖。除澎湖島外，以漁翁島，白沙島，八罩島與七美嶼等較大。澎湖縣治設於島上之馬公鎮。澎湖與東吉島先後設有氣象測站。惟東吉島在所選擇之二十年中，僅有最後八年之紀錄，故未予以採用。澎湖羣島西南部之花嶼，雖亦爲澎湖羣島之一，但爲一中生代之火山島，其地質與我國大陸相同。

㈢東南部島嶼：包括綠島，蘭嶼與小蘭嶼，均爲火山島。綠島位於臺東東方 31 公里處，島上有高 281 公尺之火燒山與高 271 公尺之阿眉山。蘭嶼位於綠島南方之 66 公里處，有高 548 公尺之芳蘭峯（舊名紅頭山）。小蘭嶼位於蘭嶼東南方約 5 公里處，爲一無人小島，祇有蘭嶼設有氣象測站。

㈣西南部島嶼：琉球嶼爲一位於東港西南方約10公里處之珊瑚礁。呈臺地形態。其東南部占山高達 89.5 公尺。未設有氣象測站。

㈤南部島嶼：七星岩爲鵝鑾鼻南方約 14 公里處之岩礁羣。位於巴士海峽中。爲臺灣最南端之島嶼。各岩礁排列爲南北向。最高點 25 公尺。爲人跡罕至之一羣小島。

在此等島嶼中，以澎湖最大，蘭嶼次之，均設有氣象測站。彭佳嶼雖爲一較小之島嶼，但因地居海空交通之要衝，故亦設有氣象測站。關於此三個島嶼之季風與降水之特性，林紹豪（1967）與亢玉瑾（1969）曾先後作有充分之分析與研究。因通過此三個島嶼之地面氣流所受之局部地形影響最小，故亦有最佳之代表性。本文將就此三個島嶼之氣候狀況及其天氣特徵分別予以討論。

㈠東北部 Icfa 島嶼夏季炎熱溫和氣候區域：以彭佳嶼爲代表。

彭佳嶼位於基隆之東北方海上，距基隆港 55 公里，爲臺灣最北端之一小島，與釣魚臺列嶼相比鄰。該島略呈梯形，北邊較長，南邊較短。最高點 142 公尺，居東北端附近。地勢大致東高西低。溢出溶岩之火山口可能在島西北角之附近海上，已因海蝕而消失。北，東，南三面均爲海崖。西側呈緩坡，有海蝕臺岩岸，高數公尺。礁不甚多。惟一之登陸地點爲西南端海崖之向東凹入處。附近海蝕臺甚發達。岩壁經過人工修鑿成爲唯一港口。

彭佳嶼之東北季風盛行於十月至翌年四月，以十月至十二月爲最盛。但因位於東海南部，附近常有氣旋發生或經過，氣流方向之變化稍多，故彭佳嶼東北季風之穩定度不及澎湖與蘭嶼。六月至八月西太平洋高壓逐漸北移，其東西脊線由緯度 20°N 移至 31°N 附近。彭佳嶼盛行東南季風，爲臺灣唯一有東南季風顯著紀錄之測站。但因梅雨期間長江中下游新生氣旋與西太平洋颱風之干擾，其穩定度尚不及東北季風，亦不及同時間澎湖與蘭嶼之西南季風。五月與九月爲彭佳嶼冬夏季風之交替時期，惟五月仍以東北季風爲主，九月則以東南季風爲主。年平均風速爲 7.7m/s，遠較基隆之 3 6m/s 爲大。東北季風期之月平均風速爲 8.7m/s。東南季風期之月平均風速爲 7.1m/s。月平均風速以東北季風期十一月之 9.5m/s 爲最大，東南季風期六月之 6.5m/s 爲最小。年平均暴風日數爲 249.7，在三個島嶼中，僅次於蘭嶼之 255.8。東北季風期之平均暴風日數爲 161.9，佔年平均之 64.8%

。東南季風期之平均暴風日數爲 87.8，佔年平均之 35.2%。月平均暴風日數以東北季風期十二月之 25.9 爲最多，東南季風期八月之 16.8 爲最少。

彭佳嶼因四週環海，受海洋之影響甚鉅。其年平均氣溫爲 21.7°C，較基隆之 22.2°C 稍低。全年祇有十二月至三月之四個月平均氣溫在 18°C 以下，與基隆相同。最暖月爲七月之 28.1°C，最冷月爲一月之 15.0°C。年平均氣溫較差爲 13.1°C，與基隆之 13.2°C 相埒。

彭佳嶼之年平均降水量爲 1,789.6 公厘，遠較基隆之 3,709.1 公厘爲少。因彭佳嶼孤懸海上，氣流易於繞過，且缺乏强烈之地形擧升作用，故其年平均降水量尙不及基隆之半。東北季風期之平均降水量爲 757 公厘，佔年平均之 53.5%。東南季風期之平均降水量爲 832.6 公厘，佔年平均之 46.5%。全年降水量之分配雖較基隆均勻，但仍以東北季風期之降水量爲主。個別月份之平均降水量以東南季風期九月之 221.6 公厘爲最多，東北季風期十月之 97 5 公厘爲最少。此種情形與基隆不同，可能係因颱風之影響較强所致。

彭佳嶼之年平均降水日數爲 167.8，亦較基隆之 207.6 爲少。東北季風期之平均降水日數爲 110.9，佔年平均之 66.1%。東南季風期之平均降水日數爲 56 9，佔年平均之 33.9%。月平均降水日數以東北季風期三月之 18.1 爲最多，東南季風期七月之 7.1 爲最少。

彭佳嶼之年平均雷雨日數爲 13 5，較基隆之 19.9 爲少。東北季風期之平均雷雨日數爲 4.0，佔年平均之 29.6%。東南季風期之平均雷雨日數爲 9 5，佔年平均之 70.4%。月平均雷雨日數以東南季風期六月之 2.5 爲最多，東北季風期十月至翌年一月之四個月平均雷雨日數均爲 0.1。

彭佳嶼之年平均有霧日數爲 18.4，遠較基隆之 39,7 爲少。東北季風期之平均有霧日數爲 11.8，佔年平均之 64.1%。東南季風期之平均有霧日數爲 6.6，佔年平均之 35.9%。月平均有霧日數以東北季風期四月之 4 5 爲最多，東南季風期，八月之 0.1 爲最少。

彭佳嶼之年平均總雲量爲 7.2，較基隆之 7.8 爲少。東北季風期之月平均總雲量爲 8.0。東南季風期之月平均總雲量爲 6.3。月平均總雲量以東北季風期一，二月之 8.4 爲最多，東南季風期八月之 5.2 爲最少。

彭佳嶼之年平均碧空日數爲 11.5，佔全年之 3.2%。年平均疏雲日數爲 80.5，佔全年之 22.0%。年平均裂雲日數爲 128.9，佔全年之 35.3%。年平均密雲日數爲 144.1，佔全年之 39.5%。全年以平均密雲日數最多，平均裂雲日數次之，平均疏雲日數又次之，平均碧空日數最少。

彭佳嶼東北季風期之平均碧空日數爲 4 7，佔年平均之 40.9%。東南季風期之平均碧空日數爲 6 8，佔年平均之 59.1%。月平均碧空日數以東南季風期九月之 2.1 爲最多，東北季風期十二月之 0 2 爲最少。東北季風期之平均疏雲日數爲 31.9，佔年平均之 39.6%。東南季風期之平均疏雲日數爲 48.6，佔年平均之 60.4%。月平均疏雲日數以東南季風期八月之 13.8 爲最多，東北季風期二月之 2.7 爲最少。東北季風期之平均裂雲日數爲 70.0，佔年平均之 54.3%，東南季風期之平均裂雲日數爲 58.9，佔年平均之 45.7%。月平均裂雲日數以東南季風期七月之 12.7 爲最多，東北季風期二月之 7.5 爲最少。東北季風期之平均密雲日數爲 105.5，佔年平均之 73.2%。東南季風期之平均密雲日數爲 38.6，佔年平均之 26.8%。月平均密雲日數以東北季風期三月之 18.2 爲最多，東南季風期七、八月之 3.5 爲最少。東北季風期以平均裂雲與密雲日數較多，東南季風期以平均碧空與疏雲日數較多。

(二)西部 Icwa 島嶼夏熱冬乾溫和氣候區域：以澎湖爲代表。

澎湖爲澎湖羣島中最大且最重要之島嶼。其東側，東南側，南側與西南側海岸比較單調，除一小部份呈海岸直壁外，砂質海濱發達，無良好之避風海灣，較高山峯有紗帽山（45 公尺），拱北山（51 公尺），大武山（46 公尺）、奎壁山（34 公尺）等，呈東北至西南方向排列，大致與東南側海岸線平行。北側與西側海岸參差凸凹，半島與內灣甚爲發達，其中馬公灣爲一天然良港。

澎湖之東北季風盛行於十月至翌年之四月，西南季風則盛行於六月至八月。五月與九月雖爲冬夏季風之交替時期，但均以東北風爲最頻仍。年平均風速爲 5.8m/s，遠較臺南之 2.5m/s 爲大。東北季風期之月平均風速爲 7.0m/s，西南季風期之月平均風速爲 4.0m/s。月平均風速以東北季風期十一，十二月之 8.1m/s 爲最大，西南季風期八月之 3.4m/s 爲最小。年平均暴風日數爲 110.8，遠較臺南之 5.0 爲多。雖爲三個島嶼測站平均暴風日數之最少者，但仍超過臺灣本島沿海地帶之任何地區。東北季風期之平均暴風日數爲 94.2，佔年平均之 85.0%。西南季風期之平均暴風日數爲 16.6，佔年平均之 15.0%。月平均暴風日

數以東北季風期十二月之 17.3 爲最多，西南季風期六月之 1.1 爲最少。

澎湖之年平均氣溫爲 23.3°C，較臺南之 23.9 爲低。全年祇有一、二月之平均氣溫在 18°C 以下，與臺南相同。最暖月爲七月之 28.7°C，最冷月爲一月之 16.1°C。年平均氣溫較差爲 12.6°C，較臺南之 11.8°C 爲大。

澎湖之年平均降水量爲 980.7 公厘，遠較臺南之 1,578.3 公厘爲少。蓋澎湖表面平坦，少數低卑山峯之排列與盛行風向相平行，且海峽風勢强勁，加速低雲之移動，故降水量特少。東北季風期之平均降水量爲 266.5 公厘，佔年平均之 27.2%。西南季風期之平均降水量爲 714.2 公厘，佔年平均之 72.8%。最濕月爲西南季風期九月之 170.1 公厘，最乾月爲東北季風期十二月之 14.2 公厘。

澎湖之年平均降水日數爲 93.9，稍較臺南之 99.3 爲少。東北季風期之平均降水日數爲 46.0，佔年平均之 49.0%。西南季風期之平均降水日數爲 47.9，佔年平均之 51.0%。可見澎湖島上之平均降水量雖較集中於西南季風期，但其平均降水日數則幾與東北季風期相等。月平均降水日數以西南季風期六月之 12.0 爲最多，東北季風期十月之 3.5 爲最少。

澎湖之年平均雷雨日數爲 12.0，遠較臺南之 40.9 爲少。爲三個島嶼測站中年平均雷雨日數最少之一處，亦爲全省各測站中最少之一處。東北季風期之平均雷雨日數爲 2.9，佔年平均之 24.2%。西南季風期之平均雷雨日數爲 9.1，佔年平均之 75.8%。月平均雷雨日數以西南季風期八月之 2.3 爲最多，東北季風期之十二月不見雷雨。

澎湖之年平均有霧日數爲 2.8，亦較臺南之 19.0 爲少。爲三個島嶼測站中年平均有霧日數之最少者。東北季風期之平均有霧日數爲 2.0，佔年平均之 71.4%。西南季風期之平均有霧日數爲 0.8，佔年平均之 28.6%。月平均有霧日數以東北季風期三、四月之0.7 爲最多，十、十一月不見霧。西南季風期之七月亦不見霧。

澎湖之年平均總雲量爲 6.6，較臺南之 5.6 爲多，爲澎湖天氣特徵之一。東北季風期之月平均總雲量爲 6.9，遠較臺南之 5.2 爲多，西南季風期之月平均總雲量亦與臺南之 6.3 相等。因臺灣海峽兩側之地形對於通過之地面氣流有一種風洞作用，致海峽之中央部份空氣受約束而向上隆起，故可因絕熱冷却而產生較多之雲量。此種現象尤以東北季風爲甚。月平均總雲量以東北季風期一月之 7.4 爲最多，十月之 5.5 爲最少。

澎湖之年平均碧空日數爲 26.9，佔全年之 7.4%。年平均疏雲日數爲 89.7，佔全年之 24.5%。年平均裂雲日數爲 123.7，佔年平均之 33.8%。年平均密雲日數爲 125.3，佔全年之 34.3%。全年以平均密雲日數爲最多，平均裂雲日數次之，平均疏雲日數又次之，平均碧空日數最少。

澎湖東北季風期之平均碧空日數爲 16.8，佔年平均之 62.4%。西南季風期之平均碧空日數爲 10.1，佔年平均之 37.6%。月平均碧空日數以東北季風期十月之 3.7 爲最多，西南季風期六月之 1.3 爲最少。東北季風期之平均疏雲日數爲 45.8，佔年平均之 51.1%。西南季風期之平均疏雲日數爲 43.9，佔年平均之 48.9%。月平均疏雲日數以西南季風期七月之 11.4 爲最多，東北季風期一月之 4.2 爲最少。東北季風期之平均裂雲日數爲 64.5，佔年平均之 52.1%。西南季風期之平均裂雲日數爲 59.2，佔年平均之 47.9%。月平均裂雲日數以西南季風期六月之 13.0 爲最多，東北季風期二月之 6.5 爲最少。東北季風期之平均密雲日數爲 85.0，佔年平均之 67.9%。西南季風期之平均密雲日數爲 40.3，佔年平均之 32.1%。月平均密雲日數以東北季風期三月之 15.0 爲最多，西南季風期七月之 5.6 爲最少。東北季風期之平均碧空，疏雲，裂雲與密雲日數均較西南季風期爲多。

(三)東南部 IAf 島嶼多雨熱帶氣候區域：以蘭嶼爲代表。

蘭嶼爲一火山島，其面積在臺灣所屬島嶼中僅次於澎湖。全島大部份爲山地，祇有海岸一小部份爲平地。其主要之山脈有二：一爲西北至東南走向，與島之主軸一致，最高峯爲大森山，達 479.7 公尺之高度。另一山脈爲東北至西南走向，最高峯達 462.4 公尺之高度。各山稜大致維持 450 至 550 公尺，等高性頗爲顯著。全體呈一切割臺地狀之地形。主要河流以中央高地爲中心，呈放射水系，分向西南，北，東與東北方向流出。蘭嶼之海岸甚爲單調，北側，東北側及東南側海岸均呈直線狀。東側，西側與西南側雖稍有出入，但仍嫌單純，無一良好港灣。東北風强勁時，船集停泊於西南側之八代灣。西南風强勁時，則停泊於東北側之東清灣。但均不能靠岸。

蘭嶼之東北季風因與東北信風之方向相同，故其盛行之時間亦較其他地區爲長，可由九月延至翌年之四月，並以十月至十二月爲最盛。五月與八月爲多夏

季風之交替時間，但五月以東北風爲主，八月則以西南風爲主。故蘭嶼之西南季風僅盛行於六、七、八月。因蘭嶼測站之位置高達三百餘公尺，故其年平均風速亦高達 8.3m/s。東北季風期之月平均風速爲 8.9m/s。西南季風期之月平均風速爲 8.3m/s。月平均風速以東北季風期十一月之 11.2m/s 爲最大，四月之 7.2m/s 爲最小。年平均暴風日數爲 255.8，爲全省年平均暴風日數最多之測站。東北季風期之平均暴風日數爲 162.6，佔年平均之 63.6%。西南季風期之平均暴風日數爲 93.2，佔全年之 36.4%。月平均暴風日數以東北季風期十二月之 26.4 爲最多，西南季風期八月之 17.4 爲最少。

蘭嶼測站因地勢高亢，年平均氣溫爲 22.5°C，較同氣候類型新港之 23.5°C 爲小。全年各月均在 18°C 以上。最暖月爲七月之 26.2°C，最冷月爲一月之 18.0°C。年平均氣溫較差爲 8.0°C，亦較新港之 9.5°C 爲小。

蘭嶼之年平均降水量爲 3,134.0 公厘，較新港之 2,366.1 公厘爲多。亦係因蘭嶼測站之位置較高所致。東北季風期之平均降水量爲 1,730.1 公厘，佔年平均之 55.2%。西南季風期之平均降水量爲 1,403.9 公厘，佔年平均之 44.8%。最濕月爲西南季風期九月之349.2 公厘，最乾月爲東北季風期四月之 160.6 公厘。

蘭嶼之年平均降水日數爲 234.2，較新港之 189.3 爲多，爲全省年平均降水日數之冠。東北季風期之平均降水日數爲 148.3，佔年平均之 63.3%。西南季風期之平均降水日數爲 85.9，佔年平均之 36.7%。月平均降水日數以東北季風期十二月爲 24.1 最多，西南風期七月之 15.1 爲最少。可見蘭嶼之全年平均降水量與平均降水日數均以東北季風期爲主。

蘭嶼之年平均雷雨日數爲 19.0，遠較新港之 27.6 爲少，但仍爲三個島嶼測站中年平均雷雨日數最多之一測站。東北季風期之平均雷雨日數爲 3.0，佔年平均之 15.8%。西南季風期之平均雷雨日數爲 16.0，佔年平均之 84.2%。月平均雷雨日數以西南季風期六月之 4.1 爲最多，東北季風期十二月之 0.1 爲最少。仍以西南季風期之熱雷雨爲主。

蘭嶼之年平均有霧日數爲 28.1，非新港之 0.2 新能比擬。東北季風期之平均有霧日數爲 16.1，佔年平均之 57.3%。西南季風期之平均有霧日數爲 12.1，佔年平均之 42.7%。月平有霧日數以東北季風期四月之 3.9 爲最多，十月之 1.3 爲最最少。

蘭嶼之年平均總雲量爲 8.3，爲全省年平均總雲量最多之地區。東北季風期之月平均總雲量爲 8.5，西南季風期之月平均總雲量爲 8.0。月平均總雲量以東北季風期一月之 8.9 爲最多，西南季風期七月之 7.6 爲最少。

蘭嶼之年平均碧空日數爲 0.1，佔全年之 0.1%。年平均疏雲日數爲 29.2，佔全年之 8.0%。年平均裂雲日數爲 165.2，佔全年之 45.2%。年平均密雲日數爲 170.6，佔全年之 46.7%。全年以平均密雲日數最多，平均裂雲日數次之，平均疏雲日數又次之，平均碧空日數最多。其年平均碧空與疏雲日數爲全省各測站中之最少者。

蘭嶼東北季風期之平均碧空日數爲 0.1，出現於十月與三月。西南季風期無碧空日數。東北季風期之平均疏雲日數爲 14.1，佔年平均之 48.3%。西南季風期之平均疏雲日數爲 15.1，佔年平均之 51.7%。月平均疏雲日數以西南季風期七月之 4.5 爲最多，東北季風期十一月之 1.5 爲最少。東北季風期之平均裂雲日數爲 85.3，佔年平均之 51.6%。西南季風期之平均裂雲日數爲 79.9，佔年平均之 48.4%。月平均裂雲日數以西南季風期五月之 19.1 爲最多，東北季風期一、二月之 10.0 爲最少。東北季風期之平均密雲日數爲 112.8，佔年平均之 66.1%。西南季風期之平均密雲日數爲 57.8，佔年平均之 33.9%。月平均密雲日數以東北季風期一月之 19.5 爲最多，西南季風期七月之 9.6 爲最少。東北季風期以平均碧空，裂雲與密雲日數較多，西南季風期以平均疏雲日數較多。全年之平均碧空日數出現極少，此種情形與新港相符。

十一、結　　論

本文所作臺灣分區氣候與天氣之研究係個人一種新的構想與嘗試。作者因鑑於過去若干有關臺灣之研究均係應用相似之傳統方法，其主要缺點大致有以下四端：

㈠一般之氣候研究方法係以個別測站爲對象，多忽略地區特性之重要性。亦即點的研究，而非區的研究。以致對於所在地區內之高度，山脈走向，局部地形，海陸對比，洋流，盛行風（季風），移動性之熱帶外氣旋與熱帶氣旋（颱風）以及地面覆蓋物如冰雪等自然因子之影響未能通盤予以充分之考察，因而同一地區氣候之一致性亦未能獲得應有之重視。

㈡過去之氣候研究工作着重於各個測站個別氣象要素之比較分析，如氣溫、降水、氣壓、風、濕度、

雲量、日照、蒸發量、霧、露、霜、雪、暴風、雷雨以及各種天空狀況等之出現日數，卽爲個別氣象要素之分部研究，而非氣候形態之整體研究。由此等研究之結果，所得之印象往往爲每一測站個別氣象要素分析所顯示之部份氣候性質，難於將所有氣象要素之逐項分析密切配合而得到一個氣候之完整概念。

㈢通常氣候季節之劃分大致可根據月平均氣溫決定之。卽以 22°C 以上爲夏，10°C 以下爲冬，15°C 至 17°C 爲春秋，中間氣溫爲其過渡時間。。如是則臺灣除高山外，絕大多數地區祇有春夏，而無秋冬。南部各地區甚至祇有夏季，而無春秋冬三季。此種氣候季節之劃分方法顯然祇實用於季風區域以外之地區，對於臺灣毫無實用之價值。如再按日曆季節之劃分方法以三、四、五月爲春，六、七、八月爲夏，九、十、十一月爲秋，十二、一、二月爲冬，或以一月代表冬季，四月代表春季，七月代表夏季，十月代表秋季，而將個別氣象要素予以分季討論，自屬更無意義。

㈣關於臺灣氣候區域之劃分，無論應用何種分類方法，一般均分爲平地與山區兩大部份：平地部份包括本島沿海地帶及所屬島嶼，山區部份則包括本島北部，中部及東部各山區。但平地與山區並無確定之界限，山區各層次之劃分亦無確定之界限。各氣候區域之劃分並無明顯之範圍，與地形分配亦不盡能適切配合。多僅就各氣候區域略作概括之說明，並不能普遍適用於同一區域之各地區。

作者在本研究中，針對上述之各項缺點，設法予以改正，並採取以下各項措施。

㈠根據 Köppen 分類方法之規定，先行決定所選擇各代表測站之氣候類型，並由各代表測站之氣候類型參照地形分佈決定個別氣候區域之範圍。然後再視需要將一個氣候區域劃分爲若干較小之地區。本文卽以一個地區作爲一個氣候單位，以代替過去以測站爲氣候單位之舊有觀念。同時以 600 公尺爲平地與山區之界限，各山區再按 Köppen 分類標準定出各氣候區域間之高度界限。所屬島嶼之氣候類型雖與本島若干區域相同，但仍另行劃出爲各別分離之氣候區域，以示與本島之氣候區域有別。使每一地區之研究結果均能充分代表此一地區之氣候狀況。

㈡揚棄通常氣候季節與日曆季節之劃分方法，而採用自然季節之劃分方法。因臺灣爲一顯著之季風區域，一年可按盛行風向之變換劃分爲東北季風期與西南季風期。由十月至翌年之四月爲東北季風期，五月至九月爲西南季風期。雖然每年之五月與十月爲東北季風與西南季風之交替時間，但五月以西南季風爲主，十月則以東北季風爲主。此種自然季節之劃分方法比較適用於臺灣季風區域，且符合實際氣候變化之規律。

㈢以個別地區爲一氣候單位，綜合研究同一地區內各個氣象要素在東北季風期與西南季風期間之特性及其變化，並隨時互相協調以保持其內部之連貫性，使不致在同一地區內某一氣象要素之分析結果與另一氣象要素之分析結果發生抵觸或矛盾。同時着重於同一氣候區域各個地區之互相比較，或兩個接近氣候區域相鄰地區之互相比較，可以顯示在各種相同或相近自然因子控制之下，兩個地區實際氣候形態之差異。避免東鱗西爪將各種不同自然因子控制下之遠隔地區互相比較，而不能確實看出兩個毗連地區之眞正氣候差異。

㈣本文對於每一地區先研究其局部地形與季風氣流之關係，再就其氣溫與降水量之分配情形研究其氣候形態，然後研究其東北季風期與西南季風期之各種天氣特徵，諸如降水、降雪、暴風、雷雨、雲霧以及各種天空狀況之出現日數等。使吾人對於每一地區之氣候形態及其在東北季風期與西南季風期間之各種天氣特徵獲得一完整之概念。同時與同一氣候區域或相鄰氣候區域之毗連地區保持適切之比較。

本文之研究結果尚屬令人滿意，顯示此種分析方法對於臺灣季風區域確有其實用之價值。惟因時間所限，未能將計劃中之若干工作全部完成。如各地區代表測站之氣候圖（Climatograph）尚未能詳細予以分類研究，且對於各地區之分析結果尚未能作一綜合性之總結，此等工作均有待於來日進一步之努力。

參 考 文 獻

1. 蔣丙然：臺灣氣候誌　臺灣研究叢刊第二十六種　臺灣銀行經濟研究室　四十三年八月
2. 陳正祥：臺灣地誌　敷明產業地理研究所　四十八年至五十年
3. 劉衍淮：臺灣區域氣候之研究　師大學報第八期　五十二年六月
4. 蔣丙然，亢玉瑾：臺灣省通志土地志氣候篇　臺灣省文獻委員會　五十八年六月
5. 林朝棨：臺灣省通志土地志地理篇　臺灣省文獻委員會，五十九月六月
6. 朱祖佑：中國東海及臺灣附近海流之研究　氣象學報七卷四期　五十年十二月

（下接第44頁）

北太平洋西部轉向颱風之分析研究*

徐　晉　淮　王　博　義

A Study on Typhoon Recurvature in Northwest Pacific Area

Chin-huai Hsu, Bor-yih Wang

ABSTRACT

The relationship between typhoon recurvature and zonal index of mid-latitude along 110°E meridian has been investigated as follows:

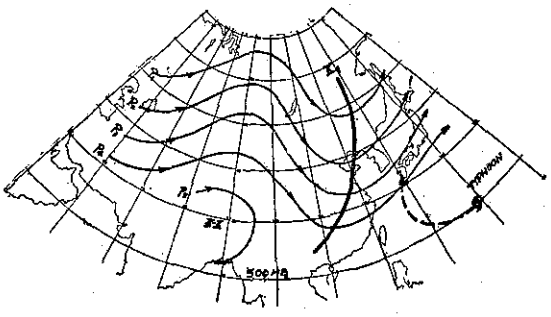
1. The possibility of typhoon recurvature increases with decreasing zonal index along 110°E.
2. The zonal index along 110°E is determined from zonal index along 60°E. The time lag is about seven days from 60°E to 110°E.
3. 24-hour predicted position of westerly troughs can revise the daily zonal index along 110°E extrapolated from 60°E.
4. Twelve-year combination chart can be used as an aid of zonal index analysis.

The results of this study indicate that the zonal index along 110° E is likely to be a tool to forecasting the typhoon recurvature.

一、前　　言

臺灣位於亞熱帶地區，每年受颱風侵襲，常引起嚴重災害，生命及財產之損失甚鉅，足以影響經濟建設之發展。目前一般人對於颱風警報準確性與適時性之要求愈來愈高，並且還需要發佈暴風、豪雨和浪潮之預報，以防止造成洪水氾濫。在發佈颱風帶來災害等預報之前，除了我們必須對於颱風路徑、風雨、浪潮及洪水等關係有所認識之外，最重要的是準確的颱風路徑預報，也可以說，如果沒有正確的颱風路徑預報，即無法做到適時的災害防範。目前廿四小時颱風短期預報程序，對於提前發佈警報及防害工作準備立場上，發佈時間仍嫌太倉促。爲了瞭解熱帶性風暴一旦形成颱風後，是否會侵襲臺灣地區的可能性，必須認識颱風本身是否有轉向趨勢抑或繼續向西進行，因爲發源於北太平洋西部之颱風，成爲轉向颱風時，一般講，都不會對臺灣地區有影響，因此颱風路徑的預報問題，必須包括轉向颱風之研究。本篇即是研究颱風轉向之簡便實用預報方法，以供實際發佈颱風警報作業之應用。

按北太平洋西部地區熱帶性風暴的形成，往往是在500毫巴高空分析圖上，東經180度附近有一條深濬的西風長波主槽，東經140度附近則有明顯的脊線，即風暴形成在副熱帶高壓脊南方之東風波帶中，當風暴逐漸發展成爲颱風，自東向西緩慢運行，此時若東經80度北緯50度附近有强勁高壓脊出現，而在東經110度附近則有較深之西風槽（500毫巴定壓面圖上），則沿副熱帶高壓南緣之西進颱風，便具有偏向右方再往北之趨勢，方向逐漸轉變，構成轉向颱風（如圖一）。



圖一　轉向颱風範式圖

Fig 1. a typical example of typhoon. With a recurving track

* 本研究之完成，曾獲國家科學委員會之補助。

通常颱風形成後，颱風中心之不規則運行，深受其周圍氣壓系統所控制，況且其周圍大規模氣壓系統，因範圍較廣，演變程序較規律而速率變化亦緩和，故確定颱風周圍系統未來之演變也較方便。一般所知道的，副熱帶高壓與西風槽是影響颱風路徑變化的主要因子。副熱帶高壓强度的增強與減弱可以控制颱風的西進與轉向，同樣地，西風槽的加深與減弱也可以促使颱風的轉向與西進，副熱帶高壓與西風槽兩者間的變化息息相關，互爲因果。討論西風槽的强度，可以500毫巴高空圖東經110度附近之緯流指數變化作爲代表，蓋以此項緯流指數可代表西風强度控制對於侵臺與否之颱風轉向趨勢。

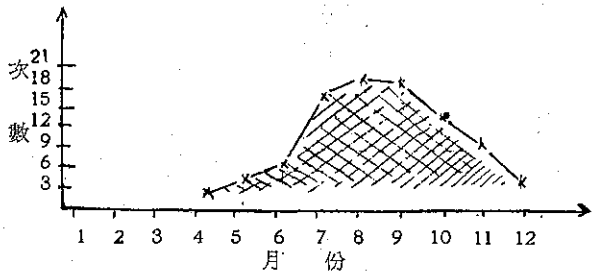
二、方法與資料

根據民國前十五年至民國六十一年之颱風資料統計[8]，北太平洋西部逐月發生颱風之次數與百分率中，（如表一及附圖），颱風以7、8、9三個月出現佔最多，共計佔每年總數之百分之五十五點九。同時，颱風侵襲臺灣地區者，也是主要分佈在7、8、9三個月份，七十六年間7月份有66次，8月份有86次，9月份有65次；7、8、9三個月裡共計佔百分之七十九點二。故選擇7、8、9三個月爲轉向颱風問題之研究範圍。

表一　北太平洋西部各月發生颱風之次數及百分率（1887～1972年）

Table 1: The monthly Frequency of typhoon in Northwest Pacific from 1887 to 1972.

月　　份	一	二	三	四	五	六	七	八	九	十	十一	十二	合　　計
發生總次數	25	11	15	43	78	110	314	358	344	262	175	82	1817
百分率（%）	1.4	0.6	0.8	2.4	4.3	6.1	17.3	19.7	18.9	14.4	9.5	4.5	100.0



表一附圖
(attached Fig of Table 1)

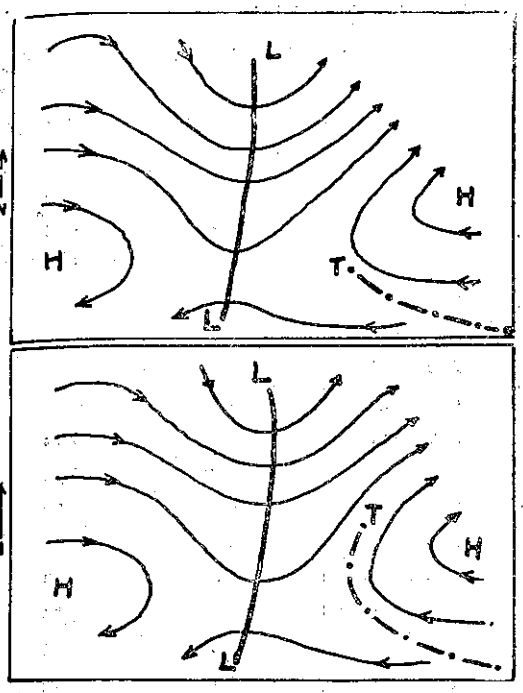
若將北太平洋西部所發生之颱風路徑歸納爲兩大類別：一爲自發源地西進轉北北西向，一般在東經120度到135度附近呈拋物線狀轉向，影響範圍包括琉球，日本或韓國等地；二爲自源地逕向西或西北西前進，呈直線型西進，影響範圍包括臺灣地區、菲律賓、中國東南沿海及南海。然後根據7、8、9三個月內500毫巴定壓面上高度值，計算東西向緯流指數升降情形，對於颱風西進或颱風轉向與緯流指數升降之關係，說明如下：

推算中緯度西風强度之大小，以選擇北緯35度及55度兩個緯度圈，各以東徑110度及60度經度子午線，分別代表涵蓋經度100度至120度；50度至70度之範圍，計算成緯流指數表示之。東經60度緯流指數是東經110度上游指數升降之預兆，即利用東經60度之指數推求東經110度之指數週期循環，然後作颱風轉向與否之展期趨勢預報。

300毫巴和500毫巴高空氣流經常用來駛引中度或强度颱風；若輕度颱風或熱帶性低壓，則利用700/850毫巴間高度變量作駛引，本研究並不單獨應用700/850毫巴間平均高度場考慮颱風運行之駛流原理。以免當颱風强度甚强時，使用700/850毫巴駛引法顯示其偏低之缺點。採用上述700/850毫巴間高度變量法或穩定指數值[7]，加上緯流指數對颱風轉向的關係，可望獲得較良好之颱風路徑展期趨勢預報，有利於預估颱風降水量和妥善天然災害之防範措施。

三、緯流指數之計算

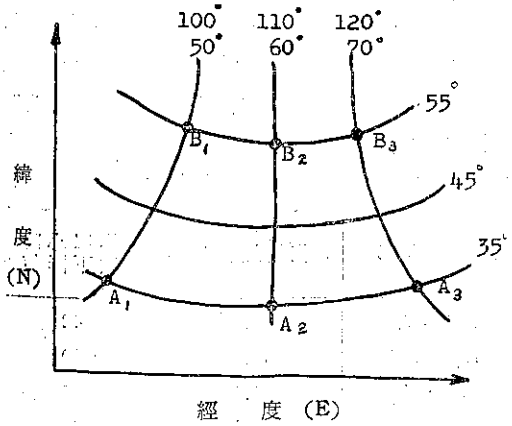
緯流指數是表示西風强度的簡單方式。氣象學家李爾氏[1]曾經討論到西風槽對於颱風運行的影響，認爲長波槽東移，造成中緯度西風帶上及振幅的增加，促使低緯度的風暴轉向（如圖二）；相反地，當短波槽勢力微弱被高壓脊取代時，則低緯度風暴仍然向西進行，提示到西風强度的增減與颱風轉向具有關係。故而中緯度平均西風强度雖然在颱風季節裡顯得微弱，不如冬半年强烈變化之明顯，但實際上許多颱風轉向在500毫巴面上仍然可以看出受西風槽之影響，況且西風强度是整個北半球天氣大勢之系統配置及移行之重要控制因素。



圖二　西風槽與颱風轉向之關係示意圖（採自李爾氏）

Fig 2. The relationship between the westerlies and typhoon recurving (After Riehl)

緯流指數是指中緯度西風强度之量度。通常以緯度35度與55度間之水平向氣壓差或其相當之地轉風表示之。按分析完畢之500毫巴圖上取經緯度諸交點之高度值代入下列式中加以計算（參考圖三）：



圖三　計算緯流指數網格點位置

Fig 3. The grid point for calculating the zonal index.

$$\frac{(A_1-B_1)+(A_2-B_2)+(A_3-B_3)+\cdots+(A_n-B_n)}{N}\times K=\bar{U}_{60(110)}$$

$\bar{U}_{60(110)}$＝東經60或110度附近之緯流指數（m/s）

K＝高度換算成西風風速常數值（本研究係採用0.04）[5]

$A_1, A_2, A_3\cdots\cdots A_n$ ／ $B, B_2, B_3\cdots\cdots B_n$ ＝表示500毫巴面上計算參考點之高度值（g.p.m）

例如圖三簡圖之各B交點在500毫巴圖上已知高度值分別爲 $B_1=5690$, $B_2=5740$, $B_3=5700$（g.p.m）；各A點高度值分別爲 $A_1=5910$, $A_2$552920, $A_3=5840$（g.p.m），經過代入上式得到 $\bar{U}$ 爲+3.6 m/s。所得正數表示西風，負數表示東風，正差數愈大西風愈强，正差數愈小西風愈弱，由此差數計算而得之西風强度值即稱爲緯流指數。

根據上述過程，計算有關1959到1971年之轉向與西進颱風時，配合東經110度附近上之緯流指數，得到一個明顯的結論是：500毫巴面高度場上緯流指數隨時間變化愈小，颱風轉向可能性愈大；緯流指數隨時間變化愈大，颱風轉向可能性愈小，即北太平洋西部颱風之轉向均出現於500毫巴高空圖上東經110度附近緯流指數趨向於降低之情況下。

分析表二25個轉向颱風，平均24小時指數下降值：最大4.73m/s，最小0.42m/s，平均爲1.63m/s；表三內10個西進颱風，平均24小時指數上升值：最大3.70m/s，最小0.20m/s，平均爲1.51m/s，總計35個颱風24小時指數升降範圍平均在1.59m/s左右。表示上述的定性關係，僅可以提供預報颱風轉向的趨勢而已，至於影響颱風轉向的定量程度，需要加進更多其他預報因子的補充分析。

四、緯流指數與颱風轉向之關係

颱風路徑之轉向點，一般而論，夏季之緯度偏高；而春秋季則較低，統計1959年至1970年侵臺颱風之結果亦顯示：5月份至11月份路徑明顯由北、西北、西北西及西等方向，順着季節性發生緯度偏差之變化[7]。又如以1962年到1966年之歷次颱風轉向緯度值[5]（如表四），可詳見轉向緯度之高低，各年均有偏差，最高可達北緯35度，最低僅14度。說明單純資料統計上，分析颱風轉向點之季節性緯度南北變化，無法配合應用於轉向颱風之趨勢預報。

實例如1967年7月1～7日畢莉颱風，路徑由西北西轉西北，再由西北轉北至北北東進行，是一個典型轉向颱風（如圖四）。當時東經110度附近之緯流指數經計算得由正7.8m/s降至正4.4m/s（如表五），颱風進行方向由270度轉向至360度，二者間關係很明顯。

表二 轉向颱風與東經110°E緯流指數之關係

Table 2: The correlation of recurvature typhoons to the zonal index along 110°E.

日期 年	月	日	颱風名稱	指數變化情形	指數下降值	平均24小時指數下降值
1959	4	17-19	蒂達 (Tilda)	35.6→23.9	-11.7	3.90
1959	8	1- 5	艾倫 (Ellea)	8.9→ 1,0	- 7.9	1.58
1959	9	12-15	莎拉 (Sarah)	17.4→13.1	- 4.3	1.08
1959	10	5- 7	賓佩 (Babe)	17.2→15.1	- 2.1	0.70
1959	10	9-13	夏絲蒂 (Charlotte)	28.1→25.0	- 3,1	0.62
1960	6	2- 5	娜定 (Nadine)	25.9→22.1	- 3.8	0.95
1962	8	2- 6	歐珀 (Opal)	11.0→ 8.5	- 2.5	0.50
1962	9	2- 6	愛美 (Amy)	11.9→ 2.1	- 9.8	1.98
1963	10	6- 9	克蒂 (Kit)	33.1→22.3	-10.8	2.70
1964	9	20-23	魏達 (Wilda)	21.2→15.1	- 6.1	1 52
1964	7	24-26	哈莉 (Harred)	12.2→10.4	- 1.8	0.60
1964	9	6- 8	雪莉 (Shirley)	20.9→15.1	- 5.8	1.93
1964	9	10-14	崔絲 (Trix)	14.6→11.9	- 2.7	0,54
1964	9	20-23	范廸 (Wendy)	20.3→10,4	- 9.9	2.48
1966	4	8-12	海斯特 (Hester)	40.1→38.0	- 2.1	0.42
1666	5	12-18	伊瑪 (Irma)	24.1→11.9	-12.2	1.75
1967	7	1- 6	畢莉 (Billie)	18.9→12.6	- 6.3	1,05
1967	10	22-26	黛納 (Dinah)	49.8→30.9	-18.9	3.98
1967	11	15-18	吉達 (Glida)	49.8→30.9	-18.9	4.73
1967	11	19-21	哈莉 (Harriet)	36.9→31.8	- 4.9	1,63
1968	9	19-22	黛拉 (Della)	33.3→28.8	- 4.5	1.13
1668	10	16-20	葛樂禮 (Gloria)	32.1→19.5	-12.6	2.52
1969	8	16-20	寇拉 (Cora)	16.2→14.1	- 2.1	0.42
1970	6	30- 3	歐加 (Olga)	17.4→13.8	- 3.6	0.90
1971	11	10-13	伊瑪 (Irma)	36.7→21.2	- 5.5	1.40

表三 西進颱風與緯流指數之關係

Table 3: The correlation of the westward typhoon to the zonal index.

日期 年	月	日	颱風名稱	指數變化情形	指數上昇值	平均24小時指數下降值
1960	8	30- 3	葛樂禮 (Gloria)	15.4→17.5	2.1	0.42
1962	9	30- 3	黛納 (Dinah)	19,1→31,1	12.0	3.00
1964	9	1- 4	魯碧 (Ruby)	14.9→16.7	1.8	0.45
1964	9	4-10	沙莉 (Sally)	18.0→21,2	3.2	0.46
1965	9	1- 4	羅絲 (Rose)	15.3→25.7	10.4	2.60
1966	12	27-30	波密拉 (Pamela)	39.4→43.4	4.0	1.00
1968	8	10-15	玻莉 (Polly)	8.4→ 9.6	1.2	0.20
1968	9	25-30	艾琳 (Elaine)	15.6→22.2	6.6	1.10
1970	9	9-13	喬琪亞 (Georgia)	12.6→23.4	10.8	2.16
1970	10	5-9	芙安 (Fran)	6.7→25.2	18.5	3.70

表四　1962-1966 年內歷次轉向颱風之轉向緯度統計

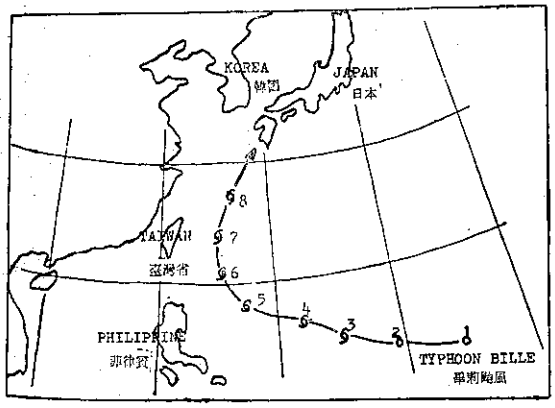
Table 4: The recurving latitude statistics of Recurvature typhoons from 1962 to 1966.

緯度 / 次數 / 日期	10°–15°	15°–20°	20°–25°	25°–30°	30°–35°	最高緯度	最低緯度
1962	0	3	2	1	6	35	16
1963	0	3	3	5	0	29	17
1964	0	1	0	4	0	30	17
1965	1	2	7	2	2	35	14
1966	1	5	2	2	0	30	15

表五　1967年7月畢莉颱風與緯流指數關係

Table 5: The correlation of the BILLIE typhoon moving angle to the zonal index over 500 mb

日　期	緯流指數	進行方向
1	+7.8	270
2	+7.5	280
3	+7.3	290
4	+6.4	300
5	+5.7	320
6	+5.0	340
7	+4.4(m/s)	360 (度)



圖四　1967年7月1日至7日畢莉颱風路徑圖

Fig 4: The typical recurvature typhoon BILLIE during July 1~7, 1967.

然後依照計算緯流指數與實際颱風路徑之運行方向互相比較：計得到表六（表六-1至表六-4）爲1959年到1971年中各 7、8、9 三個月份裡有關颱風路徑與東經 110 度附近緯流指數變化之關係。表中的符

表六-1　颱風路徑與東經 110 度附近緯流指數之關係

Table 6: The relationships of the typhoon track to the zonal index along 110°E.

日期 年	日期 月	颱風名稱	路徑	指數變化	備考
1959	7	Billie	轉向	下降	○
1959	8	Ellen	〃	〃	○
1959	8	Georiga	〃	〃	○
1959	8	Iris	〃	〃	○
1959	8	Joan	〃	〃	○
1959	9	Louise	〃	〃	○
1959	9	Sarah	〃	〃	○
1959	9	Vera	〃	〃	○
1960	7	Polly	〃	〃	○
1960	7	Shirley	西北	上昇	○
1960	8	Trix	西	〃	△
2960	8	Virginia	轉向	下降	○
1960	8	Wendy	〃	〃	○
1960	8	Agnes	〃	〃	○
1960	8	Della	西北	上昇	△
1960	9	Gloria	西	〃	△
1960	9	Hester	轉向	下降	○
1960	9	Judy	〃	〃	○
1961	7	Flsie	西北西	上昇	△
1961	7	Flossie	〃	〃	△
1961	7	Grace	轉向	下降	○
1961	8	June	〃	〃	○
1961	8	Kathy	西北	上昇	△
1961	8	Lorna	西北西	〃	△
1961	9	Marie	轉向	下降	○
1961	9	Pamela	西北西	上昇	△
1961	9	Nanoy	轉向	下降	○
1961	9	Ruly	西	上昇	△

表六-2

日期 年	日期 月	颱風名稱	路徑	指數變化	備考
1961	9	Saly	西	上昇	△
1962	7	Joan	轉向	下降	○
1962	7	Kate	〃	〃	○
1962	7	Louise	〃	上昇	⊗
1962	7	Nara	〃	下降	○
1962	8	Opal	〃	〃	○
1962	8	Patsy	西	上昇	△

1962	8	Sharah	轉 向	〃	⊗
1962	8	Thelma	〃	下降	○
1962	9	Babs	西	〃	⊗
1962	9	Chariet	〃	上昇	△
1962	9	Dainah	〃	下降	⊗
1963	7	Viginia	轉 向	〃	○
1963	7	Wendy	〃	〃	○
1963	8	Bess	〃	〃	○
1963	8	Carnon	西	上昇	△
1963	9	Fay	〃	〃	△
1963	9	Gloria	〃	〃	△
1963	9	Hester	轉 向	下降	○
1964	7	Cora	西北西	〃	⊗
1964	7	Elsie	〃	上昇	△
1964	7	Flossie	轉 向	下降	○
1964	7	Helen	〃	〃	○
1964	8	Jda	西北西	上昇	△
1964	8	Jone	〃	〃	△
1964	8	Katty	轉 向	下降	○
1964	9	Ruby	西	上昇	△
1964	9	Sally	〃	〃	△

表六-3

日期 年	日期 月	颱風名稱	路 徑	指數變化	備考
1964	9	Tilda	西	上昇	△
1964	9	Wilda	轉 向	下降	○
1965	7	Freda	西北西	上昇	△
1965	7	Gilda	〃	〃	△
1965	7	Harriet	〃	〃	△
1965	7	Joan	轉 向	下降	○
1995	8	Rose	西北西	〃	⊗
1965	8	Lusy	轉 向	〃	○
1965	8	Mary	〃	〃	○
1965	9	Shirie	〃	〃	○
1965	9	Trix	〃	〃	○
1965	9	Wendy	〃	〃	○
1966	7	Lola	西 北	上昇	△
1966	7	Mamie	西北西	〃	△
1966	7	Tess	轉 向	〃	⊗
1966	7	Nina	〃	〃	○
1966	7	Ora	〃	〃	○
1966	7	Susan	〃	上昇	⊗
1966	8	Viola	〃	下降	○
1966	8	Winnee	〃	〃	○
1966	8	Betty	〃	〃	○
1966	9	Cora	西北西	上昇	△
1966	9	Rita	轉 向	下降	○
1966	9	Doris	〃	〃	○
1966	9	Flossie	〃	〃	○
1966	9	Elsie	〃	〃	○
1966	9	Hel en	〃	〃	○
1966	9	Ida	〃	〃	○

表六-4

日期 年	日期 月	颱風名稱	路 徑	指數變化	備考
1967	7	Billie	轉 向	下降	○
1967	7	Dot	〃	下降	○
1967	8	Ellen	〃	上昇	⊗
1967	8	Georgia	〃	上昇	⊗
1967	8	Louse	〃	下降	○
1967	8	Marge	西	上昇	△
1967	8	Nora	〃	〃	△
1967	9	Patsy	〃	〃	△
1967	9	Ruth	轉 向	下降	○
1967	9	Sarah	〃	〃	○
1968	7	Nadine	〃	〃	○
1968	7	Mary	〃	〃	○
1968	8	Rose	西	〃	⊗
1968	8	Polly	轉 向	上昇	⊗
1968	8	Shirly	西	〃	△
1968	8	Tirx	轉 向	下降	○
1968	9	Wendy	西	上昇	△
1968	9	Della	轉 向	下降	○
1968	9	Elaine	〃	〃	○
1969	7	Visla	西北西	上昇	△
1969	8	Besty	西 北	下降	⊗
1969	9	Cora	轉 向	〃	○
1970	7	Ruby	西 北	上昇	△
1970	8	Wilda	轉 向	下降	○
1970	8	Anita	北北西	上昇	⊗
1970	8	Billie	轉 向	下降	○
1970	9	Fran	北北西	上昇	⊗
1970	9	Georgia	轉 向	下降	○

號「⊗」表示進行方向與指數變化無關；符號「○」表示颱風轉向隨指數逐漸下降；符號「△」表示颱風西進時指數繼續上升，颱風西進方向，多數爲向西、西北西、西北等。

綜合表六分析結果，緯流指數（東經110度附近

與颱風路徑之關係，可以獲得下列幾個要點：

1. 因緯流指數下降促使颱風轉向者計 63 次，維持颱風西進者 6 次（如表七）。結果因指數下降而轉向颱風之機率爲百分之九十一。

2. 因緯流指數上升促使颱風繼續西進者共計 34 次，造成颱風轉向者 9 次（如表七）。結果因指數上升颱風仍然西進者機率佔百分之七十九。

3. 隨緯流指數（東經 110 度附近）下降而颱風轉向或上升而颱風西進，成功次數 97 次，失敗次數 15 次，估計其成功機率爲 86.6%。

表七　不同緯流指數（110°E）變化組與颱風路徑關係次數表

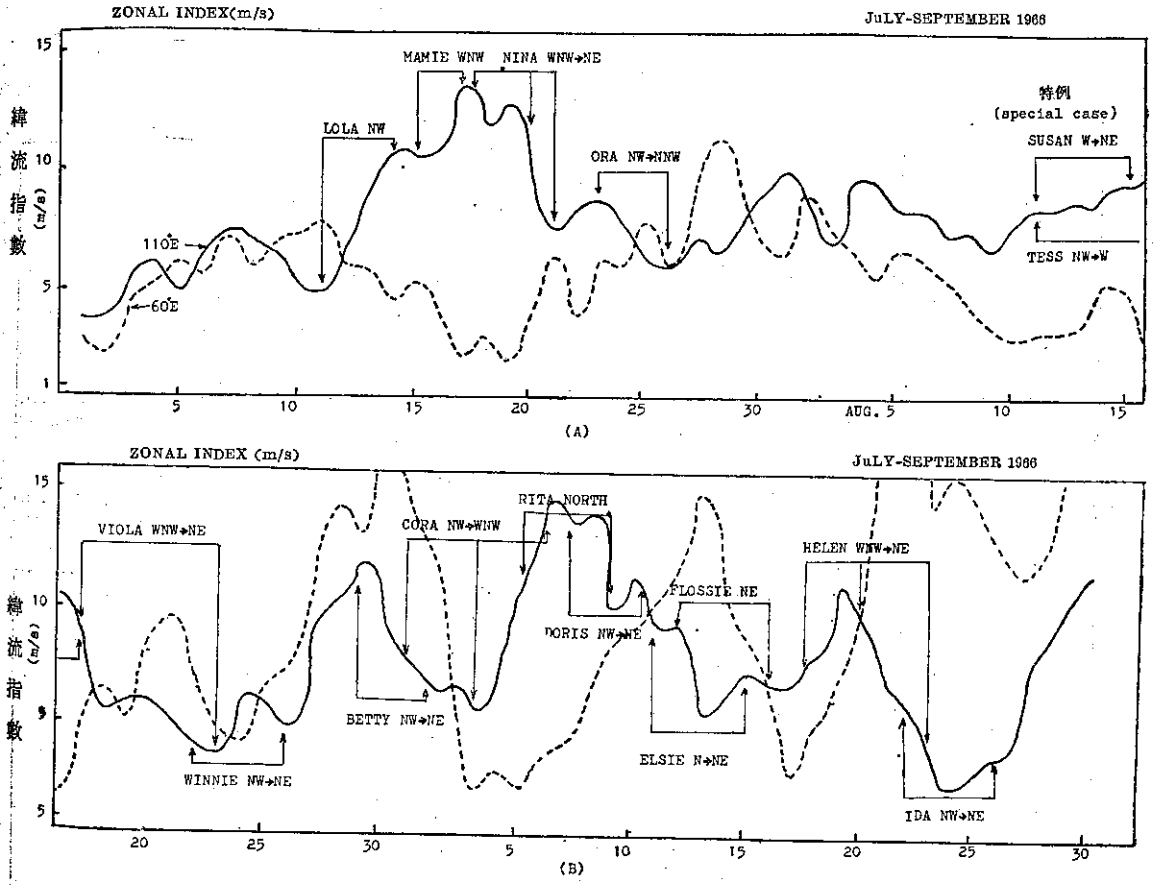
Table 7: The remark symobols to the changes of zonal index along 110°E

符號	○	△	⊗ 指數上升	⊗ 指數下降	合計
次數	63	34	9	6	112

與上述結論第三項相反者，多數發生於南海颱風或兩個颱風並行而有藤原效應的時候，因此該項結論不適用於南海颱風及具有藤原效應之颱風。

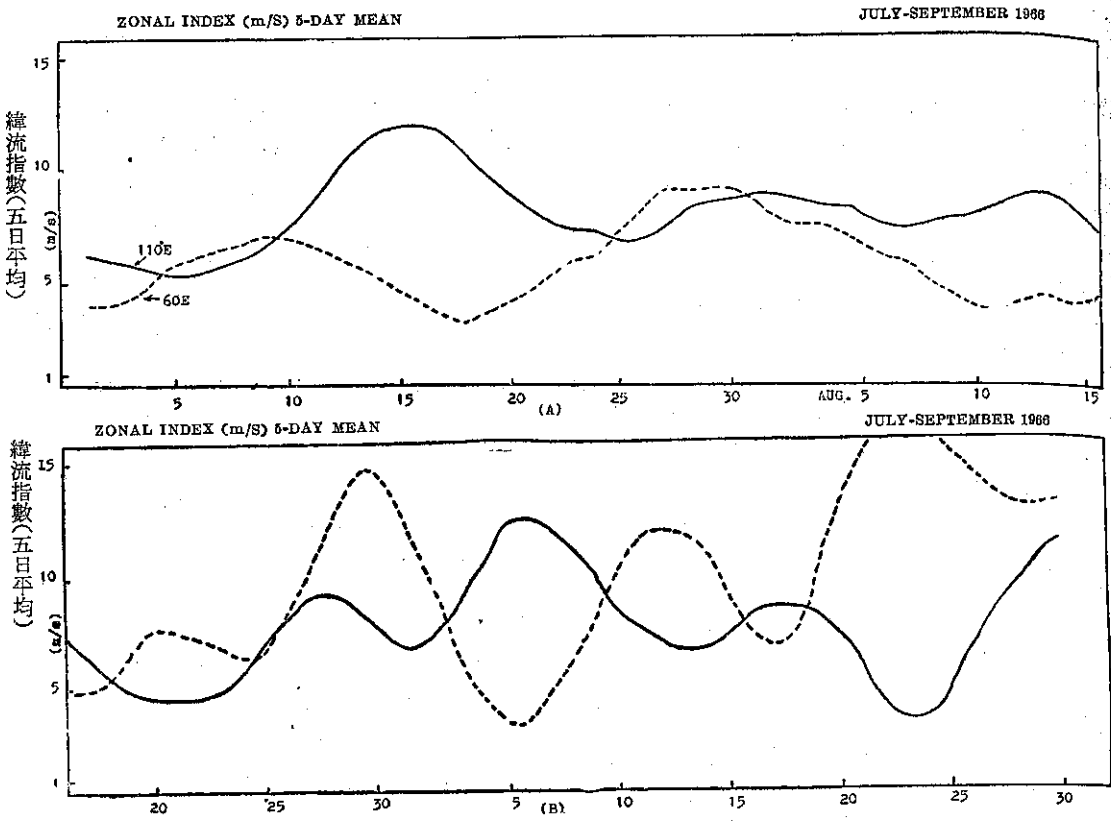
五、轉向颱風之預報技術

1966 年 7、8、9 三個月緯流指數變化曲線如圖五，縱座標示緯流指數值，橫座標示時間序列，實線示東經 110 度附近之指數變化，虛線示東經 60 度附近之指數變化，各個颱風均註明在曲線兩旁邊，圖中原始曲線變化起伏較不規則，不容易作比較，藉用重疊前後兩日重複作五日平均，完成圖六之五日平均緯流指數曲線圖，襯出波峯與波谷顯著之位相，然後將東經 110 度之曲線向右移位，使波峯與波谷儘量與東經 60 度之曲線位相重疊（如圖七），第一次重疊日期在 7 月 9 日附近，接着亦有重疊現象之重複出現者，比較東經 110 度與 60 度西曲線波幅變化時間落後約在 7 天左右，表示東經 60 度附近之指數升降，可以預估 7 天以後，東經 110 度附近將會出現有同樣指



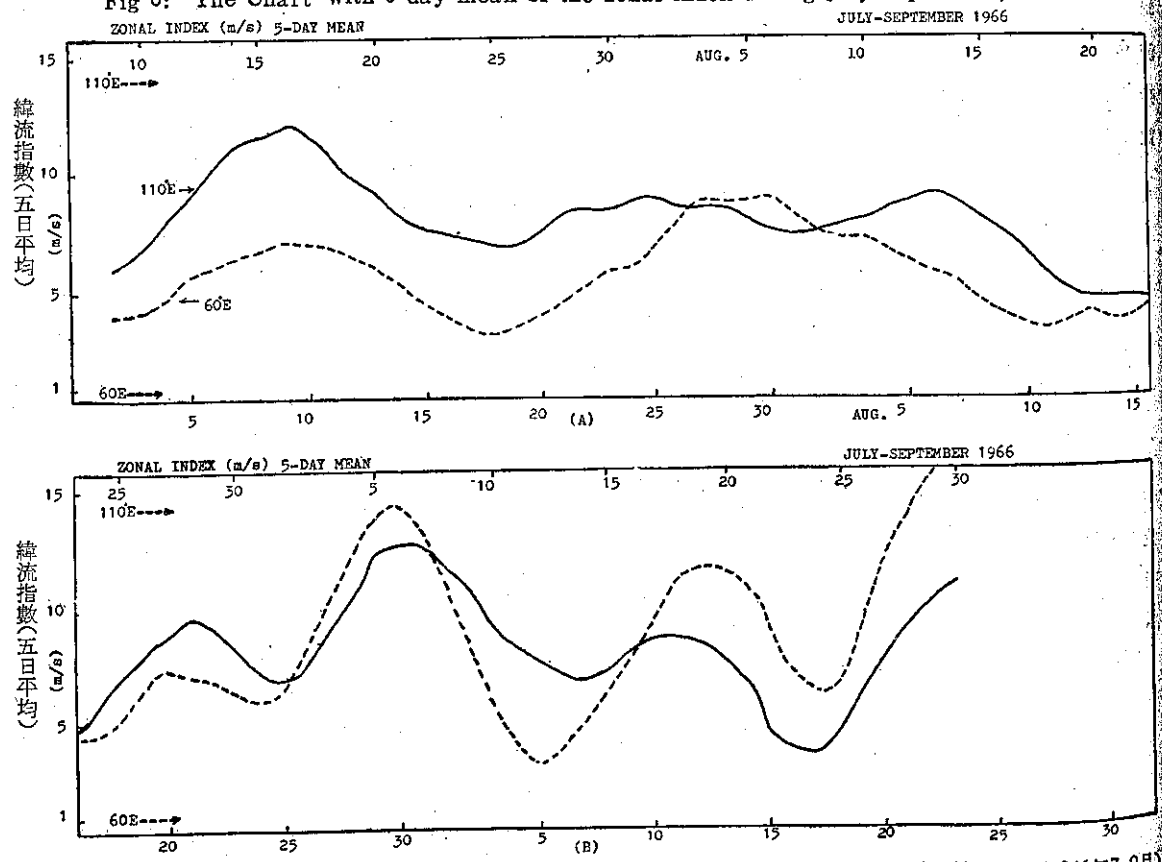
圖五　1966 年 7-9 月緯流指數變化曲線圖　(1966年7-9月)

Fig 5: The Chart with time periods of the zonal index during July-September, 1966.



圖六 1966年7-9月五日平均緯流指數變化曲線圖 (1966年7-9月)

Fig 6: The Chart with 5-day mean of the zonal index during July-September, 1966.



圖七 沿東經 60 度及 110 度之 1966 年 7-9 月五日平均緯流指數變化曲線比較圖 (1966年7-9月)

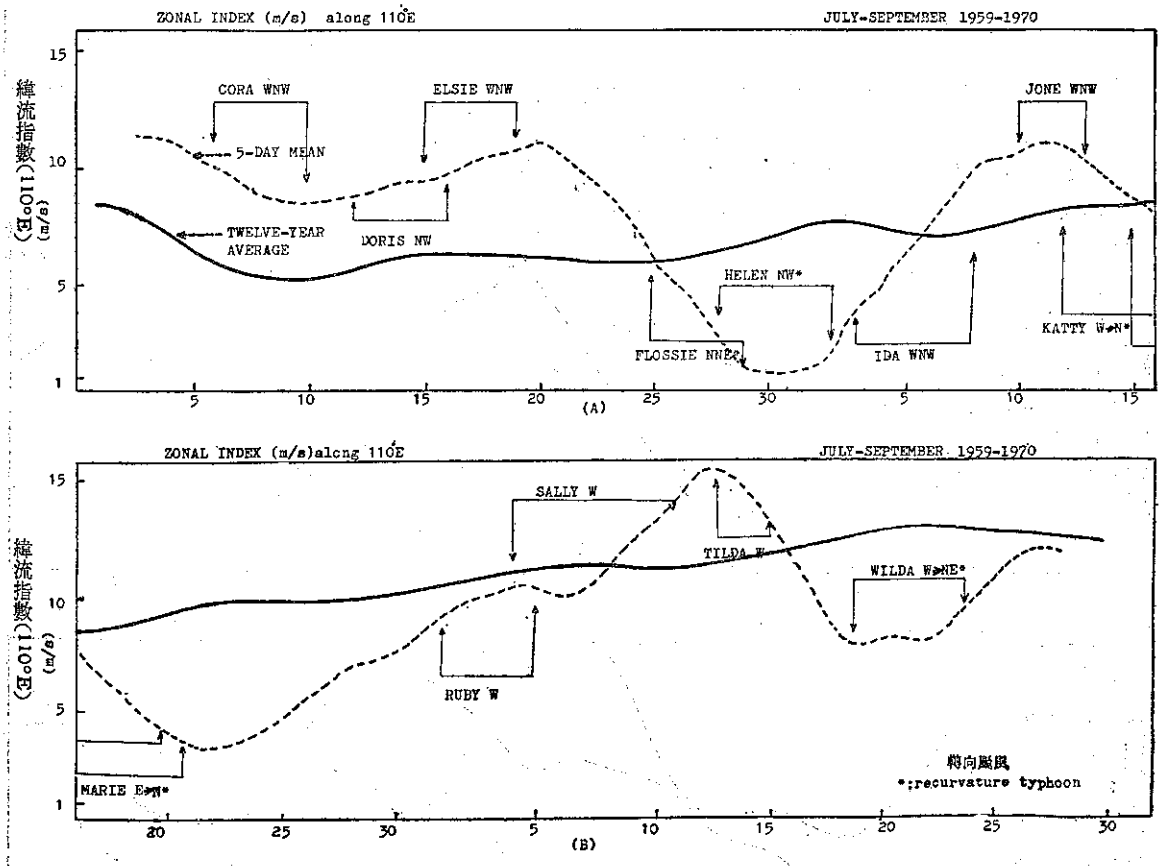
Fig 7: The Correlation Chart with 5-day mean of the zonal index along 60°E and 110°E during July-September, 1966.

數升降之結果。今後對於北太平洋西部颱風未來路徑的展期趨勢預報，可以參照上述方式，外延東經 60 度之指數情況，來預估東經 110 度附近指數的升降，用作研判夏季裡颱風是否有轉向可能。

其次是利用合成圖方法[3]，先將歷年 7、8、9 三個月裡之東經 110 度附近緯流指數變化曲線，圖加法製作成十二年（1959～1970 年）東經 110 度附近緯流指數變化曲線合成圖（如圖八中實線所示），再與實際每年之東經 110 度附近指數變化曲線作距平比較分析（參考圖八-1，圖八-2），分析其距平結果，然後先預報東經 110 度之指數下降或上升之趨勢，而後配合外延東經 60 度之指數變化，綜合預報颱風轉向之可能與否？

圖八爲合成圖，其中實線所示爲合成指數曲線，虛線表示 1964 年東經 110 度附近之五日平均指數曲線，二曲線相比較結果：出現正距平時，如 7 月 2 日至 24 日，8 月 6日至 15日，9 月 8日至 15日等，當時颱風有 CORA（西北西向），DORIS（西北向），ELSIE(西北西向)，JONE（西北西向），SALLY（西向），ILDA（西向），均呈偏西向進行。出現負距平時，如 7 月25日至8月 6日，8 月 15日至 9月 8 日，9 月 16 日至 29 日等，當時颱風有 FLOSSIE, HELLEN, KATTY, MARIE, WILDA 等，均爲轉向颱風。至於 IDA（西北西向），RUBY（西向），是出現負距平時但指數在上升狀態。說明轉向颱風均出現於五日平均指數在指數合成圖內有趨向於負距平的時候。此種負距平結果亦可應用於預報颱風轉向方式之一。亦即强調東經 110 度附近緯流指數下降時颱風趨於轉向；指數上升時颱風趨於向西進行。

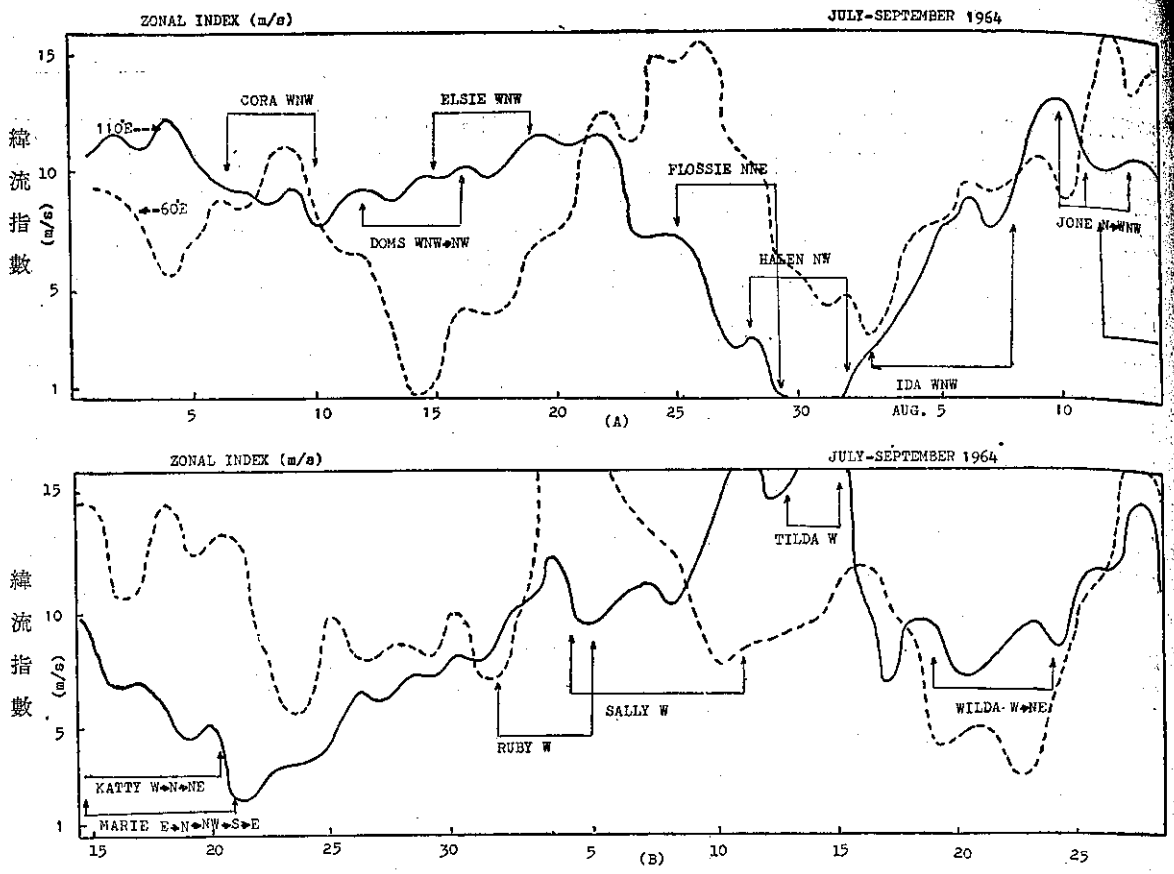
使用上述外延法或距平法分析颱風轉向時，經常發生有指數突變現象之缺點，可能影響預報效果。再根據圖一轉向颱風範式，將影響颱風運行之西風槽移



圖八　沿東經 110 度附近十二年（1959-1170）7-9 月之緯流指數平均合成圖　（1959-1970年7-9月）

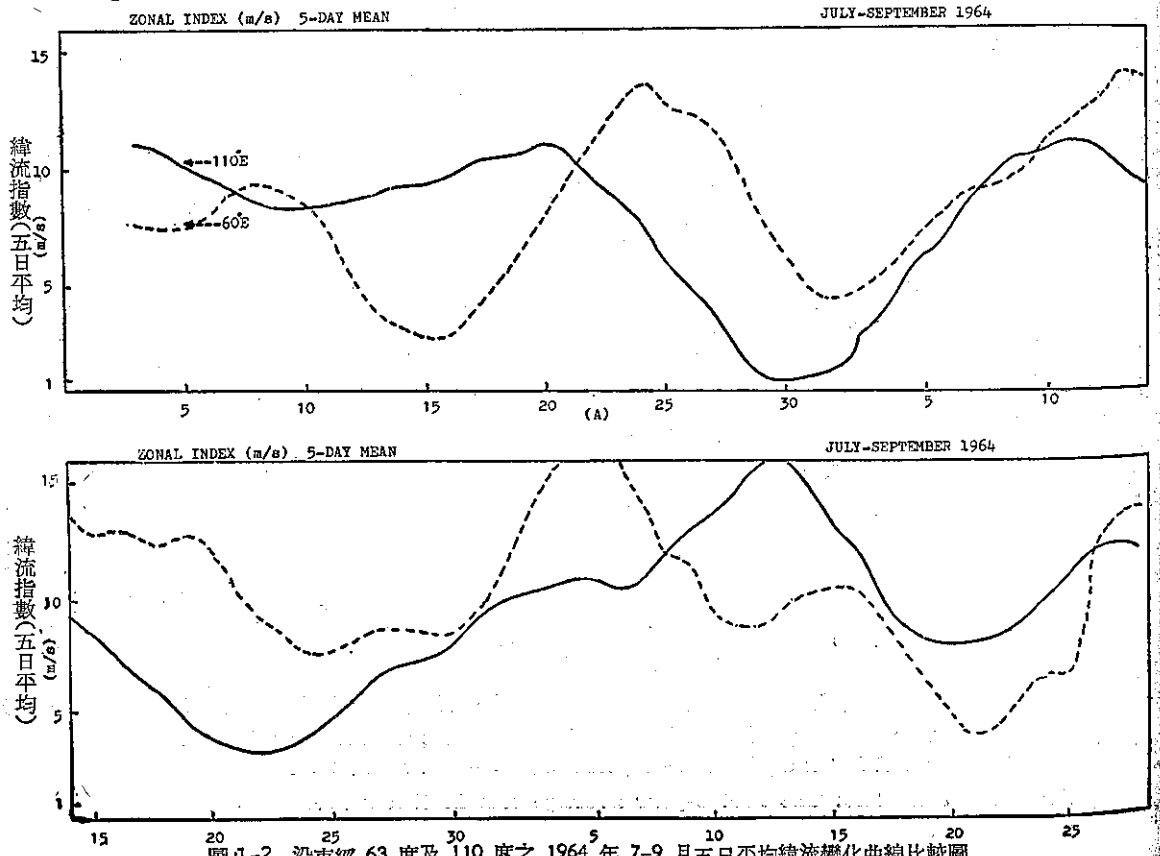
Fig 8: The twelve-year average Combination Chart with time periods of the zonal index during July-September, 1959-1970. along 110°E.

Remark: Solid line: The twelve-year average combination curve.



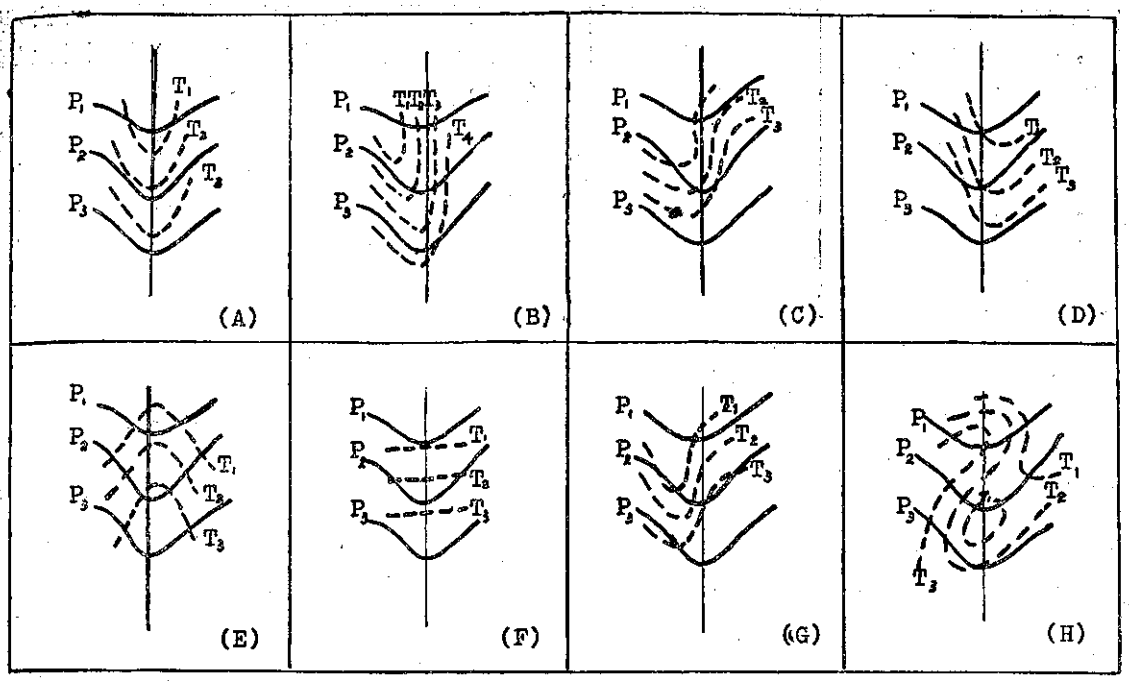
圖八-1 1994 年 7-9 月 緯 流 指 數 變 化 曲 線 圖 (1964年7-9月)

Fig 8-1: The Chart with time periods of the zonal index during July-September, 1964.



圖八-2 沿東經 63 度及 110 度之 1964 年 7-9 月五日平均緯流變化曲線比較圖

Fig 8-2: The correlation Chart with 5-day mean of the zonal index along 60°E and 110° E during July-September, 1964.



圖九　等壓面上溫度場之結構對於西風槽移行之實例模式[8]（實線爲等高線；虛線爲溫度場）
註：A. B. C. D. 爲槽線西退，E. F. G. 爲槽線東移，H. 爲槽線滯留

Fig 9: The models on the estimate of movement of the westries trough (solid lines: Isobar, dash lines: Isotherms)

Remarks: A. B. C. D.: The westward troughs.
E. F. G.: The eastward troughs; H: The stationary troughs.

行與發展加以補充說明，下述兩個原則有利於實際觀察 500 毫巴西風槽强度之發展特性：[9]

1.如槽線後方有顯著冷平流，則槽將加强。若槽後有顯著溫度槽，則槽加强更爲明顯，移動變緩慢。

2.如槽線後方有顯著暖平流，則槽將減弱。若槽後有暖舌北伸，則槽減弱更快，而且迅速向東移動。

有關槽線的移速可參考下列方程式[2]：

$$C=(1-\frac{L_x^2}{L_s^2})U_{\phi M}-0.0055L_x^2\cos\phi_M$$

ϕ_M：位置緯度

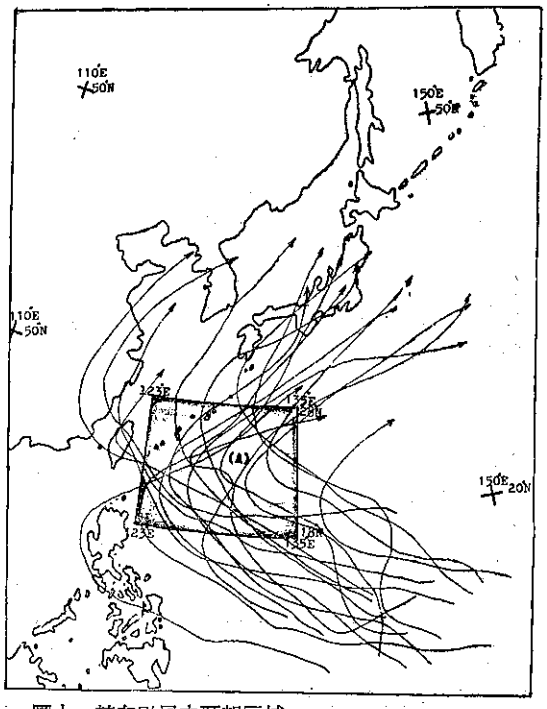
$u_{\phi M}$：該緯度的平均風速（緯度 / 24小時）

L_x：波長（緯度）

L_s：波寬（緯度）

因此，只要在 500 毫巴定壓面上定出 ϕ_M、L_x、L_s 與 $U_{\phi M}$ 值，卽求得西風槽 24 小時的移動距離。加上圖九中各圖表示熱力因子對於西風槽移行之影響，預估西風槽的東移或西退，逐日校驗東經 110 度附近緯流指數每 24 小時內反應出西風槽上之連續變化情形，修正轉向颱風的趨勢預報效果。

圖十係根據本項研究資料中之轉向颱風路徑合成



圖十　轉向颱風之預報區域
Fig10: A forecasting region for the typhoon recurving.

圖[10]，劃定 A 區爲今後使用上述預報方法時之預報區域，即 A 區包括自東經 123 度至 135 度，北緯自 18 度至 28 度之間，稱之爲轉向颱風之預報區域。

六、結　　論

關於颱風轉向問題與東經 110 度附近緯流指數之關係，研究結果歸納有下列幾項要點：

1.沿東經 110 度附近緯流指數愈低，颱風轉向可能性愈大；緯流指數愈高，颱風轉向可能性愈小。即北太平洋西部颱風之轉向均出現於 500 毫巴定壓圖上，當東經 110 度附近緯流指數降低之情況下（平均24小時變化在 1m/s 以上）。

2.上游東經 60 度之緯流指數升降可以預估下游東經 110 度緯流指數之升降，兩者之間有七天時間落後之現象。

3.沿東經 110 度附近之十二年（1959-1970）7、8、9 三個月平均緯流指數時間變化曲線合成圖，用作比較每年 7、8、9 三個月逐日緯流指數曲線之距平分析。

4.對於上述第三項十二年平均曲線合成圖之正距平趨勢出現時，颱風大致呈向西進行；出現負距平趨勢時，颱風容易轉向。

5.預測24 小時500 毫巴西風槽的發展與移行變化，用作修正逐日東經 110 度附近之緯流指數升降情形。

6.有關緯流指數變化外延法或合成圖距平法，應用於預測颱風轉向時之預報區域僅限於圖十中之A區範圍。

七、誌　　謝

本文承姚慶鈞、楊逢世、辛江霖、徐辛欽諸位先生協助資料整理，並蒙戚啓勳技正提供若干修正意見，特此一併致謝。

參 考 文 獻

1. 1954 Riehl, H., Tropical Meteorology P.350-358
2. 1965 Hwang, S., S., On the Estimate of Movement and Development of the troughs and ridges in the Westeries. (acta meteorological sinia)
3. 1958 技報堂 氣象ハンドブツク P.576-579
4. 1969 和田英夫 長期予報新講
5. 1967 氣象局 臺灣七十年來之颱風
6. 1969 戚啓勳 驗證哈定檢查表預測轉向颱風之能力（國科會年刊第三號）
7. 1972 徐晉淮、羅宇振、王博義 侵襲臺灣颱風之分析研究（氣象學報十八卷四期）
8. 1973 蒲金標 近七十年來侵襲臺灣颱風之分析研究（中國文化學院地學研究所）
9. 1970 曲克恭等 天氣預報與分析（空軍氣象中心）
10. 1973 徐晉淮等 八十年來颱風路徑圖(中央氣象局)
11. 1971 王博義冬季臺灣附近新生氣旋波之研究

～（上接32頁）～

7. 林紹豪：彭佳嶼澎湖蘭嶼季風特性之研究　臺大地理學系研究報告第四期　五十六年六月
8. 萬寶康：亞洲南部與西太平洋之冬夏季風及其交替，氣象學報十七卷四期　六十年十二月
9. 萬寶康：亞洲南部與西太平洋之夏季季風及其天氣特徵，氣象學報十九卷一期　六十二年三月
10. 空軍氣象中心：中國天氣類型研究（低壓部份），研究報告第 001 號　五十七年七月
11. 魏元恆、謝信良、林民生、蕭長庚：臺灣颱風降雨預報之研究　氣象學報十八卷三期　六十一年九月
12. Koeppe, Clarence E. and George C. de Long : Weather and Climate McGraw-Hill, 1958
13. 陳正祥：雨港基隆之雨　氣象學報四卷三期　四十七年九月
14. 王時鼎：臺灣冬季風天氣及其預報　氣象學報一卷一期　四十四年三月
15. 張月娥：臺北市氣候　氣象學報七卷三期　五十年九月
16. 鄭子政：臺北盆地之氣候　氣象學報十四卷三期　五十七年九月
17. 唐奇祥：新竹氣候之研究　氣象學報十二卷四期至十三卷一、二、三期　五十五年十二月至五十六年三、九月
18. 張月娥：臺中市氣候　氣象學報十五卷二期　五十八年六月
19. 張月娥：大屯山區氣候　氣象學報九卷一期　五十二年三月
20. 崔尚斌：大屯山區氣候之研究　氣象學報十一卷三期　五十四年九月
21. 亢玉瑾：陽明山區氣候之分析研究　臺大地理學系研究報告第四期　五十六年六年
22. 戚啓勳：臺灣之雨量分佈　氣象學報十五卷三期　五十八年九月
23. 臺灣省氣象局：臺灣累年氣象報告續編　四十年至四十九年
24. 臺灣省氣象局：臺灣省氣象局年報　五十五年至五十九年
25. 林紹豪：臺北平均天氣，臺大地理學系研究報告第二期，五十三年十一月
26. 亢玉瑾：臺灣上空氣流之初步研究，臺大地理學系研究報告第三期，五十四年十一月

臺北雨的研究

李瑞靄

A Study of the Rainfall at Taipei

Rei-ai Li

ABSTRACT

This paper gives an analysis of the rainfall data of Taipei during the period from 1897 to 1970, in a rhythmic study which may interest to those who wish to find the periodicities in climatics.

Annual mean rainfall of this locality was 2093 mm and its monthly mean rainfall was 174 mm. Covering the months from May to September, monthly rainfall averages were generally over 200mm. A maximum in mean, in June, gives a figure of 300 mm. From October to April were lower than 160 mm. A minimun of 68 mm was appeared in November. Extreme annual maximum of rainfall was recorded in 1947-3171 mm; and a minimum in 1964-1475 mm.

Quantitatively speaking, the number of therainy days are grouped under four classes in according to its amounts. There are about 183 days with rainfall above 0.1mm, 79 days above 5mm, 40 days above 15mm, and only 2 days above 100mm.

The frequency of monthly rainhours was also considered annual.

Diurnal variation of rainy hours was again grouped under four periods in according to local time: night (0-6), morning (6-12), afternoon (12-18) and evening (18-24). Diurnal rainfall averages gave a maximum in evening or night from the month of October to April, and its maximum was shifted to the period of afternoon in remaining months. Showery characteristics of afternoon rainfall were always shown in a dominat position in a day.

Five-day (pentad) rainfall and frequency of rainy hours was counted as a chronological divider on rainfall for the benefits of peasants. The pentads showed the following peaks: (a) NE monsoon rainfall, through October to April., (b) plum rainfall (Mai-u)′ from May to June, (c) thunderstorms, from May to September, and (d) typhoons, from July to november.

Thunderstorms and typhoons are primary sources for the formation of floods since they have high rainfall intensity. The rainfall was concentrated in a short period of time especially typhoons in particular.

In this noticeable monsoon region, the seasonal wind changes are remarkably clear under atmospheric control. Monsoon circulation must be considered as of primary importance in the control of rainfall distribution in Taipei. By side of this city the topographical influence of Yang-Ming-Shan play an important role on the modification of rainfall during the NE monsoon season.

雨是熱帶氣象中最重要的一項要素與因子。本文利用臺北歷年來的各種雨量，雨日與雨時的紀錄，作詳細的統計與分析，深入的研究與討論。本文特別着重於：

(1)將雨日依其日雨量之大小分成四類：㈠ >0.1 mm 的，㈡ >5mm 的，㈢ >15mm 的，與㈣ >100mm 的。以顯示它們對於農業、工程、交通、防洪以及其他的人文活動的影響。

(2)分析歷年各月的雨時，以視察它對於雨量，雨日變化的關係。

(3)分析歷年各月的逐時雨量，以瞭解一日 24 小時的降雨變化情形，並將一日分成四節（quarter），每節六小時，分析出最大與最小雨量在於何節，可對各項活動於天時的安排上，提供適切的參考。

(4)分析五日雨量與雨時的特性，供作劃分雨期的最佳尺度（Scale）。

(5)颱風雨與雷雨爲暴雨與洪水的主因，特別着重於其降雨强度（Rainfall intensity）與降雨集中度（Rainfall concentration）的分析與研究。

(6)低層大氣環流，東北季風，西南季風與東南信風的交替，對於臺北降雨的關係。以及陽明山的地形對於東北季風雨的影響。

一、七十四年來的雨量及其變化

臺北，現在中央氣象局的所在地，自民國前 15 年（公元 1897）創設測候所起，至今已有了七十四年的雨量紀錄，是臺灣區內最長久而最可貴的一項氣象資料。

玆將臺北自民前 15 至民 59 年的雨量平均值統計如下表（表 1）：

表1

	1月	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	全　年
雨　量（公厘）	91	137	169	160	211	300	241	280	244	120	68	72	2093mm
百　分　比	4.4	6.6	8.1	7.6	10.1	14.3	11.5	13.4	11.7	5.7	3.2	3.4	100%

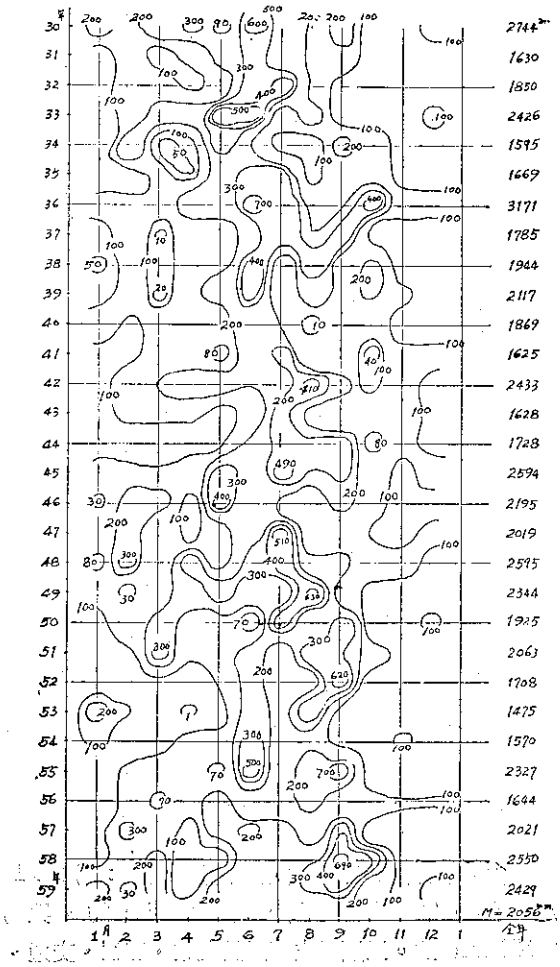


圖 1　臺北等雨量線圖（民 30-59 1941-70）

由上表可見：

(一)臺北以五至九月多雨，都是正距平，雨量達二百至三百公厘，此五個月的雨量佔年雨量的 61%，其中以六月雨量最多，佔年雨量的 14.3%。

(二)其餘的七個月都是負距平，而以 11 月的雨量最少，僅 68 公厘，只佔年雨量的 3.2%。

(三)可見臺北是夏季多雨，故稱之爲夏雨型（Summer rainfall pattern）。

爲求各項氣象因子的穩定頻率，所需紀錄的年數各有長短不同。但不論是在熱帶或溫帶，內陸或海島，平原或山區，均以雨量一項所需要的年數最多；也就是說，雨量逐年的變化最大，最不穩定。例如氣壓、氣溫，有三或五年的紀錄就够了，但是雨量，却最好要有長達 30 年的紀錄。今將臺北自民 30—59 年間共 30 年的雨量紀錄，繪成「臺北月等雨量線圖」（圖 1）如左，以作分析：從該圖可得：

(一)此 30 年的年平均雨量爲 2056 公厘，比表 1 的 74 年的平均值小 37 公厘。30 年的月平均比 74 年的月平均小 3 公厘，相差極微，可見 30 年的頻率已經相當穩定。

(二)在此圖上，可以 200mm 的等雨量線作爲多雨與少雨的分界線。300mm 以上者可稱爲高雨區（High rainfall area），100mm 以下爲低雨區（Low rainfall area）。

(三)高雨區，計有七個，而以民 35—39 年 6 月至 10 月的一區爲最高，中心達 700mm。其餘亦均

達 400mm 以上。各區的時間，大多在 6—9月，偶有伸展至 4、5 月及10 月的。並且都是以6月或9月爲各區的重心或軸心。

㈣低雨區，除極少數年份外，其餘概在10—4 月間，其中以民53 年4月的一區最低，中心僅1mm。

㈤年雨量，以民 53 年的 1475mm 最少，以民36年的 3171 公厘最多。此兩者亦爲 74 年來的極端值。

㈥低雨區在每年出現的月份很少變化，但高雨區則變動不居，且常導致洪水，故宜多加注意。

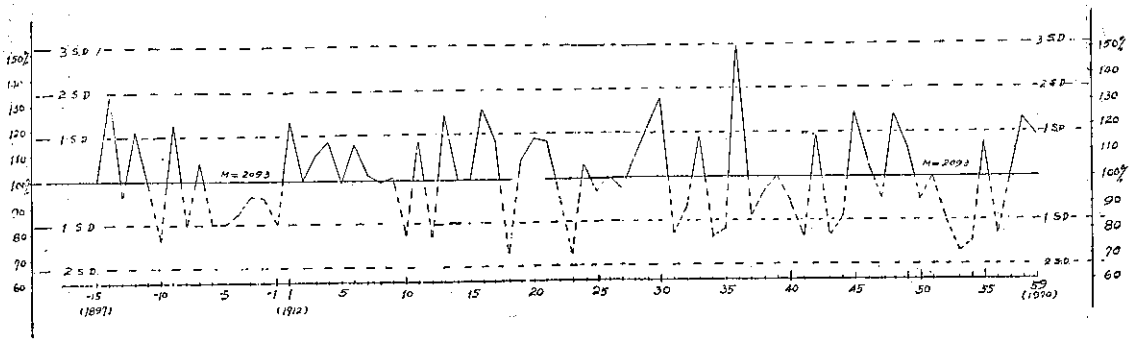


圖 2　臺北 74 年來雨量變化圖（民前 15-59，1897-1970）
年平均雨量 2093公厘（mm）（100%），標準差（d.D.）364mm（17.3%）

圖 2 是一張「臺北 74 年來雨量變化趨勢圖」，對於臺北年雨量的變化，更可一目瞭然。用電腦所求得它的標準差（Standard deviation）是 364mm，佔年平均雨量（2093mm）的 17.3%，由該圖可見：

74 年中，有 39 年的年雨量是在平均值上下各一個標準差之內變動，計佔 52.7%。其餘的有 24 年在兩個標準差之內變動，佔 46.0%，僅有一年（民 36 年，雨量最多，3171mm），升到了三個標準差的範圍，佔 1.3%。最少雨是民 53 年，1475mm。

二、七十四季的雨日及其四種雨日的頻率

自民前 15 年至民國 59 年，臺北的平均雨日如下表（表 2）：

表2

	1月	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	全　年	年雨日 / 12
雨日（日）	16.0	16.1	16.9	14.5	15.9	16.2	14.2	14.0	13.9	14.7	14.7	16.0	183.1	15.3
百分比	8.7	8.8	9.2	7.9	8.7	8.8	7.8	7.7	7.6	8.0	8.0	8.7	100%	4.3

㈠由上表可見：臺北各月的雨日尚相當均勻，最多的三月比最少的九月不過多3日，四月與七、八、九月的雨日都是負距平，但所差不過2日。

㈡將上表與上節的表1作一對照，可見雨量最多的夏季反而雨日最少。按照氣象觀測作業上的規定，凡日雨量大於 0.1mm 的卽記作一個雨日，表 2 的雨日數就是這樣得來的。臺北的最大日雨量，是358mm（民 19, 7, 28），其較 0.1mm 者，要大到3580 倍。臺北的降雨强度（Rainfall intensity），卽單位時間的降雨量，是夏季最大，亦即夏季的雨量最多而雨日最少。

爲使雨日能顯示其特徵起見，特將臺北 74 年來的雨日，以日雨量爲準繩，分成四類。(1) 日雨量 >0.1mm 的，(2) 日雨量 >5mm 的，(3) 日雨量 >15mm 的，(4)日雨量 >100mm 的。由經驗得知：(1)與(2)之間，對於農業有利，但超過(2)則會有害。到了第(3)類，則對工程有不良的影響。如達到第(4)種，則可能發生洪水。依據此項統計，繪成「臺北雨日之頻率圖（圖 3）。由該圖可得：

㈠年平均雨日：日雨量 >0.1mm 的雨日（卽一般所通稱的）爲 183.1 日，以之爲 100%；>5mm 的爲 79.1 日，爲 43.2%；>15mm 的爲 39.7日，爲 21.7%；而 >100mm 的爲1.9日，爲 1.0%。在此必須說明，>100mm 的，年平均雖然只有 1.9日，但它可能在某一年內全無，而在另一年內則多達 6日，且這6日還可能都集中在某一個月之內發生，以致發生洪水災害。所以對於此一「少數」必須特別注

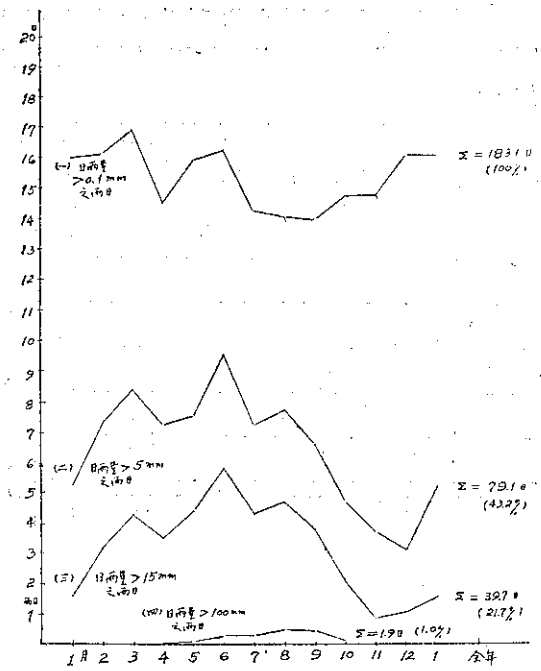


圖 3　臺北四類雨日之頻率變化圖（民38-59，1949-70）

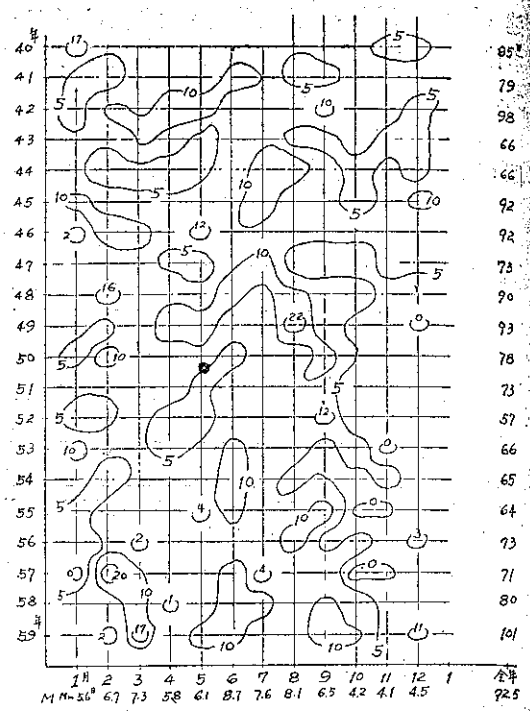


圖 4　臺北等雨日線圖（民 40-59, 1951-70）
（雨量<5mm 之雨日）

意，不可忽視！

㈡從圖上四條雨日曲線上觀察：第(1)條，是以三月爲最高脊（Ridge），6月次之，而以四月與七、八、九月爲低槽（Trough）。第(2)條與第(3)相似，但與第(1)條不同，其最高脊同在 6 月，次爲 3 月或 8 月，最低槽則在 12 月或 11 月，次在 4 月或 7 月。這兩條曲線的變化與年雨量線的變化相似，亦卽雨日與雨量均以 6 月爲最多，以 11 月或 12 月最少。第(4)條，僅出現於 4—10 月，而以 8、9 月最高，因爲雨量 >100mm 的雨日，僅出現於雷雨與颱風雨之中。

從上面圖 3 的第(2)條線（卽日雨量 >5mm 在）中，已知它與年雨量線有良好的相關，故將民國 40—59 年的第(2)類雨量日資料，繪成「臺北等雨日線圖」（日雨量<5mm）（圖 4），由該圖分析可得：

㈠ 20 年來的平均雨日爲 72.5 日，比 74 年來的小 6.6 日。

㈡如將等雨日線 10 以上的稱爲高雨日區（High rainday area），5 以下的稱爲低雨日區（Low rainday area），則高雨日區計有 8 個，低雨日區計有 2 個。

㈢高雨日區，以 6—8 月爲重心或軸心，其中最大的一區亦爲最高的一區，中心高達 22 日，是 48 年的 8 月。>5mm 的雨日，以民 59 年最多，計 101 日，爲 20 年來之冠。

㈣低雨日區，10—1 月及 4 月幾乎全是低雨區，其中 10、11、1 月，曾有全月爲 0 的紀錄。而 52 年只有 57 日，爲 20 年來的最低值。

三、二十一年來雨時的變化

進一步，將臺北 21 年來的雨時作一統計分析，當更能深入瞭解降雨強度的情形。自民國 39—59 年的平均雨時如下表（表 3）：

表3

	1月	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	全年	年雨時 / 12
雨時(h)	149	153	133	97	96	107	61	64	104	105	120	133	1322	110
百分比	11.2	11.6	10.0	7.4	7.3	8.0	4.6	4.9	7.8	7.9	9.1	10.1	100%	8.3

㈠由上表可見：臺北的月雨時，11 至 3 月爲正距平，而以 1、2 月最高。其餘各月爲負距平，以 7、8 月最低。年平均雨時爲 1322小時，月平均爲 110 小時。

(二)將上表的雨時與表 2 的雨日相對照，則發現：各月雨時與雨日的變化大致相似，但雨時的頻率較爲單純，即 4—10 月的七個月爲負距平，其他的五個月爲正距平。

(三)再將上表的雨時與表 1 的雨量同繪於一張圖上（圖 5），作一對照，則兩者大異其趣。由該圖可見

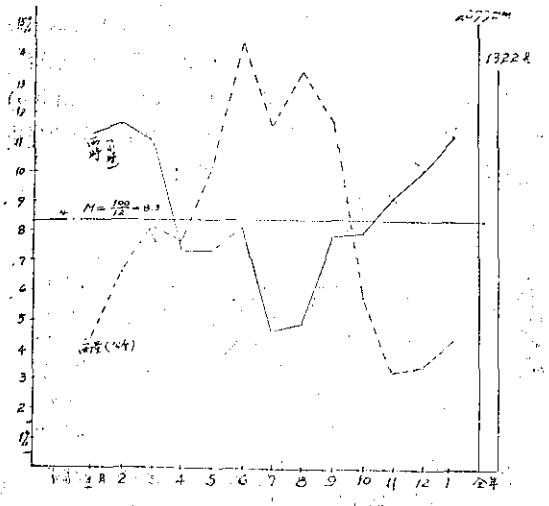


圖 5 臺北平均雨量與平均雨時之百分比圖

：(1) 11—3 月各月的雨量都是負距平，而其雨時則爲正距平，此乃顯示降雨强度小，即下雨的時間長，然而雨量少。此時正值東北季風的冬雨，是陰雨綿綿的毛毛細雨時期。(2) 5—9 月，與上述各月正相反，雨量爲正距平，雨時各負距平，故降雨强度大。是西南季風與東南信風的夏雨，亦即傾盆大雨的雷雨與颱風雨期。(3) 4 月與 10 月，爲冬、夏兩種雨的轉換期，雨時與雨量相一致，均在平均值之下不遠。

復以 21 年來的月雨時資料，繪成「臺北等雨時線圖」（圖 6），更可明瞭雨時變化的全般情形。由該圖可得：

(一) 21 年的平均值爲 1322h，有 9 年是正距平，其中以民 45 年的 1742h 爲最大，民 42、59 年次之。而以民 52 年的 862h 爲最小。

(二)月雨時的平均值爲 110h。如以圖上等雨時線 150 以上的稱爲高雨時區（High rainhour area），50 以下的稱爲低雨時區（Low rainhour area），則可劃出 8 個高雨時區，7 個低雨時區。高雨時區大多數發生於 10—6 月，尤以 12—3 爲最多。其最高值曾達每月 400 小時的降雨。低雨區則大多發生於

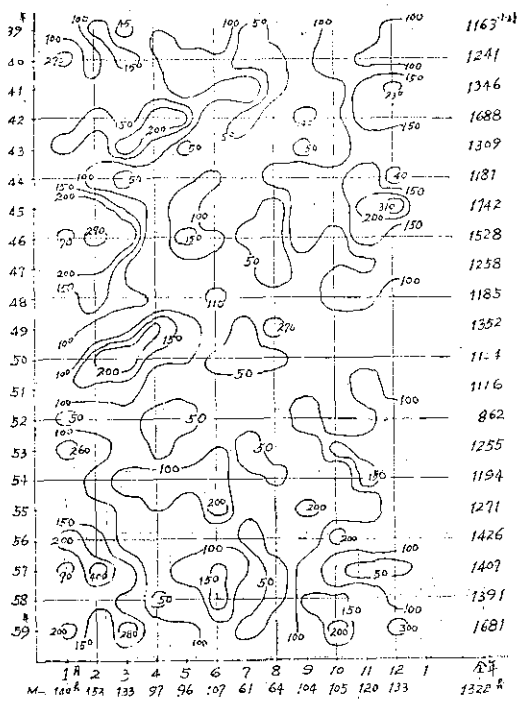


圖 6 臺北等雨量時線圖（民39-59，1950-70）

7、8 月，偶而發生於 4 月或 11—12 月。

(三)如將此圖 6 的等雨時線與圖 4 的等雨日線（雨量 >5mm 的）作一對照，則發現兩者頗不相同，高雨時區與高雨日區並不相重疊，低雨時區與低雨日區亦然。等雨時者較爲細密，而等雨日者較爲稀疏。

(四)再將此圖 6 的等雨時線與圖 1 的等雨量線作一對照，則可發現兩個特徵：(1)在夏雨期內（5—9 月），高雨時區少而小，高雨量區多而大，如兩者俱有時，則其出現的期間相重疊。(2)在冬雨期內（11—3 月），高雨時區與高雨量區均較多而較大，其兩者出現的期間亦大多一致。

四、逐時雨量及其一日四節雨量的變化

現在，再深入一層，將臺北每日 24 小時的雨量，逐時的予以分析。這樣，可以知道在某一月份之內，一日之中什麼時刻降雨最多？什麼時刻降雨最少，它們的雨量有多少？降雨强度如何？集中的程度怎麼樣？如是，對於我們的各項活動，可作更爲適當的安排，獲得更佳的效果。

今將臺北自民國 50—59 年共 10 年的逐時雨量，統計分析，繪成「臺北逐時等雨量線圖」（圖 7）。由該圖可得：

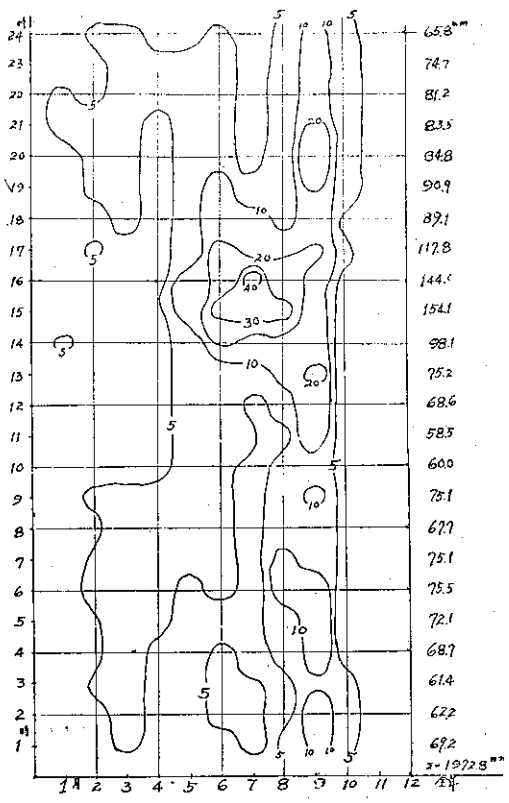


圖 7　臺北逐時等雨量線圖

(一)這 10 年的平均雨量爲 1973mm，比前述 74 年的平均值少了 120mm，可見這 10 年來的雨量比較少。

(二)這 10 年每月的逐時平均雨量爲 82.2mm，自 13—21 時的連續 8 個小時之內都是正距平，其餘時間的爲負距平。亦就是說，以全年而論，午後一時至晚間九時（全日 $\frac{1}{3}$ 的時間）是多雨的，其中以午後三時的雨量最多。如果將它繪成圖，便是一條單峰曲線。

(三)圖上的等雨量線非常簡明，如以等雨量線 10 (mm) 以上的爲高雨量區，5 以下的爲低雨量區，則高雨量區位於圖的中央，低雨量區在其兩側。

(四)高雨量區計有二：(1) 5－9 月的 11 時至 2 時，而以 14—17 時爲重心。尤以 7 月的 16 時爲最高，中心高達 40（即每月逐時雨量爲 40mm），其雨量梯度 (Rainfall gradient) 最大，亦即降雨强度最大。此時正是雷雨最盛的時期，故全年中是以雷雨的降雨强度爲最大。(2)另一區，是在 8、9 月間的 3—7 時。

(五)低雨量區計有四：(1) 10—1 月之間，幾乎每日 24 小時都屬低雨區。(2) 2—4 月的 9 至 21 時。(3) 4—6 月的 1 至 6 時。(4) 7 月的 20 至 12 時。

爲使逐時雨量的分布頻率更爲顯明，以便我們的各項活動能作更密切適當的安排起見，特將一日的24小時，區分四節 (Quarter)，以臺北每節 6 小時的雨量，統計成表 4。一日的四節是：第一節，0—6時，稱爲夜 (Night)；第二節，6—12 時，稱爲午前 (Morning)；第三節，12—18 時，稱爲午後 (Afternoon)；第四節，18—24 時，稱爲晚 (Evening)。並繪成「臺北一日四節最大，最小雨量之頻率變化圖」（圖 8）。從該表與該圖可見：

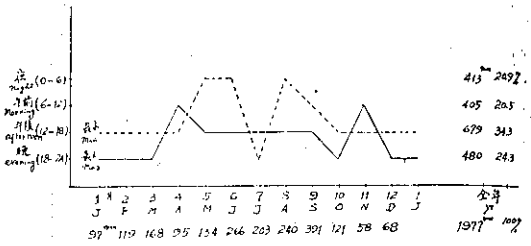


圖 8　臺北一日四節最大、最小雨量之頻率變化圖
(民50—59，1971—70)

(一) 12－3 月，其共同的特徵是：午後少雨，約佔全日雨量的 20%，晚或夜間雨最多，約佔 30%。這四個月裡，是典型的冬季天氣，在冷性的東北季風控制下，氣溫白天較夜晚高，故雨量夜晚多於白晝。

(二) 4 月，仍以午後雨量最少，僅佔 19.4%，但轉變到午前最多雨，且高達 32.4%。4 月是一個低雨期，因爲是冬季冷性的東北季風轉換爲夏季暖性的西南季風的空檔期。

(三) 5—8 月，這四個月又有相似的特徵。不但是雨量大爲增加；而且午後一變由最少雨成爲最多雨，並達一年中的百分比的最高峰，佔 40.0－63.7%；夜間（僅七月在晚間）雨最少，僅佔 9.1—15.6%。其中以七月的每日四節的雨量，其最大值與最小值的相差最爲懸殊，其比值爲 7 (43.7/9.1)，即相差 7 倍。可見七月的雨量集中度 (Rainofall concentration) 最大，亦即其大量的雨集中於午後降落。此時夏季暖性的西南季風，其對流性的熱雷雨，大多降落於地面氣溫達最高時的午後。

(四) 9 月，其特徵是：雨量最多 (74 年的平均值是以六月雨量最多，略有不同)，午後雨佔 29.0%，晚間雨佔 30,2%爲最多，午前雨僅佔 17.0%爲最少。9 月，是雷雨的末期，但是颱風雨的高峰，故其主

表 4 臺北每節（6小時，quater）之雨量

	(1) 0—6 時	(2) 6—12 時	(3) 12—18 時	(4) 18—24 時	合計	最大	最小
1月	26.0mm 27.0%	22.4mm 23.2%	20.0mm 20.7%	28.1mm 29.1%	96.5mm	(4)	(3)
2	33.7 28.2	28.6 24.0	24.2 20.3	32.8 27.5	119.3	(4)	(3)
3	55.1 30.7	37.4 22.3	20.7 16.1	51.7 30.8	167.6	(4)	(3)
4	20.8 21.9	30.8 32.4	18.4 19.4	25.1 26.4	95.1	(2)	(3)
5	14.6 9.5	41.2 26.7	61.7 40.0	36.9 23.8	154.4	(3)	(1)
6	34.2 12.9	45.6 17.2	133.0 50.0	52.7 19.9	265.5	(3)	(1)
7	31.2 15.4	23.7 11.7	129.0 63.7	18.5 9.1	202.6	(3)	(4)
8	37.7 15.6	48.1 20.0	109.7 45.8	44.7 18.6	240.2	(3)	(1)
9	93.0 23.8	66.8 17.0	113.2 29.0	118.1 30.2	391.1	(4)	(2)
10	29.5 24.3	26.2 21.6	25.6 21.1	40.0 33.0	121.3	(4)	(3)
11	16.9 29.2	20.4 35.2	9.1 15.7	11.5 19.8	57.9	(2)	(3)
12	20.0 29.4	13.9 20.4	14.1 20.7	20.0 29.4	68.0	(4)	(3)
全年	412.5mm 20.9%	405.1mm 20.5%	678.9mm 34.3%	480.1mm 24.3%	1976.6	(4)	(2)

要受颱風雨的影響。颱風雨的集中度與雷雨的不同，雷雨是集中在一日之內的數小時降落，而颱風雨則集中在數日（每次約爲 3日）之內降落，其情勢更爲嚴重。

(五) 10 月，雨量頓減，又轉變成午後雨最少，佔 21.1%；晚間雨最多，佔 33,0%。因此時颱風雨少，而東北季風雖已初到臺灣北部，但受阻於陽明山區，以致臺北盆地內成了雨蔭區（Rainfall shadow）。

(六) 11 月，雨量較其前後月的都少。一日之內，午後雨最少，佔 15.7%，午前雨最多，佔 35.2%，其特徵與 4 月相似。因爲這時又是另一個季風轉換期。東北季風此時雖較 10 月爲盛，但能越過陽明山區而降雨到臺北盆地內的仍然很少，須待 12 月以後，才有較多的東北季風迂廻於基隆河谷的「北基走廊」進到臺北盆地，以致變成眞正的冬天天氣，細雨連朝。

(七)綜合全年的一日四節的雨量，以午後雨量最多，佔 34.3%，晚間兩次之，佔 24.3%，夜間雨又次之，佔 20.9%，而以午前雨最少，佔 20.5%。午後雨最多，乃是「夏雨」的一項特徵，故臺北稱之爲「夏雨型」。

(八)臺北的午後雨，還有一項最重要的特徵，就是它走極端，不是最少，便是最多。因此，一年中它可分成兩部：10 月至 4月或稱之爲冬雨季，午後雨最少；而五月至九月或稱之爲夏雨季，則午後雨最多。

五、五日（候）雨量與其雨時的變化

以月雨量作分析，其週期（Period）較長，可能尙不能滿足某些短期活動的需要。因此，現在將週期縮短爲五日，作五日雨的分析，以明其變化，當會更有意義。

我國以往的農業社會中，習以五日爲一候，故可稱五日雨爲候雨（Pentad）。今將一年 365日分成 73 候，1 至 11 月各有 6 候，12 月有 7 候。

以資料、時間與人力均受限的關係，僅統計臺北民國 58—60 年的五日雨量與雨時，得其平均值，繪成「臺北五日雨量及五日雨時頻率圖」（圖 9）。分析該圖可得：

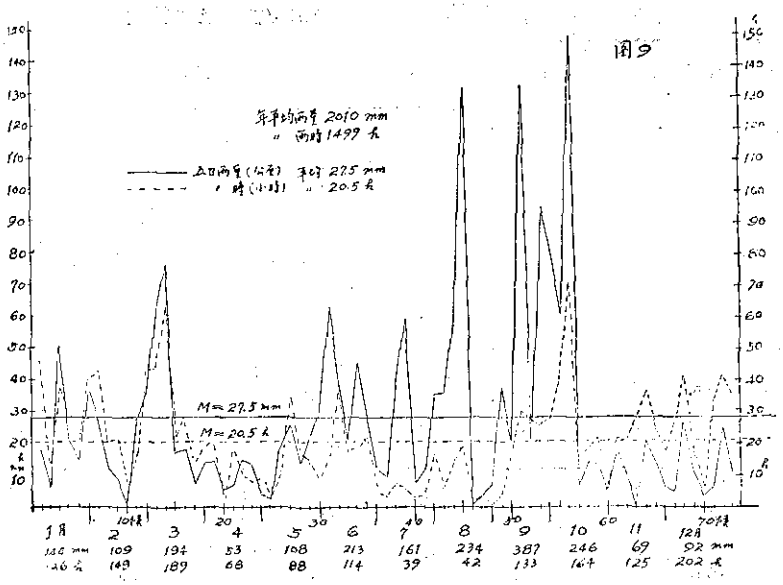


圖 9　臺北 5 日（候）雨量及雨時頻率分佈圖（民58-60，1969-71）

(一)此三年的年平均雨量是 2049mm，比前述的 74 年的平均值小 44mm，而與 30 年的平均值 2056 極爲近似。又這三年的平均雨時是 1498h，比 21 年的平均值多 166 小時。但其誤差都不大。

(二)以雨時與雨量同繪於一圖，可顯示兩者變化的相互關係。雨量線的振幅大於雨時線，可見時量的變化較雨時爲大。

(三) 1—11 候（1 月至二月下旬），兩條線對應於其平均值線之上下時升時降，振幅不大，但雨量的振幅較雨時的大些。其間以第 3 候的最高，10 候的最低。這是典型的東北季風雨的天氣。

(四) 12—14 候（二月下旬至三月中旬），兩條線都在其平均線以上，且兩條線近乎重疊。其中以 14 候者最高，亦爲全年的次高峰。此爲東北季風行將結束時的一個預兆。

(五) 16—29 候（三月中旬至五月中旬），兩條線一起下降，變成都在其平均線以下，尤以四月爲最低。此爲東北季風轉西南季風期間的降雨特徵。

(六) 30—35 候（五月下旬至六月下旬），兩條線又同時升降，對應於其平均線之上下忽起忽伏，振幅仍不大，與 1—11 候（1、2月）的情況相似，但雨量線的峰較 1、2月間的高些，故知其降雨強度較 1、2 月的大些。此爲典型的西南季風雨的特徵，乍陰乍晴。或有稱這種雨爲臺灣梅雨（Plum rainfall），正與大陸上江南的六、七月的梅雨期相當，唯稍爲提早一些。梅雨又稱爲霉雨（Mold rainfall），係指梅子成熟而潮濕的季節。

(七) 36—50 候（7 月至 9 月上旬）。候雨量在其平均線上突升陡降，振幅至大，雨量的峯特高。但候雨時則全部在其平均值線以下。可知此時的降雨張度特別大，成爲全年的主暴雨期，此乃夏季熱雷雨特有的現象。

(八) 51—56 候（9 月中旬至 10 月上旬），兩條線變成都在其平均線以上移動。此時雨量多，雨時長，不但降雨強度大，而且雨量集中度更大，是颱風雨的特徵，其雨量與雨時均創最高峰，亦爲主暴雨期。同時此一時期爲雷雨的末期亦爲颱風雨的後半期，西南季風與東南信風均臨終期，而東北季風又將到來，此兩種不同性質的氣流，一進一退，猛烈交綏，又形成與前述 12—15 候（二月下旬至三月上旬）相似的情況，唯其降雨更強更多。如果此時適有颱風過境，則可導致更大的暴雨，例如民國 58 年 10 月初的芙勞西颱風，就曾發生這種天氣狀況，以致在臺北附近的陽明山區創下了本島的最大暴雨紀錄，自 10 月 1 日至 8 日，連續 8 日之內，竹子湖（標高 600 公尺）的雨量是 2354mm，而鞍部（836 公尺）則更高達 2763mm。

(九) 57—61 候（10 月中旬至 11 月初），兩條線的振動情形，與 4 月的很相似，是第二個季風轉換期，由西南季風及東南風轉換爲東北季風，雨量少，雨時亦少。

(十) 62—73 候（11 月上旬至 12 月底），兩條線

的振動情形，與1　15候的相似，實在是同一個形態，同是在東北季風控制下的天氣。但此時略有不同的，是候雨時線全在候雨量線之上，可見其降雨強度更小，是全年中降雨強度最小的時期。

(二)利用這張候雨量與候雨時的頻率圖，可作爲認識雨型與劃分雨期的最好尺度 (Scale)。準此，臺北一年之內的雨期，可劃分爲：

(1)東北季風雨期：62—15 候，10 月中旬至二月中旬。特徵是：雨時長，雨量多，降雨強度小，細雨連朝。

(2)第一個季風轉換雨期：16—29 候，三月中旬至五月中旬。特徵是：雨時短，雨量少，降雨強度仍小，風和雨小。

(3)西南季風與東南信風雨期：30—56 候，五月下旬至 10 月上旬。此期間約可分爲三個小雨期：其一爲梅雨期，30—35 候，五月下旬至 6 月下旬。特徵是：雨量增多，但雨時並未相對的增加，故降雨強度變大，乍陰乍晴。其二爲雷雨期，約自五月至九月，主要是在 36—50 候之間7月至 9 月上旬，特徵是：雨量大，雨時短，故降雨強度特大，雨量集中度亦大，是暴雨的主因。其三是颱風雨期，約自 7月至 11 月，主要在 51—56 候，九月中旬至 10 月上旬，特徵是：雨量大，雨時長，降雨強度大，尤以雨量集中度最大，是暴雨的主因。

(4)第二個季風轉換雨期：57—61 候，10 月中旬至 11 月初。特徵是：雨量少，雨時短，降雨強度小。此一季風轉換期比前一個季風轉換期要短的多，因爲東北季風的強度較大，其來也捷，其退也緩。

六、雷雨與颱風雨有多少？

雷雨與颱風雨既是暴雨洪水的主因，那麼，它們到底有多少？5—9 月是雷雨期，7—11 月是颱風雨期。讓我們先分析雷雨，次分析颱風雨，最後作綜合研究。

(一)二十二年來的雷雨

從中央氣象局的逐年雷雨報告中，將臺北的雷雨，逐日抄錄，再行統計，自民國 38—59 年共 22 年的雷雨量如下表（表 5）：

由表可見：

(一)12月無雷雨，10、11 月及 1、2 月之雷雨量甚微，3、4 月的雷雨雖見增加，但爲量仍少。5—9 月的雷雨量大增，故稱之爲雷雨期。7 月爲雷雨的高峰，該月雷雨量佔該月總雨量的 47.1%。而 5—9 月的雷雨量，佔全年總雷雨量的 87.1%，佔該五個月總雨量的 28.0%。

(二)22年的年平均雷雨量是 412mm，佔年平均雨量的 20%，雷雨並非每年都有，如民 39、42、43 諸年均無雷雨紀錄。然而 59 年的雷雨則高達 1155mm，爲最多的一年，次爲 45 年的 943mm。52 年僅有 36mm。

依據 22 年來的雷雨資料，繪成「臺北雷雨等雨量線圖」（圖 10）。其特點爲：

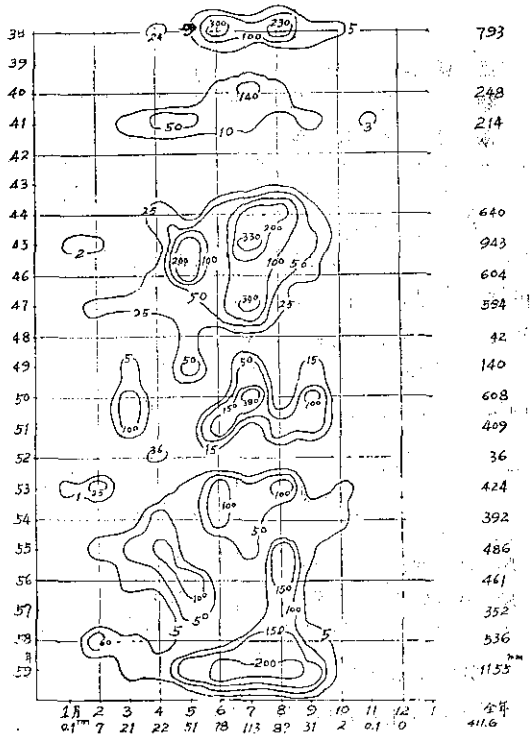


圖 10　臺北雷雨等雨量線圖（民38-59，1949-70）

表5

	1月	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	全年
雷雨量 (mm)	0.1	7	21	22	51	78	113	87	31	2	0.1		412
總雨量	91	137	169	160	211	300	241	280	244	120	68	72	2093
兩者之比 (%)		5.1	12.3	13.6	23.6	26.0	47.1	31.0	12.3	1.7			19.7

100mm 以上的等雨量線，均發生於 5—9 月，即在雷雨期內。100—300 的等雨量線，出現於 7、8 月最多，次爲 6 月，大於 300 的等雨量線，極大多數在 7 月，偶有在 6 月的。可見雷雨是以 7 月爲重心或軸心。最高值是民 50 年 7 月的 388mm。

其次，分析臺北 22 年來的雷雨日，統計所得如下表（表 6）：① 0.1mm<日雨量<5mm，② 5mm<日雨量<15mm，③ 15mm<日雨量<100mm，④100mm<日雨量

表6

區分	(1)	(2)	(3)	(4)	年雷雨日	年雨日	前兩者之比	全年有雷無雨之日
日數	5.4	4.4	7.1	0.5	18.0	183.1	9.3%	3.2

觀察上表，有幾點值得注意：

(1)日雨量 >100mm 的，很可能是暴雨，因而導致洪水，那麼，最可能在那些月份發生？經查考，22 年之中，以在 5—8 月的最多，共 10 次，9 月裡無此項紀錄，其他月份僅有 2 次，總計爲 12 次。

(2)年平均雷雨日爲 18 日，僅佔年雨日的 9.3%。但年雷雨量（表 5）則佔年雨量的 28.0%，後者爲前者的三倍，可見其降雨强度之大。

(3)年平均雷雨日雖爲 18日，但民 59 年，曾有 39 個雷雨日。且在 6、7、8 的三個月內，每個月常有 10日以上的雷雨發生，但也可能全無，故變化很大。

(二)二十二年來的颱風雨

自民 38—59 年臺北的颱風雨量，統計如下表（表 7）：

表7

	1月	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	全年
颱風雨量 (mm)				1	5	1	62	58	111	15	18		270
總雨量	91	137	169	160	211	300	241	280	244	120	68	72	2093
兩者之比 %							25.5	20.5	45.5	12.2	27.0		12.9

分析上表可得：

(1) 7—11 月很明顯的，是個颱風雨期，這五個月的颱風雨量佔了全年颱風雨量的 97.3%。7、8、9 月實爲颱風雨期的主體，尤以 9 月爲最高峰。

(2)全年的颱風雨量，平均爲 270mm，僅佔年總雨量的 12.9%。即其 7—11月的颱風雨量，亦僅佔該五個月總雨量的 27.6%。但各年颱風雨量的變動特別大，尤其是它的雨量集中度最大，更應注意。

22 年之中，共有 71 次颱風侵襲臺北，今將它們按雨量的大小分成 4 級，統計其頻率分佈如下表（表 8）：

表8

	(1) 雨量 <100mm	(2) 100—200	(3) 200—300	(4) 300—500	合計	年平均颱風次數	年平均颱風雨量
頻率（次）	48	18	3	2	71	3.2	270mm
頻率（%）	67.6	25.4	4.2	2.8	100		

分析上表可得：

(1) 22 年的颱風年平均爲 3.2 次，比 70 年的平均值 3.7 次略小。但民 48、49 年颱風最多，達 6 次。而 53 年無颱風，39 年雖有颱風但無雨量紀錄。

(2)一次颱風雨量，小於 100mm 的佔總次數的 $\frac{2}{3}$，大於 100mm 的佔 $\frac{1}{3}$。最大的兩次，一爲民 52 年 9 月上旬的葛樂禮（Typhoon Glario），高達 483 公厘，使臺北蒙受了空前罕見的損失。二爲民 57 年的一次颱風，達 341 公厘。

再利用 22 年的資料，繪成「臺北颱風等雨量線圖」（圖 11）。由該圖可見：

(1) 100mm 以上的等雨量線，多見於 7、8、9 月，偶見於 5月及 10 月。200 以上的等雨量線，只見於 7、8、9 月。300 以上的，則獨見於 9 月，可知 9 月不僅是月颱風雨量最多，亦是每次颱風雨量最高的月份，眞是颱風雨的最高峰。

(2) 22 年間的颱風雨量：以民 48 年的 581mm 爲最多，次爲民 45 年的 553mm，民 52 年的 535mm

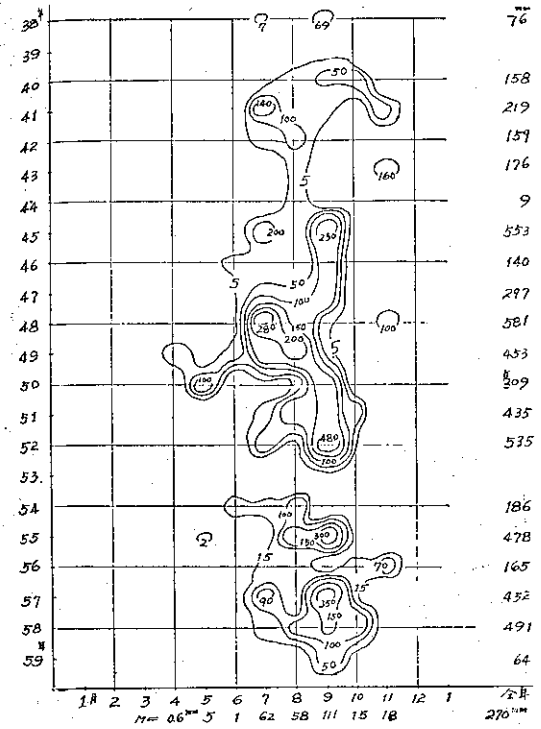


圖 11　臺北颱風等雨量線圖（民38-59，1949-70）

。最少則爲民 53 年的無颱風，民 39 年的無颱風雨。而民 44 年亦僅有 9mm。

再談到颱風雨日，年平均爲 9 7 日。每次颱風雨，平均約爲 3 日。但民 41 年的颱風雨日最多，有 21 日，並且還有 4 日是有風無雨的。而有好幾次颱風雨，曾達 6 日。

表9

	5月	6	7	8	9	10	11	7-9月合計	雷雨期合計	颱風雨期合計	5-11月合計
總雨量(mm)	211	300	241	280	244	120	68	765	1276	953	1464
雷雨量(mm)	51	78	111	87	31				358		
雷雨量佔總雨量之百分比	23.6	26.0	47.1	31.0	12.3				28.9%		
颱風雨量			62	58	111	15	18			263	
颱風雨量佔總雨量之百分比			25.5	20.5	45.5	12.2	27.0			27.6%	
雷雨與颱風雨之和(mm)			173	145	142			460			621
兩種雨之和佔總雨量之百分比			72.6	51.5	57.8			60.0%			42.4%

(三)雷雨與颱風雨的比較

從上面兩節對於雷雨與颱風雨作了個別分析之後，現在再來作一綜合的比較研討，請參考下表（表 9）：

由上表可得：

(1) 7、8、9 三個月是雷雨與颱風雨的重疊時期。其間這兩種雨量的和對各該月總雨量的比例，以七月的最高，達 72.6%，8 月的最低，亦達 51.5%。7－9 月，這兩種雨量合計佔該三個月總雨量的 60.0%，佔全年總雨量的 22.0%。

(2) 5—11 月，包括了這兩個雨期，兩種雨量合計爲 621 公厘，佔了全部雷雨與颱風雨（682 公厘）的 91.0%，佔該 7 個月總雨量的 42.4%，而佔全年總雨量的 31.2%。卽以全年的這兩種雨量計，和爲 682 公厘，佔總雨量之 32 3%，卽約爲 $\frac{1}{3}$。而一年中其餘的雨量佔 $\frac{2}{3}$。所以就量上言，這兩種雨並不是年雨量中的主體。

(3)年平均颱風雨量爲 263 公厘，雷雨量爲 358 公厘，故雷雨量較多；但就兩者佔各該期總雨量的比例言，前者爲 27.6%，後者爲 28.0%，則可說兩完全一致。

(4)由前兩節已知，年平均雷雨日爲 18日，颱風雨日爲 9.7日，總雨日爲 183 日。可見此兩種雨日所佔的比例均小。但兩種雨的降雨强度均大，而颱風雨的雨量集中度最大，尤爲特色。而且這兩種雨雖然其平均值所佔年雨量的比例不大，但其變化則極大，可從 0 到 1000 公厘以上。故常成爲暴雨洪水的主因，是宜特別注意。

(5)可說颱風雨是這場「雨劇」中的主角，雖其出場的時間很短，一年之中，平均不過 10 日或二三百個小時。但她的叱咤風雲，天昏地暗，變化難測，來去匆匆，雷霆萬鈞，銳不可當。最應深入瞭解與密切防範。

(6)下面繪成三個簡要的示意圖（圖 12），以表示一年之內三種雨量、兩日的成分，以及影響或控制各種雨的低空的大氣環流情形：

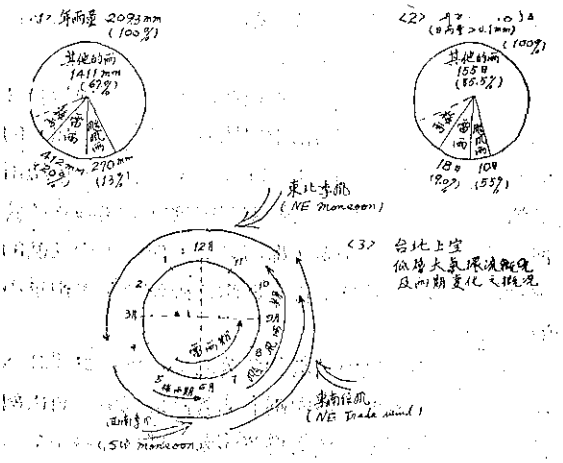


圖12

八、結　論

最後作一結論，以串珠成環：

(1)從臺北七十多年來的平均雨量中，已經求得其穩定頻率的分佈，五至九月的雨量多，故稱之爲夏雨型。

(2)臺北的年平均雨量是 2093 公厘，標準差是它的 17.3%。74 年來的年雨量，有 52.7%的年數在平均值的上下各一個標準差之內變動，有 98.7%在其兩個標準差之內變動，只有 1.3%（即一年，民 36 年）進入了三個標準差的範圍。

(3)雨日，可分成四類；所習稱的雨日，是以日雨量 >0.1mm 者所計算的，而日雨量 >5mm 者與年雨量的相關性最大。日雨量 >15mm 者的變化，頗與 >5mm 者相似。日雨量 >100mm 者雖不過佔全部雨日的 2%，但很可能發生暴雨洪水，須特別注意。

(4)臺北各月的雨時與各該月的雨量成一反向的變化，以 4 月與 10月爲兩個交接點。5—9 月，雨量在其平均線以上，雨時則在其平均線以下，是雨量多雨時少，故降雨强度大。11—3 月，正好與 5－9 月相反。4 月及 10月，則雨量與雨時均在它們的平均線以下，故雨量强度亦小。

(5)逐時雨量，隨月份與雨期而不同。一日之內四節時間中的雨量，大致是：東北季風雨期間是晚或夜多雨；雷雨期間午後多雨；颱風雨期間夜晚雨較多，但不如前兩期的顯明。就全年說，則以午後雨最多，佔一日的 $\frac{1}{3}$。而午後還有另外一個大特徵，就是「走極端」，夏半年（5—9月）午後雨最多，冬半年（10—4月）則午後雨最少。

(6)五日（候）雨量與雨時的頻率圖，是劃分雨期的最好尺度（Scale）。由此可區分臺北的雨爲兩個大的季風雨期，與其間的兩個小的轉換雨期，各具特徵。

(7)雷雨與颱風雨是暴雨洪水的主因。這兩種雨量合計，不過佔全年的 $\frac{1}{3}$，但却能左右全局。尤其是颱風雨，實爲此一「雨劇」中的主角，必須予以特別認識與防範。

(8)影響臺北降雨有兩大因素：一爲氣象的，二爲地形的。氣象因素很多，但以低空的三種氣流（東北季風、西南氣流與東南氣流）的交替，爲最有直接影響的氣象因素。

(9)地形因素，在各節中未曾論及，而在此結論中略爲一提，以明概要。臺北位於盆地中央，東北方的陽明山是對臺北的雨最有影響的地形。陽明山成爲阻障，使東北季風難以越過，只好迂迴於基隆河岸的「北基走廊」進入臺北盆地。不但使臺北在此一季風期內的雨量減少與雨期縮短，而尤其重要的是改變了臺北成爲夏雨型，在東方僅 30 公里的基隆則是冬天雨量最多的冬雨型。

(10)雨，不但是自然環境中的一項要素，可以影響到人類的各項活動，而且是一項自然的資源，可以影響人類的生存與生命。石油、煤礦，會有時而盡，而雨水則是大氣環流與水分循環的一種現象，年復一年，周而復始，眞是「天行健，自强不息。」深望我們處在這個能源日益短缺的時代，站在臺北這個一切活動的中心點上，要深入認識這個自然環境的要素，更要善於利用這份天賦，才是我們眞正的獨立的科學發展之道！

參 考 文 獻

1. 中央氣象局編印：(1)臺灣累年氣象報告及續編，(2)臺灣雷雨報告，(3)臺灣颱風報告，(4)測候所氣象報告（北部各所）
2. 經濟部水資源統一規劃委員會編印：雨量紀錄（臺灣北部）
3. 鄭子政：臺北盆地的氣候　氣象學報14卷3期民57.9
4. 李瑞鑾：陽明山的雨　科學月刊民國63年4月號

民國六十二年颱風調查報告

第一號颱風魏達

Report on Typhoon "Wilda"

ABSTRACT

Typhoon season began quite late this year. There were no tropical cyclones occurred in Northwest Pacific until the end of 1st July, A tropical storm named Wilda, formed and hit the Kin-men area two days later. This typhoon developed on the eastern sea of PhilliPines. She was located at 140°N, 126.0°E, 8 a.m. 29 June. At 8 a.m. 2 July, her intensity reached the mature stage.

At 8 a.m. 2 July, the tropical storm Wilda moving to northnorthwest with a constant rate of 12 kilometer per hour.

Tropical storm Wilda was very weak. Her lowest central pressure was 985 millibers and maximum wind speed was 28 m/s near the her center.

The Maximum wind speed recorded by Weather Bureau stations were 22.3 m/s (ten minutes avearage) and a maximum gust up to 25.0 m/s at Tungchi Island. Heaviest rainfall recorded at some areas was only about 100mm during her passage, 242 mm at Taitung and 109 mm at Hualien.

一、前　　言

魏達（wilda）颱風爲本（六十二）年內西北太平洋上第一號颱風，亦爲第一號侵台颱風，此颱風威力雖不大（中心最大風速僅達 28m/s，中心最低氣壓爲 985 毫巴），但由於此颱風之中心在金門附近登陸，因此對該地區曾造成嚴重之災害。

魏達颱風係於 6 月29日由菲島東方海面的熱帶性低氣壓醞釀而成，根據飛機偵察報告得知，此低壓在 1 日早上 9 時 55 分左右已發展成爲輕度颱風，至 2日 14 時左右達到極盛時期，但其中心附近之最大風速僅達 28m/s 而已。魏達颱風之路徑爲拋物線型，而構成此種型式主要是(1)太平洋高壓及(2)高空槽線之影響所致。

2 日早上 8 時，魏達已到達北緯 20.7 度，東經 117.8 度，卽在東沙島東方約 100 公里之海面上以每小時 12 公里之速度向北北西方向進行，逐漸接近汕頭海面，當時預期臺灣海峽南部及金門南方海面將受其影響，因此本局於當天 10 時 40 分發佈第 1 次海上颱風警報，呼籲該地區民衆注意防範。此颱風於 3 日下午兩點左右由金門附近入大陸，暴風半徑縮小，威力減弱，預測有成爲溫帶氣旋之可能，因此本局於 4 日晨 4 時發佈解除警報，警報維持時間約 41 時 20 分。

本局對魏達風颱中心 24 小時後之未來位置曾作 6 次預測，所得結果爲平均誤差 53.4 浬，最大誤差爲 140.9 浬，最小誤差爲 12.0 浬之良好成績，表 1 爲本局對魏達颱風中心預測與實際位置之對照表。

表1. 魏達颱風之預測誤差綱要表

Table 1. The Vector errors of typhoon Wilda's center for 24 hrs forecasting made by the Central Weather Bureau.

預報次數	日月	時間(Z)	當時之中心位置 °N	當時之中心位置 °E	24小時之預報位置 °N	24小時之預報位置 °E	實際位置 °N	實際位置 °E	誤差 °N	誤差 °E	向量誤差(浬)	備考
1	2/7	06	21 6	117.7	24.4	117,2	24,5	118.3	0.1	1.1	66.3	
2	2/7	12	22.2	117.7	24.9	118.2	25.4	118.4	0.5	0,2	32.3	平均誤差爲 53.4里
3	2/7	18	22 9	117.8	26.0	118.2	26.0	118 5	0,0	0.3	18.0	
4	2/7	21	23.2	117.9	26.6	119.2	26.8	119 2	0.2	0.0	12.0	最小誤差
5	3/7	00	23 7	118.1	27.4	119.4	28.0	120.0	0 6	0.6	50.9	
6	3/7	06	24.5	118.3	26.3	119.0	29.0	118.0	2.7	1.0	140.9	最大誤差

二、魏達颱風之發生及經過

魏達颱風係6月29日在菲島東方海面之熱帶性低氣壓發展而成，此低氣壓生成之初，位在太平洋高壓之南測，因此受其影響而向西北緩慢進行，此低壓發展不快，至7月1日早上9時55分左右才發展成爲輕度颱風，當時之中心附近最大風速爲18m/s，最低氣壓爲998毫巴，繼續向西北進行，由於魏達颱風慢慢進入太平洋高壓之西側，同時華南上空均爲强盛之南來氣流，依導流原理，魏達颱風朝著北北西方向進行，至2日14時，此颱風達到極盛時期，不過當時之中心最大風速僅達 28m/s，此種强度維持約 18小時，此時中心之動向亦由西北轉向北北東進行，而成一拋物線型，2日下午3時左右於金門附近登陸，此後受地形影響，威力減弱，4日消失於浙江省境內，其生命史約有6天，而在輕度颱風之强度有4天之久。

魏達颱風全部生命之最佳路徑見圖1所示。

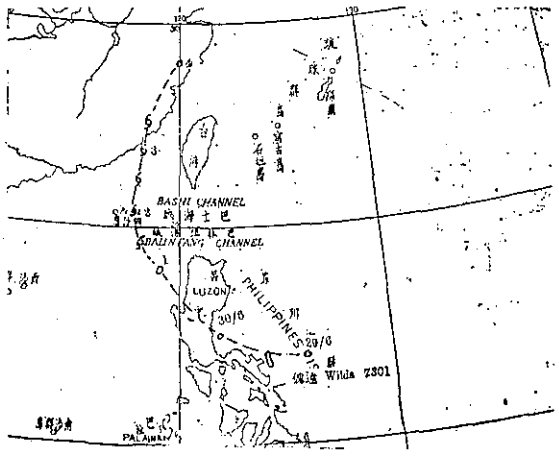


圖1. 魏達颱風之最佳路徑62年6月29日～7月4日

Fig. 1. The best track of typhoon Wilda (29 June-4 July, 1973)

三、魏達颱風之路徑與天氣圖形勢

魏達颱風之路徑係爲一拋物線型，大致可把其動向劃分爲四期：

(1) 6月29日至7月1日止爲西北（熱帶性低氣壓階段）。

(2) 7月1日至7月2日14時止爲北北西。

(3) 7月2日14時至7月3日2時止爲北。

(4) 7月3日2時以後爲北北東。

以下試圖解釋何以有此種路徑。

在熱帶性低氣壓未形成颱風時（卽6月29日至7月1日），此低氣壓位在副熱帶高氣壓之西南邊緣，

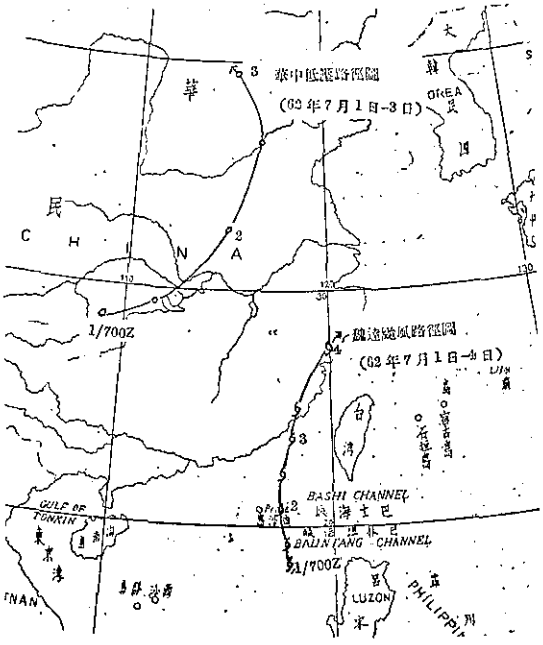


圖2. 魏達颱風與華中低壓之相對位置及其運動圖

Fig 2. The tracks of typhoon Wilda and the Wave Cyclone over Central China.

受到此高壓之導引而向西北進行，至形成輕度颱風後，此時風暴已步入呂宋島西方海面，路徑開始轉向北至北北東進行，構成此種型態，可分地面圖及高空圖兩方面說明，首先就地面圖而言，捨太平洋高壓不論，華中因有一低壓存在，其路徑相當規則，似與魏達颱風之路徑有密切之關係。華中低壓之進方向爲東北東、東北、北北東形成一逆轉型式，而魏達颱風却受此低壓環流之影響而呈北北西、北、北北東之順轉方向，兩者自開始進行時，有慢慢接近而後分開，形成一雙曲線之形態。見圖2所示。

就高空圖而言，7月1～4日之700毫巴天氣圖上，1日在東經100度左右有一潛深之高空槽線存在。在槽線向東移動，首先魏達受此氣流之導引向北進行，可是到了3日時，此槽線已移進足以導引颱風魏達之力量，雖然當時南風尚很强，有力量足使魏達北上，可是高空槽線亦同樣有力量使她向東北移動，在此兩種情況之下，魏達只好選擇其合成向量之方向（北北東）進行。圖3爲7月1～4日之700毫巴槽線運動圖，圖4、5爲7月2日20時之地面天氣圖與700毫巴高空圖。

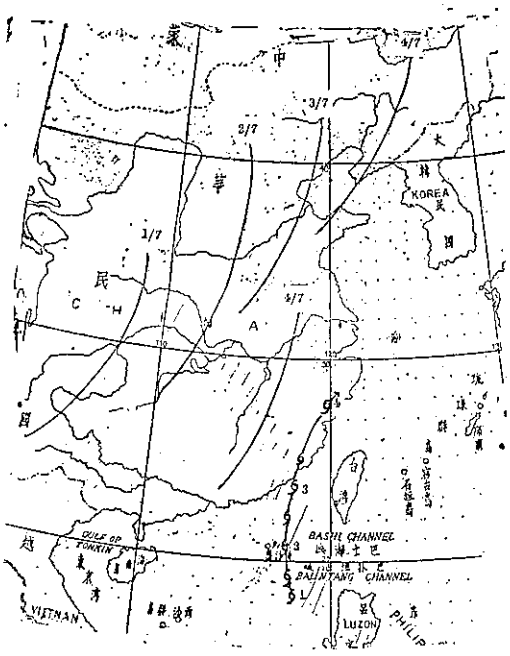


圖3民國62年7月1-4日700mb槽線運動圖
Fig. 3. The track of 700mb trough (1-4July. 1974)

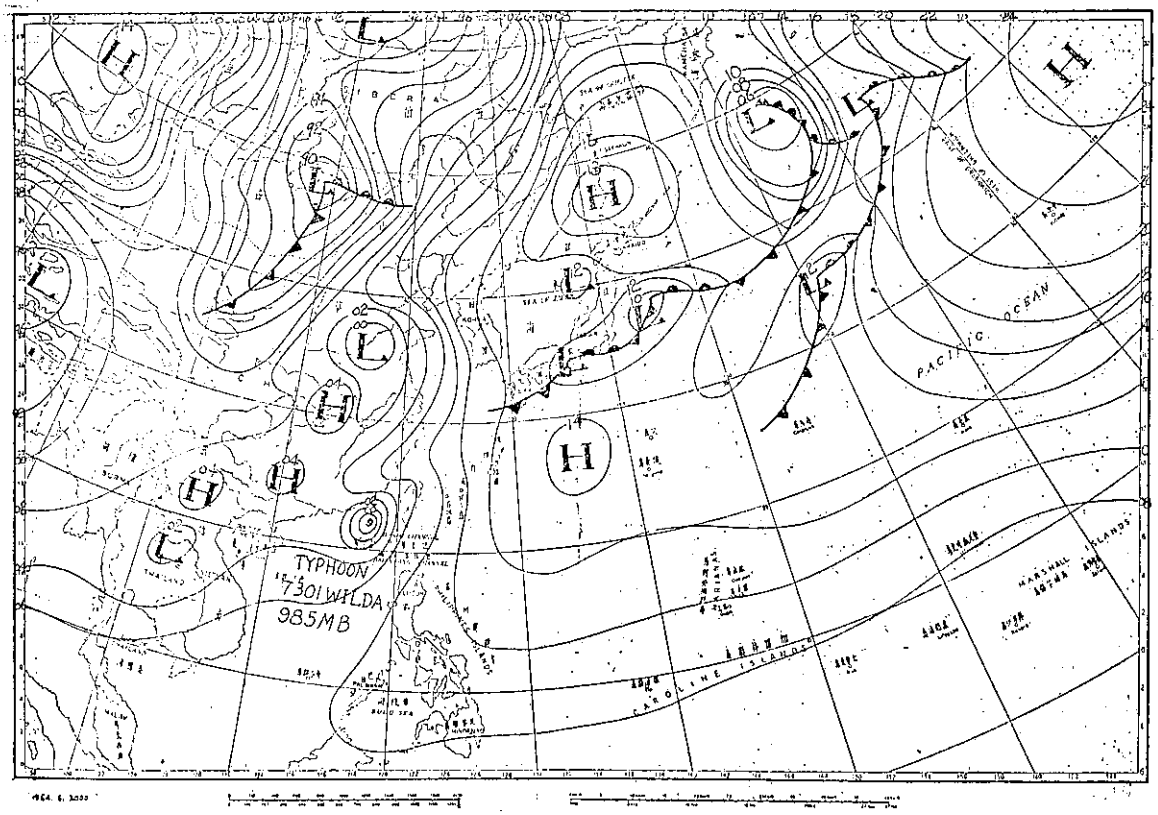


圖4. 民國62年7月2日20時之地面天氣圖
Fig. 4. Sea lovel synoptic chart, 1200 GCT, 2, July 1973

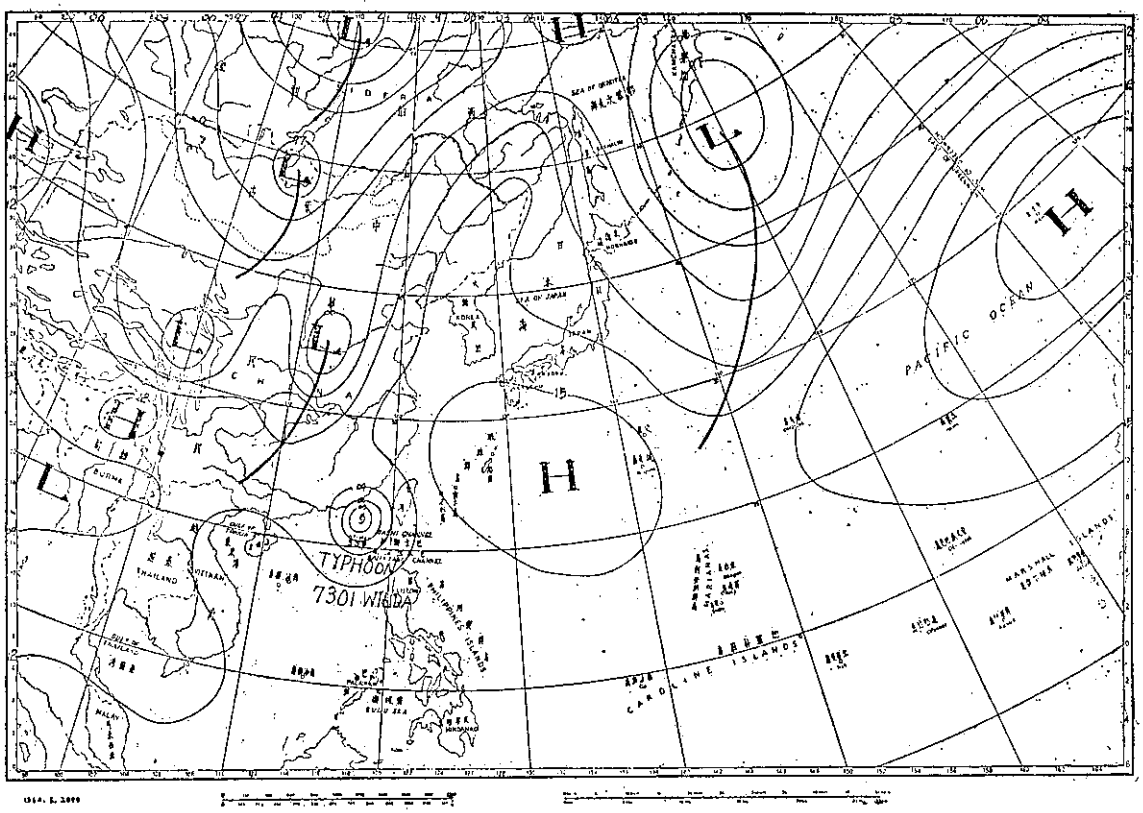


圖5, 民國62年7月2日20時之700毫巴圖

Fig. 5 700mb chart, 120GCT, 2, July, 1973.

四、魏達侵臺期間之各地氣象情況

魏達颱風爲一輕度颱風，威力不强，同時距離本省甚遠，故臺灣各地出現風雨不大，平均風速最大是東吉島爲每秒 23.3 公尺。瞬間最大風速爲每秒 25.0 公尺。雨量最多爲臺東之 242.0 公厘（7月2~3日）。

玆將各項氣象要素之情況分述如下：

(一)氣　壓

魏達颱風爲一輕度颱風，其中心最低氣壓低至 985 毫巴，最大風速 28m/s 僅維持 18 時而已，初生之時氣壓大約爲 1004 毫巴，7 月 1 日起開始加深，1 日 8 時爲 998 毫巴，2 日 8 時降至 985 毫巴爲全盛時期，其時中心已在東沙島東方海面。

自 3日起，中心氣壓迅速升高，3 日 14 時由金門附近登陸，20 時，氣壓升至 995 毫巴，4 日後漸塡塞，氣壓升至 1000 毫巴。其中心氣壓之變遷見圖 6。

當魏達颱風自東沙島東北方海面向北逼近金門時，臺灣南部及澎湖一帶之氣壓首先低降，本局所屬各測候所測得之最低氣壓以東吉島之 1000 毫巴爲最低

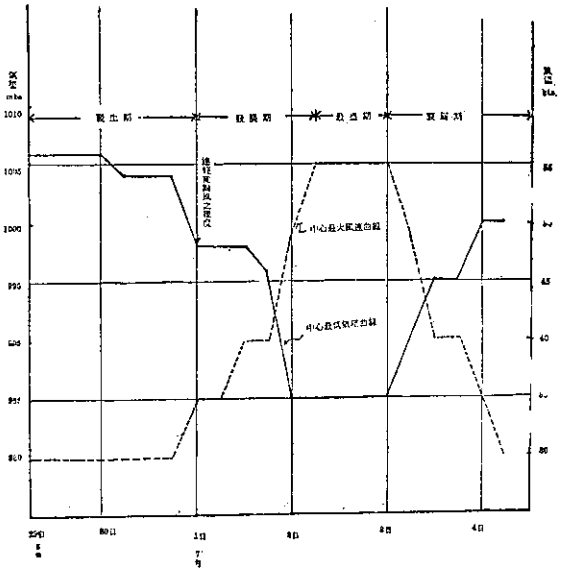


圖6. 魏達颱風中心氣壓及中心最大風速演變圖
（實線爲氣壓，虛線爲風速）

Fig. 6. The Variation of the central pressure and maximum wind velocity of typhoon wilda (solid line-pressure, broken line-wind veloeity)

，出現時間爲3日8時。一般而論，魏達颱風經過期間，各地最低氣壓出現時間自西南向東北方向延遲。各地最低氣壓出現時刻之同時線，見圖 7。

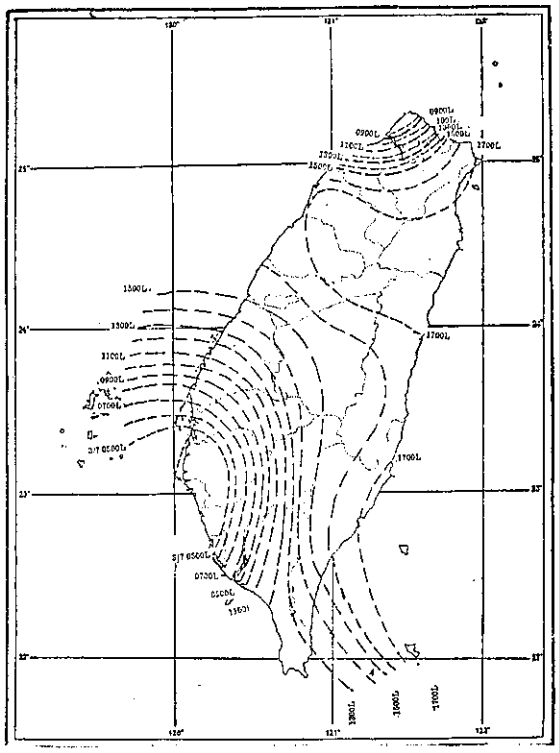


圖 7. 魏達颱風經過期間本省最低氣壓出現時刻之同時分析

Fig. 7. The isotimic analysis of the lowest pressure dristributed in Taiwan during typhoon Wilda passage.

(二)風

魏達之威力甚小，其中心附近最大風速僅達 28m/s，其最大風速與最低氣壓之變遷配合甚佳，1日起，風速逐漸增加，至2日風速達最大，每秒爲 28 公尺，中心氣壓爲 985 毫巴，中心到達東方島附近時爲 28m/s，東吉島之最大風速爲 23.3m/s，瞬間最大風速爲 25m/s，澎湖之最大風速爲 18.0m/s，瞬間最大爲 24,8m/s。

(三)降　水

魏達颱風過境期間，各地總雨量所繪成之等雨量線如圖 8。圖中可看出雨量集中在本島東部及東南部，此仍由於魏達携帶來之水汽，受中央山脈迎風面抬高析出所致。此次降水量並不很多，分佈較多爲臺東地區，臺東測候所爲 242.0 公厘，太麻里雨量站爲 25.0 公厘，大武測候所爲 109.0 公厘，其次爲花蓮

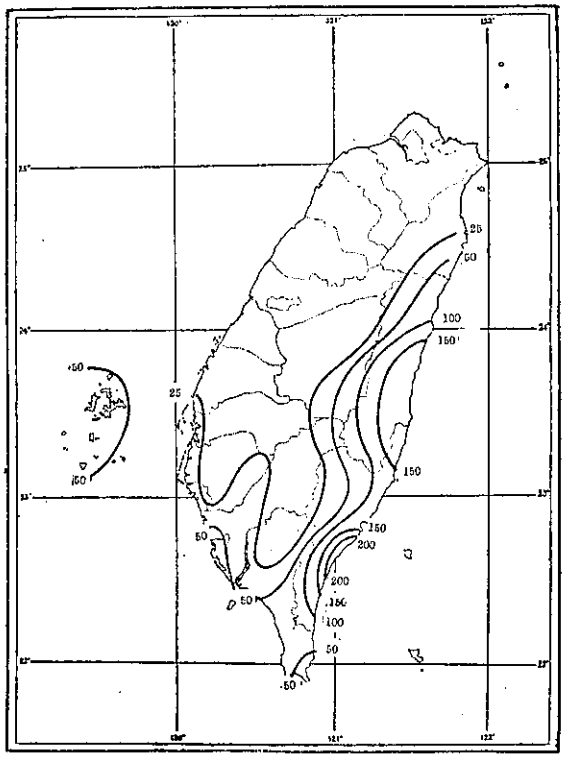


圖 8. 魏達颱風經過期間臺灣之雨量分佈

Fig. 8. The rainfall distribution of Taiwan during typhoon wilda's passage.

地區，壽豐有 174.0 公厘、鳳林 163.5 公厘，瑞穗 153.2 公厘，花蓮測候所 103.9 公厘。

五、災　　情

魏達颱風雖然不强，但因中心掠過金門附近，使該區受到損害，其環流受中央山脈迎風面抬升作用造成東南部地區之豪雨，以致造成災害，玆根據臺灣新生報及中華日報之報導將災情敍述於后：

(1)臺東太麻里多良村 453 公里處坍方，交通受阻。

(2)臺南安平港因受魏達颱風之影響，引起海水倒灌，致使整個安平區成爲澤國，積水情形影響七、八千居民生活。積水最嚴重之地區爲石門國水積水達 1 公尺以上，學生上下學困難。

(3)金門東半部山外湖及料羅一帶路旁樹木吹倒不少，在料羅灣搶救漁船之兩位漁民受傷，一位傷重不治死亡。

(4)金門低窪地區道路積水，卽將生成之玉米及高粱受損。

(5)高雄地區對外海空交通受阻。（下接第78頁）

民國六十二年颱風調查報告

第二號颱風娜拉

Report on the typhoon "Nora"

ABSTRACT

Nora was the second typhoon which hit Taiwan area in 1973. This typhoon developed in the north-west part of Yap. She was located at 11.4°N, 135.3°E at 8 a. m. on 2 October. Three days later, her intensity reached the stage of severe typhoon.

At 8 p. m. 7 October, typhoon Nora was located at 17.2° N, 123.0°E and was moving northnorthwestward at 17 kilometer per hour at a constant velocity. According to the data, this typhoon might hit Taiwan area. The Central Weather Bureau issued the first typhoon warning at 10:30 p. m. on 7 October.

The characters of typhoon Nora described as follows:

1. Nora was a severe typhoon. Her maximum wind near the center of the storm was 78 m/s, and the minimum pressure was 875 millibars. Her length of life was about 8 days (2-10).
2. The track of typhoon Nora was affected by the ridge of subtropical high and the steering flow over the South China, so her track was very steady.
3. The wind speed distribution in Taiwan was'nt very sharp during her passage. The recorded maximum wind speed was 27.2m/s at there too. But the total precipitation during her passage was very abounding at the northern mountains of Taiwan and the eastern part of the Central Mountains. There were many areas over 600 mm, 2355 mm at Takuang (Hualien), 1968 mm at Tiepei (Yilan), 1724 mm at Yuang Shan (Yilan), 1557 mm at Lushui (Hualien), 1337 mm at Tsuifong (Taitung), and 893mm at Yangmingshan.
4. Nora brought heavy rainfall when she skimmed over the Taiwan Strait. Meanwhile, the strong convergence was formed by the circulation of Nora and the strong northeasten monsoon at the eastern part of the Central Mountains.
5. Typhoon Nora hit Taiwan area and severely damaged East Taiwan. According to the report of the Taiwan Police Department: a total of 12 persons killed, 28 missing, and 9 injured; 294 houses totally destroyed, and 164 partially damaged. The croppers, railroads and highways were destroyed by serious floods in the eastern part of Taiwan.

一、前　　言

娜拉（Nora）颱風爲本（六十二）年內第二號侵臺颱風，此颱風誕生在北緯 11.4 度，東經 135.3 度，即雅浦島西北方約 450 公里之海面上。2 日 8 時以後之 12 小時內，即由熱帶性低氣壓發展爲輕度颱風，命名爲娜拉（Nora）颱風是本年內第 15 號颱風。此颱風生成後即向西至西北進行，至 5 日中午她已發展成爲强烈颱風。娜拉 7 日 20 時之中心位置已到達北緯 17.2 度，東經 123.0 度，即在恆春東南方約 600 公里之海面上向北北西進行，本局根據各項資料研判結果，當天晚上 22 時 30 分，發佈第一次海上颱風警

表 1. 娜拉颱風 24 小時後中心位置之預測誤差綱要表

Table 1. The vector errors of 24 hours forecasting of typhoon Nora's center position made by C. W. B.

預報次數	日/月	時間(Z)	當時之中心位置 °N	當時之中心位置 °E	24小時之預報位置 °N	24小時之預報位置 °E	實際位置 °N	實際位置 °E	誤差 °N	誤差 °E	向量誤差(浬)	備考
1	7/10	12	17.2	123.0	19.9	121.5	20.5	120.3	0.6	1.2	80.4	
2	7/10	18	18.1	122.6	20.9	121.0	20.6	119.9	0.3	1.1	68.4	最小誤差
3	8/10	00	19.2	121.5	21.7	119.8	21.9	118.6	0.2	1.2	73.0	
4	8/10	06	19.5	121.0	22.1	117.9	21.4	119.5	0.7	1.6	100.0	
5	8/10	12	20.5	120.3	23.2	117.2	22.0	119.3	1.2	2.1	145.1	最大誤差
6	8/10	18	20.6	119.9	22.2	118.6	22.8	119.0	0.6	0.4	70.3	
7	9/10	00	20.7	119.6	21.9	118.6	23.9	118.6	2.0	0.0	120.0	
8	9/10	06	21.4	119.5	23.2	118.5	24.9	118.2	1.7	0.3	120.6	
9	9/10	12	22.0	119.3	24.5	118.5						平均誤差爲 92.2 浬
10	9/10	18	22.8	119.0	25.9	117.9						
11	10/10	00	23.9	118.6	25.6	118.0						

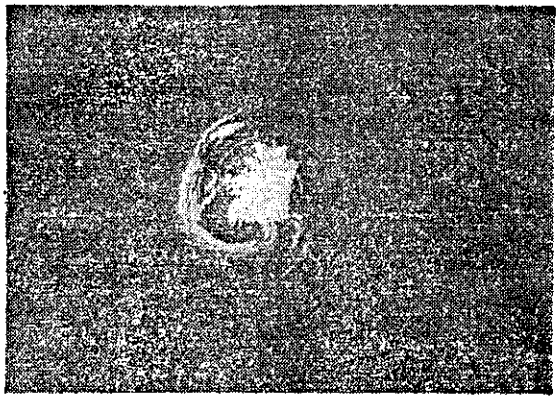


圖 1a. 63年10月9日17時02分攝

Fig. 1a. View of Koahsiung PPI radar scope on 0902z, 9 October, 1973

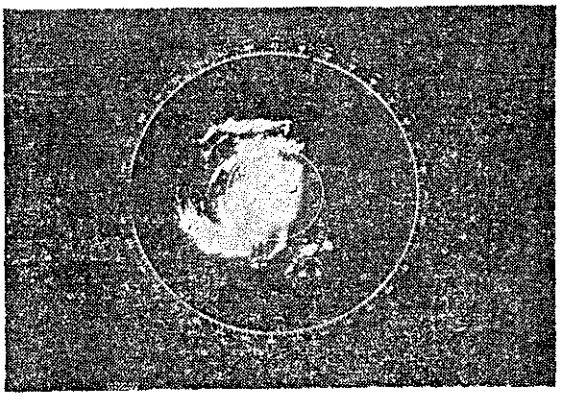


圖 1b. 62年10月9日20時11分攝

Fig. 1b View of Koahsiung PPI radar scope on 1211z, 9 October, 1973

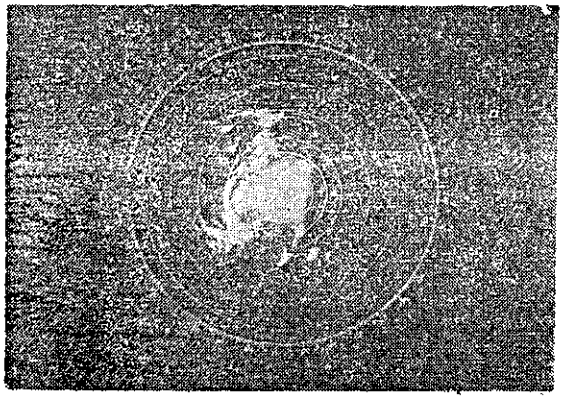


圖 1c. 62年10月9日21時12分攝

Fig. 1c. View of Koahsiung PPI radar scope on 1312z, 9 October, 1973

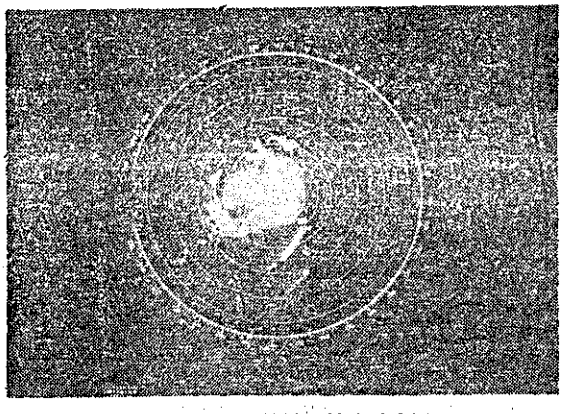


圖 1d. 62年10月9日23時13分攝

Fig. 1d. View of Koahsiung PPI radar scope on 1513z, 1973

報。翌日（8日）2 時，此颱風逐漸接近本省東南方海面，對本省陸上亦構成威脅，因此本局在 8 日 5 時 30 分改發海上陸上颱風警報，10 日在金門附近登陸，威力減弱，對本省之威脅解除，因此本局於 10日 15時發佈解除警報，警報維持時間約有 64 時 30 分。

此次娜拉穿過巴士海峽而進入臺灣海峽，最接近本省時，距恆春約 160 公里。本省東部地區雨量豐沛，原因是娜拉的西南氣流加上強勁的東北季風的雙重影響，在東部的構成強烈的氣流輻合作用所致。

本局對娜拉颱風中心的未來位置曾作 11 次預測，平均向量誤差爲 92.2 浬，最小誤差爲 68.4 浬，最大誤差爲 145.1 浬。表 1 爲本局對娜拉颱風中心預測與實際位置的對照表。

此次娜拉颱風，高雄氣象雷達站於 8日14 時第一次發現颱風眼，最後一次爲 10 日 14 時，當時中心已抵達金門北方，其間該雷達發揮最高效能，本局將所獲得之資料分析後，隨時利用 166 錄音電話，供民衆收聽。

圖一 a～d 爲颱風期間高雄雷達站所拍攝之照片，a 圖爲 10月 9日 17 時 02 分所攝，由圖中可看出颱風眼當時相當明顯，娜拉已到恆春西南方約 160 公里之海面上，b 圖是 10月 9日 20 時 11 分所攝，此時娜拉之中心已在恆春西方約 160 公里之海面上。c 圖爲 10 月 9日 21 時 12 分所攝，d 圖爲 10 月 9日 23 時 13 分所攝，此時颱風眼已在恆春西北方之海面上。

二、娜拉颱風之發生及經過

探討娜拉颱風之生成經過，首先須追溯 1 日之天氣圖，在 1 日 00Z，約於北緯 11 度，東經 137 度有一熱帶性低氣壓，12 小時後，即 1 日 20 時，此低氣壓之中心氣壓已由 1006 毫巴降至 1004 毫巴，且由當時高空圖上之指示，在此低壓所在之較高緯度的太平洋高氣壓脊線有西伸之勢，加上其他有利的條件，預知此低氣壓有發展爲颱風之趨勢，此低壓受太平洋高氣壓脊線西伸之影響，首先向西緩慢進行。2 日 8 時，中心氣壓降至 1000 毫巴，風速也增强至 30kts，繼續向西進行，以後 12 小時內，此熱帶性低氣壓已發展成爲輕度颱風，爲本年度第 15 號颱風，命名娜拉（Nora）颱風，當時之中心位置在北緯 11.6 度，東經 133.8 度，中心附近最大風速爲 23m/s，中心最低氣壓爲 992 毫巴，繼續向西進行。4 日 8 時再度成爲中度颱風（中心附近最大風速爲 33m/s，最低氣壓 975 毫巴），此後娜拉不斷的增强，同時繼續向西北進行，根據 5 日 11 時 40 分的資料報告中，知道此颱風已達到强烈颱風之强度，當時中心附近最大風速爲 51m/s，最低氣壓 940 毫巴，繼續向西北至西北西進行。6 日14 時，此颱風達到極盛時期，中心附近最大風速已增至 98m/s，最低氣壓降至 875 毫巴，

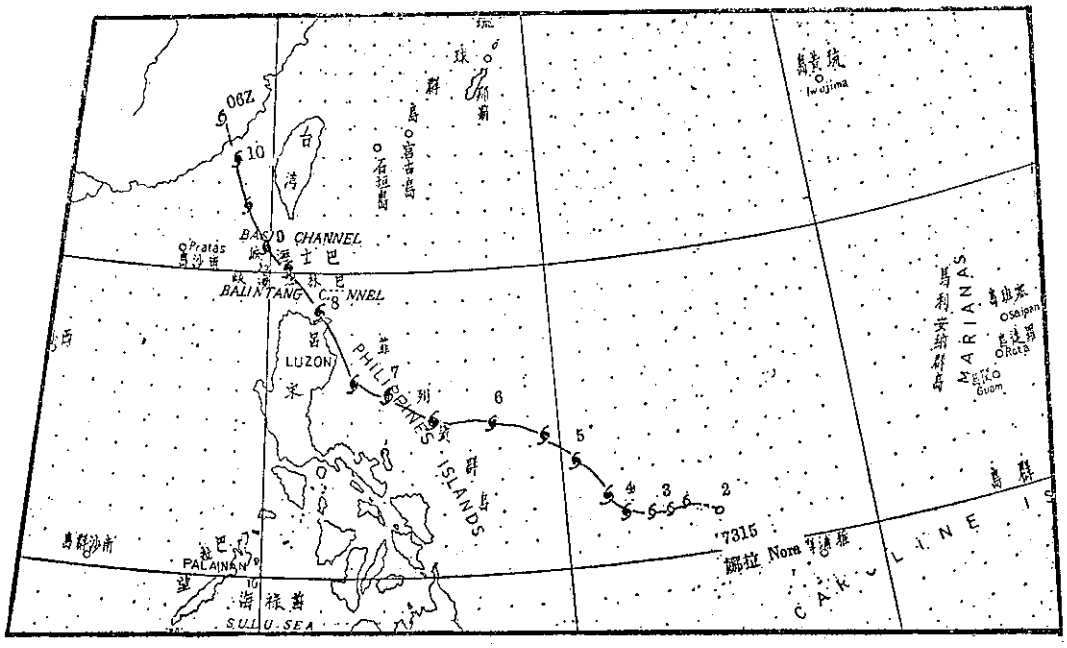


圖 2. 娜拉颱風之最佳路徑（62年10月2日～10日）

Fig. 2. The best track of typhoon Nora (2-10 October, 1973)

暴風半徑擴展至 350 公里，向西北西至西北進行，8 日早上掠過呂宋島東北角，威力減弱成爲中度颱風，此後娜拉颱風威力逐漸減弱，於 10 日下午由金門附近進入大陸，威力再度減弱而成爲熱帶性低氣壓，其生命維持時間約有 8 天半之久。

娜拉颱風全部生命之最佳路徑見圖 2 所示。

三、娜拉颱風路徑之討論

娜拉爲一西進颱風，其走向非常單純，大致介於西至西北方向進行，而形成一蛇形曲線（Meandering curve），其進行速度極少變化，大致爲每小時 9 浬之速度。有關娜拉颱風之路徑可分爲如下幾部份加以討論。

(一)天氣圖形勢

本期雖有冷鋒存在於華北，仍由於此鋒面受到高壓廻流之影響，在華北呈滯留狀態，直至 6 日00Z 才稍有移動，不過娜拉之中心位置相去甚遠，12 小時後，即 6 日12Z，此冷鋒面消失於東海附近，由此可見娜拉之路徑並不受鋒面之導引。那我們需另尋其他方法檢討其路徑，追踪高空槽線，700 毫巴沒有明顯的槽線可作爲娜拉之導引。由天氣圖上看出只有太平洋高壓脊線較能影響娜拉之路徑。因此就太平洋高壓脊線說明娜拉颱風的進行方向。

2 日 12Z 的 700 毫巴天氣圖上，北太平洋高壓脊線從日本東方海面向西南西延伸經過臺灣海峽北部至華南，2–9 日的 700 毫巴圖上，太平洋高壓脊線在北緯 26 度至 30 度徘徊，因此，娜拉颱風全期生命之動向均受其左右。

除了由太平洋高壓脊線可看出娜拉颱風爲西進颱風外，華南上空之優勢東南風，更可爲娜拉颱風之駛引氣流。

9 日 20 時之地面天氣圖及 500 毫巴高空圖見圖 3 及圖 4。

(二)氣壓及風之變化

由氣壓及風向之變化可看出短期內風暴之移動情況，因爲風暴係向氣壓降低之一方向移動，圖 5 爲恆春、東吉島及澎湖三測站之風速及氣壓變化圖，雖然娜拉颱風之所帶來之風速及氣壓變化甚微，但如將比

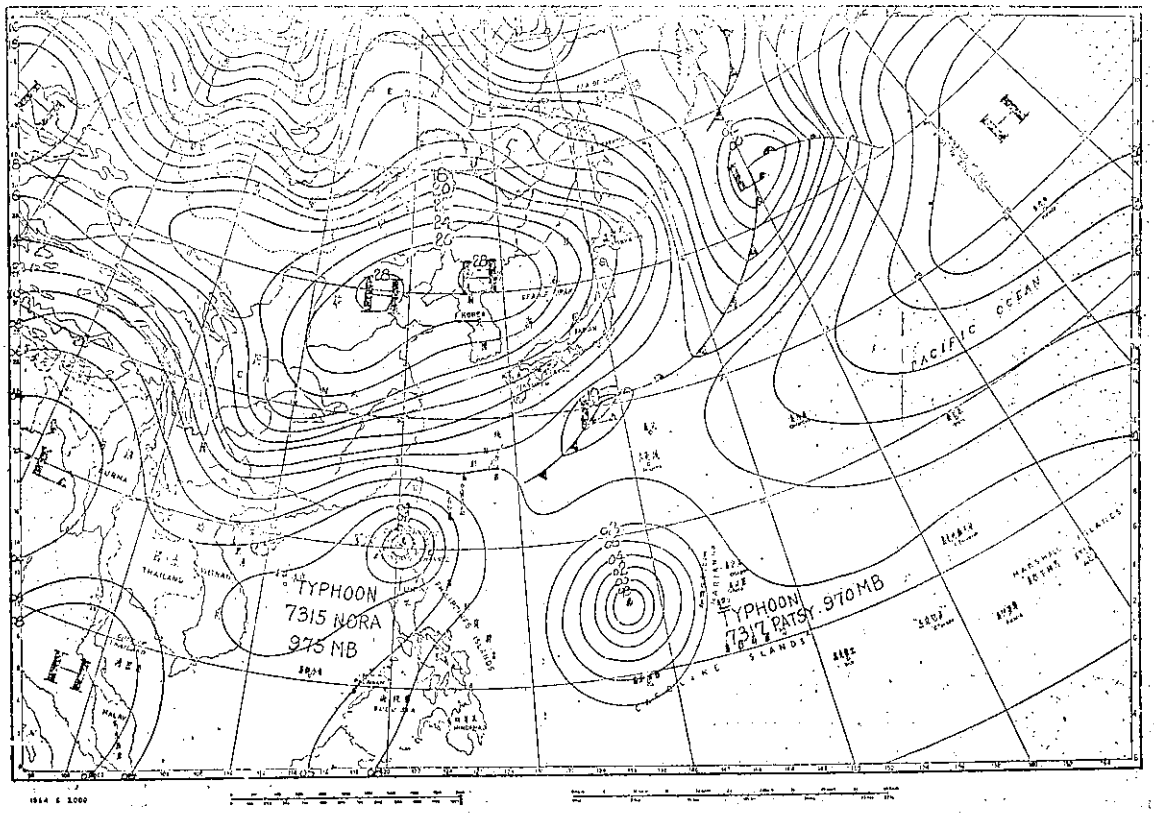


圖 3. 民國 62 年 10 月 9 日 20 時之地面天氣圖

Fig. 3. Sea level synoptic chart, 12000GCT, 9 October, 1973.

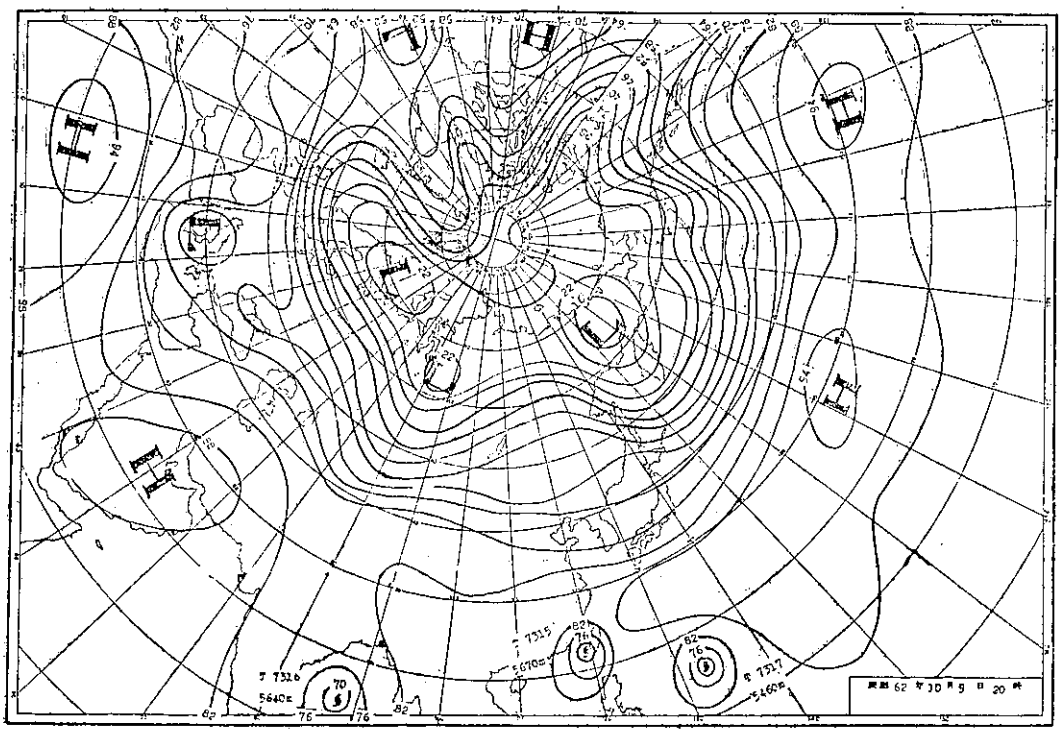


圖 4. 民國 62 年 10 月 9 日 20 時之 500 毫巴圖
Fig. 4. 500 chart 1200z, 9 October, 1973

例尺放大，亦不難看出娜拉颱風之動向，娜拉颱風雖受太平洋高壓之影響，成爲西進颱風，但是她的路徑究竟朝那一方向最爲可能，則必須參考風暴前方向及氣壓之變化，由此圖不難看出娜拉颱風動向的可能性，圖 5 中黑色實線爲東吉島的氣壓變化線，虛線爲澎湖之氣壓變化線而斷點線則爲恆春之氣壓變化線，首先看恆春風向之變化，初期該地區均吹東北風，直至 9 日 2 時風向突然改變爲東風，根據單點預報法之判斷，此風暴已在恆春之西南方海面上，此後風卽由東風轉變爲東南風，用此可見娜拉係由恆東西南方海面向臺灣海峽之方向進行而不往巴士海峽走，而在 9 日 16 時，恆春的氣壓達到最低值，此後卽慢慢回升，由此可證明娜拉颱風已逐漸遠離該區。其次查看東吉島之風向及氣壓趨勢，由圖中知初期該區均吹北北東風，至 9日23 時轉爲東北——東北東——東——東南風，而呈一順轉之形勢，該區於 10 日清晨 2 時氣壓達到最低值，此後卽逐漸回升。最後看澎湖之風速及氣壓趨勢，此區之趨勢與東吉島大同小異，惟時間較落後而已，綜觀此三區之趨勢圖知娜拉颱風將由澎湖西方海面通過直逼金門附近。由此種趨勢圖，不但可以看出風暴之動向，同時亦可找出風暴之加速或減速。至於加速，減速的多寡，當爲今後我們氣象人員研

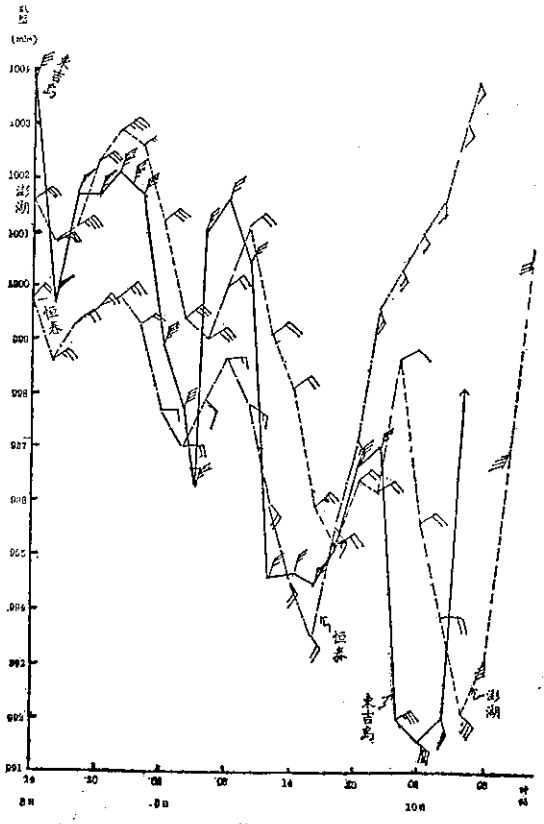


圖 5. 恆春、東吉島及澎湖於娜拉颱風侵臺間之風與氣壓變化曲線圖
Fig. 5. The variation of the pressure and wind at Hengchun, Penghu and Tungchi Island during typhoon Nora's passage.

表 2. 高雄雷達站所測得之颱風眼位表

Table 2. The list of typhoon eye position viewed by the radar scope at Koahsiung during typhoon Nora's passage.

時間	中心位置 °N	中心位置 °E	時間	中心位置 °N	中心位置 °E
8/10 14Z	20.4	120.2	9/10 10Z	21.8	119.4
15	20.4	120.2	11	21.9	119.4
16	20.4	120.2	12	22.0	119.3
17	20.3	120.0	13	22.1	119.2
18	20.3	120.0	14	22.2	119.1
19	20.3	120.0	15	22.4	119.1
20	20.4	120.0	16	22.6	119.1
21	20.6	119.9	17	22.7	119.0
22	20.7	119.8	18	22.8	119.0
23	20.7	119.7	19	23.0	118.9
9/10 00Z	20.7	119.6	20	23.2	118.8
01	20.8	119.6	21	23.4	118.8
02	21.0	119.7	22	23.6	118.7
03	21.1	119.6	23	23.8	118.7
04	21.2	119.5	10/10 00Z	23.9	118.6
05	21.3	119.5	01	24.1	118.6
06	21.4	119.5	02	24.2	118.6
07	21.4	119.6	03	24.5	118.5
08	21.5	119.5	04	24.8	118.3
09	21.6	119.5	05	24.9	118.2

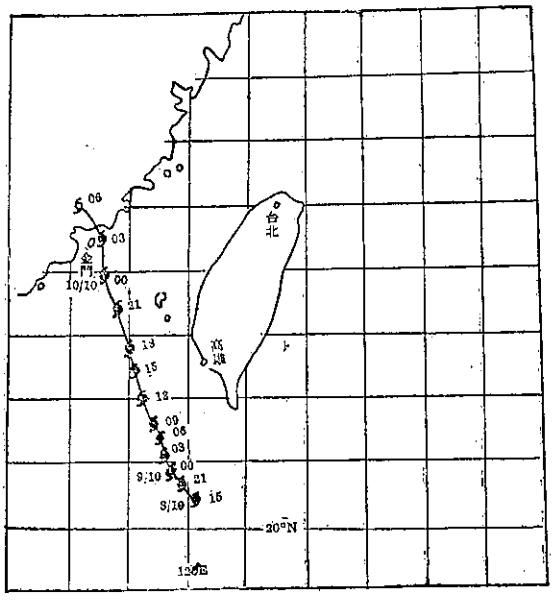


圖 6. 高雄雷達站所測得娜拉路徑圖

Fig. 5. The center of typhoon Nora was viewed by Koahsiung PPI radar scope (15Z,08Z-06Z, 10 October, 1973).

究課題之一。

(三)雷　達

此號颱風因見於本省南方海面上，附近的雷達只有高雄站才能發揮功效，高雄雷達站對本號颱風之追踪情形十分良好，中心向西北至北北西進行，表 2 爲該雷達站對本號颱風觀測所得之颱風中心位置。圖 6 爲該雷達所得之娜拉颱風中心位置之路徑圖。

四、娜拉颱風侵臺期間各地氣象演變

强烈颱風娜拉，雖然中心並未登陸本島，但通過台灣海峽由金門附近進入大陸，本省的風並不很大，但雨量頗多，主要集中在本省東部，尤以東部之花蓮地區爲最，7-10 之總雨量，花蓮之大觀有 2354.6 公厘，綠水有 1557.3 公厘，光復 1096.6 公厘，宜蘭之天埤有 1968.0 公厘，員山有 1724.0 公厘，臺東之紅葉有 1432.9 公厘，瑞豐有 1377.0 公厘，富里有 1364.2 公厘，鞍部有 1055.8 公厘，陽明山有 892.6 公厘，超過 600 公厘之處亦相當多，臺東有 714.3 公厘，新港 750.8 公厘，大武 648.0 公厘，其他見表 4。風速最大爲東吉島 27.2m/s，瞬間最大爲東吉島 34.2m/s。

玆將各項氣象要素之情況分述如下：

(一)氣　壓

娜拉颱風於 2 日生成後，中心氣壓就開始下降，其下降速度並非十分峻急，2 日 8 時至 3 日 8 時僅下降 10 毫巴。6 日 8 時到最低氣壓，其值爲 875 毫巴，此數值僅維持數小時而已，以後卽慢慢回升。其中心演變情況可參考中心氣壓之變遷圖，如圖 7。

在娜拉颱風侵襲期間，本省最低氣壓出現在東吉島，爲 991.1 毫巴，其次爲澎湖 991.7 毫巴，高雄 992.4 毫巴，恆春 993.2 毫巴，彭佳嶼 1004.6 毫巴，臺北 1001.0 毫巴，其他各地之最低氣壓見綱要表（表 3），由此可見南部降低比北部多，而西部比東部多。

本省最低氣壓出現最早爲蘭嶼，時間是 10月 8日 16 時 00 分，其次是臺東 9 日 15 時 30 分，一般而論，娜拉颱風過境期間，各地最低氣壓出現時間，自南向北遲延。各地最低氣壓出現時間見圖 9。

(二)風

娜拉爲一强烈颱風，中心最大風速曾達 78m/s，中心附近之最大風速與最低氣壓之變化配合甚佳，

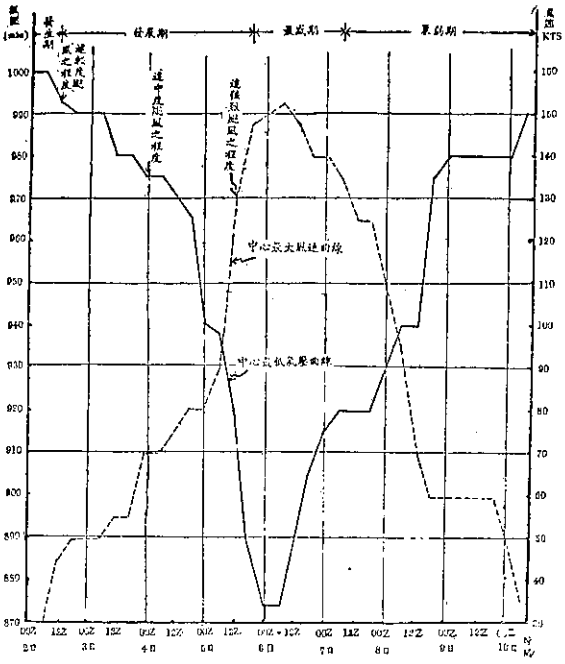


圖 7. 娜拉颱風之中心氣壓及中心最大風速演變圖（實線爲氣壓，虛線爲風速）

Fig. 7. The variation of the pressure and maximum wind velocity of typhoon Nora (solid line-pressure, broken line-wind velocity).

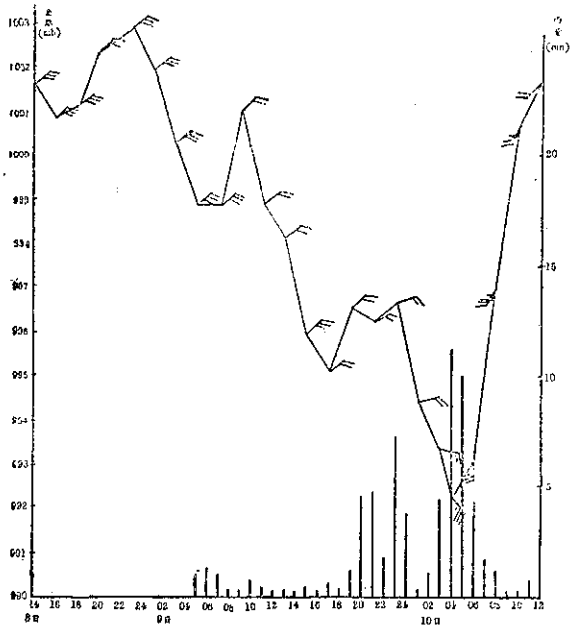


圖 8. 娜拉颱風經過臺灣海峽時，澎湖測得之氣壓與風及每時雨量

Fig. 8. The sequence of pressure, wind and hourly rainfall which were observed at Penghu during typhoon Nora's passage.

4日起，風速逐漸增加，而氣壓逐漸下降，至6日14時風速達最大，每秒 78 公尺，中心氣壓爲 875 毫巴，颱風過境期間，本省各地之風速並不大，而且風向之變化亦不大峻急。中心在恆春附近 160 公里之海面上，其中心最大風速爲 35m/s，在颱風娜拉過境期間，本局所屬各測站中所測得之風速以東吉島爲最大，其值爲每秒 27.2 公尺，瞬間最大風速爲 34.2m/s。圖 10 爲娜拉颱風過境期間之等風速線圖，由圖中可看出最大風速出現在本省南部沿海地區，雖然彭佳嶼有 21.2m/s，可是那是受東北季風影響所致，同時此圖可看出其最大風速軸線與娜拉的路徑非常配合。

(三)降　水

娜拉颱風於民國 62 年 10 月 2 日於雅浦島之西北方海面上生成，全期受到副熱帶高壓脊線之影響，成爲西進颱風，當時適逢東北季風盛行，7 日20 時娜拉之中心位置在恆春東南方約 600 公里之海面上向北北西進行，在娜拉的環流加上東北季風的影響，本省北部大屯山區及東北部的蘭陽地區之雨量豐沛。9 日颱風中心到達恆春西南方約 160 公里之海面上，此時遠洋跋涉之西南氣流受到中央山脈的抬升作用，在本省東南部地區豪雨如注，使該區釀成嚴重之災害，生命財產損失甚鉅。此一颱風至 10 日下午在金門附近進入大陸，故分析娜拉颱風侵臺期間之雨量當以 10月 7 日至 10日間四天爲依據，茲將此四日雨量分佈之演變加以分析及娜拉過境期間總雨量之檢討。

1. 逐日雨量分佈之演變：

(1) 10 月 7 日：7 日 20 時之地面天氣圖上，娜拉颱風之位置在恆春東南方約 600 公里之海面上，此時在日本九州南方海面有一道冷鋒存在，因此東北季風盛行，此旅經海上之東北風已吸收豐沛之水氣，加上颱風位置之配合及其飽含水氣之西南氣流在本省東部之蘭陽地區造成强烈之氣流輻合作用，而產生大量之降水，而大屯山區之豪雨是因含有大量水汽之東北風受山嶺抬升所致。圖 11 爲 7 日之等雨量線圖。由圖中雖可看出四個多雨中心，但是花蓮臺東地區之日雨量均未達 150 公里，而 900 公厘降水量最大中心在蘭陽地區的圓山一帶，其次爲鞍部有 325.6 公厘。此二大暴雨區所測得之雨量大都超過 100 公厘。除了此四個多雨區外，其他各地之日雨量都是寥寥無幾。

(2) 10 月 8日：8 日娜拉颱風之中心位置在呂宋島東北角，也就是在恆春南南東方約四、五百公里左右，向西北進行，此時蘭陽地區在東北風和颱風環流之

表3. 娜拉颱風侵襲間本局所屬各測站颱風紀錄綱要表

Table 3. The meteorological summaries of C. W. B. stations during Typhoon Nora's passage.

測站	最低水壓(mb)				瞬間最大風(m/s)								最大風					強風(10m/s)						最大降水量(mm)													降水總量					
地名	數值	日	時	分	風速	風向	日	時	分	氣壓	氣溫	濕度	風速	風向	日	時	分	日	時	分	至日	時	分	1小時內最	日	時	分	至日	時	分	10分鐘內最	日	時	分	至日	時	分	數量	日	時	分	至日	時	分
彭佳嶼	1004.6	9	13	15	29.6	ESE	9	13	25	1005.5	25.9	92	21.7	ENE	8	14	50	6	5	0	10	20	0	44.7	10	14	40	10	15	40	15.6	10	15	40	10	15	50	168.4	8	10	35	10	21	10
基隆	1002.9	10	5	0	22.6	NE	8	17	6	1008.8	24.1	84	15.3	NE	8	17	10	7	10	20	10	3	0	35.0	9	11	0	9	12	0	12.0	9	12	8	9	12	18	367.8	8	0	50	10	19	40
鞍部	903.3	10	4	40									24.0	S	9	18	20	8	10	0	10	12	0	39.0	8	17	30	8	18	30	12.3	9	10	20	9	10	30	833.8	連	續		10	13	35
淡水	993.0	10	4	32	23.0	ESE	10	10	20	1002.7	24.3	96	17.7	SE	9	15	20	8	8	0	10	15	0	10.2	9	3	0	9	4	0	10.0	9	3	26	9	3	36	123.1	8	8	0	10	16	0
竹子湖	995.7	10	4	15									7.7	E	10	2	40							27.0	9	11	0	9	12	0	8.6	9	3	30	9	3	40	946.4	5	15	30	10	14	20
臺北	1001.0	10	3	0	25.3	ENE	9	19	6	1002.6	26.3	75	12.0	ENE	9	19	10	8	9	30	9	22	30	21.8	9	2	30	9	3	30	6.7	10	11	10	10	11	20	117.7	8	6	0	10	20	15
新竹	995.2	9	17	45	23.0	ENE	9	16	25	995.8	26.7	69	14.3	ENE	9	16	20	8	14	0	9	19	10	2.0	9	1	40	9	2	40	1.0	9	1	50	9	2	0	29.7	(8 7	0 16	起 30	下 10	雨) 19	10
臺中	994.4	9	16	50	14.3	NNE	8	13	25	1000.2	31.2	63	9.3	NNE	8	13	30							6.2	10	13	30	10	14	30	2.9	10	13	32	10	13	42	26.2	8	17	53	11	6	40
日月潭	650.1	9	16	46	17.5	NE	8	12	50	894.2	29.8	44	10.0	ENE	8	9	30	8	9	10	8	10	40	20.6	10	16	20	10	17	20	7.2	10	17	0	10	17	10	43.6	8	14	20	10	7	40
澎湖	991.7	10	4	24	28.8	S	10	6	25	993.9	26.0	90	19.2	S	10	5	35	7	8	20	10	11	10	13.0	10	2	10	10	3	10	4.3	10	2	46	10	2	56	64.2	9	4	10	10	11	0
嘉義	994.0	9	16	0	15.1	S	10	11	50	1001.6	29.3	78	11.4	S	10	8	40	10	8	30	10	15	0	5.3	10	23	0	10	24	0	2.6	10	23	34	10	23	44	33.7	8	17	20	10	9	40
阿里山	3012.6	9	16	30									10.0	SSE	10	0	50	10	0	40	10	0	50	7.8	10	1	0	10	2	0	3.0	10	1	20	10	1	30	103.8	8	11	17	10	3	15
玉山	3003.1	9	17	0									31.7	ENE	8	9	30	7	22	10	10	15	0	12.1	10	2	20	10	3	20	3.8	10	3	0	10	3	10	222.2	7	18	20	10	15	0
永康	999.4	9	15	45	19.0	SSE	10	2	50	995.7	24.9	79	17.3	SSE	10	3	0	10	0	30	10	7	33	21.9	10	18	33	10	19	33	6.0	10	18	40	10	18	50	99.4	8	12	16	10	14	50
臺南	993.6	9	15	37	30.6	SSE	10	1	54	994.7	27.1	75	15.0	S	10	2	50	10	1	30	10	4	10	25.0	10	18	42	10	19	42	10.0	10	18	50	10	19	0	162.8	8	12	20	11	6	42
高雄	992.4	9	17	0	25.2	SE	9	23	0	995.1	24.4	88	19.0	SE	9	22	50	9	19	20	10	16	0	39.7	10	18	0	10	19	0	8.6	10	18	15	10	18	25	221.9	8	6	15	10	20	50
東吉島	991.1	10	3	30	34.2	SSE	10	3	50	992.0	25.2	97	27.2	NNE	8	21	0	8	8	0	10	14	0	7.6	10	0	0	10	1	0	4.2	9	9	50	9	10	0	57.4	8	19	50	10	7	40
恆春	993.2	9	15	47	25.7	NE	8	5	42	1000.1	25.8	95	16.0	NE	8	5	40	8	1	30	9	20	40	37.2	8	4	46	8	5	46	12.5	8	19	0	8	19	10	495.2	7	19	46	10	16	40
蘭嶼	998.6	8	16	0	31.0	E	8	18	5	999.8	23.0	100	26.0	E	8	20	0	6	9	0	10	14	20	43.8	9	10	0	9	11	0	18.2	9	10	10	9	10	20	489.9	8	8	0	10	15	3
大武	998.3	9	16	0	22.5	NNE	8	11	16	1005.0	24.8	98	14.0	NNE	8	18	10	7	8	0	10	2	30	50.8	9	10	20	9	11	20	11.1	9	10	28	9	10	38	648.0	8	6	0	10	14	0
臺東	999.4	9	15	30	17.8	ESE	9	18	40	1000.2	25.2	97	13.3	ESE	9	18	50	9	15	20	10	11	15	61.0	9	10	10	9	11	10	20.0	9	10	10	9	10	20	714.3	7	20	45	11	5	50
新港	1001.4	10	4	30	25.2	SSW	10	10	30	1005.2	24.8	95	17.0	S	10	5	40	7	9	0	10	15	10	78.0	9	1	16	9	2	16	26.0	9	1	57	9	2	7	750.8	7	13	10	10	14	15
花蓮	1003.0	10	4	16	20.1	SE	10	1	28	1004.3	24.1	94	13.6	SE	10	1	30	9	20	0	10	3	0	37.2	8	17	38	8	18	38	15.0	8	23	0	8	23	10	522.8	7	17	15	10	19	35
宜蘭	1002.9	10	4	0	20.0	NE	8	12	47	1008.9	24.7	91	16.7	NE	8	12	50	8 9	13 24	0 0	8 10	21 9	0 0	31.3	9	1	20	9	2	20	9.2	9	1	35	9	1	45	247.3	8	8	0	10	12	20

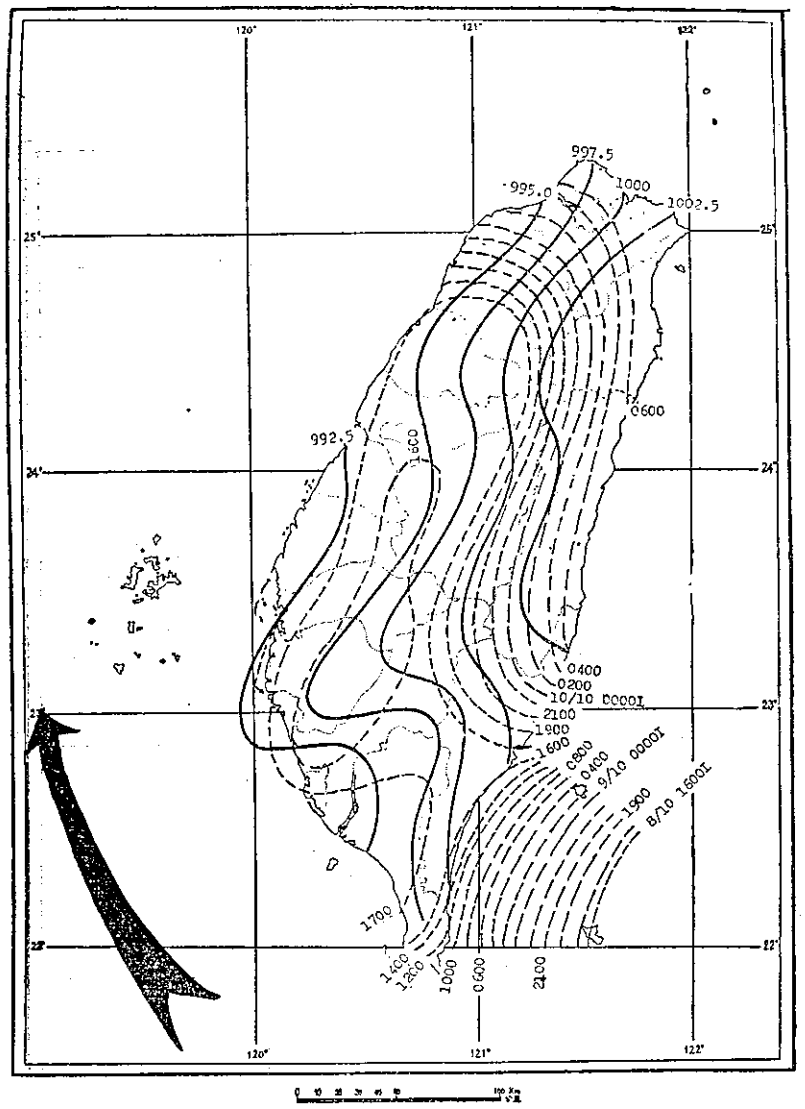


圖 9. 娜拉颱風經過臺灣海峽時，各地出現之最低氣壓及其同時線之分析
Fig. 9. The distribution of the lowest preassure and its isotimic analysis of Taiwan during Nora's passage.

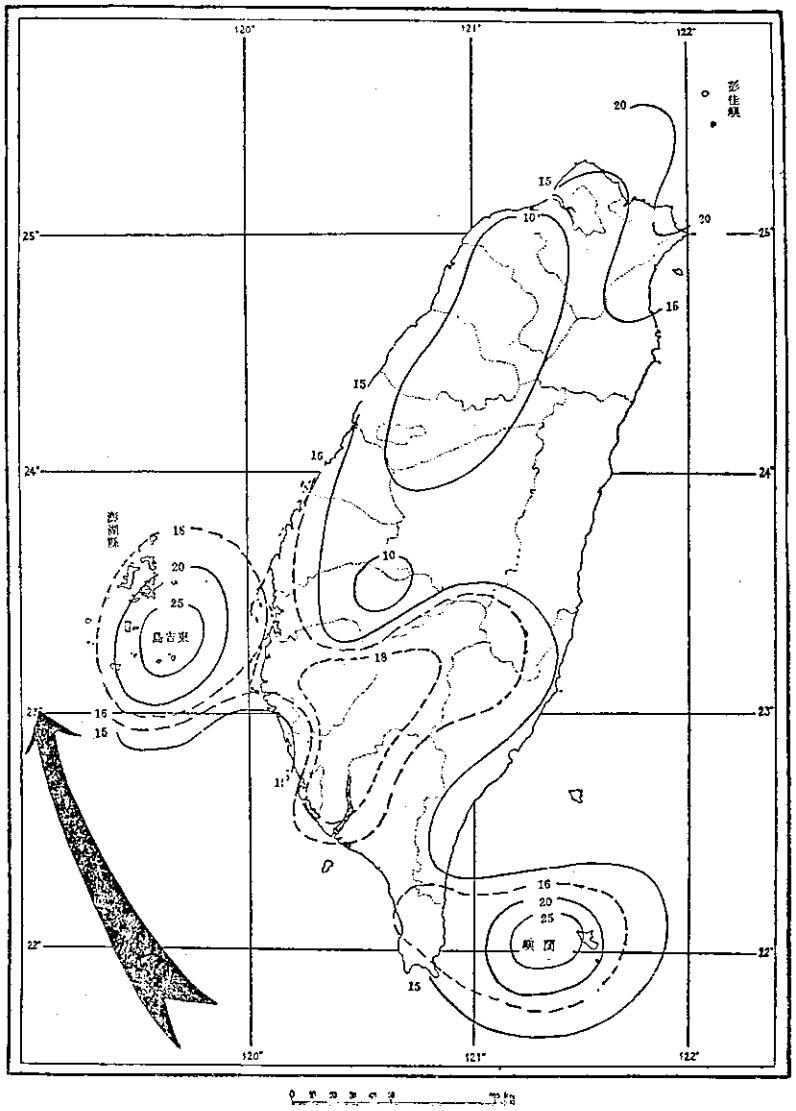


圖 10. 娜拉颱風經過臺灣海峽時各地出現之最大風速之等風速圖
Fig 10. The distribution of the maximum wind velocity of Taiwan during Nora's passage.

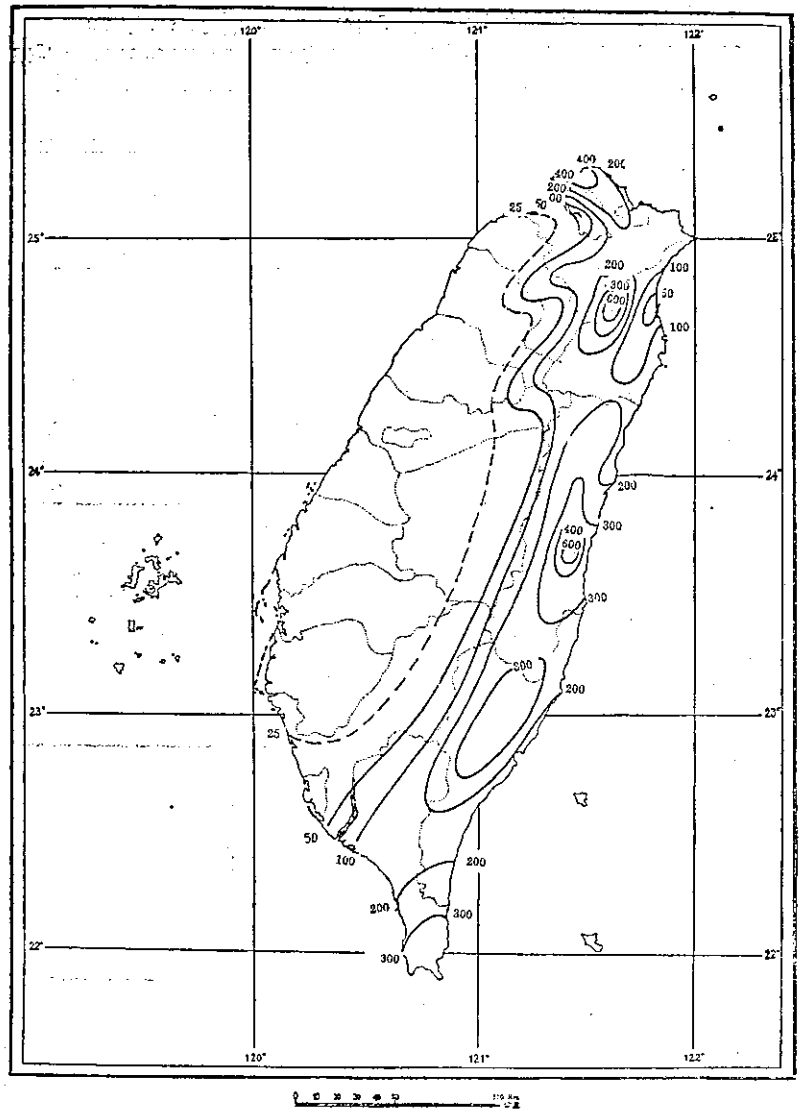


圖 12. 娜拉颱風經過期間臺灣之雨量分佈圖（民國62年10月8日）
Fig. 12. The rainfall distribution of Taiwan during typhoon Nora's passage (8, October, 1973).

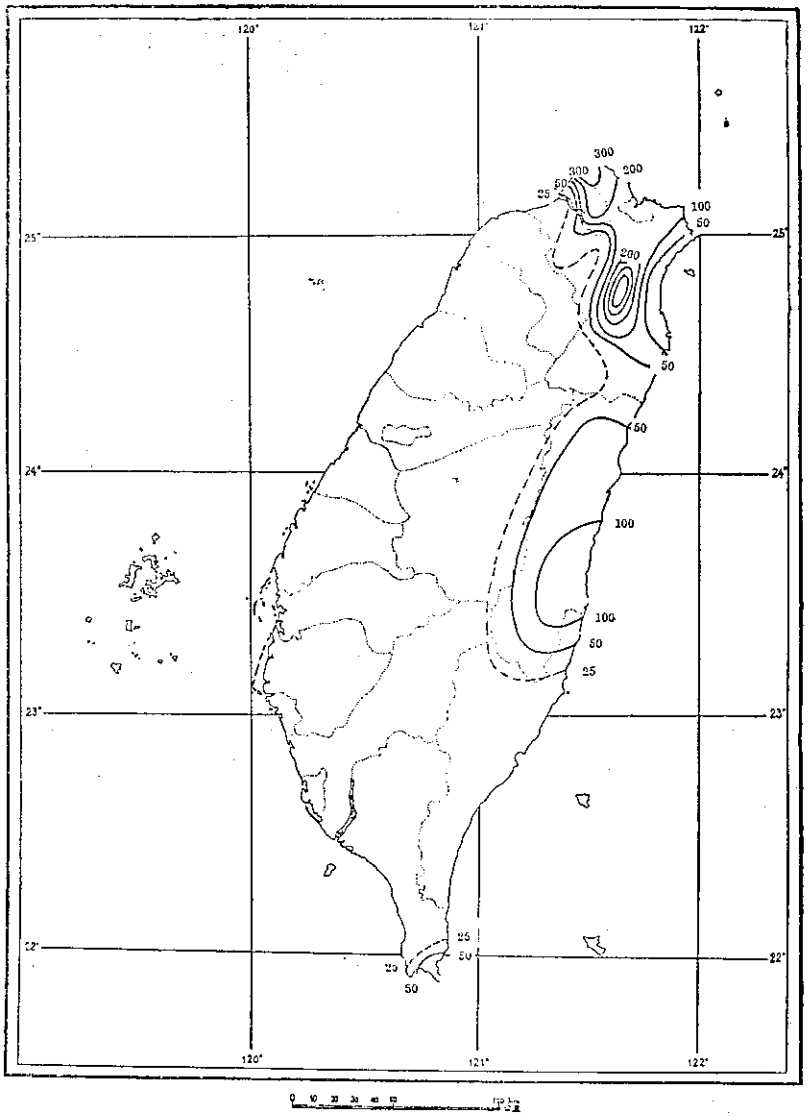


圖 11. 娜拉颱風經過期間臺灣之雨量分佈圖（民國62年10月7日）
Fig. 11. The rainfall distribution of Taiwan during typhoon Nora's passage. (7, October, 1973)

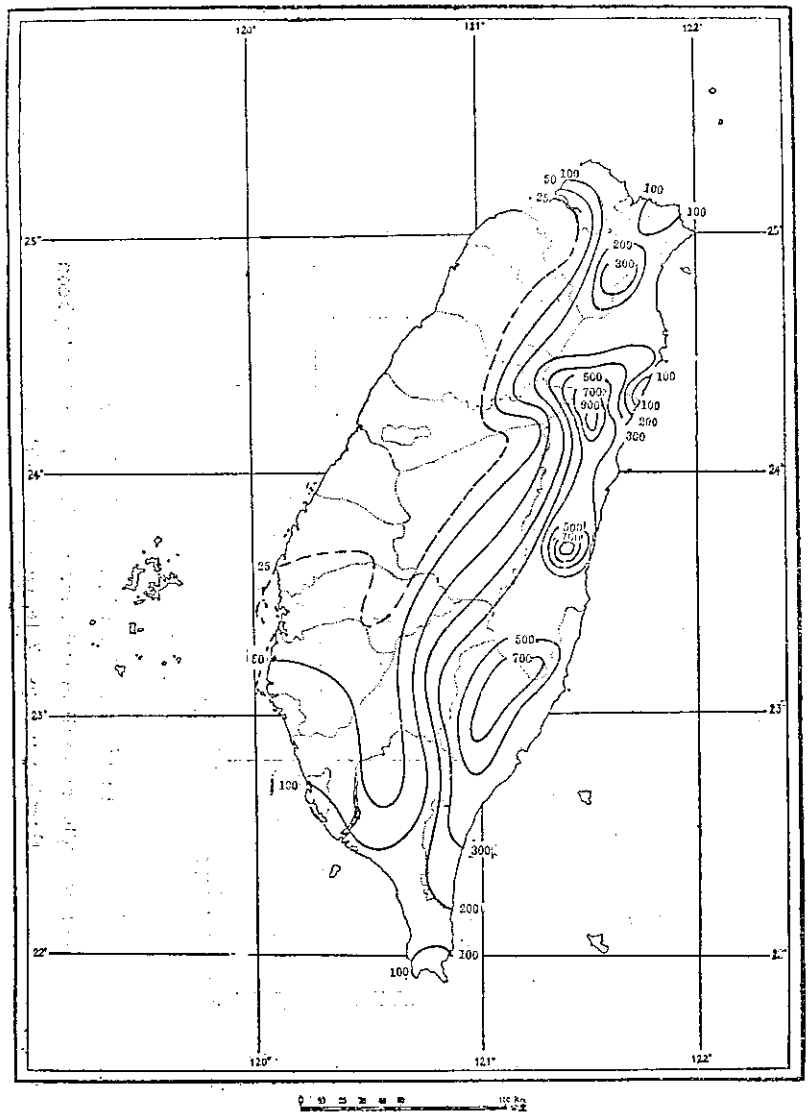


圖 13. 娜拉颱風經過期間臺灣之雨量分佈圖（民國62年10月9日）
Fi,g 13. The rainfall distribution of Taiwan during typhoon Nora's passage (9, October, 1973).

圖 14. 娜拉颱風經過期間臺灣之雨量分佈圖（民國62年10月10日）
Fig. 14. The rainfall distribution of Taiwan during typhoon Nora's passage (10, October, 1973).

影響下有大量之降水量，至 20 時中心已在恆春南方約 250 公里之海面上，颱風之西南氣流已吹到花蓮臺東一帶，因受中央山脈之抬升作用而產生生豐沛之降水量，圖 12 爲 10 月 8 日之等雨量線圖，圖中可看出最大暴雨中心在蘭陽的天埤有 1250.0 公厘之日雨，鞍部有 541.1 公厘。花蓮地區之大觀有 635.2 公厘而臺東之馬路蘭有 468.0 公厘，在這些暴雨中心附近尚有許多地方測得超過 300 公厘之降水量，而本省北部盆地以南至中南部各地區雨量尚少，大都不足 50 公厘。

(3) 10 月 9 日：9日娜拉在恆春西南方約 160 公量之海面上向西北進行，西南氣流已取代東北氣流，中央山脈以東地區有豐沛之雨澤，其他地區亦有大量之降水量，唯桃園以南，臺中以北一帶其雨量仍微。圖 13 爲 9日等雨量線圖，暴雨中心已南移至花蓮及臺東地區，其中以花蓮之大觀有 1361.2 公厘爲最大之日

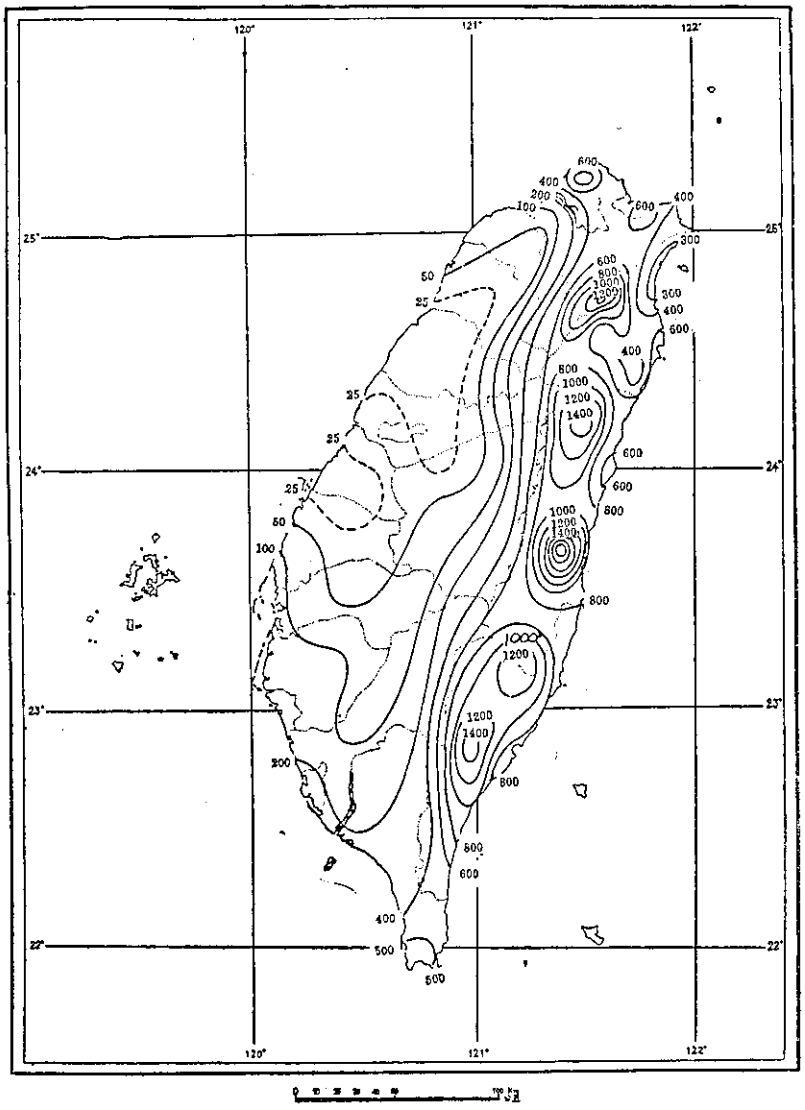


圖 15. 娜拉颱風經過期間臺灣之雨量分圖

Fig. 15. The rainfall distribution of Taiwan during typhoon Nora's passage. (7–16, October, 1973)

雨量，打破全世界最大日雨量之記錄而臺東之紅葉有 857.6 公厘爲第二雨量集中中心，北部行大屯山區及蘭陽一帶雨勢已減小，日雨量最大達 419.5 公厘（山脚），陽明山爲 174.9 公厘，而花蓮臺東一帶之日雨量大都達 300 公厘以上，很多地區達 600 公厘以上，由此可見該區之水患是不可避免的。

(4) 10 月 10 日：娜拉颱風，10 日8 時已在金門之南方海面上，此時本省南風盛行，雨量中心顯見南移，位於臺東北部一帶，各地雨勢亦見減弱，圖 14 爲10日之等雨量線圖，圖中可看出大屯山區，蘭陽地區及花蓮一帶雨量不多，甚少地區達 100 公厘以上，而臺東地區尚有多處在 100 公厘以上，最大雨量中心約 520 公厘，集中在臺東北部山區一帶。

由以上之分析知此次颱風所帶來之雨量，在中央山脈以東之多雨區係由北部向南部遲延，7 日降水量以蘭陽地區居首，大屯山區之雨量亦相當可現，8 日花蓮地區之雨量已慢慢增多，但遠比蘭陽地區爲少。9 日則在臺東及花蓮地區有兩大暴雨中心，而大屯山區及蘭陽區之降水量已顯見減少。

2. 娜拉颱風過境間總雨量之檢討：

娜拉颱風過境期間卽 10月7日至 10日，由本局所屬各測候所及民間測站所得之記錄，降水量主要集中在北部大屯山區，蘭陽地區及花蓮臺東地區，此季節適逢諸區之雨期，水份之滲透量及蒸發量不大，只要一連續性豪雨產生，水災之患是在所難免的。就蘭陽地區而言，該區是一向東開口之三角洲平原，山區之降水量須流經平原注入太平洋，如此豐沛之降水量必然會造成該區之水災。其次就花蓮臺東地區而言，此區之降水量亦須東流注入太平洋，7 日起，該區之降水量已逐漸增多，至 9 日達到高潮期，因水份之滲透及蒸發量甚少，加上娜拉颱風之西南氣流產生一種流水東流之阻力，由於這些原因更加强該區之水災程度。

此期之總雨量非常大，達 1000 公厘以上之地區有鞍部、天埤、太元山、山脚、圓山、大農、富里、水簾、溪畔、大觀、瑞穗、光復、綠水、瑞豐、鹿野、里壠等等，尚有許多地方也有相當可觀之降水量，參考表 4。

表 4. 娜拉颱風侵襲期間各地雨量紀錄表

Table 4. The rainfall list of Taiwan area during typhoon Nora's passage.

單位：公厘

站名 \ 雨量日	十月 七日	十月 八日	十月 九日	十月 十日	總計
基隆市	161.3	156.4	198.1	26.2	542.0
鞍部	325.6	541.1	156.6	33.0	1055.8
陽明山	224.9	454.9	174.9	41.9	892.6
臺北市	53.2	41.86	48.5	40.4	183.9
臺北縣 淡水	44.2	2.0	43.3	24.2	173.7
〃 三重	23.5	41.6	26.2	33.3	124.6
〃 烏來	23.0	68.0	270.0	72.0	433.0
〃 龜山	21.2	69.5	154.0	22.0	366.7
〃 新店	37.5	58.4	192.8	15.8	304 5
〃 新莊	23.0	36.0	47.5	—	106.5
桃園縣 澤仁	8.9	49.1	24 8	5.7	88.5
〃 巴陵	113.2	169.2	80.0	8.9	371.3
〃 楊梅	13.0	48.0	23.0	8.5	92.5
〃 大園	72.0	25.4	8.5	5.6	111.7
新竹縣 秀巒村	18.7	25.6	39.3	12.2	95.7
〃 玉山	6.3	24.3	6.5	15.7	52.8
〃 羅山	0.4	9.9	7 8	12.3	30.1
〃 關西	—	9.6	30.8	6,6	47.0
〃 五峯	5.0	16.0	10.8	13.7	63.5
新竹市	2.0	13.8	7.4	6.7	29.9
苗栗縣 竹南	—	—	4.5	1.0	5.5
〃 馬都安	—	6.5	6.0	7.5	20.0
〃 橫龍山	—	4.2	5.9	5.0	15.1
〃 橫屏	5.2	4.2	6.7	8.0	24.1
〃 觀霧	16.0	20.0	49.0	50.0	135.0
宜蘭縣 天埤	470.0	1250.0	232.0	16.0	1968.0
〃 三星山	26.0	173.4	131.2	98.2	428.8
〃 太元山	0.2	310.0	275.3	79.0	1093.3
〃 南澳	21.6	104.2	214.0	264.0	603.6
〃 澳尾	6.5	48.2	105.0	219.0	378.7
〃 山脚	394.5	350.3	419.5	27.5	1191.8
〃 圓山	900.0	650.0	170.0	4.0	1724.0
〃 圓山進水口	846.0	631.0	168.0	74.0	1719.0
〃 梵梵	728.5	403.2	26.2	19.2	1177.1
宜蘭市	42.2	41.0	159.6	56.2	299.0
臺中縣 七張犁	—	—	14.7	15.9	30.6
〃 聚興	—	2.8	8.2	7.7	18.7
〃 萬斗六	—	—	15.2	13.0	28.2
〃 北勢坑	—	2.5	8.4	8.4	19.3

站名	雨量	十月 七日	八日	九日	十日	總計
臺中縣	大肚	—	2.6	9.8	25.7	38.1
〃	環山	12.3	78.7	178.0	18.0	287.0
〃	達見	—	35.2	74.5	16.5	126.2
〃	梨山	5.7	8.0	150.0	12.5	348.5
臺中市		—	2.7	5.6	6.8	25.1
南投縣	埔里鎮	—	4.5	15.9	12.0	32.4
〃	天池	70.0	325.0	625.0	73.0	1093.0
〃	奧萬大	—	6.0	103.0	184.0	293.0
〃	合歡山	0.9	42.4	38.7	23.4	105.4
〃	丹大	35.0	115.0	90.0	60.0	300.0
〃	集集	—	—	—	15.0	15.0
〃	武界	—	12.5	16.5	18.0	47.0
彰化縣	萬全	—	1.4	13.2	10.3	24.9
〃	溪州	0.3	—	12.5	11.0	33.8
〃	二林	—	—	—	16.0	16.0
〃	溪湖	—	—	23.6	20.0	53.6
〃	北斗	—	—	16.7	14.5	31.2
〃	水尾	—	1.3	14.2	9.0	24.5
〃	彰化鎮	—	—	—	23.3	23.3
〃	溪州	—	0.7	13.0	7.4	21.1
〃	員林	—	2.3	12.3	10.2	24.8
〃	竹塘	—	0.6	15.0	9.2	24.8
〃	田中	—	—	19.0	24.0	43.0
花蓮縣	花蓮市	35.0	199.0	223.0	96.6	554.0
〃	大農	117.3	417.8	502.0	59.5	1097.6
〃	吳全城	75.2	278.0	370.8	61.8	815.8
〃	平和	86.9	249.0	445.0	36.8	817.7
〃	瑞穗	166.0	356.5	403.5	38.0	964.0
〃	大觀	189.5	635.2	1361.2	159.7	2354.6
〃	鳳林	140.0	329.0	392.5	84.5	946.0
〃	田埔	47.5	143.0	190.0	75.2	455.7
〃	豐田	74.6	242.8	560.0	49.4	926.8
〃	富里	25.0	277.0	895.0	167.2	1364.2
〃	大富	122.5	335.5	383.5	57.9	599.4
〃	水簾	69.7	237.4	760.8	94.5	1162.4
〃	清水發電所	83.9	248.0	442.0	280.0	1053.9
〃	溪口	98.5	254.0	427.0	87.5	867.0
〃	溪畔	36.5	256.0	602.0	200.0	1094.5
〃	奇萊	75.0	300.0	676.0	98.0	1149.0
〃	卓溪	7.2	74.2	375.0	452.0	908.4
〃	龍溪	78.5	269.8	287.5	64.7	700.5
〃	光復	117.3	417.8	502.0	59.5	1096.0
〃	綠水	51.3	282.0	1095.0	129.0	1557.3

站名	雨量	十日 七日	八日	九日	十日	總計
雲林縣	斗六鎮	—	—	17.5	12.5	30.0
〃	北港鎮	—	1.2	41.5	58.0	100.9
〃	龍岩	—	—	23.0	14.0	37.0
〃	斗南	—	—	17.3	11.4	28.7
〃	水林	—	—	6.4	54.8	61.2
嘉義縣	嘉義市	—	1.2	31.5	11.5	44.2
〃	朴子	—	—	42.8	27.1	69.9
〃	布袋	—	5.5	46.7	55.4	107.6
〃	蒜頭	—	1.8	30.2	21.0	53.0
〃	新港	—	2.0	35.0	14.0	51.0
〃	南端	—	4.3	39.4	16.6	60.3
〃	阿里山	—	8.2	24.7	37.2	70.1
臺南縣	二溪	—	16.5	64.8	27.5	108.0
〃	和順	—	20.0	78.0	52.0	150.0
〃	和安	—	20.0	84.0	53.0	157.0
〃	媽祖廟	—	17.5	89.0	67.0	173.5
〃	關子嶺	—	6.0	42.0	11.0	59.0
臺南市		—	20.7	90.2	54.0	164.9
臺南縣	新吉	—	19.3	74.8	51.1	145.1
〃	七股	—	20.0	52.8	84.0	156.8
〃	白河	—	7.2	44.8	11.9	63.9
〃	鹽水	—	5.6	39.3	37.0	81.9
〃	柳營	—	7.9	32.4	30.0	70.3
〃	善化	—	13.8	73.5	32.2	119.5
〃	玉井	—	16.8	69.7	12.5	99.0
高雄縣	歸仁	—	24.0	73.5	45.0	142.5
〃	沙崙	—	22.0	68.0	48.5	138.5
〃	關廟	—	20.3	67.0	52.1	139.4
〃	仁德	—	16.2	92.5	60.2	168.9
高雄市		—	10.5	112.4	99.0	221.9
高雄縣	大澤	—	21.3	92.4	31.6	145.3
〃	路竹	—	23.1	65.4	69.2	157.7
〃	美濃	—	43.5	73.0	14.0	130.5
〃	六龜	—	—	32.0	59.5	91.5
〃	小港	2.0	42.2	135.8	56.0	236.0
〃	橋頭	—	32.0	82.5	84.8	199.3
〃	鳳山	—	31.4	65.7	57.8	154.9
臺東縣	瑞源村	23.0	370.0	720.0	187.0	1300.0
〃	瑞豐	18.0	373.5	758.4	228.0	1377.0
〃	利嘉	15.0	375.0	398.0	132.0	920.0
〃	池上	—	50.0	570.0	412.0	1032.0
〃	中福里	10.5	386.0	546.0	205.3	1147.8
〃	鹿野	12.5	302.0	583.0	122.0	1019.5

站名＼雨量＼日		十月 七日	八日	九日	十日	總計
臺東縣	知本	12.4	288.0	389.0	185.0	874.4
〃	卑南	8.0	320.3	334.5	118.4	832.1
〃	嘉路蘭	15.0	4[illegible]8.0	291.0	66.0	780.0
〃	里壠	—	102.0	748.0	521.0	1371.0
〃	臺東	22.9	164.8	463.0	63.6	714.3
〃	大武	13.0	350.6	280.0	150.0	910.0
〃	成功	8.0	190.0	280.0	185.0	663.0
〃	太麻里	20.0	195.0	358.0	82.6	755.6
〃	紅葉	10.5	383.5	857.6	181.3	1432.9
屏東縣	恆春	5.8	300.6	161.0	29.6	497.0
澎湖縣		—	—	29.5	41.1	70.6
屏東縣	崁頂	1.3	56.5	67.2	37.4	192.4
〃	太源	0.9	116.5	84.0	31.5	232.9
〃	萬丹	1.9	39.1	47.4	31.0	119.4
〃	車城	—	60.0	—	19.0	79.0
〃	春日	24.5	180.5	209.6	34.8	494.4
〃	墾丁	80.3	207.0	68.0	28.0	376.3

五、災　　情

娜拉颱風挾帶豪雨，根據臺灣省警務處所發表之公報中知臺東、花蓮、宜蘭三縣造成嚴重之災害，其他縣北損失較輕，茲將各地災情報告如下：

㈠人員傷亡：

1. 死亡12人（臺東縣7人，花蓮縣2人，宜蘭縣1人，基隆市1人，桃園縣1人）。
2. 失踪28人（臺東縣21人，花蓮縣7人）。
3. 重傷1人（臺東縣）。
4. 輕傷5人（宜蘭縣3人、屏東縣1人，澎湖縣1人）

㈡房屋倒塌：

1. 全倒：294間（臺東縣131間，花蓮縣50間，宜蘭縣74間，屏東縣5間、基隆市6間，臺北縣2間（汐止）雲林縣6間，高雄縣13間，臺南縣4間，臺南市2間）。
2. 半倒：164間（臺東縣94間，花蓮縣10間，宜蘭縣42間，屏東縣6間，基隆市6間，臺北縣（汐止）4間，高雄縣1間，臺南縣1間）。

㈢橋樑、堤防、水圳：

1. 臺東縣26處堤防水圳崩潰，計有3513公尺，橋樑全毀3座（半屏橋，槟榔橋、溫泉市橋），半毀5座（太原橋、康樂橋、北太麻里橋、鹿野橋、知本橋）。
2. 花蓮縣壽豐溪南端1000公尺沖毀，北端沖毀500公尺，木瓜溪堤防沖毀600公尺，萬里溪南端堤防沖毀30公尺，馬太鞍溪堤防沖毀50公尺，太康堤防沖毀100公尺。
3. 宜蘭縣堤防毀一處有10公尺，損壞705公尺。

㈣交通：

1. 臺東縣鐵路、公路受災嚴重，交通中斷。
2. 花蓮縣富源，穗北間鐵路沖毀600公尺，光復萬里間鐵路橋頭沖毀，瑞穗舞鶴間鐵軌沖毀50公尺。瑞穗、穗北間路基沖壞15公尺，瑞穗舞鶴間路基沖毀50公尺，富源穗北間路基沖毀20公尺。蘇花公路，花東海岸公路亦均路基受損，不能通車。
3. 宜蘭縣公路路基損壞25處，共有1210公尺。

㈤農作物：

1. 臺東縣農作物普遍受災，情形嚴重。
2. 花蓮縣淹水180甲。
3. 宜蘭縣淹水1900甲。
4. 高雄縣作物損失：香蕉300公頃，水稻2公頃，蔬菜33公頃。
5. 臺南縣甘蔗吹倒350甲。
6. 澎湖縣蔬菜、農作、蜜瓜等受損約42甲。

㈥搶救災民：

1. 臺東縣7792人。
2. 花蓮縣1209人。
3. 宜蘭縣485人。

㈦收容災民：

1. 臺東縣4421人。
2. 花蓮縣880人。
3. 宜蘭縣307人。

㈧其他

1. 玉里二號堤防上被水圍困8人，於11日晨由空軍派直昇機救出。
2. 臺北縣登山協會會員男女37人，因颱風豪雨影響，被困於南湖大山，經宜蘭縣警察局召集山地青年服務隊聯絡營救，使被困人員安全下山。
3. 高雄縣盛興鑑號漁船被吹走，下落不明。澎湖縣漁船損失二艘，沉沒一艘。
4. 嘉義東石港埤農場報告，在嘉義西方甘蔗倒伏折斷，二期水稻部份被壓伏地上，不能成熟。

附列娜雨颱風之位置表如。

表5. 本局所發佈颱風資料表（娜拉颱風）

Table 5. The forcasting items of typhoon Nora issued by Central Weather Bureau.

日	時	中心位置 北緯	中心位置 東經	中心氣壓 mb	最中風速 浬/時	暴風半徑 30浬/時	暴風半徑 50浬/時	進行方向及速度 浬/時	資料來源
7/10	12Z	17.2	123.0	920	125	200	100	NNW 10→5	C. W. B.
	18Z	18.1	122.6	925	125	200	100	NNW 10→5	C. W. B.
8/10	00Z	19.2	121.5	930	110	200	100	NNW 10→5	C. W. B.
	06Z	19.5	121.0	940	95	175	60	NW 10	C. W. B.
	12Z	20.5	120.3	940	70	175	60	NW 10	C. W. B.
	18Z	20.6	119.9	975	60	175	55	NW 5	C. W. B.
9/10	00Z	20.7	119.6	980	60	120	60	NW 4	C. W. B.
	06Z	21.4	119.5	980	60	120	40	NW-NNW 4	C. W. B.
	12Z	22.0	119.3	980	60	120	50	NNW 8	C. W. B,
	18Z	22.8	119.0	980	60	120	50	NNW 8	C. W. B.
10/10	00Z	23.9	118.6	980	50	120	—	NNW 10	C. W. B.
	06Z	24.9	118.2	990	35	50	—	NNE 10	C, W. B.

（上接第61頁）

(6)中國石油公司之石油探堪船全羅號受到威脅達16小時之久。

(7)蘇花公路因豪雨造成坍方交通受阻，技工丁培俊搶修中殉職。

(8)澎湖一漁船失踪，五位漁民下落不明。

(9)高雄港三艘船斷錨，幸未發生意外。

(10)臺東山洪暴發，30名國小學生被困返高雄途中。

附列魏達颱風之位置如表2。

表2. 本局所發佈之颱風資料表（魏達颱風）

Table 2. The forcasting items of typhoon Wilda issued by Central Weather Bureau.

日	時 (Z)	中心位置 北緯	中心位置 東經	中心氣壓 mb	最大風速 理/時	暴風半徑 30 浬/時	暴風半徑 50 浬/時	進行方向及速度 浬/時	資料來源
2/7	00	20.7	117.8	985	50	125		NNW 6	C. W. B
	06	21.6	117.7	985	55	125		NNW→N 7	C. W. B
	12	22.2	117.7	985	55	125		N→NNE 7	C. W. B
	18	22.9	117.8	985	55	125		N→NNE 8	C. W. B
	21	23.2	117.9	985	55	125		NNE 8	C. W. B
3/7	00	23.7	118.1	985	55	125		NNE 10	C. W. B
	06	24.5	118.3	990	40	125		NNE 10	C. W. B
	12	25.2	118.4	995	40	75		NNE 10	C. W. B
	18	26.0	118.5	995	40	75		NNE 10	C. W. B
4/7	00	28.0	120.0	1000	30	—		NNE 15	C. W. B

（紀水上執筆）

Volume ,20 Number 1 March 1974

METEOROLOGICAL BULLETIN

(Quarterly)

CONTENTS

Articles

Meteorology Used for The Prevention on Fire Disasters ..... *Kenneth T. C. Cheng* (1)

The Spiral Cloud Patterns over Eastern Asia as Viewed by the Satellite ..... *Pao-chin Hsu* (5)

A Study of The Regional Climate and Weather in Taiwan (continued) ..... *Pao-kang Wan* (15)

A Study on Typhoon Recurvature in Northwest Pacific Area ..... *Chin-huai Hsu Bor-yih Wang* (33)

A Study of the Rainfall at Taipei ..... *Rei-ai Li* (45)

Reports

Report on Typhoon "Wilda" ..... *Research Section* (57)

Report on Typhoon"Nora" ..... *Research Section* (62)

CENTRAL WEATHER BUREAU

64 Park Road Taipei,

Taiwan, Republic of China

氣 象 學 報

季 刊

第二十卷　第二期

目 次

論 著

空氣來源之探索……鄭子政（1）

臺灣五地之溫度分析與降水量統計……劉衍淮（7）

臺北市大氣污染預測模型之研究……呂世宗、汪重光、蔡木金、陳福來（19）

西太平洋高壓消長及其颱風行徑關係之研究……陳毓雷、鮑學禮（31）

報 告

民國六十二年北太平洋西部颱風概述……研究室（47）

氣 象 學 報

季 刊

第二十卷　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：三七三一八一（十線）

發 行 人　劉　大　年

社　　長　劉　大　年
電話：三一〇八四〇

印 刷 者　文英印書公司

地　　址　臺北市三水街七號
電話：三三四七二四

中華民國六十三年六月出版

空 氣 來 源 之 探 索

鄭 子 政

A Geochemical Survey on Origin of the Earth's Atmosphere

by Kenneth T. C. Cheng

ABSTRACT

The origin of the Earth's atmosphere has long been puzzled by the meteorologists. Numerous recent investigations into this problem made by many geochemists during last two decades had shown a model of fairly good shape. For the interests of junior meteorologists in this country the writer is motivated to make a summarized review on this subject through all available literature that he could find.

The history of the Earth's atmosphere can generally be divided into two stages: i. e. the air around the Earth before precambrian age said about 4.5 aeon (10^9) years was mainly anaerobic and the air environment in late precambrian about 2.0 aeon years ago became aerobic when the living organism appears. The plant activity over the Earth modified the environment of the atmosphere to a drastic change from non-oxidative to oxidative through a period of interchange. The atmospheric environment of the Earth was just as well as other planets like Jupiter or Mars in dominance with methane and ammonia during its incipient stage. During paleozoic period the constituent of oxygen composed in the atmosphere can only meet with one percent of the present-atmospheric-level.

Air is a mixture of gases. For this reason, the constituents of the atmosphere must be treated indepentently. The element of oxygen was first considered in the discussion since all organism over the Earth are depending for their survival. The evolutionary story of carbondioxide and water vapour were treated in next. Then the ammonia and nitrogen were to be discussed in some detail. Some rare gases like helium, neon, argon and etc. have been finally refered.

All organisms cause changes in their environment, but only humans have the power to wipe out all other life on the Earth and destroy the very environment on which they depend. The oxidative atmosphere was to be found the sole environment which the scientists are known to be existing in th solar system. The humans must precautiously take care of their atmospheric environment in which they are depending for their survival. It makes the conclusion of the paper.

空氣的原始

人生存於空氣領域之中，不能須臾離開了空氣；如魚遨遊乎江湖之上，不能片刻離去水域。魚都不知水之爲何物；人亦常不省空氣之由來。空氣在地球表面的聚積，究竟於何時開始，乃屬於煞費疑猜的問題。從隕石成分分析與地表鈾同位素（Uranium isotopes）含量估計，此種氣體在空際間圍繞於地球星體之外蓋約在地質時期前寒武紀（Precambrian age）前約在四十五億年至六億年之間。按十億年（10^9）稱爲一愛榮（Aeon），在此時期以前，在地球化學（Geochemistry）上地殼與空氣的成分顯然與今日情況大有差異存乎其間。當時空氣屬於一種無氧的環境（Anaerobic environment）。氧之爲物對於當時的生物界爲一種毒素。空氣從無氧狀態而轉變爲今日的多氧環境（Oxidative environment），蓋在寒武紀中期，約在二十九億與十八億年之間，然後因植物的活動，由於氧的污染效應（Pollutional ffect），形成氣圈世界的劇變。使在無氧時期間的生物悉歸於冥滅，而以能適存於多氧世界的生物，於是乎繁育。在地球化學過程上，又產生一種新的特徵，即在地表的有機與無機物質，均由於逐漸氧化而趨於遞降(Degradation)。此種現象約出現於地球歷史的近十億年中。空氣中主要的成分並無大變化，僅在由鉀——四十同位素所蛻變（Disintegration）的產物，氬——四十同位素有所增加，而在空氣中二氧化碳的含量，可能有所增減，而幾度發生波動（Fluctuation）現象。在太古時期，空氣中氧的含量遠較今日爲低，而在空氣中的氫與由氫所產生的沼氣（CH_4）則遠較今日爲多。再就前寒武紀帶狀鐵礦，黃鐵砂石（Pyritic sandstones），鈾礦，碳酸石礦亦皆經證實爲無氧時期產物。由生物所產生有氧環境中最早化石蓋見於二十七億年前。無氧環境中生物與有氧環境中生物並存時期約有十億年之久；而有氧環境替代無氧環境，約在十四億五千萬年之前。在奧陶紀（Ordovician）時代相等於四至五千萬年前，比較現在空氣含氧量標準（Present atmospheric level）僅能及乎十分之一。自前寒武紀至古生代(Paleozoic) 過渡期間空氣含氧量約增加現在空氣標準的百分之一。待至志留紀（Silurian）時期陸地動物已經出現，空氣含氧量始續增加至現在空氣標準之十分之一。此空氣含氧量標準通稱爲巴士德標準(Pasteur level)。據盤根訥（Berkner）與馬歇爾(Marshall) 曾解釋乃由於日射光波不同波段對於氣成分所產生光化作用的結果，使空氣中含氧量逐增增加。賀倫 Holland, H. D) 則稱空氣演進的歷史可分爲三個時期；㈠空氣中充塞由火山所噴發高度含氫氣體及岩漿（Magma）與天然鐵（Native iron），此概爲一短暫時期。假定空氣中部份原素係由地心內部所噴發，由此推論，氧顯然不屬於地心中的產物；㈡天然鐵漸次消失，由於火山所噴出氣體與氧相化合而產生氧化作用（Oxidation）與風化（Weathering）現象。由低價鐵（Ferrous iron-Fe_2O_3）轉變而爲高價鐵（Ferric iron-Fe_2O_3）。硫化氫（Hydrogen sulphide-H_2S）則與水相混合而爲硫酸鹽（Sulphate）因而轉爲沉積物（Deposits）。在第二時期中氮原素可能爲空氣主要的成分，二氧化碳可能替代沼氣，而參雜於風化與化學沉澱（Chemical precipitation）過程中。此階段可能結束於十億年之前；㈢第三時期開始後，由光合作用（Photosynthesis）所發生的產氧率（Biogenetic rate）已凌駕於氧化整個火山噴發氣體之上。待至古生代後期，氧的累積率（Rate of Accumulation）則大致已進入於一個恆定時期。

空氣主要成分的分析

空氣是一種壓縮性的混合氣體，其所含化學原素的成分，倘以水汽除外，可分爲二類：一爲恆定性原素，如氮居空氣總容量百分比百分之七十八；氧佔其百分之二十一；氬約居其容量百分之一。他如二氧化碳、氖、氦、氪、沼氣、與氫之類，一般通稱爲稀有氣體。而另一爲變動性原素，如臭氣，二氧化氮、二氧化硫、硫化氫、氨、亞氧化碳、與氡及其他種放射性氣體之類，其含量每視所在時與地的環境而有變異。氧有較强親合性每易與他種原素相組合，若氧原子與氫分子相化合而爲水；氧分子與碳原子組成二氧化碳；氧與硫化合爲二氧化硫；氧分子與氮原子組合爲二氧化氮等等，而形成多種混合氣體。由此可見，氧在空氣各種原素中爲含量豐多而活躍的分子。由於空氣中各種氣體的含量與其淵源皆不相一致。空氣中較輕原素如氫與氦皆分佈於星際間，而存在於一星體內部而其爲量至微。至於氬四十同位素則由於鉀四十同位素蛻變而來，概在地球固體化時約在四、五十億年前事。氧之來源一般認爲在有機物發見之後。在地球原始可稱爲無原始空氣（Primordial atmosphere）的存在。地球本體在泰空間亦係由漿體星雲所凝聚，

當時其他心引力甚微，因之，不可能有整體的原始空氣。所以深論空氣的來歷，必須就空氣成分中各種原素分別言之。

㈠氧原素演進的歷史　混沌初開，地球表面有大宗固體流出物（Effluents）爲等量的氣體，由於結晶作用（Crystallization）而釋出大宗原始的水汽、與二氧化碳、氮、二氧化硫、氫、氯及他種稀有氣體。在火山噴發物中並無氧原素的存在。於一九六〇年間，科學家由實驗中發現氨基酸（Aminoacids）與任何種有機酸（Organic acid）相組合，可成各種結構形態。細胞結構之複雜原素受光的刺激（Photoexitation）於稀薄空氣中經過紫外光波照射，遂受能源的催化而產生化學合成（Chemosynthesis）現象。在無氧空氣環境中，有機物質如胺基酸有較長時期安定性，且能在空氣中迅速遞阻（Degradation）而在經過能見光波（Visible light）能源催化之後轉變爲重要產生氧的（Oxygenic）因素。在太古界（Archeozoic）與元古代（Proterozoic）期間已昭示有氧原素活動，其來源殆於紫外光波能源催化水汽而產生光離作用 Photodissociation)的結果。其化學過程程式如是（$H_2O+2h_v \rightarrow 2H+O$）（按程式中 h_v 符號指爲光能催化劑）。或由水汽與二氧化碳經過光離作用之後，而產生碳水化合物與氧原素（$H_2O+CO_2+h_v \rightarrow \{CH_2O\}+O_2$）。比利時氣象學者倪閣蕾（Nicolet）解釋原始空氣中缺氧原因由於甲烷（卽沼氣 CH_4）對於紫外輻射活動力甚强，其遇氧原素相組合之後，卽產生水汽與二氧化碳及氫，此種化學過程稱爲『鄔萊效應』（Urey effect）。因而在奧陶紀以前，沼氣旺盛，乃形成缺氧狀態。自古生代泥盆紀（Devonian）以後，經歷中生代（Mesozoic）與新生代（Cenozoic），空氣中含氧量標準，雖稍有波動變化，僅在石炭紀（Carboniferous）中有比較劇烈的變動之外，但大致尙無大變化。

氧原素無所往而弗屆，因其可以存在於氣態，液態或固態環境中。在碳、氮、硫、磷、與氧化鐵及砂之類的有機與無機物中，皆有氧的化合物。氧在地殼中含量居百分之四十七，僅次於鐵。在水域（Hydrosphere）中含氧量約佔百分之十，而在空氣層中僅居其百分之零點零壹。據鮑文（Bowen, H. J. M.）論地表以每平方公尺空氣柱中所含各成分總量以公斤計，水汽爲三十公斤，氧爲二三〇〇公斤。在水域中氧之氣體約爲二〇公斤；有機的氧爲五公斤；而無機的氧爲七十五公斤。至於在岩石圈（Lithosphere）中所有無機的氧則估計達二千零四十萬公斤。在空氣層中氧原素主要的來源可能卽由於日射光能所產生的光離作用（Photodissociation）與由生物所產生的光合作用（Photosynthesis），使在大自然環境中產生氧的循環（Oxygen cycle）。以現況而言，生物循環（Biological cycle）似乎爲控制大氣層中氧含量的主宰。而氧的三原子臭氧，係經由光離作用所形成的產物，視爲保護地面生物圈（Biosphere）的存在，而得避免於宇宙射線的傷害，皆屬於空氣層中氧原素的功德。

㈡水汽與二氧化碳演化過程　據魯培（Rubey, W. W）稱地球表面多種氣體如水汽（H_2O）、二氧化碳（CO_2）、氯、氮、硫、氫等類大抵皆爲地球星體於形成初期火山作用(Volcanic action)所經剩餘揮發性物質（Excess volatiles）。此類揮發性物質的來源有多種假設：㈠隨同地球有始俱來；㈡由於在地球原始時在鐵質經氧化過程中所產生；㈢由於地心放射熱（Radioactive heating）所生熱效應（Thermal effects）的結果；㈣由於連續火山作用的聚積；㈤由於太陽風（Solar wind)的增長（Accretion）。按岩漿（Magma）自地心中流出，其溫度達攝氏一千二百度以上，而岩漿中所含水汽成分僅有百分之二左右。因此推想地球在熔化時期(Moltenstage)有大量水汽留存於地表一點，殊費曲解。一九五九年林伍德（Ringwood）謂在地心凝成時由碳質球狀結構物質（Carbonaceous chondritic material）化爲金屬鐵（metallic Iron）時，有大量二氧化碳、一氧化碳與水汽釋放入空氣層中。空氣中較輕的物質如氫、氦之類則多逃逸至空氣圈外層。二氧化碳由於其密度較大，因而遺留於地面。二氧化碳有吸收紅外線輻射功能，可能產生增暖的效應。推論空氣層中水汽與揮發性物質雖由地心中所噴發，但係經久聚積而來，因稱之謂聚積假說（Accretion Hypothesis）。冷鐵梅（Latimer）則稱水汽係由於水化矽酸鹽（Hydrated silicate -Si $(OH)_4$）與水化鋁酸鹽（aluminate -Al $(H_2O)_4$）分解所得。當水汽與二原質之碳化物（Carbide）鐵、鎳或鈷（此類金屬二碳化合物常見於隕石中）相化合時每產生碳化氫（Hydrocarbon），其化學程式如是：（$Fe_3C+4H_2O=CH_4+Fe_4O_4+2H_2$）。在水汽與低氧化鐵（Ferric Oxide Fe_2O_3）相生作用時卽化爲磁鐵石（Magnetite），其化學過程由下程式中可見（$3FeO+H_2O \rightarrow Fe_3O_4+H_2$）。此爲一種放熱反應（Exoth-

ermic reaction)。而能在火山的能量中增加熱能。至於在二氧化碳發生的過程則可以下列化學程式表示之 ($Fe_3C+2FeO=5Fe+CO_2$)。在此反應程序由熱量 (heat) 轉變爲能量 (Energy) 過程中，其功能的 熵(Entropy)，將於每攝氏一度產生五十卡路里 (Catorie)。因而在金屬鐵形成過程反應中又使水汽轉化而爲氫原素。($Fe+H_2O=FeO+H_2$) 亦有假設稱二氧化碳係由碳酸鎂 MgCO 經過熱分解而產生的反應。由此推論則二氧化碳亦屬於由地心內部逐漸釋出而流露於地殼之外者。空氣中一部份二氧化碳又進入於有機物內體而形成爲大宗石灰石 (Limestone)、珊瑚礁 (Coralreef)、煤 (Coal)、石油 (Detroleum)、土瀝青 Asphalf) 與地瀝青 (bitumen) 而消失於氣層與水域中。植物亦經營其光合作用而將二氧化碳轉變爲碳水化合物。雖此耗用量較低但在生物圈中含量將八倍於此量，其儲藏於海水中者將達七十倍於此量，二氧化碳多見於星體內部之氣體中，若以其他恒星(Fixed stars)之外圍而言，曾見於火星，而可能爲火星上空氣中主要氣體。金星 (Venus) 上亦有之，但甚稀薄至於在木星 (Jupiter) 上則僅有氫，氨與沼氣而已。

㈢在地球化學過程中的氨與氮　按前說引證，地球表面氣體原素以氧除外多係由地球內心所釋出，因而推想地表的氮原素，可能卽由於地球內部的矽酸銨 (Amonium silicates－$(NH_4)_2SiO)_3$ 或氮化鐵 (Ironnitride-Fe_3N) 所由來，經過放射蛻變 (Radioactive decay)，空氣中乃遺留氨 (NH_3) 或氮 (N)。在原始時期空氣中含有豐多的氨 (NH_3) 與沼氣 (CH)。此顯示在原始地殼的環境中氮與氫 (N_2 $+H_2$) 皆居於優越的地位。在地表金屬鐵存在時，而地殼與氣圈尚未分解階段，氨可能亦屬易於消散 (Fugacity)狀態。在地面沼氣充塞時期卽使鐵與石墨及矽殼 (Iron+graphite+Silicate crust) 相結合而產生沉澱作用 (Precipitation)，因而使氨獨居於優勢。地球生物原始遠在有花崗岩層 (Granitic crust) 之後，此時期空氣中氮原素含量乃超越乎氨之上。空氣中有氧之環境，或稱始於在有有機體之後，經過光合作用 (Photosynthesis) 之效應，此或有未盡然處，蓋在空氣上層之水汽，經過日光離解 (Photodissociation) 之後，卽已有氧原素的產生。質言之，氮原素存在於岩石中超過於空氣中可達五十倍之多。在地球原始可能卽儲存於矽酸銨與金屬氮化物 (Metal nitrides) 之中。一部份的金屬氮化物至今仍封存於地殼中，而矽酸銨則在大氣層與地殼分解時期將大部份氮素釋出至空氣中。此氮素在生物原始時期之前，初到氣層之中爲氨，繼而經氧化過程而轉爲氮。鈉的化合物有高度溶解性，因之在水域中有極多鈉離子。銨 (NH_4^+)經過氧化後卽轉入空氣層而爲氮分子。此種情況可與其他星體外圍氣體相互比較。例如在木星外圍空氣的成分仍多屬於氨 (NH_3) 與沼氣 (CH_4) (甲烷)。顯然屬於與地球初期情況相近。在火山爆發時的氣體中測驗到有大量的氯化氨 (Ammonia chloride－NH_4Cl)。此類氨的產生可能卽由於鐵的氮化物 (Iron nitride) 與水汽化合的結果。由化學程式 ($2FeN+3H_2O=Fe_2O_3+2NH_3$) 中顯然可以明瞭，在熱的分解中，氨甚易於與氮發生氧化作用。一部份氨進入地面之後，又轉變爲有機銨化合物與其他碳氫化合物 (Hydrocarbons)。至於地面有生物之後，因空氣中有氧的存在，其餘部份的氨隨卽與氧相化合。氮在地表空氣層中雖其含量最多，但在其他星體上則尚屬於烏有。更顯見由於氧化的結果，空氣中尚有約百分之十的氮則經沉澱而爲硝石 (Nitrate)，因之消失於空氣中。

㈣幾種稀有氣體的來源　現在空氣中稀有氣體的成分與含量，要不多乎下列幾種：

氣體容量 (以 10^{-5}%爲單位)		地球表面含量 (每平方公分克數 g/cm²)
氦 (He)	52.0	0.00069
氖 (Ne)	180.0	0.013
氬 (Ar)	93,00.0	12.9
氪 (Kr)	10.0	0.0029
氙 (Xe)	0.8	0.00037

氬原素於各種稀有氣體中在空氣含量內爲最高者。氬的來源認爲由放射性鉀四十 (Radioactive potassium-^{40}K) 同位素蛻變 (disintegration) 而來。鉀四十有雙重蛻變過程：(甲) 鉀四十蛻變爲鈣四十加貝他射線 ($^{40}K\rightarrow^{40}Ca+\beta$)；(乙) 鉀四十遇負電子而蛻變爲氬四十 ($^{40}K+e^-\rightarrow^{40}Ar$)。前一項反應過程屬於準常的貝他蛻變 ($\beta$-disintegration)，而後一項則爲鉀四十擄獲負電子後而蛻變爲氬四十的結果。在空氣中所含有氬百分之九十九點六皆屬於氬四十。空氣內氬四十總含量 (0.66×10^{20}g) 中約百分之六十，皆在地質時期由鉀四十蛻變的結果，因而深信在空氣中氬亦爲在地質時期由地殼中所演化而來。

近時天文學上研究，吾人獲知氦、氖與他種稀有氣體在其他恆星上皆有所發見。因此以整個宇宙論，

並非爲稀有氣體，且充塞乎宇宙之間，僅在地球上空氣層與岩石中其所有含量甚低而已。按隕石成分（Chondritic composition）以設想地球的結構，地球表面氦原素百分之三十三可能皆產生於地球球狀結構時期。地球表面較輕的氣體較諸較重的氣體，其逃逸率（Rate of escape）自屬較大。稀有氣體在現有大氣層中含量有顯著的降低，可能爲今日的大氣層與海洋皆屬於次生（Secondary）形成的結果。

結　　語

空氣中各種成分來源的分析，已作一番簡潔的引述。吾人已知在混沌初開時期，地球表面的空氣的成分與今日空氣的成分迥異。空氣成分的演變隨同有機物原始而來，其間曾歷經十億年之久。在大自然物質循環中，其所需時日最短暫者莫過於大氣下層中所含有的水份。每年由海面蒸發生空中的水汽約十倍於由河川流歷於海洋的水量。換言之，海洋表面的水汽，由大陸於短時期內再循環（Recycle）以至海洋中者僅居其百分之十而已。液體或氣體水份滯留於陸上平均的羈泊時間可自五十年至二百年之久。自工業革命以來，由於化石燃料（Fossil fuel）消耗量的增加，使空氣中二氧化碳含量有急劇的增加，大約三倍於二氧化碳回復至化石儲庫（Fossil reservoir）之容量。二氧化碳用諸於光合作用部份僅及於每年由燃料所產生容量的七分之一。至於每年二氧化碳回復至化石部份則僅及於燃料所生二氧化碳容量的千分之一。而在空氣中每年取諸於氧庫之耗蝕量則遠超過於氧之新生量。因而使空氣中現在含氧量標準將趨於降低，而空氣質地日益轉趨於惡劣；水域環境污染程度，亦日臻於嚴重；生物生存的環境亦瀕於破壞的危險；氣候亦日趨於改變。人類爲生存在空氣多氧環境中有機物，維護空氣成分質地的良善，乃屬於必要的之舉。人類自應有珍惜其生活環境的觀念。大氣成分之變化，端賴人類在各地區作經常之偵察與分析，然後始能明瞭大氣質地演變之傾向，以採取控制與防範的措施，而得維持在今日世界中生物永遠生存於良善多氧的空氣環境中。

參 考 文 獻

(1) Urey, H. C., 1952, "The Planets: Their Origin and Development", New Haven, Yale University Press.

(2) Berkner, L. V. and Marshall, L. C., "Oxygen: In the Easfh's Atmosphere" In Fairbridge, Q. W., ed., 1972, "Encyclopedia of Geochemistry and Envirenmental Sciences"' Van Nostrand Reinhold Co., New York, pp. 849-861.

(3) Wolgemuth, K. M., "Oxygen on the Earth", In the"Encyclopedia of Geochemistry and Environmental Sciences" ed. by R. W. Fairbridge, Van Nostrand Reinhold Co. N. Y., pp. 861-864.

(4) Pilkey, O. H., "Calcium: Element and Geochemistry", "In Encyclopedia of Geochemistry and Environmental Sciences". pp. 100-103.

(5) Stevenson, J. F., "Nitrogen: Element and Geochemistry", In "Encyclopedia of Geochemistry and Environmental Sciences", pp. 795-801.

(6) Dugdale, R. C., "Nitrogen Cycle", Ibid. Fairbridge, pp. 801-809.

(7) Johnson, F. S., 1973, "The Origin of the Earth's Atmosphere" mimeographed paper under ths Research of NASA Grant NGL 44-004-001.

(8) Miyake, Y., 1965, "Elements of Geochemistry" Maruzen Co. Tokyo, Japan, Chapt. IV, "Geochemistry of the Atmosphere", pp. 117-201.

(9) Kranskopf, K. B., 1967, "Introduction to Geochemistry", McGraw Hill Bk. Co.. N. Y.

(10) Holland, H. D., 1962, "Model for Evolution of the Earth's Atmosphere", In Engel, A. E. J. et al., "Petrologic Studies", Geol. Soc. Am., Boulder, Colo., pp. 447-478.

(11) Bowen, H. J. M., 1966. "Trace Elements in Biochemistry", New York, Academic Press.

(12) Rubey, W. W., 1951, "Geological History of Sea Water", Geol. Soc. Am. Bull. 62, 1111-1148.

(13) Turekian. K. K., 1972, "Outgassing of the Panet Earth", Ibid. In Fairbridge, pp. 836-838.

(14) Eugster, H. P., 1972, "Ammonia snd Nitrogen in the Earlier Atmotphere",

Ibid. In Fairbridge, pp. 32-33.

(15) Dayhoff, M. O., et al, 1967, "Venus Atmosphere Evolution", Science, 155, pp. 556-558.

(16) Hohnson, F. S., 1970, "The Oxygen and Carbon Dioxide Balance in the Earth's Atmosphere", In Singer, S. F.' ed., "Global Effects of the Environmental Pollution", D. Reidel Publ. Co., Dordre2 cht, The Netherlands.

(17) Lerman, A., 1972 "Sea Water, Geochemical Balance", Ibid. In Fairbridge, pp. 1070-1075.

(18) Winitz, M., 1967, "Amino Acids, Occurence, Structure and Synthesis" In "Encyclopedia of Biochemistry" edited by Roger J. Williams and Others, Reinhold Publishing Corp. pp. 54-64.

(19) Jastrow, R. and Rasool, S. J., "Planetary Atmospheres" In "Introduction to Space Science" 2nd. edition, 1968, edited by Hess, W. N. and Mead, G. D., NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland. pp. 780-794.

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、稿件請註明作者眞實姓名、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、稿中引用之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、來稿一經刊載即致稿酬，每千字按三十元至五十元計算。創作論著稿之特具價值者另議。

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）

臺灣五地之溫度分析與降水量統計*

劉　衍　淮

Statistical Analysis of Temperature and Precipitation Observations of Five Stations in Taiwan

Yen Huai Liu

ABSTRACT

The earliest meteorological stations in Taiwan where observations began since 1897, are located in Taipei, Taichung, Penghu, Tainan and Hengchun respectively. This study is based upon the observations made at these five stations published in the SUMMARY REPORT OF METEOROLOGICAL DATA IN TAIWAN 1897-1952 and 1951-1960 by the Taiwan Weather Bureau.

For analysis of the temperature method of harmonic analysis was used and equations of Fourier's series of the five stations were computed. The curves of the annual variation of temperature were composed of one wave. its period was 12 monthes, two waves their periods were six monthes and three waves their periods were four monthes. The amplitudes of these different waves of the five stations in Taiwan were 3.69-6.71, 0.24-0.99, and 0.07-0.18, and it was clear that the computation of waves with further shorter periods was unnecessary.

Statistics of the 64 years annual precipitation of the five stations in Taiwan were made. The arithmatic mean of precipitation was highest at Hengchun, 2281.2 mm, and lowest at Penghu, 1036.0 mm. The absolute maximum of annual precipitation occured at Hengchun, 3594.6 mm was the highest among the annual rainfalls of the five stations, and the absolute minimun of annual precipitation occured at Penghu, 323.3 mm was the lowest among the annual rainfalls of the annual rainfalls of the five stations. The precipitation data of these five stations were divided into groups of equal class intervals, and the approxistimate statical characteristics were computed. It should bear in mind that the values assigned to a class are more or less different, depending on the magnitude of the classes, but they will be treated as if they were equal to one another and in fact, equal to the class centers. The computed approximate mean of precipitation at Penghu was only 4.9 mm less the arithmatic mean of precipitation, but at Hegnchun it was 74.1 mm more then the arithmatic mean of precipitation. Approximate standard deviations, medians, quar-

* 本研究之完成曾獲國家科學委員會補助

tiles, and octiles of the precipitation data of the five stations were also computed by use of the grouped data. From this computation one can get a clear picture of scattering of precipitations in 64 years at the five stations in Taiwan.

壹、序　　論

在氣候要素中，溫度與降水量二者最爲重要，因此二者直接表示出一地之寒暑乾濕，而對於該地植物動物與人類的生活，有重大的影響，因之，勿論是觀察一地或一區的自然環境——氣候，或進一步作氣候帶或氣候區的劃分，無不以溫度與降水量二者爲依據，以此，各地測候所無不以此二者爲最重要的觀測和記錄的項目。

臺灣各地測候所中，臺北、臺中、澎湖、臺南與恒春五地測候所成立最早，自西曆 1897 年，卽民國前 15 年起已開始觀測，迄今未斷，直到 1960 年的各地氣象記錄，已公佈於臺灣省氣象所編印的臺灣累年氣象報告 1897-1952，與臺灣省累年氣象報告續編 1951-1960，二巨册中，1897-1952 之報告中，含有 23 地測候所的紀錄資料，續編 1951-1960 之報告中有連同新增測候所鹿林山共 24 地的氣象資料，在此二巨册中除上述五地共有 1897-1960 總數 64 年的觀測資料外，其餘 19 地測候所皆成立於 1897 以後的年代，記錄長短不一，玆將記錄最長到 1960 年共有 64 年資料五地測候所地名，國際電碼站號，緯度，經度及出海高度列表如下：

地　名	電碼站號	北　緯（度，分）	東　經（度，分）	出海高度（公尺）
臺　北	692	25　02	121　31	8.0
臺　中	751	24　09	120　41	77.1
澎　湖	735	23　32	119　33	9.4
臺　南	743	23　00	120　13	12.7
恒　春	752	22　00	120　45	22.3

本研究係就上述臺灣五地64年之各月平均溫度，使用調和分析法，計算出代表五地溫度年中變化之傅立葉級數（Fouriers'series）方程，觀察以一年爲週期之氣溫波動的週期性，此外尙研究五地 64 年年降水量所顯示的統計特性，我們知道氣溫的年中變化和日射的年中週期關係密切，地面的向外輻射和夜長也直接影響陸面氣溫的變化，此外氣溫的年中變化尙由下列因素決定：1.緯度，2.水陸分布，3.雨季和雲量，4.高度，調和分析不僅可以顯示溫度變化的週期性，也可藉以觀察不同週期溫度波發生的原因。

臺灣五地年降水的統計，使用直接計算法與分組資料的間接計算法，以得出五地64年年降水量的平均值，極端值，標準偏差，中位數，四分位數與八分位數等統計特性，使人對臺灣五地年降水量的情況，有一清楚的認識。

貳、臺灣五地之溫度分析

一、調和分析

調和分析是述說週期現象方法的一種，週期現象是其中因變數在通常爲時間的自變數相等間隔重複出現的現象，許多氣候要素大約日位最低時達一極端值，約在日位最高時又達相反的極端值，日位高度的年中變化，是氣候要素週期性年中變化的自然原因。

調和分析法使用傅立葉級數，在氣象學和氣候學中比較常用的傅立葉級數的方程式如下：

$$y=a_0+a_1\sin(x+A_1)+a_2\sin(2x+A_2)+\cdots\cdots+a_k\sin(kx+A_k)+\cdots\cdots$$

式中 y 代表任一等距觀測值，a_0 爲衆觀測值的算術平均，a_1、a_2……a_k 爲各重疊波的偏差或振幅 A_1、A_2,……A_k 爲決定 y 極端出現 x 值的相角（時間的）。x 代表角度，由下式計算之。

$$x=iz,\quad z=\frac{360^\circ}{p},\quad i=0,1,2,\cdots\cdots$$

p 指週期之長，爲年中 12 個月，則 $p=12$,

$z=\frac{360}{12}=30^\circ$. $2z=60^\circ$, $3z=90^\circ$……，

按三角學中合角定律，容易將 y 的公式變成：

$$y=a_0+a_1\sin x\cos A_1+a_2\sin 2x\cos A_2+\cdots\cdots$$
$$+a_1\cos x\sin A_1+a_2\cos 2x\sin A_2+\cdots\cdots$$

以　$p_1=a_1\sin A_1$,　$p_2=a_2\sin A_2$,……

$q_1=a_1\cos A_1$,　$q_2=a_2\cos A_2$,……

則　$y=a_0+p_1\cos x+p_2\cos 2x+\cdots\cdots$
$+q_1\sin x+q_2\sin 2x+\cdots\cdots$

以 u_0, u_1, u_2,……u_i,……u_{n-1} 爲觀測值自平均值 a_0 的偏差，將這些數量置入方程式中代替 y, x 爲 $x=iz$ 的相當值所代替，而 $i=0\ 1,2,\cdots\cdots(n-1)$，則得有 n 個方程式，而可以計算 p_1, q_1, p_2, q_2,……

觀測數目如大於常數數目，則使用最小平方法，得出下列常數的方程式：

$$p_1=2/n\,[u_0\cos 0+u_1\cos z+u_2\cos 2z+\cdots\cdots+u_{n-1}\cos(n-1)z]$$

$$q_1=2/n\,[u_0\sin 0+u_1\sin z+u_2\sin 2z+\cdots\cdots+u_{n-1}\sin(n-1)z]$$

$$p_2=2/n\,[u_0\cos 0+u_1\cos 2z+u_2\cos 4z+\cdots\cdots+u_{n-1}\cos 2(n-1)z]$$

$$q_2=2/n\,[u_0\sin 0+u_1\sin 2z+u_2\sin 4z+\cdots\cdots+u_{n-1}\sin 2(n-1)z]$$

$$\vdots$$

$$p_k=2/n[u_0\cos 0+u_1\cos kz+u_2\cos 2kz+\cdots\cdots+u_{n-1}\cos(n-1)kz]$$

$$q_k=2/n[u_0\sin 0+u_1\sin kz+u_2\sin 2kz+\cdots\cdots+u_{n-1}\sin(n-1)kz]$$

按 p_k 與 q_k 的定義：

$$\frac{p_k}{q_k}=\tan A_k,\qquad \frac{p_k}{\sin A_k}=a_k$$

因而：$p_k^2+q_k^2=a_k^2$ 或 $a_k=\sqrt{p_k^2+q_k^2}$，包拉克代 (L. W. Pollak) 作出了計算方程式的方法，玆就其在氣候學上常用的 12 等距觀測的方法說明之。

12 等距觀測可爲年中 12 個月的月平均值，一般而論，月平均大致代表月中央日期的平均值，28天月份的 14 日，30 天月份的 15 日，或 31 天月份的 16 日的平均值。

12 等距值傅立葉級數前四項乘 u_1 用以求 p_1, q_1, p_2, q_2, p_3, q_3 的 cos 和 sin 的常數如下：

i	求 p_1 的 cos iz	求 q_1 的 sin iz	求 p_2 的 con2iz	求 q_2 的 sin2iz	求 p_3 的 cos3iz	求 q_3 的 sin3iz
0	1.0	0	1.0	0	1.0	0
1	0.866	0.5	0.5	0.866	0	1.0
2	0.5	0.866	− 0.5	0.866	− 1.0	0
3	0	1.0	− 1.0	0	0	− 1.0
4	− 0.5	0.866	− 0.5	− .8660	1.0	0
5	− 0.866	0.5	0.5	− 0.866	0	1.0
6	− 1.0	0	1.0	0	− 1.0	0
7	− 0.866	− 0.5	0.5	0.856	0	− 1.0
8	− 0.5	− 0.866	− 0.5	0.866	1.0	0
9	0	− 1.0	− 1.0	0	0	1.0
10	0.5	− 0.866	− 0.5	− 0.866	− 1.0	0
11	0.866	− 0.5	0.5	− 0.866	0	− 1.0

以表中數值乘偏差 u_1，就得出 p_1, q_1, p_2, q_2, p_3, q_3。p_k 的係數是 cos kiz，q_k 的係數是sin kiz，通常於計算時取三位小數已足够正確。

使用計算表，在 p_k 或 q_k 的行列中，易將乘積寫出，將每行相加的和再乘以 2/n，於 12 觀測，即 n=12，則 2/n=1/6，如此即得 p_k, q_k 等，有了 p_k, q_k, 就可以使用下式計算相角 A_k 和偏差 a_k。

$$\tan A_k=p_k/q_k;\quad a_k=p_k/\sin A_k$$

有了 A_k 後，還需要決定這一角度是在那一個象限，這可以由 p_k 和 q_k 的符號是正是負來決定：

1. $+p_k$, $+q_k$, 則 A_k 是在第一象限，直接算出的角度，就是 A_k 的角度。

2. $+p_k$, $-q_k$, 則是 A_k 在第二象限，$A_k=180°-$計算出的角度。

3. $-p_k$, $-q_k$, 則 A_k 是在第三象限，$A_k=180°+$計算出的角度。

4. $-p_k$, $+q_k$, 則 A_k 是在第四象限，$A_k=360°-$計算出的角度。

二、臺灣五地之溫度分析

1. 氣溫觀測資料

根據臺灣累年氣象報告續編，臺灣成立最早五處測候所 1879-1960 之各月及年平均溫度 (°C) 如下：

	臺北	臺中	澎湖	臺南	恆春
一月	15.2	15.8	16.3	17.1	20.5
二月	15.1	15.9	16.0	17.3	20.7
三月	17.2	18.5	18.6	20.1	22.5
四月	20.8	22.1	22.2	23.5	24.7
五月	24.2	25.4	25.3	26.5	26.7
六月	26.7	26.9	27.2	27.5	27.5
七月	28.2	27.8	28.1	28.0	27.7
八月	28.1	27.6	28.0	27.7	27.4

九　月	26.5	26.7	27.3	27.3	26.9
十　月	23.1	23.9	24.8	25.0	25.5
十一月	20.1	20.7	21.2	21.8	23.5
十二月	17.0	17.4	18.4	18.6	21.5
年	21.9	22.2	22.8	23.4	24.6

2.傅立葉級數方程與由之計算的結果

使用包拉克的計算方法求得臺灣五地氣溫之調和分析傅立葉級數方程如下：

臺北 $y=21.9+6.71\sin(x+257°52')+0.24\sin(2x+228°22')+0.18\sin(3x+157°37')$

臺中 $y=22.4+6.23\sin(x+260°50')+0.71\sin(2x+249°47')+0.16\sin(3x+115°01')$

澎湖 $y=22.8+6.16\sin(x+256°23')+0.82\sin(2x+240°32')+0.12\sin(3x+146°18')$

臺南 $y=23.4+5.64\sin(x+262°28')+0.99\sin(2x+253°02')+0.17\sin(3x+90°00')$

恒春 $y=24.6+3.69\sin(x+264°15')+0.60\sin(2x+24.5°10')+0.07\sin(3x+74°04')$

由以上五地溫度年中變化之方程式，可知年中週期波係由三種不同週期的波重疊而成，即一年有一個週期，一年有二個週期，及一年有三個週期之三種波所合成，也就是週期爲一年的一個波，與週期爲半年（六個月）的二個波，與週期爲三分之一年（四個月）的三個波合成溫度年中變化線所代表之波。週期爲一年的第一波遠較他二波爲重要，振幅介於 3.69-6.71 °C 之間，週期爲半年之波，振幅不及 1°C，週期四個月之波，振幅小於 0.2 °C 由五地溫度年中變化之級數方程，算得五地年中各月溫度如下：

	臺北	臺中	澎湖	臺南	恒春
一　月	15.2	15.7	16.2	17.0	20.5
二　月	15.1	16.0	16.1	17.5	20.8
三　月	17.3	18.5	18.5	20.0	22.5
四　月	20.8	22.1	22.2	23.6	24.8
五　月	24.3	25.3	25.3	26.4	26.7
六　月	26.8	27.0	27.2	27.6	27.6
七　月	28.2	27.7	28.0	27.9	27.7
八　月	28.2	27.7	28.1	27.9	27.5
九　月	26.4	26.6	27.1	27.2	26.9
十　月	23.2	24.0	24.9	25.1	25.5
十一月	20.0	20.6	21.7	21.8	23.5
十二月	17.0	17.5	18.4	18.7	21.5

3.觀測值與計算值之比較

下表給出觀測值減計算值之差數如下：

	臺北	臺中	澎湖	臺南	恒春
一　月	0	− 0.1	− 0.1	− 0.1	0
二　月	0	+ 0.0	+ 0.1	+ 0.2	+ 0.1
三　月	+ 0.1	0	− 0.1	− 0.1	0
四　月	0	0	0	+ 0.1	+ 0.1
五　月	+ 0.1	− 0.1	0	− 0.1	0
六　月	+ 0.1	+ 0.1	0	+ 0.1	+ 0.1
七　月	0	− 0.1	− 0.1	− 0.1	0
八　月	+ 0.1	+ 0.1	+ 0.1	+ 0.2	+ 0.1
九　月	− 0.1	− 0.1	− 0.2	− 0.1	0
十　月	+ 0.1	+ 0.1	+ 0.1	+ 0.1	0
十一月	− 0.1	− 0.1	− 0.1	0	0
十二月	0	+ 0.1	0	+ 0.1	0

由臺灣五地氣溫觀測值減由級數公式計算出之數值的差數，可見爲臺灣五地求出的級數方程，恒春者最能令人滿意，全年 12 個月中有 8 個月計算得之結果，與觀測所得者完全相符，另有 4 個月計算值小於觀測值 0.1°C ，次爲臺北所求得之方程式計算值年中有 5 個月與觀測值相等，5 個月計算值低於觀測值 0.1 °C，2 個月高於觀測值 0.1 °C，澎湖年中有 4 個月計算值與觀測值相等，3個月計算值較低0.1°C，4 個月高於觀測值 0.1°C，1個月低於觀測值 0.2°C，臺中年中有 2 個月計算值與觀測值相等，5 個月計算值低於觀測值 0.1 °C， 5 個月高於觀測值 0.1 °C，爲臺南所計算得之級數方程式，給出之計算值全年只有 1 個月與觀測值相符合，計算值 4 個月低於觀測值 0.1°C，2 個月低於觀測值 0.2°C，5 個月高於觀測 0.1°C，此爲計算 3 個週期溫度波之結果，作者亦曾作四個重疊波，即到 $a_4\sin(4x+A_4)$ 之計算，但以偏差太小，無補級數方程式的正確性，以臺南而論，$a_4=0.0281$，溫度計算，通常僅取一位小數，計算結果並不能改變表中臺南各月溫度的計算值。臺灣五地 64 年各月平均溫度所形成年中變化的級數方程式，所代表之各月溫度，除澎湖有一個月高於觀測 0.2°C，臺南有 2 個月低於觀測 0.2°C，其他月份差誤都不超過 0.1°C，或則完全與觀測符合，是此項方程式頗爲合用或謂爲頗有代表性。

4.相對偏差

級數方程式中三波的偏差或振幅，a_1, a_2, a_3 等的意義，要看其與算術平均（即年平均溫度）比率而

定，此即相對偏差，數值爲百分數（%），臺灣五地溫度之調和分析所得三波之相對偏差如下：

	臺北	臺中	澎湖	臺南	恒春
第一波	6.71/21.9＝30.64%	6.23/22.4＝27.81%	6.16/22.8＝27.02%	5.64/23.4＝24.10%	3.69/24.6＝15.00%
第二波	0.24/21.9＝ 1.10%	0.71/22.4＝ 3.17%	0.82/22.8＝ 3.60%	0.99/23.4＝ 4.23%	0.6 /24.6＝ 2.44%
第三波	0.18/21.9＝ 0.84%	0.16/22.4＝ 0.27%	0.12/22.8＝ 0.53%	0.11/23.4＝ 0.73%	0.07/24.6＝ 0.28%

5.極端溫度日期

由溫度的調和分析中的相角 A_k，可以得出極端溫度出現日期，最高溫度出現日期的時角 $x_{max}=kx+A_k=90°$ 或 $450°$，最低溫度出現的時角，和最高溫度出現的時角，相差 180° 以一年爲週期的第一波而論，是 $k=1$, $kx=x$, $x+A^1=450°$, 例如臺北，$A_1=257°52'$ 是 $x_{max}=450°-257°52'=190°08'$，最低溫度出現在 $x_{min}=192°08'-180°=12°08'$。

一年共有 365.25 日，週期爲 360°，是

$1°=\frac{365.25}{360}=1.0145$ 日，且於 31 日之月，平均溫度大約相當於月中第 16 日的溫度，將時角化爲日數，須將 x 角乘以 1.0145, $1.0145\times192°.133=194.92$ 日或約爲 195 日，195＋16＝211 日，年中第 211 日就是 7 月 30 日，最低溫度日期和最高溫度日期相差 180°＝183 日，故最低溫度是在 211－183＝28 日，年中第 28 日即爲 1 月 28 日，如此計算，臺灣五地最高溫度與最低溫度日期如下：

	最高溫度	最低溫度
臺北	7 月 30 日	1 月 28 日
臺中	7 月 27 日	1 月 25 日
澎湖	8 月 1 日	1 月 30 日
臺南	7 月 26 日	1 月 24 日
恒春	7 月 24 日	1 月 22 日

叁、臺灣五地之年降水量統計

一、年降水量觀測值

按臺灣累年氣象報告及續編，臺北、臺中、澎湖、臺南，與恒春五地 1897-1960 之 64 年年降水量（mm）如下表：

1.臺　北

	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
189								2082.0	2787.2	1945.8
190	2467.9	2065.3	1600.6	2559.3	1733.8	2183.8	1761.7	1777.0	1824.1	1926.5
191	1969.2	1763.1	2570.2	2118.9	2315.0	2453.3	2035.9	2404.9	2150.7	2032.5
192	2199.9	1671.9	2432.7	1639.1	2608.1	2117.9	2103.1	2658.3	2417.4	1547.7
193	2252.7	2432.7	2308.7	1842.7	1498.9	2211.8	1913.0	2128.0	1969.7	2263.2
194	2449.2	2744.0	1630.4	1849.8	2426.1	1598.0	1668.9	3172.8	1785.3	1944.4
195	2116.7	1869.0	1624.7	2433.7	1627.5	1727.2	2594.1	2195.1	2018.5	2592.8
196	2334.4									

2.臺　中

	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
189								1566.1	2837.4	1633.0
190	2150.2	1145.3	1622.7	2585.7	1804.9	2141.0	1404.8	1134.0	1120.4	1581.6
191	1164.3	2033.6	2383.3	2356.5	1486.4	1702.8	966.[illegible]	1383.6	1646.7	1178.5
192	3057.7	1883.8	1987.9	841.5*	2088.9	1409.2	1611.[illegible]	1491.6	2195.1	2177.4
193	2107.7	1901.6	2098.1	1088.[illegible]	1336.3	1897.5	1503.2	1750.5	1583.0	2221.1
194	1748.1	2143.6	1899.7	1824.8	2484.4	1995.7	1097.4	2531.9	1181.6	1919.3
195	2315.5	1810.9	1696.4	2144.2	851.0	2062.6	1768.3	1687.8	1187.9	2590.9
196	1764.9									

3.澎　湖

	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
189								809.9	1670.6	897.7
190	790.2	512.2	836.4	1619.7	1329.1	1533.6	1101.6	846.6	1155.4	843.0

191	466.1	959.4	908.3	898.5	932.6	975.6	323.3*	912.9	848.7	872.5
192	1406.5	961.3	1359.6	488.5	1181.8	701.0	1034.1	986.7	1407.8	928.1
193	1086.3	1140.7	956.9	720.7	1317.9	1027.1	971.7	1171.0	1054.2	1792.7
194	1195.8	1290 2	916.5	945.7	932.2	1202.1	863.7	1507.1	872.5	841.9
195	1257.6	1183.2	1005.3	1465.8	755.2	1174.5	1363 3	710.4	941.3	1141.7
196	902.1									

4.臺　南

	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
189								1914.9	1755.2	1354.7
190	1157.5	1263.3	1350.3	2579.1	1882.8	1708.5	1834 2	1368 3	1771.1	1596.3
191	1606.5	2007.3	1783.6	1979.3	1499.0	1930.1	966.9	1605.3	1297.4	1752.0
192	2732.7	1879.3	1992.5	685.0*	2217.5	1414.0	1500.9	1639.3	2330.5	1719.0
193	2040 0	2272.5	1886.2	1541.5	1661.6	2301.2	1467.6	2433.6	2563.4	3521.0
194	2028.4	2094.7	1325.1	1439 3	1625.9	2925.0	1399.8	2446.6	1551.5	2176.9
195	2317.4	1769.4	1922.2	2243.8	1201.2	2547.9	2266.4	1529.1	1395.9	1935.4
196	1743.6									

5.恒　春

	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
189								2835.7	2988.3	2103.7
190	1617.0	2120.2	1458.0	2551.7	2106.9	1877.3	2090.9	1801.8	2217.0	2197.2
191	2096.3	2651.6	2229.7	2285.4	2278.4	1962.6	2558.6	2217.8	2522.5	1526.8
192	2574.1	2138.3	2681.4	1371.9	2233.2	1807.1	1633.8	2928.2	2292.2	2245.6
193	1321.4*	3023.9	2203.4	1714.2	2758.4	3594.6	1708.0	2058.8	2251.4	2423.4
194	2377.7	2027.4	2291.3	3493.8	2538.6	2209.4	1711.7	2821.1	2254.1	2551.4
195	2458.0	2535.8	2737.3	3191.7	1935.0	2155.1	2645.0	1881.6	2415.3	2433.8
196	2000.0									

二、平均值與極端值

以 $a_1, a_2, a_3, \cdots\cdots a_{64}$ 代表第一年，第二年，第三年……第 64 年的年降水量，年降水量的算術平均

$$\bar{a}=\frac{1}{64}(a_1+a_2+a_3+\cdots\cdots+a_{64})$$

如此可求出臺灣五地 1897-1960 之 64 年平均降水量，並由五地各 64 年年降水量大小數值中求得最大年降水量與最小年降水量如下表：

年降水量 (mm)	平　均	最　大	最　小	較　差 (最大——最小)
臺　北	2080.4	3172.8	1498.9	1673.9
臺　中	1796.4	3057.7	841.5	2216.2
澎　湖	1036.0	1792.7	323.3	1469.4
臺　南	1838.3	3521.2	685.0	2836.2
恒　春	2281.2	3594.6	1321.4	2273.2

三、分組資料之統計

臺灣五地中任何一地的年降水量之一組變數，如其絕對最大爲 M (mm)，絕對最小爲 m (mm)，此較差可分爲若干等距間隔，等級間隔之大小，按查里爾 (Charlier) 定律應爲

$$W=\frac{M-m}{20}$$

如此計算，取整數，五地可取如下之等級間隔 (W) mm 數：

臺北 80，臺中 110，澎湖 70，臺南 140，恒春 110。

各地等級間隔之下限、上限、中值、組數、絕對頻率，相對頻率，中值與絕對頻率之乘積，組數乘絕對頻率之乘積，組數平方與絕對頻率之乘積，疊積絕對頻率與疊積相對頻率如下表：

1.臺　　北

i	下限 (mm)	上限 (mm)	中值 (mm) X_i	組數 x_i	絕對頻率 f_i	相對頻率 (%)	X_if_i	x_if_i	$x_i^2f_i$	疊積絕對 $\sum_1^i f_i$	疊積相對 $\sum_1^i$(%)
1	1460	1540	1500	-7	1	1.6	1500	-7	49	1	1.6
2	1540	1620	1580	-6	3	4.7	4740	-18	108	4	6.3
3	1620	1700	1660	-5	6	9.4	9960	-30	150	10	15.7
4	1700	1780	1740	-4	5	7.8	8700	-20	80	15	23.5
5	1780	1860	1820	-3	4	6.3	7280	-12	36	19	29.8
6	1860	1940	1900	-2	3	4.7	5700	-6	12	22	34.5
7	1940	2020	1980	-1	5	7.8	9900	-5	5	27	42.3
8	2020	2100	2060	0	4	6.3	8240	0	0	31	48.6
9	2100	2180	2140	1	6	9.4	12840	6	6	37	58.0
10	2180	2260	2220	2	5	7.8	11100	10	20	42	65.8
11	2260	2340	2300	3	4	6.3	9200	12	36	46	72.1
12	2340	2420	2380	4	2	3.1	4760	8	32	48	75.2
13	2420	2500	2460	5	7	10.9	17220	35	175	55	86.1
14	2500	2880	2540	6	2	3.1	5080	12	72	57	89.2
15	2580	2660	2620	7	4	6.3	10480	28	196	61	95.5
16	2660	2740	2700	8	0	0	0	0	0	61	95.5
17	2740	2820	2780	9	2	3.1	5560	18	162	63	98.6
18	2820	2900	2860	10	0	0	0	0	0	63	98.6
19	2900	2980	2940	11	0	0	0	0	0	63	98.6
20	2980	3060	3020	12	0	0	0	0	0	63	98.6
21	3060	3140	3100	13	0	0	0	0	0	63	98.6
22	3140	3220	3180	14	1	1.6	3180	14	196	64	100.2
總計					64	100.2	135440	45	1335		
平均							2116.3	0.703	20.86		

2.臺　　中

i	下限 (mm)	上限 (mm)	中值 (mm) X_i	組數 x_i	絕對頻率 f_i	絕對頻率 (%)	X_if_i	x_if_i	$x^2_if_i$	疊積相對頻率 $\sum_1^i f_i$	疊積相對頻率 $\sum_1^i$(%)
1	790	900	845	-9	2	3.1	1690	-18	162	2	3.1
2	900	1010	955	-8	1	1.6	955	-8	64	3	4.7
3	1010	1120	1065	-7	2	3.1	2130	-14	98	5	7.8
4	1120	1230	1175	-6	7	10.9	8225	-42	252	12	18.7
5	1230	1340	1285	-5	1	1.6	1285	-5	25	13	20.3
6	1340	1450	1295	-4	3	4.7	4185	-17	48	16	25.0
7	1450	1560	1505	-3	3	4.7	4515	-9	27	19	29.7
8	1560	1670	1615	-2	7	10.9	11305	-14	28	26	40.6
9	1670	1780	1725	-1	7	10.9	12075	-7	7	33	51.5
10	1780	1890	1835	0	4	6.3	7340	0	0	37	57.8
11	1890	2000	1945	1	6	9.4	11670	6	6	43	67.2

12	2000	2110	2055	2	4	6.3	8220	8	16	47	78.5
13	2110	2220	2165	3	7	10.9	15155	21	63	54	84.4
14	2220	2330	2275	4	2	3.1	4550	8	32	56	87.5
15	2330	2440	2385	5	2	3.1	4770	10	50	58	90.6
16	2440	2550	2495	6	2	3.1	4990	12	72	60	93.7
17	2550	2660	2605	7	2	3.1	5210	14	98	62	96.8
18	2660	2770	2715	8	0	0	0	0	0	62	96.8
19	2770	2880	2825	9	1	1.6	2825	9	81	63	98.4
20	2880	2990	2635	10	0	0	0	0	0	63	98.4
21	2990	3110	3045	11	1	1.6	3045	11	121	64	100.0
總計						100.0	114140	-30	1250		
平均							1783.4	-0.47	19.53		

3.澎　　湖

i	下限 (mm)	上限 (mm)	中值 (mm) X_i	組數 x_i	絕對頻率 f_i	相對頻率 (%)	X_if_i	x_if_i	$x^2_if_i$	累積絕對頻率 $\sum_i f_i$	累積相對頻率 $\sum_i$(%)
1	290	360	325	-10	1	1.6	325	-10	100	1	1.6
2	360	430	395	-9	0	0	0	0	0	1	1.6
3	430	500	465	-8	2	3.1	930	-16	28	3	4.7
4	500	570	535	-7	1	1.6	535	-7	49	4	6.3
5	570	640	605	-6	0	0	0	0	0	4	6.3
6	640	710	675	-5	1	1.6	675	-5	25	5	7.9
7	710	780	745	-4	3	4.7	2235	-12	48	8	12.6
8	780	850	815	-3	7	10.9	2705	-21	63	15	23.5
9	850	920	885	-2	8	12.5	7080	-16	32	23	36.0
10	920	990	955	-1	12	18.8	11460	-12	12	35	54.8
11	990	1060	1025	0	4	6.3	4100	0	0	39	61.1
12	1060	1130	1095	1	2	3.1	2190	2	2	41	64.2
13	1130	1200	1165	2	8	12.5	9320	16	32	49	76.7
14	1200	1270	1235	3	1	1.6	1235	3	9	50	78.3
15	1270	1340	1305	4	3	4.7	3915	12	48	53	83.0
16	1340	1410	1375	5	5	7.8	6875	25	125	58	98.8
17	1410	1480	1445	6	1	1.6	1445	6	36	59	92.4
18	1480	1550	1515	7	2	3.1	3030	14	98	61	95.5
19	1550	1620	1585	8	1	1.6	1585	8	64	62	97.1
20	1620	1690	1655	9	1	1.6	1655	9	81	63	98.7
21	1690	1760	1725	10	0	0	0	0	0	63	98.7
22	1760	1830	1795	11	1	1.6	1795	11	121	64	98.7
總計					64	100.3	66090	7	1073		100.3
平均							1031.1	0.11	16.77		

4.臺　　南

i	下限 (mm)	上限 (mm)	中值 (mm) X_i	組數 x_i	絕對頻率 f_i	相對頻率 (%)	X_if_i	x_if_i	$x^2_if_i$	累積絕對頻率 $\sum_1^i f_i$	累積相對頻率 $\sum_1^i$(%)
1	615	755	685	-8	1	1.6	685	-8	64	1	1.6
2	755	895	825	-7	0	0	0	0	0	1	1.6
3	895	1035	965	-6	1	1.6	965	-6	36	2	3.2
4	1035	1175	1145	-5	1	1.6	1105	-5	25	3	4.8
5	1175	1315	1245	-4	3	4.7	3735	-12	48	6	9.5
6	1315	1455	1385	-3	8	12.5	11080	-24	72	14	22.0
7	1455	1595	1525	-2	6	9.4	9150	-12	24	20	31.4
8	1595	1735	1665	-1	7	10.9	11655	-7	7	27	42.3
9	1735	1875	1805	0	8	12.5	14440	0	0	35	54.8
10	1875	2015	1945	1	10	15.6	19450	10	10	45	70.4
11	2015	2155	2085	2	3	4.7	6255	6	12	48	75.1
12	2155	2295	2225	3	5	7.8	11125	15	45	53	82.9
13	2295	2435	2365	4	4	6.3	9460	16	64	57	89.2
14	2435	2575	2505	5	3	4.7	7515	15	75	60	93.9
15	2575	2715	2645	6	1	1.6	2645	6	36	61	95.5
16	2715	2855	2785	7	1	1.6	2785	7	49	62	97.1
17	2855	2995	2925	8	1	1.6	2925	8	64	63	98.7
18	2995	3135	3065	9	0	0	0	0	0	63	98.7
19	3135	3275	3205	10	0	0	0	0	0	63	98.7
20	3275	3415	3345	11	0	0	0	0	0	63	98.7
21	3415	3555	3485	12	1	1.6	3485	12	144	64	100.3
總計					64	100.3	118460	21	775		
平均							1850.9	0.328	12.1		

5.恒　　春

i	下限 (mm)	上限 (mm)	中值 (mm) X_i	組數 x_i	絕對頻率 f_i	相對頻率 (%)	X_if_i	x_if_i	$x^2_if_i$	累積絕對頻率 $\sum_1^i f_i$	累積相對頻率 $\sum_1^i$(%)
1	1265	1375	1320	-9	2	3.1	2640	-18	162	2	3.1
2	1375	1485	1430	-8	1	1.6	1430	-8	64	3	4.7
3	1485	1595	1540	-7	1	1.6	1540	-7	49	4	6.3
4	1595	1705	1650	-6	2	3.1	3300	-12	72	6	9.4
5	1705	1815	1760	-5	5	7.8	8800	-25	125	11	17.2
6	1515	1925	1870	-4	2	3.1	3740	-8	32	13	20.3
7	1925	2035	1980	-3	4	6.3	7920	-12	36	17	26.6
8	2035	2145	2090	-2	7	10.9	14630	-14	28	24	37.5
9	2145	2255	2200	-1	11	17.2	24200	-11	11	35	54.7
10	2255	2365	2310	0	4	6.3	9240	0	0	35	61.0
11	2365	2475	2420	1	4	6.3	9680	4	4	43	67.3
12	2475	2585	2530	2	6	9.4	21180	12	24	49	76.7

13	2585	2695	2640	3	4	6.3	10560	12	36	53	83.0
14	2695	2805	2750	4	2	3.1	5500	8	32	55	86.1
15	2805	2915	2860	5	2	3.1	5720	10	50	57	89.2
16	2915	3025	2970	6	3	4.7	8910	18	108	60	93.9
17	3025	3135	3080	7	0	0	0	0	0	60	93.9
18	3135	3245	3190	8	1	1.6	3190	8	64	61	95.5
19	3245	3355	3300	9	0	0	0	0	0	61	95.5
20	3355	3465	3410	10	1	1.6	3410	10	100	62	97.1
21	3465	3575	3520	11	1	1.6	3520	11	121	63	98.7
22	3575	3685	3630	12	1	1.6	3630	12	144	64	100.3
總計					64	100.3	150740	-10	1262		
平均							2355.3	-0.156	19.72		

四、由分組資料計算得的接近值

由分組資料求得各統計特性之接近值如下：

1.平　　均

臺灣五地 64 年年降水量之算術平均，及由分組資料計算而得的接近平均以及二者之差（算術平均減接近平均 mm 數如下表：

	臺北	臺中	澎湖	臺南	恆春
算術平均（mm）	2080.4	1796.4	1036.0	1838.3	2281.2
接近平均（mm）	2116.3	1783.4	1031.1	1850.9	2355.3
差（算術平均——接近平均（mm）	-35.9	13.0	4.9	-12.6	-74.1

2.標準偏差

由分組資料計算標準偏差，使用下列公式：

$$\sigma^2=\omega^2\left(\frac{1}{n}\Sigma x_i^2 f_i-B_0^2\right)$$

式中 σ 代表標準偏差，ω 爲分組之等級間隔，$B_0=\frac{1}{n}\Sigma x_i f_i$，由於是分組資料，接近值 σ^2 須加修正，按舍巴德（Sheppard）訂正數爲 $-\omega^2/12$，如此求得臺灣五地 64 年年降水量的標準偏差 σ 如下：

	σ^2	σ
臺北	$\overline{80^2}(20.86-\overline{0.703^2})-\frac{\overline{80^2}}{12}$ $=129807.79$	356.67
臺中	$\overline{110^2}(19.53-\overline{0.47^2})-\frac{\overline{110^2}}{12}$ $=233631.78$	483.31
澎湖	$\overline{70^2}(16.77-\overline{0.11^2})-\frac{\overline{70^2}}{12}$ $=81705.38$	285.84
臺南	$\overline{140^2}(12.0-\overline{0.328^2})-\frac{\overline{140^2}}{12}$ $=231457.71$	480.99
恆春	$\overline{110^2}(19.72-\overline{0.156^2})-\frac{\overline{110^2}}{12}$ $=237309.23$	487.14

3.中　位　數

一組數值如按大小順序排列，其中間的數值就被稱做中位數，一組數值如爲奇數，則居於最中位置的一數爲中位數，數值項數如爲偶數，則居於中央位置二數的平均，是爲中位數，使用業已按等級間隔分組的數值計算，則中位數的計算公式如下：

$$C=L_c+\frac{\frac{1}{2}n-n_b}{f_c}\omega$$

式中 C 代表中位數 L_c 爲中位數等級間隔的下限數值，n 爲組項數，n_b 爲低於中位數等級的項數，f_c 爲中位數等級的項數（絕對頻率），ω 爲等級間隔，如此求得臺灣五地 64 年年降水量的中位數如下：

臺北　$C=2100+\frac{\frac{1}{2}\times64-31}{6}\times80=2113.3$ mm

臺中　$C=1670+\frac{\frac{1}{2}\times64-26}{7}\times110=1764.3$ mm

澎湖　$C=920+\frac{\frac{1}{2}\times64-23}{12}\times70=972.5$ mm

臺南　$C=1735+\frac{\frac{1}{2}\times64-27}{8}\times140=1822.5$ mm

恆春　$C=2145+\frac{\frac{1}{2}\times64-24}{11}\times110=2225.0$ mm

4.四分位數

將包括 n 個數目的一組觀測分爲四等分，則得四分位數，第 $\frac{1}{4}$ n 項是第一四分位數，第 $^2/_4$n 項的數值就是第二四分位數，也就是上述的中位數，第 $\frac{3}{4}$n 項的數目就是第三、四分位數，第 $^4/_4$n 項的數值就是第四四分位數，也就是一組數目中的最大值，四分位數的計算，可使用類似計算中位數的公式，僅須將中位數公式中的 $\frac{1}{2}$ n，改爲 $\frac{1}{4}$ n，$^2/_4$ n，$\frac{3}{4}$ n，與三個公式以計算第一，第二與第三、四分位數，第四分位數

需計算，由表中直接取最大的上限值即可。根據這一方法，按各地分組資料，計算得臺灣五地 64 年年雨量的四分位數如下：

	四分位數	項次	等級間隔下限 (mm)	頻率	低於本級總頻率	四分位數 (mm)
臺北	第一	16	1780	4	15	1800.0
	第二	32	2100	6	31	2113.3
	第三	48	2340	2	46	2420.0
	第四	64	3140	1	63	3220.0
臺中	第一	16	1340	3	13	1450.0
	第二	32	1670	7	26	1764.3
	第三	48	2110	7	47	2125.7
	第四	64	2990	1	63	3100.0
澎湖	第一	16	850	8	15	858.8
	第二	32	920	12	23	972.5
	第三	48	1130	8	41	1191.3
	第四	64	1760	1	63	1830.0
臺南	第一	16	1455	6	14	1502.0
	第二	32	1735	8	27	1822.5
	第三	48	2015	3	45	2255.0
	第四	64	3415	1	63	3555.0
恒春	第一	16	1925	4	13	2007.5
	第二	32	2145	11	24	2225.0
	第三	48	2475	6	43	2566.7
	第四	64	3575	1	63	3685.0

5.八分位數

將含有 n 個數值的一組觀測分爲八等分，就得八分位數。第一八分位數就是第 $\frac{1}{8}$ n 項的數值，第二八位數就是第 $^1/_8$n 項的數值，也就是第一四分位數，第三八分位數是第 $/_8$n 項的數值，第四八分位數是第 $^4/_8$n 項的數值，也就是第二四分位數或中位數，第五八分位數是 $\frac{5}{8}$ n 第項的數值，第六八位數是第 $^1/_8$n 項的數值，也就是第三四分位數，第七八分位數是第 $\frac{7}{8}$ n項的數值，第八八分位數就是最大值，如爲分組資料，就是最大等級的上限，第一八分位數到第七八分位數中間共含有總項數的四分之三項，以臺灣五地之一的64年年降水量而論，共有48年的降水量介於這中間，第二八分位數與第六八分位數之間共有總項數的一半，以臺灣五地之一的 64 年降水量論，共有一半年數卽 32 年的降水量介於這一大小之間。

按分組資料臺灣五地 64 年年降水量的八分位數如下：

八分位數 (mm)	臺北	臺中	澎湖	臺南	恒春
第一	1673.3	1167.1	780.0	1350.0	1749.0
第二	1800.0	1450.0	858.8	1502.0	2007.5
第三	1972.0	1638.6	926.3	1675.0	2145.0
第四	2113.3	1764.3	972.5	1822.5	2225.0
第五	2228.0	1945.0	1095.0	1945.0	2392.5
第六	2420.0	2125.7	1191.3	2255.0	2566.7
第七	2540.0	2330.0	1312.0	2400.0	2860.0
第八	3220.0	3100.0	1830.0	3555.0	3685.0

肆、結　　論

使用傅立葉級數 (Fourier's series) 作臺灣五地 1897-1960 共 64 年平均各月溫度之調和分析，求得五地溫度之級數方程如下．

臺　北　$y=21.9+6.71\sin(x+257°52')+0.24\sin(2x+228°22')+0.18\sin(3x+157°37')$

臺　中　$y=22.4+6.23\sin(x+260°50')+0.71\sin(2x+249°47')+0.16\sin(3x+115°01')$

澎　湖　$y=22.8+6.16\sin(x+256°23')+0.82\sin(2x\times240°32')+0.12\sin(3x+146°18')$

臺　南　$y=23.4+5.64\sin(x\times262°28')+0.99\sin(2x+253°02')+0.17\sin(3x+90°00')$

恒　春　$y=24.6+3.69\sin x+264°15')+0.60\sin(2x+245°10')+0.07\sin(3x+74°04')$

由以上方程式計算出之各地年中各月溫度，與觀測值頗相符合，僅澎湖有一個月計算值高於觀測值 0.2 °C，臺南有二個月計算值低於觀測值 0.2 °C，由調和分析所得以一年爲週期的第一波，尙可計算出臺灣五地年中最熱最冷日期，結果如下：

日期	臺北	臺中	澎湖	臺南	恒春
最熱	7月30日	7月27日	8月1日	7月26日	7月24日
最冷	1月28日	1月25日	1月30日	1月24日	1月22日

由臺灣五地 1897-1960 共 64 年年降水量的統計，求得五地年降水量之平均，最大，最小與較差mm數如下：

年降水量	臺北	臺中	澎湖	臺南	恒春
平均	2080.4	1796.4	1036.0	1838.3	2281.2
最大	3172.8	3057.7	1792.7	3521.2	3594.6
最小	1498.9	841.5	323.3	685.0	1321.4
較差	1673.9	2216.2	1469.4	2836.2	2273.2

另將臺灣五地 64 年年降水量按分組資料，按等級間隔與頻率等計算各種統計特性之接近值，所得接近平均及其差誤（算術平均減接近平均）如下：

	臺北	臺中	澎湖	臺南	恒春
接近平均 (mm)	2116.3	1783.4	1031.1	1850.9	2355.3
差誤 (mm)	−35.9	13.0	4.9	−12.6	−74.1

由五地分組資料求得各地年降水量之標準偏差及中位數如下：

	臺北	臺中	澎湖	臺南	恒春
標準偏差 (mm)	356.67	483.31	285.84	480.99	487.14
中位數 (mm)	2113.3	1764.3	972.5	1822.5	2225.0

此外本研究尚按分組資料計算出臺灣五地 64 年年降水量的四位數與八分位數，由八分位數可以觀64 年中的 48 年降水量是介於什麼數值到什麼數值間，半數就是 32 年的降水量是介於那一數值到那數值的中間，雖然僅是接近數值，但可用性很大有考價值。

附錄：參考資料

1. 臺灣累年氣象報告 1897–1952 臺灣省氣象所出版
2. 臺灣累年氣象報告續編 1951–1960 臺灣省氣象所出版
3. 劉衍淮氣候學民國五十九年九月國立臺灣師範大學出版
4. V. Conrad and L. W. Pollak, Methods in Climatology, 2nd Edition, Harvard University Press, Cambridge, Massachusetts 1950

保 匪
密 諜
防 自
諜 首
人 既
人 往
有 不
責 究

臺北市大氣污染預測模型之研究*

呂 世 宗　　汪 重 光
蔡 木 金　　陳 福 來

A Study on the Predicating Model of Air Pollution in Taipei City

Shih-chung Lu, Chung-koung Wang
Mu-chin Tsai, Fu-lai Chen

Abstract

The pollutants which come from the area sources, are suspending in the atmosphere. The comtammation area in Taipei are influenced by meteorological factors. Although air pollution contral were undertaken by government. the degree of comtamination is still high due to the density of population and characteristic of topography. By using the IBM, Miller's diffusion equation was used to calculate hourly average sulphur dioxide concentrations. Hourly time series plots of the average observed and calculated sulphur dioxide concentrations indicate that the modified model is sufficiently accurate to predict air pollution potential.

一、前　　言

近年來由於臺北市工商業之急速發展及人口之集中，而使大氣混濁，有害氣體與日俱增，嚴重地威脅市民之健康。

美國、日本及歐洲先進國家對大氣污染之研究甚早，而我國亦已漸漸重視。自民國59年以來即開始測析落塵與浮游塵，接着便有煙煤及二氧化硫之測定，而後更有一氧化碳及其他氮化物、氟化物之測定。

本文係利用中央氣象局之累年資料，並參照臺北市環境清潔處資料，以統計方法予以分析比較，而求得臺北市大氣污染與氣象因素之關係，並且檢討可行而有效的污染預測模型。

二、臺北市大氣污染源分布之檢討

臺北市之污染源主要有三，即汽車、工廠及家庭（參照表一）。汽車排氣及工廠廢氣所構成之危害已爲大家所熟悉，家庭日夜所排出之污染物雖少，但只要人口集中，能源消耗量大增其污染就不能忽視。

* 本研究之完成，曾得國家科學委員會的助補。

表一　臺北市人口與工廠分布

區　域	人口數 (人)	工廠數 (家)
松　山	212,039	219
大　安	238,798	107
古　亭	180,339	117
雙　園	132,891	239
龍　山	67,837	258
城　中	78,360	129
建　成	57,111	152
延　平	59,003	229
大　同	117,840	405
中　山	230,973	187
內　湖	46,360	156
南　港	47,520	136
木　柵	43,088	57
景　美	45,491	107
士　林	127,009	281
北　投	84,098	137

至於污染物產生過程則可分爲下列幾部份

1. 燃燒過程：

工廠、食品廠、家庭及汽車之排氣大部份爲燃燒過程之污染物發生源，臺北市之大工廠雖不多，但小型食品廠却不少，尤其是臺北市郊外之板橋、新莊、三重及六堵等地，工廠林立，其排氣對臺北市之污染，構成極大之威脅。

工廠之煙囪高度，通風設備及排氣溫度，對污染範圍有密切之關係，煙囪愈高，通風設備良好，排氣溫度高，則排氣容易，污染容易稀釋，故地面污染濃度減少，因此欲有效管制污染，對工廠之通風設備及煙囪高度之規定實屬必要。

汽車排氣爲都市污染主因之一（參照表二），臺北市目前汽車數量爲全國之首。從汽車數量與其排氣情形，可知汽車對臺北市之污染已相當嚴重，就以一氧化碳爲例，設汽車排氣量爲 3'm/km，而且平均每輛車每天之旅程爲 100km，臺北之車輛總計約爲 20 萬輛，則每天將產生 $6.0\times10^5 m^3$ 之一氧化碳，這個污染情形已不算小，何況臺北市之汽車數量正與日俱增，因此在都市適當管制通行道路計劃，甚爲重要。

表二 臺北市汽車數量

總數	大型汽車	小型汽車	特種車	機車	馬達三輪車
207,795	7,406	57,921	673	140,000	1,795

表三 汽車耗油量

油類	平均耗油量（公升／里）
汽油	0.5
柴油	0.33

表四 車輛排氣量

車輛種類	排氣量（m^3/km）
大型計程車	3.4
小型計程車	1.5
大型輕油卡車	7.7
大型汽油卡車	4.5
小型汽油車	1.5
公共汽車	6.5

表五 汽車排氣成分（%）

成分	汽油引擎	輕油引擎
NO_2	80.5	78.7～81.9
O_2	6.5	9.0～18.8
CO_2	8.4	1.8～ 9.0
H_2O	1.1	0.03
CO	3.3	0.03～0.05
碳氫化合物	0.18	0.02～0.03
氮氧化物	0.002	0.028～0.036

其次爲一般家庭及工廠所用的燃料，燃料品質愈好，所排出的污染物亦少。燃料可分爲固體、液體及氣體三種，氣體燃料含灰質較少，且易完全燃燒，可以得到較高之熱量，污染性較輕，但因價錢昂貴，不爲一般工廠所採用。固體燃料含灰質及硫黃較多，不易完全燃燒，產生煤煙較多，至於液體燃料則含有部份硫黃及揮發物，燃燒後易產生大量之二氧化硫及一氧化碳，對大氣之污染亦大。

臺北市近年來對大氣污染已逐漸重視，無論對家庭或工廠之燃料，已有嚴格的管制，大部份家庭已改用氣體燃料，工廠亦逐漸改善燃燒設備。

2. 化學反應過程

在工廠製造過程中，如各種酸類（硫酸）或鹼類如氫氧化鈉，製造中所發生的漏氣，昇華或蒸發，這些氣懸膠體易浮游於大氣中，構成嚴重的大氣污染。高雄之製氯廠，曾因漏氣而使其附近居民受到危害，其他如加工廠、製革廠、染織廠等，都難免使其化學物質漏於大氣中，而引起污染。

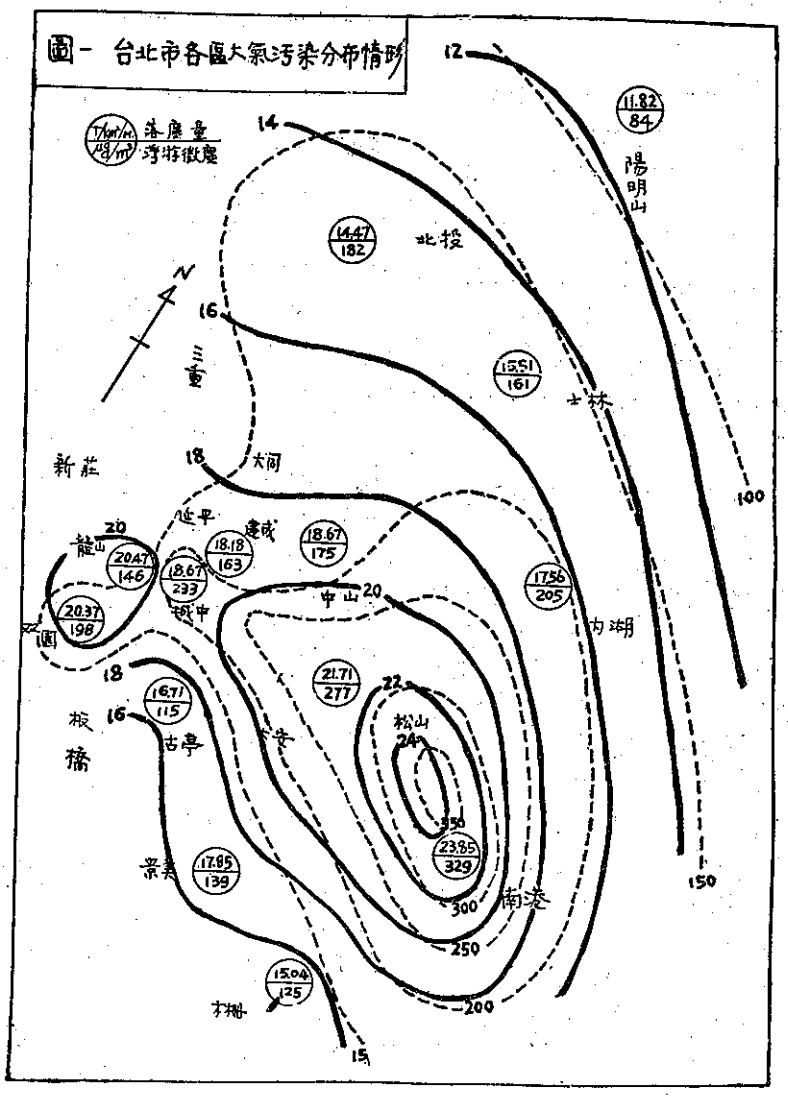
3. 機械過程

由機械過程所引起之污染物，大部份爲粒狀物質。粒徑較大者，沉澱速度較快，易飄落地表，例如輪胎磨損之塑膠粒粉，汽車走動、風吹等所引起之灰塵等，都屬機械作用所引起之污染。

臺北市馬路時常改修，鋪柏油道路時常破損，泥土四散，污染周圍，而且經汽車走動，更使灰塵污染市區。

三、臺北市各區域之污染情形

臺北市位於臺北盆地之中央，地勢由東南向西北傾斜，平均地勢爲海拔 7m，四周爲山脈或丘陵所環繞，在北偏東有大屯山，西北有觀音山，而五分山、姜子寮山、土庫岳、二格山、歧山、大桶山、獅頭山及熊頭山則由東南向西北綿亙，而新店溪、基隆及大



圖一 台北市各區大氣污染分布情形

漢溪、淡水河又成爲三個方向之走廊，受臺北盆地之影響，風向均會有改向傾勢，而使臺北市形成特殊風系，從臺北市之風向頻率分布可知，無論那一季節偏東風都最多，由於特殊風系及污染源之分布，使臺北市構成特殊的污染分布（圖一）。

臺北市因時常改修馬路與水管，泥沙甚多，風吹易使微塵飄起，因此粒狀微塵之污染分布，均依照工程進行情形決定，其分布異常，無法預測。

前段已述明，大氣污染的代表指標爲二氧化硫，因家庭燃料所產生的污染物，以二氧化硫爲最。因此本文之污染分布卽採用二氧化硫之含量爲主體，另再考慮粒狀污染物之分布情形。

爲方便起見，將臺北分爲四大區加以檢討其污染情形。

1. 東區

臺北市東方爲舊時的工業區，包括松山、大安及南港等區，公害工廠散雜林立。工廠大多數爲紡織和化學等性質，其污染性較强，加上此區爲發展地區，建設工程亦多。而且其背後有新設的六堵工業區，因此本區污染較嚴重，尤其是落塵的污染爲最。本區的污染對臺北市中心區的污染影響亦大，尤其冬季季風旺盛時爲甚。

2. 西區

本區包括雙園、龍山等區及城中區一部份，汽車污染對本區影響最大，而本區修建工程頻繁，食品廠與公散雜綿立，又位於臺北市西部，受東風之影響甚大，在春冬兩季東北季風旺盛時，污染性較大。因受三重、板橋及新莊一帶之污染源影響，夏秋兩季浮游

塵亦多。

3. 北區

本區包括士林、北投及陽明山等區，住家較多，雖然亦有些化工廠，但本區因山地地區相互隔阻，樹木又多，因此本區是臺北市之淨土，爲良好的住宅區。

4. 南區

本區包括景美、新店、木柵等區，人口工廠較少，因此污染源亦少，而如北區山林較多，雖然最近社區不斷的增加，稍有微塵污染，但是尙可說爲清潔的地區，因其地形特殊，換氣速度緩慢，如無適當管制，將來亦難免被污染。

四、檢討 Miller 都市污染模型對臺北市之適應性

都市大氣中含有許多污染物，此等污染物以氣體、固體或液體存在。在大氣中受太陽光等影響變質、變形。因都市污染源的活動不定，此種變化更複雜且多方面，譬如考慮污染源時，有各種各樣大小不等煙囪或排氣口，而不規則分布，又因使用目的不同，其排出物、排出時間隨各季節亦有很大變化。

又於都市，因地表面的凹凸不平，人工熱的放出與周圍田園地區不同，形成了都市獨特的氣候或氣象條件，此氣象條件對都市大氣污染的移動或擴散給與複雜的影響。

都市大氣污染現象，雖然由甚複雜因素所構成，但因都市污染與日俱增，必須將此污染機構，以簡單合理的數學模型加以表示，由有關參數預測大氣污染，以利防止其對人類的危害。

這方面的發展已有十多年的歷史，近年來電子計算機的利用，更增强模型預測的觀念與實現應用之願望。

到目前所提出的主要都市大氣污染模型，雖然有十幾種（附錄 1），但可大別如下：

1. 以測定點所測的污染濃度測定值資料爲主者。
2. 以都市污染源活動源資料爲主者。

兩種，一般，前者稱爲實測濃度模型（Receptor-Oriented Model），後者稱爲污染源活動模型（Source-Oriented Model）[1]。

上述分類可再細分如下。

1. 實測濃度模型

a. 因不能獲得都市污染源正確資料，假設都市全區域爲一均勻的面污染源(Uniform Area Source)，並考慮適當的擴散條件計算地表濃度，求出與實測值的回歸方程式（Regression equation）。

b. 污染活動不明，於濃度測定值中求出時刻、星期或季節的統計傾勢。僅以濃度測定值與氣象因素，利用回歸分析方法來預測污染濃度。

2. 污染源活動模型

a. 獲得污染源活動資料，從各個污染源或污染區，以煙流（Plume）擴散現象，求出下風（Downwind）地表濃度，此法又稱爲煙流模型（Plume Model）。

b. 如上述，但不是以煙流擴散。爲適應微風或異常氣象狀態，以 Puff 考慮擴散機構，求出下風污染濃度，此法又稱爲吹噴模型（Puff Model）。

上述這些模型，亦可分爲統計模型與擴散模型，後者以 Miller 模型[2]利用價值較高，Miller 模型被美國 NAPCA（National Air Pollution Control Administration）所採用。此模型中所採用的氣象因素，經美國氣象局加以預測，對各重要都市大氣污染傾勢（Pollution Potential）的預測亦以傳眞機傳播，以利預防與管制。

Miller 模型的二個主要假設（圖二）。

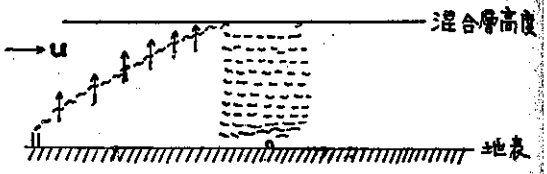


圖 2. Miller 模型之假設

a. 在地表連續排出的污染源，均勻地分布在整個都市，如此就可將污染源看成一串垂直風向而均勻的水平線煙源，爲實用起見，將此線源看成垂直風向而且無限長。

b. 線源排出的污染質，在到達混合層頂前作垂直擴散，到達混合層頂後，污染物就很均勻地分布在整個混合層內。

上述二個假設是簡化模型所設。

大氣擴散中，最簡單的模型是引用 Gauss 型的擴散（Gaussian diffusion）即正規分布情形，Miller 模型亦引用煙流 Gauss 型擴散。

從污染源高度 h 公尺所排出的污染物，在 (x,

y, o) 處的地表濃度 χ 可表示：

$$\chi(x, y, o)=\frac{Q}{\pi\sigma_y\sigma_z u}\exp\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{y^2}{\sigma_y^2}+\frac{h^2}{\sigma_z^2}\right)\right] \cdots\cdots ①$$

對一連續無限長線煙源之地表相對濃度，即把上式 y 由 $-\infty$ 積分至 $+\infty$ 可得：

$$\frac{\chi}{Q_L}=\frac{2}{\sqrt{2\pi}\ \sigma_z u} \cdots\cdots ②$$

①②式中 χ：污染濃度 ($g\cdot cm^{-3}$)

Q_L：單位長度污染排出強度 ($g\cdot sec^{-1}\cdot m^{-1}$)

σ_z：垂直方向污染濃度的標準偏差 (m)

σ_y：水平方向污染濃度的標準偏差。

u：風速。

x：沿下風距離 (m)

y：垂直軸之水平距離 (m)。

h：污染源有效高度 (m)。

對應某一大氣穩定度，σ_z 全是污染距離或浮游微塵浮游時間的函數，上風 (up wind) 所有垂直風向水平線源，對一收集站所產生的濃度，爲每一線源所產生的和。

將②式用無限小的項代表時，可得，

$$\frac{dx}{dQ_L}=\frac{2}{\sqrt{2\pi}\ \sigma_z u} \cdots\cdots ③$$

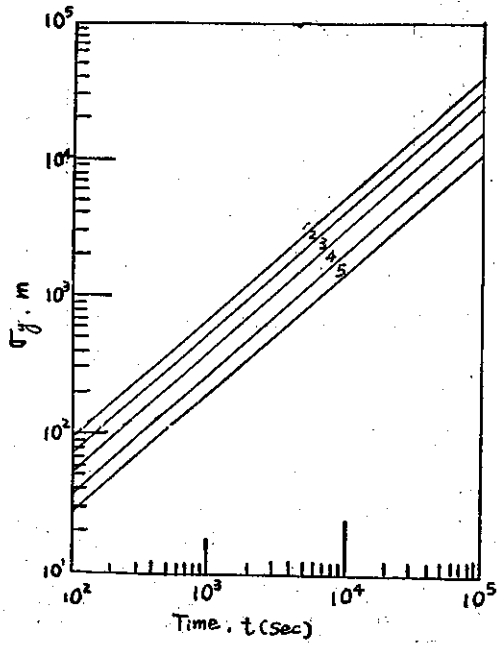


圖 3. 穩定度5級時，水平擴散函數與浮游時間之關係。

又由下式導入單位面積污染源強度 Q_A ($g\cdot sec\cdot cm^{-2}$) 與 Q_L 之關係。

$$dQ_L=Q_A dx=Q_A u dt \cdots\cdots ④$$

式中 dx 爲浮游距離。

將④式代入③式，則得

$$\frac{dx}{Q_A}=\frac{2}{\sqrt{2\pi}\ \sigma_z u}dx=\frac{2}{\sqrt{2\pi}\ \sigma_z}dt \cdots ⑤$$

積分⑤式，應先求 σ_z。

Gifford[3]提出 σ_z 值 (σ_y 水平擴散係數亦然)，爲大氣穩定度及污染源距離的函數，Turner[4]把污染源距離的函數改爲浮游時間的函數 (參考圖 3, 4, 5)

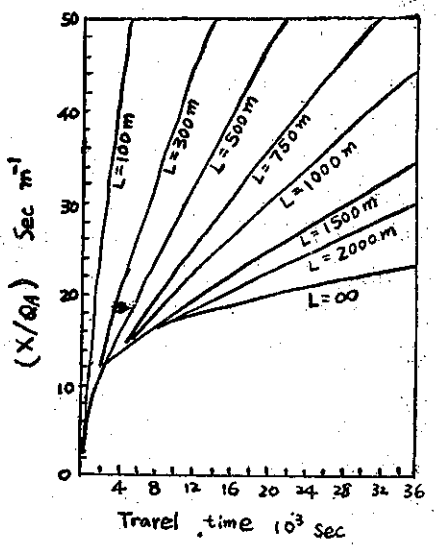


圖 4. 穩定度 3 級及各混合層高度 L.($\bar{\chi}/Q_A$)，在污染源下風緣與浮游時間之關係。

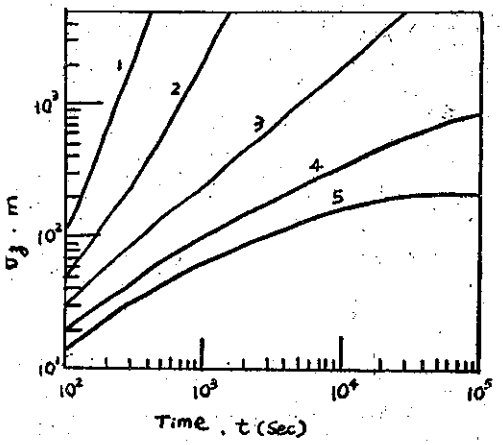


圖 5. 穩定度5 級時，垂直擴散函數與浮游時間之關係。

都市建築物高低不等，粗糙度變化甚大，因此大氣穩定度亦受其影響。爲適應都市模型，Turner 將原有 σ_y σ_z 函數加以修正（如附錄 2），分爲七級之穩定度。

表中 4 級相等於乾絕熱溫度遞減，與上午都市混合層溫度遞減率較接近，穩定度 3 級相當於超過絕熱遞減（Slightly superadiabatic lapse rate），下午都市大氣狀態易顯出此種情況。

依照 Miller 污染模型，從線源排出的煙流，隨風飄動而在混合層內向上擴散，到達混合層頂（設高度爲 L）後，⑤式不能適用。實際上煙流邊緣甚難決定，爲利於計算，將濃度爲中線濃度 $\frac{1}{10}$ 處的鉛直高度爲煙流邊緣，由①式

$$\exp(-b^2/2\sigma_z^2)=0.1=\exp(2.3)$$

$$\therefore\ b^2/(2\sigma_z^2)=2.3$$

$$\sigma_z=b/(4.6)^{1/2}\qquad\therefore\ b=2.15\sigma_z$$

式中，b 爲煙流邊緣高度。

由此定義，煙流邊緣到達混合層高（Mixing depth）L 的頂端時，而其濃度爲中線濃度 $\frac{1}{10}$ 時，其高度約爲 σ_z 的 2.15 倍。

煙流擴散到混合層頂後，依照 Miller 假設，繼續往下擴散，而均勻的分布於混合層，在 L 高度的濃度約等於中線濃度的 46%，達到 L 處後污染質垂直分布，可假設爲均勻，而且

$$\frac{d\gamma}{Q_A}=\frac{dt}{L}$$

在 $L=1.25\ \sigma_z$ 以前，污染質不斷的垂直擴散，其擴散情形，均假設爲 Gauss 型分布。

由所有上風源產生的總濃度，必須把⑤式由 t（最近污染源）積分到 t_L（當 $L=1.25\ \sigma_z$），而以⑦式，由 t_L 積分到 t_s（最遠污染源），然後再把兩項積分相加，t_s 爲沿風向都市長的浮游時間。依據面源假設 t 應該等於零（t=0），但都市污染濃度，以代表性測量時，空氣抽樣儀器不能太靠近污染源，因此 Miller 卽假設 50sec 浮游時間內沒有污染源。因此在面源的下風邊緣（Downwind edge）之相對濃度爲

$$\frac{x}{Q_A}=\int_{t_{50}}^{t_L}\frac{2}{\sqrt{2\pi}\,\sigma_z}dt+\int_{t_L}^{t_s}\frac{1}{L}dt\cdots⑧$$

大氣混合層高度愈低，浮游時間愈長，則相對濃度就會愈大，浮游時間的增加，乃是沿風向都市長度的增加，以及風速的減弱。

依據此模型的預測，結果照理在沿都市下風邊緣有一濃度最大值。但代表性測量通常顯出，都市中心之污染濃度較高。此矛盾現象是因愈接近污染源，空氣稀釋也較少，或者此模型爲極端單純化的結果。

因爲污染源分布的不平均，此模型應用在都市平均濃度上較好，依據此模型，相對濃度沿水平y方向不變。因此求都市水平相對濃度，把⑧式沿風向都市長積分，再用沿風向都市長來除，卽得次式。

$$\frac{\bar{x}}{Q_A}=\frac{1}{S}\int_{s_1}^{s}\frac{x}{Q_A}dx=\frac{1}{S}\left[\int_{s_1}^{s_L}\int_{t_{50}}^{t_L}\frac{2}{\sqrt{2\pi}\,\sigma_z}dtdx\int_{s_L}^{s}\int_{t_L}^{t_s}\frac{1}{L}dtdx\right]\cdots⑨$$

在此有關 S 積分之兩端，是對應有關 t 之部分，由 S=ut 之關係。因此上式可改寫爲

$$\frac{\bar{x}}{Q_A}=\frac{u}{S}\left[\int_{50}^{t_L}\int_{50}^{t_L}\frac{2}{\sqrt{2\pi}\,\sigma_z}dtdt+\int_{t_L}^{t_s}\int_{t_L}^{t_s}\frac{1}{L}dtdt\right]\cdots⑩$$

圖6係將⑨式以圖解積分法，對應 Turner 穩定度 3 級的 $\sigma_z(t)$，所計算出來的 $\frac{x}{Q_A}$ 與 L 之關係，利用圖 5，將⑩式積分卽可得圖 6，因此可知將都市長度因素導入時，相對濃度 $\frac{\bar{x}}{Q_A}$ 之變化將予改觀。

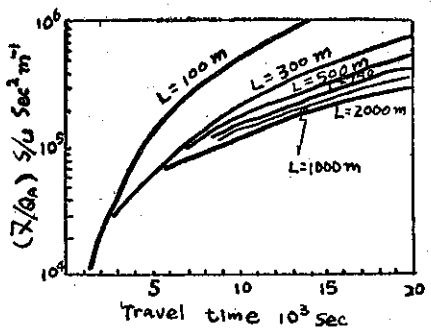


圖 6. $\bar{x}/Q_L$，S/U 與浮游時間及混合層高度之關係

如上述以⑩式，如果都市大小知道，而依據氣象資料，卽可求出 $\frac{\bar{x}}{Q_A}$ 與風速及混合層的關係。

五、實模測型對臺北市之應用

Miller (1967) 所提出的實測值擴散模型，本來只有一種，不用電子計算機，而用手算的都市擴散模型。

本文係應用 Miller 實測模型，以電子計算機對臺北市選夏季與冬季各一天穩定度級加以計算，並將實測結果與計算結果互相比較加以討論（圖 7）

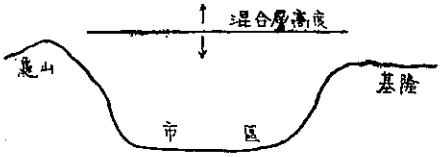


圖 7. 臺北市大氣污染環境因素之檢討

在採用參數與 Miller 者稍有不同，如下午（上午、夜間）混合層高度，Miller 所採用者是地表溫度最大值，沿乾絕熱線與濕度垂直剖面相交處之高度，因臺北地區探高資料較少，僅上午八時，下午八時各一次，無法完全利用絕熱圖求出混合層高度。本文即採用雲高之估計式爲混合層高度之估計式[5]。即

$$(\text{溫度}-\text{露點溫度})\times 125(\text{m})$$

風速係利用氣象局每小時觀測記錄，高度 23 公尺，而未如 Miller 原始模型，將整個混合層風速加以平均。對於 σ_z 值係利用統計式 $\sigma_z=\frac{L}{1.25}$ 之垂直濃度標準偏差。

對 SO_2 浮游時間的決定，以 Pooler[6] 實驗結果而假設 $\sigma_z^2=2au^r t_L^B$，式中 a、r、B 均爲常數，係依季節地形而異，通常 $r=0\sim1$，$B=1\sim2$，本文即參照穩定度等，採用 $r=0.6$，$B=1.5$，$a=0.09$。

求每一天每個時刻之平均濃度，假設每小時時間間隔內，垂直方向標準偏差與混合層高度均不變，⑩式即可改寫如

$$\frac{x}{Q_A}=\frac{u}{S}\left[\frac{2}{\sqrt{2\pi}\,\sigma_z}(t_L-50)^2+\frac{1}{L}(t_s-t_L)^2\right]$$

$$=\frac{u}{S}\left[\frac{2}{\sqrt{2\pi}\,\frac{L}{1.25}}(t_L-50)^2+\frac{1}{L}(t_s-t_L)^2\right]$$

$$=\frac{s}{SL}\left[(t_L-50)^2+(t_s-t_L)^2\right]\quad\cdots\cdots\cdots\cdots⑪$$

依據上式加以積分時，每小時須考慮下列幾種不同情況：

1. $t_s>t_L$；污染物質到達混合層頂時，仍滯留在都市區域，繼續污染。

2. $t_s=t_L$；污染物質到達混合層頂時，污染物先端正如在都市邊緣。

3. $t_s<t_L$；污染物質到達混合層頂時，污染物先端已超出都市區域，對都市污染不影響。

在本文每時刻之平均污染濃度，即以前一小時之平均濃度爲該時刻之平均污染濃度，（如 8 點之平均濃度乃是7點到8點間之污染效應的結果），因此上述三種情況，必須分別再考慮到與每小時間隔的關係。

由⑪式求出的平均相對污染濃度 $(\bar{x}/Q_A)_L$，因每時刻之有效面源強度 Q_A 不盡相同，在求平均污染濃度 $(\bar{x})_c$ 時，必須用各個時刻之有效污染面源強度來修正。本文求有效污染面源的方法，係參照 Los Angels 市（都市長 3.8km，1963 年）[2] 作 NOx 預測研究時，求有效面源強度的方法。假設臺北市長 60km（本文爲初步研究，爲計算方便假設之），引用圖 8，對應每個時刻之混合層高度及風速，求平均相對污染濃度 $(\frac{\bar{x}}{Q_A})_{LM}$，再由實測值，利用下式求有效污染面源強度：

$$\left(\frac{\bar{x}}{Q_A}\right)_{LM}=\frac{(\bar{x})\ \text{observed}}{(Q_A)\ \text{effective}}$$

$$(Q_A)_{ef}=\frac{(\bar{x})_{ob}}{(\bar{x}/Q_A)_{LM}}\quad\cdots\cdots\cdots\cdots⑫$$

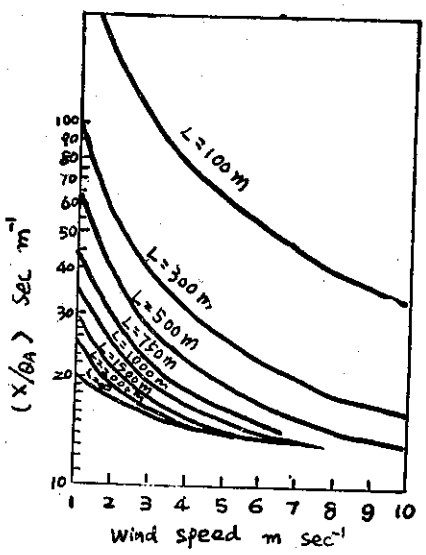


圖 8. $\bar{x}/Q_A$ 與風速及混合層之關係

本模型假設都市大小與風向無關，即表示都市爲對稱，即使都市非常對稱，有效煙源與風向應該是有關的，因爲都市有效煙源不可能是均勻的。

由計算機所求的 $(\frac{\bar{x}}{Q_A})_L$ 值，乘上有效面源強度，即爲平均污染濃度 $(\bar{x})_c$。

將 1972 年 7 月 29 日之資料，以⑩式計算整理（計算程序如附錄 3）後，示於圖 9，由圖可知，若把每個時刻的有效面源強度都看成一樣時，在夜間及清晨，計算值 $(\frac{\bar{x}}{Q_A})_L$ 與實測值成負相關，而在白天

與實測值 $(\bar{x})_0$ 之變化

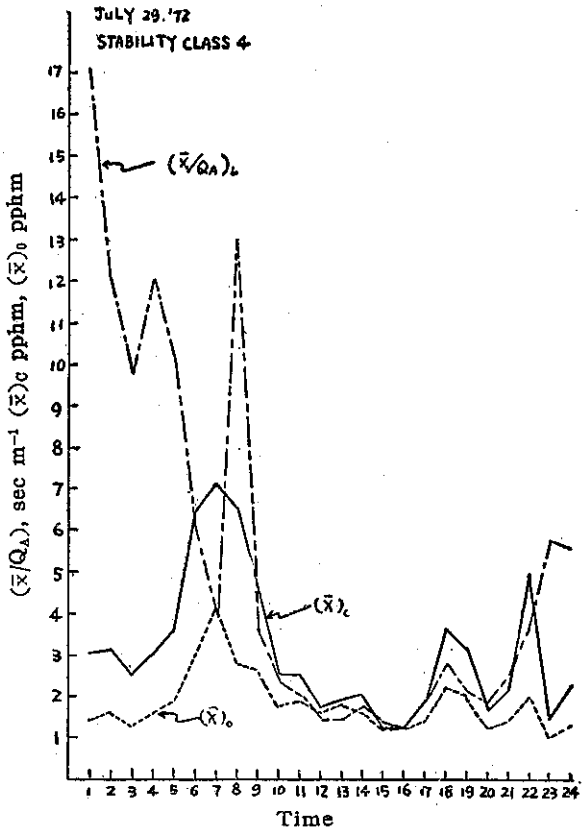


圖 9a. 逐時計算值 $(X/Q_A)_L$，平均污染濃度 $(\bar{X})_0$

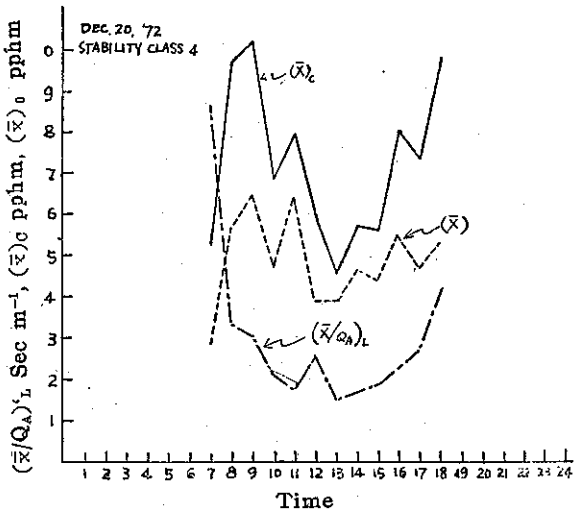


圖 9b. 逐時計算值 $(X/Q_A)_L$，平均污染濃度 $(\bar{x})_0$ 與實測值 $(\bar{x})_0$ 之變化

，尤其是下午，計算值 $(\frac{\bar{X}}{Q_A})_L$與實測值變化傾向較吻合。因此可推出上午及下午的面源強度變化不大，並且可推知一天 24 小時之有效面源強度不等，而夜間及清晨的有效面源平均強度一般比上午及下午爲小，此種情形，於圖 10 非常明顯。

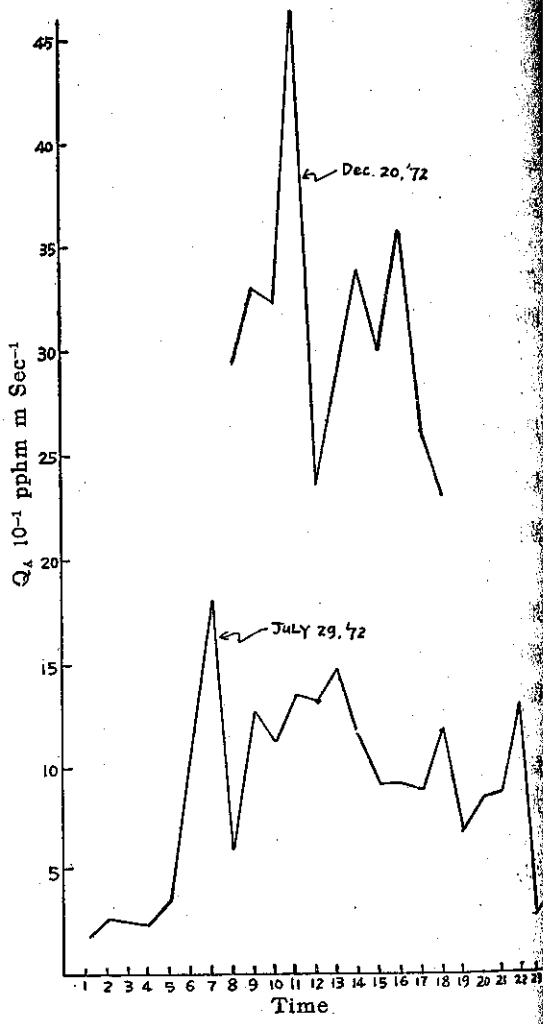


圖 10. 逐時有效污染面源強度

在白天，都市及郊外之大氣狀態大致相同，卽經熱遞減或過絕熱遞減之大氣穩定度非常相似。到夜間，郊外之輻射冷却較快，易呈現溫度逆轉，但在市中心因熱源較多，發生逆轉情形較少。

因此夜間及清晨都市擴散模型之應用，比較複雜。在夜間都市擴散係數與附近郊外之擴散係數不同，卽因都市比其周圍來得暖，此種現象通常稱爲「都市熱島」(Urban heat island)[7,8]，因此種現象之故，則產生都市比郊外不穩定之遞減及較大之擴散，「都市熱島」之現象，係都市特有的氣象，其主因可歸納爲：

1. 因大氣中有浮游的污染物質存在，夜間冷却

到限制

2. 都市內人工熱源增加

3. 白天傳導於建築物及道路的熱量，至夜間被放出。

4. 因建築物而起的地面摩擦，使風速減低，妨害熱的輸送。

5. 因鋪裝道路，房屋密集，排水設施完備，減少地面蒸發。

在清晨、傍晚、夜間，因無法從正確氣象資料決定正確混合層高度，利用此模型較爲困難。

從圖 9，$(\bar{x})_c$ 平均濃度計算值之變化傾向，大致上與實測值變化傾向符合，並且顯出，此模型之應用，白天應用度比夜間應用度爲佳，雖然每一時刻之計算值均比實測值較大，尤其在夜間、清晨及傍晚其差別更甚，但如果考慮其他因素，會有較好的結果。

在此初步模型顯出計算值比實測較大！乃是模型上沒考慮到其他氣象因素，以及採用的參數不適當。例如調查 1972 年 7 月 29 日[9]之降水量時，8 時爲 0.2mm，9 時爲 0.1mm，其他時刻均爲 T，因此若在這些時刻上，對模型考慮到雨水冲洗作用，其計算值應該小一點，而且預測的污染變化傾向，也會較爲吻合。

雖然加以雨水冲洗效果，實測值與計算值差距，在清晨仍比白天及夜間來得大，這個原因部份是因爲模型沒考慮到上升的污染流，即被都市早晨逆溫層所捕獲，在逆溫層上的污染流部份被風吹送出城市外，而不會到達地面。

再考查混合層高度與污染濃度計算值 $(\bar{x})_c$ 變化傾向的關係（圖 11），發現白天污染濃度 $(\bar{x})_c$ 變化傾向與混合層高度的關係，與圖 4 的結論較吻合。即混合層高度愈低，污染濃度計算值愈大，反之則較小。但清晨混合層高度與污染濃度 $(\bar{x})_c$ 關係並不如圖 5 的結論。

風速（（圖12）與污染濃度計算值 $(\bar{x})_c$ 的關係，白天、夜間的污染濃度計算值變化傾向與風速關係與圖 6 的結論較合，即風速愈大濃度 $(\bar{x})_c$ 愈小，反之則愈大，但在清晨污染濃度 $(\bar{x})_c$ 變化傾向與風速關係不如圖 6 的結論。

若將有效面源強度 Q_A 如圖 10，假設每個時刻都一樣，則污染濃度 $(\bar{x})_c$ 變化的情形應如 $(\bar{x}/Q_A)_L$，清晨也應合乎圖 5，圖 6 的結論。因此清晨時污染濃度計算 $(\bar{x})_c$ 不應僅爲風速與混合層高度的函數。克服此困難，應修正有效面源，對應清晨這些時刻，

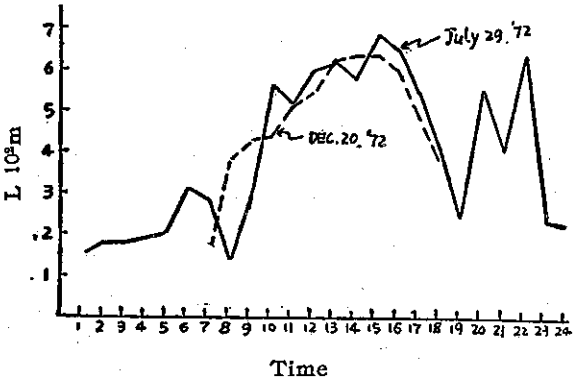


圖 11. 臺北逐時混合層高度

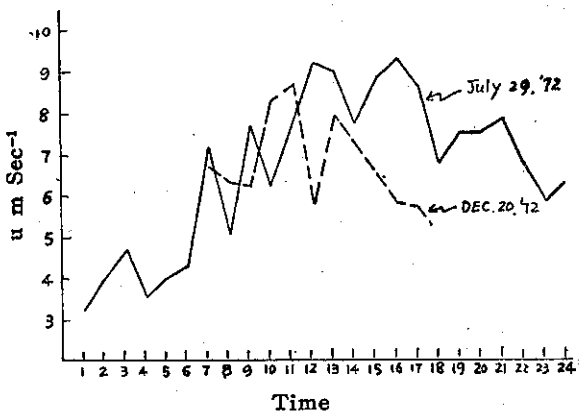


圖 12. 臺北逐時風速

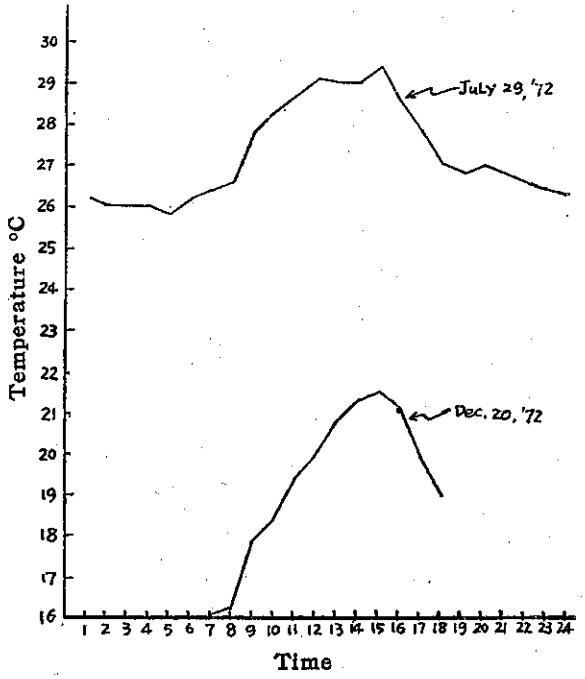


圖 13. 逐時溫度變化

有效污染源强度應比本文所求出的 Q_A 爲小。

查有效污染源强度 Q_A（圖10）與溫度（圖 13）及計算值（圖 9）間的關係，發現溫度較高時刻，如白天，濃度的變化傾向，可以看成爲混合層高度及風速的函數，而與有效面源强度關係甚小，卽在溫度較高時，有效面源强度可爲定值；在溫度較低時，如清晨，濃度變化傾向不只是風速、混合層高度的函數，也是有效面源强度的函數，卽溫度愈高，有效面源强度愈大，反之則愈小。因此若將有效面源强度推求準確，對計算值量方面的預測，亦可有更大的改善。

此外 Q_A 變化與混合層高度及風速有關，而可由⑫式求出，如 12 月 20 日正午 Q_A 銳減，此乃係此時刻風速之銳減所致，因風速銳減 $(\bar{x}/Q_A)_{LM}$，之程度愈大，而（$\bar{x}$）及 L 在此時刻變化並不大，故 Q_A 出現較小值。冬季的有效面源强度比夏季有效面源强度大，主因在於冬季測定值比夏季測定值爲大。

六、結　　論

都市污染濃度之預測，其發展目標不外爲：

1. 定量之預報。
2. 預報24小時污染之傾向。

本文之研究亦正朝此兩目標進行。利用一簡單實測擴散模型（Miller 模型），加以修正，以資適合臺北市空氣污染預測之初步模型。雖然各個計算值之精確率尙需研究檢討，但對 24 小時污染濃度傾向變化上，無論夏季、冬季均能與實測值甚符合。

爲進一步之研究，臺北市區應多設測站，始能看出此模型對各地區之適用性，以及對各種大小不同污染源之適應性，同時應加强都市氣象之觀測設備，以利提高污染預測之正確度。

參 考 文 獻

1. 都市大氣污染現象研究會：「大氣污染防止のコンピューター利用に關する研究」日本 1970. 3.
2. Miller, Marvin E. and George C. Holzwerth: "An Atmospheric Model for Metropolitan Areas" Jour of Air Poll. Cont. Asso. Vol. 17, No. 1, pp 46-50, 1967.
3. F.A. Gifford; "The Problem of Forecasting Dispersion in the Lower Atmosphere" Atomic Energy Comission, Division of Technical Information Extension, Oak Ridge, Tenn. p. 28, 1961.
4. Turner D. Bruce; "A Diffusion Model for an Urban Area" Jour. Appl. Met. Vol. 3, No. 1, p. 83-91, 1964.
5. 中央氣象局；「測報手冊」1972.
6. Pooler. F; "A Prediction Model of Mean Urban Pollution for Used with Standard Wind Roses". Internat. Jour. Air and Water Pollution" 1961.
7. H. Landsberg. "The Climate of Towns" Paper No. 28. Wennergren Foundation International Symposium" "Man's Role in Changing the Face of the Earth" Princeton, N.J. June 16-22. 1955.
8. J. M. Mitchell, Jr. "The Thermal Climate of Cities" The Public Service Symposium, Air over Cities" SEC Technical Report A62-5. R.A Taft Sanitary Engineering Center, Cincinnati, Ohio, Nov. 6-7. 1961.
9. 中央氣象局：氣象資料，1972.
10. United States Department of Commerce Weather Bureau; "Meteorology and Atomic Energy" 1955.

附錄 1　各種大氣污染模型

1. Turner 模型，（而後 Koogler 等亦應用之）

$$\frac{x}{Q}=\frac{1}{u\pi(\sigma_y+402)\sigma_z}\exp\left[-\frac{1}{2}\frac{y^2}{(\sigma_y+402)^2}\cdot\frac{1}{2}\frac{(z-h)^2}{\sigma_z^2}\right]\exp\left(-\frac{0.693}{T_{1/2}}t\right)$$

2. Clarke 模型

$$\frac{x}{Q}=\frac{2}{u\sqrt{2\pi}\,\sigma_z(\pi/8)_x}\exp\left(-\frac{1}{2}\frac{z^2}{\sigma_z^2}\right)\exp\left(-\frac{0.693}{T_{1/2}}t\right)$$

3. Hilst, Brown 模型

$$D(x-x_o,0)=\frac{Q}{\sqrt{2\pi}\,u[cz_o+a(x-x_o)]}\exp\left[-\frac{1}{2}\frac{z_o^2e^{-2\lambda(X-X_o)}}{\{\sigma z_o^2+a(x-x_o)\}}\right]$$

4. Pooler 模型

$$\frac{x}{Q}=\frac{1}{\pi u(\sigma_y+80)(\sigma_z+30)}\exp\left[-\frac{1}{2}\frac{y^2}{(\sigma_y+80)^2}-\frac{1}{2}\frac{h^2}{(\sigma_z+30)^2}\right]$$

5. Miller 模型

$$\frac{x}{Q_A}=\frac{u}{S}\left[\int_{50}^{t_L}\int_{50}^{t_L}\frac{2dtdt}{\sqrt{2\pi}\,\sigma_z}+\int_{t_L}^{t_s}\int_{t_L}^{t_s}\frac{1}{L}dtdt\right]$$

6. Panofsky, Prasad 模型

① $x=\dfrac{2Q}{\sqrt{2\pi}uw\sigma_z}$

② $x=\dfrac{S}{uR_v}\Sigma\dfrac{Q}{w_ygp}$

③ $\sigma_z=b\sigma_\theta x^p$

7. Fortak Badgley 模型

$$\frac{x}{Q}=\frac{2}{\pi\sigma_y\sigma_z u}\exp\left[-\frac{1}{2}\frac{y^2}{\sigma_y^2}-\frac{1}{2}\frac{z^2}{\sigma_z^2}\right]$$

8. Puff 模型（New York Model, Chicago Model）

$$\frac{\chi(x',y',z_o t)}{Q(t)}=\frac{1}{(2\pi)^{3/2}\sigma_z(t)\sigma_y(t)\sigma_z(t)}$$

$$\exp\{-\frac{1}{2}[(\frac{x-ut-x'}{\sigma_y(t)})^2+(\frac{y-vt-y'}{\sigma_y(t)})^2+(\frac{z-wt-z'}{\sigma_z(t)})^2]\}$$

註：式中 t：浮游時間（sec）

σ_x：x 方向之濃度標準偏差（m）

σ_y：y 方向之濃度標準偏差（m）

σ_z：z 方向之濃度標準偏差（m）

u,v,w：各爲 x, y, z 方向之風速（m/s）

x,y,z：各爲沿風下，垂直 x 軸方向之水平與垂直距離（m）。

x′,y′,z′：爲污染物質放出位置。

h：煙囪有效高度（m）

$T_{1/2}$：污染物半衰期

a,b,λ：常數

R_v：爲 Bivane 風向計在垂直方向的變化範圍。

p：大氣穩定指標（中立時爲 1，不穩定時大於 1）

w：山谷寬度

Q：污染量

L：混合層高度

附錄 2　Turner 穩定度分類

近地穩定度主要由淨輻射量與風速來決定，若是不考慮雲的影響，輻射量與太陽高度（Solar altitnde）有關，而太陽高度與季節，時刻有關，若有雲的存在，則雲的覆蓋及其厚度，減少了入輻射量與出輻射量。

Turner 用太陽高度估計日射，再用總雲量及雲幕高修正估計值，晚上估計輻射量應考慮雲的覆蓋。

這種穩定度分類非常客觀，而且能利用電子計算機來處理，穩定度分爲①極不穩定（Extremely unstable），②不穩定（Unstable），③稍不穩定（Slightly unstble），④中立（Neutral），⑤稍穩定（Slightly stable），⑥穩定（Stable），⑦極端穩定（Extremely stable）。

表 A-1 爲穩定度與風速，淨輻射指數之關係，淨輻射指數由 4（最大正淨輻射，向地方向），到 -2（最大負淨輻射量，離地方向），不穩定級發生在較大正淨輻射及風速小時發生，大的負淨輻射及微風時產生穩定，若天空有雲，風速大則是中立狀態。淨輻射指數與風速的配合，來決定穩定度級，淨輻射指數之決定，可由下列步驟來決定：

1. 白天或晚上：若總雲量 10/10；雲底高小於7,000 呎，淨輻射指數＝0。
2. 夜間（自日落至日出）
   ⓐ總雲量≦4/10，淨輻射指數＝－2。
   ⓑ總雲量≧4/10，淨輻射指數＝－1。
3. 白天
   ⓐ由太陽高度決定日射指數。
   ⓑ若總雲量 ≦5/10，則日射指數對應成表 A-1 之淨輻射指數。
   ⓒ若總雲量 ≧5/10，則日射指數，以下列六種步驟加以修正。
   ①雲底高 ＞7000 呎減 2
   ②雲底高 ＞7000 呎，但 ＜16000 呎減 1
   ③總雲量 10/10，雲高 ≧7000 呎減 1
   ④若日射指數無經①，②，③步驟加以修正，則假設修正後的指數＝日射指數。
   ⑤若修正後的日射指數 ＜1，令之 ＝1。
   ⑥表 A-1，淨輻射指數爲對應修正後的日射指數。

在 Turner 之實用例，夜間不會出現顯著的穩定狀態，所以穩定度指數 6 7 都以穩定指數 5 來處理。但應用此種指數時，應檢討其適用性。

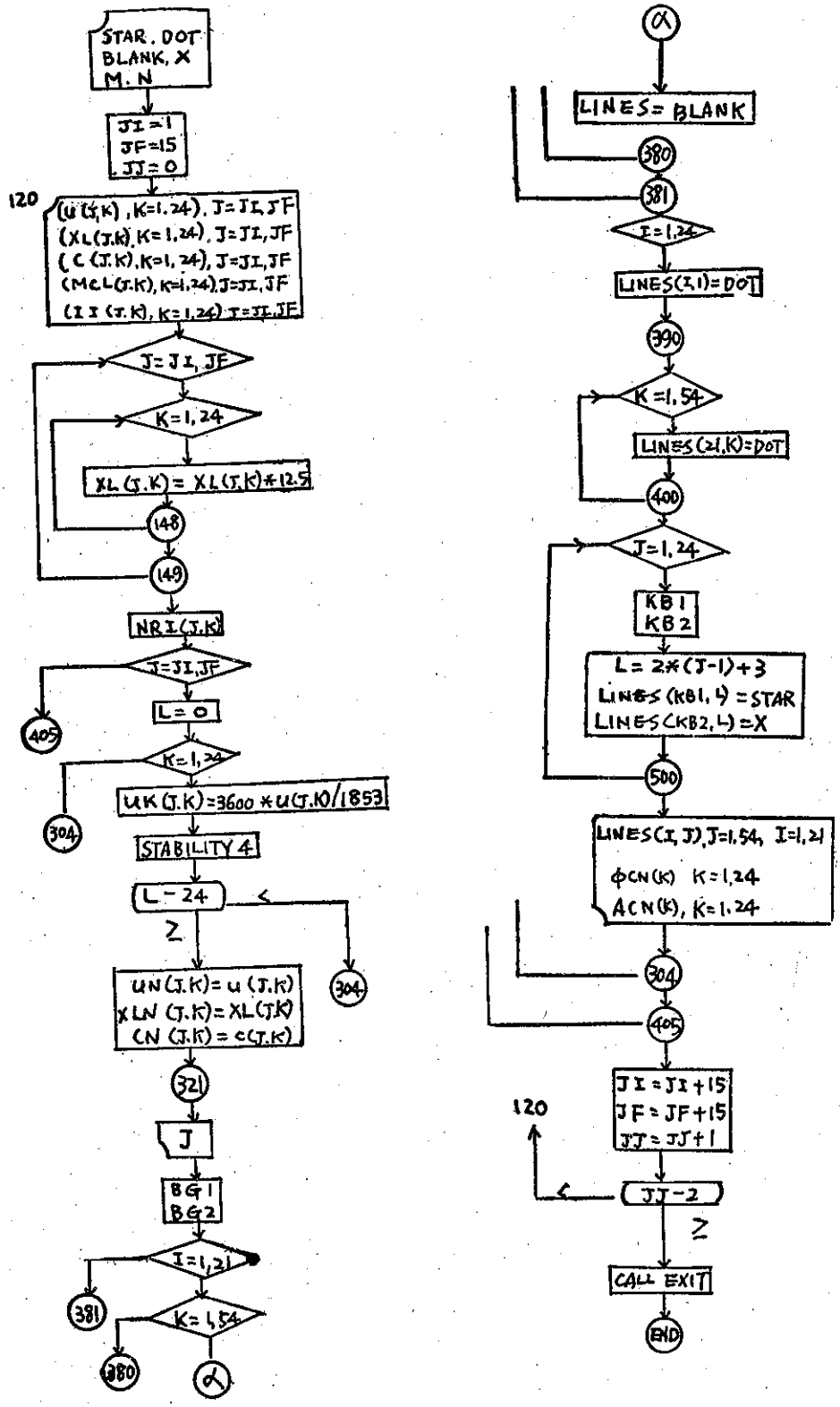
表 A-1　穩定指數推定表

風速	淨輻射指數						
	4	3	2	1	0	-1	-2
0-1	1	1	2	3	4	6	7
2-3	1	2	2	3	4	6	7
4-5	1	2	3	4	4	5	6
6	2	2	3	4	4	5	6
7	2	2	3	4	4	4	5
8-9	2	3	3	4	4	4	5
10	3	3	4	4	4	4	5
11	3	3	4	4	4	4	4
≧12	3	4	4	4	4	4	4

表 A-2　日射指數

太陽高度	日射	日射指數
60°＜a	强	4
35°＜a≦60°	中强	3
15°＜a≦35°	稍弱	2
a≦15°	弱	1

附錄 3. Flow Chart



西太平洋高壓消長及其與颱風行徑關係之研究*

陳 毓 雷　　鮑 學 禮

The Fluctuation of West Pacific High and Its Relation to Typhoon Tracks

Yu-lei Chen　　*Hsiao-li Pao*

ABSTRACT

The prediction of weather condition and typhoon movement in the area of the West Pacific Ocean in summer months depends largely on the position of the subtropical high ridge, which, due to its day to day E-W fluctuation, is itself rather difficult to predict. It is thus attempted to inestigate into the problem by, firstly, getting the true picture of the subtropical high ridge in this particular area, secondly by discussing about the harnessing factors which lie in the tropical circulation system and finally bv deriving some guiding rules with which the motion of the ridge can be predicted.

For the first part, statistical facts about the behavior of the ridge and the most probable paths of typhoons, based on data of the latest 13 years, are presented; 5 categories are classified according to the trend of motion of ridges; thermal and kinematical properties for cases selected from each category are studied, but unfortunately little correlation between any such property and the category can be detected. For the latter parts, it is concluded that the easterly and subtropical jets, which vary in intensity, latitude and height, appear to be the most indicative item when forecasting problem is dealt with. However, the guides lines are by no means infallible, and caution must be taken especially when unusual flow pattern dominates in this area.

一、前　　言

副熱帶高壓爲所有氣壓系統中最安定者，氣象學家常稱之爲「活動中心」，意謂較小規模移動性之擾動不獨無法影響其環流型態，且被迫以其爲中心而繞之移行。鑒於副高壓之暖心垂直結構與氣候學平均位置，上述原則殆無置疑餘地。

然而所謂安定究非固定。副熱帶隨季節而調整其高壓軸線作南北之位移已爲週知之事實，而其高壓中心或高壓脊之不斷作東西擺動更令預報人員束手無策。因此在實際預報觀點言，平均現象縱屬十分澄清明確，但並不見得適用於個別現象。

臺灣地區夏季始終在西太平洋副熱帶高壓脊（以下無虞誤會時簡稱之爲「副高」）之影響範圍以內。然該副高脊在本地區內特別難予捉摸，有時西進，有時東退，其進退徘徊之範圍適在大約120°～140°E之間。是以欲瞭解臺灣夏季之天氣變化，關鍵在此。苟能掌握副高之東西消長，則本區預報問題卽可迎刃而解，包括無颱風時之日常天氣情況預報，有颱風時之

* 本著作之完成曾獲行政院國家科學委員會之補助

移動路徑預報，以及西南季風與東南信風所形成之 ITC 型態、信置等，而後者復與熱帶擾動之是否容易滋生有關，尤在南海洋面上爲然。

凡在東亞具有實際預報經驗之氣象人員莫不有此感覺，例如颱風在副高之西南方位時，預報員首感困擾者厥爲該副高究將西進、停頓、抑東退？否則颱風之未來行動卽無多大問題。本文亦就此實際觀點出發，在以下各節探討論述有關問題。

二、研究範圍及採用資料

研究之時間範圍以夏季爲準，而夏季之定義則以自然季節之劃分爲依據。根據 Ramage[8] 之意見，東亞之夏季應在六月至九月(五月、十月爲過渡季)。更就臺灣地區之平均圖，噴射氣流南北變遷等環流形勢考慮[2]，決定以六月中旬至九月中旬爲夏季範圍。但十月份內副高脊線仍舊相當高而西太平洋颱風出現頻率亦不見減少，故仍納入討論範圍。

至於地區範圍之決定，本來環流系統不宜分割過小故應以整個西太平洋爲考慮。然而基於臺灣爲着眼之主觀價值，似乎不必牽涉太遠。故決定以 120°～140°E 範圍間爲主體討論副高之消長問題，但事實上有時必須越出此範圍討論，甚至南半球之環流亦須涉及。同時下文將可說明此一範圍本卽具有特殊之環流性質，亦卽副高進退確以該經度內爲最頻，初非純因臺灣之地理位置在此而遽作主觀決定者。

以前曾經研究東亞地區副熱帶以南環流問題之中外學者頗多。基礎理論方面如 Starr、Palmén，熱帶天氣分析方面當可以 Riehl 爲代表，亞流季風方面有 Ramage 及印度學者等作細節鑽研，此外若干中國氣象學者亦有不少有關東亞環流之研究。然衆多論著中，對副高之振盪特性，類皆淺嚐輒止。若謂前此無人注意、或感覺不值細究此一問題。似非事實。然則其間必有相當困難存在。筆者願在第五節再予論述。但過去雖少專論副高之文獻可資運用，凡有關本地區環流性質論文之一般性資料則儘量利用。至於直接採用於本文之原始資料來源主要包括以下兩部份。

㈠日本氣象廳編印之東亞天氣圖 (1960～1971) 十二年，該資料自地面至 500mb 爲止。該資料內並有東亞各地區及太平洋上若干測站之高空壓溫資料。

㈡空軍氣象聯隊經國科會支援整理完竣之中國地區高空氣象資料部份 (1966～1970)。所採用測站十二處除沿海爲主外，並及新藏高原僅有之噶爾穆、和闐兩站。

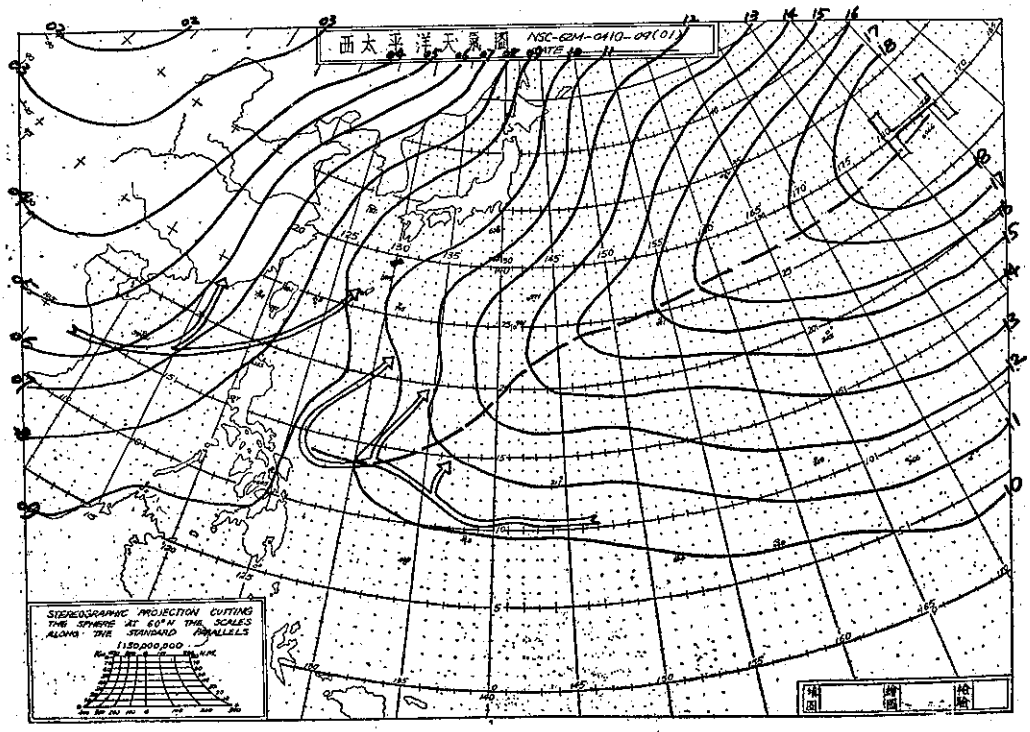


圖 3.1 六月份西太平洋高壓脊平均位置及颱風路徑 (最近十三年資料之平均)

Fig. 3.1 The mean position of the ridge of the western N. Pacific high for June, with most probable typhoon tracks superimposed (based on data from 1960 to 1972).

以上資料概以每日 12:00Z 爲準，以避免日變化(在熱帶之變量相對而言頗大)。故所有本文繪製之各種等壓面圖、縱剖面圖、時間剖面等亦均爲 12:00 Z 時間者。

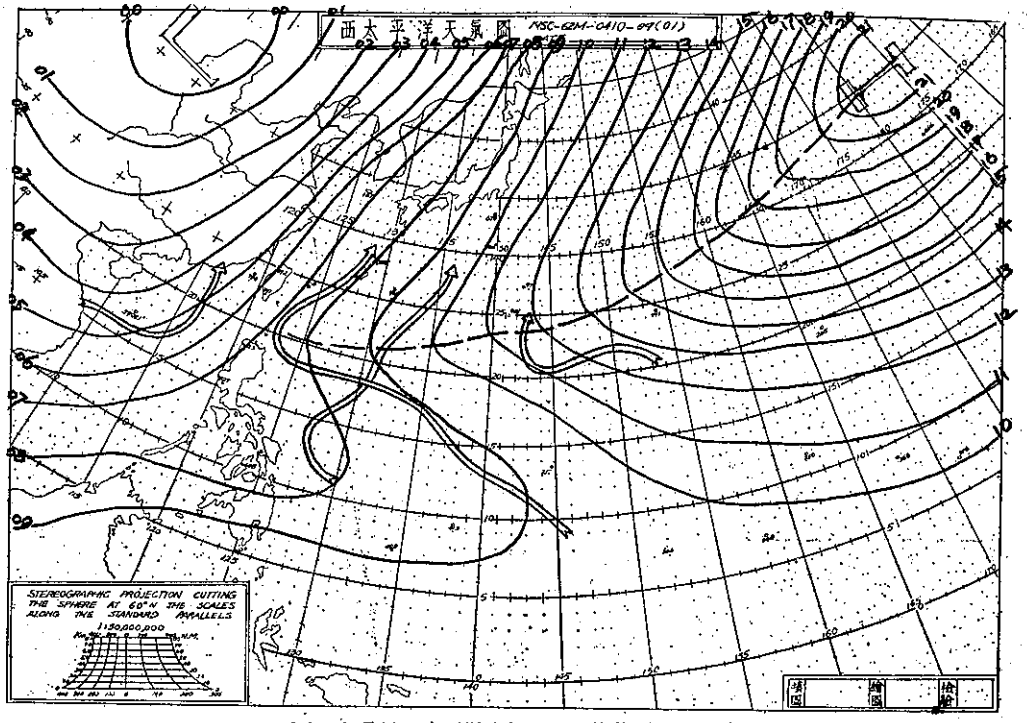


圖 3.2 七月份西太平洋高氣壓脊平均位置及颱風路徑
Fig. 3.2 As in Fig. 3.1 except for July.

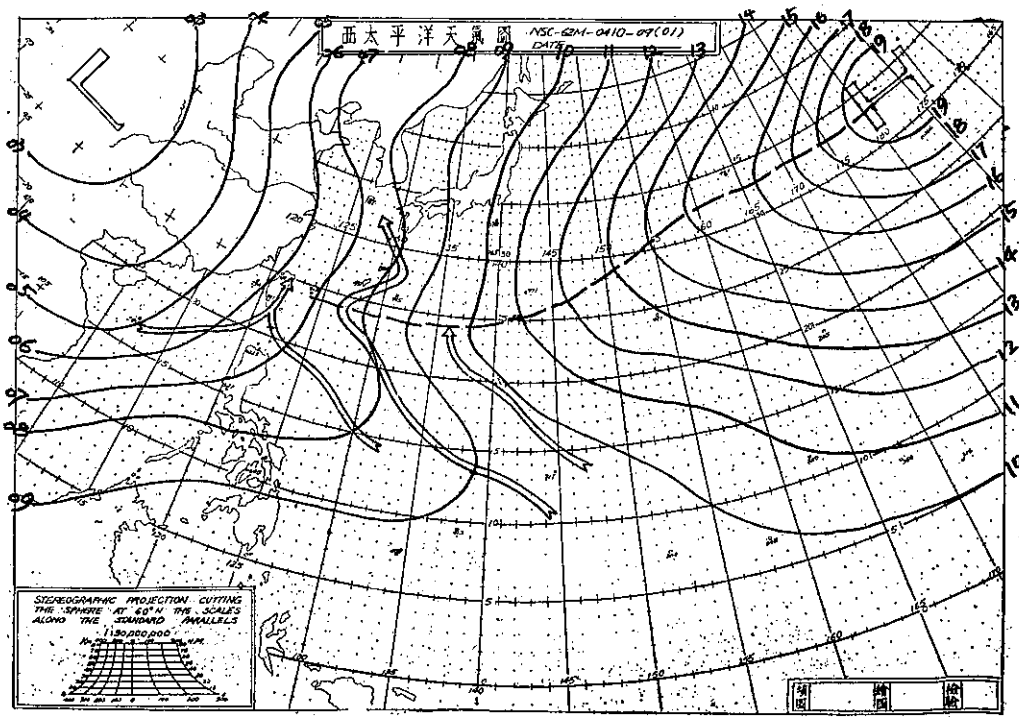


圖 3.3 八月份西太平洋高壓脊平均位置及颱風路徑
Fig. 3.3 As in Fig. 3.1 except for August.

三、夏季西太平洋副熱帶高壓脊及颱風路徑之關係

筆者用最近十三年（1960～1972）之資料，自六月至十月分別繪製西太平洋區域之平均地面氣壓分佈圖如圖3.1至 3.5。另以 2.5 緯度見方爲單位面積統計颱風在同時期內各月份之出現次數製成颱風平均路徑

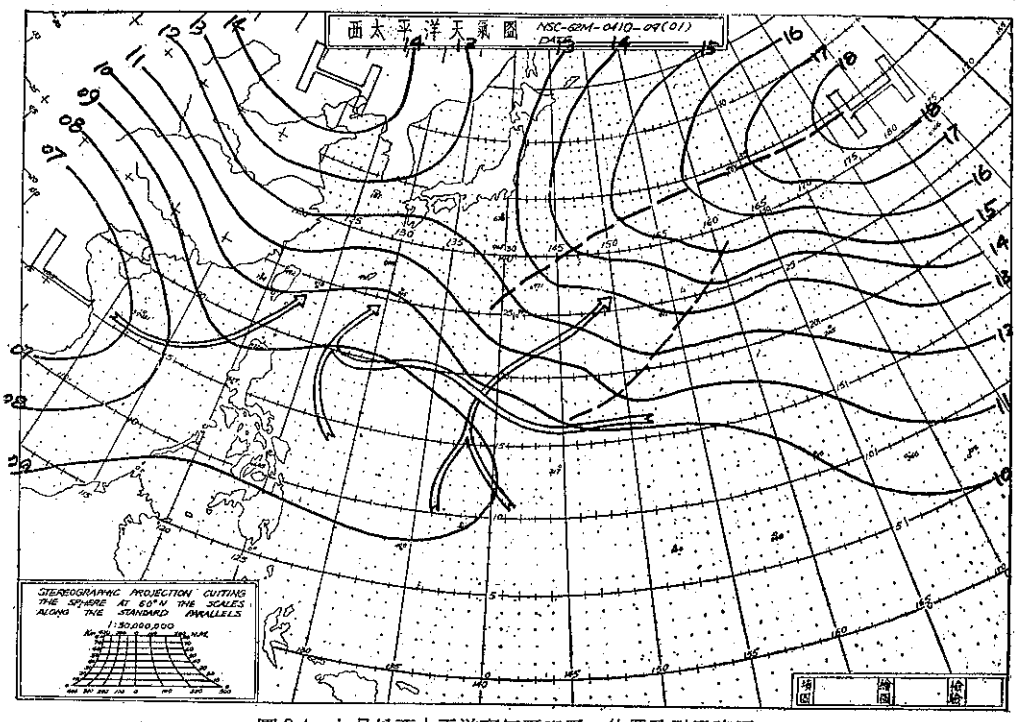


圖 3.4　九月份西太平洋高氣壓脊平均位置及颱風路徑
Fig. 3.4　As in Fig. 3.1 except for September.

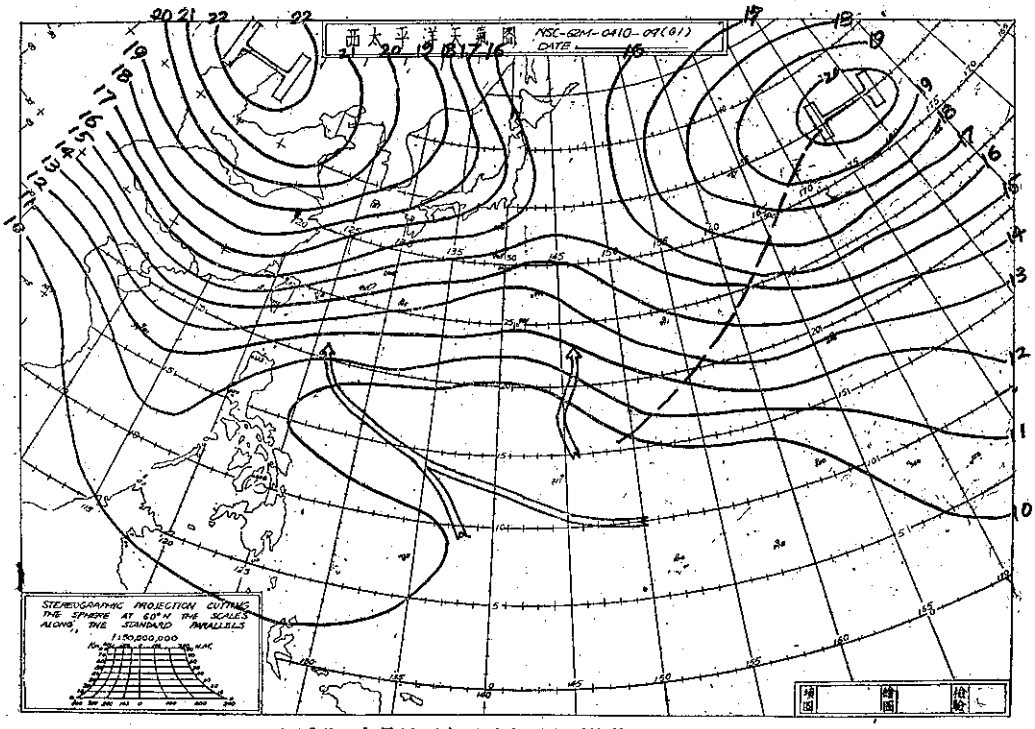


圖 3.5　十月份西太平洋高壓脊平均位置及颱風路徑
Fig. 3.5　As in Fig. 3.1 except for October.

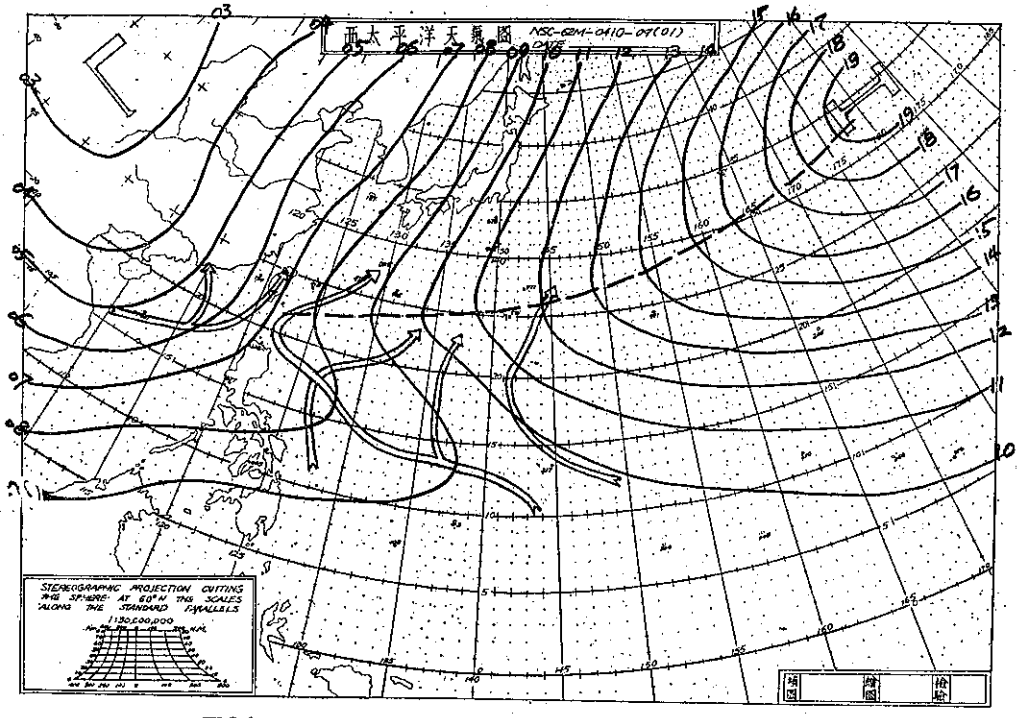


圖 3.6 夏季 (6.16—9.15) 西太平洋高氣壓脊平均位置及颱風路徑

Fig. 3.6 As in Fig. 3.1 except for the whole summer months June 16th thru September 15th.

圖，加繪於相當之月平均地面圖上。然後將六月十六日至九月十五日期間之資料作出整個夏季之平均圖如圖3.6。

此種平均圖之作用有三：

㈠正確決定夏季各月西太平洋上副高之平均位置，大陸上氣壓分佈形勢，以及臺灣之氣壓平均情況。

㈡颱風平均路徑與副高關係是否密切？如何解釋？

㈢提供副高脊外緣具有代表性之一根等壓線數值，以作此後個案研究之比較標準。

以下分四小節敍述所得結果。

㈠副高脊位置之平均緯度：

過去文獻記載副高所在平均緯度之正確性有時值得懷疑；一則過去資料稀少不準確，二則夏季未按自然季節涵義，三則過去大都以副高中心所在緯度代表整個副高帶之緯度，四則西方學者諒未特別注意西太平洋與中太平洋之高壓脊大有出入。與本文所得平均結果比較，以前之數值類多偏高。例如 Riehl 在其「熱帶氣象學」[10] 內所述夏季太平洋副高平均位置爲 38°N，顯然過高，應指中太平洋地區者。又如英國氣象局 A. H. Gordon[4] 所作統計，雖指明爲西太平洋（160°E 以西）地區者，仍覺過高。

美國環境衞星局及空軍 ETAC 合作於一九七一年刊行之「全球雲量統計圖册」[6]中各圖上雲量最少之軸線與本文所獲結果極相接近，該册根據衞星攝影以純客觀之資料及方式處理，應可徵信。是則可證過去文獻中有關西太平洋副高之資料未盡正確，玆以上述各種資料來源併列如表一，以供參照。

由表 3.1 所列資料可知副高脊在西太平洋呈東北東至西南西傾斜走向，其平均緯度自六月份起逐月北進至八月份達最高位置（28.5°N）後又逐月南退，頗有規律。其夏季各月之總平均緯度則爲 25.5°N。又由衞星雲量月平均及季平均圖均可察知副高壓帶之南北轄境在脊線上下各約五個緯度，在該範圍內之平均雲量僅 2/8。

Gordon[4] 氏亦曾將西太平洋區之赤道槽月平均位置與各該月副高脊線位置求取相關係數得 0.91，若以之與次月之副高脊線求兩者之相關則數值較小，可知副高脊之北進南退與夏半球整個系統之進退有即時反應之性質。

表 3.1 西太平洋副熱帶高壓脊夏季各月平均位置（北緯）表

	英國氣象局 (160E以西)			美國環境衛星局			本文所用平均地面圖 (160E 以西)		
	最高	最低	平均(°N)	最高	最低	平均(°N)	最高	最低	平均(°N)
六月	—	—	36	22	16	19	26.5	13.5	20
七月	—	—	34	29	22	25.5	29	20	24.5
八月	—	—	37	30	28	29	33	24	28.5
九月	—	—	36	25	25	25	36	18	27
十月	—	—	34	23	21	21.5	36	16	26
夏季平均 (6.16～9.15)			35.7			25.5	29.0	22.0	25.5

(二)平均副高壓脊向西伸展限度：

根據各月平均氣壓圖及衛星平均雲量圖分別讀得副高脊西線之位置以東經度數表示，約如表 3.2 所示。

表 3.2 各月平均副高脊向西伸展限度（東經）表

	本文所用平均地面圖	衛星平均雲量圖 (以2/3雲量爲準)
六月份	127	121
七月份	125	115
八月份	124	116
九月份	120, 140	126, 145
十月份	150	134
夏季平均 (6.16～9.15)	123	118

取上表之折衷值正居 122°E 臺灣所在之經度。但以各月數值分開看，知其西緣隨脊線之北移而西進，至八月巔峯後復隨脊線之南移而突然向東退至140°E 左右，致九月份數值出現兩個，此與近年來若干學者[1]提出副高每在過渡季節之區，六或九、十月間作跳躍

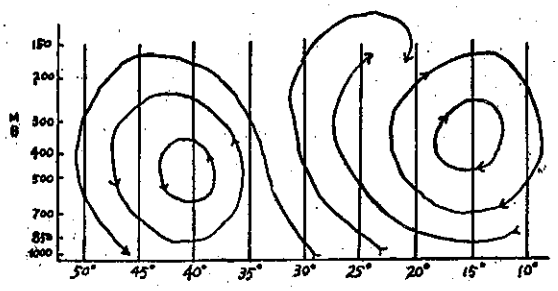


圖 3.7 夏季平均圈環流圖（沿 110°-120°E）
Fig. 3.7 Summer mean chart of meridional circulation along 110°-120°E.

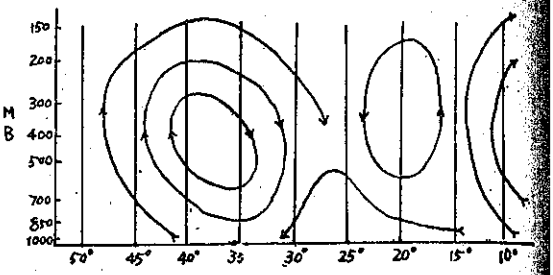


圖 3.8 夏季平均經圈環流圖（沿 120°-140°E）
Fig. 3.8 Summer mean chart of meridional circulation along 120°-140°E

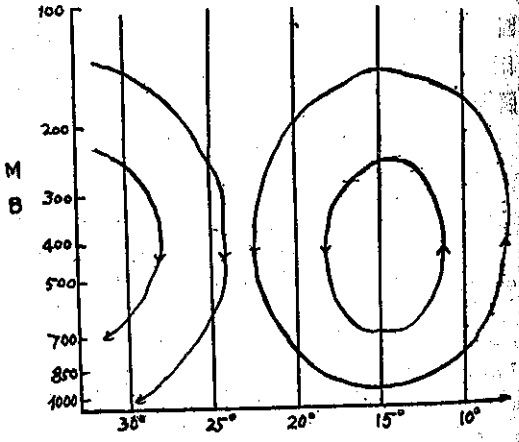


圖 3.9 夏季平均經圈環流圖（145°E 以東）
Fig. 3.9 Summer mean chart of meridional circulation along east of 145°E.

式之北進或南退之說法可相互呼應。

另據各子午線上之平均經圈環流圖看亦可獲得意之卽證。圖 3.7, 3.8, 3.9 分別爲 110°-120°E 120-140°E 及 145°E 以東之夏季平均經圈環流圖由圖 3.7 可知副高西緣應在 110°-120°E 之區域內因副高西緣應有上昇氣流而圖 3.7 內 2.5N 上下

上昇氣流。圖 3.8 內同緯度附近則兼有上昇，下降氣流，速度微弱，表示副高脊在 120°-140° 範圍內經常擺動不已。有時此區在脊外，應屬上昇氣流；有時則在脊內，故有下沉氣流。至於圖 3.9 爲 145°E 以東，則幾乎始終屬副高範圍之內，故爲確定之下沉氣流。

然而上述各月之平均值除說明氣候學意義外，誠不足以解釋日常天氣現象。蓋副高脊經常作東西擺動，且遠無季性節南北移動之有規則。在夏季任何一日內均可能在 120～140E 範圍之內徘徊，因此而造成預報上之困惑。

(三)由平均颱風路徑看副高壓脊之東西擺動：

平均颱風路徑由過去十二年資料獨立製成後方加繪於各月平均氣壓圖上，圖 3.6 則爲整個夏季之情況。該圖除颱風最主要之路徑可以反映副高脊西南半壁形狀外，值得注意者爲轉向路徑尚有在約當 110°E，120°E，130°E，136°E 及 141°E 五處之支線。因颱風路徑係根據各固定方塊 (2.5°×2.5° 緯度) 內之出現率而分析，故不致平均成一條轉向路線；因此充份說明副高之擺動範圍即在此間，而非如平均圖所顯示之副高脊永遠伸展，停留在該平均位置也。

其餘各月之平均颱風路徑圖亦莫不顯示此項性質。惟十月份之情況已非夏季可比，僅在 145°E 處尚有向北轉向之跡象可尋。

根據颱風在每一固定方塊內出現次數而繪製之平均路徑雖不致被平均成僅有一條，究竟仍祇能表示氣候學意義，且與副高平均位置之相互關係似乎不若過去若干論文內所表示者爲明顯貼合，筆者等意見認爲此係過去颱風定位資料類多不甚精確之故。但在個別案例中，兩者之關係則始終極爲明確，以下試就實例加以說明。

(四)個案例證：

副高向西伸展至中國大陸且保持不動時，颱風沿其南緣向西或西北西進行。副高向東退至 140°E 以東時，颱風循其西緣缺口折往北行。以上兩種情形預報人員均甚熟悉，不必贅述。但當副高在上述兩者之間之位置時，有時向西伸展，有時向東退出，亦有西進中突然東退一、二日或其相反之搖擺不定情況；而颱風之行進路徑亦隨之。玆以下列四例說明。所採颱風均屬淺弱之熱帶風暴或擾動，以避免强烈颱風本身之環流系統過盛而影響副高環流型式。

1. 副高持續西進 (1966. 7. 26.～29.)，

1966. 7. 26.有一熱帶擾動在25.2°N，137.2°E。是時副高脊西緣亦大致在此經度。一般而言颱風緯度已高，應向北或東北移動，但25日起副高已開始西進不已，致該熱帶風暴無法轉向，在27日甚至被迫向西南西移動而終於29日在臺灣東部登陸而旋卽瓦解。其逐日之移動關係如圖 3.10所示。

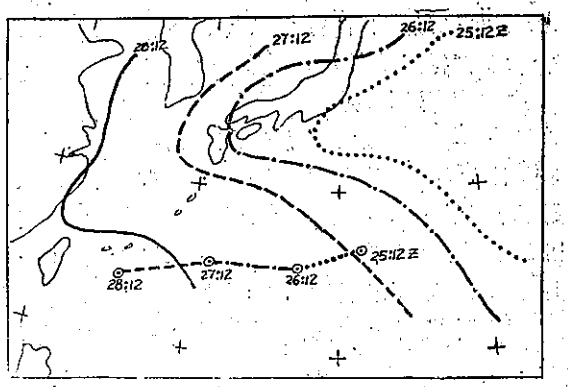


圖 3.10 副高持續西進，颱風亦逕向西進之實例 (1966. 7. 26-7.29)

Fig. 3.10 Example of Type W (progressional type)showing the track of typhoon being influenced by the progression of the subtropical ridge during July 26-29, 1966.

2. 副高持續東退 (1961. 7. 4～7)

1961. 7. 3. 1200Z 圖上有標準之副高西伸至閩浙沿海，一熱帶擾動在其南緣向西北西方向進行。但自 4 日起副高開始東退。該擾動雖緯度甚低但立卽反應而轉向北北西、西北而在臺灣以東海面卽逕向北方移去。見圖 3.11。

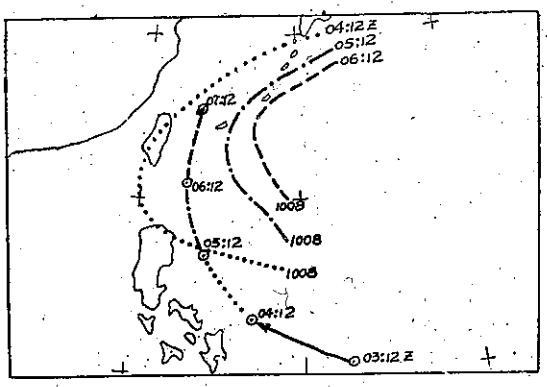


圖 3.11 副高持續東退，颱風隨之轉向北行之實例 (1967. 7. 4-7.7)

Fig. 3.11 Example of Type E (recessional type) showing the track of typhoon being influenced by the recession of the subtropical ridge during the period July 4-7, 1961.

3. 副高西進中突有東退（1961. 7. 11～12）

Elsie 於 1961. 7. 8 在關島以西形成時，其北之副高亦在向西緣緩慢移動中，故 Elsie 之行徑亦向西北西。迨 11 及 12 兩日副高忽然東退，Elsie 立即改弦易轍，直趨北行。然在 12 日後副高恢復西進，Elsie 乃亦突然改向西行，直撲恒春、汕頭而登陸消失。其折曲行徑可於圖3.12 中見之。

4. 副高東退中突有西進（1966. 7. 16）

1966. 7. 15 副高向東退出大陸，颱風 Mamie 在 16 日 0000Z 開始駸然有北侵之意，1200Z 之位置達恒春以南約120浬。但 16 日此副高又向西伸張至大陸，迫令颱風逕向西北西經香港南方海面而去，一日內向西移動達六個緯度之多，如圖 3.13。

以上所舉四例，不論何種情形在 500mb 定壓面上臺灣上空大致約爲一高壓帶橫亘。熱帶風暴如居南則上空始終爲東風，以導流觀念看風暴之進行方均應逕向西行。是以淺弱之風暴並不受其高空氣流引，而直接以地面副高爲「活動中心」繞其週圍而動。

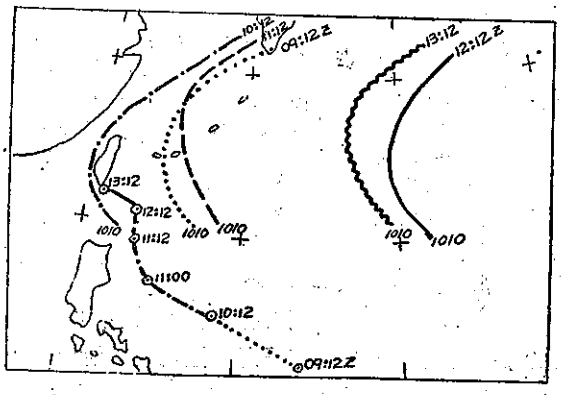


圖 3.12 副高西進中突然東退，颱風行徑立即反映趨北之實例（1961. 7. 11-7. 12）

Fig. 3.12 Example of sudden change from Type W to Type E and its influence on typhoon track, July 11-12, 1961.

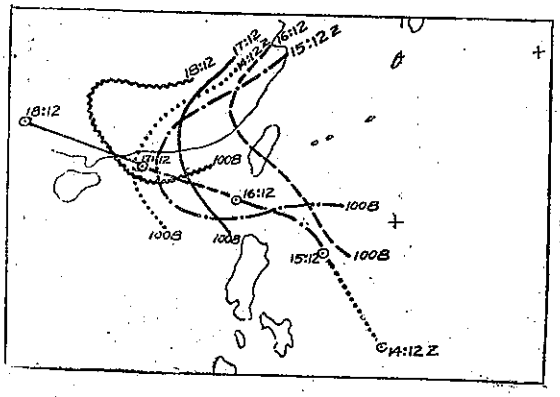


圖 3.13 副高東退中突有西進，颱風行徑被迫停止轉向而直趨西行之實例（1966. 7. 16）

Fig. 3.13 Example of sudden change from Type E to Type W and its influence on typhoon track, July 16th, 1966.

四、西太平洋副熱帶高壓脊之分類統計

(一)分類：

欲瞭解本地區副高之東西擺動特性，必須先將夏季副高按其動向分成適當之數類以便統計分析，進而歸納及假設、求證。玆就筆者所分五種類型加以介紹，括弧內爲代表之符號。

1. 西進運動型（W），

副高西緣（根據當月平均圖上西緣之等壓線數值爲準）賡續向西移進達三日或以上者。但此處所謂三日指跨三日而言，否則本型出現之次數過少。以下諸型之計日方法亦同。

2. 西進停留型（W_s），

副高西緣向西伸展至 120°E 以西，不論停留日數多寡均歸入本型。

3. 東退運動型（E），

副高賡續向東移動達三日或以上者。

4. 東退停留型（E_s），

副高遠離東亞區退居 140°E 以東。此型亦即經向環流型，蓋本區無副高存在，屬低指數緯流型，地面圖上小而封閉之低壓特多包括熱帶氣旋在內。本型有時代表南半球之空氣越赤道而衝向北半球之環流型態。

5. 居間徘徊型（M），

在某一期間內，副高西進或東退互見，但均未足三天故不能列爲 E 或 W 型。

(二)各種類型出現之次數分配：

表 4.1 將十二年內夏季各種類型副高之出現次數，天數、每次平均持續天數，隨後出現其他型別之次數及百分率等統計結果列出如下。

由上表可得若干結果如下，

1. 各種類型中不論出現次數或天數，均以 W 型最多，W_s 型最少。若將 M 型併入運動型計算，則運動型之次數、天數百分率分別佔 72.2 及 66.2，故知副高之運動性甚高。但若以五種類型比較其出現天數比例則並不懸殊，不過 W_s 型比較少而已。易言之，副高僅有百分之十三之機會伸張至大陸控制其天氣。

表 4.1 西太平洋副高壓脊夏季 (6. 16～9. 15) 各種類型出現次數、天數統計
Table 4.1 Frequency distibution of 5 categories of W. Pacific high which differ in the trend of motion.

隨後出現型別 / 次數/天數 / 類型	W	W_S	E	E_S	M	各型合計	佔整頁百分比 次數	佔整頁百分比 天數	平均每次持續天數
W	/	42/152	24/84	8/24	22/74	96/334	27.9	24.8	3.4
W_S	/	/	28/108	2/26	14/46	44/180	12.7	13.4	4.1
E	20/68	/	/	28/108	27/91	75/267	21.7	19.9	3.6
E_S	36/166	/	/	0/25	16/83	52/274	15.1	20.4	5.3
M	30/116	4/15	20/74	24/85	/	78/290	22.6	21.5	3.7
五種類型總計	資料時期 1960～1971 十二年間					345/1345	100.0	100.0	

2. 各種類型出現之平均持續天數大都在三、四天之間，惟 E_S 型有 5 天餘爲最長。而各型持續天數絕對值之範圍則長短不一，最長者亦屬 E_S 型達15天。茲將有關各種統計數列一簡表如下。

表 4.2 各種類型每次出現持續天數之統計特徵數
Table 4.2 Statistics of the number of persting days for 5 categories of W. Pacific high.

類型 / 統計數	W	W_S	E	E_S	M
持續天數範圍	3-7	1-13	3-6	2-15	1-12
平均持續天數	3.4	4.1	3.6	5.3	3.7
中位數(天)	3	3	3	4	3
衆數(天)	3	2	3	2	3

3. 不過所謂三至四天之平均持續天數却不可解釋爲副高進退於本地區之週期。此不獨因爲各型出現天數之絕對值長短不一，且所有型態中除 E_S 型外（佔夏季時日五分之一），副高始終盤桓於 140E 以西，由表 4.1 可知 E 型後不必踵隨 W 型；反之 W 型後亦不必踵隨 E 型也。

4. 在天氣意義言，除颱風之生成及路徑完全受其擺動影響外，無颱風時之一般天氣並無顯著區別。

(二)各型有關熱力、動力特性探討：

次一步分別就各種類型整理其有關各項特性，其中包括項目甚多，例如副高軸之方向、長短軸之比例、熱力性質如各高度之溫度平流、垂直溫度結構、垂直濕度分佈等——記載入卡片，每日一張，然後按類型分析。其結果無一與 W、E 兩種主要類型顯示有足够之相關，值得從事進一步較精密之統計處理者。

探其原因，熱帶空氣內之熱力諸因素縱有變化，亦因受平流、對流之影響爲主，而後者尤爲重要，不論高壓脊西進或東退，若無擾動現象則氣溫、濕度之垂直結構均不致有何變化。即令下沉逆溫等現象與副高之深入控制有關，然仍不足與言副高動向之預測性。Riehl 曾謂嘗有人主要根據水汽伸展高度來區分熱帶氣團種類毋乃大謬，即此之謂。是以從熱力性質求副高動態之程序，不免顚倒之譏，無怪其試探之不成功矣。

至於副熱帶高壓之性質又與中緯度者大相逕庭，西太平洋之地理分佈更增其複雜性。詳見下節所述。是以用一般運動學（Kinematics）原則訂立之預報規則必將無所用其技，亦在預料之中，所餘途徑惟有自環流型態着手。

五、從環流型態剖析副熱帶高壓之動向

(一)困難問題：

以平均狀況言，副高誠爲大氣環流系統中最容易瞭解之部份；位置安定，南北向僅有季節性之規律軸動，東西向僅略有往復擺動。然在預報立場言，西風帶頻仍之氣旋羣或信風帶起伏之東風波因其移動性顯著反而易於處理。副熱帶反氣旋既非由西風帶亦非由東風帶操縱，而係哈特萊(Hadley)與費勒爾（Ferrel）兩環流圈在對流上層（upper troposphere）相遇之交綏地帶，氣流在此輻合下沉而形成地面副高。因此不論何種輻動或擺動均可溯源於此兩環流圈內任何因素不平衡後調整之結果。姑不論能量，角動量盈虧或交換問題與環流間之複雜關係。此種理論用於解釋一般現象則可，例如 Starr 氏創立副高帶之所以胞裂乃絕對角動量必需由此北輸之說，然斷裂應在何處？受何因素移動其子午線位置？縱可計算，原始資料之獲得及其正確性又若何？數學上補償作用之實

質困難能否解決？諸如此類問題均排斥在日常預報上之可行性。因此不如以較實際之觀點再來考慮其他因素。

例如以水陸分佈言，因 120°～140°E 地區適在西太平洋與亞洲大陸間之緩衝地帶，亦卽夏季西南季風與東南信風之交綏地帶，此項地理因素已足令副高移動之複雜性大增，而西藏高原則爲另一地理因素足以影響大規模環流型態者。何況夏季之經向環流更受南半球哈特萊圈之影響甚多；以地位看，在南半球之相當經度內適爲澳洲大陸塊，常有異常之衝擊（寒潮北侵，强烈極地噴射氣流等）向北半球正值夏季之本地區間接施其影響力，益增環流之複雜性。職是之故，西太平洋之副高遠無中太平洋者爲穩定，其東西擺動之隨機性由上節統計數字中已可覩知，要非無因。

(二)基本氣流與噴射氣流：

我人設能執簡馭繁，超越種種複雜背景因素而問脈於足以代表環流性質之癥候，則惟高空基本氣流與噴射氣流差堪勝任。

當整個環流系統北移時，不僅哈特萊圈及副高帶北移，深厚之高空東風層亦同時北移。Hubert[5] 曾指出西太平洋熱帶在颱風季內不僅東風波向西移行，在其高空 200mb 上之反氣旋亦作有節奏之西進，後者之週期較前者約長一倍在六日之譜。後經 Yanai[13] 分析威克島，恩尼威吐克島等測站風向量之紀錄作時間剖面圖證實此點。然而筆者仿此作東港及上海兩地之時間剖面圖則未能獲得可以比照之有規律週期，經檢討其原因認爲。

1. Hubert 所指「西」太平洋實際係在中太平洋偏西而已，與本文討論之地區相差甚遠。該區域爲開濶洋面，緯度較低（10°～20°N），屬熱帶而非副熱帶。

2. 根據夏季 200mb 平均圖上該經度（約 170°E 左右）區域內有南北兩個反氣旋。南端者被稱爲「近赤道反氣旋」與副高性質不同。Riehl 及 Hubert 所謂之「渦旋列車」(train of vortices) 係指此種小型反氣旋渦旋而言。在平均圖上該近赤道反氣旋再往西去既未出現，可參閱圖 5.1。（見參考文獻 1）

3. 臺灣及大陸沿海一帶已漸入季風環流範圍，故卽使有此列車自東方來，西行至此其風場亦瀕破壞。若比較東港、福州兩地之夏季緯流風速垂直變遷圖（如圖 5.2）可知前者東風佔絕對優勢且風速亦較大，後者雖亦以東風爲多然風速微弱，實際上逐日而論東

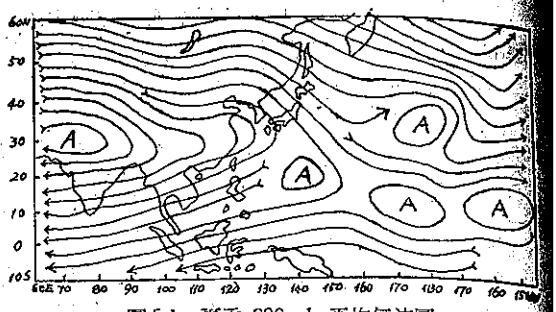
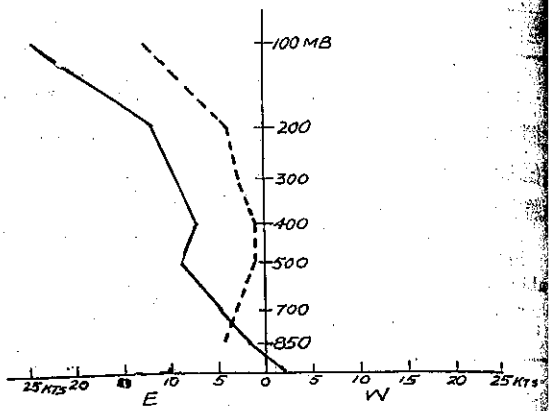


圖 5.1 夏季 200mb 平均氣流圖

Fig. 5.1 Mean streamline pattern at 200mb level for summer.



實線：東港　　虛線：福州

圖 5.2 東港福州西地之夏季（七、八、九）平均緯流風速垂直變遷圖

Fig. 5.2 Wind profiles of mean zonal flow (in kts) for Tungkong (solid line) and Foochow (dasqed line) during the summer months of July thru September.

、西分風均有出現。

雖然如此，整個熱帶環流系統北行時，西太平洋上任何氣壓系統應該向西移動在原則上應無問題，而西南季風亦可暫時在本區劍跡一時。

大範圍環流系統之最佳代表厥爲噴射氣流。Reiter氏在其「噴射氣流氣象學」[0]中曾謂：「對流上層最强之輻合帶理應與下層最强之輻散區配合，是以副熱帶高壓並非一種靜止現象而係隨高空流型之動力變化而不斷進行其消失與新生程序者。」可謂將兩者互爲表裏之關係一語道破，且說明副高之消長源自對流上層高空。

Palmén[7] 認爲副熱帶噴射氣流（以後簡稱用 J_W 符號代表，因本文未涉及極地噴射氣流，故不致混淆）之產生原因係哈特萊圈之頂部不斷有空氣向極地方向逸去（與絕對角動量以俱）之故。是以 J_W 之

位置應與該哈特萊環流圈靠極之邊緣相符。其最强風速之高度則集中在 200mb 層上下。但以熱力結構解釋，J_W 係因對流中層以上之明顯斜壓性質形成强垂直風切而成，該斜壓性質則仍由哈特萊圈環流帶來之溫度差異所致。由此可知冬夏之季節性變化一如哈特萊圈及副高，自無疑義。在氣候學上亞洲東岸外之J_W 亦號稱爲最穩定者，但卽使同在一個夏季內逐日間仍有南北輻動現象，其所代表意義與季節性者應無基本上之不同，特其規模小，無一定週期，且易受其他熱力因素擾亂而已。最明顯者如當夏初或秋初時，地面至對流中層有冷鋒南下 J_W 之高度立降。此時 J_W 位置之南北變動已非上文所述意義而僅代表 500mb 以下之局部斜壓性質矣。易言之，高度較低之 J_W (300 mb 以下) 所代表者不復爲熱帶系統之南北移動而係中緯度西風帶之南北移動，其所影響當爲副高之東退運動矣。

副高以南之高空風大都均爲東風。夏季在100mb 及更高處常可達每時五、六十浬以上之强風帶，卽所謂東風噴射氣流（下文簡稱用 J_E 符號代表，並包括不足每時50浬之强風帶）。最强勁而恆定之 J_E 在南亞中南半島至印度一帶上空，軸心約沿 15°N，此與西藏高原之屬熱源有關，詳見下文。但在東亞一帶仍有接近 J^E 之强東風層，隨副高之北推而前進，同時東風層向下發展，厚度增加。

(三)西藏高原高壓向東移出之檢討：

喜馬拉雅及西藏高原組合對亞洲大氣環流之影響在近年來曾引起廣泛討論，多認爲其聳立高空平均𣇉 700mb，對主要環流在動力的及熱力的影響必具決定性之作用。Bolin[8] 及 Reitcr 等對動力影響如背風槽等主張尤力。然 Sutcliffe[11] 教授從平均半球高空圖 (500mb) 中低壓槽位置冬夏之變動指出動力影響遠不若熱力影響之大，實爲持平之論。觀夫冬夏 500mb 以上 (300mb～200mb 皆然) 之半球平均圖中西藏高原均有高壓中心盤踞（參看圖 5.3），則夏季高原陸地爲一熱源之說顯屬事實。證諸夏季全球最强及最少移動之 J_E 卽在高原南方一節，益可徵信。

然中國一部份氣象學家[1]認爲該高原壓向東緩慢移出至中國本部乃至東南沿海之說法則有待商榷之處。圖 5.3 圖 5.4 爲和闐、噶爾穆、上海、東港四地整夏期間（並展延至十月底）500mb 及 200mb 高度（氣壓）隨時間變化之曲線。前兩地代表原地區（拉薩資料無法獲得，故以該兩測站代之），後者代表其下游地區。和闐與噶爾穆雖東西相距十個經度以上，但其曲線極相一致，峯谷起伏並無時間延差，既無由西方，亦無由東方移入之跡象，可證其純爲地方駐留式之熱力高壓，並不移動。若與上海之曲線相比較亦無法找出任何時距之延差關係，可見華東之高壓雖有移動，却與高原無直接關係。至於東港測站相當之曲線更與高原或上海之曲線型式完全不同。若勉强尋索，東港盛夏期內 200mb 層上之曲線似略呈六日之週期，疑爲前述渦旋列草到此殘跡。（惟風向時間圖上毫無反氣旋渦旋跡象已誌上文）

以上係就實際資料提出商榷。在理論上言，高原平均高度在 700mb，一旦向東移出後不但失却地面直接熱源支持，且因其輻散而將引起地面輻合，則不久高壓卽將減弱或消失。筆者又曾逐日翻閱 500mb 天氣圖，每次高原有高壓時卽注意其是否向東移出，所得結論，似多否定。

本節之討論在指陳高原高壓似不可能東移至華中，華東，遑論出海。是以西太平洋副高東退之徵兆仍在於全盤環流之南移，或副高北部西風帶內深槽切入正常位置過於靠低緯時使地面副高表面上有東退之現象（是時 J_W 位置大爲南移，風速大增，但高度大低）。

(四)噴射氣流變動與副高擺動之關係：

由本節討論之原則出發，復根據第四節分類中之 W，E 及 E_S 型分別採取案例十則，從事時間剖面及子午線剖面圖之繪製。前者以東港爲基地，後者以 120°E 子午線爲基線。選擇着眼固因臺灣地區爲研究颱風行徑之主要目的與關切，但仍因本區爲副高東西擺動範圍之故。本應取130°E爲基線，但無足够高空觀測可用。東港之探空資料最爲詳實亦爲原因之一。

試繪結果，時間剖面圖不如子午剖面圖爲宜，因前者僅能窺知緯流之强弱變化，最大風速出現之高度升降，而無法看出 J_E 或 J_W 之南北位移。自然，子午剖面圖亦有其缺點，卽其固定於 120°E，當副高脊遠離該線時卽不盡理想。然受高空資料之限制，不能隨意更換基線，祇得假定 120°E 之縱剖面可以代表 120°～140°E 經度範圍內 J^E、J_W 之變化情況。

玆將 W、E、E_S 之型之徵兆分別敍述於次，可以視爲模式運用。

1. 西進運動型：

(1) J_E 增强，向北移動或兩者兼有。

(2) J_W 同時增强，强風中心在 300mb 以上；向北移動或停留於原緯度。

(3)地面副高脊線稍南上空直至 200mb 一直爲

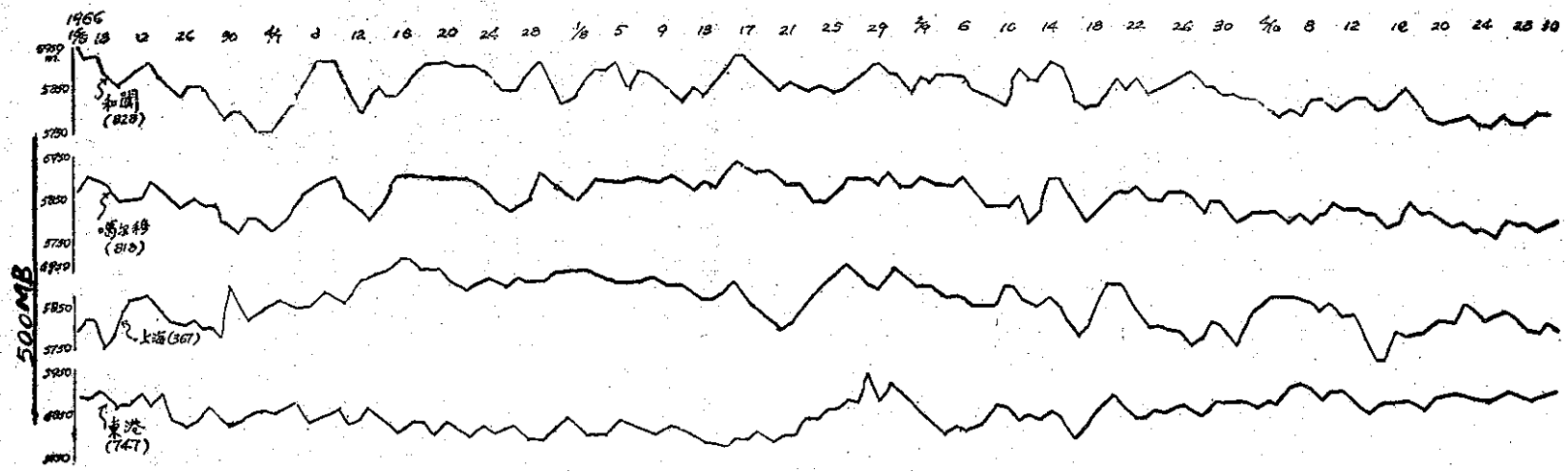


圖 5.3 西藏高原及亞洲東岸四測站 500 MB 夏秋季高度時間曲線

Fig. 5.3 500mb height-time chart of 4 stations in Tibetan Plateau (He-dian and Golmo) and East Asin (Shanghai and Tungkong) for the period of summer and fail (June 1st thru October 31st). There is neither trend of migratory "train of anticyclonic vorter" towand the west nor sign of moving out of the plateau thermal highs toward the east.

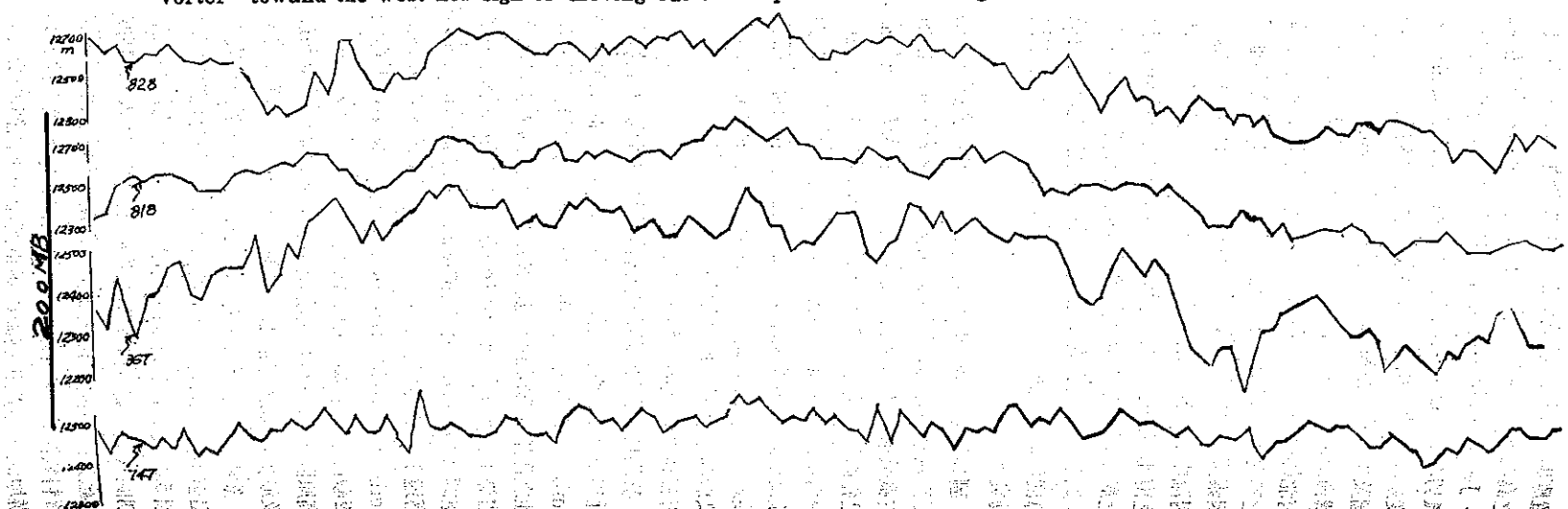


圖 5.4 西藏高原及亞洲東岸四測站 200 MB 夏秋季高度時間曲線

深厚東風，易言之 200mb 圖上爲一單純之反氣旋，既無熱帶對流上層槽線（TVTT 或 Ramage 所稱之中太平洋槽 MPT）伸向本區附近，亦無「近赤道反氣旋」之存在(4)西太平洋對流上層之氣流型式大勢簡單，屬高指數型，反映於剖面圖上者亦呈顯簡單型式：脊線以南緯度東風，以此爲西風，零風線自地面向北傾斜。

(5) J_E 若減弱，而其東 120°E（以東同緯度上之測站）上游之高空東風有顯著增强，則本區地面將因高空輻合，地面輻散而氣壓增高，故若副高脊原在 120E 附近，仍將向西進行。

2. 東退運動型：

(1) J_E 減弱，南移或兩者兼有，猶如秋臨時之程序。副高將南移並向東退。

(2) J_W 南移，表示整個系統南移，强風中心之高度並未下降。

(3) J_W 南移或不動，風速增强，中心下移至 300 mb 以下。500mb 圖上有深潛之西風槽自西來臨，尾端接近副高中心。地面圖有極鋒及氣旋配合。

(4) 地面高壓脊之上空（300～200mb）或稍南處有西風出現，表示有 TVTT 延伸至本區附近。

(5) J_E 若增强，可審視其東上游之東風風速是否減弱。若然，則本區地面將因高空輻散，地面輻合而氣壓降低，副高脊將呈現東退現象。

3. 東送停留型（經向環流型）：

(1) J_E 消失，東風僅在對流上層甚至更高之平流下層才見穩固，其下各種風向均可出現。

(2) J_W 中心極度北移。

(3)地面圖及各層高空圖均顯示低指數型（500mb 可能爲極深潛之低壓槽），分離小低壓佈滿本區南北。反映於剖面圖上亦顯示風系複雜，零亂而不正常。

(4) 700mb 至 200mb 某一層上或多層上均出現西分風，南分風於平均副高軸線之南。代表南半球有北湧空氣，形成近赤道反氣旋渦旋。如不十分確定時，最好探究澳大利亞有無寒潮，强烈極地噴射氣流，以及婆羅州之流線型態是否有輻散（分流型）性質(19)。

伍個案例證：

玆以實例三則配合縱剖面圖加以詮釋。

1. 西進運動型：

圖 5.5 a. b. c 分別爲 1966. 7. 18 至20日之120 E 子午線剖面圖。7 月20日至21日間副高顯著西進。如以其前兩日，前一日亦卽18日、19日之剖面圖來看

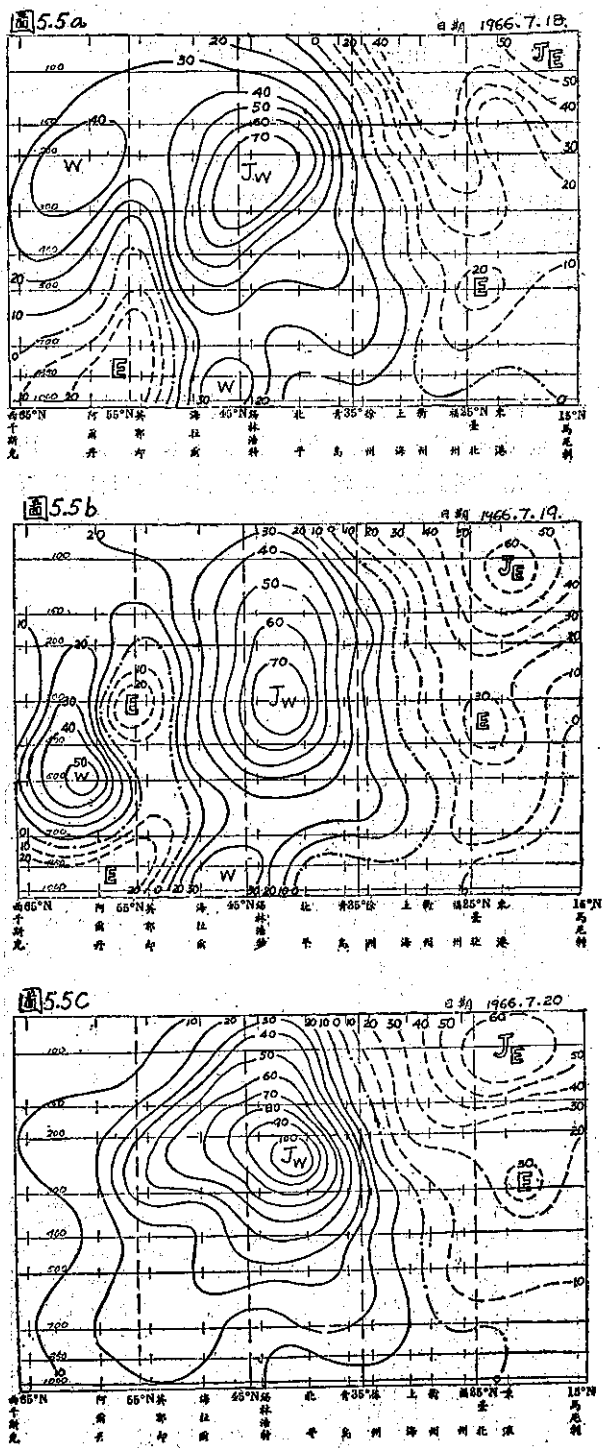


Fig. 5.5 (a, b, c) Crosssection charts (roughly along 120°E) a, b, and c showing a typical case of Type W (progrossional type) which lasted for 3 days from July 18th th 20th, 1966. Isotachs (in kts) of westerly and easterly flow are in solid and dashed lines respectively.

，可見 J_E 及 J_W 均有顯著增强。整個剖面圖之外貌單純。因之可預測副高將在一日後向西移動。

21日以後兩日副高暫時東退兩日，但剖面圖上整個形勢無大變化。審視21日臺灣以東上游之東風風速減小，故在副高脊之該一部份暫現東退現象，其實係地面氣壓之稍減，整個副高脊並無基本上之變動，故22日後仍保持西進型態。非律賓以東有二熱帶擾動均在副高西伸態勢下逕向西行，始終未超越 18°N 以北。

2. 東退運動型：

圖 5 6 a. b. c. d. e 分別爲 1969. 8. 15 至19日之剖面圖。8 月16日至19日間副高東退。其前一日15日之剖面圖上已可見到 J_E 普遍減弱（與14日 25°N 以南各測站對流上層東風風速比較）。16日圖上之 J_W 中心高度降低且向南移，同時東風帶內在 200mb 層上出現西風，故副高開始於是日東退。17日 J_W 繼續降低其中心，又向南略移，200mb 層仍有西風出現

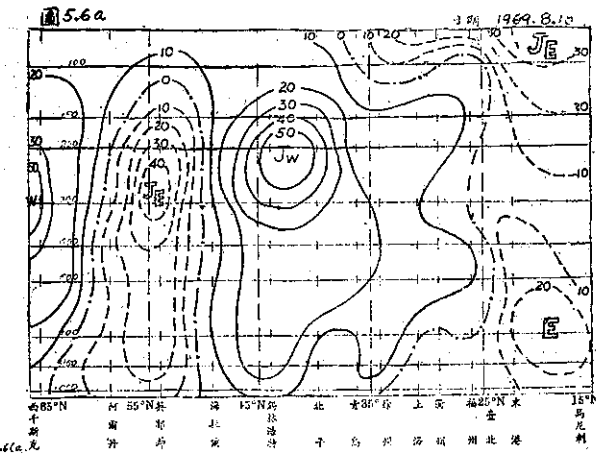
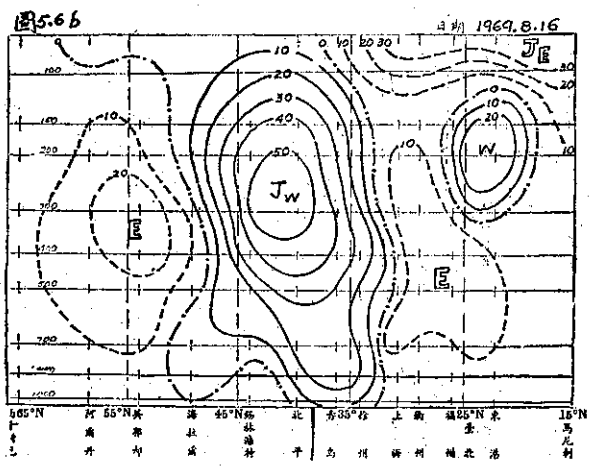
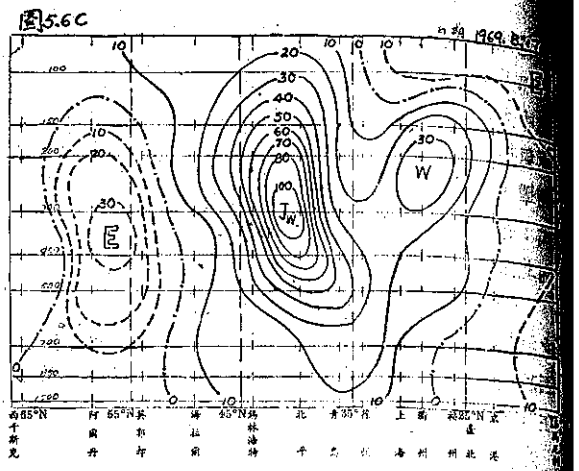
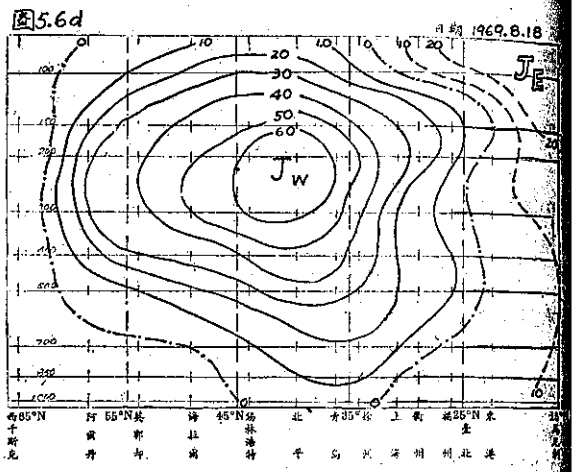


圖5.6a.







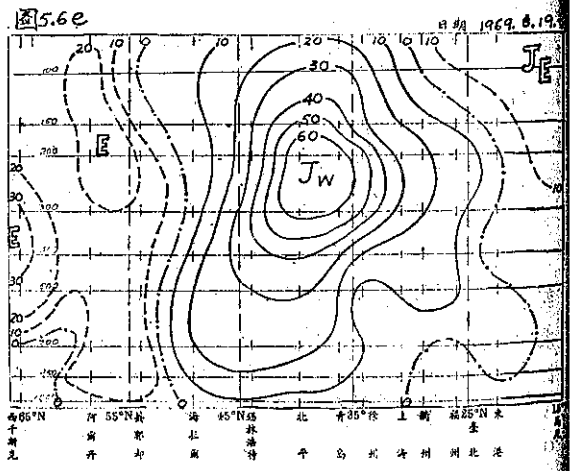


Fig. 5.6 (a, b, c, d, e) As in Fig. 5.5 except for Type E (recessional type) which lasted for 5days from Aug. 15th to 19th, 1969.

，東風繼續減弱，J_E 匿跡，故副高尙有三日之東退。

但18日及以後之剖面圖已逐漸恢復正常狀態，如

J_W 升高北移，高空東風逐漸增强等現象已具西進型之雛型，如圖 d、e 所示。

3. 東退停留型（經向環流型）：

圖 5.7 a. b. c 分別爲 1969. 8. 4 後經向環流型期間之三張剖面圖，卽 4 日、7 日及 9 日。

進入本型之前應屬 E 型。通常 E 型後若踵隨 W 型則剖面圖上之情況呈現方才所舉之例（圖 5 6 之 d. e）。但在東退後停留於 140E 以東，本地區無高壓脊存在，則剖面圖上開始顯示零亂之環流型式，其共通表徵一如四之 3 所敍述者然。圖 5.7 a. b 及中間數日（未附列）之剖面圖上可見 J_W 極度北移，J_E 消失，僅餘較弱東風在對流上層，下層之環流則各種風向俱全。風系之分佈位置及形式完全與 E 或 W 型不同。

本型可能維持相當長久之時期（參閱表 4.2）。颱風在此期內絡繹不絕，路徑大致偏北。何時 E_S 型將終止之問題頗難預測，惟由剖面圖上型式之逐漸恢復單純。J_E 增强，降低並向南移可爲徵兆，例如圖 5.7 之 C 已漸復正常。副高乃於 11 日起完全正常，呈高指數型態。

圖5.7b

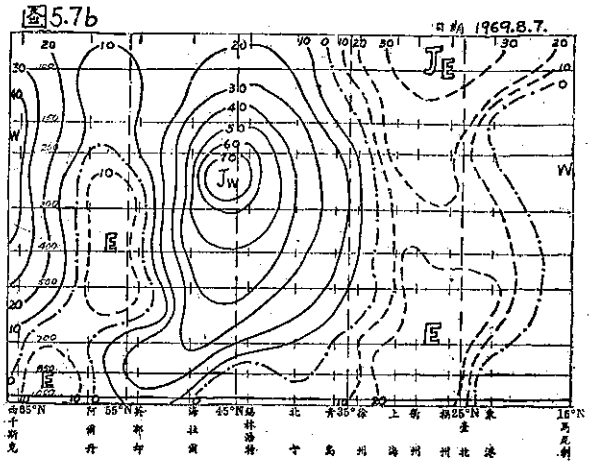


Fig. 5.7 (a, b, c) As in Fig. 5.5 except for Type Es (meridional txpe). Note that the dates of these 3 charts were not in snccession (Aug. 4 th, Aug. 7 th and Aug. 9th, 1969).

圖5.7C

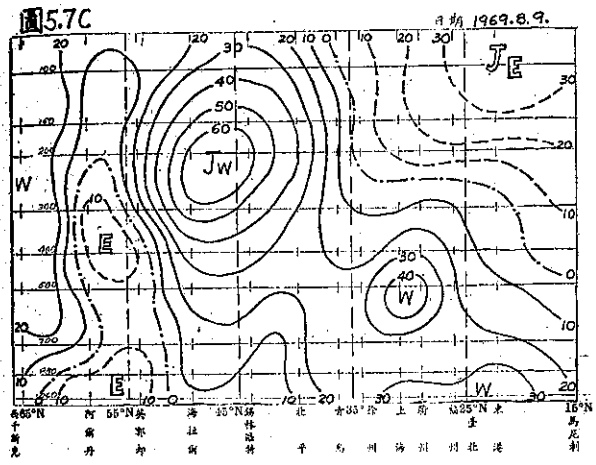
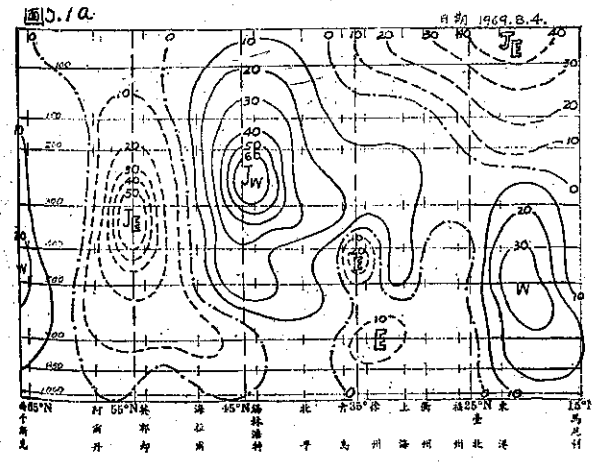


圖5.7a



以上所舉例證比較典型，在日常作業情況下不可拘泥於模式所列癥候，應顧及全盤環流型態，並須注意特殊情況。例如局部系統有對流上層之近赤道反氣旋及聯帶之 TVTT，對流中層之阻塞高壓及連帶而至之西風深槽切入低緯地帶。又如南半球空氣越赤道北湧，西南季風增强消退等均足影響本地區之環流態勢進而間接影響副高之運動趨勢。再如双颱風接近時之籐原效應亦足破壞副高對颱風行徑之正常影響力。

上述案例因皆藉剖面圖說明，日常預報作業中如本來有此圖之逐日分析，前後具有連續性自屬最理想，否則亦可依此原則利用適當測站各取連續數日之高空風（300mb 以上爲主）報告加以研判推斷。惟在前文中所述徵兆出現後究在何時開始行動一節，尙無確切之延差關係求出，有待進一步之研究。

六、結　　論

(一)西太平洋副熱帶高壓爲控制臺灣一帶地區夏季天氣之主角，其西伸程度密切影響颱風進行之路徑及轉向問題。

(二)從夏季各月之平均圖副高位置與相當之颱風平均路徑比照可察知兩者關係雖密切但並非十分吻合，蓋因副高在 120°～140°E 經度範圍內時作不規則擺動之故。然個案情形仍舊證實兩者之相倚關係。

(三)西太平洋副高脊之運動趨勢可分爲西進運動型(W)、進停留型（W_s），東退運動型（E），東退停留型（E_s）及居間徘徊型（M）等五種類型。本文曾對各型詳加分析副高之熱力，動力各因素，未發現對其動向有顯著相關。

(四)從統計數字看各型出現之持續天數除 E_s 型爲五天外大致均爲三天，但西進或東退並無一定之週期。

(五)對流上層之環流型式，尤其東風噴射氣流及副熱帶噴射氣流之强度、高度、緯度等變動堪作副高西進或東退之徵兆。

(六)副高運動趨勢之三種主要類型（W、E、E_s）各有其典型高層環流模式。利用子午線剖面圖爲工具可以提供副高之東西消長趨勢。但在日常預報作業中不宜拘泥於模式而應綜顧環流全局並注意例外情況。

誌　　謝

本文統計資料之整理，分析多承林正中，謝維權兩位先生協助。又本文所使用高空觀測資料係承空軍氣象聯隊慨允借用。作者謹藉此處深表謝忱。

參 考 文 獻

1. 威啓勳編，59年，「東亞大氣環流研究」，臺灣省氣象局。
2. 萬寶康，59年，「亞洲區域噴射氣流之特性及其對於臺灣天氣變化之影響」，氣象學報16卷4期。
3. Bolin, B. 1967, "On the influence of the earth's orography on the general character of the westerlies," Tellus 2.
4. Gordon, A. H. 1951, "Seasonal variations of the axes of low-latitude pressure and divergence patterns over the oceans," QJRMS 77.
5. Hubert, L. F. 1949, "High tropospheric westerlies of the equatorial West Pacific Ocean," J of Meteor. 6.
6. NESS & USAF (ETAC) 1971, "Global Atlas of Relative Cloud Cover," U. S. Dep't of Commerce.
7. Palmen, E & Newton, C. W. 1969, "Atmospheric Circulation Systems," Academic Press.
8. Ramage, C. S. 1971, "Monsoon Meteorology," Academic Press.
9. Reiter, E. R. 1963, "Jet-stream Meteorology," U. of Chicago Press.
10. Riehl, H. 1954, "Tropical Meteorology," McGraw-Hill.
11. Sutcliffe, R. C. 1951, „Mean upper contour patterns of the Northern Hemisphere the thermal-synoptic view-point," QJRMS 77.
12. Thompson, B, W. 1951, "An essay on the general circulation of the atmosphere over Southeast Asia and the West Pacific," PJRMS 77.
13. Yanai, M. 1964, "Formation of Tropical cyclones," Rev. Geophys. 2.

民國六十二年北太平洋西部颱風概述

A Brief Report on Typhoons in the Northwest Pacific in 1973.

Abstract

Twenty-one tropical cyclones occurred in the northwestern Pacific in 1973, but only twelve of which reached typhcon intensity. By comparison with the annual averages for the past twenty-six years of 28.0 cyclones and 18.2 typhoons, The number of both tropical cyclones and typhoon was less than normal.

The most typhoon track of this year was westward without recurvature, which was true for 71.4% of them, 14.3% of the tracks was recurved and the others were irregular.

Six storms influenenced Taiwan and its vicinity but only one hit Taiwan Island and another hit Kin-men. No tropical disturbance occurred in the first half of the year, but the other half occuvred quite frequently. July and November were above average and the others were under the average.

一、總　　論

(一)本年內颱風發生之次數與侵臺次數

民國六十二年（以下簡稱本年）在北太平洋發生颱風共有21次，其中屬熱帶風暴（即輕度颱風，中心附近最大風速每秒 17 至 31.5 公尺或每小時 34 浬至 63 浬）者共有 9 次，佔總數之 42.9%。此 21 次颱風中，由於通過臺灣，預測有侵襲之可能，而由本局發佈警報者有 6 次，其中僅發海上警報者有 3 次，即 7 月之魏達（Wilda）、芙安（Fran）及 10 月之白西（Patsy）颱風，而發海上陸上警報者亦有 3 次，即 7 月之畢莉（Billie）、8 月之瓊安（Joan）及 10 月份之娜拉（Nora），其中以魏達及娜拉列爲本年內侵臺之兩次颱風，而以娜拉的威脅性爲大。

魏達（Wilda）颱風於 7 月 1 日誕生於呂宋島西北方海面上，向西北至北北西進行，雖然此颱風威力不强（中心最大風速爲 28m/s，暴風半徑 150 公里），屬於輕度颱風，可是其中心却掠過金門附近，致使金門地區受到嚴重之威脅。娜拉（Nora）颱風於 10 月 2 日誕生於南島島西北方之海面上，受太平洋高壓脊線及華南上空之東南氣流控制下，形成一穩定之西進颱風，其路徑類似去年之貝蒂（Betty）颱風，惟其所在緯度較低而已。娜拉颱風之中心雖未直接登陸本島，可是她却沿着臺灣海峽向西北進行，颱風環流受地形之抬升作用之下，於本省東部地區產生大量之降水量，有許多地區日雨量超過 1000 公厘，致使花蓮、臺東地區蒙受水災之害。同時在東北季風和娜拉之西南氣流雙重影響之下，在蘭陽地區之三角缺口處，形成了强烈的氣流輻合作用，其降水量亦十分豐沛，蘭陽地區亦遭受水患之殃。

效將侵臺颱風作成綱要表，如表 1 所示。

(二)本年內颱風發生之月份分配

圖 1 爲本年內颱風發生之月份及其佔總數之百分比。1-6 月份均無颱風發生，7 月份有 7 次（佔本年度發生總數之 33 3%），8 月份有 5 次（佔 23.8%），9 月份有 2 次（10.0%），11月份有 3 次（14.3%），而 12月份沒有發生。由此圖可以看出本年內上半年是相當寧靜，佔過去 26 年（1947-1972）來第二位（民國 58 年 19 次居首），至 7 月以後才有颱風發生，但總

表1. 民國六十年侵臺颱風綱要表

Table 1. The summaries of typhoon which invaded Taiwan in 1973.

颱風名稱	魏達 (Wilda)	娜拉 (Nora)
侵臺之日期	7月3日	10月9日
本省測得最低氣壓 (mb)	1000.0 (東吉島)	991.1 (東吉島)
本省測得之10分鐘最大風速(m/s)	23.3 (東吉島)	27.2 (東吉島)
本省測得之瞬間最大風速 (m/s)	25.0 (東吉島)	34.2 (東吉島)
本省測得之最大總雨量	242.0mm (臺東)	2354.6mm (花蓮大觀)
進行方向	NW-NNE	NW
進行速度 (每時公里)	12	17
通過地點	東沙島北方海面	臺灣海峽
登陸地點	金門附近	金門附近

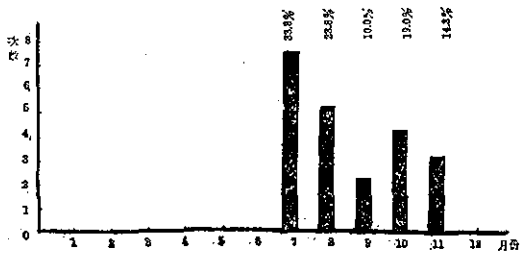


圖 1. 民國六十二年北太平洋西部所發生颱風之逐月分配及其百分率

Fig. 1. The frequency distribution of typhoon occurence within the area of North-western pacific in 1973.

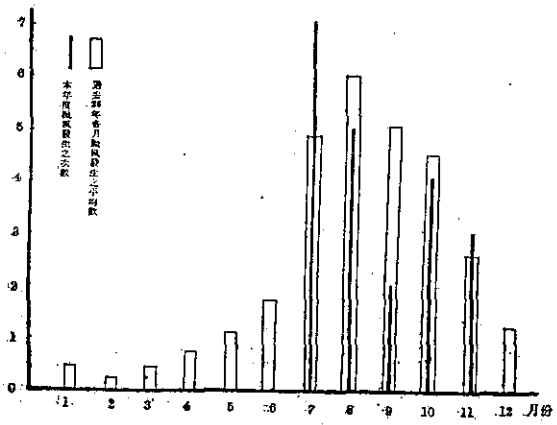


圖 2. 過去26年與今年各月發生颱風（含輕度）次數之比較

Fig. 2. The comparison of typhoon which occurred in North Pacific since 1947

數亦不如以往。

圖 2 爲本年內各月份之颱風發生次數與過去 26 年平均總次數之比較圖，由圖中之方塊對比可看出 1-6 月份低於平均值，而 7 月高於過去平均值，8-10 月又低於平均值，11月稍高於平均值，由此即可看出本年內颱風之活動情況。

全年颱風發生總次數爲 21 次，比去年 (30 次) 低，不但低於過去 26 年之平均數 (28.0 次)，而且寧靜度祇次於民國 58 年 (19 次)。再者，本年內達中度颱風强度以上者僅有 12 次，侵臺有 2 次，而 58 年達中度颱風强度以上者有 15 次，侵臺者有 4 次之多。本年內侵臺颱風出現於 7 及 10 月份。10 月份侵臺颱風不多，從民國 36 年迄今僅有 9 次。

圖 3 爲過去 26 年 (1947–1973) 來，西太平洋所發生颱風之演變，圖中包括輕度及以上之颱風總次數，中度及以上之颱風總次數及侵臺颱風之次數，由圖中可看出本年內所發生之颱風（含輕度）總次數低於其他各年，僅民國 58 年 (1969) 例外，達中度以上强度之颱風有 12 次，僅次於民國 38 (1949) 年，侵臺次數亦不高。同時自其鋸齒形曲線之形態視之，颱風似有一年較多而下一年較少之趨勢，反之亦然，若用移動平均法求之，更可看出其因期變化。

本年內之颱風强度，達中度及以上强度者有畢莉、艾倫、娜拉、白西、艾妮達、戴特、喬琪亞、艾麗絲、魯依絲、瑪芝、歐珀、魯絲等 12 個颱風，而達輕度颱風者有魏達、葛萊拉、芙安、瓊安、凱蒂、莎

表2. 1947 來北太平洋西部各月颱風次數統計表

Table 2. Summary of typhoon occurrence in North Pacific since 1947.

年度 \ 月份	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	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	1	8	2	0	6	4	2	6	1	0	4	2	0	2	1	0	36	14	3
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	3	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	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	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	3	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	2	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
總數	13	5	0	7	2	0	11	4	0	21	15	2	30	22	3	45	31	7	107	96	14	156	94	23	126	87	26	116	79	8	68	49	7	38	21	0	728	473	92
平均	0.5	0.2	0	0.3	0.1	0	0.5	0.2	0	0.8	0.6	0.1	1.2	0.8	0.1	1.8	1.2	0.3	4.9	4.5	0.5	6.0	3.6	0.9	5.0	3.4	1.0	4.5	3.1	0.3	2.6	1.9	0.3	1.5	0.8	0	28.0	18.2	3.5
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

註：I. 爲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. 爲中度級及以上之颱風次數（亦即正式達於颱風强度，中心最大風速在每秒 32 公尺級以上者）。

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

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

** 過去本局爲 4 次，今考據美軍資料（同上）及颱風名稱英文字母次序更正爲 5次。

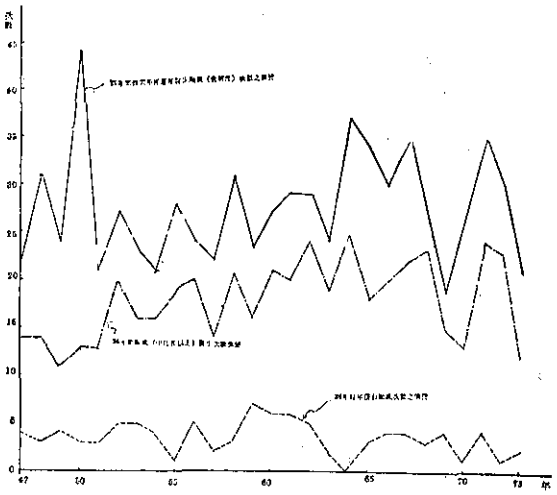


圖 3. 最近 26 年來颱風發生次數之演變

Fig. 3. The frequency distribution of typhoon occourence in North Pacific since 1947.

拉、賽瑪及薇拉等 9 個颱風。

玆將本年內各月西太平洋出現之颱風與過去 26 年之情況作一比較，如表 2 所示。

(三)本年內颱風發生之地區及強度

本年內輕度颱風發生地區，大部份集中在菲律賓羣島附近及越南東方海面上，計有 14 次佔發生總數之 67%左右，其中誕生在菲島附近有 6 次，南海有 2 次，越南東方海面有 4 次，海南島 1 次，臺灣東南方海面 1 次。此外在馬利安納羣島附近海面上有 2 次，雅浦島西北方海面上 1 次，那壩東南方海面 1 次，硫磺島西南方海面上 1 次，而南鳥島西北方及東北方海面上各 1 次，其分佈情形見圖 4 所示。

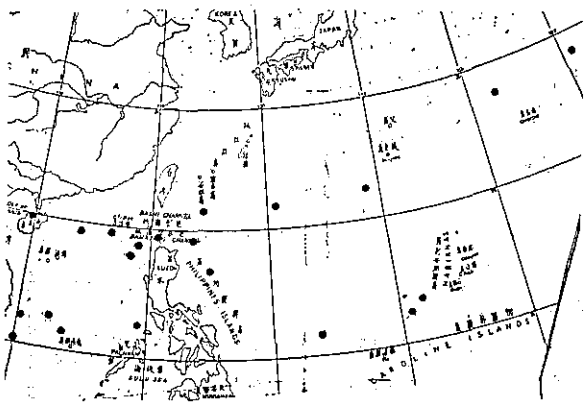


圖 4. 1973 年西北太平洋上熱帶風暴初生地點之分佈

Fig. 4. The position of tropical storm first appeared on chart.

以範圍言，東西約自東經 161.0 度至東經 109.9 度，佔 51.1 度較去年（70.2 度）及前年（57.5 度）爲窄。南北向約自北緯 10.4 度至北緯 28.3 度佔 17.9 度，亦較去年及前年爲窄。初生地點最靠東方者爲 7 月份之葛萊拉（Clara）颱風，最靠西方爲 8 月份之凱蒂（Kate）颱風，最南者爲 11月之賽瑪（Thelma）颱風，最北者亦爲 7 月份之葛萊拉（Clara）颱風。

本年內出現之颱風以 10 月份之娜拉（Nora）爲最猛烈，中心最大風速達每秒 78 公尺，時速 30浬之暴風半徑 350 公里，時速 50 浬之暴風半徑 150公里，雖然其他之暴風半徑均有到達 350 公里之強度，可是最大風速却不如娜拉颱風强。中心氣壓亦以娜拉爲最低，得 875 毫巴。

以生命的久暫而言，維持熱帶風暴（即輕度颱風）及以上强度最久者，以 7 月份之艾倫（Ellen）颱風，計有 13 天之久，而生命史最短的爲 11 月份之莎拉（Sara），維持時間僅 18 約小時而已，但較去年 6 月份之妮拉（Nina）爲久。

(四)本年內颱風路徑型式及轉向點

本年內各次颱風之路徑型式相當規則，以西北西或西北向者居多，有 15 次，佔總數之 71.4%，呈拋物線者有 3 次，其餘有 3 次（其中包括向北及廻轉之颱風）。本年內路徑較特殊的以 7 月份之艾倫颱風，（曾在日本九州東方海面一度打轉）及 8 月份的瓊安颱風（在那壩島東南方海面一度小轉），其他的都非常規則。

本年內轉向颱風在 30-35°N 轉向者計有 1 次，20-25°N 轉向者有 1 次，在 15-20°N 轉向者有 1 次。轉向緯度最高者爲 7 月份之葛萊拉（Clara），約在北緯 31 度左右轉向，最低者爲7月份之戴特(Dot)颱風，約在北緯19度左右，最低轉向點之緯度亦相當高。

二、各月颱風概述

本年內之颱風直至 7 月才發生，11月就結束，可以說發生遲而結束早，而發生之總數僅有 21 次而已。此 21 次颱風分別發生在 7 月（7 次），8 月（5次），9 月（2 次），10 月（4 次），11 月（3 次），僅 7 月份及 11 月份高於過去 26 年來的平均值，其餘各月却與過去 26 年之平均值相差甚遠，此由表 2 即可知。玆將各月份颱風之活動情況分述如下：

(一)七月　本月內發生的颱風次數計有 7 次之多，

居本年內全部發生次數之$\frac{1}{3}$，亦高於過去 26 年的平均值（4.9），僅次於民國 60 年（8 次），與民國 44 年、47 年及 53 年相同，而高於其他各年。本月份所發生之颱風其路徑較爲複雜，包括西進、轉向、北上及廻轉之颱風。西進者有艾妮達（Anita）及芙安(Fran)，轉向者有魏達（Wilda）、戴特（Dot）及葛萊拉（Clara），茲將各颱風發生之狀況說明如下：

約在 6 月 29日14 時，北緯 14 度，東經 126 度卽在菲島東方海面有一熱帶性低氣壓醞釀中，此低氣壓形成之初向西北緩慢進行。7 月 1 日上午 9時 55 分的資料報導中，知道此低氣壓於北緯 18.5 度，東經 118.6 度（卽呂宋島西北方海面）形成輕度颱風，爲本年內第 1 號颱風，命名爲魏達（Wilda）。魏達颱風生成之初，以每小時 7 浬左右之速度向西北至北北西進行，此颱風範圍並不大，至 2 時 14 時左右到達最盛時期，其中心最大風速只不過爲 28m/s，每小時 30 浬的暴風半徑只有 200 公里左右，此種强度僅維持 18 小時左右，至 3 日 8 時路徑轉向北進行，而後轉爲北北東，此時魏達颱風也慢慢步入消失期。3 日 14 時左右，魏達颱風登陸金門附近，登陸後强度減弱變成低氣壓，最後消失於浙江省境內，其生命史約有 6 天之久，內中達輕度颱風階段有 4 天。

魏達颱風在 2 日上午 8 時的中心位置在北緯 20.7 度，東經 117.8 度，卽在東沙島東方約 105 公里之海面上向北北西進行，雖强度不强但距離本省甚近，因此本局於 2 日上午 10 時 40 分發佈第 1 號海上颱風警報，呼籲臺灣海峽及金門附近海面船隻應戒備。此颱風於 3 日 14 時左右由金門附近登陸大陸，暴風圈縮小，威力逐漸減弱，因此本局於當天（3日）晚上 10 時發佈解除警報，此號颱風之警報共發 6 次（均爲海上警報），維持時間爲 41 時 20 分左右，魏達颱風之詳細狀況請見侵臺颱風第一號。

當魏達颱風消失後，接着在本月 5 日，於南沙島西北方海面另有一熱帶性低氣壓醞釀中，此低氣壓曾呈滯留狀態，至 6 日清晨始朝着西北西之方向進行，至 6 日 14 時左右發展成爲輕度颱風，命名爲艾妮達(Anita) 颱風，當時中心附近最大風速爲 25m/s，最低氣壓爲 992 毫巴。生成後，一直沿着西北西至西北進行直至消失爲止。此颱風於 7 日 14 時左右發展成爲中度颱風，當時中心附近之最大風速爲 35m/s，中心氣壓爲 980 毫巴，6 小時後達到最盛時期，最大風速增强到 38m/s，此强度維持 6 小時後卽逐漸步入衰弱期，8 日 20 時左右減弱成爲輕度颱風，9 日清晨登陸越南北部而威力減弱成爲熱帶性低氣壓，最後消失於泰國北部，其生命維持約有 5 天，達輕度颱風之强度以上有 4 天，而中度颱風以上有 2 天左右。

12 日在北緯 15 度，東經 128 度卽菲島東方海面又有一熱帶性低氣壓活動着，此低氣壓向西北進行，至 13 日 12 時左右的資料報導中，知此低壓已正式達到輕度颱風之强度，命名爲畢莉（Billie）颱風，爲本年內第 3 號颱風，當時中心附近最大風速爲 18m/s，中心氣壓爲 991 毫巴，生成之初以每小時 7 浬左右之速度向西北之方向進行，14日上午，畢莉颱風已慢慢轉向北北西至北的方向進行。當時此颱風也發展成爲中度颱風，此後尙繼續發展至 15 日 11 時 30 分左右達到最盛時期，中心附近最大風速增强至 65m/s，中心最低氣壓爲 926 毫巴，是爲强烈颱風，此種强烈颱風之强度維持約有 2 天之久，至 17 日 20 時減弱成爲中度颱風，繼續向北進行，18日再轉爲北至北北西移動，當天晚上 20 時減弱爲輕度颱風，於 19 日晚上在靑島附近進入大陸而消失，其生命維持約 8 天之久，而達輕度颱風以上之强度階段有 7 天，中度颱風以上强度者有 5 天之久。

畢莉颱風於 13 日中午發展爲輕度颱風後，因逐漸接近巴士海峽，颱風之强度也繼續增强，有威脅本省東南部及巴士海峽之可能，因此本局於 13 日 15 時 30 分發佈第一報海上颱風警報，呼籲臺灣海峽及東沙島海面附近船隻應注意。至 15 日 20 時，畢莉颱風的中心位置已到達北緯 20.1 度，東經 125.1 度卽在恆春東南方約 500 公里之海面上，以每小時 15 公里之速度向北北西進行，且强度已增强爲中度颱風，對本省東部，東北部及北部地區構成威脅，因此本局改發海上陸上颱風警報，當畢莉颱風到達宮古島北方海面後，本省北部地區已逐漸脫離暴風邊緣，陸上颱風警報解除，至 17日8 時，此颱風在宮古島北方約 300 公里之海面上向北再轉北北西加速進行，逐漸遠離本省北部海面，海上颱風警報解除，警報時間維持約有 4 天之久，共發佈了 14 次警報。

13日約在北緯 27.6 度，東經 161.7 度，卽在南鳥島東北方海面出現一熱帶性低氣壓，由於所在緯度甚高且甚偏東，發展不大。此低壓首先向西北進行，於 13 日 14 時發展爲輕度颱風，命名爲葛萊拉（Clara）颱風，當時中心附近最大風速爲 23m/s，中心最低氣壓爲 995 毫巴，葛萊拉颱風生成後就由北北西轉爲向北進行，14 日 14 時轉爲北北東至東北進行，14 日14

時爲此颱風之轉向時間。16日清晨2時，葛萊拉颱風達到最盛時期，當時中心附近最大風速爲30m/s，中心最低氣壓爲 985 毫巴，接着已步入消失期，於 16 日8時，已到達北緯 43 度，東經 175 度後變成溫帶氣旋，而結束其生命過程，其生命史約有3天之久。

葛萊拉颱風未消失時，東沙島東南方海面上（18.0 N, 115.0 E）又另有一低氣壓醞釀着，當時是14日20時，6小時之後卽15日2時，此低壓已發展成爲輕度颱風，命名爲戴特（Dot）颱風，中心附近之最大風速爲20m/s，最低氣壓爲990毫巴，在低氣壓時期曾呈滯留狀態，待生成颱風後卽向北北西進行，15日8時，戴特颱風已正式達到中度颱風之强度（中心附近最大風速爲35m/s，中心氣壓爲930毫巴），此時也正爲戴特颱風到達轉向點，由北北西轉向北，北北東、東北、東北東而呈一拋物線型之路徑，中度颱風之强度維持不久，接着17日8時已減弱爲輕度颱風，至18日20時由東北東轉爲東北至北進行，20日14時左右在韓國西南沿海掠過，威力減弱而轉爲溫帶氣旋，結束其生命過程，維持時間約有6天之久。

17日8時在北緯20度，東經137.0度，卽在硫磺島西南方海面有一低氣壓活動着，經過十幾小時之醞釀而於18日6時10分左右達到輕度颱風之强度，命名爲艾倫（Ellen）颱風，當時最大風速已達28m/s，中心氣壓爲971毫巴，生成後繼續向西北偏北之方向進行，18日14時已發展爲中度颱風，中心最大風速爲37m/s，中心氣壓爲975毫巴，仍沿西北偏北之方向進行，19日8時，根據報告知艾倫颱風已達到强烈颱風之程度，中心最大風速爲51m/s，中心氣壓940毫巴，也就是達到此颱風之最盛時期，此時艾倫颱風已偏向北進行，20日14時偏向北北西至西北進行，威力已減弱成爲中度颱風，21日8時左右呈一度滯留狀態，威力再度減弱成爲低氣壓，爲時十幾小時，至23日8時後向西進行，威力再加强爲輕度颱風，25日8時登陸日本九州轉向北進行，20時向東進行而呈廻轉狀態，22日轉向東北至北進行，29日登陸日本中部而威力減弱爲溫帶氣旋，其生命史共有13天之久，此颱風不但堪稱本年內生命維持最久之颱風，也是路徑相當特殊之一次颱風。

27日在北緯13度，東經134度，卽在雅浦島西北方海面有一低壓活動著，此低壓形成之初，曾呈一度滯留狀態，接著向西北西進行，至29日11時左右發展成爲輕度颱風，卽名爲芙安（Fran）颱風，也是本月內最後一次颱風。颱風生成後，速度減小也是向西北西繼續進行，至30日8時芙安颱風已減弱成爲熱帶性低氣壓，30日12時以後慢慢消失於巴林坦海峽附近。

29日14時，芙安颱風生成後，因在北緯19.3度，東經123.6度，卽在恆春東南方約440公里之海面上，以每小時13公里之速度向西北西進行，預測將對巴士海峽構成威脅，因此當天16時本局卽發佈第1號海上颱風警報。至30日14時，芙安颱風已減弱爲熱帶性低氣壓，對巴士海峽及東沙島海面之威脅已逐漸減小，因此本局於當天下午14時30分發佈海上颱風警報解除，警報維持時間計有22時30分。

本月份颱風路徑見圖5。

(二)八月　本月份共發生5次颱風，約佔發生總次數的$\frac{1}{4}$，但强度並不很强，除賀浦（Hope）颱風爲輕度外，其餘4次均屬中度颱風，路徑唯艾麗絲（Iris）爲北向外，其餘均爲西進颱風，本月內在瓊安颱風期間也曾發佈了海上陸上颱風警報。玆將本月份之颱風情況分述如下：

8日在東沙島南方海面上有一熱帶性低氣壓存在着，此低氣壓一度呈滯留狀態，待發展成爲輕度颱風後，也就是9日14時，才向西穩定進行，此颱風爲本月內第1次颱風，命名爲喬琪亞（Georgia）颱風。喬琪亞颱風於10日14時發展爲中度颱風，（當時之中心附近最大風速爲33m/s，中心最低氣壓爲980毫巴），繼續向西進行，20時左右登陸廣東南部，威力減弱成爲輕度颱風，由於地形之影響，繼續減弱，於13日8時左右已成爲低氣壓，其生命史約爲5天之久。

9日20時，在南鳥島北方海面有一低氣壓向北緩慢進行，至10日8時，此低壓發展成爲輕度颱風，命名爲賀浦（Hope）颱風，生成後向北北西進行，12日8時轉向西進行，20時威力減弱成爲溫帶氣旋，向北至北北西進行，13日消失於日本東方海面，維持時間約有3天半之久，但在輕度颱風以上僅有2天而已。

在賀浦颱風發生之前，於呂宋島東北方海面上已有一熱帶性低氣壓醞釀着，那時正是9日7時41分左右，此係由氣象衛星之資料研判得出，此低壓首先呈滯留狀態，至10日晚上8時發展成爲輕度颱風，命名爲艾麗絲（Iris）颱風，此颱風生成後卽向北北西進行，11日以後，艾麗絲颱風在那瑙東南方海面開始廻轉，12日14時發展成爲中度颱風，轉向東北進行

，14日後再轉爲北北西至西北方向移動，16 日8時威力減弱成爲輕度颱風，14 時再轉向東北進行，17 日登陸韓國，威力減弱，18日 2 時左右成爲溫帶氣旋，結束其生命過程，生命史約有 9 天之久，維持輕度颱風以上之强度者有 7 天，而中度颱風以上强度有 3 天之久。

18日 8 時在呂宋島東方海面有一熱帶性低氣壓活動着，至 19 日 14 時此低壓發展成爲輕度颱風，命名爲瓊安（Joan）颱風，向西北西至西北方向進行，20日 8 時轉向西進行，於 20 日 20 時消失於東沙島東方海面，其生命史約有 2 天之久。

瓊安颱風 19日 20 時之中心位置在北緯 21.8 度，東經 123 7 度，卽在臺東東南方約 300 公里之海面上向西北西進行，因有威脅本省之可能，因此本局於當天 21 時發佈海上陸上颱風警報，呼籲本省各海面及東部、東南部地區應注意防範災害。20 日 14 時，瓊安颱風已到達北緯 21.1 度，東經 120 9 度，卽在恆春南方約 90 公里之海面上向西進行，當時暴風半徑已縮小至 50 公里，卽將進入臺灣海峽，對本省之威脅漸減，於 20日 15 時 30 分改發海上警報，6 小時後，瓊安已到達東沙島東北東方海面，且威力減弱成爲熱帶性低氣壓，對本省威脅性解除，因此在 20 日 22 時發佈解除警報，警報時間維持 25 小時之久。

23日在北緯 19.5 度，東經 115.0 度，卽在東沙島西南方海面有另一熱帶性低氣壓向西進行，至 25 日 8 時，此低氣壓已發展成爲輕度颱風，命名爲凱蒂（Kate）颱風，是爲本月份最後一次颱風，此颱風向西北西進行，凱蒂生成後卽登陸海南島北部，出海後威力加强，風速增加到 32m/s，繼續向西北西進行，26 日登陸越南北部，威力減弱，於 26日 20 時變成熱帶性低氣壓，生命僅有 3 天之久，而維持輕度颱風以上强度者僅有 1 天而已。

8 月份之颱風路徑見圖 6。

㈢九月　九月份是一年中，風暴活動特別頻繁之一個月份，在過去 26 年當中，九月份所發生颱風平均總數達輕度颱風以上强度者有 5 次，中度颱風以上强度者有 3 4 次，而本年內九月份所發生颱風次數僅有 2 次，與過去之平均數相差甚遠。由此可見本月份之颱風活動相當寧靜，同時强度不强，生命史也不長，玆將本月內之颱風分述如下：

魯依絲（Louise）颱風爲 1日發生在北緯 16.0 度，東經 125.0 度，卽在呂宋島東方海面之低氣壓發展而成，此低氣壓首先約以每小時 10 浬之速度向西北進行，3 日 8 時到達呂宋島北方海面，同時也發展成爲輕度颱風，命名爲魯依絲（Louise）颱風，生成後向西北進行，3 日 20 時後轉向西南西緩慢進行，4 日 8 時又轉向西北西進行，20 時再度向西南西方向移動，5 日 8 時轉爲西北西方向進行。魯依絲颱風於 5 日 14 時發展成爲中度颱風，中心最大風速爲 35m/s，中心最低氣壓爲 980 毫巴，繼續向西北西進行，7 日清晨 1 時左右登陸廣東省南端，威力減弱成爲輕度颱風，7日傍晚登陸越南北部，威力再度減弱，於 8日 8 時成爲熱帶低壓，其生命過程有 6 天半之久。

12日 8 時在北緯 17.0 度，東經 119.4 度，卽在呂宋島西方海面有一低壓活動着，此低壓向西北西進行，根據報告於當天 11 時 20 分左右，此低壓已發展成爲輕度颱風，命名爲瑪芝（Marge）颱風，繼續向西北西進行，13 日 14 時，瑪芝颱風發展成爲中度颱風（當時中心最大風速爲 33m/s，最低氣壓爲 985 毫巴），13 日 17 時達到極盛時期，中心附近最大風速爲 50m/s，最低氣壓爲 965 毫巴，此後已慢慢步入衰弱期，14日上午登陸海南島，受到地形之影響，威力減弱成爲輕度颱風，消失於東京灣，其生命史約有 5 天之久。

本月份之颱風路徑見圖 7。

㈣十月　十月份共發生 4 次颱風，佔本年內發生總次數之 $\frac{1}{3}$ 左右，其中有 2 次强烈颱風，爲娜拉（Nora）颱風及白西（Patsy）颱風，兩次中度颱風爲歐珀（Opal）颱風及魯絲（Ruth）颱風，此 4 次颱風之路徑非常穩定，均爲西進颱風，生命史亦較其他月份爲長，本局也爲娜拉及白西颱風發佈颱風警報，其中娜拉颱風被列爲侵臺颱風之一。玆將本月份颱風之概況分述如下：

2 日在北緯 11.4 度，東經 135 3 度，卽在雅浦島西北方海面上有一熱帶性低氣壓醞釀着，此低氣壓向西北西進行，至 2日20 時此低壓已發展成爲輕度颱風，命名爲娜拉（Nora）颱風，是本月內第一號颱風，亦爲本年內第二次侵臺颱風。生成之初向西北西至西進行，根據資料報告知道娜拉於 4 日 7 時 6 分左右發展爲中度颱風，當時之中心附近最大風速爲 38m/s，中心最低氣壓爲 976 毫巴，繼續向西進行。20 時轉向西北進行，5 日 8 時此颱風發展成爲强烈颱風，中心最大風速爲 53m/s，最低氣壓爲 940 毫巴，繼續向西北進行，至 6 日 2 時娜拉颱風達到最盛時期，中心最大風速爲 78m/s，最低氣壓爲 875 毫巴，暴風半徑擴展至 350 公里，6日 8 時後向西進行。7日 8 時向

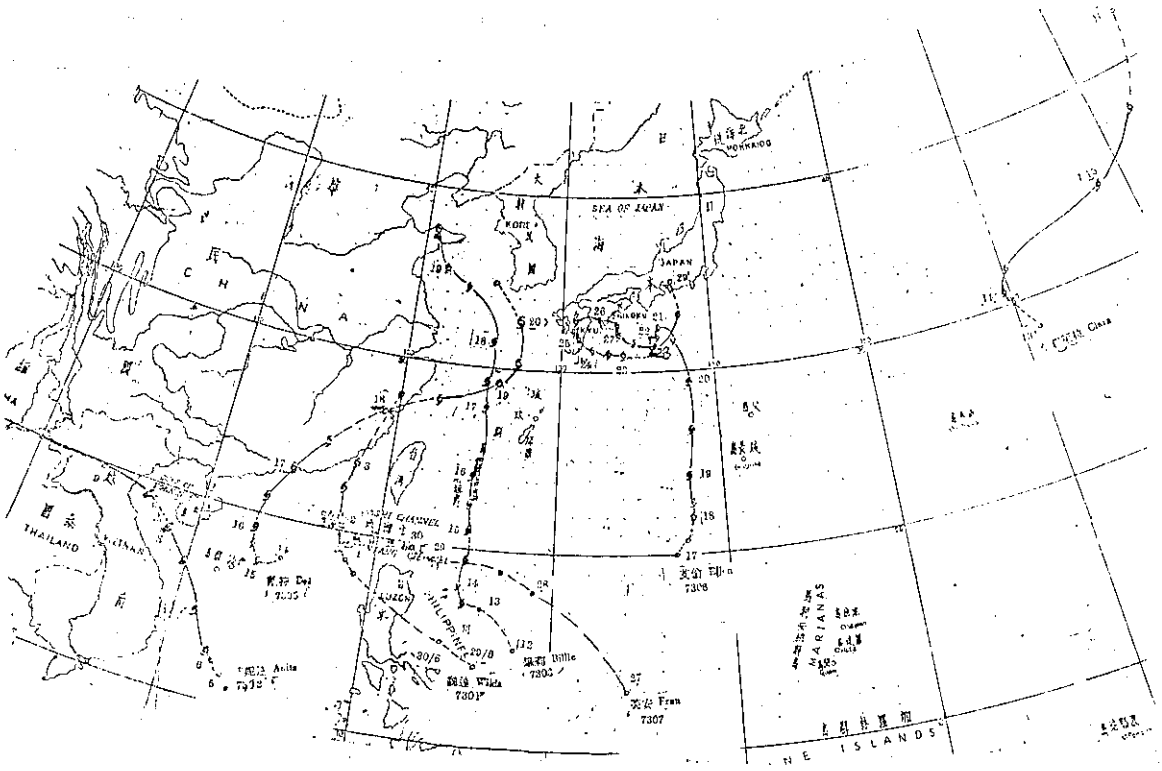


圖5. 民國62年7月份颱風路徑圖
Fig. 5. Typhoon tracks in July, 1973

西北西進行，20時轉向北北西進行，8日清晨掠過呂宋島東北端，受地形影響，威力減弱，繼續向北北西進行，9日14時此颱風已減弱成爲中度颱風，24小時後，即10日14時在金門附近登陸，再度減弱成爲輕度颱風，而後消失於大陸東南部，結束其生命過程，爲時約8天半之久。

7日20時，當時娜拉颱風到達北緯17.2度，東經123.0度，即約在恆春東南方600公里之海面上向北北西進行，已逐漸接近巴士海峽，對巴士海峽及臺灣東南部海面構成威脅，因此本局發佈第1次海上颱風警報，呼籲該海面作業船隻特別注意。根據飛機偵察報告，在8日2時此颱風在恆春東南方約500公里之海面上向北北西移動，至菲島東北角海岸，根據天氣圖之顯示，此颱風有通過本省之可能，因此在8日5時30分改發陸上颱風警報，10日14時娜拉已到達金門西北方約50公里處，對本局陸上之威脅已解除，因此發佈陸上解除警報，警報共發12次，爲時約有65時30分之久。娜拉颱風之詳況請見侵臺颱風第二報。

4日20時在北緯11.4度，東經114.6度，即在南沙島東北方之海面上有一熱帶性低氣壓向西北西進行，至5日2時，此低氣壓已發展成爲輕度颱風，命名爲歐珀（Opal）颱風，方向改爲西北進行，至6日14時，歐珀颱風發展爲中度颱風，繼續向西北進行，7日20時後轉向西進行，8日早上登陸越南中部，威力減弱成爲輕度颱風，消失於越南中部，維持時間約4天之久。

6日在馬利安納美島西南方海面上，已有一發展成爲輕度颱風活動着，此颱風稱爲白西（Patsy）颱風，此颱風生成後向西北西進行，8日14時，白西颱風發展成爲中度颱風，當時中心附近最大風速爲35m/s，中心氣壓爲975毫巴，繼續向西北西進行，至10日8時，此颱風發展成爲强烈颱風，中心最大風速爲70m/s，但暴風半徑僅有125浬，繼續向西北西進行，11日14時，此颱風威力減弱爲中度颱風，12日早上登陸呂宋島東北角，威力減弱爲輕度颱風，向西進行，出海後成爲熱帶性低氣壓，15日消失於越南東方海面，爲時約有9天，維持輕度颱風以上則有5天半左右，中度颱風强度以上有3天之久。

11日8時，當白西颱風在北緯17.0度，東經

126.6 度卽在恆春東南方約 840 浬之海面上向西北西進行，有逐漸接近巴士海峽之可能，因此本局於11日11時30分發佈海上警報，12日14時白西已通過巴士海峽，將與南海之熱帶性低氣壓合併，對本省已無影響，因此海上颱風警報解除，警報共發4次，維持時間有 27 小時之久。

11日14時，在北緯12.0度，東經 142.0度，卽在馬利安那羣島西南方海面另有一低氣壓醞釀着，幾小時後，卽在當天 20 時已發展成爲輕度颱風，命名爲魯絲（Ruth）颱風，爲本月內最後一次颱風，當魯絲颱風生成後，卽向西北西進行，13日14時，魯絲颱風正式發展成爲輕度颱風，中心最大風速爲 35m/s，最低氣壓 975 毫巴，繼續向西北西至西進行，15日晚上登陸呂宋島，出海後繼續向西北西進行，17日20時左右達到極盛時期，當時中心最大風速只有 43m/s，最低氣壓爲 960 毫巴，暴風半徑 250 公里，繼續向西北西進行，18日8時轉向西北進行，當天晚上登陸海南島南方，威力減弱成爲輕度颱風，19日早上登陸越南北部而結束其生命過程，其生命史約有8天之久，維持中度颱風强度以上者有5天半之久。

本月份之颱風路徑見圖 8。

(五)十一月　本月份共發生3次颱風，此3次颱風均爲輕度颱風，且全爲西進颱風，她們的生命史都不長，最長爲薇拉（Vera）颱風，有7天之久，最短爲莎拉（Sara）颱風，僅有十幾小時而已。玆將各颱風分別敍述如下：

莎拉（Sara）颱風爲10日8時在北緯 12.2度，東經 111.5度，卽在越南東南方海面上的熱帶性低氣壓發展而成，此低壓期初向西穩定進行，至10日14時發展成爲輕度颱風，命名爲莎拉（Sara）颱風，其生成地點爲本年內最西之一個颱風，且其生命史亦爲本年內最短之一颱風。莎拉颱風於 10日晚上登陸越南南部，受地形影響威力減弱成爲熱帶性低氣壓，而結束其生命過程。

14日8時在蘇祿海海面上，卽北緯 9.0度，東經 119.0 度，有一熱帶低壓向西加速進行，24小時後，卽15日8時，此低壓已發展成爲輕度颱風，命名爲賽瑪（Thelma）颱風，轉向西南西進行，16日下午14時左右減弱成爲熱帶性低氣壓，其生命過程僅有2天，而達輕度颱風之强度僅有1天之久。

21日在菲島東方海面，卽北緯 10.0 度，東經 129.0 度，有一熱帶性低氣壓活動着，此低氣壓向西北西進行，21日20時，曾一度呈滯留狀態，而後緩慢向西北西進行，22日晚上20時，此低壓已發展成爲輕度颱風，命名爲薇拉（Vera）颱風，爲本年度最後一次颱風，發生之初向西北西進行，25日穿過西沒

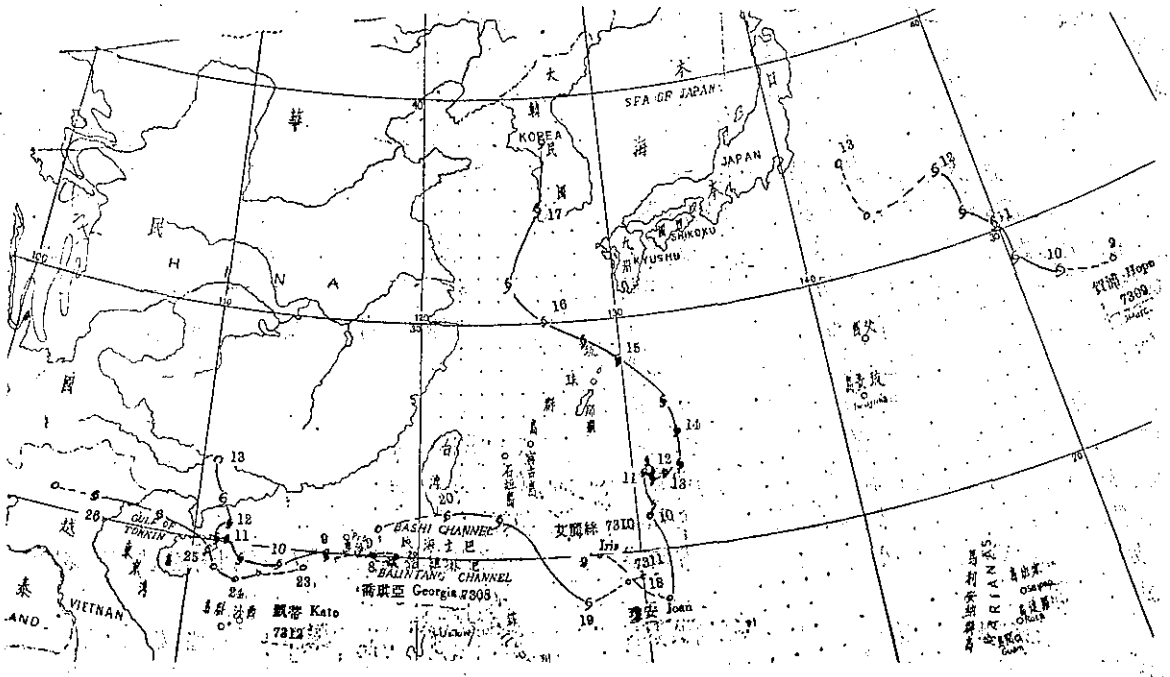


圖6. 62年8月份颱風路徑圖

Fig. 6. Typhoon tracks in August, 1973

羣島，威力減弱而於 26 日變成熱帶低壓，爲時約 7 天之久，而達輕度颱風之强度者有 3 天之久。

本月份之颱風路徑見圖 9。

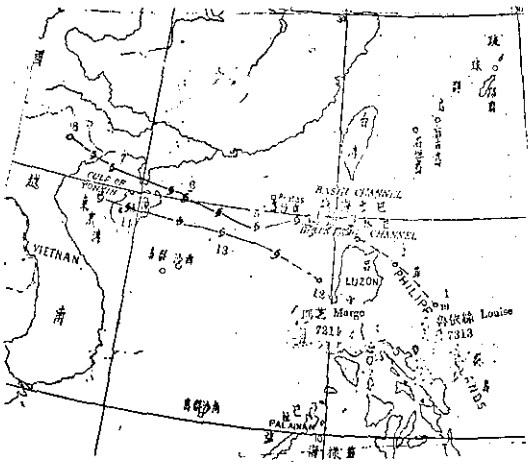


圖 7. 62 年 9 月份颱風路徑圖

Fig. 7. Typhoon tracks in September, 1973

三、本年內發佈颱風警報情況

本年內，本局發佈 6 次颱風警報，比去年多 2 次，其中僅發海上警報者有 3 次，發海上陸上颱風警報亦有 3 次，而實際上侵臺之颱風僅有魏達及娜拉颱風而已，不過其他颱風均有影響本省各海面。警報時間維持最長者爲 7 月份之畢莉（Billie）颱風，爲時計有 90 小時左右，其次爲 10 月份之娜拉颱風爲 65 小時 30 分，最短則爲 7 月份之芙安颱風，有 22 小時 30 分左右。

本年內所發佈之警報有魏達、畢莉、芙安、瓊安、娜拉及白西颱風，其中魏達及娜拉颱風被列爲侵臺颱風，7 月份之魏達颱風，威力不强，但直襲金門，致使該區蒙受其害，另一 10 月份之娜拉颱風，穿過巴士海峽進逼臺灣海峽，那時正值東北季風旺盛期，在西南氣流及東北風之雙重影響之下，在本省東部地區形成强烈之輻合作用，致使該地區雨水豐沛，造成嚴重之水災。其他颱風雖未侵臺，可是本省各海面均受其影響，由此可見本局在本年內之颱風預報準確率是相當高。根據統計，本局對本年內之颱風中心預報，最大誤差爲 146.0 浬，最小誤差爲 16.2 浬，平均誤差爲 72.9 浬。

第一號侵臺颱風魏達第一次發佈警報時間爲 7 月 2日 10 時 40 分，中心最接近金門爲 3 日 14 時，相隔時間爲 27 時 30 分，17m/s 風最先出現在 3日 8 時 50 分，地點是東吉島，10mm/hr 之雨量則始於 3 日 0 時 21 分，地點高雄。

第二號侵臺颱風娜拉第 1 次發佈警報時間爲 10 月 7 日 22 時 30 分，中心最接近本省爲 10 月 9日2 時，相隔時間約爲 28 時 30 分，17m/s 風最先出現在 8 日 5 時 40 分，地點是恆春，10mm/hr 之雨量則在 8 日 4 時 46 分，地點也是恆春。

畢莉颱風首先發佈警報時間爲7月 13 日 15 時 30 分，中心最接近本省爲 16 日 8 時，相隔時間約有 64 小時 20 分，17m/s 風最先出現在 16日23 時，地點爲蘭嶼，10mm/hr 之雨量則在 14 日 11 時 6 分，地點是新港。

瓊安颱風首先發佈警報時間爲 8 月 19 日 16 時，中心最接近本省爲 20 日 8 時，相隔時間約 16 小時，17m/s 風最先出現在 19 日 21 時，地點是蘭嶼，10mm/hr 之雨量 19 日 22 時 40 分，地點鞍部。

芙安及白西颱風僅發海上颱風警報。

四、本年內颱風災情概述

本年內因颱風造成之災害，以水災爲主，玆將魏達及娜拉颱風所携帶來之災害概述如下：

(一)魏達颱風：

1. 人員傷亡
   (1)死亡：2 人。
   (2)受傷：1 人。
   (3)失踪：5 人。
2. 農作物：
   金門低窪地區道路積水，卽將生成之玉米及高粱受損。
3. 交通：
   (1)臺東太麻里多良村 453 公里處坍方，交通受阻。
   (2)高雄地區對外海空交通受阻。
   (3)蘇花公路坍方，交通受阻。
4. 漁船：
   (1)失踪：1 艘。
   (2)損壞：3 艘。
5. 其他：
   (1)臺東山洪暴發，30 名國小學生被困返高雄途中。
   (2)臺南安平港海水倒灌，致使整個安平區成爲澤國，積水情形影響七八千居民生活，學生上下學困難。

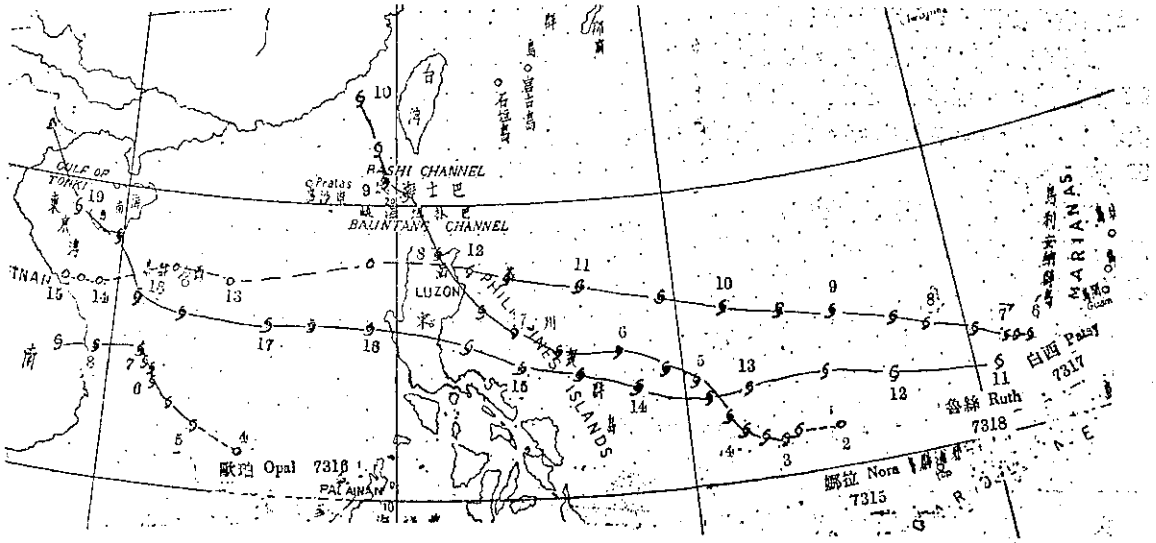


圖8. 62 年 10 月份颱風路徑圖

Fig. 8. Typhoon tracks in October, 1973

㈡娜拉颱風：

1. 人員傷亡：
   (1)死亡：12 人。
   (2)失踪：28 人。
   (3)受傷：6 人。
2. 房屋倒塌：
   (1)全倒：294 間。
   (2)半倒：164 間。
3. 橋樑、堤防：
   (1)橋樑：全毀 3 座，半毀 5 座。
   (2)堤防：沖毀 33 處，共有 5793 公尺，損壞 1 處，705 公尺。
4. 交通：
   (1)臺東縣鐵路、公路受災嚴重，交通中斷。
   (2)鐵路沖毀 650 公尺。
   (3)鐵路橋頭沖毀一座。
   (4)路基沖毀 27 處，計有 1295 公尺。
   (5)蘇花公路，花東海岸公路路基受損不能通車。
5. 農作物：
   (1)臺東縣農作物普遍受災，情形嚴重。
   (2)淹水 1980 甲。
   (3)香蕉 300 公頃，水稻 2 公頃，蔬菜 33 公頃，甘蔗 350 甲受損。
6. 搶救災民 9486 人。
7. 收容災民 5698 人。
8. 漁船：
   (1)沉沒：1 艘。
   (2)失踪：1 艘。
   (3)損壞：2 艘。

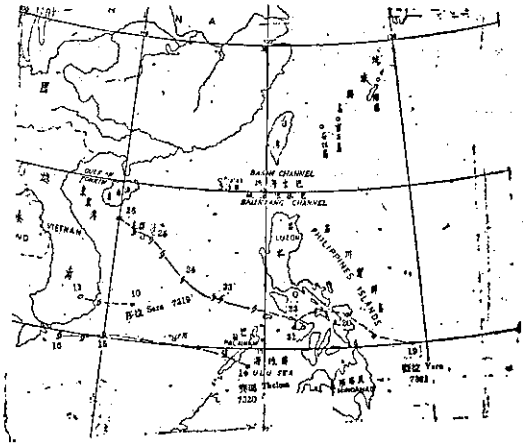


圖9. 11 月份路徑圖

Fig. 9. Typhoon tracks in November, 1973

五、本年內颱風之特點

綜上所述，本年內之颱風特性概括爲下列各點：

㈠本年內颱風發生總次數爲 21 次，低於過去 26 年之平均值，到達颱風强度（卽中度颱風）者 12 次，亦低於過去 26 年之平均值，可見本年內颱風之活動較常年爲寧靜。

㈡今年 1-6 月沒有颱風發生，7 月起開始活躍，7月份有 7 次，8月有 5 次，9 月有 2 次，10 月有 4 次

，11月有3次颱風，平均低於正常值。

(三)本年內侵臺颱風有2次，比過去 26 年之平均3.5次為低，26 年本省未受侵襲者係民國 53 年，1次者為 54 年，59 年和 61 年，2次者有民國 46 年，52 年和今年。

(四)本年內在西太平洋上誕生之颱風以菲島附近及越南東方海面之間為多，計有 14 次。全年勢力最强者以10月份之娜拉颱風，中心附近最大風速為 78m/s，中心氣壓為 875 毫巴。

(五)魏達及娜拉颱風為本年內 2 次侵臺颱風，均為西進颱風，魏達勢力弱，而娜拉颱風因地形作用而使蘭陽地區臺東地區及花蓮地區構成嚴重之災害。

(六)本年內颱風路徑大致為西北西至西北向，有15次之多；轉向有 3 次，特殊路徑有 3 次，其中以 7 月份之路徑最為特殊。

附列：(1)畢莉颱風及瓊安颱風之摘要報告表，如表 5 及表 6。(2)本年內影響臺灣颱風之位置表如表 7（魏達及娜拉颱風參考侵臺颱風第 1 報及第 2 報）。

表3. 民國 62 年本局發佈颱風警報綱要表

Table 3. Summary of typhoon warnings issued by the Central Weather Bureau during 1973.

次	强度	警報種類	颱風總號及名稱	發佈日期	解除日期	發佈號數	備註
1	輕度	海上	7301號 魏達 (Wilda)	2/7 10時40分	4/7 04時00分	6	在東沙島東方發生後向北進行由金門附近進入大陸、金門受損。
2	强烈	海上、陸上	7203 畢莉 (Billie)	13/7 15時30分	17/7 09時40分	14	在呂宋島東方向北進行，經過石垣島與宮古島間進入東海。
3	輕度	海上	7307 芙安 (Fran)	29/7 16時00分	30/7 14時30分	3	
4	輕度	海上、陸上	7311 瓊安 (Joan)	19/8 21時30分	20/8 22時00分	5	在巴士海峽東方向西進行至東沙島東方海面威力急速減弱成 T. D.。
5	强烈	海上、陸上	7315 娜拉 (Nora)	7/10 22時30分	10/10 15時00分	12	掠過呂宋島東北部後向北北西進行由金門附近進入大陸。
6	强烈	海上	7317 白西 (Patsy)	11/10 10時30分	12/10 15分30時	4	在呂宋島東方向西北進行抵巴士海峽威力急速減弱，後與南海之 T. D. 合併。

表4. 民國六十二年北太平洋西部地區颱風綱要表

Table 4. Summaries of typhoon data within the area of North-western pacific during 1973.

月份	當月次序	本年編號(西元)	颱風名稱	起迄時間 全部起迄	起迄時間 輕度以上	起迄時間 中度以上	誕生地點	輕度颱風發生地點 北緯	輕度颱風發生地點 東經	最大風速 m/s	暴風半徑 30 KTS	暴風半徑 50 KTS	中心最低氣壓 mb	最大移行速度 KTS	颱風警報 分類	颱風警報 階段	附註
7	1	7301	魏達 Wilda	29/ 6- 4/ 7	1/ 7- 4/ 7		呂宋島西北方海面	19.0	118.0	23	150	50	980	10	輕度	海上	侵襲金門
7	2	7302	艾妮達 Anita	5/9 - 9/ 7	6/ 7- 9/ 7	7/ 7- 8/ 7	南沙羣島西北方海面	12.5	113.2	38	300	75	980	17	中度		
7	3	7303	畢莉 Billie	12/ 7-19/ 7	13/ 7-19/ 7	14/ 7-18/ 7	呂宋島東方海面	16.8	125.0	65	200	75	920	16	强烈	海上 陸上	
7	4	7304	葛萊拉 Clara	13/ 7-16/ 7	13/ 7-16/ 7		南鳥島東北方海面	28.3	161.0	28	250	100	995	30	輕度		
7	5	7305	戴特 Dot	15/ 7-20/ 7	15/ 7-17/ 7	16/ 7-18/ 7	東沙島東南方海面	18.2	114.1	40	200	75	975	15	中度		
7	6	7306	艾倫 Ellen	17/ 7-29/ 7	18/ 7-27/ 7	18/ 7-20/ 7	南沙羣島西北方海面	22.2	139.0	50	300	100	935	15	强烈		
7	7	7307	芙安 Fran	27/ 7-30/ 7	29/ 7-30/ 7		呂宋島東北方海面	19.2	123.7	17	50	—	1000	10	輕度	海上	
3	1	7308	喬琪亞 Georgia	8/ 8-13/ 8	9/ 8-12/ 8	6/ 8-12/ 8	東沙島南方海面	19.6	116.6	33	125	25	975	10	中度		
8	2	7309	賀浦 Hope	9/ 8-12/ 8	10/ 8-12/ 8		南鳥島西北方海面	27.5	152.0	23	75	—	996	20	輕度		
8	3	7310	艾麗絲 Iris	9/ 8-17/ 8	12/ 8-17/ 8	12/ 8-16/ 8	那壩東南方海面	20.0	118.0	43	250	150	970	12	中度		
8	4	7311	瓊安 Joan	18/ 8-20/ 8	19/ 8-20/ 8		臺灣東南方海面	21.5	121.5	23	150	—	990	12	輕度	海上 陸上	
8	5	7312	凱蒂 Kate	23/ 8-26/ 8	25/ 8-26/ 8		海南島北部	19.9	109.9	30	100	25	980	10	輕度		
9	1	7313	魯依絲 Louise	1/ 9- 3/ 9	3/ 9- 8/ 9	5/ 9- 6/ 9	呂宋島北部海面	19.4	120.8	40	150	50	975	11	中度		
9	2	7314	瑪芝 Marge	12/ 9-15/ 9	12/ 9-15/ 9	13/ 9-14/ 9	呂宋島西方海面	17.7	118.3	43	100	50	965	12	中度		
10	1	7315	娜拉 Nora	2/10-10/10	2/10-10/10	4/10-10/10	雅浦島西北方海面	11.6	133.8	78	300	150	875	10	强烈	海上 陸上	侵臺
10	2	7316	歐珀 Opal	4/10- 8/10	5/10- 8/10	6/10- 8/10	南沙羣島西北方海面	11.5	113.6	38	200	75	970	9	中度		
10	3	7317	白西 Patsy	6/10-14/10	6/10-12/10	8/10-11/10	馬利安那羣島西南方海面	13.2	141.8	73	250	100	890	15	强烈	海上	
10	4	7318	魯絲 Ruth	11/10-20/10	11/10-19/10	13/10- 9/10	馬利安那羣島西南方海面	12.4	140.9	43	250	100	960	15	中度		
11	1	7319	莎拉 Sara	10/11-11/11	10/11-11/11		越南東南方海面	12.1	110.4	28	75	25	985	10	輕度		
11	2	7320	賽瑪 Thelma	13/11-16/11	15/11-16/11		越南東南方海面	10.4	110.0	28	100	25	990	19	輕度		
11	3	7321	薇拉 Vera	19/11-26/11	22/11-25/11		菲島西方海面	12.6	119.4	28	175	50	990	11	輕度		

表 7a. 畢 莉 颱 風 位 置 表

颱風名稱及號數：畢莉 (Billie) 7303

日	時 (Z)	中心位置 北緯	中心位置 東經	中心氣壓 mb	最大風速 浬/時	暴風半徑 30 浬/時	暴風半徑 50 浬/時	進行方向及速度 浬/時	資料來源
13/7	06	16.8	125.4	990	45	75		NW 10	C. B. W
	12	17.2	125.2	990	50	75		NW 10	C. B. W
	18	17.6	125.0	990	55	75		NW 7	C. B. W
14/7	00	18.2	124.8	983	65	120	25	NW 7	C. B. W
	06	18.9	124.9	976	70	120	25	NNW 5	C. B. W
	12	19.4	125.1	965	75	125	25	NW 7	C. B. W
	18	20.1	125.1	955	80	125	25	NNW 7	C. B. W
15/7	00	21.0	125.1	920	85	150	50	NNE 7	C. B. W
	06	21.5	125.1	926	120	150	75	NNW 7	C. B. W
	12	22.5	125.0	935	110	150	60	NNW 7	C. B. W
	18	23.2	125.0	940	110	150	60	NNW 7	C. B. W
16/7	00	24.0	125.0	950	100	150	60	NNW 7	C. B. W
	06	24.7	125.2	950	100	150	60	NNW→N 7	C. B. W
	12	25.6	125.4	950	100	150	60	N 8	C. B. W
	18	26.8	125.6	930	100	150	60	N 10	C. B. W
17/7	00	27.8	125.3	930	100	150	60	N→NNW 11	C. B. W

表 7b. 瓊 安 颱 風 位 置 表

颱風名稱及號數：瓊安 (Joan) 7311

日	時 (Z)	中心位置 北緯	中心位置 東經	中心氣壓 mb	最大風速 浬/時	暴風半徑 30 浬/時	暴風半徑 50 浬/時	進行方向及速度 浬/時	資料來源
19/8	06	21.2	124.8	996	30			WNW 12	C. W. B
	12	21.8	123.7	990	40	95		WNW 12	C. W. B
	18	21.9	122.8	990	45	100		WNW 12	C. W. B
20/8	00	21.8	121.3	990	45	100		W 12	C. W. B
	06	20.9	121.1	995	35	30		W 12	C. W. B
	12	21.1	118.0	996	25			W 12	C. W. B

表 7c. 白 西 颱 風 位 置 表

颱風名稱及號數：白西 (patsy) 7317

日	時 (Z)	中心位置 北緯	中心位置 東經	中心氣壓 mb	最大風速 浬/時	暴風半徑 30 浬/時	暴風半徑 50 浬/時	進行方向及速度 浬/時	資料來源
11/10	00	17.0	126.6	960	130	175	60	NNW 14	C. W. B
	12	17.4	123.9	975	100	175	50	WNW 13	C. W. B
21/10	00	18.8	122.8	990	45	75		WNW 10	C. W. B

(紀水上執筆)

表5. 畢莉颱風期間本局所屬各測站颱風紀錄綱要表

Table 5. The meteorological summaries of C, W, B. station during Billie's passage.

颱風名稱：畢莉 BILLIE

測站	最低氣壓 (mb)				瞬間最大風 (m/s)								最大風					強風 (10m/s)						最大降水量 (mm)															降水總量						
地名	數值	日	時	分	風速	風向	日	時	分	氣壓	氣溫	濕度	風速	風向	日	時	分	日	時	分	至日	時	分	1小時內	日	時	分	至日	時	分	10分鐘內	日	時	分	至日	時	分	數量	日	時	分	至日	時	分
彭佳嶼	998.4	17	5	0	21.0	NW	16	16	55	999.1	26.7	95	12.7	N	19	12	50	15	11	0	17	5	0	13.0	16	20	35	16	21	35	6.5	16	19	50	16	20	0	48.1	15	16	18	17	3	15
基隆	999.8	16	17	0	10.5	NE NNW	15 16	15 11	30 54	1001.3 1001.6	29.9 25.5	76 89	6.5	NE										9.2	16	13	30	16	14	30	6.0	16	13	30	16	13	40	31.8	15	2	50	16	20	20
鞍部	909.5	16	17	0									15.0	S	14	20	20	14	20	0	16	15	0	16.2	16	13	20	16	14	20	6.0	16	13	20	16	13	30	102.7	15	2	50	16	23	0
淡水	1000.6	15	15	30	12.3	SE	15	3	10	1002.0	33.0	80	11.0	SE	15	3	6	15	3	6	15	14	30	6.2	15	3	5	15	4	5	5.0	15	23	50	15	24	0	37.3	15	3	5	16	20	10
竹子湖	1000.1	16	16	0									6.0	NW	16	14	0							6.0	16	12	0	16	14	0	1.2	16	13	50	16	14	0	57.7	15	3	30	17	4	20
臺北	1000.1	15	17	23	17.2	E	15	16	30	1000.8	33.2	67	8.3	E	15	16	40							9.9	16	5	5	16	6	5	4.4	16	5	10	16	5	20	31.8	15	4	42	16	18	48
新竹	998.3	15	16	0	10.0	WSW	17	7	25	1001.0	29.0	89	6.3	WSW	17	7	50							2.0	16	12	40	16	13	40	0.7	16	5	10	16	5	20	7.9	16	4	55	17	2	35
臺中	999.4	15	16	0	8.0	NW	16	13	20	1001.6	31.8	65	4.3	NW	15 16	14 13	10 20							2.3	15	14	27	15	15	27	1.5	16	1	35	16	1	45	4.5	15	14	24	16	2	10
日月潭	891.3	15	18	0									4.7	ESE	16	15	40	16	13	0	16	20	0	10.7	16	22	20	16	23	20	3.8	16	23	0	16	23	10	20.8	15	9	0	16	24	0
澎湖																																													
嘉義	999.4	15	16	10	8.3	S	15	18	0	999.6	29.2	81	5.0	SW	15	17	50							0.7	15	17	0	15	18	0	0.6	15	17	0	15	17	10	1.0	15	17	0	15	19	0
阿里山	3081.7	15	16	0	4.7	ENE	16	8	30	3103.4	15.9	93	3.3	ENE	16	8	0							5.6	16	15	45	16	16	45	2.4	16	15	45	16	15	55	8.5	16	2	25	16	16	45
玉山	3071	15	16	0									13.3	ENE	15	11	0	15	10	30	15	11	40	3.0	15	8	25	15	9	25	2.0	15	8	30	15	8	40	8.5	15	3	15	16	17	0
永康	1000.3	15	16	40	5.2	WSW	15	15	15	1000.8	30.4	77	4.0	WSW	15	15	30							2.8	16	18	50	16	19	6	2.7	16	18	50	16	19	0	2.8	16	18	50	16	19	6
臺南	998.3	15	16	30	6.2	W	16	16	2	1000.6	30.9	75	3.7	W	16	16	0																												
高雄																																													
東吉島	1003	15	15	0	11.0	NW	17	2	20	1015	27.2	91	9.7	N	17	6	0																												
恆春	1000.2	15	16	0	14.0	NE	14	23	20	1002.9	28.2	81	8.3	NE	14	21	0							6.2	13	5	0	13	6	0	6.0	13	5	44	13	5	54	35.7	13	1	0	17	7	30
蘭嶼	998.8	16	17	15	26.4	SW	16	17	2	999.1	26.2	95	23.3	SW	16	23	0	15	6	0	17	11	0	9.2	15	5	0	15	6	0	7.5	15	4	50	15	5	0	15.2	15	5	0	17	11	0
大武	997.0	16	14	59	13.2	NNE	14	13	10	1005.0	27.6	89	10.3	NNE	14	11	30	14	11	30	16	20	0	3.9	15	4	51	15	5	57	1.6	15	4	57	15	5	7	8.8	14	10	8	14	21	10
臺東	997.3	16	15	0	12.8	SW	17	7	52	1000.2	29.5	83	8.7	SW	17	7	50							3.4	17	18	35	17	19	0	2.3	17	18	40	17	18	50	5.8	14	9	52	17	19	40
新港	997.6	15	17	0	15.0	NNE	15	3	7	1001.6	27.6	78	11.0	NNE	15	03	10	15	2	10	15	14	20	11.2	14	11	6	14	12	6	4.5	14	11	55	14	12	5	23.5	14	10	12	16	21	30
花蓮	998.4	16	17	38	9.0	NNE	15	17	25	1000.8	28.4	83	6.3	NNE	15	17	35							8.5	15	7	0	15	8	0	5.4	15	7	14	15	7	24	27.4	14	13	50	16	10	5
宜蘭	997.6	17	5	0	9.3	NW	16	22	25	999.5	28.2	73	7.0	NW	16	22	20							12.8	15	6	40	15	7	40	9.4	15	6	45	15	6	55	59.0	15	6	20	16	19	10

表 6.瓊安颱風期間本局所屬各測站颱風紀錄綱要表

Table 7. The meteorological summaries of C. W. B. station during Joan's passage.

颱風名稱：瓊安 JOAN

測站	最低氣壓 (mb)				瞬間最大風 (m/s)								最大風				強風 (10m/s)						最大降水量 (mm)														降水總量						
地名	數值	日	時	分	風速	風向	日	時	分	氣壓	氣溫	濕度	風速	風向	日	時	分	日	時	分	至日	時	分	1小時內	日	時	分	至日	時	分	10分鐘內	日	時	分	至日	時	分	數量	日	時	分	至日	時	分
彭佳嶼	1003.2	20	4	0	29.8	E	20	5	9	1003.5	26.8	93	22.3	ESE	20	23	10	19	23	0	24	0	0	7.3	20	12	14	20	12	50	6.8	20	12	41	20	12	50	47.0	19	17	45	20	20	10
基隆	1002.0	20	4	0	24.3	E	20	12	53	1003.6	26.1	83	12.7	E	20	13	0	20	4	10	20	13	0	10.0							5.8							76.4	19	2	9	20	22	15
鞍部	909.3	20	6	35									19.2	S	19	23	40	19	14	0	21	10	30	11.2	19	22	40	19	23	40	5.0	19	23	15	19	23	25	71.2	19	2	18	21	6	10
淡水	999.9	20	4	29	19.9	SE	20	11	50	1000.9	31.4	68	15.3	SE	20	16	30	19	19	37	21	23	0	5.0	20	12	40	20	23	0	3.6	20	22	41	20	22	51	20.1	19	22	15	20	23	0
竹子湖	1002.1	20	12	0									6.7	NE	20	21	2							8.6	19	23	0	19	0	0	4.4	19	23	20	23	3	0	40.6	20	0	0	20	24	0
臺北	1000.4	20	4	0	25.0	E	20	6	2	1001.4	26.2	85	10.0	E	20	9	10	20	9	0	20	9	10	9.8	19	23	0	19	24	0	4.4	19	23	20	19	23	30	38.0	19	22	10	20	23	35
新竹	997.0	20	8	0	13.2	ENE	20	8	20	997.2	29.7	67	9.0	ENE	20	8	20							0.9	20	16	0	20	17	0	0.6	20	09	43	20	9	53	5.3	20	0	5	20	22	0
臺中	997.4	20	7	4	5.1	SSW	20	11	53	999.4	29.4	78	3.2	SSW	20	12	0							2.0	20	2	34	20	3	34	0.7	20	3	10	20	3	20	6.8	19	20	53	20	21	40
日月潭	665.4	20	7	45	9.7	SSE	20	9	24	67.50	21.1	96	5.0	SSE	20	9	20							4.8	20	1	30	20	2	30	1.1	20	1	40	20	1	50	16.0	19	19	45	20	19	35
澎湖	997.5	20	5	12	6.1	SSW	20	12	5	999.1	27.0	91	4.3	SSW	20	12	15							1.8	20	5	10	20	6	10	0.5	20	5	30	20	5	40	2.8	20	0	25	20	11	20
嘉義	997.7	20	5	0	5.6	S	20	10	10	999.4	26.0	95	5.0	S	20	10	0							4.1	20	3	50	20	4	50	0.8	20	18	40	20	18	50	20.0	19	23	10	20	20	30
阿里山	3053.9	20	7	0	6.4	E	19	20	5	3087.5	14.6	88	5.7	ENE	19	20	10							6.9	20	3	0	20	4	0	1.8	20	3	50	20	4	0	36.4	19	20	10	20	20	0
玉山	3029.4	20	6	40									13.3	NE	20	18	50	20	9	40	20	23	20	9.2	20	2	50	20	3	50	2.4	20	3	30	20	3	40	81.0	19	22	0	20	23	0
永康																																											
臺南	997.5	20	5	28	7.7	SSE	20	10	20	999.8	24.8	95	4.0	SSE	20	10	20							5.3	20	3	45	20	4	45	1.2	20	3	50	20	4	0	28.9	20	0	25	21	8	25
高雄																																											
東吉島																																											
恆春	997.0	20	4	0	16.0	NNE	19	18	57	1000.6	28.0	76	10.0	E	20	12	10	20	12	10	20	13	0	55.0	20	22	50	20	23	50	15.5	20	23	0	20	23	10	264.5	19	17	55	繼	續	下
蘭嶼	996.1	20	12	00	33.5	NNE	19	19	45	996.7	24.5	94	29.0	N	19	21	0	19	9	55	20	1	0	29.6	20	1	50	20	7	50	14.7	20	11	30	20	11	40	121.9	19	10	52	20	21	57
大武	996.4	20	4	37	15.6	NE	20	7	56	999.3	25.6	100	10.3	NE	20	7	50	20	07	5040	20	17	0 50	71.6	20	5	40	20	6	40	14.4	20	6	0	20	6	10	281.0	20	1	7	20	23	0
臺東	998.2	20	4	5	12.7	NE	20	5	10	998.3	25.7	98	8.0	NE	20	5	20							28.8	20	22	50	20	23	50	13.0	20	7	20	20	7	30	204.7	19	11	6	20	24	0
新港	999.0	20	2	40	19.7	N	20	0	17	999.4	25.5	88	13.5	N	20	0	20	19	18	50	20	6	20	37.2	20	13	54	20	14	54	12.5	20	15	40	20	15	50	236.7	19	18	35	20	22	20
花蓮	1001.2	20	4	0	15.9	NNE	20	1	50	1001.6	25.2	96	11.0	NNE	20	2	0	20	1	50	20	2	0	31.3	20	13	0	20	14	0	14.0	20	13	10	20	13	20	225.1	19	12	57	繼	續	下
宜蘭	1001.7	20	4	0	18.1	ESE	20	10	57	1003.5	25.6	94	11.5	ESE	20	11	4							27.0	20	4	0	20	5	0	14.0	20	4	20	20	4	30	113.0	19	22	10	20	23	40

Volume 20, Number 2 June 1974

METEOROLOGICAL BULLETIN

(Quarterly)

CONTENTS

Articles

A Geochemical Survey on Origin of The Earth's Atmosphere ..... *Kenneth T. C. Cheng* (1)

Statistical Analysis of Temperature and Precipitation Observations of Five Stations in Taiwan ..... *Yen Huai Liu* (7)

A Study on the Predicating Model of Air Pollution in Taipei City ..... *Shih-chung Lu, Chung-koung Wang Mu-chin Tsai, Fu-lai Chen* (19)

The Fluctuation of West Pacific High and Its Relation to Typhoon Tracks ..... *Yu-lei Chen, Hsiao-li Pao* (31)

Reports

A Brief Report on Typhoons in the Northwest Pacific in 1973 ..... *Research Section* (47)

CENTRAL WEATHER BUREAU

64 Park Road, Taipei

Taiwan, Republic of China

氣 象 學 報

季 刊

第二十卷　第三期

目 次

論 著

臺灣雨量極端變化之分析及預測……魏元恒、蕭長庚、鄭春台（1）

平均環流模式與臺灣地區多季展期預報之研究…徐晉淮、鄭邦傑、楊逢世（19）

颱風過境宜蘭降水量之調查分析……蔣志才（37）

水田之熱平衡及其應用之研究……顏俊士（46）

我國東南沿海地區冷鋒移動速度之研究……陳正改（53）

氣 象 學 報

季 刊

第二十卷　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：三七三一一八一(十線)

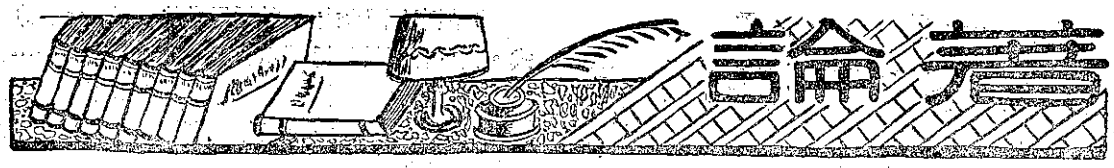
發 行 人　劉　大　年

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

中華民國六十三年九月出版



臺灣雨量極端變化之分析及預測*

魏 元 恒　蕭 長 庚　鄭 春 臺

An Analysis and Prediction of Extreme Changes of Precipitation in Taiwan

Yuan-heng Wei, Chang-keng Hsiao, Chun-tai Cheng

ABSTRACT

1. From long yearly rainfall records we have found three peaks of rainfall in the annual variation of precipitation at Taipei. They are fore-plum rain, plum rain and summer rain, appearing in March, June, and August respectively. Their initial and ending dates can be defined according to pentad (5 day) rainfalls. This type of 3 peak rainfall predominates from the northern coast to Taichung. The rainfall has double peaks at Tainan, and only one at Hengchun. As for East Taiwan, there is a single peak appearing in Sepetmber at Hwalien, but two appearing in July and September at Taitung.

2. With spectrum analysis and the equations of autocorrelation, we computed out five significant waves in the annual variation of pentad rainfall in Taiwan. Those periods are 12 months, 6 months, 52 days, 25 days and 15 days.

3. The coefficients of correlation between winter and summer rainfalls and between spring and autumn rainfalls are negative significantly. We will have much rainfall in summer (autumn) if we had little in winter (spring).

4. The frequency distribution of extreme daily rainfall at Taipei is close to mesokurtic, its coefficient of skewness is 1.04, but its coefficient of kurtosis is more than 3. At Taichung, the coefficient of skewness is almost 2, a great positive skew, and its coefficient of kurtosis is 8.86, much higher than that of Taipei, a big liptokurtic.

5. The extreme rainfall at Taipei varies logarithmically, that conforms to Gumbel's equation. The forecast of extreme daily rainfalls in Taiwan and their frequencies are Computed by Gumbel's equation. The possible frequency of extreme daily rainfall of more than 350.0mm at Taipei is 1%. Most extreme daily rainfalls come between 80mm and 200mm and their possible frequency is 81.5%.

6. The maximum annual rainfalls in Taiwan are caused mainly by Typhoons, a few of them by stationary fronts. The absence of Typhoons and fronts brings here drought, the minimun annual rainfalls.

* 本研究之完成，曾得國家科學委員會之補助。

一、前　　言

降水量之長期預測，對國家經濟建設，深具重要性。而雨量之極端變化，可導致澇旱，關係國計民生更巨。臺灣雨量異常變化，係由於各種降水系統之特殊變化所致。降水可由一個氣象因素或多個因素重疊而形成豪雨及長時間之持續。降水系統之異常，亦可導致相反之效果，而造成旱災。

本文首先說明臺灣雨量之特性，如雨量之時間分配，頻率分配，及雨時分析。再進一步，分析其持續性及週期。次就臺灣雨量之極端值，尋求其形成及變化原因。此項分析分兩方面，一爲大氣環流與極端雨量，二爲臺灣極端雨量之個別研究。

二、研　究　方　法

㈠使用資料：

本文使用之資料主要包括有臺北、臺中、臺南、恒春、臺東及花蓮六個測站，其種類有五種分述於下。其一爲選用十年 (1961–1970) 逐日雨量按全年 73 候畫分，統計得出候雨量，分析其雨量年變化。其二爲選用 1897–1970 年間之月雨量，算出各測站四季之雨量，12, 1 及 2 月爲冬季，3，4 及 5 月爲春季，6, 7 及 8月爲夏季，9，10 及 11 月爲秋季。利用此季雨量做雨量週期分析，並利用 1927–1970，44年之月雨量作偏態及峯度分析。其三爲選用臺北、臺中 1897–1973 年之逐年最大雨量分析極端雨量值。其四爲臺北 1954–1973 年之雨時，分析臺北之每一雨日之雨時數。其五爲選用 1897–1970 年間之各測站年雨量，作週期分析。

㈡使用公式

本文中使用公式大體上可分爲三類，其一爲頻率分配公式，其二爲週期分析公式，其三爲極端值分析公式，玆分別敍述於左。

1. 頻率分配公式，玆採用動差 (Moments) 公式，動差係用於分析 N 次觀測值 $x_1, x_2, x_3 \cdots\cdots x_n$ 之頻率分配，各觀測值對一假設值 x_0 之差距如以 $x_1', x_2', x_3' \cdots\cdots x_n'$ 表示，則其對 x_0 頻率分配之 j 級動差可寫爲

$$m_j' = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} (x'_i)^j$$

在本文中令假設值 x_0 ＝平均值 $\bar{x}$ 則有利於計算雨量之偏態係數及峯度係數，故第 j 級動差公式可寫如下（前者爲未分組資料，後者爲分組資料，f_i 爲頻率）

$$m_j = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(x_i-\bar{x})^j = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{k} f_i(x_i-\bar{x})^j \cdots \quad (1)$$

2. 週期分析公式，採用自相關係數，波譜及調和分析公式，玆列於下。

根據 Brook [1] 自相關係數公式表示如下

$$R_\eta = \frac{\sum_{i=1}^{n-\eta}(x_i-\bar{x})(x_{i+\eta}-\bar{x})}{\sigma_x^2(n-\eta)} \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots \quad (2)$$

式中 x 爲變數，卽觀測值，$\bar{x}$ 爲平均值，σ_x 爲 x 之標準偏差，η 爲遲帶量，n 爲資料個數。

根據 Panofsky [2] 自相關係數波譜公式表示如下

$$B'_i = \frac{r_0}{m} + \frac{2}{m}\sum_{\eta=1}^{m-1}\left[r_\eta \mathrm{Cos}\left(\frac{360^\circ}{2m} i\eta\right)\right] + \frac{r_m}{m}(-1)^i \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots \quad (3)$$

式中 i 爲波數，2m 爲基本週期，其他符號同上式(2)。

調和分析之振幅公式根據 Panofsky [2] 表示如下

$$C_i = \sqrt{\left\{\frac{2}{n}\sum_{t=1}^{n}\left[x_t \mathrm{Sin}\left(\frac{360^\circ}{p} it\right)\right]\right\}^2 + \left\{\frac{2}{n}\sum_{t=1}^{n}\left[x_t \mathrm{Cos}\left(\frac{360^\circ}{p} it\right)\right]\right\}^2} \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots \quad (4)$$

式中 t 表時間序數，p 爲基本週期，其他符號同公式(2)，(3)。

調和分析之變異數 (Variance) 公式表示如下

$$V_i = C_i^2/2\sigma^2 \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots \quad (5)$$

3. 極端值分析公式，欲估計極端雨之頻率，可使用Gumbel 之分配 [1] 經驗公式列如下。

$$y = 1.283(x-\bar{x})/\sigma + 0.577 \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots \quad (6)$$

式中 $\bar{x}$ 爲雨量平均值，σ 爲標準偏差

$$A = n[\exp(-e^{-y})] \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots \quad (7)$$

A 爲面積，n 爲頻率年數（總年數）

$$\text{頻率} = A_n - A_{n-1} \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots \quad (8)$$

上式之頻率爲降水量在 $y_n - y_{n-1}$ 間時出現之次數，此處之 n 係指前項與後項，並非指年數。

三、臺灣雨量之特性

㈠台灣各地雨量之時間分配

我國位於季風區，一年內之雨量變化，大多爲多乾而夏濕。臺灣位於我國東南部，屬於副熱帶氣候區，由於地形之特殊，南部與北部雨量之季節分配大異。

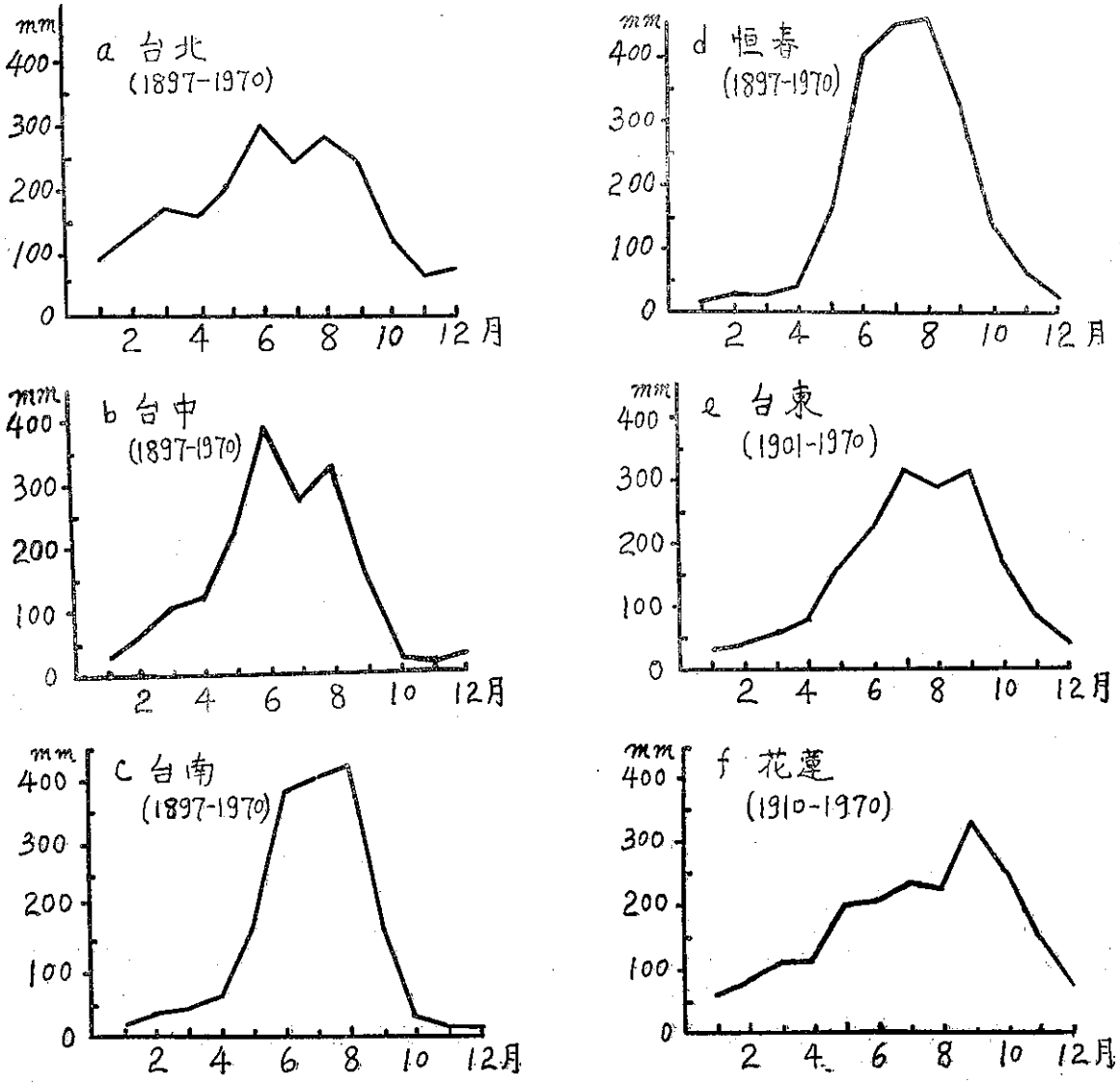
玆就臺北一地，七十五年 (1897–1970) 來，雨量之時間分配，所顯示季節性之變化，予以分析，作爲標準模式，然後用以與臺灣其他各地作比較，以顯示其他變化。

1. 臺北之雨量高峯：臺北一年內各月雨量之變化，由圖一 a 所示多年來統計之結果，顯示每年有三個雨量高峯：第一高峯出現在三月份；第二高峯在六月份；第三高峯出現在八月份（高峯次序，係依出現先後月份排列，並無雨量多寡含義）；玆分述於下。

(1)三月份第一雨量高峯雨量爲 169mm，可稱爲「前梅雨」期，因其出現在梅雨前二至三個月，連綿陰雨之情形，與梅雨季相似。此三月份雨量高峯，又多少與出現於安南之交趾細雨（Crachin）相似，且其出現之季節亦相近。

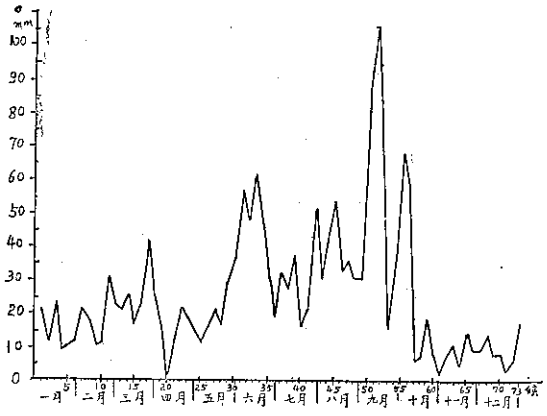
臺北三月份雨量高峯，就候雨量（五日雨量）年變化分析之（參看圖二），約始自三月中，終於四月初，持續約 20 日，實爲春初之雨期 (Rain spell)。惟堪注意者，在大氣環流異常時，使此一雨期加强或延長，卽足以產生多雨之害。

(2)六月份第二雨量高峯雨量爲 300mm，卽爲「

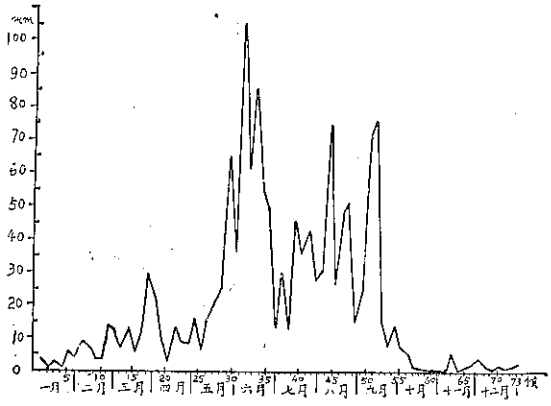


圖一 臺灣各地平均月雨量圖

梅雨季」，在全年各月雨量變化中，臺北六月份雨量爲最多（圖一a）。就候雨量全年之變化分析之（圖二），顯然可見，此梅雨季始自五月下旬，終於六月下旬（以雨量高峯前後最低點起算），持續約 40 日，故稱之爲梅雨季。按所謂「雨季」(Rain season)，係指雨量特多在一個月以上者；而「雨期」(Rain spell)，係指有連續性降雨在 15 日以上者。臺灣梅雨之形成，主要由於鋒面停留或徘徊於此一地區，若有颱風侵襲，甚易造成豪雨爲災。



圖二　臺北平均候雨量 (1961-1670)

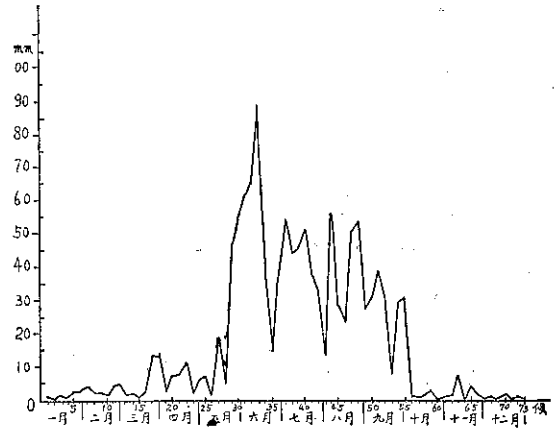


圖三　臺中平均候雨量 (1961-1970)

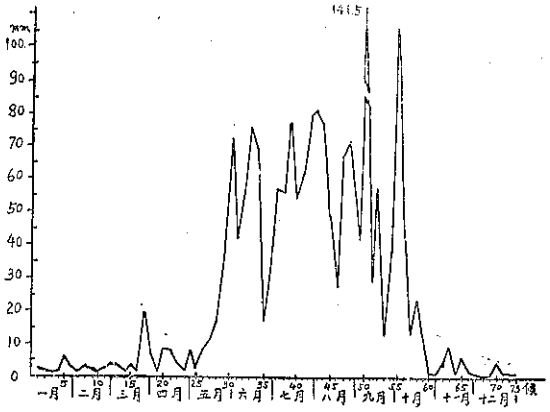
(3)八月份第三雨量高峯雨量爲 280mm，可稱爲「颱風雨季」，由於八月份爲颱風出現最多月份。同時雷雨發生次數亦最多，亦即八月份雨量高峯，係由颱風及雷雨所致；因均係對流性降雨，雨勢極强，集於一短時間，故在高峯附近，常能出現更高峯之雨量，此可在候雨量之年變化中看出（參看圖二）。

2. 臺灣各地之雨量高峯：臺北一地，全年內有三個雨量高峯，可稱爲「三峯式」雨型已如上節所述。今再就所選其他五測站，與臺北作一比較如下。

月雨量之年變化臺北每年有三個雨量高峯詳如上述；今再就臺中月雨量變化視之（圖一b），顯見僅有第二及第三兩個峯，出現月份與臺北相同，惟三月份第一高峯之前梅雨不甚顯著，但在候雨量變化中（圖三）仍可看出，雨量則較少。臺南月雨量變化，僅現八月份第三峯，顯示爲單峯式分配；但在候雨量變化中，三峯式仍存在。恒春（圖一d）與臺南相似，爲單峯式，但候雨量分配之情形，較臺南爲複雜。



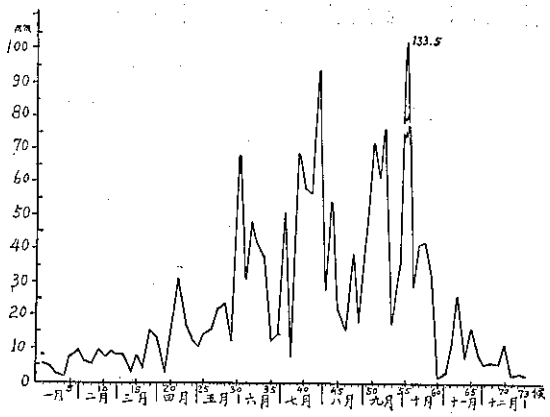
圖四　臺南平均候雨量 (1961-1970)



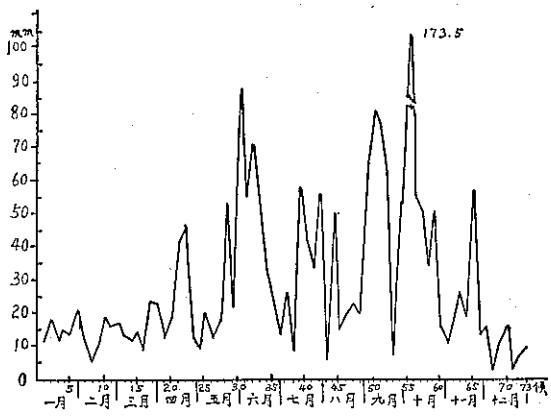
圖五　恒春平均候雨量 (1961-1970)

臺灣東部之花蓮與臺東，月雨量高峯前者爲近似單峯式，後者爲雙峯式，但出現之月份與臺北大異。花蓮單峯出現在七月與九月，顯示臺灣東部雨量，受颱風之影響爲主，就候雨量分配之情形視之（圖六、七），雨量高峯，臺灣東部兩測站，仍有與臺北三峯式相配合者，惟其雨量不多而已。

由以上臺灣各地雨量之季節性分佈可知，臺灣西部受鋒面降雨之影響較大，臺灣東部受颱風降雨之影響較着。



圖六　臺東平均候雨量（1961-190）



圖七　花蓮平均候雨量（1961-1970）

3. 臺灣各地峯雨量促成之因素：造成臺灣大量降雨之天氣系統，主要爲颱風，其次爲鋒面及雷雨；玆將此三因素，對臺灣雨量之作用分述如下。

(1)臺灣之颱風：侵襲臺灣之颱風，主要在七月、八月、九月等三個月，通稱颱風季，其中以八月份爲最多，約佔全年侵臺總數百分之三十一（31%）。颱風侵臺之時間，若以旬計（10日爲一旬）細分之，則可發現一年內有四個最高點。颱風季內有三個最高點爲，七月下旬，八月下旬，九月中旬；另一最高點則在五月下旬，其詳如表一。

颱風侵臺所致之雨量，因地而異，根據1957-1969年之統計，臺北一年內由颱風所致雨量爲 381mm，臺中爲 391mm；花蓮爲 675mm；恒春爲 591mm。以上各地之颱風雨量，分配於七月份者約佔 25 %，八月份者約佔 23 %，九月份者 34 %；可見颱風雨量，主要集聚於九月份。

表一　侵台颱風（1897-1970）各月及旬之頻率(次數)

旬＼月	4	5	6	7	8	9	10	11	合　計
上	0	0	6	12	23	21	14	2	
中	0	1	3	22	26	23	2	2	
下	2	10	8	27	31	16	5	1	
月　計	2	11	17	61	80	60	21	5	257
%	0.8	4.3	6.6	23.7	31.2	23.3	8.2	1.9	100

(2)臺灣之雷雨：就臺灣各測站（約 30 個）七十餘年（1889-1960）來雷雨紀錄之統計，臺灣每年雷雨次數最多之地爲臺中，年雷雨 44 次；次多爲臺南 42 次。雷雨最少之地，爲臺灣北部之鞍部，年雷雨 21 次；次少爲臺灣東南部之大武，年雷雨亦爲 21 次。每次雷雨之雨量，以 5-10mm 計，則年雷雨日數爲 20 日者，年雷雨量約爲 100mm 至 200mm；年雷雨 40 日者，年雷雨量約爲 200mm 至 400mm。臺灣各地年總雨量約 2000mm 至 3000mm 左近；則雷雨約佔總雨量 1/10 至 3/10 左近。

臺灣雷雨生成之原因，與各種天氣系統之關係，可分爲：鋒面雷雨，熱雷雨，颱風雷雨三種。夏初六月份，以鋒面雷雨爲主，約佔各種雷雨 90 %。盛夏七月及八月以熱雷雨爲主，約佔各種雷雨 55 %。秋初九月份則以颱風雷雨爲主，約佔各種雷雨 45 %。

(3)臺灣之鋒面及低氣壓：鋒面與其發展成之低氣壓，爲臺灣多半年雨量，主要之來源。當鋒面在臺灣附近停留或徘徊，卽形成臺灣之梅雨。鋒面加强產生波動，形成低氣壓，使臺灣一帶天氣惡劣及大量降雨。就最近十年，產生於華南（27°N 以南）及臺灣一帶之低氣壓（包括新生者）次數，列如表二

表二　華南（27°N以南）及臺灣低氣壓頻率(1955-1967)

類別＼月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年
次　數	0.1	0.2	1.2	2.2	3.1	3·2	0.2	—	—	0.2	0.1	0.1	10.2
%	1	2	12	22	30	31	2			2	1	1	10·0

就上表可知，低氣壓出現於梅雨季，五及六兩個月，佔全年 60 %以上，亦顯示梅雨季時，停留於臺灣一帶之鋒面，活動甚强，雨量豐沛。仲夏七、八、九三個月，鋒面出現甚少，低氣壓之發生幾近於無。

(二)臺灣雨量之頻率分配

爲瞭解臺灣雨量之特性，玆就臺灣各地，雨量頻

率分配狀況加以分析。各地雨量頻率分配，是否屬常態分配（Normal Distribution），須尋求雨量頻率之偏態（Skewness）及峯度（Kurtosis）。

雨量偏態分配，「平均」大於「衆數」（Mode）爲正偏斜；若「平均」小於「衆數」爲負偏斜。由於較大雨量頻率之影響，平均雨量，常大於其最多頻率之雨量。日雨量變化常屬極大偏斜，而年雨量變化，在多雨氣候區，常近於對稱。

雨量峯度，可分析各地雨量次數集中之情形，當兩地雨量有相同之平均及偏斜時，由於其次數集中的情形不一，其峯度亦不同，均由峯度係數中顯出其差異。

爲尋求臺灣各地雨量之頻率分配，先須知其動差。動差之種類有二種，一爲以任意點爲中心之動差，一爲以算術平均（Mean）爲中心之動差。在次數分配中表示資料各種基本性狀有平均數，離差（Deviation），偏態係數及峯度係數。其中二，三及四項均可由以算術平均爲中心之動差求出，在討論臺灣雨量之次數分配前，先將使用公式列於下。

算術平均爲中心之動差公式

$$m_1=\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{k} f_i(x_i-\bar{x})=0 \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots \text{一級動差}$$

$$m_2=\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{k} f_i(x_i-\bar{x})^2=\sigma^2 \cdots\cdots \text{二級動差}\left(\frac{\text{標準差}}{\text{平方}}\right)$$

$$m_3=\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{k} f_i(x_i-\bar{x})^3 \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots \text{三級動差}$$

$$m_4=\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{k} f_i(x_i-\bar{x})^4 \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots \text{四級動差}$$

式中 n 爲資料總數，f 爲次數，i 爲序數，x 爲資料值，$\bar{x}$ 爲 x 之平均值，σ 爲標準差。

$$\text{偏態係數 } S_k=\frac{m_3}{\sqrt{m_2^3}}=\frac{\frac{1}{N}\Sigma(x-\bar{x})^3}{\sigma^3} \cdots\cdots (9)$$

$$\text{峯度係數 } K=\frac{m_4}{m_1^2}=\frac{\frac{1}{N}\Sigma(x-\bar{x})^4}{\sigma^4} \cdots\cdots\cdots\cdots (10)$$

今用以上公式將臺北、臺中、臺南、恒春、臺東及花蓮六測站之年雨量，月雨量及臺北、臺中極端日雨量之資料予以代入，求出之結果列如表三。

自表三中可以看出，臺北年雨量歷年來（75年）之變動最爲穩定，其標準差在六測站中最小，雨量分配爲偏斜之狀態，其正偏斜之情形大於臺中，恒春及花蓮，但小於臺南及臺東。根據 Croxton 及 Cowden 兩人之意見，認爲 S_k 絕對值大於 2 時，頻率分配之偏態卽相當顯着。在峯度方面，常態峯（Mesokuric）其係數等於 3（卽常態分配），係數大於 3 者爲高狹峯（Leptokurtic），係數小於 3 者爲低濶峯（Platykurtic）。由此看來臺北年雨量之峯度屬於低濶峯，在偏態方面以恒春年雨量偏度最小，而峯度則以花蓮之年雨量最近於常態峯。至於月雨量方面，臺北之偏態係數最小，峯度係數亦最小，係屬低濶峯。可見臺北雨量極端變化不大，雨量平穩，其他各地雨量變化則比臺北大甚多，其峯度係數均大於 3 甚多。臺北極端日雨量頻率之分配係近於常態分配，其偏態係數僅 10.4，而峯度係數則大於 3，屬於高狹峯，臺中之極端日雨量平均值及標準差均大於臺北，偏態係數趨近於 2，可見有甚大之正偏斜情況存在，峯度係數達 8.86，亦爲高狹峯，其高狹之程度大於臺北甚多。

表三　臺灣各地雨量之平均，標準差，偏態係數及峯度係數

種類	名稱＼地點	臺北	臺中	臺南	恒春	臺東	花蓮
年雨量	資料年代	1897-1971	1897-1971	1897-1971	1897-1971	1901-1971	1910-1971
	平均值 mm	2084.1	1730.9	1761.3	2229.6	1828.9	2069.8
	標準差 mm	368.1	470.5	510.4	532.7	454.2	439.5
	偏態係數	0.33	0.27	0.56	0.12	0.52	0.32
	峯度係數	2.56	2.05	3.73	3.25	3.24	3.04
月雨量	資料年代	1927-1970	1927-1970	1927-1970	1927-1970	1927-1970	1927-1970
	平均值 mm	173.4	146.1	154.4	192.8	150.9	175.5
	標準差 mm	134.6	185.3	231.3	271.6	176.3	172.8
	偏態係數	1.41	2.07	2.53	2.43	2.30	2.81
	峯度係數	2.53	8.06	12.18	11.23	9.97	13.04

極端日雨量	資料年代	1897-1973	1897-1973				
	平均值 mm	158.7	195.0				
	標準差 mm	63.1	95.6				
	偏態係數	1.04	1.87				
	峯度係數	3.85	8.86				

四、臺灣雨量之週期及持續性

㈠雨量之週期性

就表四臺灣各地，依四季雨量及年雨量，所作之波譜分析 (Spectrum analysis)，選2年及 11 年兩個週期，就各測站出現之波幅 (Ci) 變化作比較。波幅係以實際雨量 mm 爲單位，使其便於與標準差 (σ) 做比較，用以顯示各週期作用之大小。例如臺北春季雨量之2年週期，其波幅 (Ci) 爲90mm，標準差爲 196mm，顯示臺北春季兩年週期之幅度，約相當於標準差之半數，其餘可類推。惟可注意者，臺北年雨量2年週期之波幅僅 21mm，較其他季節波幅均嫌小。此因臺北2年週期變化，不若 3年週期顯著之故。

年雨量2年週期之波幅，臺北 21mm 爲最小，花蓮波幅 206mm 爲最大；顯示花蓮2年週期顯著，約相當於年標準差 439mm 之半數。

年雨量 11 年週期，波幅一般多較2年週期小。臺灣各地 11 年週期之波幅較大者，爲花蓮及臺東，最小者爲臺北；亦卽前者 11 年週期顯著，後者不顯著。

各季雨量，2年及11年週期變化，均以夏季波幅最大，就地區言，以花蓮夏季波幅174mm爲最大。

氣象因素之兩年週期 (Biennial cycle) 變化，初發現於平流層；近年氣象學者 [3]，發現地面氣溫，雨量亦均有此一週期。筆者 [4] 曾就臺灣2年雨量週期爲文分析；本文更進一步就此一週期及 11 年週期，將其波幅作比較，以瞭解其作用，使能有效應用長期預測。

㈡雨量之持續性

表四 臺灣各地季及年雨量波譜分析 (Ci=波幅, σ=偏差)

地名 \ 週期(年) \ 波幅 \ 季		春		夏		秋		冬		年	
		Ci mm	σ mm	Ci mm	σ mm	Ci mm	σ mm	Ci mm	σ mm	Ci mm	σ mm
臺北 1897-1971	2	90	196	93	250	20	209	31	109	21	368
	11	51		57		56		37		11	
臺中 1897-1971	2	66	203	23	409	23	179	40	74	106	471
	11	30		51		38		22		66	
花蓮 1910-1971	2	74	192	174	278	89	361	30	86	206	439
	11	45		93		85		11		190	
臺南 1897-1971	2	80	179	95	415	38	185	4	52		508
	11	10		102		12		18			
臺東 1910-1971	2	30	137	58	324	64	327	14	69	69	454
	11	12		53		30		16		116	
恆春 1897-1972	2	87	153	110	459	76	267	6	43	62	529
	11	53				43		15		60	

臺灣各地雨量之持續性，應用「自相關係數」統計之結果如表五。

年雨量之持續，就臺北一地言，第一年與第二年之自相關係數（R_η）爲 -0.15，與第三年之自相關係數爲 -0.08 均無持續性。再就表五所列臺中、花蓮、臺東三地，第一年與第二年之雨量，均爲負自相關，顯然均無持續性。亦卽臺灣北部及東部，年雨量無持續性。臺南及恒春，第一年與第二年之雨量，均呈正相關，其自相關係數爲 $+0.16$ 及 $+0.05$，顯示略具持續性，亦卽臺灣西南部本年雨量多，次年仍有雨量多之可能。

500mb 高度距平之持續性據 Takahashi [5] 之研究，東亞一帶在中緯度隨時間減少，但在低緯度如 30°N 及 20°N，5-40 日其相關係數均在 0.40 附近，Sawyer [6] 亦認爲氣象要素之距平可持續數週或數月。

月雨量自相關係數：例如臺北一月份雨量與二月份雨量，其自相關係數爲 0.26（$R_\eta=0.26$）顯示具有持續性，且頗高，可類推其他相隣各月間之持續性，相關性亦均相同，亦卽臺北一年內各月間均具持續性，本月份雨量多次月份雨量亦多。

又如臺北一月與三月份雨量，自相關係數爲 $+0.12$，亦卽臺北某月份雨量與其以下（或以上）第二個月仍具持續性，但相關程度降低。至其第三個自相關係數（$R_\eta=0.01$）雖仍爲正值，其程度甚微，近於無持續性。至第四個自相關係數（$R_\eta=-0.16$）其值轉爲負，顯示週期性變化之開始。

季雨量之持續性：就臺北季雨量之自相關係數（表五）顯示，一年四季內，相鄰之兩季，如春與夏之自相關（卽 lag=1），夏與秋之相關係數均甚微，亦卽相鄰兩季雨量多寡，相關不顯著。但相隔一季之相關係數（lag=2），其值頗大，臺北冬季與夏季之自相關係數 $R_\eta=0.6$，相關程度頗高，卽顯示冬季雨量多，則夏季雨量少；春季與秋季雨量，亦同此關係，春雨多則秋雨少。

再就臺北四季雨量，用單相關公式，求得各季間之相關係數爲：春季雨量與秋季雨量之相關係數 $r=-0.035$；冬季與夏季雨量之相關係數 $r=-0.190$。可知均屬負相關，但冬夏兩季之負相關，較春秋兩季爲高。

臺灣各地，雨量持續性之比較：就臺北、臺中、臺南、恒春、臺東及花蓮等六個測站，分別依月雨量，季雨量及年雨量，算出其自相關係數（表五），用以顯示各地不同之持續性。

就月雨量言，臺北有三個月之持續，其自相關係數均爲正值，但相關程度逐月減少。其他各地均爲二個月之持續程度，除臺東、花蓮兩站外，其相關程度，均較臺北爲大，亦卽顯示臺灣南部，相鄰月份之雨量相關，較北部及東部爲大。

三個月以上雨量之持續性，各地均屬負相關係數，顯示雨量之持續性已結束，而出現週期性之變化。由自相關係數，臺北 $R(\eta)=-0.258$ 爲最大值，顯示年週期變化，其他各地，亦均係相同現象。

就季雨量之持續性而言，除花蓮外，其他各地均爲負相關，亦卽相鄰之季節，如春與夏，或秋與冬之間，持續性全無；因其負相關係數均甚微，相反關係亦不著。例如季雨量自相關係數 R(1)，臺北爲 -0.0023；臺中爲 -0.0904 等，均甚小，其他各站亦相同，惟臺南 $R(1)=-0.1289$，其負值較大。

季雨量自相關係數，最堪注意者，爲遲滯量爲 2 時（Lag=2），臺灣各地均屬負相關，其值均甚高，此顯示冬季與夏季雨量爲相反變化，冬季雨多，則夏季雨少，春季雨多，則秋季雨量少，且其自相關係數均高。例如臺北季雨量自相關係數 R(2)爲 -0.5972，臺中爲 -0.5063；臺南爲 -0.4823；恒春爲 -0.5942；臺東爲 -0.5351；但花蓮爲 -0.1714其值較小。

自相關係數，在遲滯量第二季以上者，各地均呈週期性之變化，可與調和分析作比照。

3. 年雨量自相關係數，本年與次年（Lag=1），除臺南爲 $+0.1691$ 稍具持續性外，其他各地均屬負值。此顯示具有兩年週期性變化。由遲滯量 Lag>2 以上，各地之自相關係數，均係正負值互見，顯示各種週期性變化，可與本文波譜分析，相互印證。

㈢候雨量波譜分析

氣象因素之時間序數，在「日」與「月」之間，再採用「候」（Pentad）以 5 日爲單位，用於研究分析，甚多裨益。我國古代在農業氣候方面，除定 5 日爲一候外，並將一年分爲 24 個節氣，以上半月爲節，下半月爲氣。這樣一年分爲 12 個月，24 個節氣，73 個候，365 日等五個時間階層。在應用方面，則有諸多便利，近數年來，世界氣象組織正式規定，在氣象統計方面，須將五日爲單位之候，列入正式統計中。

臺灣有關候雨量，用於分析雨量年變化，過去尙不多見。本文就臺灣各地最近十年（1961-1970)分候

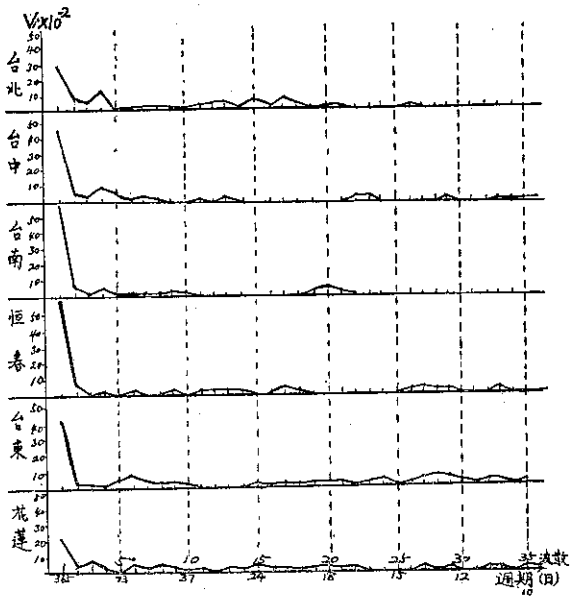
表五 臺灣各測站自相關係數〔R(τ)〕

測站 / 時間 / * Lag No. η	臺北 (1897-1970)			臺中			臺南			恆春			臺東			花蓮		
	月	季	年	月	季	年	月	季	年	月	季	年	月	季	年	月	季	年
1	0.260	-0.023	-0.167	0.369	-0.090	-0.078	0.395	-0.128	0.169	0.440	-0.095	-0.038	0.222	-0.021	-0.012	0.147	0.010	-0.086
2	0.120	-0.597	-0.071	0.148	-0.506	0.101	0.156	-0.482	0.258	0.174	-0.594	-0.153	0.119	-0.535	0.062	0.016	-0.171	0.099
3	0.013	-0.032	0.146	-0.086	-0.079	-0.098	-0.102	-0.139	-0.055	-0.090	-0.063	-0.068	-0.039	-0.018	-0.101	0.005	-0.019	-0.078
4	-0.163	0.629	-0.099	-0.242	0.665	-0.116	-0.242	0.804	0.070	-0.272	0.758	0.204	-0.166	0.519	-0.098	-0.110	0.160	0.134
5	-0.224	0.026	-0.260	-0.318	-0.115	-0.216	-0.305	-0.148	-0.078	-0.341	-0.0554	-0.010	-0.233	-0.018	-0.018	-0.175	0.034	-0.146
6	-0.257	-0.588	0.256	0.337	-0.481	0.074	-0.336	-0.477	0.168	-0.380	-0.586	-0.017	-0.286	-0.532	-0.021	-0.191	-0.128	0.004
7	-0.258	-0.044	-0.114	-0.315	-0.082	0.038	-0.303	-0.111	0.144	-0.349	-0.075	0.024	-0.246	0.008	-0.085	-0.168	-0.051	0.052
8	-0.166	0.642	-0.207	-0.238	0.669	0.210	-0.218	0.806	0.203	-0.259	0.767	0.260	-0.138	0.542	0.105	-0.117	0.166	0.122
9	-0.020	-0.052	0.152	-0.022	-0.077	0.214	-0.680	-0.138	0.089	-0.069	-0.083	0.017	0.007	0.069	0.213	-0.008	0.069	-0.067
10	0.138	-0.578	0.066	0.153	-0.491	0.050	0.113	-0.494	0.187	0.181	-0.576	0.094	0.100	-0.513	0.001	0.094	-0.154	-0.017
11	0.250	-0.014	-0.234	0.353	-0.104	-0.113	0.443	-0.148	0.084	0.467	-0.068	-0.019	0.192	0.013	0.139	0.169	-0.045	0.025
12	0.323	0.618	0.199	0.478	0.667	-0.106	0.577	0.768	-0.159	0.547	0.752	-0.015	0.340	0.486	-0.045	0.273	0.179	-0.039

* Lag No. 遲滯量

Lag No.=0 時 $R(\tau)=R(0)=1$

雨量平均之結果，其變化情形，已詳如上節及各圖中（圖八）。今再以波譜分析，尋求臺灣各地雨量週期及波幅，俾可用於較短時期，雨量之預測。



圖八　臺灣各地候雨量調和分析波譜圖

1. 臺北雨量（候）波譜分析：應用本文第二節方法中公式，……將五日雨量代入。玆先將臺北一地，雨量波譜分析之結果列如表六。波數分析由 1～36 個波，週期由 365 日至 10 日。

就表六內，臺北平均候雨量之年變化，由波譜分析所得之結果，分析如下：

(1) 第一個波，爲年週期 12 個月（73候），其雨量波幅爲 15.1mm（候雨量），相當候雨量年平均值（26.7mm）百分之五十六（56%）。再就其與標準差 20.0mm 相比，則達 76 %，可見雨量年週期變化，其主要第一波，甚具重要性。

(2) 第二個波，爲「半年週期波」，卽週期爲 6 個月，36.5 個候。波幅爲 8.5mm，尙不及主波幅之半。第三個波，波幅爲 7.1mm，爲四個月週期波，尙較半年週期波稍弱。

(3) 第四個波，週期爲 3 個月，波幅爲 10.0mm 相當平均候雨量 33 %强，爲標準差之半數。可見一年中雨量四季變化之波動，相當顯著，特名之爲「季節波」。

(4) 第五個波，週期 2.4 個月，波幅甚小僅 2.2 mm，爲長時間週期中，最微弱之波。

(5) 第七個波，週期 52 日，波幅 4.6mm，爲其前後兩個波中（第5, 6 波及第8, 9 波）最爲顯著者。此 52 日週期波動，可能爲大氣外流指標，在阻塞階之週期，見之於臺灣者，暫稱之爲「阻塞週期」。

(6)第十三、第十五、十七個波，分別爲 28, 24, 22 日等週期之波，其波幅均在 6.2mm 附近爲出現於臺北雨量週期中，最爲顯著而值得重視之波動；極接近於熱帶環流指標 25 日之週期。此 28, 24, 22 日週期之波，可稱爲「熱帶週期」。

(7)第二十及二十六波，卽 18 日及 14 日週期之波動，其波幅均爲 3.6mm。此兩個波動，甚與大氣環流指標 15 日週期相近，可稱爲「指標週期」。

(8)第二十八及三十六波，爲 13 日及 10 日週期之波動，其波幅分別爲 2.6mm 及 2.0mm，可能由於熱帶五日週期波動之重疊。

表六　臺北候雨量週年變化之波譜分析（1961–1970）
平均值 $=26.7^{mm}$　　$\sigma=20.^{mm}=$標準差

波數	週期 日	週期 月	波幅 mm	波數	週期 日	週期 月	波幅 mm
1	365	12	15.1	19	19	0.6	1.5
2	183	6	8.5	20	18	0.6	3.6
3	122	4	7.1	21	17	0.6	3.5
4	91	3	10.0	22	16	0.6	1.5
5	73	2.4	2.2	23	16	0.5	1.7
6	61	2	3.7	24	15	0.5	1.1
7	52	1.7	4.6	25	15	0.5	1.6
8	46	1.5	3.1	26	14	0.5	3.6
9	41	1.3	3.1	27	14	0.4	1.0
10	37	1.2	1.9	28	13	0.4	2.6
11	33	1.1	4.5	29	13	0.4	1.1
12	30	1.0	4.9	30	12	0.4	0.3
13	28	0.9	6.2	31	12	0.4	0.8
14	26	0.9	2.8	32	11	0.4	1.4
15	24	0.8	6.0	33	11	0.4	0.2
16	23	0.8	4.6	34	11	0.3	1.7
17	22	0.7	6.1	35	10	0.3	1.2
18	20	0.7	4.9	36	10	0.3	2.0

2. 臺灣各地雨量（候）週期與波幅比較：選取上述臺北幾個重要週期變化爲準，與其他五個測站作比較，用以證實各週期存在之眞實性。就表七及圖八所示，可知：

(1) 年週期（365 日）及三個月週期（91 日），臺北及其餘各地均顯著；波幅以臺中及恒春爲最大，

亦卽臺灣南部雨量之年變化之季變化均較大。

(2)阻塞週期（52日週期），臺北、臺中、臺南、均顯示此週期之存在，波幅以臺中 5.6mm 爲較大。最大波幅，出現在花蓮爲 9.5mm，其週期亦較長爲 61 日。

表七　臺灣各地雨量週期與波幅（候雨量）mm.

週期(日) \ 地點	臺北	臺中	臺南	恆春	臺東	花蓮
365	15.1	23.3	23.2	34.0	21.9	18.1
183	8.5	6.9	8.1	11.4	5.4	8.5
122	7.1	4.4	3.6	3.5	5.0	11.4
91	10.0	10.6	6.8	5.5	4.4	6.0
73	2.2	7.7	4.7	1.4	5.6	1.5
61	3.7	4.5	3.3	5.8	8.1	9.5
52	4.6	5.6	4.2	4.0	6.5	6.7
46	3.1	4.7	3.4	3.9	4.5	7.9
41	3.1	2.9	4.7	5.3	6.7	6.7
37	1.9	1.4	4.1	3.6	3.7	4.0
33	4.5	4.0	2.2	4.8	2.8	4.2
30	4.9	3.0	1.4	5.7	2.4	3.1
28	6.2	5.4	1.7	6.1	2.0	6.6
26	2.8	2.9	2.2	5.2	0.6	5.3
24	6.0	3.0	0.8	1.8	4.0	9.2
23	4.6	1.9	0.8	2.6	2.7	5.6
22	6.1	2.3	1.6	6.6	4.5	4.2
20	4.9	2.7	0.8	4.9	4.7	5.2
19	1.5	3.3	4.2	2.8	4.1	4.8
18	3.6	3.9	5.9	4.1	4.8	5.6
17	3.5	1.9	4.2	3.8	4.7	4.9
16	1.5	4.7	2.1	2.0	1.6	4.8
16	1.7	3.4	1.0	3.3	4.8	3.6
15	1.1	2.8	2.7	0.4	5.1	4.7
15	1.6	1.0	1.7	3.2	0.7	0.5
14	3.6	1.0	1.2	5.2	3.6	3.3
14	1.0	1.8	1.7	6.3	6.1	5.8
13	2.6	2.8	1.2	5.9	7.2	5.0
13	1.1	3.8	1.8	5.9	7.2	6.6
12	0.3	3.3	1.1	3.3	4.8	3.8
12	0.8	0.3	0.1	3.9	3.2	3.3
11	1.4	3.1	1.2	4.1	4.2	4.5
11	0.2	3.6	1.7	5.2	4.5	5.2
11	1.7	4.5	3.1	3.5	1.5	1.9
10	1.2	3.7	2.1	2.3	3.6	5.5
10	2.0	4.2	0.7	3.2	1.5	4.1

(3)熱帶週期（25日週期），出現於臺北者，約有22日，24日及28日三個週期。臺中、恆春爲28日週期；花蓮爲 24 日及 28 日兩個週期，以 24 日週期之波幅爲最大。可能此一熱帶週期，出現於臺灣者，主要係 28 日之週期。

(4)環流指標週期（15日週期）。出現於臺北者，有 13 日及 14 日兩個週期，主要爲後者。臺中爲 16 日，臺南、臺東、花蓮爲 18 日。可見此指標週期，主要爲 18 日週期。就表七所示，臺北 14 日週期，其波幅爲 3.6mm；臺中 16 日週期，波幅爲 4.7 mm；臺南 18 日週期，波幅爲 5.9mm，顯示此一週期，臺灣南部較北部略長。恒春、臺東、花蓮亦均爲 14 日週期出現。再就圖八所示，臺灣各地候雨量波動之變量（Variance），亦顯示此一週期，在臺灣各地變化，約爲 14 日至 18 日之間。

25 日週期及 15 日週期，在天氣預測上，頗具重要價值，玆再進一步，予以說明如下：

(1) Murray*[7] 研究英國氣溫，每月分爲五部分（Quintile），第一部分 Quintile 最冷（卽月初），第五部 Quintile 最暖，同時氣壓距平之變化，亦與此冷暖變化相配合。最冷時，英國之北方及西方氣壓爲正距平，東與南爲負距平。英國 Quintile 氣壓距平之分佈則恰相反。此一變化 25 日週期相近。

(2) 15日週期變化，Finger[8]* 在 1966 年發現存在於平流層之內，近年學者由於平流層變化導源於對流層之原理；推論對流層內亦應有此一週期變化。Miller (1973)[9]** 最近對此一週期有更進一步之研究。關於此一週期另外之解釋，由於 15 日週期，爲太陽、地球、月亮（太陰）三者成一直線之週期 (half-synodic lunar cycle) 相合，係由於大氣潮所致，亦卽相當於我國所謂之節氣。

由臺北十年來候雨量平均，求得各候間之自相關係數如下表：

Lag	自相關係數 (R_L)
0	1.000
1	0.665
2	0.320
3	0.308
4	0.416
5	0.380
6	0.198
7	0.040
8	0.055
9	0.002
10	-0.005
11	-0.055
12	-0.057

由上表可知，臺北候雨量之持續性，本候雨量與第一候自相關爲 0.665，顯示其持續性甚强，亦卽此五日降雨量，與次五日雨量，所具連續性甚高。此降

雨若由於鋒面，亦可間接顯示鋒面之持續性或停留。

根據 Gamls [10]* (1970) 最近之研究，對流層下部之東風波，4至5日週期最爲顯著，據最近在太平洋上研究之結果，此4-5日週期，其波長爲3-4000 km。又赤道平流層東西向之風，有 15 日週期，最近發現在低對流層內，亦有此 15 日週期，並且在熱帶對流層內，尙有 25 日週期之波動。

就 Panofsky [11]** 對大氣長波之分析，在緯度 40°N 及 60°N，緯環流指標變化週期爲 25 日，在 25°N 其週期較長。就上述臺北雨量週期分析顯示，除 25 日週期顯著外，15 日週期，亦同樣顯著，可爲證明。又大氣長波波數，爲2個及4個波時，其週期爲 10-13 日；長波數6及8個波時，其週期爲 5 日。此係就地面現象，尋求與大氣長波之關係，因高空大氣長波，導引地面天氣之變化。

(四)臺北雨時數之分析：就臺北最近 20 年（民國 43 年至 62 年）各月雨時與雨日之比值，得出每一雨日有若干雨時，稱爲雨時／日，亦卽每一雨天之降雨時數。雨時／日數值之大小，可顯示每一雨日降雨連綿之時間；對雨量時間性之分配，更具意義。

表八 臺北每雨日之雨時數

年＼月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
43	8.3	6.8	10.5	6.6	2.5	4.4	3.9	3.2	4.7	6.9	7.8	11.1
44	7.9	7.5	4.2	7.4	6.3	6.3	3.8	6.2	7.5	7.0	12.4	6.4
45	11.3	8.9	8.1	7.0	6.9	4.2	3.9	5.5	9.8	5.9	10.1	15.8
46	5.1	11.4	9.9	5.3	8.2	6.2	2.6	3.4	9.4	6.7	11.1	6.1
47	11.3	13.1	5.7	6.1	4.8	6.5	5.7	2.8	4.2	7.1	7.5	8.1
48	6.0	7.6	10.8	5.8	7.3	7.3	5.6	3.3	4.7	5.6	9.7	3.2
49	10.4	7.3	4.9	11.2	6.8	6.5	3.8	9.5	7.2	4.3	6.6	5.7
50	7.9	11.0	11.2	6.2	6.0	2.6	2.2	3.3	4.8	6.2	5.2	7.5
51	11.1	10.7	8.5	7.2	4.2	5.2	5.5	5.2	6.6	4.0	8.8	5.7
52	6.6	8.0	9.7	2.9	2.1	5.8	6.4	1.8	8.6	3.4	6.8	9.9
53	13.3	8.5	5.6	3.3	6.8	5.9	1.5	4.4	5.1	8.3	1.1	8.9
54	12.0	6.5	7.8	7.5	6.2	5.9	3.7	8.1	6.4	8.1	11.6	7.9
55	7.0	9.7	6.0	7.8	4.2	11.8	3.6	5.6	11.9	6.6	4.3	7.5
56	12.6	11.7	6.9	8.7	5.9	6.5	3.4	3.5	8.5	12.4	8.2	8.4
57	7.2	15.0	14.1	8.1	7.6	9.1	8.5	3.7	9.8	4.3	2.5	5.8
58	10.9	9.7	8.4	4.6	5.4	8.5	3.2	4.7	10.2	16.0	7.5	4.3
59	10.9	7.3	10.8	6.5	5.9	4.6	2.7	4.6	7.5	9.1	7.4	11.0
60	12.7	11.0	9.4	4.3	6.5	4.9	5.5	2.7	8.8	9.4	11.8	9.8
61	15.3	9.0	6.5	4.7	7.2	6.9	6.2	10.2	2.5	4.9	9.0	10.2
62	8.1	7.2	5.0	4.9	7.0	9.1	5.4	5.6	4.4	10.7	8.9	8.1

表八臺北雨時／日之數字，有一明顯的趨勢，卽高數字集中在 10 月至翌年3月（冬半年），低數字集中在 7,8 兩月（夏季）。亦卽冬季每一雨日，其降雨時數多，而夏季則甚少。

表九 臺北各月份雨日之雨時數變化

月份	最小	最大	變差	平均
1	5.1	15.3	10.2	9.8
2	6.5	15.0	8.5	9.4
3	4.2	14.1	9.9	8.2
4	2.9	11.2	8.3	6.3
5	2.1	8.2	6.1	5.9
6	2.6	11.8	9.2	6.4
7	1.5	8.5	7.0	4.4
8	1.8	10.2	8.4	4.9
9	2.5	11.9	9.4	7.1
10	3.4	16.0	12.6	7.3
11	1.1	12.4	11.3	7.9
12	3.2	11.1	7.9	8.1

由表九最大與最小之較差，可知各月雨時／日變化之範圍。其中以 10 月份變化最大，爲 12.6；11月次之，爲 11.3。臺北 10 月秋高氣爽，天氣晴朗，雨水稀少。此種天氣，有年可延長至 11 月；有年冬季早臨，冷雨天氣在 10 月初開始。所以，10 月 11 月臺北雨時／日變化最大，此由於冬秋交換季節之故。第三個最大變差爲 1 月。1 月份公認爲冬季之主月，雨時／日變化似不應如此之大。因爲臺灣位於亞熱帶，雖在嚴冬，熱帶氣團仍有駐留之可能。民國 46 年 1 月，爲最好之例證。該月臺北下雨 13 日，雨時 66 時，但雨量只有 29.3公厘。

表九之功用，在於由平均值獲得臺北各月雨時／日之概況，再由極端值決定其變化之範圍。

第十　臺北雨時／日極端值之頻率

數值	月份	9	10	11	12	1	2	3
＞15.0	次數	0	1	0	1	1	1	0
	頻率%	0	5	0	5	5	5	0
＞10.0	次數	2	3	5	3	11	7	5
	頻率%	10	15	25	15	55	35	25

	月份	4	5	6	7	8	9	10	11	12
＜3.0	次數	1	2	1	4	3	1	0	2	0
	頻率%	5	10	5	20	15	5	0	10	0
＜4.0	次數	2	2	1	11	9	1	1	2	1
	頻率%	10	10	5	55	45	5	5	10	5
＜5.0	次數	6	5	5	11	12	6	5	3	2
	頻率%	30	25	25	55	60	30	25	15	10

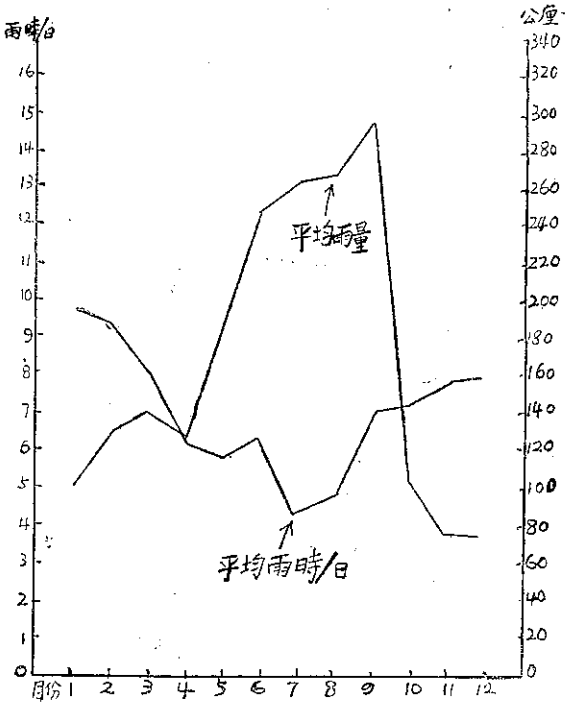
附註：3 月份 ＜5.0 者，2 次。

根據表九上之資料，可以由平均值獲知各月臺北雨時／日之概略情況，及由極端值瞭解其變化之範圍。如果欲知極端值出現之或然率及除極端值外而接近平均值者之或然率，則非表九所能爲力，必須借用上列表十中之資料。

雨時／日之數值，分爲接近最大值者，接近最小值者，及介乎二者之間者（即接近平均者）三類。表十中資料，只列舉前二者，後一項從缺。例如 10 月份，表十上所列，雨時／日大於 10.0 者爲 15 %，小於 5.0 者爲 25 %。則在 5 至 10 間之數值，其出現頻率等於 100－15－25＝60 %。表十之作用，在獲得各月份各類雨時／日數字可能出現之頻率分配。我們可以由表九所知之概略情況，進一步由表十得知較爲精確之估計雨時／日。

雨時／日之接近最大值者，如表十上所列，多集中在以 1 月爲中心之冬季。如大於 10.0者，1 月份在 20 年中有 11 次，出現機率爲 55 %。即 1 月份約有 16 日，其雨時／日在 10.0 以上。此項數字對雨時／日之估計，很有實用上之價值。

雨時／日之接近最小值者；與接近最大值者恰巧相反，多集中在 7,8 兩月。如雨時／日小於 3.0 者，7 月份 20 年中有 4 次，出現機率爲 20 %，8 月份有 3 次，機率 15 %。而小於 4.0 者，7 月有 11 次，機率 55 %；8 月 9 次，機率 45 %。其他各月份，其雨時／日雖也有接近最小值者，但就出現次數及頻率而論，與 7,8 月相較，相差甚遠，幾不可同日而語。



圖九　臺北平均雨量及雨時／日數之週年之變化

爲便於明瞭雨時／日之各月變化情況，及其與平均雨量之相互關係，茲將臺北各月之平均雨時／日及平均雨量，繪入上圖。因爲平均值最富代表性。臺北雨時／日一年中之變化，爲較低值出現在夏季，較高值出現在冬季。雨量變化恰與之相反，較低值出現在冬季，而較高值則在夏秋出現。平均雨時／日線與平均雨量線兩交點之間，代表夏半年變化之情形；兩交點之外，顯示冬半年之變化情形。

五、臺灣雨量極端值之變化

雨量極端值之分析計有兩種，一爲依據雨量標準值及標準差，分析雨量距平，大於或小於標準差者，定爲雨量極端值；另一爲直接由紀錄中，選出不同時間單位之雨量極端值，如年，月等雨量極端值。前者可利用週期予以分析，後者則利用標準差及頻率之分配予以分析，玆分述於後。

㈠週期分析法：

利用自相關波譜分析之結果，選出重要之波數，並利用調和分析求出各波之波幅，位相角，代入下式中，以做預測，估計雨量之週期變動值。

$$y=\Sigma Ci\ \mathrm{Cos}\left(\frac{2\pi}{p}it-\rho_i\right)\ \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots(11)$$

式中 i 爲選出之波數（卽對應於所選週期之波的序數，Ci 爲該波之波幅（如前節所述），t 爲欲求算之時間序數〔卽起始年份爲 1，第 2 年爲 2，第 3 年爲 3，依順類推，例如臺北起始資料年份爲 1897 則 1898 爲 2，1970 爲 74, 1979 爲 82 …… 若以算式表示：〔（時間序數）＝（所欲求之年份）－（起始年份）＋1〕〕，p 爲基本週期，ρ_i 爲位相角。本文上述第四節已算出各參數值，依上式卽可求出雨量之週期變動值，進而估計雨量極端值。

㈡頻率分析法：

利用統計上之分配公式以估計極端雨量值，公式列如第二節使用之公式之第⑹⑺及⑻。

欲估計百年或數百年內極大降水量方法有二，其一是利用公式⑹⑺⑻卽

$$y=1.283(x-\bar{x})/\sigma-0.577$$
$$A=N[\exp(-e^{-y})]$$
$$頻率=A_n-A_{n-1}$$

定出 N 值（卽極大之年限）不斷加大 x 值，直求到 A_n-A_{n-1} 趨近於 0.5 附近（視需要而定）計算較爲複雜。另一簡單估計法，是利用標準差之特性（常態分配下 $2.6\sigma\bar{x}$ 以上之出現或然率趨近於 1％），用以估計百年內之極大雨量，由於雨量分配成一對數形式，並非常態分配，故使用標準差法時，需加以調整，根據經驗宜利用極端雨量中位值（最大與最小值之平均）予以調整，故此估計受雨量極端值之影響甚大，玆列式如下：

$$Max_{100}=2.6\sigma+\bar{x}+|\bar{x}-M|\ \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots(12)$$

式中 $\bar{x}$ 爲平均數，M 爲中位值，σ 爲標準差。

㈢極端雨量之分析

今選用臺北 1897-1973 年共 77 年之日極端雨量，予以分組，根據分組公式（5logN＝組數，N 爲資料個數），將資料分爲 11 組，資料列如表十一，再利用此 11 組之下限值代入公式⑹⑺及⑻中，予以計算結果與實際頻率分佈作一比較如表十一。平均值＝158.72mm，標準差＝63.05mm。

由表十一中可以看出臺北年極端日雨量實際頻率分配情形與理論求出之結果甚相符合，實際資料中雨量在 110.0－139.9mm 間頻率最高，77 年年中共有 18次，而計算結果亦以 110.0－139.9mm 間之頻率最高，其次是 140.0－169.9mm 及170.0－199.9mm，計算結果各爲 15.4 次及 11.2 次，實際結果則爲 13 次，因此可將 N 值代以 100，而求出 100 年中，

表十一　臺北 1897-1973 年極端日雨量頻率分配計算值與實際值之比較

分組之下限值	y 值	77〔exp(-e-y)〕	分組	頻率		
				計算值	實際值	100 年內可能次數
50.0	-1.6353	0.4550	50.0- 79.9	4.3	4	5.6
80.0	-1.0249	4.7449	80.0-109.9	12.2	14	15.9
110.0	-0.4144	16.9512	110.0-139.9	16.9	18	21.9
140.0	0.1961	33.8469	140.0-169.9	15.4	13	20.0
170.0	0.8065	49.2743	170.0-199.9	11.2	13	14.5
200.0	1.4170	60.4227	200.0-229.9	7.1	5	9.2
230.0	2.0275	67.5006	230.0-259.9	4.1	4	5.4
260.0	2.6379	71.6861	260.0-289.9	2.4	3	3.1
290.0	3.2484	74.0669	290.0-319.9	1.3	0	1.8
320.0	3.8589	75.3929	320.0-349.9	0.8	2	1.0
350.0	4.4693	76.1230	350.0 以上	0.8	1	1.0
合　計				76.5	77	99.40

表十一之一　臺北 1897-1973 年極端日雨量值　　單位：mm

年　份	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1890								169.8	197.6	209.0
1900	177.4	281.3	232.4	199.2	82.6	94.5	72.6	152.9	79.8	113.9
1910	147.2	287.3	194.0	156.4	189.9	144.1	112.5	163.1	165.2	185.2
1920	221.1	101.2	155.8	123.7	132.0	172.9	198.7	138.8	112.6	129.1
1930	358.9	175.8	325.8	109.0	75.2	122.2	97.9	102.7	81.3	184.8
1940	259.6	170.0	95.4	173.4	123.8	85.6	136.6	162.8	119.2	124.9
1950	84.5	79.4	121.5	263.4	95.8	136.9	165.9	118.8	137.0	244.0
1960	120.9	145.9	158.6	332.1	115.4	94.0	230.3	100.6	214.2	227.3
1970	228.7	153.4	175.0	99.4						

表十二　百年內極端雨量估計表

地點 / 年月 / 要素	臺北			臺中
	年極端日雨量	一月極端日雨量	七月極端日雨量	年極端日雨量
平均值 mm	158.72	23.62	80.79	194.97
標準差 mm	63.05	16.92	54.86	95.56
計算結果 mm	379.65	134.5	330.68	614.05
1897-1973 已出現之極端值	358.9	81.7	358.9	660.2

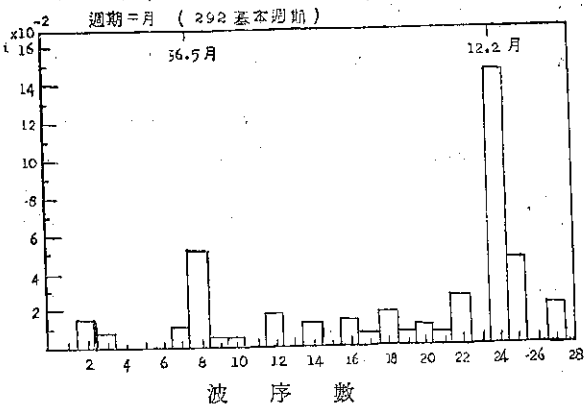
臺北各極端雨量之頻率，如表十一中之最後一列所示。再根據公式(12)，估計臺北百年內可能最大雨量是 376.5mm，（$Max_{100}=2.6\sigma+\bar{x}+|\bar{x}-M|$ ……(12)）同理利用以上方式可估計出全省各主要測站百年內之可能極端最大雨量，以供一般參考及使用，玆將臺北年極端雨量，一月極端雨量，七月極端雨量及臺中年極端雨量之估計結果摘要列表如表十二。

(四)降雨日數及分季雨量之週期變動分析。

首先將降雨日數分爲兩類，一爲大於 0.1mm 之降雨日數，一爲大於 10.0mm 之降雨日數，使用臺北 30 年（1941－1970）資料，利用自相關波譜分析其週期性，其中 0.1mm 以上之降雨日數變化頗不規律，其間之週期性不顯，實際上因爲 0.1mm 之降雨與 10.0mm 之降雨相差甚大，利用頻率分析週期必須加以分組，而且春季之降雨之比較弱，而夏季之降雨多比較强，故本計畫擬進一步利用降雨强度加以分類再予以分析，玆分析 10.0mm 以上之降雨日數週期，列如表十三，分析結果如圖十。

表十三　臺北 1941-1970 >10.0mm 之各月降雨日數表

年＼月	一	二	三	四	五	六	七	八	九	十	十一	十二
1941	6	7	10	8	2	12	6	5	6	2	4	4
1942	1	2	2	5	7	7	4	3	4	2	0	0
1943	2	6	4	2	3	9	6	8	3	1	1	1
1944	0	5	9	9	17	13	3	7	1	1	2	5
1945	3	12	1	3	9	6	1	3	7	3	0	2
1946	0	1	3	1	5	9	7	2	1	6	1	2
1947	4	6	6	8	6	13	6	5	3	8	6	2
1948	5	4	0	7	1	7	5	5	9	3	1	1
1949	1	3	4	6	2	9	5	8	4	4	0	2
1950	4	4	0	4	9	13	6	9	6	8	4	2
1951	11	3	8	4	5	5	5	3	5	5	2	1
1952	1	3	6	5	2	8	8	4	5	1	1	4
1953	3	4	8	12	7	5	5	5	9	3	3	8
1954	4	4	6	4	1	4	8	4	2	6	3	2
1955	1	1	0	3	3	5	10	8	6	2	5	0
1956	7	6	5	5	4	5	10	3	6	3	3	5
1957	1	11	10	3	9	8	6	4	5	4	3	2
1958	6	7	4	2	2	5	10	3	4	2	0	5
1959	4	12	3	5	5	8	7	6	7	5	3	7
1960	6	1	5	9	6	7	7	17	5	1	2	2
1961	1	4	8	5	7	2	7	4	7	3	2	3
1962	4	4	9	5	3	5	5	9	7	4	3	1
1963	0	1	4	2	1	4	6	5	9	1	4	2
1964	9	4	1	0	3	6	5	4	2	5	0	1
1965	5	0	3	3	5	8	5	3	2	3	5	4
1966	1	3	4	6	3	12	5	7	6	0	0	1
1967	2	2	2	4	7	6	3	11	3	5	3	4
1968	0	14	8	3	5	9	5	5	5	0	0	0
1969	3	6	10	1	2	9	6	6	8	8	2	0
1970	5	1	10	2	8	6	4	6	7	5	1	4



圖十 臺北1941-1970降雨10.0mm以上日數之波譜圖

由臺北 0.1mm 以上之降雨日數之分析中知其無年變化存在（圖略）。也就是說臺北一月 0.1 mm 以上之雨日數與臺北七月或其他月份乃至其他各年之一月份 0.1mm 以上雨日數均無相關存在，故其對雨量之代表性甚弱，不足以顯示各種降雨系統之變化。然由圖十中可以看出臺北 10.0mm 以上降雨日數之週期有兩個，一個是 12 個月之年變化，另一個是 37 個月的週期變化，此結果頗符合於臺灣雨量長期預測之研究〔4〕所得之結果——臺北年雨量有 3 年之週期變化。

大氣環流與極端雨量

氣候變化與極端變化之原因，已經甚多科學家予以研究及注意，多數均認爲與太陽活動之變化有關聯。一地長期氣候因素，直接與太陽活動指標相關；而大氣環流過程，與此種相關，係屬於連串性，對氣候變化之研究，首應就氣候因素，尋求其正常變化，再求其不正常（Anomaly）變化。亦卽先求其「常」再求其「變」，然後分析其來源，決定大氣環流對此之作用。

㈠極環流週期 (Polar cycle or polar Sequence)

繞地極西風環流，由高指標變爲低指標，再回復至高指標，所需之時間約爲 25 日至 40 日，其平均爲 35 日，此稱爲「極環流週期」，當距平（月距平）大時，此週期持續時間較長。

依據 Panofskey [11] * 之研究，就北半球500mb 高空圖，作波譜分析（Spectrum analysis）得知各緯度，其緯流指標之週期變化，在 40°N 及 60°N 緯流指標週期，多爲 25 日；在 25°N 其週期較長，但 5 日週期亦甚顯著。又 60°N 與 40°N 之緯流指標爲負相關；25°N 與 40°N 之指標亦屬負相關。此種緯流指標週期，可與本文上述雨量週期作比照。

東亞大氣環流之季節變化，與西風帶噴射氣流之進退，有密切關係。噴射氣流平均位置及强度，可爲東亞季節變化之指標。據 Namias 之研究（1950），北半球環流指標，二月份爲最低，由於阻塞作用出現次數多，在阻塞過程終止時，環流指標升高，東亞高空西風向北退，在我國西藏高原以南之噴射氣流，强度突然減弱，其北支則加强，逮五月底或六月初，南支噴射氣流，卽不見於西藏以南（卽喜馬拉雅山以南），爲東亞進入夏季環流型之特徵。由秋入冬最顯著之變化，爲高空噴射氣流，在西藏以南建立，以及亞洲東岸，東亞主槽之加深。

㈡阻塞環流

在 500mb 高空圖，繞地極之西風帶，爲主要現象，西風帶之寬度及强度，有逐日，逐年之顯著變化。大氣環流之異常，起於西風帶上游爲高指標環流，其下游爲低指標，因而環流發生崩潰，成爲胞形運動（Cellular motion），此時正常東進運動卽停止。此種由緯流運動，變爲南北向之經流，係突然發生者。一般情形爲下游崩潰處，出現暖脊或反氣旋（或稱暖高壓）；此反氣旋可向東移或緩慢後退（向西移），更或與地面高氣壓相聯而趨於停留。顯著停留之反氣旋及地面高壓，今日均指爲「阻塞高壓」。

天氣及氣候之異常，多由於大氣環流發生阻塞所致。北半球阻塞之出現，有兩主要地區：一在大西洋東部（10°W）。另一在太平洋東部（150°）；兩者所在之緯度均在 50°N 附近，夏季偏東，冬季偏西。據 Rex [21] * 之研究，大西洋之阻塞，平均約每兩個月出現一次；太平洋之阻塞，約每四個月出現一次，整個北半球，出現之阻塞環流（根據 1932-1950 年之統計），約有 $\frac{2}{3}$ 出現大西洋，其餘 1/3 出現在太平洋。每年夏秋之間，阻塞環流出現最少，而最多則在春末。阻塞持續之時間，大西洋爲 10-41 日，平均爲 14日；太平洋平均爲 12 日。

發生環流阻塞地區，最顯著現象爲呈環流細胞（Cellular），及甚大之「距平」，使正常地面氣溫及雨量之分布，發生特殊而顯著之變化；並且逐年阻塞出現之變化，與地面氣溫及雨量之變化相關聯。

臺灣冬季多雨，東亞主槽之位置，多較正常偏西；少雨時則偏東。此主槽偏西，導致臺灣多雨，係由於東亞地區，高空出現阻塞高氣壓所致。例如本年（1974）2 月份，阻塞氣壓出現於亞洲中部，裡海以北；3 月份阻塞高氣壓出現於西伯利亞東部，均導致臺

灣多雨，前者則較後者，所致天氣更爲嚴重。

㈢臺灣雨量極端變化之實例

就臺北七十五年來，雨量極端最多年（1947），雨量達 3172mm，超出標準值達 52 %；極端最小年（1971），年雨量僅 1463mm，低於標準值達 30 %。今就此兩極端年雨量之變化，分析如表十四。

表十四 臺北極端雨量與距平

	類別＼月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年
極端最少年 1971	雨量 mm	181	106	97	40	102	148	126	38	397	59	77	92	1463mm
	距平 mm	+90	−31	−72	−120	−109	−152	−115	−252	+154	−61	+ 9	+ 18	−630
極端最多年 1947	雨量 mm	110	133	164	312	268	712	353	180	202	421	188	128	3172mm
	距平 mm	+19	−4	−5	+152	+57	+412	+112	+97	+41	+301	+ 120	− 54	+1079
標準雨量 1897-1970		91	137	169	160	211	300	241	280	243	120	68	74	2093mm

1. 雨量極端最少年（1971）

由表內可知臺北在 1971 年，雨量極端最少年，各月雨量之變化，顯示一年內三個雨量高峯，出現之月份有重大變化。例如三月份第一雨量最高峯不見，而一月份出現高峯，約二倍於標準雨量。六月份第二雨量高峯雖出現，但雨量較標準值少甚多，僅達其半數，顯示梅雨季微弱幾不見。八月份第三雨量高峯不見，並爲全年各月雨量最少之月份，而九月份出現雨量高峯，超出標準值達 63 %，爲高峯移至九月份之徵。再就各月雨量距平之變化觀之，在此極端最小年時，雨量全年各月，除冬季月份外，幾均爲負距平，亦顯示在少雨年，其持續性頗强；並且由冬季一月距平爲正（+90mm），夏季七月爲負（−115），其相對值甚大，乃顯示冬季與夏季雨量呈相反變化，在年雨量最小時，其特性更爲顯著。

2. 雨量極端最多年（1947）

就表內可知在 1947 年爲臺北雨量極端最多年，各月雨量之變化，顯示臺北正常一年內三個雨量高峯，均向後延一個月至兩個月。例如三月份第一雨量高峯，延至四月份，該月雨量正距平甚大（+152mm）；六月份第二高峯，雖月份未變動，但雨量正距平特別大（412mm），超出標準值達一倍有餘（+137%）；八月份第三雨量高峯，延後兩個月，至十月份出現，雨量正距平亦甚大（+301mm），超出標準值達兩倍半有餘（+258%）。在此極端雨量最多年（1947），全年各月之雨量距平，除冬季月份多爲負距平外，其他各季節之月距平，均爲正其數值均甚大，且連續數月，顯示其持續性甚强。同時冬季雨量少，則夏季雨量多之關係，極爲顯著，此可印證臺北季雨量之自相關係數，而參用於長期雨量預測之中。

以上兩極端年雨量之分析，僅係就臺北一地之實例而言。至於臺灣其他各地，在此兩實例中，其雨量多寡之變化，蓋屬相似，可以臺北代表之，惟出現高峯雨量之月份，各有不同，本文暫不加論述。

3. 極端雨量形成之原因

形成臺灣各地極端雨量（最大雨量），主要由於颱風之侵襲，其由於鋒面停留，連續累積所致之極端雨量，實居少數。就上述兩實例中，在雨量最少年（1971），此西太平洋，發生颱風 35 個，爲近二十五年來，颱風出現最多者。侵襲臺灣者，共計有 4 個，在七月份 2 個，九月份 2 個。颱風侵臺月份之遲早，同時影響臺灣雨量高峯出現之時期；所以在此少雨年，臺北九月份雨量特多，較正常高峯雨期，延後一個月。

在雨量最多年（1947），北西太平洋出現颱風 22 個，爲近數十年來，最少颱風年之一。颱風直接侵襲臺灣者，共計亦爲四個，侵襲之月份爲五月、六月、八月、十月各一次。在此一多雨年，颱風侵襲在五月及六月梅雨季時，使鋒面與颱風雨重疊，因而導致多量降雨，另外此年之颱風出現次數雖少，但甚多個颱風，雖未直接侵襲臺灣，由於其路徑特殊，係經由臺灣近海一帶通過者，因而間接影響臺灣雨量之增多。例如除上述侵襲臺灣之四個颱風外，七月份有颱風自臺灣東方海上通過；九月份有颱風在巴士海峽通過，

以及十月、十一月、十二月亦均有颱風經過巴士海峽。總之此一年之颱風，多源於近海一帶，因而導致臺灣雨量，極端增多。

七、結　　論

1.臺灣雨量極端變化之分析，係以臺北一地爲準，而與其他測站作比較，所得結果爲：

臺北月雨量一年內有三個雨量高峯，出現於每年三月、六月、及八月份；分別稱之爲，前梅雨，梅雨及夏季雨等三個雨季。由候（5日）雨量，可確定三個雨季之開始及終止日期。

臺北之三個雨峯，至臺中爲止；臺南有兩個，恆春僅有一個；臺灣東部雨峯，花蓮爲單峯出現在九月份，臺東爲雙峯出現在七月及九月份。

2.臺灣雨量之波譜分析，顯示有世界性週期者，除年週期及季週期外，52日、25日、15日週期，在臺灣各測站之雨量變化中，均頗顯著。

3.臺灣各地雨量頻率分配，由偏態及峯度係數顯示，臺北年雨量，歷年變動最爲穩定，而雨量分配爲正偏斜，峯度爲低濶峯。其他各站亦爲正偏斜，恆春最小（0.12），臺南最大（0.56）；峯度除花蓮近於常態峯，臺中爲低濶峯外，餘均爲高狹峯。

4.臺灣各地冬季與夏季雨量，或春季與秋季雨量，其相關係數爲負（負相關），且負值均甚大。亦卽冬季雨量多，則夏季雨量少；春季雨多，則秋季雨少。

5.極端日雨量頻率之分配，臺北近於常態，其偏態係數僅1.04，峯度係數大於3；臺中偏態係數近於2，有甚大之正偏斜；峯度係數達8.86，其高狹程度，大於臺北甚多。

6.臺北雨量極端值之變化爲一對數函數變化，甚符合 Gumbel 之分配公式。故可使用其經驗公式估計極端雨量值，及各級雨量之出現可能頻率。經求出臺北之極端日雨量在 350.0mm 以上者，其可能出現率爲1％。極端日雨量出現最多者，在 80mm～200 mm 間，其可能出現率爲 81.5 ％。另使用標準差2.60之特性，估計各地百年內之可能最大降水量。求出臺北百年內之極端日降水量爲379.65mm，一月份之極端日降水量爲 134.5mm，七月份之極端日降水量爲 330.68mm。臺中之極端日降水量爲614.05mm。

7.臺灣年雨量之極端最多及極端最少之出現年份，主要由於颱風侵襲及其路徑接近臺灣之影響所致。由於鋒面持續及停留而促成者，則爲次要原因。

引　用　文　獻

1. C. E. P. Brooks and N. Carruthers (1953): Handbook of statistical methods in Meteorology.
2. Hans A. Panofsky and Glenn W. Brier (1965): Some Applications of Statistics to Meteorology pp. 126–147.
3. Landsberg & Miichell (1963): Surface signs of the Biennial Atmospheric Pulse. Mon. Wea. Rev. Vol. 91.
4. 魏元恆、謝信良、蕭長煐（1973）：臺灣雨量長期預測之研究。
5. Takahashi: A review of the method of long-range weather fonecasting, especial used in Japan.
6. Sawyer: Vote on the possible physical causes of long-term weather Anomalies, WMO 162-79 p227.
7. Murray & Lankester (1974): Central England temperature quintiles and associated pressure anomalies on a monthly time-scale. Met. Mag. 103.
8. Finger (1966): Synoptic analysis of 5-, 2- and 0.4^{mb} surfaces for the IGSY period. Mon. Wea. Rev. 94.
9. Miller (1970): periodic variation of atmospheric circulation at 14-16 days, J. Atmos. Sci 31.
10. Gambo (1970): The characteristic feature of medium-scale disturbance in atmosphere, June, 1970, J. M. S. J.
11. Panofsky: Spectrum and cross spectrum analysis of Hemispheric Westerly Index.
12. Rex (1950): Blocking action in the middle troposphere and its effect upon regional climate, Tellus, 2-3, Aug. 1950.

平均環流模式與臺灣地區冬季展期預報之研究*

徐晉淮　鄭邦傑　楊逢世

A Study on the Extended Forecasting in Winter over Taiwan Area Used by the Models of the Mean Atmospheric Circulation

Chin-huai Hsu　Pang-chie Cheng　Feng-shin Yang

ABSTRACT

This paper is one part of a study of long range weather forecasting in Taiwan area. The purpose of this research is to seek some predictors for one week weather forecasting in winter. Used by the models of the mean atomosphic circulation, we found that the strength of severe northeastly monsoon can be shown by the 500 mbs five-day mean contour chart. The cold air will take place in Taiwan area when the high pressure ridge occurs in the region near 90°E. The bad weather over Taiwan area will be persisting longer than one week or even one month when the 500 mbs flow patterns show a distrubution of the positive anomaly (above 50°N) in the north and the negative anomaly (below 40°N) in the south in mainland Asia.

一、前　　言

近年我國經濟突飛猛進，國人科學水準普遍提高，對於天氣預報之需求日殷，以目前之短期預報及三天展期預報已未能滿足一般需求，爲發揮氣象預報之運用及其經濟價值，應發展較長期限之預報以應時代潮流。

本研究爲現時中央氣象局進行中之科技發展計畫「臺灣地區長期預報之研究」專題計畫之第二部份，以臺灣地區冬半年天氣變化之展期預報技術之發展爲主，除將已往本區氣象資料重新按照長期預報所需方式予以有系統之整理統計，供預報作業參考外，應用諾邁斯所創平均環流法，分析大氣平均環流形態與臺灣冬期一週天氣演變之關係，建立可行之北半球環流模式及亞洲寒潮暴發時高空環流模式，供長期預報作業之參考，以期增進預報技術之發展，藉以延長預報有效期限，提高氣象服務效率，促進國家經濟繁榮。

* 本文承國科會補助，得以完成。

二、長期預報作業應用之統計資料

一週爲期之長期預報係估計未來一段期間之平均環流形勢藉以研判其基本天氣大勢，進而推估其逐日天氣，氣溫及雨量等要素，至於爲期一個月或一個月以上之季節預報則以預測預報期間內之天氣趨勢以及溫度、雨量與標準值之偏倚程度爲主，其預報技術與短期預報有所不同，除考慮物理的因素外尚須顧及氣候學的因素，作業方式亦以平均環流法與週期分析法爲主，因此長期預報作業上應須預先準備各種統計資料，包括氣候圖、月平均圖、分候平均圖（5日平均圖），氣溫、雨量等月平均資料及分候平均資料等，現時中央氣象局雖有豐富之歷年觀測資料，但尚未有針對預報用途而加以整理之統計資料，玆爲配合長期預報作業之目的，擇臺北、花蓮及臺南三地各以代表臺灣北部、東部、南部等地區予以從新統計應預報作業之需。統計年數爲 1941 年至 1970 年之最近一氣

候年。

(一) 天氣一覽表

爲期究明過去每日天氣之分佈情形，將已往30年間每日天氣，分別以如下所示符號塡寫逐日天氣一覽表，供實際作業之參考。

○——晴天，日平均雲量少於 2.5。

①——多雲，日平均雲量爲 2.5 至 7.5。

◎——陰天，日平均雲量達 7.5 以上。

⊘——小雨，日降水量 1 公厘至 10 公厘以下。

●——雨，日降水量超過 10 公厘以上。

R——雷雨，包括雷雨、雷聲、閃電等。

表 2-1 示臺北十月份之歷年逐日天氣一覽表，如表所示天氣情況隨年份而有顯著之變化，如 1943, 1944, 1954 年之十月份天氣極良好，各該年份之下雨天僅有 4 至 5 天，而 1945, 1959, 1970 年則下雨天多達 17 天，呈惡劣天候月，又考察卅年間同一天之天氣分佈則十月上旬及下旬初惡劣天氣之出現頻率較大，而中旬前半及下旬末良好天氣之出現頻率較大。查閱國慶日已往卅年間之天氣分佈則雨天有 7 次，陰天 7 次，其餘 16 次爲晴天，由此資料可知國慶日之下雨機率爲 23 %，進一步與歷時天氣圖對照可獲知 7 次雨天中有 4 次起因於冷鋒過境，3 次起因於鄰近海面颱風影響所致。

預報人員利用一覽表可隨時了解：

1. 各月之逐日天氣分佈及其年變化情形。
2. 晴天與雨天之持續性。
3. 預報對象期間內已往逐日天氣出現率。
4. 配合歷時天氣圖以了解惡劣天氣出現時之天氣形勢。

(二) 分候資料

分候資料爲一週預報必備之參考資料，500mb 及地面之分候平均圖（5 日平均圖）爲一週預報之基本工具，其用途乃以最近一次分候平均圖與標準分候圖相比較求其偏倚情況，以研判該期間天氣狀態與標準天候之差異供逐日預報之依據，因此須預先準備可供比較之標準分候資料以利預報作業，此處擇臺北、花蓮、臺南三地之最近一氣候年資料分別計算氣溫及雨量之月平均及分候平均資料如表 2-2, 2-3 所示。以此標準值與各該當分候之氣溫或雨量值相比較可獲得 5 日平均氣溫距平值及 5 日平均降水比率。查閱此二種資料即可獲得某一分候或某一月之天候較標準狀態爲暖（冷）或雨量偏多（偏少）。配合 5 日平均圖形勢可求得平均環流形勢與氣溫，雨量之關係。

表 2-2 氣溫與雨量之月平均值 (1941-1970)

Table 2-2 Normal Value of Monthly Mean Temperature and Precipitation (1941-1970)

要素	月 / 地名	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
月平均氣溫 (°C)	臺北	15.1	15.5	17.8	21.2	24.8	26.7	28.5	28.5	27.1	23.4	20.6	17.2
	花蓮	17.3	17.9	19.7	22.1	24.7	26.3	27.8	27.6	26.5	23.9	21.7	19.0
	臺南	17.1	17.9	20.8	24.1	27.2	27.9	28.5	28.3	27.8	25.4	22.3	18.8
月降水量 (mm)	臺北	94.0	141.6	141.7	148.4	194.9	309.3	259.9	233.3	256.4	121.6	76.8	75.8
	花蓮	70.5	89.4	94.5	120.3	184.7	247.5	187.4	231.1	400.9	266.0	186.4	86.0
	臺南	13.9	23.9	36.1	65.5	181.1	397.7	360.7	370.4	190.3	32.7	187.7	16.6

表 2-3 氣溫與雨量之分候平均標準值

Table 2-3 Normal Value of 5-day Mean Temperature and Precipitation

臺北五日平均氣溫 (1941-1970)

一月	15.4	14.2	15.0	14.4	16.1	15.4
二月	15.1	15.2	15.3	15.2	15.4	16.6
三月	17.1	17.0	17.7	18.9	18.1	18.6
四月	19.9	20.2	20.6	22.9	22.6	22.7
五月	24.1	24.8	24.4	24.7	25.0	25.0
六月	25.5	26.0	25.7	26.7	27.3	28.2
七月	28.4	28.6	28.5	28.6	28.6	28.1
八月	28.6	28.6	28.6	28.5	28.4	28.3
九月	28.3	28.3	27.7	27.1	26.8	26.2
十月	25.2	24.6	24.0	24.1	23.2	22.9
十一月	21.6	22.0	21.9	21.1	19.8	19.7
十二月	18.9	17.3	17.6	17.4	17.2	17.4
	16.2					

表 2-1 臺北10月份天氣一覽表

Table 2-1 Daily Weather Sequence of Taipei (Oct.)

年＼日	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	晴天日數	陰天日數	雨天日數
1941	◐	◐	▨	●	⚢	◐	◐	◐	◎	◎	◐	▨	◎	◎	◎	◎	◐	◎	◎	◎	◎	◎	◐	◐	◐	▨	◎	◎	◐	◎	◐	12	14	5
1942	◎	⚢	⚢	○	◐	▨	◐	○	▨	◎	◐	◐	◎	◎	◎	◎	●	◎	▨	◎	◐	▨	▨	▨	◎	◐	◎	▨	●	◎	◎	8	12	11
1943	◎	◎	◐	◐	▨	◎	▨	▨	◐	◐	○	○	◐	◐	○	○	◎	◐	◐	○	◎	◎	◐	○	◐	▨	◎	◎	◎	◐	◎	17	10	4
1944	◎	◎	◎	▨	◎	◐	◐	○	○	◐	◎	◎	▨	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◎	◎	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◎	●	▨	◎	17	10	4
1945	⚢	◎	▨	▨	◐	◐	◎	▨	▨	◎	◐	◐	▨	◐	◎	▨	▨	▨	▨	●	▨	●	◐	◐	▨	◎	▨	▨	◎	○	○	9	6	16
1946	◐	◐	⚢	●	◎	◐	◎	●	●	●	◐	▨	◎	◎	◎	◎	◎	◐	◎	●	●	▨	◐	○	○	○	○	◐	◎	▨	◐	11	10	10
1947	▨	●	●	●	●	●	●	●	●	◎	◎	○	◐	▨	◐	◐	◐	◎	▨	◐	○	○	◐	◎	◎	◐	◐	▨	◎	◎	◎	12	7	12
1948	◎	◐	◐	◐	◎	○	◐	○	○	▨	◐	○	◐	◎	●	●	▨	▨	◐	◐	◐	◐	○	○	◐	▨	●	▨	▨	▨	▨	17	3	11
1949	●	▨	▨	▨	▨	▨	◎	◎	◎	▨	◐	▨	◎	◎	◎	◎	◐	▨	▨	◎	●	●	●	◎	◎	◎	◐	◐	○	◎	◐	6	12	13
1950	●	●	●	●	●	▨	●	◎	◐	◐	◐	○	▨	○	○	○	○	○	○	○	◎	▨	◐	●	▨	◎	◎	◎	◐	◐	○	15	4	12
1951	◐	◐	▨	◐	●	◐	◐	▨	◐	◐	▨	●	●	●	○	○	◐	●	◎	◐	▨	▨	◎	▨	◎	▨	▨	◎	◎	◐	○	13	5	13
1952	◐	◐	◐	◐	◎	◎	◐	◐	◐	◐	◎	◎	◐	◐	◐	◎	◐	◎	◐	○	○	▨	◎	◎	◎	▨	▨	◎	◎	▨	●	16	10	5
1953	●	●	◎	◎	◐	◐	◐	◎	◎	◐	◐	◎	◐	◐	◎	▨	▨	◎	◐	◐	▨	◎	◐	▨	●	◎	◐	◐	◎	◎	◎	13	11	7
1954	◐	◐	◐	●	◐	◐	◐	●	●	▨	▨	◎	◎	▨	◐	◎	◎	○	◎	▨	◐	◐	▨	▨	●	●	●	◎	◎	◎	◎	9	10	12
1955	◐	▨	◐	●	▨	◎	▨	▨	◎	◎	▨	◎	◐	◐	◐	◐	▨	▨	◎	◐	◎	◐	◎	▨	●	▨	◐	▨	◎	◎	◎	9	10	12
1956	○	○	●	●	●	◐	◐	◐	◐	◐	▨	◐	◐	◐	◐	◎	◐	◐	◎	▨	◎	▨	◎	▨	▨	◎	◎	◐	◐	◐	◎	16	7	8
1957	●	▨	◐	◐	▨	▨	◐	○	○	◐	◐	◎	◎	◐	◎	●	●	▨	◐	◐	▨	◎	▨	◎	◐	◐	○	▨	●	◎	◐	14	6	11
1958	◐	▨	▨	◐	◎	●	▨	◎	◎	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◎	◐	◎	◐	◐	▨	◐	◎	▨	●	▨	▨	▨	▨	◎	▨	12	7	12
1959	▨	▨	⚢	◎	◎	◐	◐	●	●	▨	○	◐	◎	▨	●	●	◎	◐	▨	▨	◐	◐	◐	▨	▨	▨	▨	◐	▨	◐	◎	10	5	16
1960	●	◎	◐	◐	◎	▨	▨	▨	▨	◎	◎	◎	◐	◎	◐	▨	◎	◎	◎	○	▨	▨	◐	◐	◐	◐	▨	○	○	◐	○	13	9	9
1961	▨	▨	●	◎	▨	◎	◐	◐	◐	◐	◐	▨	▨	◐	◎	◐	◐	○	○	▨	▨	○	●	●	▨	◎	◐	○	◐	◎	▨	14	5	12
1962	◎	●	●	◎	▨	◎	◐	◐	○	○	◐	◐	◐	●	▨	◎	◎	◎	●	◎	◎	◎	◐	◐	◐	◎	◎	◐	◐	○	◐	14	11	6
1963	▨	◎	○	○	▨	▨	◎	◐	◐	◐	◐	◐	◐	○	◐	◐	▨	◎	◎	◐	○	◐	◐	◎	◐	▨	◎	◎	●	○	◐	18	7	6
1964	▨	◎	▨	▨	◐	⚢	◎	▨	◎	●	●	◎	⚢	◎	◐	◐	○	▨	◐	◐	●	▨	▨	●	◎	◎	◐	◐	◎	◎	◎	8	10	13
1965	◎	○	○	◐	●	●	◎	◎	◎	○	○	◐	○	◎	◐	◐	◎	◐	○	○	⚢	◐	◎	◐	◎	◎	◎	◎	◎	◐	◎	15	13	3
1966	○	◎	◐	◐	○	○	○	○	○	○	◐	◐	◐	▨	▨	○	◐	○	○	◐	▨	▨	◎	◐	○	○	◐	◐	◐	◐	▨	24	2	5
1967	▨	◎	▨	▨	▨	▨	◐	◐	○	○	○	○	○	◎	▨	◎	●	●	●	▨	◐	◐	◐	◐	●	▨	◐	○	◐	○	○	16	3	12
1968	▨	◎	▨	◎	◐	◐	○	○	○	▨	▨	▨	◎	◎	◎	◎	◎	◎	◎	◐	◎	◐	○	◐	○	○	◐	○	◐	○	○	15	10	6
1969	●	●	●	●	●	●	●	◎	◐	◐	○	◐	○	◐	◐	○	◐	●	○	●	○	○	○	◐	◐	▨	◐	○	○	◎	○	20	2	9
1970	◎	◎	●	▨	▨	▨	▨	▨	◐	◎	◐	◐	▨	●	●	●	◎	●	●	▨	▨	▨	◐	◐	◐	●	◎	◎	◎	◎	▨	6	8	17
晴天日數	9	8	10	11	7	12	16	13	16	16	20	16	15	13	15	12	13	11	13	16	9	13	17	19	13	8	13	13	11	13	13			
陰天日數	7	10	2	5	7	5	6	6	7	7	4	8	8	10	9	11	9	9	9	5	7	5	7	5	7	9	9	10	12	13	11			
雨天日數	14	12	18	14	16	13	8	11	7	7	6	6	7	7	6	7	8	10	8	9	14	12	6	11	10	13	8	7	7	4	6			

臺北五日平均雨量 (1941-1970)

一月	14.2	7.4	17.2	14.4	16.9	20.6
二月	24.0	24.1	20.9	26.5	40.2	15.5
三月	31.2	27.9	23.5	30.5	29.3	23.4
四月	32.5	35.1	24.3	29.3	27.3	34.7
五月	24.7	16.4	27.6	38.3	34.9	45.9
六月	57.6	60.2	68.9	58.5	41.1	24.6
七月	38.9	41.7	36.3	55.1	29.8	45.7
八月	39.4	31.0	42.1	44.0	33.8	32.2
九月	34.0	51.0	56.0	60.0	21.9	31.3
十月	42.3	44.4	10.3	11.7	20.0	13.5
十一月	5.9	8.4	17.7	11.0	24.3	9.0
十二月	9.1	11.6	8.7	16.5	9.7	9.9
	15.6					

花蓮五日平均氣溫 (1941-1970)

一月	17.5	17.1	17.3	16.6	17.5	17.8
二月	17.4	17.1	17.8	17.7	17.9	18.7
三月	19.1	19.2	19.6	20.4	19.9	20.2
四月	20.7	21.3	21.5	22.4	22.7	23.3
五月	24.2	24.7	24.4	24.6	24.8	25.3
六月	25.4	25.5	25.8	26.6	26.8	27.4
七月	27.5	27.8	27.8	27.8	27.7	27 6
八月	27.8	27.7	27.7	27.6	27.6	27.7
九月	27.3	27.2	27.0	26.6	26.1	25.8
十月	25.2	25.0	24.3	24.2	23.7	23.1
十一月	22.4	22.6	22.4	22.1	21.0	20.9
十二月	20.5	19.1	19.2	19.1	18.8	19.2
	18.2					

臺南五日平均氣溫 (1941-1970)

一月	17.5	16.8	16.9	16.2	17.3	17.7
二月	17.3	17.4	17.9	17.7	17.5	19.1
三月	19.9	19.9	20.6	21.8	21.4	21.5
四月	22.6	23.1	23.5	24.7	25.2	25.7
五月	26.6	27.3	28.0	27.4	27.4	27.7
六月	27.6	27.4	27.2	27.9	28.4	28.7
七月	28.8	28.6	28.7	28.4	28.4	28.3
八月	28.4	28.3	28.5	28.4	28.4	28.2
九月	28.3	28.3	28.0	27.8	27.8	27.3
十月	26.9	26.4	26.0	25.8	25.1	24.4
十一月	23.6	23.8	23.5	22.9	21.6	21.2
十二月	20.5	19.2	19.0	19.1	18.5	18.9
	18.0					

花蓮五日平均雨量 (1941-1970)

一月	10.9	9.8	9.5	10.6	12.8	14.8
二月	13.3	14.3	19.5	14.8	18.7	12.7
三月	15.1	15.6	11.8	10.3	17.8	22.1
四月	14.4	18.3	20.7	28.9	18.3	19.0
五月	20.4	23.3	23.3	39.7	23.3	46.8
六月	46.8	62.5	57.1	35.8	42.8	17.7
七月	20.8	17.7	29.1	45.6	29.1	39.3
八月	34.0	24.8	38.3	30.6	28.5	30.3
九月	80.2	65.4	58.1	72.3	47.8	64.3
十月	114.3	74.3	46.8	28.1	30.6	30.2
十一月	21.5	21.9	47.7	39.0	42.4	15.7
十二月	24.9	15.9	10.3	15.9	11.2	11.2
	15.7					

臺南五日平均雨量 (1941-1970)

一月	2.0	1.4	1.7	2.6	3.3	2.2
二月	3.4	5.1	4.0	3.3	5.4	3.5
三月	3.9	5.5	2 6	2.6	11.2	11.7
四月	6.0	14.1	5.1	11.7	17.9	9.9
五月	15.6	6.3	28.1	35.7	33.4	52.5
六月	85.2	84.6	107.6	59.3	56.6	26.9
七月	34.0	54.0	53.9	59.8	58.9	70.8
八月	71.3	49.8	44.2	60.7	43.8	66.0
九月	56.8	34.6	41.5	45.0	14.5	33.1
十月	23.1	8.8	3.0	2.0	1.2	0.4
十一月	0.7	2.7	4.1	5.0	4.9	1.5
十二月	1.8	0.5	1.8	3.1	5.3	1.9
	4.0					

半旬序日標準表

一月	1- 5	6-10	11-15	16-20	21-25	26-30
二月	31- 4	5- 9	10-14	15-19	20-24	25- 1
三月	2- 6	7-11	12-16	17-21	22-26	27-31
四月	1- 5	6-10	11-15	16-20	21-25	26-30
五月	1- 5	6-10	11-15	16-20	21-25	26-30
六月	31- 4	5- 9	10-14	15-19	20-24	25-25
七月	30- 4	5- 9	10-14	15-19	20-24	25-29
八月	30- 3	4- 8	9-13	14-18	19-23	24-28
九月	29- 2	3- 7	8-12	13-17	18-22	23-27
十月	28- 2	3- 7	8-12	13-17	18-22	23-27
十一月	28- 1	2- 6	7-11	12-16	17-21	22-26
十二月	27- 1	2- 6	7-11	12-16	17-21	22-26
	27-31					

㈢ 氣溫與雨量分級標準之設定

通常長期預報之發佈係以預報期間內氣溫與雨量之情形與標準狀態之偏倚程度使用氣溫偏高，或雨量偏多等術語公佈之。因此對於偏倚程度應設定標準供預報發佈之依據，此種標準乃視預報對象地區之地理分佈而異，玆依照下述方法設定臺北、花蓮、臺南三地有關氣溫與雨量偏倚之分級標準以利預報作業。

使用 1941 年至 1970 年月平均資料及分候資料，計算各月平均氣溫距平值，月降水比率，分候平均氣溫距平值，分候降水比率，將計算所得各種距平值及降水比率按月份以其大小順序予以排列，如是各月份之月資料各得 30 個資料，分候資料可得 180 個資料（1 2 月份 210 個資料），由大至小依次各取出現頻率之10%，20%，40%，20%，10%，可得 5 組分級標準界值表 2-4 所示。分級標準有關氣溫部份因多季與夏季氣溫分佈情況有顯著差異，故將其分爲多半年（11 月至 4 月）及夏半年（5 月至 10 月）分別設定其分級標準。又臺南之降水情況夏季與多季殊異，亦以夏半年、多半年分別設定標準。

表 2-4 氣溫與雨量之分級標準

Table 2-4 Criteria for Quantity of Temperature and Precipitation

要素	地名	期間 \ 分級	+ 2	+ 1	○	— 1	— 2
			極高（多）	稍高（多）	正常	稍低（少）	極低（少）
氣溫距平 (°C)	臺北	月候	≥ 1.3	1.2～0.6	0.5～-0.5	-0.6～-1.2	-1.3 ≥
		冬	≥ 3.1	3.0～1.6	1.5～-1.5	-1.6～-3.0	-3.1 ≥
		夏	≥ 2.1	2.0～1.1	1.0～-1.0	-1.1～-2.0	-2.1 ≥
	花蓮	月候	≥ 1.0	0.9～0.5	0.4～-0.4	-0.5～-0.9	-1.0 ≥
		冬	≥ 2.6	2.5～1.1	1.0～-1.0	-1.1～-2.5	-2.6 ≥
		夏	≥ 1.6	1.5～0.6	0.5～-0.5	-0.6～-1.5	-1.6 ≥
	臺南	月候	≥	1.1～0.6	0.5～-0.5	-0.6～-1.1	-1.2 ≥
		冬	≥ 3.1	3.0～1.6	1.5～-1.5	-1.6～-3.0	-3.1 ≥
		夏	≥ 1.6	1.5～0.6	0.5～-0.5	-0.6～-1.5	-1.6 ≥
降水比率 (%)	臺北	月候	≥ 170	169～120	119～ 70	69～ 40	39～ 0
			≥ 270	269～120	119～ 10	9～ 2	1～ 0
	花蓮	月候	≥ 190	189～120	119～ 60	59 ～ 30	29～ 0
			≥ 290	289～110	109～ 20	19 ～ 3	2～ 0
	臺南	月候	≥ 210	209～120	119～ 60	59～ 30	29～ 0
		冬	≥ 300	299～ 40	39～ 0	～	～
		夏	≥ 300	299～120	119～ 10	9～ 1	0
		出現率	10 %	20 %	40 %	20 %	10 %

三、緯流指數與半球環流之關係

對流圈內之主環流與天氣形勢具有密切之關聯，目前長期預報之技術乃以平均環流法爲主，半球環流之基本模式可粗分爲高指數型環流與低指數型環流二大類如圖 2-1 所示，此種高、低指數環流型之形成乃由於平衡地球上地理的分佈所造成溫度差所導致，一般而言高指數環流期則角運動量輸送向北之成份增大，爲極地區冷氣之積蓄期，反之低指數環流期爲冷氣之消費過程期，高指數期積蓄於高緯度之冷氣沿長波槽西側呈二至三股向低緯度地方溢出導致寒潮暴發。如圖 2-1 所示低指數環流型之等高線呈南北彎曲，槽脊分明，槽西側（脊東側）之冷氣顯著南下，天氣良好，氣溫較低，反之槽之東側（脊面側）爲暖氣所罩。呈陰雲或陰雨天氣，氣溫較高，長期預報乃藉此種大規模環流形態之演變過程，估計未來大氣環流形勢，進而預測其天候狀態。

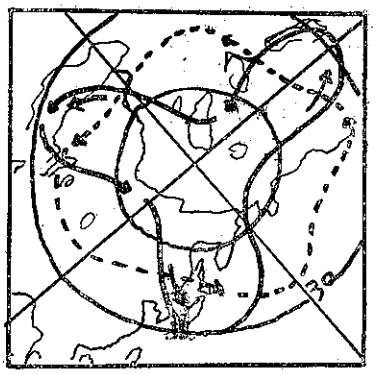


圖 2-1 高指數環流與低指數環流模式
Fig 2-1 Models of Circulation Pattern for High Index and Low Index Situation.

代表大氣環流型之緯流指數 (Z, I) 通常以500mb 面 40°N 至 60°N 間或 30°N 至 50°N 間之緯度平均高度差所表示（或將此高度差換算爲西風風速值表示），緯流指數與西風帶之東西成份呈正比，因此高指數時緯流成份極爲顯著，低指數時西風成份顯著減少，而南北成份有增大之特性。緯流指數之高低對於高空形勢，地面氣壓系、天候、氣溫、雨量之關係如表 2-5 所示。

表 2-5 環流形勢與高低指數之關係
Table 2-5 Features of Circulation Pattern Related with High and Low Index situation

要素 \ 緯流指數	高指數	低指數
等高線	大致呈東西向	南北彎曲顯著
盛行西風	在中緯度勁强	微弱
中緯度高氣壓	伸展於東西向	伸展於南北向
極低氣壓	偏位於半球一側	分裂爲二
溫度場	南北梯度大	南北梯度和緩，有時高緯度呈高溫
氣壓系	快速東移	低氣壓發展呈北移趨勢
天氣變化	周期變化	變化少屢伴異常天候
氣溫	高溫	低溫
降水	少雨	多雨

玆爲期明瞭中緯度西風帶呈高指數或低指數時之 500mb 環流形勢計，自過去 20 年間摘出 12 月至 2 月各月份出現緯流指數最高時及最低時之 500 mb 高空圖各 4 例，即高、低指數時期之高空圖各 12 例求其正距平之出現頻率分佈如圖 2-2 及 2-3 所示。高指數時 500mb 高度距平之分佈特性爲：

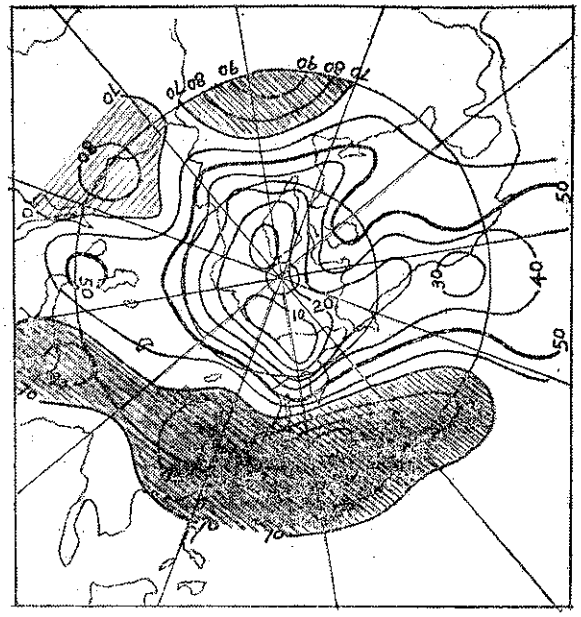


圖 2-2 高指數環流之 500mb 高度正距平頻率分佈圖
Fig 2-2 Percentages with Plus Sign of 500 mb Height Anomalies in a High Index Circulation.

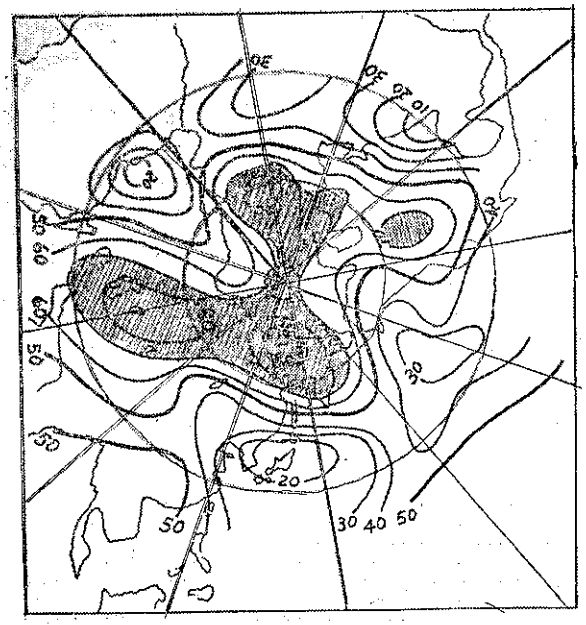


圖 2-3 低指數環流時之500mb高度正距平頻率分佈圖
Fig 2-3 Pescentages with Minus Sign of 500 mb Height Anomalies in a Low Index Circulation.

(1) 正距平自大陸伸至日本東方罩及太平洋。

(2) 大西洋中部有正距平向東北東伸至歐洲。

(3) 負距平區（正距平出現頻率分佈較少區域）以極圈爲中心，伸向美國西部及裏海附近。低指數時 500mb 高度距平之分佈特性爲：

(1) 以日本爲中心之負距平區，擴展至太平洋中部。

(2) 正距平中心位於裏海附近，堪察卡半島北方及格陵蘭西北方，三者相連於極圈呈三波槽型環流。

比較圖 2-2 及圖 2-3 可知其距平分佈特性大致呈逆位相，其較顯特性爲高指數型時極渦位於北極圈，中緯度呈高壓帶，而低指數型則極低壓分裂南下，中緯度地區呈低壓帶。

表 2-6 爲帶指數與 500mb 高度帶狀平均值之相關係數，如表所示冬季之緯流指數與緯度 60 度帶狀平均高度之相關爲最大，60 度以北高緯度地區高度與緯流指數呈負相關，而緯流指數與緯度 40 度帶狀平均高度則呈正相關，於 2 月份呈 0.96之高相關。

表 2-6 冬半年月平均緯流指數與 500mb 月平均帶狀高度之相關係數

Table 2-6 Correlation coefficients between monthly zonal index and monthly mean zonal 500mb height during winter half year

緯度＼月份	9 月	10月	11月	12月	1 月	2 月	3 月
80°N	-38	-19	-33	-47	-33	-58	-54
70	-75	-49	-76	-80	-57	-84	-82
60	-94	-89	-91	-93	-94	-98	-93
50	10	5	-34	- 2	- 5	34	40
40	73	69	65	74	69	96	87
30	27	25	49	55	77	81	71

由表 2-6 之相關分佈情形可知緯流指數與高度之相關特性，即緯流指數增大時高緯度地區 500mb 高度將降低，而中緯度地區 500mb 高度將上升。緯流指數降低時高緯度地區 500mb 高度上升，而中緯度地區之 500mb 高度將降低。

四、大氣環流模式之分類

大氣環流型之研究以 Wangengeim 與 Girs 之分類法爲衆所熟知，Wangengeim 等於 1960 年提示將環流型分爲 W，E及 C 型三大類，即 W型爲氣流彎曲之幅度微少者，E型及 C 型爲氣流彎曲較大而其振盪位相不同者，並將其各細分爲三小類共得 9 類環流模式，繼之 Baur 於 1963 年將 500mb 高空圖分類爲東西循環型與南北循環型，並且考慮噴射氣流之位置而提示 8 類環流模式，試圖解釋環流型與天候之關係，1970 年日本氣象廳長期預報管理官室利用 50°N 緯流指數距平之半球分佈分類 500mb 5日平均圖獲得 16 種代表性環流型，玆沿用其分類模式，分析 1961 年至 1970 年冬季環流型與臺灣地區氣溫變化之關係供預報之參考。

分類方法如圖 2-4 所示將半球劃分爲 4 象限，分別計算各象限之 50°N 緯流指數（指數以高度差表示），再求其各象限緯流指數距平，將各象限所示距平正負符合予以組合得如表 2-7 所示 16 類形勢。4 象限中緯流指數距平爲正符號之象限佔了象限以上者歸類爲緯流型（Z），緯流指數距平爲負符號之象限佔了 3 象限以上者爲經流型（M），而以緯流指數距平正負符號各佔 2 象限者爲中間型（S），並以註脚數碼表示各象限距平之正負。Z 型與 S 型之註脚號碼代表指數距平符號爲正之象限，而 M 型之註脚號碼則代表緯流指數距平呈負符號之象限，如 S_{12} 示第 1 象限與第 2 象限指數距平符號爲正之中間型環流。

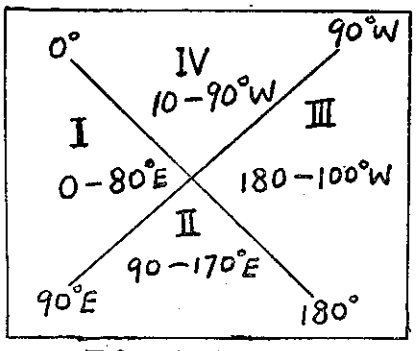


圖 9-4 半球象限之劃分

Fig 2-4 Quadrants for the Northern Hemisphere

表 2-7 500mb 環流型與各象限緯流距平符號之關係

Table 2-7 Symbols of classification for 500mb patterns and signs of the zonal index anomalies for each quadrant

象限＼環流型	M	M_{123}	M_{124}	M_{134}	M_{234}	S_{34}	S_{24}	S_{23}	S_{14}	S_{13}	S_{12}	Z_{234}	Z_{134}	Z_{124}	Z_{123}	Z
I	+	−	−	−	+	−	−	−	+	+	+	−	+	+	+	+
II	+	−	−	+	−	−	+	+	−	−	+	+	−	−	+	+
III	+	−	+	−	−	+	−	+	−	+	−	+	+	−	+	+
IV	+	+	−	−	−	+	+	−	+	−	−	+	+	+	−	+

將歷年 500mb 5 日平均圖依照指數距平符號組合予以歸類，分別繪製各類合成圖可得 16 類環流模式，如圖 2-5 所示。各環流模式均具有其固有特徵，玆分述如下：

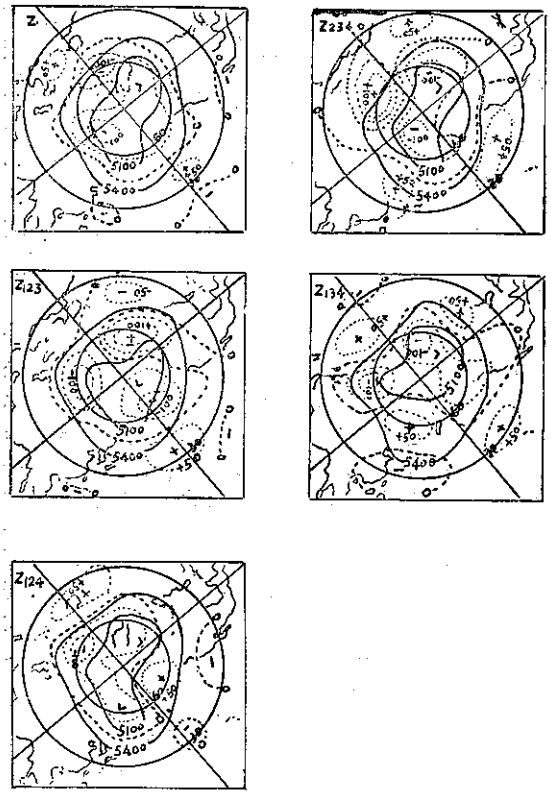


圖 2-5 16 類 500mb 5 日平均環流模式

Fig 2-5 16 Types of 500mb 5-day Mean Patterns.

(一) Z 型

半球合象限均呈高指數時之環流型，60°N 至 70°N 一帶爲負距平（高度距平）所罩，負距平中心分踞於冰島及嘎啦海附近，極渦大約位於極圈地區，但嘎啦海之負距平顯著則極渦中心屢位於嘎啦海附近。中緯度大致呈正距平區，正距平中心位於地中海及太平洋中部，日本南方海面有弱負距平區出現。半球形勢呈弱二波槽型環流。

(二) M 型

諾伏實利亞附近雖呈弱負距平區，但其他高緯度地區則均爲正距平所罩，烏拉山區、格陵蘭及阿拉斯加附近呈正距平中心，極渦分裂大多位於諾伏實利亞北方，巴芬島及鄂霍次克海附近。負距平中心位於日本附近，歐洲中部及美國東岸，呈三波槽型環流。

(三) Z_{123} 型

格陵蘭附近有顯著正距平區，嘎啦海與白冷海北部呈負距平中心，極渦位於極圈或偏在東半球。

(四) M_{123} 型

堪察卡至阿拉斯加附近與歐洲高緯度處有正距平中心。極渦位於格陵蘭附近，日本海南部及歐洲南部呈負距平中心。三波槽環流型但美國東部槽不顯著。

(五) Z_{124} 型

阿拉斯加與歐洲南部有正距平中心，極渦分裂爲二，分踞巴芬島及鄂霍次克、阿拉斯加附近呈高壓脊。

(六) M_{124} 型

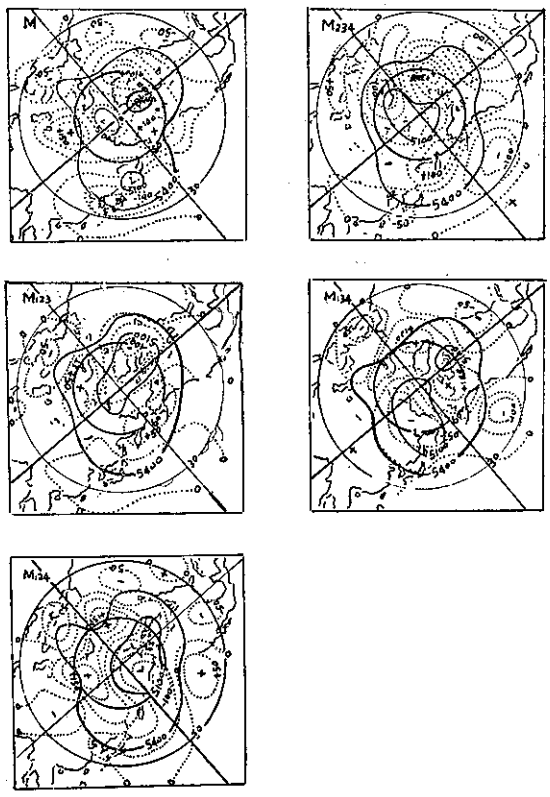
冰島與烏拉山脈附近之高壓脊顯著發展，格陵蘭經北歐至西伯利亞中部呈廣泛正距平區，極渦在阿拉斯加北方，負距平區由此中心向西南伸至日本。

(七) Z_{123} 極

渦位於巴芬島附近，由格陵蘭經極圈至西伯利亞北部之高緯度地區爲負距平所罩，中緯度則正距平中心在大西洋至歐洲一帶，日本附近及太平洋東部，以歐洲之正距平最爲顯著。

(八) M_{234} 型

格陵蘭南部與堪察卡附近有顯著正距平區，極渦



位於嘎啦海附近。歐洲、美國東岸及北太平洋之負距平顯著，又日本西部至琉球一帶亦屢呈負距平。

(九) Z_{134} 型

烏拉山區、格陵蘭、阿拉斯加附近呈負距平中心，極渦位於巴芬島附近，又日本西部至琉球一帶呈弱負距平區，正距平中心各位於歐洲南部、美國東部及西伯利亞東部。

(十) M_{134} 型

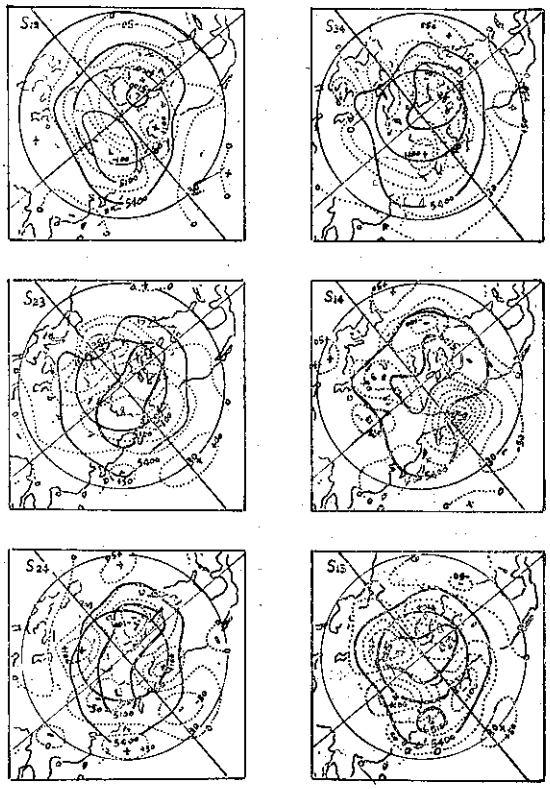
西半球之高緯度地區均爲顯著正距平區所罩，格陵蘭南部及加拿大西北部有正距平中心存在，因此極渦偏倚位於亞東地區之鄂霍次克海附近。負距平中心分位於歐洲南部，西伯利亞大陸，北太平洋東部及美國東岸。

(十一) S_{12} 型

西半球之高緯度地區爲正距平所罩，哈德遜灣與阿拉斯加附近有正距平中心，極渦偏在亞洲區，東半球之高緯度地區均呈負距平。華南一帶有弱負渦平區。

(十二) S_{34} 型

東半球高緯度呈正距平區，距平中心位於西伯利亞東部，西半球高緯度地區爲負距平所罩，負距平中心位於格陵蘭及阿拉斯加附近。極渦在巴芬島附近。



(十三) S_{23} 型

格陵蘭至歐洲爲正距平所罩與白冷海至西伯利亞西部之負距平區呈顯著對比，日本至夏威夷之太平洋區爲正距平所罩。

(十四) S_{14} 型

白冷海出現顯著阻塞高氣壓，正距平區由此西伸至西伯利亞大陸。負距平區自歐洲北部經大西洋、加拿大、太平洋、日本而伸至華中。極渦大部位於哈德遜灣。

(十五) S_{24} 型

歐洲與阿拉斯加呈高壓脊，爲顯著正距平所罩，日本與大西洋中部亦呈正距平區。極渦分裂位於加拿大及亞東方面，以加拿大之極渦爲主中心。

(十六) S_{15} 型

格陵蘭附近與貝加爾北方正距平顯著，極渦位於歐洲方面，鄂霍次克海有副極渦中心。歐洲北部與阿拉斯加附近呈現負距平中心，後者之負距平區西伸至日本附近。

以上爲 16 類 500mb 環流模式，如其模式所示視各象限緯流指數距平符號正負分佈，其高度距平形勢有顯著之差異，其一般特性如下所示。

(一) 多季極渦之位置較偏南位於加拿大北部而鄂霍次克海有一副中心存在，但其位置乃隨各象限緯流指數之高低而產生偏倚，極渦大都位於指數距平正符號象限之高緯度處，如有二象限呈高指數則極渦屢分裂爲二中心，分別位於高指數象限之高緯度處。

(二) 指數分佈爲 Z 型時 500mb 形勢屢呈二波槽型環流，指數分佈爲 M 型則三波數型環流卓越。

(三) 高度距平分佈之特性爲正符號（高指數）象限之高緯度地區大都呈負距平區，而中緯度爲正距平所罩。負符號（低指數）象限之高緯度處爲顯著距平區所罩，而中緯度則呈負距平區，兩者呈相反之距平分佈。

五、500mb 平均圖模式與氣溫之關係

高空環流形勢可主宰地面氣壓系之演變與天候，其對於地面氣溫之一般關係爲高指數環流對應於高溫，低指數環流屢呈低溫，此種關係於盛行西風卓越之中緯度地區較爲明顯，惟實際上高空形勢極爲複雜，日常分析所得高空圖出現典型高指數或低指數形勢之機率較微，大部爲由高指數轉移低指數或由低指數轉移高指數之過度期形勢，因此高空形勢與地上氣溫之對應性亦較爲複雜。

茲使用 1961 年至 1970 年冬季 500mb 5 日平均圖及 5 日平均氣溫資料論述兩者之關係供參考。

茲將 1961 年至 1970 年冬季 500mb 5 日平均圖；依照前節所示模式予以分類得如表 2-8 所示。此處所指冬季爲前一年 11 月至當年 3 月，因此表 2-8 所示 1961 年第 62 至 73 半旬爲 1960 年 11 月及 12 月份各旬之平均環流模式。計算臺北 5 日平均氣溫距平值，分別統計各環流模式所呈氣溫分佈得如表 2-9 所示。表 2-9 所示氣溫之分級使用 2-4 表所示之劃分標準。

表 2-8 北半球 500mb 5 日平均圖之分類 (1961-1970)

Table 2-8 Classification of the N,H 500mb 5-day Mean Chart (1961-1970)

半旬 \ 年		1961	1962	1963	1964	1965	1966	1967	1968	1969	1970
十	62	M_{234}	S_{24}*	S_{24}	Z_{123}	Z_{123}	Z_{124}*	Z_{123}	M^{r}_{34}*	M_{134}	Z_{123}
	63	S_{24}*	S_{34}	M_{134}	Z_{123}	Z *	Z_{124}	Z_{234}	Z_{234}	M_{234}*	Z_{123}
一	64	Z	S_{23}	M_{134}	M_{234}	Z *	S_{12}	S_{24}	Z_{124}	M *	M
	65	Z_{234}*	M_{124}	S_{34}*	Z	Z_{124}	Z_{123}	S_{24}	M	M_{134}	S_{12}
	66	Z_{234}	M_{234}	S_{34}	Z_{134}	S_{14}	Z_{124}	Z_{234}	M_{124}	Z_{234}*	S_{13}
月	67	Z_{124}	Z_{123}	Z_{123}	S_{34}	S_{14}	Z	M *	S_{24}	Z	M
十	68	Z_{124}	Z_{123}	Z_{123}	S_{23}	M_{123}	Z	M_{123}	M_{124}	Z	M
	69	S_{24}*	S_{12}	S_{12}	S_{12}	S_{34}	Z	M_{123}	S_{13}	S_{23}	M_{134}
	70	M_{134}*	M_{123}	Z_{124}	S_{12}	Z_{234}	M_{123}	S_{34}*	S_{12}	S_{24}*	M
二	71	M_{234}	M_{124}*	Z_{124}	S_{12}*	S_{12}	Z_{123}	S_{23}	M_{234}	S_{12}	M_{134}
	72	M_{123}	S_{13}*	M_{134}	Z_{134}	S_{12}	M_{134}	M	S_{14}	M_{134}	M_{134}
月	73	M_{123}	M_{234}	M_{234}	Z *	S_{12}	S_{14}	M_{124}	S_{14}	M	M_{321}
一	1	S_{23}*	Z *	S_{13}*	Z_{234}	S_{12}	Z_{124}*	M_{124}	Z	M_{124}	M_{234}
	2	M_{134}*	Z_{124}*	M_{234}*	Z *	Z_{134}*	S_{23}	S_{23}*	S_{12}*	S_{23}*	M_{234}*
	3	S_{34}	Z_{124}	M_{234}	Z_{123}	S_{34}	S_{23}	Z_{123}	M_{234}	S_{12}	M_{124}*
	4	M_{134}	S_{14}	M	S_{23}	S_{24}	M	Z_{234}	M_{124}	M_{123}	M
	5	M_{134}	Z_{134}	M	Z_{123}	Z_{234}	M *	Z_{124}	M_{124}	M_{134}	M_{134}
月	6	S_{14}	S_{34}	M	S_{13}	S_{23}	S_{12}	S_{12}*	M_{123}	S_{23}	Z_{123}
二	7	M_{234}	Z_{234}	M	S_{34}*	S_{13}*	S_{12}	Z	S_{34}	Z_{123}	Z_{134}
	8	S_{24}*	S_{24}*	M_{124}*	M_{124}	S_{23}	Z_{123}	Z_{123}*	M	Z_{123}*	Z_{124}
	9	Z_{123}		M *	S^{1}_{34}*	M_{123}	Z	S_{34}	M_{234}	M_{134}	Z_{124}*
	10	S_{34}	Z_{124}*	S_{14}*	M_{124}	S_{23}*	Z_{123}	Z_{234}	M_{234}	M_{134}	
	11	Z_{134}	M *	S_{14}	M_{234}*	M_{124}*	S_{12}	Z	M_{234}	M	S_{24}*
月	12	Z	M *	M_{123}	Z	S_{13}	Z	Z	S_{14}*	M_{134}*	M
三	13	Z_{234}	S_{12}	S_{14}*	Z	M_{234}	Z_{124}	Z_{124}	M_{124}	M_{134}	M
	14	S_{14}	S_{12}	Z_{134}	Z	S_{12}*	Z	Z_{234}	S_{14}*		M
	15	Z_{134}*	$M_{2}^{3}{}_{4}$	Z_{134}	Z_{234}*	S_{14}*	Z *	S_{24}	Z_{124}		M
	16	M_{234}*		Z_{123}*	M_{124}	M_{123}*	M_{123}	M_{123}	Z_{124}*		M_{123}
	17	S_{14}*	M_{124}*	Z_{124}	M_{123}*	M_{123}	S_{14}*	Z	Z_{234}	S_{23}	M_{234}*
月	18	S_{12}	Z_{124}	Z_{124}	M_{234}	S_{34}	M_{124}*	Z_{234}	Z	Z *	M_{234}*

表 2-9 環流型與氣溫之關係

Table 2-9 The Relation between Mean Circulation Types with Temperature

氣溫分佈 \ 環流型	低指數環流系					中間環流系						高指數環流系					
	M	M_{123}	M_{124}	M_{134}	M_{234}	S_{34}	S_{24}	S_{23}	S_{14}	S_{13}	S_{12}	Z_{234}	Z_{134}	Z_{124}	Z_{123}	Z	計
異常高溫	2次	0	3	3	0	0	1	7	0	0	1	2	0	2	2	4	27
	8%	0	18	12	0	0	8	47	0	0	4	12	0	8	9	15	9
高溫	2	2	1	5	3	2	4	2	2	0	2	7	1	4	3	5	45
	8	13	6	20	12	12	33	13	13	0	8	41	10	15	14	19	15
平常	8	9	8	11	6	9	5	5	8	3	18	6	5	16	10	12	139
	32	56	46	44	24	56	42	33	50	42	75	35	50	62	45	44	46
低溫	9	2	3	5	9	4	2	1	4	2	2	2	2	3	4	4	58
	36	13	18	20	36	26	17	7	24	29	8	12	20	12	18	15	18
異常低溫	4	3	2	1	7	1	0	0	2	2	1	0	2	1	3	2	31
	16	18	12	4	28	6	0	0	13	29	4	0	20	4	14	7	11
計	25	16	17	25	25	16	12	15	16	7	24	17	10	26	22	27	300
	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
判	L	NL	H,L	H	L	NL	H	H	NL	L	N	H	NL	NH	H,L	H	

另在 2-9 表下方以符號表示經綜合判斷所得各類模式之氣溫情況，其符號之定義如下：

H——高溫，個類模式下所呈五日平均氣溫例中，平常氣溫例佔 50 %以下而其餘例中以高溫例（包括異常高溫）之出現頻率大於低溫例（包括異常低溫）。

L——低溫，個類模式下所呈五日平均氣溫統計例中平常氣溫例佔 50 %以下而其餘例中以低溫例之出現頻率大於高溫。

N——平常氣溫，個類模式下所呈 5 日平均氣溫統計例中平常氣溫例數超過 50 %以上。

NH——氣溫偏高，個類模式下所呈 5 日平均氣溫統計例中，平常氣溫例佔 50 %以上，而其餘例中以高溫例佔大多數者。

NL——氣溫偏低，與上項定義相反。

H,L——高溫、低溫並現，個類模式下之 5 日平均氣溫統計例中平常氣溫例佔 50 %以下，而其餘例中高溫例與低溫例之出現頻率相接近者。

1961 年至 1970 年冬季共有 300 個 $5\frac{1}{2}$日平均資料，其中高溫例出現 72 次，佔總數之 24 %，低溫例出現 89 次佔總數之 30 %，餘 139 次佔總數之 46 %爲平常氣溫例，以氣候學的見地而言，調查期間之冬天經過乃屬於氣溫偏低時期。

高空模式與氣溫之關係以高指數環流系之 Z_{234}型，Z 型，中間環流系之 S_{34} 型，S_{23} 型及低指數環流系之 M_{134} 型對應高溫，低指數環流系之 M 型，M_{234} 型及中間環流系之 S_{13} 型對應低溫。氣溫呈偏高之模式有 M_{124} 型，氣溫偏低之模式有 M_{123} 型，S_{14} 型及 Z_{134} 型。高低溫並現模式有 M_{124}型及 Z_{123} 型，平常氣溫之模式有 S_{12} 型。以環流系而言，低指數環系 5 類模式中除 M_{134} 型爲高溫外，其餘 4 類均爲低溫，高指數環流系 5 類中除 Z_{134} 型偏向低溫外，其餘 4 類均對應高溫，兩環流系所示氣溫分佈情況呈相反之現象。中間型環流系中有 2 類呈高溫，3 類呈低溫，另一類 S_{12} 型則，爲 16 模式中呈平常氣溫之唯一模式，（表 2-10）

考察表 2-10 可得頗具有興趣之事實，即同是第二象限（亞洲區）呈低指數環流之模式（M型，M_{234} 型，S_{13} 型，Z_{134} 型，M_{123} 型，S_{34} 型，S_{14} 型）各類所相對應之氣溫分佈均呈低溫狀態，反之第二象限呈高指數環流之模式（M_{134} 型，S_{24} 型，S_{23} 型，Z_{234} 型，Z 型，Z_{124} 型）則其相對應之氣溫分佈均呈高溫狀態，可知亞洲區之指數狀態對於臺灣區之氣溫分佈具有主宰性影響力。

環流模式與異常高溫，異常低溫之出現分佈之關係以 S_{23} 型之特性最爲顯著，15 例中異常高溫佔 7

表 2-10 大氣環流系與氣溫分佈之關係
Table 2-10 The Relation between Mean Circulation System with Temperature

氣溫分佈 \ 環流系	低指數環流系		中間環流系		高指數環流系	
高溫	M_{134}		S_{24}	S_{13}	Z_{234}	Z
低溫	M	M_{124}	S_{23}			
平常 → 偏高					Z_{124}	
常常 → 偏低	M_{234}		S_{13}	S_{12}	Z_{134}	
高低並現	M_{123}				Z_{123}	
平常			S_{34}			

例（47%）且無一次異常低溫例出現，其次特性較顯著者爲 M_{234} 型，26 例中異常低溫出現 7 例（28%）無一次異常高溫例出現。高指數環流系與低指數環流系所屬之模式則於同一模式中屢有出現異常高溫與異常低溫，其對應特性對比不顯其銳，高指數環流系中異常高溫出現 10 次，異常低溫出現 8 次，而低指數環流系則出現異常高溫 8 次，異常低溫 17 次，以後者之對應特性較優。中間環流系對於異常高（低）溫出現分佈之對應性較佳，6 類模式中除 S_{12} 型兩者均出現 1 次外，其餘 5 類模式中有二類（S_{24}型，S_{23}型）僅出現異常高溫，其餘三類（S_{34}型，S_{14}型，S_{13}型）則僅出現異常低溫。

玆爲期了解同一模式中出現高溫或低溫起見，自高指數環流系與低指數環流系各擇出一種模式分別討論其呈異常高溫，或異常低溫時高空形勢之差異供參考。

低指數環流系選擇 M 型研討之。M 型之模式爲全球各象限普偏呈低指數，等高線顯著彎曲，南北交流極爲旺盛之形勢，其模式特徵爲極渦分裂爲三中心，各位於巴芬島，鄂霍次克海及卡拉海東部。距平形勢除卡拉海有弱負距平區外其他高緯度處均呈正距平區，日本附近，歐洲中部，美國東岸有負距平區，呈三波槽型之冬季標準形勢，其中以亞洲之主槽最爲深潛，高空脊分位於槽間之太平洋西部，大西洋及中東附近，臺灣位於亞洲主槽之西側，北來氣流顯著呈隆冬天候。

圖 2-6-a 爲 M 型異常低溫溫出現時之北半球 500mb 5 日平均圖形勢，阿拉斯加及中東之高空脊顯著發展向北伸展，連接於高緯度，極渦分裂南移，位於日本北部，沿 130°E 之日本西部呈亞洲區之主槽

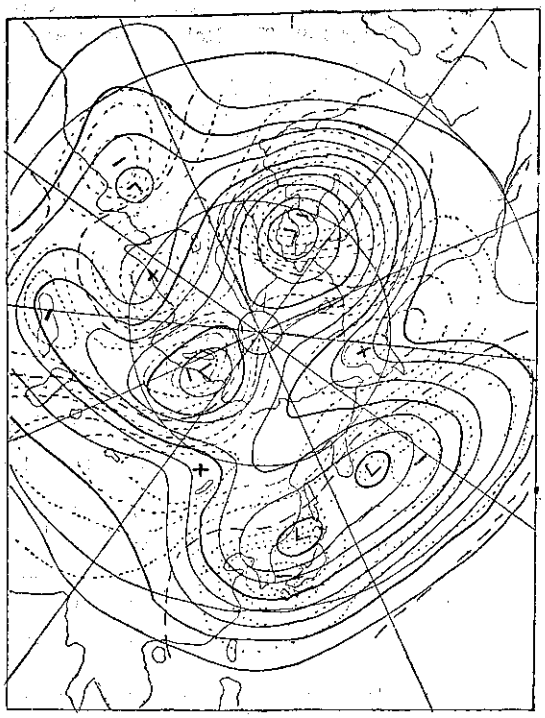


圖 2-6 a. M 型異常低溫時之 500mb 5日平均圖形勢
Fig 2-6 a. 500mb 5day Mean Pattern of Type M in a Case of very Low Temperature.

場，距平分佈呈顯著之北高南低形式，負距平中心位於日本海南部，將此形勢與標準模式相比較得知異常低溫出現時之高空圖形勢有如下特徵：

1. 太平洋西部之高空槽顯著發展北伸於東部西伯利亞高緯度處，與此相對應之中東高空槽亦發展向北伸展，兩者相連於北緯 60 度附近。

2. 亞洲區之極渦分裂中心位於日本海南部，與模式之標準位置相比較約南偏 10 度緯度，此極渦之偏倚可將冷氣大量輸送至低緯度處。

3. 亞洲區主槽所在位置較模式所示位置偏西 10 度經度，位於 130°E 附近，槽後之臺灣爲顯著西北流所罩。

4. 距平分佈如同模式所示呈北高南低形勢，惟其正負距平梯度較爲强烈，兩者呈顯著對照。

圖 2-6 b 爲 M 型異常高溫時之北半球 500mb 5 日平均圖，其形勢之特徵爲；

1. 北太平洋之高空脊雖發展但未伸達西伯利亞東部。

2. 亞洲區之極渦分裂中心位於模式標準位置之鄂霍次克海，呈東西向之偏平形狀。

3. 亞洲區之主槽消失不見，其標準所在地區之日

本附近呈緯流狀態，沿 90°E 之低緯度處有顯著槽場出現。

4. 4.距平分佈乃呈北高南低型，但其距平梯度和緩，且 35°N 以南呈弱距平區。

高指數環流系選擇 Z_{123} 型予以研討之。

Z_{123} 型之標準模式爲第 4 象限之大西洋，美國西部呈低指數環流型，極渦偏位於高指數側之東半球，亞洲區之距平形勢呈北低南高，卡拉海與白冷海北部有負距平中心，中緯度南部爲正距平所罩。

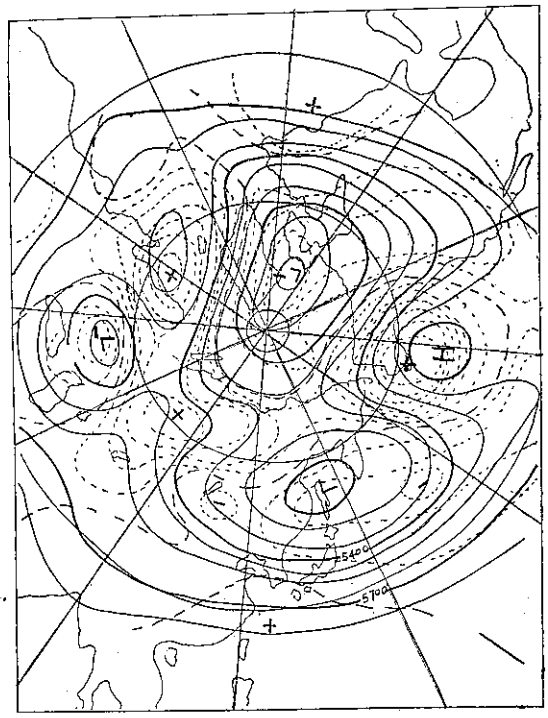


圖 2-6 b. M型異常高溫時之 500mb 5日平均圖形勢
Fig 2-6 b. 500mb 5day Mean Pattern Type M in a Case of very High Temperature.

圖 2-7 a 爲 Z_{123} 型異常低溫時之 500mb 5日平均圖形勢，其特徵爲：

1. Z_{123} 型模式爲日本，臺灣一帶呈弱正距平區，異常低溫出現時則如 2-7 a 圖所示此區反爲負距平區所罩，東海至臺灣呈低緯度槽場。

2. 高緯度之距平分佈大致與模式相同呈負距平區，惟北緯 45 度至 50 度一帶出現正距平區，沿海州有一正距平中心存在。

3. 西伯利亞之貝加爾湖附近呈逆位相型之高空脊場，向南輸送冷氣。

4. 亞洲區之距平分佈由北至南呈低一高一低之三段型形勢。

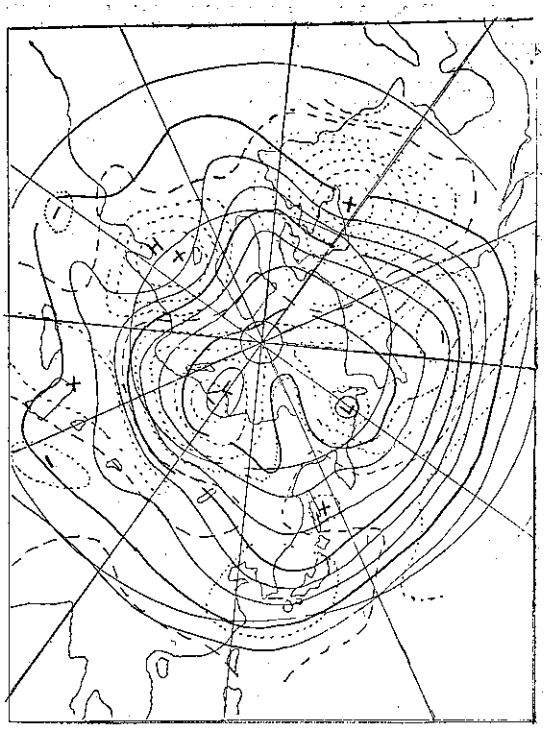


圖 2-7 a Z_{123} 型異常高溫時之 500mb 5日平均圖形勢
Fig 2-7 a. 500mb 5-day Mean Pattern of Type Z_{123} in a Case of Very Low Temperature

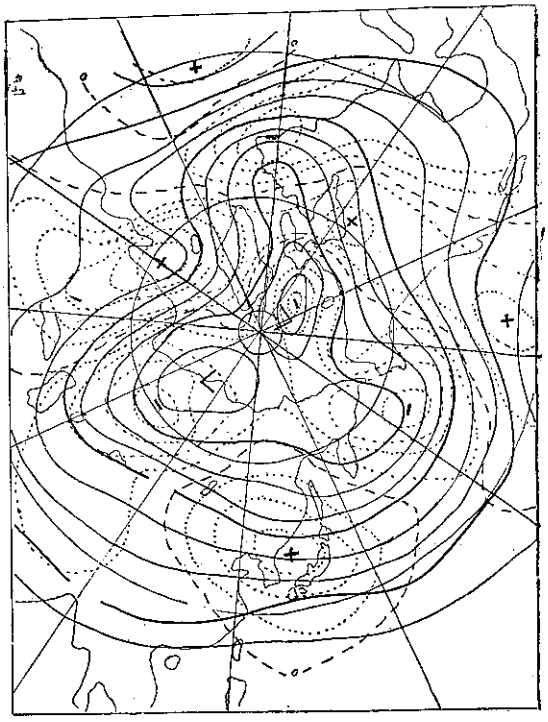


圖 2-7 b Z_{123} 型異常高溫時之 500mb 5日平均圖形勢
Fig 2-7 6. 500mb 5-day Mean Pattern of Type Z_{123} in a Case of Very High Temperature

圖 2-7 b 爲 Z_{123} 型異常高溫時之 500mb 5日平均圖形勢，其特徵如下：

1. 卡拉海與白冷海北部之負距平中心位置與模式相同，惟其負距平區向南伸入於中緯度南部，形成顯著槽場。

2. 多季經常徘徊於 140°E 附近之主槽大幅向西移向大陸，而多季經常爲高空脊之北太平洋中部，及中東附近之高空脊場均反呈顯著槽場。日本東海一帶呈弱高空槽場，緯流卓越，90°E 低緯度處出現低壓槽，臺灣區爲西南氣流所罩。

3. 平均模式上北太平洋中部呈正距平中心，日本，大陸爲弱正距平區所罩，異常高溫時則正距平中心偏西，移至日本海顯著加强，罩及華東華北一帶。

4. 亞洲區之距平分佈爲 60°E 以北高緯度區域爲負距平所罩，呈北低南高距平形勢。

六、500mb 5 日平均圖與一週天氣大勢之關係

500mb 5 日平均圖形勢與該期間內之天候演變狀態具有密切之關聯，預報人員可預先究其相互關係，經由連續數張之 500mb 5 日平均圖，利用外延法，趨勢法製作未來一週之基本天氣大勢。使用 500mb 5 日平均圖爲一週預報之主要依據乃基於經由時間平均可將西風帶內之小擾動消除，平均圖上僅呈現大規模環流形勢，其所示波槽爲移動遲緩，波長達 4,000 公里以上之長波槽，平均圖上所呈長波槽脊之分佈對於直接可影響及每日天氣變化之短波槽脊之消長具有主宰性影響力卽

1. 短波槽向長波槽所在之經度接近時，短波槽將加深。

2. 短波槽向長波脊所在之經度接近時，短波槽將減弱。

3. 短波脊向長波槽所在之經度接近時，短波脊將減弱。

4. 短波脊向長波脊折所在之經度接近時，短波脊將加强。

長波槽脊與短波槽脊同樣各伴隨有特定天候，卽槽之東側（脊之西側）易發生低氣壓，溫暖而天氣較劣，反之槽之西側（脊之東側）易發生高氣壓，寒冷而天氣良好。

因此一週預報上如能十分把握長波槽脊之動態預估未來天氣圖形勢，再配合短波槽脊之移動當可獲得未來 5 至 7 天之逐日預報。

長波槽乃由於極圈地區與赤道間之溫度差以及地球之自轉所產生，因此隨地理分佈與季節之變遷，長波槽之所在位置，波長及波幅有所不同，一般而言，極圈與赤道間南北溫度差較大之冬季盛行西風較爲勁强，爲平衡南北溫度差西風增强至某一限度則開始呈彎曲流現象，而助長氣流之南北交換，緩和由於南北氣溫差所導致盛行西風之無限度增强，此種南北流交換現象將西風勁强高指數期內蓄存於極地區之寒冷空氣輸送於低緯度地區導致寒潮暴發，此卽爲長波脊槽顯著發展之低指數期。

冬季由於氣溫之南北梯度大，西風較强，因此西風槽之波長較長，波幅亦較大，尤以波數一至三之波長達 10,000 公里以上之超長波爲甚，此種超長波發展所建立之高空形勢持續性極大，恆達 10 至 20 天之久，因此對於冬季天氣形勢之預測所具價值至鉅。

冬季之標準高空形勢，高緯度地區以波數二最爲顯著，其所形成之高空槽位於80°E 及130° 至 140°E 之間，然中緯度則波數三較爲顯著，除上述二高空槽外於歐洲形成另一高空槽，此等三高空槽中以亞東之高空槽最爲深滲，歐洲與美洲東部之高空槽則兩者之强度略同，由於亞東之高空槽深滲，因此北方之冷氣較其他地區大幅南下至低緯度處。

追踪冬季 500mb 月平均圖上經常通過 40°N 以北地區之 5400 重力公尺等高線之變化則雖然有强弱之差別，當可發現亞東（140°E）與北美東岸(80°W)呈經常性之高空槽場，但易呈高脊之場所則隨年而不同，時反爲高空槽所佔據，年變化較大。此等地區爲 80°E，140°W 及 10°W 附近，因此高空脊之形成場所對於臺灣冬季天候有重要之關係。

玆注重超長波槽脊之位相，分析 1964 年至 1970 年冬季 500mb 5 日平均圖與天氣之關係供參考。

經分析獲得具有代表性之 8 類模式如下所求第一類——阿拉斯加與北大西洋之高空脊發展向北伸展，兩者於極圈附近相連，極渦分裂爲二，亞洲之極渦呈細長形，自歐洲北部向東，經泰米爾半島折向東南伸至鄂霍次克海，亞洲區呈緯流環流。距平分佈爲負距平籠罩歐洲，西伯利亞，日本一帶，正距平籠罩中國大陸。地面形勢爲貝加爾湖附近之高氣壓呈移動性，向東南移至華中沿 30°N 緯度圈出海，隨後華中低氣壓發生東移，導致另一輕微寒潮暴發，呈周期性變化。臺灣北部地區除鋒面過境時有小雨外天氣尚佳，東部陰雨，西南部晴曇。氣溫偏高，少雨，天氣變化 5 天周期。

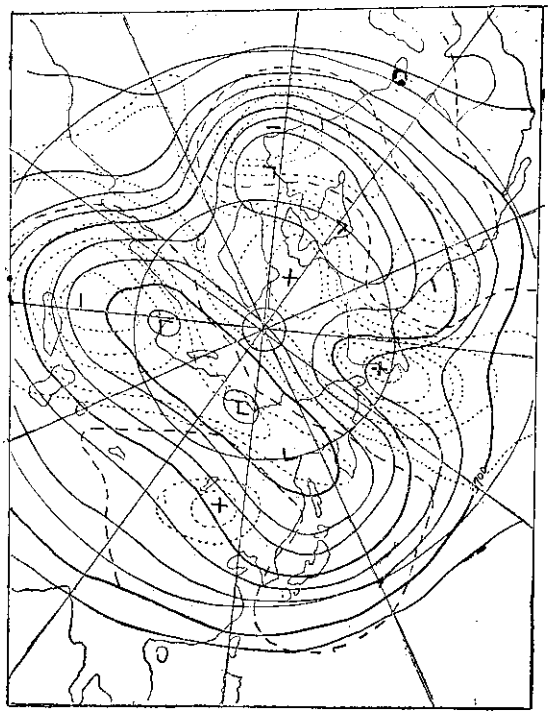


圖 2-8 第一類 500mb 5 日平均圖形勢

Fig 2-8 500mb 5-day Mean Pattern of Type I

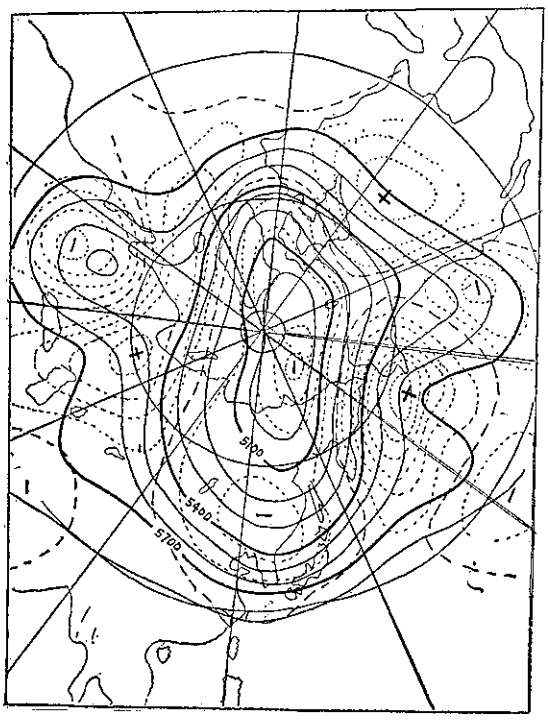


圖 2-9 第二類 500mb 5 日平均圖形勢

Fig 2-8 500mb 5-day Mean Pattern of Type II

第二類——極渦位於極圈附近，附留申及北歐呈高空脊場，美國西岸及亞洲東岸呈開濶槽場，半球形勢爲一波數型，但遇有脊線發展北伸則極渦分裂於東西兩半球，轉爲二波槽型。

距平分佈爲大陸，日本爲負距平所罩，北歐及阿留申呈現正距平中心。地面形勢爲蒙古高氣壓呈移動性，經華北，華東出海。臺灣北部，東部以陰曇天氣爲主，西南部晴天。

第三類——阿留申有高空脊發展向北伸至北極海，裏海附近亦有顯著高空脊存在，極渦分裂爲二，亞東側之極渦中心位於西伯利亞東部，亞洲中緯度緯流卓越。距平分佈爲西伯利亞至大陸西南部呈負距平區，太平洋北部有顯著正距平中心，由此正距平區向西南延伸罩及日本，華南一帶。地面形勢爲移動性高氣壓沿 35°N 出海東移。臺灣地區呈短暫季風型天氣，北部及東部陰曇小雨，南部好天，初冬之候南海有颱風徘徊則東部，南部天氣較劣。少雨。

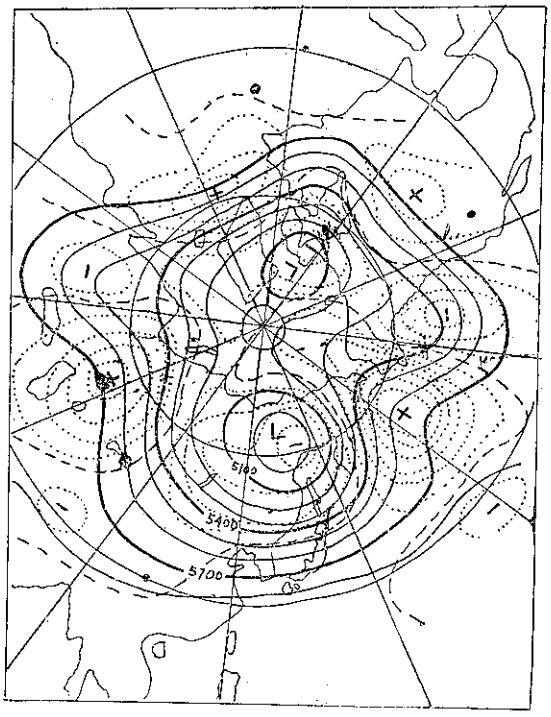


圖 2-10 第三類 500mb 5 日平均圖形勢

Fig 2-8 500mb 5-day Mean Pattern of Type III

第四類——北半球呈三波數型循環，阿拉斯加出現阻塞高氣壓，相對應之西伯利亞脊發展向北伸展，副極渦中心偏南位於鄂霍次克海，沿海州一帶，滿州至韓國，臺灣呈主槽場。距平分佈爲强烈負距平中心

位於韓國，黃海一帶，西部西伯利亞及太平洋北部爲顯著正距平所罩。地面形勢爲滯留性高氣壓盤據於西伯利亞，蒙古一帶，向東南伸展籠罩臺灣呈持續性强烈東北季風型惡劣天候，除南部爲陰雲外各地均呈陰雨天氣。全省異常低溫。北部及東部多雨。

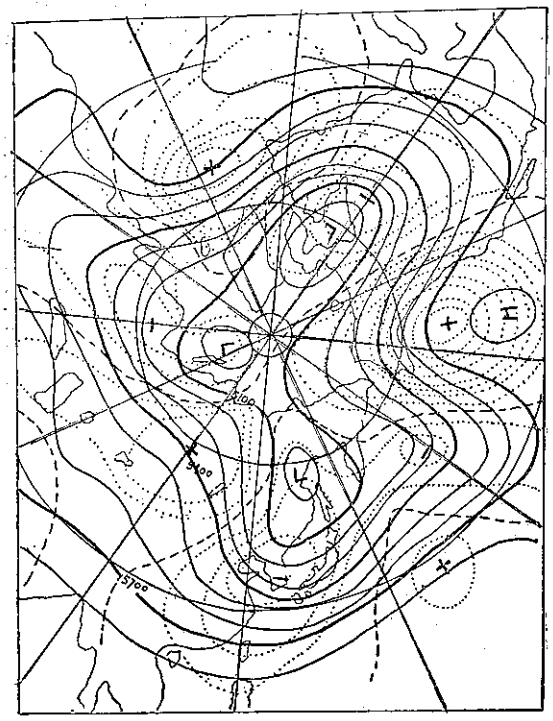


圖 2-11 第四類 500mb 5 日平均圖形勢
Fig 2-8 500mb 5-day Mean Pattern of Type Ⅳ

第五類——槽顯著阻塞型，60°N 附近高緯度處爲暖性高壓脊所罩，東半球之極渦大幅偏南位於北緯 45°N 以南，呈帶狀延伸於東西向，高緯度出現偏東風帶，中緯度緯流勁强，高空噴流通過北緯 30 度附近。距平分佈呈顯著北高南低型，50°N 以北爲顯著正距平區所罩，50°N 以南呈廣大負距平區，臺灣附近大都處於負距平邊緣，此形勢經建立則持續性極大。地面形勢爲大陸高氣壓盤據於西伯利亞高緯度處向南伸展，時而分裂於華中成一高氣壓中心，但未呈移動性，不久由北方高氣壓所併合，臺灣附近長期處於高氣壓邊緣，臺灣低氣壓簇生，呈持續性東北季風惡劣天候。全省異常低溫。多雨。

本類形勢如呈偏北 10 度緯度則臺灣地區季風呈和緩狀態，僅東北部呈陰天細雨，南部晴朗。

第六類——三波數型，日本東方槽，極渦分裂爲三中心，高空主槽各位於亞洲大陸東岸，美國西岸，

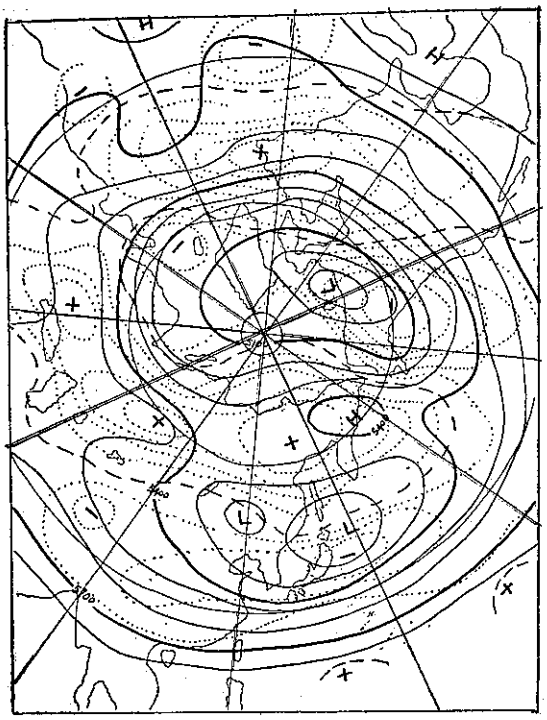


圖 2-12 第五類 500mb 5 日平均圖形勢
Fig 2-8 500mb 5-day Mean Pattern of Type Ⅴ

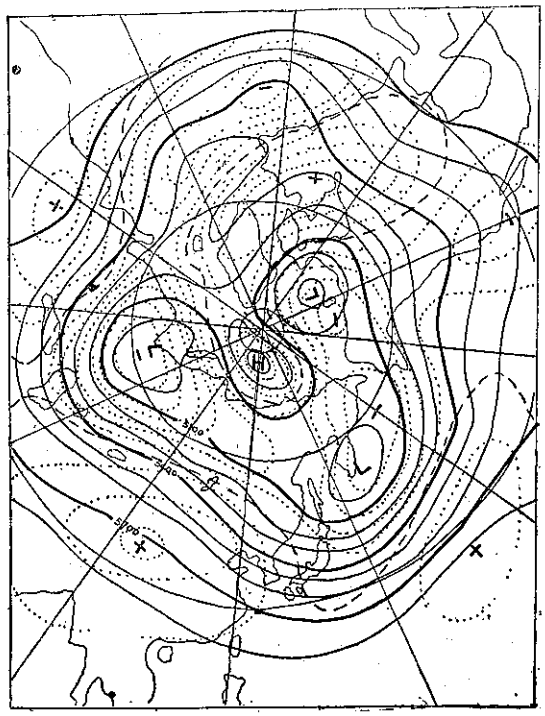


圖 2-13 第六類 500mb 5 日平均圖形勢
Fig 2-8 500mb 5-day Mean Pattern of Type Ⅵ

歐洲等地，大西洋高空脊發展向北伸至極圈，太平洋中部及西伯利亞高空脊不顯著。距平分佈呈南高北低型，中國大陸爲正距平所罩，50°N 以北高緯度處呈負距平區。

地面形勢爲大陸高氣壓不顯著，分散呈移動性高氣壓，沿低緯度處出海東移，臺灣地區呈短暫季風型天氣，鋒面過境時，東北部天氣稍劣，隨高氣壓之南移，天氣急速好轉。

第七類——半球呈緯流環流，極渦中心偏位於西半球，部份伸至東半球之東部西伯利亞，沿海州，形成高緯度槽西伯利亞西部與太平洋中部呈弱高空槽，華南呈弱低緯度槽與高緯度西伯利亞脊相對形成逆位相分佈。距平形勢，中緯度呈正距平，中緯度南部及大陸西南地區爲負距平所罩，華南有弱距平中心存在。

臺灣一帶偏南氣流卓越。

地面形勢爲大陸高氣壓沿較高緯度東移，臺灣附近有滯留鋒徘徊，沿鋒低氣壓簇生急速東移，臺灣地區呈弱季風型惡劣天候，全省陰雨天氣。

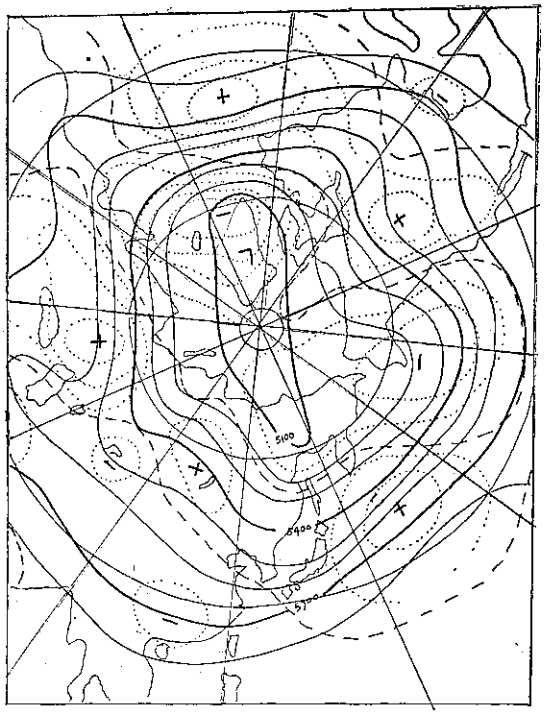


圖 2-14 第七類 500mb 5 日平均圖形勢

Fig 2-14 500mb 5-day Mean Pattern of Type VII

第八類——阿留申與歐洲呈高空脊場，主極渦偏位於東半球之西部西伯利亞，多季經常呈高空場之中東地區反爲高空槽之佔據，東半球緯流卓越。距平分佈呈東高西低，中緯度之北太平洋，日本，大陸爲顯著帶狀正距平所罩，西部西伯利亞，中東附近呈顯著負距平區。

地面形勢爲大陸高氣壓微弱，分裂東移，華中低氣壓屢生，但大都以穩定波東移，未影響及臺灣。臺灣地區季風不顯，全省天氣良好，呈異常高溫。

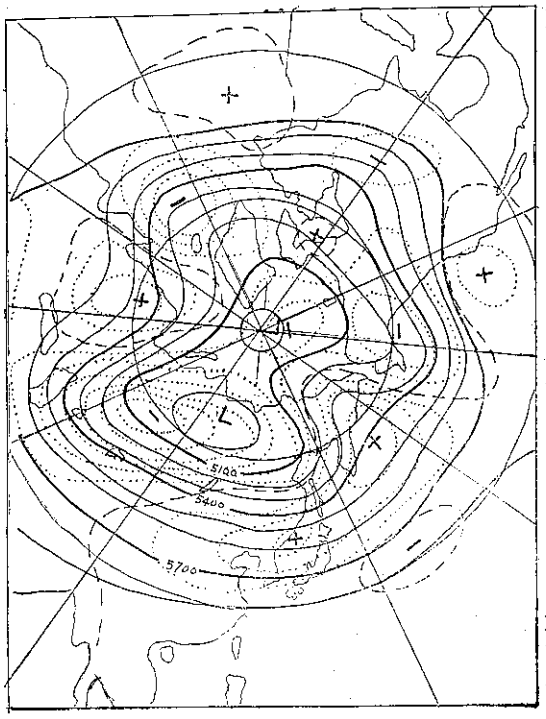


圖 2-15 第八類 500mb 5 日平均圖形勢

Fig 2-15 500mb 5-day Mean Pattern of Type VIII

如上所述臺灣多季之天候與高空脊槽之所在位置具有密切關係，一般而言多季地面天氣圖形勢爲西伯利亞大陸爲龐大高氣壓所盤踞，而阿留申方面則有一大低氣壓存在，兩者呈亞洲區之活動中心，亞洲區天氣推移端賴此兩者之消長而定，然而此地面主要系統之消長却受制於高空形勢，玆綜合上述將臺灣多季季風盛行時之 500mb 高空形勢予以模式化供參考。

1. 强烈東北季風好天型，如圖 2-16，A 所示，90°E 附近有顯著高空槽，日本附近呈深濬槽場，大陸西北流卓越將冷氣大擧輸送於低緯度，地面大陸高氣壓於貝加爾湖附近發展急速向東南伸展，呈强烈寒潮，地面鋒面系統被推至太平洋中部，由於冷氣大擧南下，高氣壓未久即減弱南移呈移動性高氣壓。臺灣區之天氣演變爲强烈東北季風型天氣轉移爲移動性

高氣壓之良好天氣，惟氣溫回升緩慢，屢出現異常低溫。北部、東部呈季風地形性降雨，陰天小雨，一二天即好轉。

2. 强烈東北季風惡天型，如圖 2-16，B 所示，沿 50°N 之西伯利亞一帶呈高空脊場，其南面之日本海，韓國，華南呈高空槽場，爲北高南低之環流形勢，此形勢下地面高氣壓蟠踞於西伯利亞高緯度處，滯留性顯著，向南伸展罩及臺灣，華南一帶，臺灣處於大陸高壓邊緣，呈持續性强烈東北季風型惡劣天氣，低溫多雨。

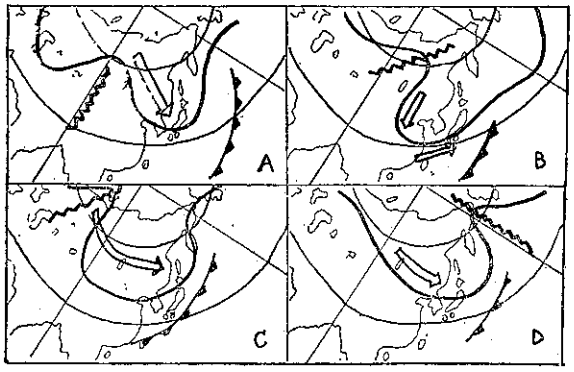


圖 2-16 臺灣冬季東北季風盛行時之 500mb 模式

Fig 2-16 The 500mb Model of NEly Monsoon Over Taiwan in Winter.

3. 弱東北季風惡天氣，如圖 2-16、C 所示，高空脊在中東附近而西伯利亞，華北則呈一開濶槽場，冷氣在 90°E 以西南下後在沿高緯度折向東方溢出，於此形勢下，地面高壓位置大都偏北，向南伸展趨勢和緩，地面鋒面徘徊於日本南海面，琉球、臺灣、導致臺灣區呈持續性弱季風型惡劣天氣。高氣壓呈移動性時因其路徑較爲偏北，天氣仍未見恢復，陰雨、氣溫平常。

4. 弱東北季風型，如圖 2-16，D 所示，白冷海呈顯著高空脊場，日本爲開濶槽場，大陸一帶雖無顯著脊場，但等高線呈西北至東南走向，地面大陸高氣壓威力不顯，蟠踞於蒙古，緩慢向東南移動。臺灣區呈弱季風型天氣東北部呈陰天小雨，氣溫稍低。

七、結　　論

綜合上述，大氣環流與臺灣冬期天氣具有密切之關係，根據半球各象限帶指數距平分佈情形組合所得16類環流模式與臺灣氣溫變化之對應性極佳，高指數環流系模式大都對應高溫趨勢，低指數環流系模式則對應低溫趨勢，且發現凡是第二象限，即亞洲區呈高指數狀態之模式下之臺灣地區氣溫均呈高溫趨勢，反之第二象限呈低指數狀態則臺灣地區低溫趨勢較爲顯著，各模式上所示形勢特徵爲：

1. 極渦偏位於高指數象限高緯度處，如有二個象限呈高指數則極渦分裂爲二中心，分別位於高指數象限高緯度處。

2. 半球高指數狀態卓越則高空形勢屬呈二波槽環流，半球低指數狀態卓越則高空形勢屬呈三波槽環流。

3. 距平分佈爲高指數象限之高緯度處呈負距平，中緯度爲正距平所罩，低指數象限則其距平形勢呈相反之分佈。

500mb 5 日平均形勢與臺灣天氣之關係經分析所得結果如下：

1. 當沿 90°E 高緯度處有顯著高空脊出現時，將有强烈寒潮爆發，臺灣地區呈强烈東北季風型天氣，氣溫激降，呈隆冬天候。

2. 當 50°N 以北之西伯利亞一帶呈東西向之顯著高空脊，而中緯度有高空槽存在時，臺灣地區將呈持續性强烈東北季風惡劣天候。

3. 亞洲區之距平形勢呈北高南低分佈則臺灣地區持續性惡劣天氣屬持續達一週以上，甚至長達一月之久。

4. 距平形勢呈南高北低分佈則臺灣大都處於移動性高氣壓籠罩下，天氣良好，季風消失，臺灣反由偏南流所罩，屬呈異常高溫。

5. 負距平中心出現於東海或日本南方，則臺灣受强烈寒潮侵襲，屬出現異常低溫。

6. 正距平中心移至日本九州以東則華中屬發生低氣壓，導致二次寒潮爆發。

7. 强烈寒潮爆發時，大氣環流形勢大都呈三波槽循環，此時亞洲區主槽位於 130°E 以東則天氣恢復較速，如主槽位於 130°E 以西或大陸沿岸則臺灣區天氣較劣，並呈持續性。

參　考　文　獻

1. 和田英夫：(1971) 長期預報の技術、長期預報新講 p. 107-p.12
2. 氣象學ハンドブツク 編集委員會 (1959)；東西示數 (Zonal index)，氣象學ハンドブツク p.576-p.577
3. 徐晉淮、王博義 (1974)；北太平洋西部轉向颱風之分析研究，緯流指標與颱風轉向之關係，氣象學報 20卷 1 期，p.35-p.39
4. 預報部 (1971)：季節預報指針，日本氣象廳
5. 村上喜多雄、渡邊正雄 (1965)；阻塞現象之研究、グロスベツター 4 卷 2 號
6. 預報部 (1966)：週間預報指針、日本氣象廳
7. R. muzzay (1972): On predicting seasonal weather for England and Wales from anomalous atmospheric circulation over the Northern Hemisphere Weather. Oct. 1972, p. 396-p.402

颱風過境宜蘭降水量之調查分析

蔣　志　才

An Investigation and Analysis of the Precipitation Amount of Ilan during the Typhoon Passage

Chih T. Chiang

ABSTRACT

Because of the special topography in Lan-Yang District of Taiwan Province there often occur heavy rainfall and a great amount of precipitation during the typhoon season. The primary purpose of the study is to investigate and analyze the amount of precipitation of Ilan Weather Station in relation to the typhoon track across/by this area.

1. The track of typhoon class Ⅳ has the most possibility among 70 typhoons (18) the next is class Ⅲ(14),the third class Ⅰ (12) and class Ⅶ Ⅷ are far less (3 in all)
2. The most posible wind direction with maximum speed at Ilan Weather Station during the typhoon passage are:
   NW for the track of class Ⅰ
   NNE for the track of class Ⅱ
   ESE for the track of class Ⅲ-Ⅷ exeept class Ⅶ
3. The mean maximun wind speed at that station for the typhoon of track class Ⅱ was the strongest (23.73 m/s). The extreme wind speed was up to 50.7 m/s with ENE direction on that time. Class Ⅲ was far less (8.5m/s only).
4. The mean maximum amount of precipitation is related to the maximum wind speed.
5. The mean maximum amount of precipitation:
   The typhoon of track class Ⅰ had the heavest rainfall of an hour & 12 hours
   The typhoon of class Ⅱ had the heavyest rainfall of 24 hours & total amount.
   The typhoon of class Ⅳ was far less
6. The mean velocity of typhoon movement:
   The class Ⅳ is the fastest (21.6 km/hr)
   The class Ⅶ is the slowest (14.0 km/hr)

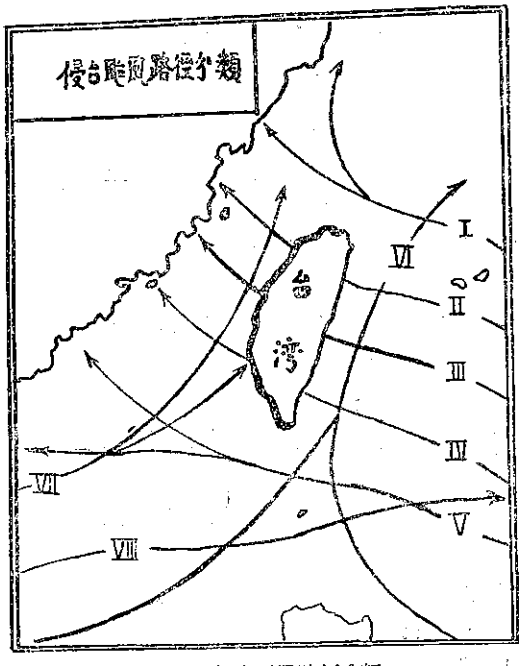
前　　言

本省蘭陽地區地形特殊，三面環山，東面臨海，形成三角形平原，其間有蘭陽溪貫穿入海，爲本省三大產米區之一，但每次颱風過境，因地形影響雨量特多，蘭陽溪水位高漲，洪流造成水患，農作物受損，政府不但減免其稅收，更有救災之負擔，最近政府決策興建北廻鐵路與蘇澳港，從事開發蘭陽地區，筆者以宜蘭一地地面氣象資料與各類路徑颱風作初步之統計分析，期使該項初步分析能促使各先進之指正，而深入研究，對颱風進襲蘭陽地區降水量預報有所俾益，進而獲得預測該地區降水量之方法，而有利於開發工作，樂利國濟民生。

本文所蒐集颱風資料係 1951 至 1971 年，計廿年內侵襲本省或經過本省附近發出警報之颱風計 70 個，其降水資料因蘭陽區僅有宜蘭一地設有測候所，故也僅以該一地資料作爲調查分析比較之依據，最近本局已在山區牛鬪與古魯設置自動雨量站，又雙蓮埤一地亦已着手進行設置，將後該項資料有助予進一步統計分析。

說　　明

本文七十個颱風之路徑分類，爲避免各自分類引起閱者思想紊亂起見，故引用魏元恒先生之侵臺颱風路徑分類法 [1]，計分類路徑，如圖一：



圖一　侵臺颱風路徑分類

Fig. 1　A Classification of Typhoon Tracks

第 I 類颱風計 12 次　中心在本省北海面經過

第 II 類颱風計 6 次　中心在本省北部登陸（蘇澳以北）

第 III 類颱風計 14 次　中心在本省中部登陸（蘇澳新港間）

第 IV 類颱風計 9 次　中心在本省南部登陸（新港以南）

第 V 類颱風計 18 次　中心經巴士海峽向西或西北進行

第 VI 類颱風計 8 次　中心在本省東方海面北進

第 VII 類颱風計 2 次　中心由南海向本省進襲

第 VIII 類颱風計 1 次　中心經巴士海峽向東進行

以上七十次颱風侵襲與宜蘭觀測資料綜合列如表一：（附表）

該表一列有七十個颱風侵襲本省或附近經過之資料，其中宜蘭地面氣象資料係根據該地測候所歷年紀錄所查列，各颱風路徑因原始路徑圖表年久均已無存，係根據本局所出刊之「八十年颱風路徑圖」[4]與歷年「颱風調查報告」兩者所查列 [5]，然兩者所列颱風次數稍有出入，至於表中颱風半徑與最大風速兩欄，係調查報告中颱風發展最盛時期之數值；侵臺速率欄係指颱風侵襲本省前24小時至中心到達本省（或中心最接近本省處）之速率，但係根據事後出刊圖表所計量，而非原始路徑詳圖資料，故數值實爲概數，又颱風中心在宜蘭之方向與距離欄所列數值亦然，原擬計算颱風進襲時，其中心與宜蘭間之氣壓梯度，以供計量比較，但也因乏該準確資料，無從着手而作罷。

關於宜蘭最低氣壓與宜蘭最大風速兩欄數值，係根據歷年地面氣象紀錄查列，因颱風進行路徑不同，其受地形影響程度也異，故其數值無規律可循，實非查列數值不確。

宜蘭雨量欄分：

1 小時雨量——颱風期間 1 小時最大雨量（公厘）數及其時日。

12小時雨量——颱風期間12小時之最大雨量（至記載時日爲止）。

24小時雨量——颱風期間24小時之最大雨量（至記載時日爲止）。

總雨量——颱風期間，宜蘭自開始降雨至停止（中間可能有間斷）之合計總雨量。

至於表一最後宜蘭開始降水欄，其中包括中心氣壓 mb，氣溫 °C，相對濕度%，與絕對濕度 gr/m³，此係指颱風進襲或附近經過時，不論降水多寡其開始降水時之上項地面氣象因素。

調 查 分 析

1. 風向風速調查：

當颱風經過本省或附近通過，宜蘭所出現最大之風向與風速，列表二如下。

(1) 第Ⅰ類路徑颱風計 12 次，其中心經過北方海面時，宜蘭所出現之最大風向與風速，以風向 NW 有三次爲最多，該風向之平均最大風速爲 15.1 m/sec，風速極值爲 22.0 m/sec。

(2) 第Ⅱ類路徑颱風計 6 次，其中心經過本省北部，宜蘭所出現之最大風向，以 NNE 佔兩次爲較多，其他各次最大風向均不相同。換言之，凡第Ⅱ類路徑颱風，宜蘭出現最大風向以中心位置在其南或北而定，如在其南方經過最大風速曾達50.7m/sec（亦爲極端風速），其時風向爲 ENE；如在其北方經過，最大風速僅爲9.2m/sec，風向爲WSW，此係地形影響，因宜蘭測站位在蘭陽平原東北方，凡 ENE，E 或 SE 風少地形障礙，而其他風向氣流均受山脈影響而減速之故。

(3) 第Ⅲ類路徑颱風計 14 次，其中心穿過本省中部，宜蘭出現之最大風向與風速，以風向 ESE 佔四次爲最多，該風向平均最大風速 15.1 m/sec，風速極端值 34.8 m/sec，次多風向爲 ENE，平均最大風速爲 22.2 m/sec，風速極端值爲 28.5 m/sec。

(4) 第Ⅳ類路徑颱風計 9 次，其中心經過本省南部，宜蘭所出現之最大風向，以 ESE 佔五次爲最多，該風向之平均最大風速爲 13.3 m/sec，風速極端值 27.0 m/sec.。

(5) 第Ⅴ類路徑颱風計 18 次，其中心經過巴士海峽西進，宜蘭所出現之最大風，風向仍以 ESE 佔七次爲最多，該風向之平均最大風速爲 9.2 m/sec，風速極端值 17.5 m/sec，次多風向爲 ENE 計出現五次，平均最大風速 8.5m/sec.。

表二 颱風期間宜蘭最大風之風向與風速

Table 2. The maximum wind direction and speed of Ilan Weather Station during the period of typhoon passage.

Ⅰ 類		Ⅱ 類		Ⅲ 類		Ⅳ 類		Ⅴ 類		Ⅵ 類		Ⅶ 類		Ⅷ 類	
風向	風速 m/s	風向	風速 m/s	風向	風速 m/s	風向	風速 m/s	風向	風速 m/s	風向	風速 m/s	風向	風速 m/s	風向	風速 m/s
N	7.0	NNE	20.0	ESE	7.5	ESE	10.0	ENE	9.3	W	8.0	E	6.2	ESE	9.0
SSW	3.3		8.5		26.0		27.0		11.0	ESE	4.0	NE	10.8		
S	3 2	WSW	5.2		12.0		10.7		6.0		10.3				
NW	15.7	NNW	31.7		15.0		12.0		10.7		6.0				
	22.0	ENE	50.7	SE	18.2		7.0		5.3	NNE	15.0				
	7.5	NW	22.3	E	11.7	E	13.3	NE	8.5		17.3				
WNW	16.7				19.0		11.7		7.5	NE	18.3				
	12.5			NE	34.8	ENE	7.0		9.0	缺風報告一次					
SW	10.9				18.7	SE	19.0	SE	12.0						
	9.0			ENE	28.5				9.7						
NE	17.3				19.8			ESE	8.7						
ESE	8.3				18.3				9.0						
				NNE	30.0				8.3						
				N	14.5				10.3						
									8.3						
									8.8						
									11.3						
								NNE	17.5						
次數	12		6		14		9		18		8		2		1
最多風向	NW	NNE		ESE		ESE		ESE		ESE		E/NE		ESE	
平均風速	11.12		23.73		19.57		13.08		9.51		11.27		8.5		9.0

(6) 第VI類路徑颱風計 8 次，其中心沿本省東部海面北上，宜蘭所出現之最大風風向，以 ESE 三次佔多數，該風向平均最大風速 6.8 m/sec，風速極端值 18.3 m/sec，次多風向爲 NNE 僅出現兩次。

(7) 第VII類路徑颱風計兩次，其中心由南海進襲本省，宜蘭所出現最大風風向 E 與 NE 各一次，風速分別爲 6.2 與 10.8 m/sec。

(8) 第VIII類路徑颱風計 1 次，其中心由南海經巴士海峽向東進行，宜蘭出現之最大風風向爲 ESE，風速 9.0 m/sec.。

2. 宜蘭雨量調查（單位公厘）：

宜蘭雨量在颱風期間分爲 1、12、24 小時與總雨量四項作分別統計，一小時雨量爲颱風侵襲時之急雨量，12 與 24 小時者爲颱風期間在這幾小時內之最多累積雨量，至於總雨量爲自下雨開始至雨停爲止之累積量，此期間可能下雨有中斷，然計算時仍累積至颱風遠離最後一次下雨爲止，該四項雨量以曲線圖比較說明之，請參閱圖二。

圖二縱座標爲雨量數值 m, m.，橫座標爲各種路徑颱風之類別（I—VIII），其中曲線有兩種實線，下面之實線爲 1 小時雨量線，上面實線爲總雨量線，點線爲 12 小時雨量線，虛線爲 24 小時雨量線，可發覺各類颱風之四項曲線，除少數例外而大多數之位相相符，1 小時曲線低，則其他各線也降低；昇高則其他也上升，所不同者其升降幅度大小有異而已，但其趨勢大致相符。

關於降水時間與各類颱風之平均降水量，統計列后：

颱風路徑類別	時間平均(小時)	侵臺平均速率 km/hr	1小時平均急雨量 m.m.	12小時平均雨量 m.m.	24小時平均雨量 m.m.	平均總雨量 m.m.
I	41	18.5	22.52	95.56	123.07	145.53
II	47	19.0	22.02	86.65	138.30	194.20
III	43	20.3	19.66	80.22	99.28	125.82
IV	41	18.1	12.18	36.23	51.11	80.64
V	54	19.9	18.72	67.53	90.96	128.92
VI	66	21.6	14.18	60.76	79.74	120.60
VII僅兩次	74	14	17.35	47.45	67.95	239.55
VIII僅一次						

由以上統計得知，VII VIII兩類路徑颱風僅有三次，其平均值實乏參考價值，姑且不論述外，其他 I 至VI類路徑颱風宜蘭降雨時間久暫而言，以第V VI兩類者時間較久，I 與IV兩類者時間較短，均爲 41 小時；平均侵臺速率言，也以 I 與IV類者較慢，均爲每小時18公里多。但以雨量言則有別矣。

第 I 類路徑颱風 1 小時急雨平均量 22.52，12 小時者 95.56 均爲最多，相反的第IV類之 1 小時雨量平均12.18，12 小時者 36.23，24 小時者 51.11，總量 80.64均爲最少，可見颱風在新港以南登陸穿越中央山脈者，在未過山脈前宜蘭係 E 或 ESE 風，尚有較豐雨量，然颱風中心過山脈後該地風向急轉爲 S 或 SSW，宜蘭成爲山後下坡風而雨止，故其雨量與雨時平均較其他各類颱風者爲少，至於第 1 類颱風情況則有別，颱風向西進行其中心較近宜蘭，在其未通過彭佳嶼之前，宜蘭風向多 NE，氣流登陸上坡作用，故降水時間雖短而雨量較多。

又第 I 與 II 類颱風比較之：第 I 類颱風進襲時間短，1 小時與12小時雨量平均屬最多，第 II 類颱風因中心更接近宜蘭，經過颱風雲帶圈之截面距離較長，換言之，被侵襲時間也較久，雖 1 小時與12小時雨量平均雖較 I 類者少，然仍較其他類者爲多列入次位，但 24 小時平均雨量與總雨量平均爲最多列爲首列。

至於第III類颱風其中心穿越中央山脈，當其中心過山後，宜蘭風向卽轉偏南，風力也減弱，不利予降水，故各項雨量平均值均較 I II 類者爲少，第IV類颱風路徑更偏南，各項雨量平均也是最少。

第VI類颱風沿本島東方海面北上，宜蘭風向 E 或 NE 時間較久，各項雨量平均值與侵襲時間長短均見增加，第V類颱風也有類似情況。

結　　語

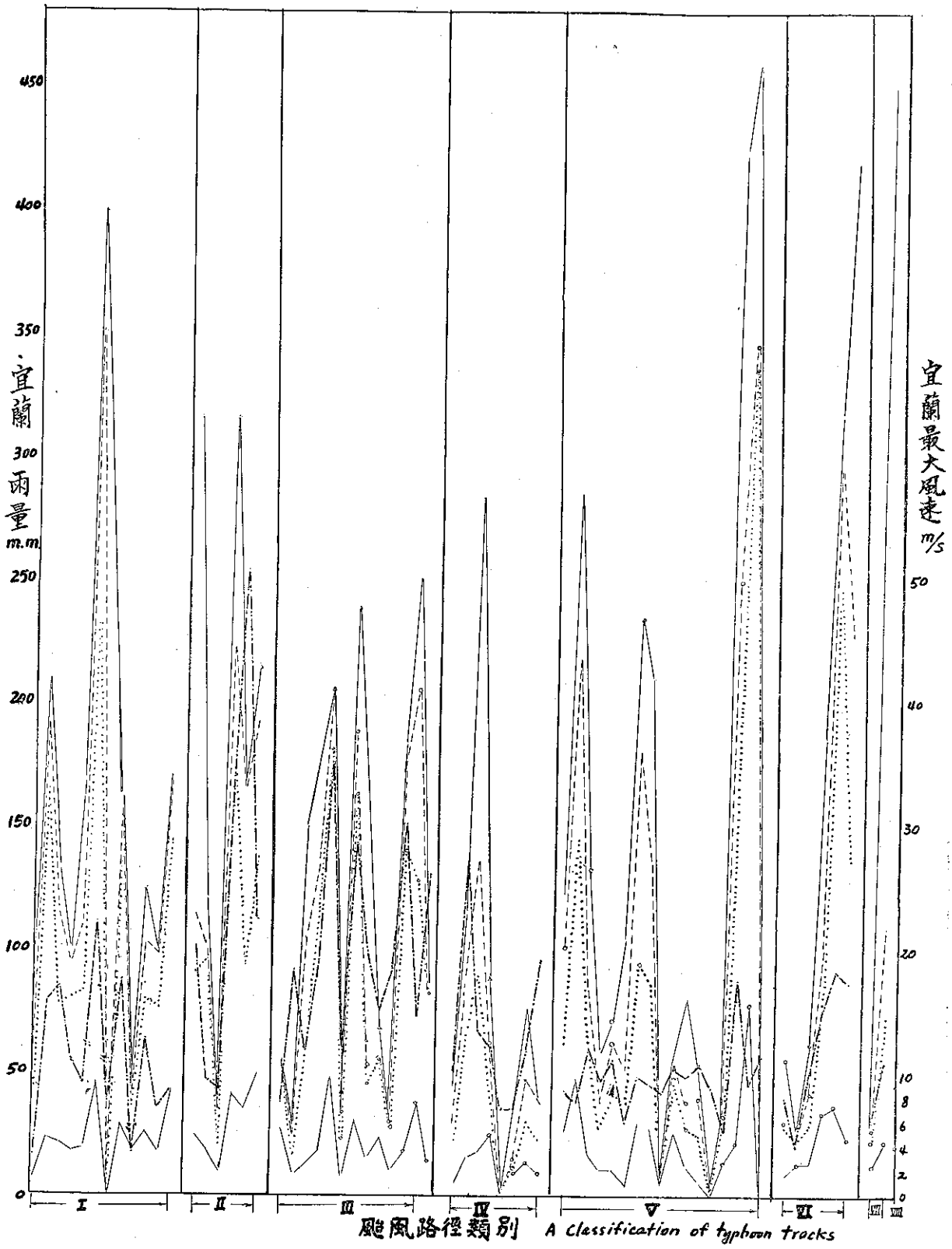
玆將以上七十個颱風調查統計結果情況，簡略提供預報參考：

1. 本文七十個颱風資料以第IV類路徑（在新港以南穿越本島者）有 18 次爲最多，第III類者 14 次居次，第 I 類者 12 次第三，第VII VIII兩類由南海進襲本省爲最少共計三次。

2. 各類路徑颱風期間宜蘭最大風之風向：第 I 類颱風以 NW 爲最多次數，第 II 類爲 NNE，第III IV V VI與VIII類均以 ESE 爲最多次數，僅VII類者例外。

3. 平均最大風速而言：以第 II 類颱風爲最大，平均 23.73m/s。其極端風速達 50.7m/s，是時風向爲 ENE，其颱風中心係在宜蘭南方附近登陸，最大風速平均最小爲 8.5m/s 係第III類者。

4. 颱風進襲期間宜蘭一地之總雨量與一小時急雨



圖二　各類路徑颱風按侵襲臺灣日期順序表

Fig. 2. Vertical Order Section of the Classification of Invading Typhoon Tracks

表一　颱風侵襲期間宜蘭地面氣象資料

Table 1 The Surface data of I-Lan during the period of invading typhoon 1951-1971

次序	颱風名稱	時期月日—月日	路徑類別	半徑 30kts	颱風最大中心風速 m/s	侵臺速率 km/hr	宜蘭最低氣壓 數值 mb	宜蘭最低氣壓 日期/時 Lst	中心在宜蘭之 方向	中心在宜蘭之 距離 km	中心在宜蘭之 日期/時 Lst	宜蘭最大風時 風向	宜蘭最大風時 風速 m/s	宜蘭最大風時 日期/時 Lst	宜蘭最大風時 溫度 °C	宜蘭最大風時 相濕對度 %	宜蘭最大風時 絕濕對度 gr/m³	宜蘭雨量 m. m. 1小時/日時	宜蘭雨量 m. m. 12小時/日時	宜蘭雨量 m. m. 24小時/日時	宜蘭雨量 m. m. 總量/日時	宜蘭開始降水 中氣心壓 mb	宜蘭開始降水 溫度 °C	宜蘭開始降水 相濕對度 %	宜蘭開始降水 絕濕對度/日時
1	貝絲 Bess	1951 11.08-11.14	V	350	65	20	1004.7	14/13	NW	160	14/16	NE	8.5	13/15	24.0	96	21.49	25.6/13.23	61.8/13.24	100.2/14.05	123.0/12.18 14.19	960	24.6	95	22.06/12.18
2	黛拉 Della	11.21-11.27	V	250	48	15	1003.3	27/13	SW	270	27/13	NE	7.5	25/04	19.6	96	16.50	47.3/26.02	144.1/25.12	213.4/26.12	28.5$_9$/23.18 27.23	980	20.0	90	15.80/23.18
3	黛納 Dinah	1952 6.19- 6.23	VI	300	35	22	997.5	22/17	ESE	370	22/08										20.0/21.09 23.0$_6$	980			
4	吉爾達 Gilde	7.15- 7.19	I	400	30	15	995.0	18/05	NE	220	18/10	S	3.2	18/05	24.3	96	21.88	6.8/18.05	41.5/18.13	58.0/18.21	86.3/17.07 19.08	980	26.5	91	23.65/17.07
5	瑪麗 Mary	9.08- 9.12	III	250	30	22	1003.8	11/16	S	180	11/22	ESE	7.5	11/18	28.6	93	27.44	26.8/11.21	53.6/12.07	54.1/12.19	54.1/11.18 12.19	987	28.5	87	25.42/11.10
6	裘迪 Judy	1953 5.30- 6.07	VI	250	45	20	999.5	06/12	ESE	180	06/04	W	8.0	06/10	28.2	80	22.92	8.2/07.09	27.8/09.11	29.9/07.12	55.9/03.09 07.12	980	27.4	88	24.11/03.09
7	克蒂 Kit	6.28- 7.04	III	400	65	29	980.2	04/03	S	100	04/02	ESE	26.0	04/05	25.3	99	24.02	13.1/04.01	81.4/04.06	85.3/04.07	85.5/03.06 04.15	910	26.1	92	23.36/03.06
8	妮娜 Nina	8.08- 8.17	I	300	70	22	980.0	16/15	NE	220	16/18	NW	15.7	16/12	24.8	98	23.13	22.2/16.14	163.7/16.20	191.1/17.02	209.4/15.10 17.13	940	30.0	69	21.98/15.18
9	費麗絲 Phyllis	8.17- 8.21	III	350	45	20	997.0	21/02	S	140	21/02	SE	18.2	21/04	27.1	85	22.90	8.3/21.02	15.7/21.04	23.7/21.04	27.7/19.18 21.05	980	28.4	88	25.56/19.18
10	麗泰 Rita	8.24- 9.02	V	350	65	20	998.1	01/04	S	410	01/08	SE	12.0	01/10	25.0	98	23.22	17.1/30.24	61.9/01.10	84.5/01.21	132.1/29.21 02.14	9$_4$0	28.7	82	24.24/29.16
11	艾達 Ida	1954 8.23- 8.29	V	450	75	25	1004.8	28/15	S	480	28/12	ENE	9.3	28/13	29.7	86	26.86	10.3/28.22	27.7/28.23	37.5/28.23	57.8/27.02 29.13	940	25.7	94	23.30/27.02
12	波密拉 Pamela	10.31-11.06	V	450	65	30	1009.5	05/15	S	520	05/02	ENE	11.0	05/06	24.0	95	21.12	10.6/04.20	40.5/05.04	61.7/05.14	70.7/04.14 06.12	950	22.8	79	15.83/04.14
13	羅碧 Ruby	11.04-11.12	V	400	55	18	950.0	09/22	SW	570	11/08	ENE	6.0	05/12	26.0	82	20.70	4.7/08.21	38.0/09.06	50.9/09.06	104.2/00.08 11.09	990	20.6	88	16.03/06.08
14	艾瑞絲 Iris	1955 8.20- 8.24	VI	200	55	10	998.9	24/13	S	100	23/18	ESE	10.0	24/00	24.9	88	20.43	4.7/23.14	20.1/23.24	23.2/24.12	43.6/22.16 25.05	960	29.2	81	24.66/22.16
15	賽馬 Thelma	1956 4.17- 4.24	VI	350	55	25	1001.8	23/15	SE	120	23/18	ESE	4.0	23/15	27.6	70	19.64	13.0/20.05	22.7/20.10	23.4/20.24	25.7/20.01 23.24	990	24.0	93	20.83/20.01
16	萬達 Wanda	7.27- 8.02	I	550	75	18	977.4	01/14	NE	350	01/12	WNW	16.7	01/08	25.7	90	22.28	20.8/31.14	76.5/31.24	115.0/01.12	131.9/31.16 02.05	950	30.9	70	23.48/30.16
17	黛納 Dinah	8.29- 9.04	II	400	55	20	978.1	08/13	SW	160	03/12	NNE	20.0	03/06	24.7	99	23.18	24.2/03.06	90.5/03.12	114.3/03.17	315.6/02.19 04.07	970	25.7	91	22.56/02.06
18	吉達 Gilda	9.18- 9.24	V	350	65	20	1001.7	23/03	SW	210	22/18	ESE	8.7	23/06	23.2	98	20.99	29.9/22.06	93.9/23.12	180.8/23.08	234.1/22.00 24.00	950	24.9	94	22.22/22.00
19	佛琴尼 Virginia	1957 6.19- 6.26	VI	250	60	25	993.1	26/01	E	20	26/00	ESE	10.3	25/08	24.5	96	22.14	12.3/24.12	28.8/25.10	41.3/25.11	61.2/24.12 25.22	960	24.8	98	23.03/24.12
20	卡門 Carmen	9.08- 9.15	V	350	60	20	1001.5	14/04	SW	340	14/10	ESE	9.0	14/09	27.7	92	25.79	27.8/13.13	76.1/13.21	136.0/14.09	199.8/10.22 15.02	980	23.4	80	17.28/10.22
21	克蒂 Kit	11.09-11.17	VI	250	45	20	1008.9	16/14	SE	300	15/18	NNE	15.0	16/13	24.9	72	17.16	33.8/15.15	83.5/15.22	99.7/15.22	185.9/11.18 15.24		20.4	92	16.55/11.18
22	溫妮 Winnie	1958 7.11- 7.17	III	300	65	16	994.6	15/17	S	120	15/18	E	11.7	15/21	24.9	98	23.08	12.7/21.00	60.6/15.24	104.4/16.13	149.9/14.09 17.07	925	28.2	85	24.40/14.09
23	葛瑞絲 Grace	8.30- 9.05	I	350	75	25	982.0	03/20	NE	120	03/22	SW	10.9	03/20	26.7	81	21.20	17.0/03.13	79.4/03.24	93.4/03.24	98.7/02.19 04.11	910	27.8	94	26.37/02.19
24	畢莉 Billie	1959 7.09- 7.16	II	350	51	22	979.9	15/18	NE	40	15/20	WSW	9.2	15/17	26.9	81	21.66	18.0/15.19	94.9/16.03	100.5/16.03	120.1/14.20 16.21	960	26.9	87	23.15/14.20
25	艾環絲 Iris	8.17- 8.23	V	250	51	20	1003.7	22/18	SW	320	22/20	ESE	8.3	22/13	30.9	71	23.73	4.7/22.16	4.8/22.17	4.8/22.17	4.8/22.15 22.17	960	26.6	92	24.06/22.15
26	瓊恩 Joan	8.24- 8.31	IV	640	80	27	980.4	30/05	S	140	30/02	ESE	27.0	30/05	24.5	98	22.71	15.5/29.23	64.2/30.09	80.1/30.12	114.6/28.18 31.02	890	28.5	83	24.25/28.18
27	魯依絲 Louise	9.01- 0.05	III	300	50	30	997.0	04/07	S	120	04/00	E	19.0	03/22	24.6	98	22.85	18.1/04.06	115.0/04.07	134.7/04.07	138.2/03.05 04.13	965	25.7	97	24.05/03.04
28	芙瑞達 Freda	11.13-11.20	VI	250	45	28	1000.2	18/23	SE	120	19/00	NE	18.3	18/19	22.5	100	20.46	36.9/18.17	247.5/19.23	296.1/18.24	316.4/17.18 19.11	945	21.7	90	17.53/17.17
29	艾琳 Elaine	1960 8.19- 8.25	VIII	200	40	12	995.3	24/14	S	140	23/13	ESE	9.0	22/13	32.2	67	24.08	20.7/19.21	缺	缺	119.8/19.18 24.18	975	26.9	95	25.38/22.24
30	雪莉 Shirley	7.28- 8.02	II	300	65	10	980.4	31/15	S	60	01/02	NNW	31.7	31/16	24.8	100	23.50	40.8/31.16	178.4/01.01	222.9/01.09	315.0/30.08 02.06	910	25.8	94	23.44/31.07
31	崖絲 Trix	8.03- 8.09	I	300	70	25	980.3	03/08	N	60	08/10	SW	9.0	08/08	26.0	91	22.88	18.2/08.11	82.4/08.12	110.1/08.18	167.7/07.15 08.22	930	28.9	82	24.52/07.15
32	貝蒂 Betty	1961 5.22- 5.28	IV	250	75	23	998.7	27/06	W	90	27/06	E	13.3	27/00	23.4	100	21.61	17.5/26.24	88.5/27.06	136.4/27.08	284.1/25.15 27.08	940	25.7	93	23.06/25.15
33	裘恩 June	8.03- 8.09	IV	200	70	15	1004.8	06/16	S	140	07/14	ESE	10.7	06/11	30.7	73	24.04					950	未降水		

32	貝蒂 Betty	1961 5.22- 5.28	Ⅳ	250	75	23	998.7	27/06	W	90	27/06	E	13.3	27/00	23.4	100	21.61	17.5/26.24	88.5/27.06	136.4/27.08	284.1/25.15 27.08	940	25.7	93	23.06/25.15
33	裘恩 June	8.03- 8.09	Ⅳ	200	70	15	1004.8	06/16	S	140	07/14	ESE	10.7	06/11	30.7	73	24.04					950	未降水		
34	勞娜 Lora	8.19- 8.26	Ⅳ	350	65	20	993.6	25/16	S	90	25/00	ESE	12.0	25/13	29.0	81	24.20	24.7/24.10	42.2/24.21	61.8/25.05	67.5/24.06 25.18	947	26.1	94	23.81/24.06
35	波密拉 Pamela	9.06- 9.13	Ⅲ	250	75	40	971.3	12/03	S	100	12/03	NE	34.8	12/03	24.6	100	23.23	50.0/12.04	181.8/12.10	203.3/12.13	208.3/11.14 12.14	950	30.6	67	22.09/11.14
36	沙莉 Sally	9.28- 9.30	Ⅴ	300	50	23	985.5	28/14	S	230	28/18	ESE	10.3	28/04	25.2	93	22.39	26.2/28.03	48.3/28.14	47.3/28.14	54.8/28.02 29.07	975	24.4	89	20.42/28.02
37	凱蒂 Kate	1962 7.18- 7.25	Ⅲ	220	35	15	985.5	23/04	W	50	23/06	ESE	12.0	23/01	23.3	91	19.54	7.5/23.053	22.0/23.06	33.2/23.14	51.2/22.08 24.03	940	26.2	89	22.73/22.08
38	歐珀 Opul	8.02- 8.09	Ⅱ	370	75	20	942.1	05/22	S	100	05/23	ESE	50.7	05/22	25.0	99	23.45	5.0/05.23	93.0/05.23	165.1/06.10	167.1/04.20 06.15	935	27.1	92	24.78/04.20
39	萬達 Wanda	8.26- 9.02	Ⅴ	320	48	20	1003.8	31/03	S	440	30/16	SE	9.7	31/20	27.6	92	25.64	12.1/31.17	28.5/31.22	38.2/31.24	80.0/29.21 31.24	970	26.1	87	22.09/29.21
40	愛美 Amy	8.30- 9.07	Ⅲ	450	70	20	974.4	05/09	S	95	05/11	ENE	28.5	05/09	24.6	100	23.09	30.2/05.10	162.5/05.13	187.9/05.16	237.7/02.23 06.11	950	26.2	97	24.77/02.24
41	黛納 Dinah	9.29-10.04	Ⅴ	320	55	25	1000.1	03/02	S	320	03/00	ENE	10.7	02/19	25.9	94	23.92	5.8/02.20	24.7/02.21	39.7/03.10	52.0/01.18 03.18	945	26.5	86	22.35/01.18
42	范迪 Wendy	1963 7.10- 7.19	Ⅲ	320	68	25	981.7	16/17	S	80	16/16	ENE	19.8	15/11	26.5	89	22.86	15.0/16.12	45.4/16.16	52.7/17.03	62.2/15.18 17.09	935	25.2	86	20.70/15.18
43	葛樂禮 Gloria	8.06- 8.14	Ⅰ	450	68	20	962.1	11/10	NE	80	11/10	NW	22.0	11/02	26.8	81	21.34	45.0/11.05	233.4/11.14	350.7/11.18	398.3/09.44 12.09	925	30.4	72	23.47/09.14
44	貝蒂 Betty	1964 7.02- 7.06	Ⅰ	220	50	20	1006.2	04/16	NE	320	04/14	NW	7.5	04/13	34.0	48	19.18	1.0/03.15	1.0/03.15		1.0/03.15	960	30.6	75	24.73/03.14
45	都麗絲 Doris	7.11- 7.16	Ⅵ	270	43	28	1004.8	15/19	E	280	15/16	ESE	6.0	15/13	33.1	66	25.07	00/			00/	990	未降水		
46	魯碧 Ruby	8.30- 9.05	Ⅴ	200	45	20	1004.3	03/15	S	600	03/20	ESE	8.3	04/14	30.0	75	24.25	00/			00/	970	未降水		
47	沙莉 Sally	9.04- 9.11	Ⅴ	320	90	23	1007.0	09/15	S	620	09/09	ESE	8.8	09/14	30.6	76	24.91	0.4/09.16	0.8/09.24		0.8/09.16 09.24	900	28.0	79	21.57/09.16
48	蒂達 Tilda	9.12- 9.23	Ⅴ	300	75	22	1009.7	15/15	S	480	14/00	ENE	5.3	15/13	28.4	88	25.63	13.5/14.22	30.0/15.09	32.2/15.20	32.2/14.20 15.20	970	27.0	92	24.63/14.20
49	黛納 Dinah	1965 6.13- 6.20	Ⅳ	350	65	20	1001.2	19/06	越山	不顯		ESE	7.0	18/23	26.0	89	22.10	1.0/19.03	1.5/19.05		1.5/19.02 19.05	935	24.8	91	21.39/19.02
50	哈莉 Harriet	7.19- 7.28	Ⅲ	350	55	20	994.1	26/08	S	240	26/09	ESE	15.0	26/11	23.5	98	21.51	24.8/26.11	55.6/26.16	56.3/26.24	67.6/25.15 27.10	970	29.8	73	23.00/25.15
51	瑪麗 Mary	8.15- 8.20	Ⅰ	330	75	12	985.0	18/23	S	120	19/02	NE	17.3	18/21	25.1	98	23.54	28.0/18.24	136.0/19.04	15.62/19.06	16.16/17.20 19.17	950	27.6	88	24.40/17.20
52	裘迪 Judy	1966 5.22- 6.01	Ⅶ	160	43	20	1000.3	31/04	S	180	31/21	E	6.2	30/14	26.2	91	23.24	12.2/29.20	22.5/29.24	27.2/30.20	27.5/29.14 30.20	970	24.3	95	21.67/29.14
53	蒂絲 Tess	8.08- 8.18	Ⅰ	220	50	10	994.3	16/15	N	175	16/02	SSW	3.3	15/14	25.9	91	22.83	18.0/15.08	35.8/15.14	37.9/16.03	46.7/15.05 17.09	965	27.9	82	23.14/15.00
54	寇拉 Cora	8.29- 9.08	Ⅰ	300	65	10	989.9	06/15	NE	120	06/14	WNW	12.5	06/08	24.8	96	22.56	25.0/06.08	78.7/06.12	102.1/06.24	123.5/04.19 06.23	945	27.4	80	21.92/04.19
55	葛萊拉 Clara	1967 7.05- 7.12	Ⅱ	250	35	11	995.9	11/17	S	85	10/18	NNE	8.5	11/11	27.3	91	24.79	9.2/11.16	20.3/11.14	34.0/11.24	34.9/10.12 11.24	960	29.4	80	24.62/10.12
56	娜拉 Nora	8.27- 8.31	Ⅲ	200	33	13	995.8	29/24	S	65	29/22	ENE	18.3	29/24	26.8	93	24.61	9.9/29.23	27.6/29.24	29.6/29.24	31.9/28.22 30.02	985	28.2	85	24.40/27.21
57	解拉 Carla	10.12-10.20	Ⅴ	350	80	12	1009.0	18/04	S	580	17/18	NNE	17.5	18/09	21.8	94	18.42	21.7/17.21	198.2/17.24	249.1/18.12	423.1/16.17 19.07	900	19.2	98	16.37/16.17
58	吉達 Gilda	11.09-11.19	Ⅲ	350	65	11	1008.5	18/14	S	160	18/10	NE	18.7	18/09	21.5		缺				200.3/16.16 18.22	910			
59	娜定 Nadine	1968 7.20- 7.28	Ⅶ	250	35	08	996.8	26/03	S	240	25/19	NE	10.8	28/21	24.8	99	23.27	22.5/24.12	72.4/25.00	108.7/25.12	451.5/22.20 27.17	960	25.7	99	24.58/22.20
60	范迪 Wendy	8.27- 9.10	Ⅳ	250	65	11	1001.9	05/04	S	300	06/00	ENE	7.0	05/13	29.6	84	26.16	9.0/05.14	11.4/06.00	14.2/06.13	35.9/03.19 06.11	915	24.9	93	21.99/05.76
61	艾琳 Elaine	9.23-10.11	Ⅴ	300	73	20	1007.1	30/15	SW	320	03/08	NE	9.0	29/14	26.0	93	23.47	77.8/30.21	335.2/30.21	354.9/30.21	460.7/27.15 10.01	910	26.0	90	22.72/27.15
62	衛歐拉 Viola	1969 7.20- 7.29	Ⅳ	350	65	22	995.8	27/16	S	420	27/15		11.7	27/11	27.1	94	25.31	13.2/27.09	29.9/27.12	46.9/27.24	76.3/26.10 27.24	895	29.3	82	25.09/26.10
63	貝蒂 Betty	8.04- 8.09	Ⅰ	250	35	30	991.5	08/10	N	20	08/10	N	7.0	07/20	26.8	95	25.14	17.2/08.06	75.3/08.13	92.3/08.14	92.3/07.18 08.14	973	27.2	92	24.91/87.18
64	艾爾西 Elsie	9.16- 9.28	Ⅲ	300	70	22	973.0	26/23	S	120	27/02	NNE	30.0	26/23	25.0	99	22.31	17.6/26.22	139.5/26.24	173.1/27.12	183.2/26.03 27.20	895	26.7	74	19.46/26.03
65	芙勞西 Flossie	9.27-10.05	Ⅵ	250	28	15	1002.4	03/13	E	80	03/16	NNE	17.3	02/18	21.8	98	19.21	23.4/03.23	136.5/03.24	227.3/03.24	420.3/01.07 03.24	946	24.1	94	21.18/01.07
66	芙安 Fran	1970 9.04- 9.09	Ⅰ	200	25	15	993.9	07/09	N	25	07/04	ESE	8.3	07/09	24.8	98	23.03	42.0/07.03	143.0/07.06	169.0/07.14	169.0/06.15 07.14	975	27.7	86	23.99/06.14
67	娜定 Nadine	1971 7.18- 7.27	Ⅳ	400	75	15	985.6	26/07	S	200	25/22	SE	19.0	26/07	25.0	94	22.35	9.0/25.13	22.9/26.12	38.2/26.12	40.1/25.04 26.12	900	27.6	90	24.96/25.04
68	露西 Lucy	7.14- 7.22	Ⅴ	300	65	11	996.2	21/14	S	440	20/21	ESE	11.3	21/15	31.6	64	22.34	1.4/20.09	4.1/20.20	5.3/20.20	5.3/20.07 20.21	615	27.8	86	24.12/20.08
69	艾妮絲 Agnes	9.14- 9.19	Ⅲ	250	40	30	989.9	18/17	S	90	18/22	N	14.5	18/17	24.4	100	22.94	37.6/18.18	127.3/18.24	205.0/18.24	250.1/17.11 19.11	975	25.4	97	23.62/17.11
70	貝絲 Bess	9.16- 9.24	Ⅱ	300	65	30	955.5	22/22	S	40	23/02	NW	22.3	22/21	24.2	92	20.86	49.0/22.23	137.6/22.40	193.0/22.24	212.5/21.07 23.10	905	25.6	92	22.67/21.07

量及出現之最大風速均成正比，風速大則雨量也大，反之則小，尤其第Ⅰ至Ⅳ類路徑穿越本島之颱風，此種關係甚爲明顯。

5. 颱風期間之最大雨量平均值：一小時者 22.52 m.m.，十二小時者 95.56m.m.，均以第Ⅰ類路徑颱風者爲最大，至於廿四小時者 138.30m.m. 與總雨量 194.20m.m.，而以第Ⅱ類颱風者爲最大，第Ⅳ類颱風各項平均降水量均爲最小，(一小時者12.18m.m.，十二小時者 36.23m.m.，廿四小時者 51.11m.m.，總雨量爲 80.64m.m.)，關於其極端雨量均係1967 年艾琳颱風（屬第Ⅴ類）爲最大，一小時者達 77.8m.m.，十二小時者 335.2m.m.，廿四小時者 354.9m,m.，總雨量 460.7m.m.。

6. 颱風侵襲時率以第Ⅵ類路徑者較快，平均 21.6 km/hr，第Ⅶ類者最慢平均 14km/hr，侵襲本省影響宜蘭時間久暫而言，以第Ⅰ與Ⅳ類颱風較短，平均各 41 小時，第ⅥⅦ類颱風影響時間較長，平均較第Ⅰ與Ⅳ類者增長 24 小時以上。

以上是以宜蘭地面觀測資料作統計，可是宜蘭不能代表整個蘭陽地區，尤其山區降雨量將會大量超過宜蘭觀測值，因此，蘭陽山區降水量尤爲重要，本局已在蘭陽山區架設自動雨量站完成後，屆時當應用該項自動雨量站資料，作進一步統計分析，期能求得較精確而又簡便方法計算颱風進襲時，蘭陽地區應有之降水量，供水利單位預告河川水位之依據，並祈各位先進不吝賜教將後研究方針，如有所成，則爲該地區人民之福也。

參考文獻與資料

1. 魏元恆等 「臺灣颱風降雨預報之研究」 氣象學報 18 卷 3 期
2. 曲克恭 「臺北盆地颱風降水」 氣象學報 17 卷 3 期
3. 本局 「宜蘭測候所 1951-1971 年地面氣象觀測資料」
4. 本局編印 「八十年颱風路徑圖」
5. 本局編印 「颱風調查報告」
6. Herbert Riehl "Tropical Meteorology"
7. 戚啓勳 「臺灣雨量分佈」 氣象學報 15 卷 3 期
8. 鄭邦傑 「民國 55 年 9 月宜蘭豪雨調查」 氣象學報 13 卷 1 期
9. 徐寶箴 「颱風經過臺灣北方海面與臺北及附近地區之降水」 氣象學報 14 卷 4 期

保密防諜·人人有責

匪諜自首·既往不究

水田之熱平衡及其應用之研究*

顏　　俊　　士

A Study of the Heat Balance on the Paddy Field and its Application

by C. S. Yen

ABSTRACT

The difference between the evapotranspiration on paddy field which estimated by heat balance method and observed evapotranspiration by gradient method is only 3 %. The equation of heat balance method is $LE_p = S_p/(1+L_p/LE_p)$, and the equation of gradient method is $E_t = \rho k^2 (u_2-u_1)(q_1-q_2)/(\ln z_2/z_1)^2$.

The correlation coefficient between $LE_p/1$ and E_t are 0.61, and between $LE_p/1$ and the evaporation of 20 cm pan is 0.87. The result of $\Sigma S_p/\Sigma Q_p$ is practically the same as Chang's obtained. As results, the heat balance method is found to be applicable for estimation for radiation energy on paddy field in Taiwan. Though the radiation energy in the first rice paddy field is larger than the second rice paddy field. but the radiation energy per unit period is larger in the second paddy field. The correlation coefficient between S_p and the dry matter yield Y_d is about -0.5 and in the growing stage of the second crop is obtained high negative value of -0.7. The efficiency of utilization of photosynthetical effective radiation are 0.69% in the first crop and 0.5% in the second crop respectively. The efficiency of energy conversion in the second crop also lower than the first crop. This explained the quantity of incoming radiation energy does not play a dominat role in determining of final yields and a part of energy is waste on the respiration. Therefore, the selection of species for high efficiency of energy conversion and decrease the respiration rate in whole stage are important methods for increasing rice yield.

The estimated distribution of radiation energy of the first and second rice paddy field are presented in Fig. 2 to Fig. 5. The estimated efficiency of energy conversion is also presented in Table 6 and Table 7.

* 本研究之完成係得行政院國家科學委員會之補助。

1. 緒　　論

農作物在水分，養分供給下，接受來自太陽之輻射，進行其發芽、生長、成熟、等生命循環過程，其保存於植物體內之能量由人類利用者爲糧食。現在人類在一年內所消費糧食之能量，約達 $3{,}264\times10^{12}$ Kcal 之巨，但尙有了 3 成到 5 成之人類處於營養不足，另 3 成甚且仍度著慢性饑餓之生活。爲了供給全人類充分的糧食，應付逐年增加之人口，農業增產成了當前之重要問題。惟以往發展農業均側重於灌漑，肥料，防除病蟲害或育種方面之研究。至近十幾年來，各種測器漸趨於精密，輻射測儀之開發亦頗有進展。因此太陽輻射在農業方面之研究已獲得顯著之績效。據 Budagovsky*[1](1964) 比較檢討輻射收支法 (Radiation budget method,) 梯度法 (Gradient method) 及複合法 (Combination method)，三種蒸發散測定法均得誤差5-10%程度精確之蒸發散量。惟在我國，由於缺乏輻射資料，尙鮮研究，農田之蒸發，蒸發散之研究以水分收支法發表研究者有張啓濱 *[2](1959)，駱安華*[3](1962)，及張建勛 *[4,5](1965) 等諸氏。僅筆者 *[6](1973) 應用輻射平衡法試行估計臺灣各地之輻射平衡各項分佈及水地溫而得良好之結果。玆擬再應用於估計水田內之蒸發散量，並和傾度法觀測結果相較，檢討其可行性，再估計各地稻作期間之輻射平衡各項之分佈，進而試算各地光合作用有效輻射，在產量上之利用效率，以供今後糧食增產之重要依據。

2. 水田內輻射平衡式

耕地之輻射平衡之一般近似式爲

$$S_o+LE_o+B_o=O \quad\cdots\cdots(1)$$

式中之 S_o：純輻射量，LE_o：潛熱量，L_o：顯熱量，B_o：貯熱量。

但水田有若干深度之水層介於地面和大氣間之故，稍複雜些，卽

$$S_p+LE_p+L_p+CP\int_0^H\frac{2\theta w}{2t}dz+B_o=O \quad\cdots(2)$$

(2)式中之 $CP\int_0^H\frac{2\theta w}{2t}dz$ 爲水深 H 之水層熱量變化。爲簡化假定無移流水分並時間單位採用日平均以上長時間時，(2)式之 $CO\int_0^H\frac{2\theta w}{2t}dz\simeq O$，

$B_o\simeq O$，故(2)式成爲

$$\Sigma S_p=\Sigma LE_p+\Sigma L_p \quad\cdots\cdots(3)$$

(3)式中之各項計算，應用筆者*[6](1973) 曾得良好可行性之下式

$$S_p=Q_o[1-(1-k)n](1-a)-SZK^4(0.39-0.058\sqrt{e})(1-cn^2) \quad\cdots\cdots(4)$$

$$LE_p=-S_p/(1+\frac{L_p}{LE_p}) \quad\cdots\cdots(5)$$

$$L_p=-S_p/(1+2\frac{\Delta e}{\Delta\theta}) \quad\cdots\cdots(6)$$

(4)式之 Q_o：碧天時之可能到達輻射量（直達和散播）。自 *Budyko* 氏之緯度，月別表*[7] 可查出。

k：依緯度而異之平均太陽高度，雲量有關之係數。25°N=0.32, 20°N=0.33

n：雲量。全天有雲時爲 1.0。

S：物體射出率。

δ：Stefan-Boltzman Constant

K：氣溫（絕對溫度）。

e：水汽張力。

c：考慮各緯度之平均雲量係數。
20°N=0.59, 25°N=0.61

(6)式中之 Δe：接近地層（或水層）和大氣間之水汽量差數。

$\Delta\theta$：地面（或水面）和大氣間之溫度差數。

因地溫或水溫資料難得，$\Delta\theta$ 應用內島大沼氏*(1959) 等之共同研究得

$$\Delta\theta=\frac{a\frac{S}{e}-2D}{1+2\Delta} \quad\cdots\cdots(7)$$

(7)式中之 a：ly/min 和 Kly/month 之換算率

ℓ：蒸發氣化熱。

D：飽和水汽張力差數。

Δ：飽和水汽張力梯度。

(4)式中之 a：反照率。水田之反照率因隨水稻之生育，次第莖繁茂而反照率隨之變動。

在臺灣未曾觀測過水稻反照率，應用井上氏等(1967)*[9] 之全生育期間之反照率變化動態，卽自秧苗期 0.08，插秧直後 0.10 逐漸增加至 0.22 後，再減低爲 0.18 等資料。

3. 輻射平衡估計法和梯度法觀測結果之比較

筆者曾於 1969 年在臺北郊外，安坑以 Thornthwaite Holzman之梯度法觀測第一期作水稻全生育期間之蒸發散量（未發表），其結果與上列熱平衡估計結果相比較，檢討如下：

所使用之梯度法公式爲

$$E_t=\frac{\rho k^2(u_2-u_1)(q_1-q_2)}{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right)^2} \quad \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots (8)$$

式中之 z_2: 300cm 高度

z_1: 20-100cm 高度，隨水稻繁茂層之增高，調整。

u_2, u_1 : z_2, z_1 高度之風速。

q_2, q_1 : z_2, z_1 高度之比濕。

E_t: 蒸發散量。

Table 1. Comparison of evapotranspiration estimated by gradient method with heat balance method.

較：

項＼月旬	4月 上	4月 中	4月 下	5月 上	5月 中	5月 下	6月 上	6月 中	6月 下	7月 上	總計 mm.
梯度法 E_t	36.4	26.3	29.7	45.7	46.4	63.2	36.0	37.4	27.9	38.8	387.8
輻射平衡法	36.8	31.2	36.7	41.6	40.4	43.2	28.9	34.0	35.7	46.5	375.0

二方法所得結果如表 1，其總蒸發量之差數，僅 12.8mm 以 1:0.97 之比，輻射平衡法所得蒸發散量較小些，但甚接近，兩法間之相關係數亦呈 0.61, 經 t值試驗結果，t=2.15在10%危險率內之較高相關。輻射平衡法所得蒸發散量與 LE_p/ℓ 每 20cm 口徑蒸發量 E_{20} 相較，其變動傾向如 Fig. 1 相似，唯

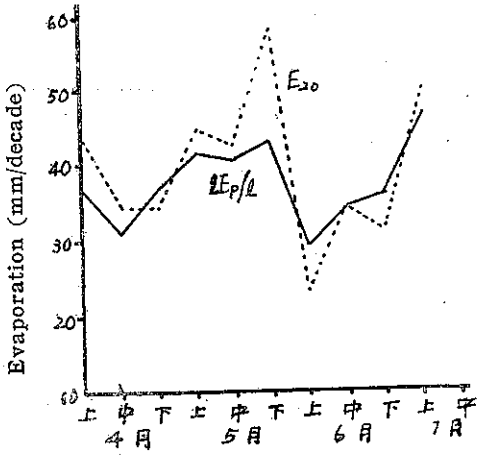


Fig. 1. Evapotranspiration estimated by heat balance method and evaporation measured by 20cm. pan.

LE_p/ℓ 較小些，兩者間之相關係數爲 0.87，相關頗高，t 值亦達 5.0，誤差之發生危險率僅 1 %以下。可說相關甚緊密。

上述比較，與佐藤*10 (1960)，羽生，小野氏 (1960)及岩切 (1960) 所得之 20cm 蒸發皿蒸發量較大於輻射平衡法所估計者等結論呈相似傾向。再求輻射平衡法所得蒸發散量與純輻射量間之關係爲

$$LE_p/\ell=0.83\frac{S_p}{\ell}$$

與升上氏等*11 所得自純輻射量估計蒸發散量式

$$E_t=0.82\frac{S}{\ell}$$

數值甚接近。再以 $\Sigma S_p/\Sigma(1-\alpha)Q=0.6703$ 論之，雖較之 Stanhill*12 (1966) 之灌溉過之玉米田 0.62 爲大，但與 Chang*13 1961)在夏威夷甘蔗田所得0.67 相同。

如上述輻射平衡法所估計水田蒸發散量不僅與梯度法所得數值有高度之相關，更與 20cm 口徑蒸發計蒸發量之變化有緊密的關聯看之，輻射平衡法之估計水田內能量分佈之可行性甚高，因此再推進估計本省各地栽培期間之輻射量各項分佈狀況。

4. 臺灣各地之水稻期間之輻射能量分佈

(1)栽培期間之決定。

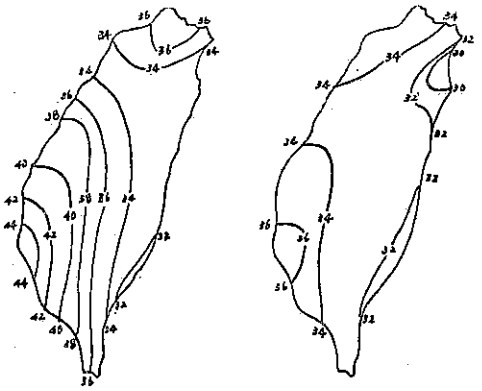
水稻栽培及生育之進展，由年年受各種環境因子之影響，有若干之變動。但自歷年所得之觀察結果，略有一定之週期，故本篇所應用本省農業試驗場及各地改良場發表之豐歉試驗報告*14， 其歷年平均栽培及生育期日如表 2 以較有歷史且尚在栽培之品種，即臺中65號（臺中以北及高雄區），及嘉南八號（臺南及東部）爲對象品種。

Table 2. The normal date of rice cultivation and growing stage in Taiwan.

地區 \ 期 / 時期	第一期 播種	第一期 插秧	第一期 抽穗	第一期 收穫	第二期 播種	第二期 插秧	第二期 抽穗	第二期 收穫
臺北	1/19	3/10	6/17	7/21	7/19	8/1	10/18	11/27
宜蘭	1/28	2/27	5/25	6/29	7/23	7/31	10/5	11/10
新竹	2/1	3/21	6/9	7/10	7/8	7/23	9/30	11/5
臺中	1/25	2/25	5/24	7/1	7/8	7/26	9/28	11/7
臺南	1/12	2/23	5/23	6/25	6/15	7/14	9/24	10/26
高雄	12/10	1/10	4/11	5/11	6/15	7/5	9/13	10/14
臺東	1/21	2/20	5/15	6/15	7/18	8/2	10/5	11/11
花蓮	2/4	3/5	6/4	7/7	7/14	7/23	9/30	11/8

(2)稻作期間之輻射能量分佈。

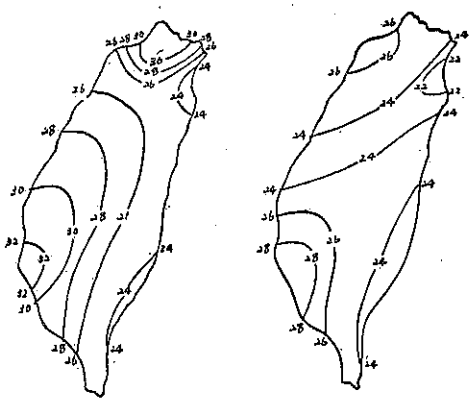
以上述熱平衡法，應用各地測候所氣象資料*15，估計本省主要稻作地區（分爲8地區）之第一期，第二期作別輻射平衡各項之分佈，請參照 Fig. 2, 3, 4 及 5。Fig. 2 爲水田吸收之短波長輻射 Q_p 值〔$Q_p=(1-a)Q$〕之分佈圖。即第一期，第二期作均以嘉南之水田吸收輻射量爲最多。最少者爲第一期作臺東



A. 1st Crop. 第 1 期 作　　C. 2nd Crop. 第 2 期 作

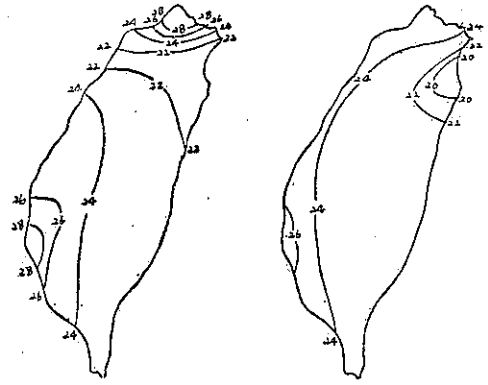
Fig. 2. Distribution of absorbed radiation Q_p. (kly/period)

地區，但第二期作爲宜蘭地區。Fig. 3爲純輻射量S_p之分佈圖，兩期作仍以嘉南地區爲最多。臺北地區之第一期作次之，最少者爲與 Q_p 分佈相同之宜蘭及臺東二地區。Fig. 4 爲蒸發潛熱 LE_p 之分佈，雖二期作均以嘉南地爲最多，以及宜蘭地區爲最小，但臺北地區第一期作間 28.0kly 次於嘉南地區。Fig. 5 爲顯熱量 L_p 之分佈，就是大氣和水田間進行長波輻射交換所消費之能量，其分佈與前述 Q_p, S_p 及 LE_p 分佈稍異。第一期作以嘉南，高屏地區及宜蘭地區所



A. 1 st Crop. 第 1 期 作　　B. 2 nd Crop. 第 2 期 作

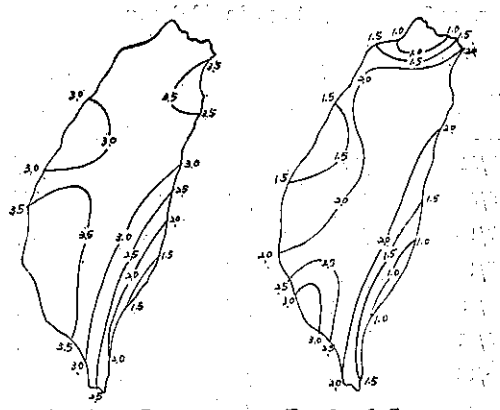
Fig 3. Distribution of net radiation Sp (kly/period)



A. 1 st Crop.　　B. 2 nd Crop.

Fig. 4 Distribution of latent heat LEp kly/period)

消費交換之能量爲大，第二期作即以高屏地區爲最大，嘉南及宜蘭地區次之，最少消費能量均是臺東地區。



A. 1 st Crop　　B. 2 nd Crop

Fig. 5. Distribution of Sensible Heat Lp (kly/period)

兩期作間之比較，其8地區平均之輻射平衡各項如表3。

Table 3. Comparison of heat balance item within 1st and 2nd rice crop. (kly/period)

期別＼項目	日數	Q_p	S_p	LE_p	L_p
第1期作	121天	36.6915	27.3885	24.6503	3.1078
第2期作	106	33.4821	25.0630	23.2521	1.8190
2期／1期比	0.876	0.913	0.915	0.943	0.585

自總栽培期間觀之，水田吸收短波輻射，純輻射量，蒸發潛熱量及顯熱量第一期作均較第二期作爲多。純輻射 S_p 和吸收輻射 Q_p 之比，第一期 0.747，第二期 0.749，相差甚微，且與井上氏等*9 之實測比值 0.751 相接近。自各項數值觀之，均以第一期稻作間之能量爲多，但自其栽培期間之長短，第一期作121天，第二期106作天之比率換算結果，呈相反現象。以第二期作之平均所得能量較多（除顯熱量仍以第一期作爲大）。其栽培期間調整爲相同時，各項輻射量如表4。

Table 4. The heat balance item within equal period of 1st and 2nd rice crop. kly/period

期別＼項目	Q_p	S_p	LE_p	L_p
第1期作	32.1418	23.9923	21.2448	2.7224
第2期作	33.4821	25.0630	23.2521	1.8190

就其平均乾物生產量（參照表5），觀之，

Table 5. Average dry matter yield of rice (ton/ha)

期作＼乾物	稻谷 碎米等	稻草 米比等	總乾物重	稻谷／總乾物
第1期作	5.094	5.094	10.188	50%
第2期作	3.362	3.824	7.186	47

以第一期作之乾物生產量爲多。

水田吸收輻射內，其67%爲純輻射而純輻射之82%亦消耗於蒸發散作用，故求各地乾物生產量和純輻射量之關聯結果如下：

第1期作　$r_1=-0.5126$　　$t_1=1.46$

第2期作　$r_2=-0.4914$　　$t_2=1.39$

即總生育期間之純輻射和乾物生產量間有微弱之負相關且不太顯著。輻射影響在栽培期間各生育階段中，生長階段遠較成熟階段爲甚。如以揷秧至抽穗之間爲生長期，其乾物產量和純輻射間之相關程度爲：

第1期作　$r_1'=-0.5268$　　$t_1'=1.51$

第2期作　$r_2'=-0.7063$　　$t_2'=2.44$

兩期作之生長期間之總純輻射量和乾物產量仍有負相關存在，但第2期作之生長期之總純輻射量和乾物產量間有5%顯著誤差之負相關。本省各地所接受之輻射量均超過飽和以上，且可能因輻射量過多造成日夜間溫度過高，旺盛蒸散呼吸作用消耗已形成之光合物質爲其因。關於輻射强度對於光合作用有飽和點之存在，先進學者已自各種農作物研究中獲得證明，從事水稻方面研究者有松島，山口及岡部諸氏(1955)結果輻射飽和點爲 3800 t.c（約 0.51-0.57 ly/min）。本省第1期和第2期作之產量，如表 5. 以第2期作爲少，約爲第1期作產量之70%，而換算同一期間之輻射如表 4. 均以第2期作爲多，亦可明白顯示因輻射量之過多而減產。成熟期之純輻射量和乾物產量間之相關係數，第1期作仍示負相關，在0.4 以下，但第2期作即呈微小 0.07之正相關，兩期作之相關均不明顯。

5. 光合輻射效率

太陽輻射能量內，經植物吸收進行光合作用者，僅限於 0.38μ 至 0.72μ 波長之輻射。稱爲光合有效輻射 (Effective photosynthesis of radiation) 據 Moldan et al (1963)，光合有效輻射爲

$$(1-a)(Q+q)eff=(1-a)(Q+q)\left[0.43\frac{Q}{(Q+q)}+0.57\frac{q}{(Q+q)}\right] \cdots\cdots(9)$$

式中之 $Q/Q+q$：直達輻射和到達輻射之比，

$q/Q+q$：散播輻射和到達輻射之比，

直達輻射，散播輻射和到達輻射之比率，據 Berliand 氏 (1960) 整理 IGY 之輻射觀測資料，得其緯度別比率，該資料內以緯度20至30度爲直達短波輻射所佔比率約70%爲最高，散播輻射比爲30%，應用其比率及到達吸收輻射 $(1-a)(Q+q)$ 等於本篇之 Q_p，故(9)式可簡化爲

$$Q_{eff}=0.472\ Q_p \cdots\cdots(10)$$

(10)式中之係數 0.472 和 Yocum et al (1964)*16 以 Specter 觀測所得47%頗接近。

假設稻田之土壤養分，水分不缺乏且大氣中之 CO_2 含量亦充分時，乾物產量和光合有效輻射 Q_{eff} 間成立下列關係式

$$\frac{Y_D}{(1-r)}H_C=KQ_{eff}E_f \cdots\cdots(11)$$

式中之 r：呼吸消耗率，Respiration rate

H_C：化合熱，Heat of combination

K：光合有效係數 Photosynthecally effection coefficient

E_f：Efficiency of energy conversion

(11)式中導進(10)式關係，變形後可得

$$E_f=Y_DH_C/(1-r)0.472KQ_p \cdots\cdots(12)$$

或 $$Y_D=(1-r)0.472KQ_p/H_C\times E_f \cdots\cdots(13)$$

(12)式自乾物生產量其到達吸收輻射量可估計能量利用效率而自(13)式可估計乾物產量。

以(12)式估計能量利用效率時，呼吸消耗率（大部分作物在 20-30 %間）假定爲 r=20 %，光合有效係數 K=0.5，碳水化合物之化合熱 $H_C=3.73\times10_6$ kcal/ton 時，臺灣之各地水稻產量之光合有效輻射效率如下表 6.

Table 6. Efficiency of photosynthescal radiation on rice culture period in Taiwan.

期別 \ 項	光合有效輻射×10⁶ kcal/ha	產量 ton/ha		利用效率 E_f	
		總乾物	稻 谷	總乾物	稻 谷
第 1 期作	17.3184	10.188	5.094	1.37%	0.67%
第 2 期作	15 8036	7.186	3.362	1.06%	0.50%

臺灣之稻作產量，如上表所示，第 2 期作之光合有效輻射利用效率低於第 1 期作。各地之利用效率均普遍呈相同現象。各地之光合有效輻射效率如表 7。各地之輻射利用效率，第 1 期以臺東區 0.87%爲最高，宜蘭區 0.77 次之，第 2 期作以臺中區 0.7 %爲最高，臺東區次之。最低利用輻射效率爲臺北區，兩期作均最低爲 0.56及 0.34%兩期作間之利用效率差異以臺中區爲最小，僅 0.02 %據 Nichipovovich*17 之研究，理論上，光合有效輻射之利用效率可提高至 5-6 %，但現階段之利用效率，大部分作物之平均值爲 0.5～1.0%因此尚有研究改良之必要。

Table 7. The effective photosynthesis of radiation and efficiency of energy conversion on rice yield in main area of Taiwan.

地區 \ 期作	第 1 期作 光合有效輻射 10⁶ kcal/ha	第 1 期作 利用效率 E_f 總乾物	第 1 期作 利用效率 E_f 稻穀	第 2 期作 光合有效輻射 10⁶ kcal/ha	第 2 期作 利用效率 E_f 總乾物	第 2 期作 利用效率 E_f 稻穀
		%	%		%	%
臺 北	17.6291	1.21	0.56	16.9677	0.76	0.34
新 竹	15.5680	1.53	0.67	16.4892	0.92	0.41
臺 中	18.0178	1.40	0.72	15.2247	1.32	0.70
臺 南	20.8518	1.05	0.64	17.3195	0.85	0.47
高 雄	19.9649	1.27	0.66	16.7401	1.02	0.46
臺 東	15.0880	1.78	0.87	14.6224	1.50	0.67
花 蓮	15.8645	1.33	0.69	15.4684	1.05	0.52
宜 蘭	15.1903	1.64	0.77	13.5961	1.21	0.54

6. 結　　論

以輻射平衡法估計水稻田內蒸發散量 LE_p/ℓ 和梯度法實測所得 E_t 間之相差僅 3 %，在全生育期間之旬別變動相關爲 r=0.61 尤其和 20cm 蒸發量間之相關爲 r=0.87 等而論，輻射平衡法之估計，在臺灣之可行性頗高。在估計各地稻作期間之水田內吸收輻射 Q_p，純輻射 S_p 及蒸發潛熱間 LE_p，第 2 期稻作田均少於第 1 期作，但換算同一期間長短時反以第 2 期作爲多。但乾物產量，稻穀產量仍以第 2 期爲少，純輻射 S_p 和產量間有微弱相關關係（總生育期間爲負 0.5 左右）生長期間第 2 期作爲 負0.7），光合有效輻射利用率亦以第 2 期爲低等諸現象估計，足證光合作用係受飽和輻射之限制，以及高溫所造成之呼吸旺盛消耗能量之影響。因此在水稻增產上，選擇輻射利用效率較高之品種，減低呼吸消耗率等栽培法，仍爲稻作增產改進之重要方向。

7. 摘　　要

首先以輻射能量平衡法之估計式所得 LE_p/ℓ 和以傾度法實測所得 E_t 相比較結果，其相差僅 3 %。LE_p 估計式爲 $LE_p=S_p/(1+\frac{L_p}{LE_p})$，$E_t$ 爲 $E_t=\frac{PK^2(u_2-u_1)(q_1-q_2)}{(\ell n\frac{z_2}{z_1})^2}$ 旬別變動間之相關 r = 0.61, 和 20cm 蒸發量間之相關亦達 r=0.87, 且 $\Sigma S_p/\Sigma Q_p=0.67$ 與 Chang 氏所得結果相同，因此以輻射能量平衡法估計水稻田內之輻射能量之可行性頗高。以此類推，估計各地之稻作生育期間之輻射量，得知第 2 期作間之輻射能量雖少於第 1 期作，但單位期間之輻射能量反而多。S_p 和乾物產量間，兩期作均有 r=−0.5 左右之相關，尤其第 2 期作之生長期間之相關達 −0.7。以 $E_f=Y_pH_c/(1-r)KQ_{eff}$ 式計算光合有效輻射能量之利用效率，仍以第 2 期作爲低。綜合以上所述，可推測爲光合作用上有飽和輻射强度之限制及呼吸率之大小亦影響產量。因此求取稻作之增產，選擇利用效率高之品種，減低栽培期間之呼吸率仍不失爲一可行途徑。估計所得輻射能量各項（稻作期間），之分佈見 Fig. 2, 3, 4 及 5。估計光合有效輻射之利用率請參考 Table 6 和 7。

參 考 文 獻

1. 內島日譯 Budagovsky (1964); 耕地之蒸發散。畑地農業研究會。 p126-153.
2. 張啓濱 (1959); 利用氣家資料決定作物需水量之方法。臺灣水利 Vol 7. No. 3. (氣象與水文專輯 p298-309)
3. 駱安華 (1962); 水稻灌溉水量之研究。臺灣水利 Vol 10. No. 3. (灌溉專輯 p178-190)
4. 張建勛 (1965); 作物需水量與蒸散量關係之研究。農工學報 Vol 11. No. 3.
5. 建勛 (1968); 作物需水量與蒸散量相關之研究。國科會年報 (56-57年度)。 p39.
6. 顏俊士 (1973); 臺灣各地農業氣象環境條件之研究。氣象學報 Vol 19. No. 1. p34-41.
7. 內島日譯 Budyko M. I. (1959); 地表面熱收支。河川水溫調查會。 p24-25.
8. 三原、內島、中村、大沼 (1959); 溫水池の熱收支及水溫上昇研究。農技研報告 A7. p1-44.
9. 蒸發散研究 Group (1967); 水田の放射狀態について。農業氣象 Vol 22. No. 3. p97-102.
10. 佐藤正一 (1960); 本邦暖地の稻作氣候と水田微氣候並に微氣候調節に關する研究。九州農試彙報 Vol 6. No. 4. p259-354.
11. 蒸發散研究 Group (1967); 水田の蒸發散。農業氣象 Vol 22. No. 4. p149-154.
12. Stanhill G, Hostede G. J. & Kalma J. D. (1966); Radiation balance of natural and agricaltural Vegetation. Q. J. R. M. S. 92. p128-140.
13. Chang J. H. (1961): Microclimate of Sugar Cane Hawaiian Planters' Record 56. p195-223.
14. 農試所各區農改場 (1972); 61年度水稻豐歉因素測定試驗報告。
15. 中央氣象局 (1974); 氣象報告彙編 (第 3 篇)。
16. Yocum, C. S. et al (1964): Solar radiation balance and photosynthctic efficiency, Agronomy Journal 56. p249-253.
17. Nichiporovich A. A. (1967) (日譯); 生産因子としての植物の光合成活動の研究に關する問題。農業技術會議調查資料49 (海外篇)。p9-48.
18. Chang J. H. (1968): Climate and Agricel ture. p57-69.

我國東南沿海地區冷鋒移動速度之研究

A Study of the Movement of Cold Fronts along the Coast of Southeast China

陳　正　改

Cheng-kai Chen

ABSTRACT

In this study, General J. J. George's method is adapted for forecasting the movement of cold fronts along the coast of southeast China.

As for the movement of cold fronts parameters of prediction are based upon the current 850 mb charts according to the following criterian:

(1) The height difference between the reference point on the front and the points 600 miles east and west of the front at 850 mb chart are measured and a correction is given according to latitude.

(2) The temperature gradient at 850 mb is measured from the reference point on the front to the point 600 miles northward.

一、前　　言

我國東南沿海地區經常有溫帶氣旋發生，其出現之頻率，以春季爲最高〔1〕〔2〕；當它由沿海地區東移，而其後方之冷鋒過境時，時或雷電交作，風雨俱來，時或輕風掠過，僅浮雲片片。冷鋒附近天氣，旣呈如此天壤之別，故對於冷鋒移行之速度及冷鋒過境時之速度，實有詳細討論研究之必要。

本文研究之主題，即在介紹如何有系統地運用850毫巴資料來估計我國東南沿海地區冷鋒的移動速度，以供從事天氣預報人員之參考，從而提高天氣預報的準確率，俾有益於社會大衆。

二、研究方法及採用資料

我國東南沿海地區於冬半年所發生的降水現象，其因素雖多，但主要是受冷鋒過境所引起；而在夏半年，則甚少受到冷鋒之影響。根據上述事實，故本研究採用之資料取自1967年至1973年，每年十月至翌年五月於 110～125°E，30～20°N 範圍內所出現之冷鋒，加以分析討論。至於冷鋒移動速度之預測，主要乃應用1967年10月至1972年5月共五年於上述地區所出現的冷鋒作爲基本資料，以鋒面兩邊 850mb 上氣流之强弱（即梯度風强度之差）及其溫度梯度作爲預報參數〔3〕，而製作適合於預報我國東南沿海地區冷鋒移速之客觀預測圖；並以1972年10月至1973年5月的實際資料加以驗證，而求其準確率、平均誤差及最大誤差，以供實際預報時之修正。上述方法，並於1973年10月至1974年5月在中央氣象局預報組實際使用，所得效果，甚爲良好。

三、冷鋒移動速度之客觀預報

當極地高壓由高緯度向低緯度地區伸展時，我國東南沿海地區時有溫帶氣旋發生，而其所伴隨之冷鋒後方的氣流常具有北分風〔1〕。由於冷鋒後等壓線之位向常呈東北——西南向，而鋒面之位向爲東北東——西南西，或爲東——西向，此種鋒面移行之速度與大氣局部環流具有密切之關係〔4〕，但僅據此項經驗法則，我們祇能對冷鋒的移行作定性預報，並不能作定量預報。根據喬治（J. J. George）〔3〕之研究，我們可利用鋒面兩邊 850 mb 面上氣流之强弱及鋒面北方 850mb 面上之溫度梯度，作爲定量預報冷鋒移動速度的參數；現將此二參數的基本原理說明下：

A. 850 mb 面上鋒面兩邊氣流之强弱（即梯度風强度之差）：

如鋒面北邊之氣流由北向南，則此氣流有促使地面鋒面迅速南移之趨勢；反之，如鋒面南邊之氣流爲由南向北，則此北向氣流可阻止鋒面之南移，而使此

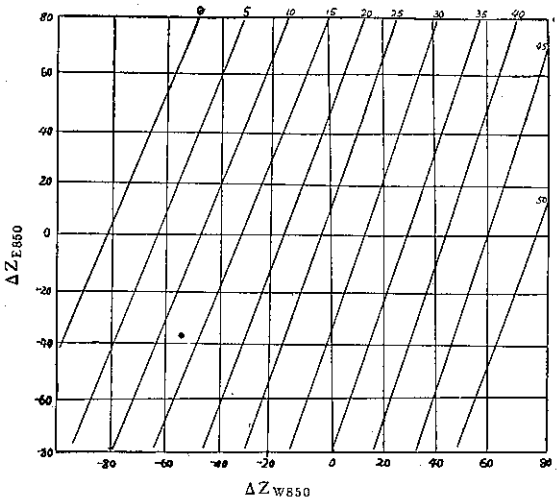
鋒面呈滯留或祇向南稍作位移。如南邊之氣流遠較北邊爲强，則可使滯留鋒轉爲暖鋒而北移。故凡迅速南移之鋒面，其北邊必爲强盛之北風，而其南邊之風力每甚微弱。

B. 鋒面北邊 850 mb 面上之溫度梯度：

如鋒面北邊的溫度梯度陡峻，則極地氣團必强盛，於是常促使鋒面迅速南移；反之，如鋒面北邊的溫度梯度和緩，則極地氣團之勢力必較微弱，於是鋒面南移之速度亦較遲緩。

根據喬治進一步之研究〔3〕：鋒面兩邊 850 毫巴面上氣流之强弱，對鋒面移行之影響程度，亦受緯度所左右，故鋒面兩邊梯度風强度之差必須先加以緯度訂正（見表二），然後利用圖一求其訂正值；此訂正值和溫度差即爲定量預報冷鋒移動速度的預報參數。

至於採用 850 毫巴面上的資料來預測鋒面移行之速度，乃因 850 毫巴面之高度約爲1500公尺，此高度已遠離地面摩擦層（通常爲 500 公尺），爲自由大氣層中最接近地面的標準氣流層，且依據 850 毫巴圖可正確的定出鋒面之位置，如此將有助於我們的預報。



圖一 緯度訂正值之確定

Fig. 1. Schematic diagram of latitude correction (取自 J. J. George)

表一：預測冷鋒移動速度之作業表

Table 1: A working sheet for cold fronts movement prediction

年 月第 號 類

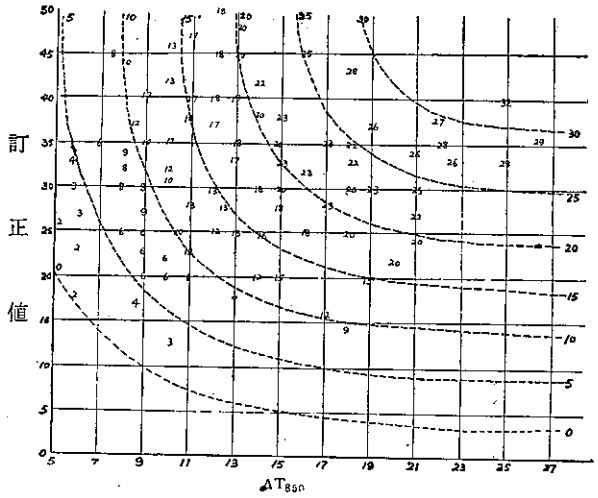
日 / Z	地面冷鋒 °N	°E	°N	°E	850 mb 槽線 °N	°E	°N	°E	訂正係數	H_W	H_E	H_C	ΔZ_W	ΔZ_E	訂正值	T_C	T_U	ΔT_{850}	預測移速 (mi/hr)	預測通過時日 25°N臺北	23°N臺南	實際時日 25°N臺北	23°N臺南	備註

表二：定壓面高度之緯度訂正係數表

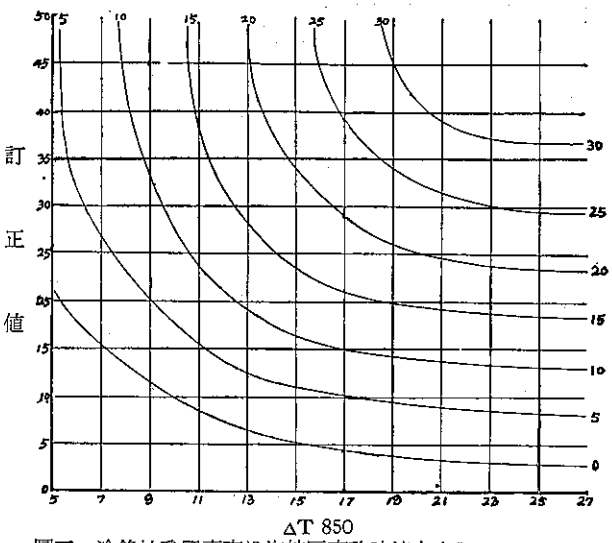
Table 2: Coefficients for latitude correction.

緯度	訂正係數	緯度	訂正係數
50	0.55	41	0.66
49	0.56	40	0.67
48	0.57	39	0.68
47	0.58	38	0.70
46	0.60	37	0.71
45	0.61	36	0.73
44	0.62	35	0.74
43	0.63	34	0.76
42	0.65	33	0.78
32	0.80	26	0.96
31	0.82	25	1.00
30	0.85	24	1.04
29	0.87	23	1.09
28	0.90	22	1.14
27	0.93	21	1.19

筆者利用 1967 年十月至 1972 年五月，計五年共 146 次於華南地區出現的冷鋒，按表一所列項目逐次記載其資料，以此作基礎求得冷鋒移行的預報參數〔即緯度訂正值和溫度差〕及24小時內冷鋒的平均實際時速，由此繪成五年來冷鋒在我國東南沿海地區向南移動的平均時速之分佈圖（如圖二），進而求得冷鋒南移速度之客觀預測圖（見圖三）。



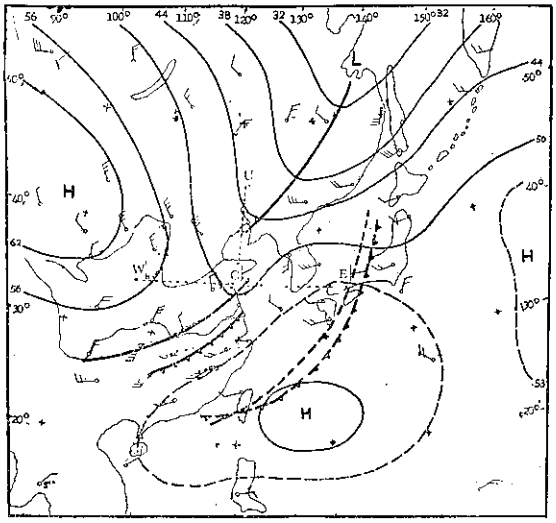
圖二　冷鋒於我國東南沿海地區向南移動平均時速分佈圖
Fig. 2. The movement of cold fronts along the coast of southeast China



圖三　冷鋒於我國東南沿海地區南移時速之客觀預測圖
Fig. 3. The objective forecasting chart of cold fronts along the coast of southeast China

至於客觀預測圖之應用步驟爲：

1.先在和地面鋒相配合之 850mb 面槽線上取一點 C，作爲計算冷鋒運行速度之基準點(參看圖四)。



圖四　六十一年十二月十一日 0000 Z 850 mb 圖
(冷鋒斷線爲十二日 0000 Z 地面冷鋒之實際位置，斷線爲十二日 0000 Z 850 mb 之槽線)
Fig. 4. 850 mb chart (0000Z 11 December 1972)

2.再於 C 點東西兩側沿緯度線各取一點 E 與W，使 EC 與 WC 之距離各爲 600 哩 (約爲 9 緯度；此乃因冷鋒的移動速度平均每24小時約爲600哩)。

3.計算 E 與 C，及 W 與 C 間 850 mb 面之高度差。W、C兩點之高度差乃以 W 點 850mb 面上之高度減 C 點 850mb 面之高度，並乘以 C 點所在緯度訂正係數 (如表二)，使此高度差與地轉風速相符合，以 ΔZ_{W850} 代表。而 C、E 之高度差乃以 E 點 850 mb 面上之高度減 C 點 850 mb 面之高度，並乘以 C 點所在緯度訂正係數，以 ΔE_{E850} 代表。但當 W 及 E 點之位置超過 850mb 面封閉高壓中心時，則 W 及 E 點之高度應以封閉高壓中心的强度表示。

4.求 ΔZ_{W850} 與 ΔZ_{E850} 之關係及對冷鋒移行速度之綜合影響。ΔZ_{W850} 值如爲正，則表示鋒面後方有向南之地轉風；反之，則有向北之地轉風；ΔZ_{E850} 值如爲正，則表示鋒面前有向北之地轉風；反之，則爲向南。設 ΔZ_{E850} 爲不變，則當 ΔZ_{W850} 愈大時，冷鋒向南移行之速率愈大；若 ΔZ_{W850} 值爲不變，而 ΔZ_{E850} 值愈大，冷鋒移行之速率愈小。其間之關係實爲一直線，故 ΔZ_{W850} 與 ΔZ_{E850} 對於冷鋒移行速度之綜合影響可以圖一計算之。圖中之實斜線稱爲訂正線，其值由 O 至 50，數值愈大，冷鋒移行愈速。此值將與冷鋒北邊 850mb 面上溫度梯度值合併，以計算冷鋒移行之速度。

5.由基準點 C 向北量 600 哩之距離，得 U 點，求 850 mb 面上 C U 兩點之溫度差，此可表示冷氣團之强度，以 ΔT_{850} 表之。

6.以 ΔT_{850} 爲橫坐標，由圖一所得之訂正值爲縱坐標，代入圖三中，可求得冷鋒向南移動之時速。圖中之斜曲線表示基準點 C 於未來 24 小時內，南移

之平均時速。由此平均時速線之形式觀之，可知當訂正值大於30時，鋒面之移動速度與 850 mb 面之溫度梯度值的關係較爲密切，而當 ΔT_{850} 值大於 20 時，則鋒面之移動速度與訂正線之關係較爲密切。

冷鋒上其他各點移行之速度可以同法計算之，而封閉等高線區之冷鋒速度之計算，應按氣旋移行之方向與速率原理和步驟計算之〔5〕。

然在實際預報時，爲了爭取時效，可利用表一所列之各項資料，自 850 mb 圖中求得而逐項塡入，並與圖一和圖三合併應用，如此卽可求得冷鋒之預測時速，進而可預估冷鋒影響甚至通過某一地區或某一地點的時間。

四、客觀預測圖之實例應用

現以實際的天氣圖作爲實例，以印證此方法之可行性：

例(一)，圖四爲六十一年十二月十一日 0000Z 850 mb 圖，山東半島附近東北／西南向之實線爲槽線，地面冷鋒位於槽前，如圖中所示之冷鋒位置。

1) 今以槽線與 120°E 經度線之交點爲基準點 C，其 850mb 上之高度約爲 1500 gpm.

2) C 點左側 600 哩之點爲 W，其高度爲 1600 gpm.

3) C. W 兩點之高度差爲 (1600−1500) gpm =100gpm，而 C 位於 34°N，由表二知其緯度訂正係數爲 0.76

$\therefore$ 得 $\Delta Z_{W850}=100\times0.76=76$gpm

4) C 點右側 600 哩之點爲 E，其 850mb 之高度爲 1534 gpm

5) C、E 兩點之高度差爲

(1534−1500) gpm=34gpm

而 $\Delta Z_{E850}=34\times0.76=26$gpm

6) 因 $\Delta Z_{W850}=76$, $\Delta Z_{E850}=26$

由圖一得訂正值爲 47.

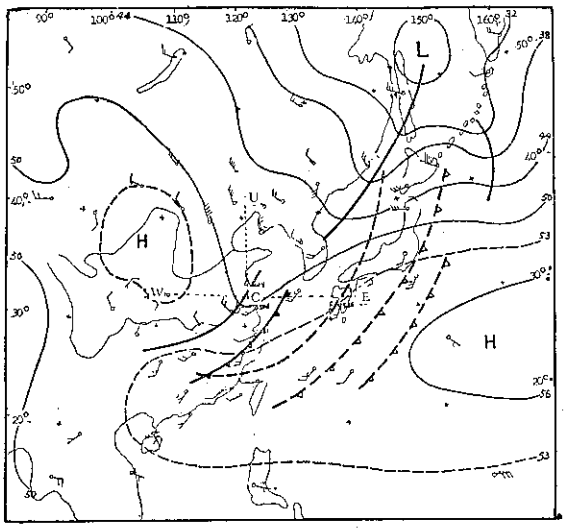
7) C 點北邊 600 哩之 U 點，其溫度約爲 −15°C，而 C 點之溫度爲 3°C，則 C、U 兩點之溫度差爲：

$\Delta T_{850}=3-(-15)=18$°C

8) 因訂正值爲 47 及溫度差爲 $\Delta T_{850}=18$

由圖三得 C點於未來24小時內平均南移時速（沿 120°E 經度）爲28哩，則 C 點於24小時南移之距離爲 672 哩，卽約10個緯度。依此速度，可預測此鋒面於12日清晨將會接近臺灣北部地區，實際上與所預測者相符，此卽爲一急行冷鋒之例。圖四中之冷鋒斷線爲12日 0000 Z 地面冷鋒之實際位置，斷線卽爲12日 0000Z 850mb 面上之槽線位置，其與預測之位置甚爲接近。

例(二)，圖五爲十二月十七日 0000Z 850mb 圖，槽線位於長江口附近，地面鋒位於槽前。



圖五 六十一年十二月十七日 0000 Z 850 mb 圖

(冷鋒斷線爲十八日 0000 Z 地面冷鋒之實際位置，斷線爲十八日 0000 Z 850 mb 之槽線)

Fig. 5. 850 mb Chart (0000 Z 17 December 1972)

1) 槽線與 120°E 之交點爲基準點 C，其高度爲 1500 gpm.

2) C 點左側 600 哩之 W 點，其高度爲 1530 gpm.

3) C 位於 32°N，由表二知其緯度訂正係數爲 0.80

$\therefore\ \Delta Z_{W850}=(1530-1500)\text{gpm}\times0.80$

$=24$ gpm

4) C 點右側600哩之 E點，其高度爲1540gpm

$\therefore\ \Delta Z_{E850}=(1540-1500)\text{gpm}\times0.80$

$=32$ gpm

5) 因 $\Delta Z_{W850}=24$， $\Delta Z_{E850}=32$

由圖一得訂正值爲 31

6) C 點北邊600哩之 U點，其溫度爲 −20°C，而 C 點之溫度爲 O°C，則 C、U 兩點之溫度差：

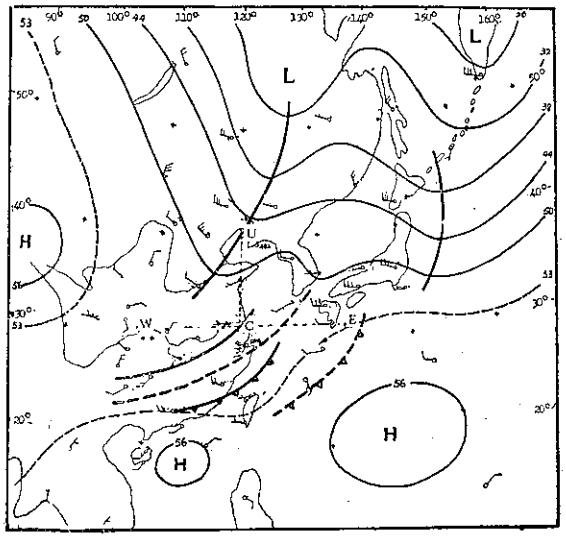
$\Delta T_{850}=O-(-20°C)=20°C$

7) 因訂正值爲 31， $\Delta T_{850}=20$

由圖三得 C 點於未來 24 小時內平均南移時速爲

22 哩，則 C 點於 24 小時南移之距離爲 576 哩，卽約 8 個緯度。依此速度，可預測此 850mb 之槽線，於18日上午將會接近臺灣，實際上亦如此，並且於18日下午通過臺灣北部；又臺北於 0840 Z 時有雷雨，此爲鋒面雷雨之實例。

例(三)，圖六爲十二月二十七日 0000Z 850mb 圖，槽線位於長江口附近，地面鋒面位於槽前。



圖六　六十一年十二月二十七日 0000 Z 850 mb 圖
(冷鋒斷線爲二十八日地面冷鋒之實際位置，斷線爲二十八日 0000 Z 850 mb 之槽線)
Fig. 6. 850mb chart (0000 Z 27 December 1972)

1) 基準點 C 之高度爲 1510 gpm

2) C 點左側600哩之W點，其高度爲 1518gpm

3) C 位於 31°N，由表二知其緯度訂正係數爲 0.82

$$\therefore\ \Delta_{W850}=(1518-1510)\text{gpm}\times 0.82\fallingdotseq 7\text{gpm}$$

4) A 點右側600哩之E點，其高度爲1523gpm

$$\therefore\ \Delta Z_{E850}=(1523-1510)\text{gpm}\times 0.82$$
$$=11\text{gpm}$$

5) 因 $\Delta Z_{W850}=7$，　$\Delta Z_{E850}=11$

由圖一得訂正值爲 27

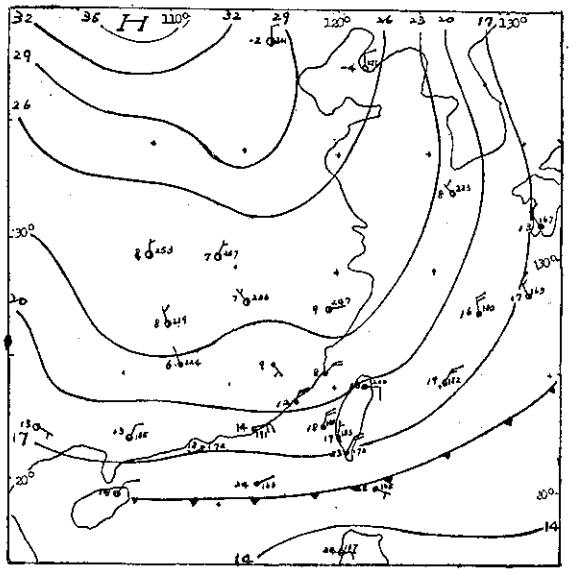
6) C 點北邊 600 哩之 U 點，其溫度爲 −6°C，而 C 點之溫度爲 4°C，則 C、U 兩點之溫度差爲：

$$\Delta T_{850}=4-(-6)=10°C$$

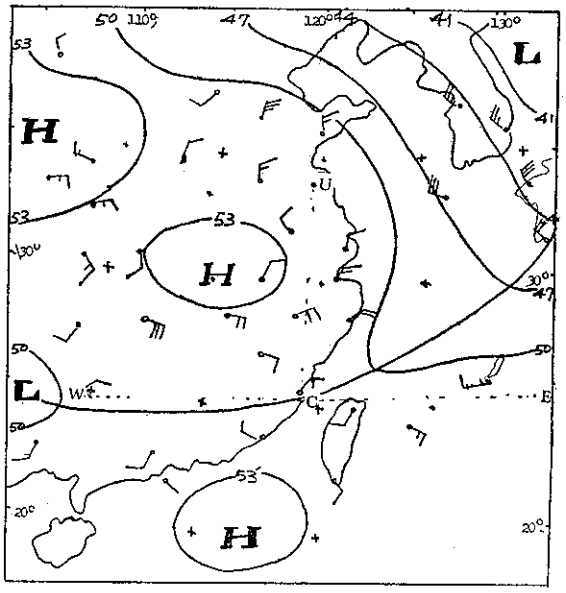
7) 因訂正值爲 27，$\Delta T_{850}=10$

由圖三得 C 點未來24小時內平均南移時速爲7哩，而 24 小時之南移距離爲 $7\times 24=168$ 哩，卽約 2.5 個緯度。其速率相當緩慢，與 28 日 0000 Z 之位置相比較甚爲接近，此卽爲緩慢冷鋒之例。

例(四)，本（六十三）年三月九日晚有一冷鋒通過臺灣地區；自十日起，全省均爲陰雨濛濛的天氣，尤其北部及東北部地區，陰雨的天氣竟持續了五天之久（十日至十四日），給人之感覺，猶如已進入梅雨季節。若對地面天氣圖加以分析，發現地面高壓已自蒙古向東南伸展〔見圖七(A)，六十三年三月十日0000



圖七（A）　六十三年三月十日 0000 Z 地面天氣形勢圖
Fig. 7 (A) Surface synoptic chart (0000 Z 10 March 1974)



圖七（B）　六十三年三月十日 0000Z 850 mb 圖
Fig. 7 (B) 850mb chart (0000Z 10 March 1974)

Z〕，理論上，臺灣未來應是受移動性高壓影響之天氣型，天氣應好轉才對；然若應用「冷鋒移動速度的客觀預測圖」（圖三），依據上述的方法，對 850mb 圖〔圖七(B)，六十三年三月十日 0000Z〕加以分析，可得如表三所列之結果，由此可發現位於東南沿海地區的槽線，於未來24小時的平均南移時速，祇有 2 哩而已，即此槽線近似呈滯留狀，故可大膽的預測，臺灣的天氣於短期間內，將不會有好轉的機會。

由此實例，可知：冷鋒移動速度的客觀預測圖，亦可適用於滯留鋒，以預測其有無南移之可能。

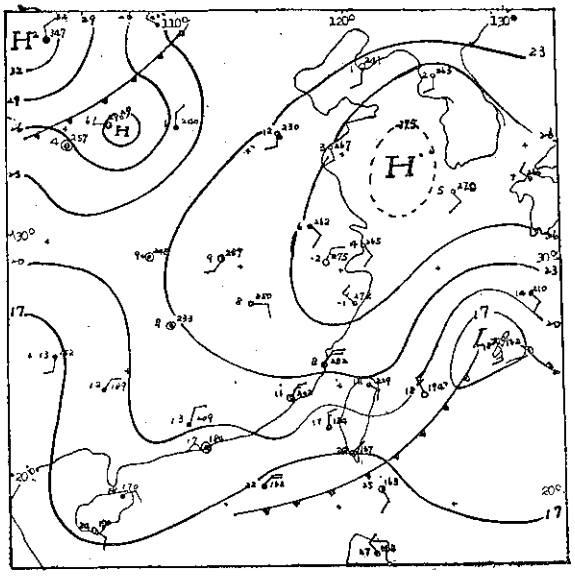
表三　六十三年三月十日 0000 Z 預測冷鋒的移動速度表

Table 3: The forecasted speed of the cold front at 0000Z 10 March 1974.

850 mb 槽線				訂正係數	H_W	H_E	H_C	ΔZ_W	ΔZ_E	訂正值	T_C	T_U	ΔT_{850}	預測移速 (mi/hr)	備註
°N	°E	°N	°E												
26	120	25	116	0.96	508	510	514	-6	-4	25	3	-2	5	2	滯留

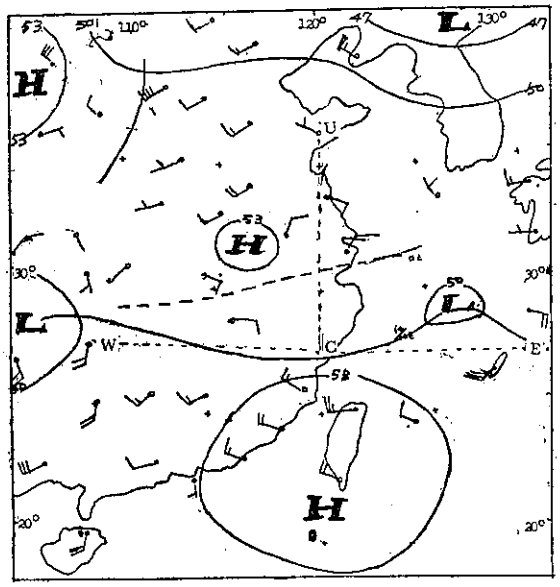
例(五)，於三月至五月，當冷鋒接近臺灣地區，若來自太平洋的海洋氣團與來自大陸的極地氣團之勢力相當時，則冷鋒將在東南沿海或臺灣附近滯留，以致臺灣地區成爲持續性的陰雨天氣。但當海洋氣團的勢力超過極地氣團時，則冷鋒將向北移，此亦可由 850 mb 圖得證；因此時 850 mb 槽線南側之北向氣流均比北側之南向氣流强盛，根據「冷鋒移動速度」之原理，則冷鋒勢必北移而變成暖鋒，臺灣地區的陰雨天氣將可暫時停止，而出現短暫的好天氣。

本（六十三）年三月十五日卽爲冷鋒北移變成暖鋒，而使臺灣出現短暫好天氣的實例。根據三月十四日 1200 Z 之地面圖〔圖八(A)〕分析，地面高壓已移



圖八（A）　六十三年三月十四日 1200 Z 地面天氣形勢圖

Fig. 8 (A)　Surface synoptic chart (1200Z 14 March, 1974)



圖八（B）　六十三年三月十四日 1200 Z 850 mb 圖

Fig. 8 (B)　850 mb chart (1200 Z 14 March 1974)

到黃海，鋒面位於臺灣東方海面至巴士海峽一帶；然 850 mb 圖顯示臺灣地區爲高壓所籠罩〔圖八(B)〕，而於東海有一東西向的橫槽，應用「冷鋒移動速度的客觀預測圖」對冷鋒之移動作一預測（如表四所示），發現冷鋒於未來24小時之移速爲負值，此表示地面冷鋒必定轉弱，有變成暖鋒之可能，以致持續五天之久的陰雨將可暫停；實際的天氣亦如所預測。但十五日晚起由於極地氣團的勢力再度增强，而超過海洋氣團，所以冷鋒於十六日凌晨又南下，使臺灣再出現陰雨的天氣。

由此實例，可知：冷鋒移動速度的客觀預測圖，亦可用來預測冷鋒是否會北移，進而預報臺灣的天氣是否會有由壞轉好的機會。

表四：六十三年三月十四日 1200 Z 預測冷鋒的移動速度表
Table 4: The forecasted speed of the cold front at 1200 Z 14 March 1974.

850 mb 槽線 °N	°E	°N	°E	訂正係數	H_W	H_E	H_C	ΔZ_W	ΔZ_E	訂正值	T_C	T_U	ΔT_{850}	預測移速 (mi/hr)	備註
27	120	25	110	0.93	506	523	526	-19	-3	20	6	3	3	-2	北移轉爲暖鋒

五、客觀預測圖之評估

客觀預報法完成後，應藉校驗以判斷此項研究結果之成效，此卽所謂評估；此評估工作，在整個研究過程中非常重要。

現以1972年10月至1973年5月，共計37次的冷鋒資料，逐次的加以驗證，而得到下列四點結果：

(1)由圖三求得冷鋒的預測移動速度與實際移動速度的誤差爲實際移動速度的20%，此表示使用圖三求得冷鋒的預測速度之準確率爲80%。而誤差絕對值的計算公式爲：

$$\frac{\Sigma\,|\text{預測移動速度}-\text{實際移動速度}|}{\Sigma\,(\text{實際移動速度})}$$

(2)使用圖三求得冷鋒的預測速度之平均誤差爲每小時2.4哩，而最大誤差爲每小時10哩。

(3)將37次冷鋒的預測移動速度與實際移動速度逐次的相互比較，而可求得預測速度之誤差次數（於24小時中，每小時平均速度的差距爲±3哩），如表五所示。由此可知，預測速度之誤差平均以每小時0～2哩（卽每天約1個緯度左右）所出現的次數爲最高。

(4)表六爲使用圖三求得37次冷鋒的預測移動速度和實際移動速度之次數的比較，根據此表，我們將很容易求得預報得失的頻率分配。由表六所示，預測冷鋒的移動速度爲每小時0～5哩，而實際爲0～5哩者有四次；預測移動速度爲每小時6～10哩，實際爲6～10哩者有九次；預測移速爲11～15哩，實際爲11～15哩者有七次；預測移速爲16～20哩，實際爲16～20哩者有五次；預測爲21～25哩及26～30哩，實際爲21～25哩和26～30哩者各有一次。合計預報正確者共有27次，而總次數爲37次。故使用圖三求得冷鋒移速的預測次數之準確率爲73%。

表五：37次冷鋒的預測速度於24小時內之誤差分配表（1972年10月至1973年5月）
Table 5: Frequency distribution of average errors of 24-hour forecasts (December 1972～May 1973)

次數 mph / 誤差 mph	預測速度 mph 0～5	6～10	11～15	16～20	21～25	26～30	合計 (次)
0～2	5	8	6	5	0	1	25
3～5	0	2	4	1	2	0	9
6～8	0	0	0	2	0	0	2
9～10	0	0	1	0	0	0	1

表六：使用客觀預測圖求得37次冷鋒的預測速度和實際速度之次數比較（1972年10月至1973年5月）
Table 6: A comparison of actual and forecasted speeds (December 1972～May 1973)

次數 mph / 實際速度	預測速度 mph 0～5	6～10	11～15	16～20	21～25	26～30	合計 (次)
0～5	4	0	0	0	0	0	4
6～10	1	9	2	0	0	0	12
11～15	0	1	7	2	0	0	10
16～20	0	0	1	5	0	0	6
21～25	0	0	1	1	1	0	3
26～30	0	0	0	0	1	1	2
合計 (次)	5	10	11	8	2	1	37

六、結　　論

臺灣於多半年期間，通常每隔三天到五天，有時七天，總有一冷鋒過境，而每當冷鋒過境時，均會替臺灣地區帶來天氣變化。爲了使預報人員能對冷鋒過境之時間作一完全客觀、簡便且又準確的預報，俾提供有關單位及各界人士參考，進而有助於國家的農經建設，故筆者對「冷鋒移動速度定量預報」的可能性作了深入之研究，得到下列二點結論：

1.冷鋒移動速度可用鋒面兩邊850毫巴面上氣流之强弱（卽梯度風强度之差）及鋒面北方850毫巴面上之溫度梯度作爲預報參數，而求得「冷鋒移動速度的客觀預測圖」決定之。

2.以1972年10月至1973年5月共計37次的冷鋒資料，利用「冷鋒移動速度的客觀預測圖」，逐次的加以驗證，所得效果甚爲良好，且其使用步驟及方法相當簡便，任何預報人員無需預報工作經驗均能自行使用，故其可作爲多半年定量預報我國東南沿海地區冷鋒移動速度之方法。

參 考 文 獻

1.王崇岳　客觀預報法之實例——中國沿海地區冷鋒移速之預測。
中國文化學院地學系天氣學講義

2.正中書局編輯委員會　中國氣候概論 p. 70～77 及 p. 85～88. 正中書局印行。

3. Joseph J. George (1960)
Displacement of Surface Cold Fronts
Weather Forecasting for Aeronautics
p. 195～215.

4.俞宗忠　(1973)　臺灣冷季鋒面及[illegible]相伴天氣預報之研究
中國文化學院氣象系刊[illegible] p. 10～17.

5.王崇岳　客觀預報法之實例——中國沿海地區溫帶氣旋之發展及其運行之預測法。中國文化學院[illegible]系天氣學講義。

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、稿件請註明作者眞實姓名、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、稿中引用之獻請註明作者姓名、書名、頁數及出版年月。

六、惠稿請用稿紙繕寫淸楚，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、惠稿文責自負、詳細規定請據本學報補充稿約辦理。

十一、惠稿請寄臺北市公園路六十四號臺灣省氣象局氣象學報社收。

（請參閱補充稿約）

氣象學報補充稿約

一、來稿須用稿紙（以25×24之稿紙爲原則）。

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印刷頁爲原則。

三、圖及表之分量以不超過全文之1/3爲原則。

四、英文摘要之字數以不超1,000字爲原則。

五、關於表格之注意點：

㈠ 表格須另用白紙繕製。

㈡ 表格上方須有標題，並加表 1 表 2 等冠號。

㈢ 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。

㈣ 能以文字說明之小表，請採用文字說明。

㈤ 原始記錄應加分析簡化後始可列入表中。

㈥ 統計分析表中顯著處，以 * 號（顯著）及 ** 號（極顯著）表之。

㈦ 表幅應考慮適合本刊版幅爲準。（寬度勿超過13.5cm）。

㈧ 表之標題應能表示內容。

六、關於插圖之規定：

㈠ 插圖應另貼於大張白紙上，註明作者及文題。

㈡ 插圖下方須有標題，並加圖 1 圖 2 等冠號。

㈢ 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。

㈣ 統計圖原圖幅面應在12—15cm，以便縮版。

㈤ 模式圖原圖幅面應在15—20cm，以便縮版。

㈥ 分佈圖原圖幅面應在 30cm 左右，以便縮版。

㈦ 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。

㈧ 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。

㈨ 已列表中之內容，勿再重複以插圖表示。

㈩ 圖之標題應能表示內容。

七、關於照片之規定：

㈠ 照片用紙一律採用黑白光面紙。

㈡ 照片幅面應在 12—15cm，以便縮版。

㈢ 照片應充分冲洗清楚，須考慮縮少至 1/2 時尚能清楚之程度。

㈣ 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：

㈠ 參考文獻以經本人確曾查閱者爲限，如係來自轉載之其他書刊時，須加註明。

㈡ 作者姓名以後爲發行年份，加以括號，然後爲雜誌或書名、卷期數及頁數。（頁數必須註明）。

㈣ 文字敍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*) 等插入文句中。

十、文字敍述之號次以下列爲序。

中文用：一、㈠ 1. (1) i. (i)

英文用：I. 1. A. a.

十一、每頁下端之脚註以小號1, 2, 3, 等阿拉伯字表之，註明於該段文字之右上角。

十二、文字敍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)、°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，介系詞、連接詞及不重要字用小寫。圖表之英文標題及各欄英文細目，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爲原則，名在前，姓在後。

十六、其他未盡善事項得隨時修正之。

內政部雜誌登記內版臺誌字第〇五五一號
中華郵政臺字第一八九三號登記爲第一類新聞紙類

Volume 20, Number 3 September 1974

METEOROLOGICAL BULLETIN

(Quarterly)

CONTENTS

Articles

An Analysis and prediction of Extreme changes of precipitation in Taiwan ..... *Yuan-heng Wei Chang-keng HsiaoChun-tai Cheng* (1)

A Study on the Extended forecasting in winter Over Taiwan Area used by the models of the mean Atmospheric Circulation ..... *Chin-huai Hsu Pang-chie Cheng Feng-shin Yang* (19)

An Investigation and Analysis of the precipition amount of Ilan during the Typhoon passage ..... *Chih T. Chiang* (37)

A Study of the Heat Balance on the paddy Feild and its Application ..... *C. S. Yen* (46)

A Study of the movement of cold fronts Along the Coast of Southeast China ..... *Cheng-kai Chen* (53)

CENTRAL WEATHER BUREAU

64 Park Road, Taipei

Taiwan, Republic of China

氣 象 學 報

季 刊

第二十卷　第四期

目 次

論 著

人爲衝擊對於平流層環境之影響……鄭子政（1）

臺灣地區颱風雨量客觀預報之研究……吳宗堯、戚啓勳（6）

臺灣梅雨之分析……徐明同、紀水上（26）

臺灣地區長期天氣預報之研究……徐晋淮、王博義（45）

氣 象 學 報

季 刊

第二十卷　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

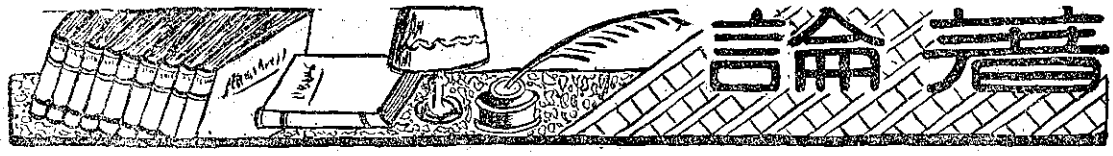
電話：三一一〇八四〇

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

中華民國六十三年十二月出版



人爲衝擊對於平流層環境之影響

鄭 子 政

Man's Impact on the Environment of Stratosphere

Kenneth T. C. Cheng

ABSTRACT

During last few decades, rockets and satellites have been used regularly as scientific means for the exploration of upper atmosphere besides the increasing rate of supersonic transports. Nuclear explosion tests had also been made by quite a number of countries. Space-shuttles are frequently carried out for researches on military or scientific purposes. All these exhausts incessantly increase the pollutants in the stratosphere. These pollutants will finally affect the decrease of ozone content in the upper air through catalytic destruction and photolyzation. Such man-made impacts would cause the increase of pathological cancerous cases and affect the existence of biological ecosystems.

This paper first gives the general structure of lower atmosphere including both the troposphere and stratosphere, and its circulation on advective and vertical motions. The processes on the formation and destruction of ozone in the stratosphere have been briefly discussed in certain extent. A comparison on relative mass of atmospheric substances and industrial products has been introduced. Recent development on the studies of industrial wastes has been reviewed. Biological effects on the increase of ultra-violet radiation and its relation on the change of genetic transference of ecosystems have been apparently notified.

人類及一切生物所棲息與活動的範疇皆在鄰接地面的低層大氣中，由於生物的生機皆需仰賴於氧分的供養。此層空氣因而稱之爲生物圈 (Biosphere)。但此層空氣僅屬於空氣層厚度的百分之一至六〇分之一。換言之，此層空氣厚度最高所至之處不過十五公里。此層空氣之成分均屬於勻和性質，而無上下歧異之別。其緣因由於地面承受太陽輻射熱能之後，產生垂直對流，使在近接地面空氣層中形成一層經常空氣上下交換的層次，統稱之爲對流層 (Troposphere)；而在此層次以上則有一逆溫層 (Inversion layer)。其性質與下面層次迥異。氣溫並不產生垂直遞減的現象。且呈現氣溫有略增高現象。空氣流動的形態亦與其下層不相一致而形爲一種平流 (Advection) 的境界。此層統稱之爲平流層 (Stratosphere)。此層氣流動向幾乎與緯度相平行，其環繞地球一周的時光僅需數天而已。至於地面水平空氣經由渦動擴散 (Eddy diffusion) 自赤道至兩極的混合，所需時日每達數月，而空氣經由渦動擴散向垂直方向擴展至其上層十公里以上常須達一年以上的時間。在赤道地帶有寬廣範圍的對流層空氣經由緩慢的上泛 (Upwelling) 作用而上入於平流層中以遏阻平流層中南北半球氣流循環水平方向的擴張。在溫帶地區於對流層頂端因有噴射氣流 (Jet stream) 的存在，使部份平流層中空氣隨之而下流入於對流層中。在兩極於冬季

時節對流層與平流層的分野幾乎近於消失，須待至春回大地，平流層空氣始再回至對流層區域。此之謂『冬夏倒流』(Spring Overturn) 現象。

據近來研究環境問題癥結之報告 (Study of Critical Environmental Problems)[1]，人類對於氣象自然環境的衝擊，無論在都市或在高空大氣中顯然形成一股污染寰宇間的力量。以大氣質量而論，平流層大氣質量僅居整個空氣層中百分之十二。而臭氧在平流層平均佔百萬分之三。此微量成分之臭氧大抵集中在二十五公里至四十公里高度，但在平流層中日射波長在二千至三千埃 (Angstrom) 間者經過臭氧之後，紫外光波幾乎在百分之九十七以上皆爲臭氧所吸收，而轉變爲熱能，使平流層氣溫增高而形成爲氣溫逆增層，且保護對流層的存在性。因此臭氧在大氣層結構上是一種關鍵性的物質[2]。臭氧是由於三個氧原子所組成，氧原素乃甚易於與其他原素相組合，而爲一種不穩定性氣體。因之，臭氧在平流層中是極容易接受污染物質所催化破壞 (Catalytic destruction)。倘若在平流層中臭氧量受到大量減少，紫外光線將大量透過平流層而直達於地面，使所有生物，概括人類在內將受殺傷的影響，地面的氣候亦終將隨之而改變。人類社會在工業化過程中所產生的廢棄物質，無論間接的或直接的射入到平流層中，將使臭氧層蒙受到損傷。此類物質如水的分子；氮的氧化物，氯的氧化物及其他金屬氧化物皆足以使臭氧受到催化破壞作用。在高空中由於宇宙射線所形成的氧化氮已證實在平流層中臭氧量受到損害的變化。超音速飛機所排出的水汽和所增加的氮的氧化物已可能使平流層中臭氧的含量受到相當的影響。自核子試爆所射入平流層中氮的氧化物減少百分之四至五的模樣。氯的氧化物乃由於泰空穿梭 (Space-shuttle) 而帶入於大氣上層。此外尚有鹵基碳氯氟化物 (Freons-$CClxF_{4-x}$) 係屬於近年廣泛運用於噴霧容器的一種化學劑。此種化合物在對流層中屬於一種稀有氣體，但轉輸至大氣上層，經光化作用轉變而爲氯的氧化物 (ClOx)，即能使臭氧含量減少。以上所引述幾種污染物質，類皆由於人爲所造成的結果。

一九六二年十二月由於核爆試驗所製造的原子輻射雲上升入於平流層中所遺留的大量碳一十四於空際，經過二年之後，於一九六四年一月一日測得在空中輻射性物質僅減少其半數。待及四年之後，空中仍有遺留的輻射性物質存在。原子雲輻射性污染物在高空駐留一半時間 (residence half-time) 於溫帶或極區在十五公里高度約居一年半時光；若在二十至三十公里高度則可能歷經多年時間。

臭氧的光化作用　在大氣上層中氧的分子(O_2)遭受到日射光波短於二千埃 (1 Angstrom$=10^{-8}$mm) 以下光的刺激，隨即產生光的化學分解作用，氧分子即轉變爲氧原子 (O)。當氧原子遇到另一他種分子，無論其爲氧分子或氮分子，即重新組合形成氧的三原子 (O_3) 即成臭氧，乃是一種暗藍色氣體，且有滲透性臭味，因稱之爲臭氧[3]。此種氣體對於紫外光波有極强吸收能力，使地球表面在空氣上層形成一層保護的外衣，使在日射光譜中超短光波俱有殺傷能力的輻射線，不致於直接射到地面而有損害及於生物的生機。臭氧性質甚不穩定，在遭遇極微量水汽，氮的氧化物，氯的氧化物與數種金屬氧化物即迅速發生催化分解現象而釋出熱量。在大自然環境平流層中因日射光化作用所產生的臭氧與由大氣環流所輸運他去及由幾種化學過程中所破壞的氧分子適居於平衡狀態。一般臭氧遭受日射分解的過程要不外乎下列五種程序：(註：h 爲浦郎克常數(Planck constant)；v爲光速頻率)

一、純氧分子的變化：

$$\begin{array}{r} O_3+h_v\rightarrow O_2+O \\ O_3+O\rightarrow O_2+O_2 \\ \hline 2O_3+h_v\rightarrow 3O_2 \end{array}$$

二、因水汽所生的反應：

$$\begin{array}{r} HO+O_3\rightarrow HOO+O_2 \\ HOO+O_3\rightarrow HO+O_2+O_2 \\ \hline 2O_3\rightarrow 3O_2 \end{array}$$

三、二氧化氮催化的過程：

$$\begin{array}{r} NO+O_3\rightarrow NO_2+O_2 \\ O_3+h\rightarrow_v O_2+O \\ NO_2+O\rightarrow NO+O_2 \\ \hline 2O_3+hv\rightarrow 3O_2 \end{array}$$

四、氯化物催化循環體系：

$$\begin{array}{r} Cl+O_3\rightarrow ClO+O_2 \\ O_3+hv\rightarrow O_2+O \\ ClO+O\rightarrow Cl+O_2 \\ \hline 2O_3+h_v\rightarrow 3O_2 \end{array}$$

五、包括近地面的臭氧所受金屬氧化物的催化，例如氧化銀 (Ag_2O)，二氧化錳 (MnO_2)，一氧化錳 (MnO)，一氧化銅 (CuO) 等類皆對於臭氧有强力催化作用。

估計在大自然環境中所產生的與破壞的臭氧量平衡，大致所形成相對的比例如下：

產生與破壞過程	相對臭氧比率 (百分比)
由日射光化作用所形成的臭氧量	正一〇〇
由平流層所輸入對流層的臭氧量	負　一
由氧原子所破壞的臭氧量	負　一八
由水汽反應所損失氧量量	負　一一

由氫化氮催化所減少的臭氧量	負	五〇至七〇
由二臭化氯(ClOx)，氧化錳(MOx)或他種氧化物所耗損的臭氧量	負	二〇至〇

就前列各項中在平流層中臭氧量因受氫原素與氫氧原素所破壞而損失的含量及輸送至對流層的臭氧量總計可達百分之三十。倘在高空二十八至四十公里高度，平均氧化氮分子數在每立方公分約在四千萬之數，則氧化氮可能催化臭氧量達其他的百分之七十。據近年氣象學者測得在平流層中氧化氮含量爲低，僅及於每立方公分約在一千萬之數。但亦有人稱高出於估計含量達二倍至五倍者($8-20\times10^3$molecules/cm^{-3})。若是則催化其他百分之七十的臭氧量顯屬於輕易之事。另一方面而論，在高空中的氮化物與隕星之類是否對於臭氧量變化有連鎖的關係，則尚爲未知之事實。

空氣物質與工業污染物相對質量的比較　因人類造成工業化而其所廢棄的物質，在分量上是否足以構成平流層污染的形態惟有將空氣物質與污染物質作一相對質量上的比較。二者皆以分子數與百萬公噸計(一公噸(megaton)等於一萬億克(10^{13}grams)

一、寰宇間空氣層所含有的質量如下：

	分子數	公噸
大氣層	1.1×10^{44}	5.2×10^9
平流層	1.3×10^{43}	6.4×10^8
臭氧	4.2×10^{37}	3.3×10^3
氧化氮、二氧化氮、硝酸	$(1.5-4.5)\times10^{34}$	1－3
碳化氫	$<10^{34}$	<0.7

二、過去二年工業過程中世界上所造成廢物數量如下：

燃燒化石燃料		7,000
氧化氮(以五百架波音式超音速飛機估計)	4.2×10^{34}	3
氧化氮(以五百架康谷式飛機估計)	1.4×10^{34}	1
氯化氮(以每週泰空穿梭一次估計)		0.007
氯一氟一甲烷(沼氣)		1

以同一度量標準相衡，年平均全球所燃燒化石燃料(Fossil Fuel)的質量，若以一九六〇年爲例計達三千四百萬公噸(3.4×10^3MT)。幾與大自然間臭氧總量相埒。至於自然的氧化氮物質倘與工業所產生質量相比較，則屬於遠有遜色。假定以五百架波音式(Boeingtype)超音速航空器以運輸率每日八小時計歷經二年時光。按每一架超音速航空器每小時耗油量達六萬公斤(kg)，而以每公斤燃料經過燃燒之後排出十六公克(grams)的二氧化氮。按此估計推論，則二氧化氮由噴射航空器所射入於平流層中氧化氮的質量將爲每秒 4.2×10^{34} 分子數或三公噸，此數值將超過於自然間之容量三倍。康谷式(Concorde)超音速航空器的耗油率僅及於波音式航空器耗油率的三分之一。至於蘇聯所製造的托波來夫(Topolev)式超音速航空器其耗油率亦與法國的康谷式相若。基於此類人爲污染物質平均駐留於平流層時間爲二年，自然與人爲物質在分量上的比例，顯然可辨。至於由於超音速航空器所放出的氧化氮經移轉爲硝酸(Nitric acid-HNO_3)部份則爲量極微。一氧化二氮(Nitsous oxide-N_2O)在對流層中大抵由於土壤中微菌所產生，而逐漸擴散至平流層中。其主要演變過程則轉爲氧化氮(Nitric oxide-NO)。在化學過程的程式上爲 $N_2O+O(_1D)\rightarrow2NO$。推算地球表面氧化氮的自然產生率平均爲 $(4\text{至}5)\times10^{26}$ 每秒分子數(molecules per second)。而估計由五百架超音速航空器平均所釋出的氧化氮大約爲 6.5×10^{26} 每秒分子數。據觀測硝酸汽的分佈常視高度與季節而有變易。在平流層的下層，氧化氮每因遭遇氧化氫而化爲硝酸($HO+NO_2\xrightarrow{M}HNO_3$)。在硝酸進入於對流層中即迅速的被雨水沖刷以去。估計在平流層對於硝酸汽的沖刷率約爲 $(4.2\times2.1)\times10^{26}$ 每秒分子數。此項數值顯然遠比較五百架波音式超音速航空器所放射出的氧化氮分量爲小。在地球表面於平流層中所產生與儲存的氧化氮、暨由人爲所製造的氧化氮分量估計，列如下表：

來源	全球的生產率(10^{26}molecules sec^{-1})
自然來源由一氧化二氮所生氧化氮量	4至5
自然儲存的氧化氮物轉變爲硝酸量	4 ± 2
估計五百架波音式超音速機產生量	6.5
估計五百架康谷式超音速機產生量	2.2

以上係就地球表面平均的估計，但在北半球與南半球在航空運輸量上顯有差別，在北大西洋與北太平洋上高空運輸量約爲世界平均值的三倍。在平流層中氧化氮的自然產生率在高空運輸繁忙地帶以五百架康谷式航機所放出氧化氮量應高出於世界平均值一倍有半；若以波音式航機而論，則其所排出氧化氮量將高出於世界平均自然生產率四倍半之多。

由氧化氮物生產率推測臭氧量減少情形　由於世界高空運輸日漸頻繁，在平流層中所增加氧化氮物質

使臭氧含量因之減少。其影響究竟如何，殊值得作較深入的研討。自一九七一年以來已有多方研究。無論一氧化氮與二氧化氮在平流層中垂直的分佈似未有均勻的現象。超音速航空器飛行的高度不一，因此由噴射機所放出的氧化氮物質亦分佈不勻，推定在數公里厚度範圍。假定在平流層高空中層於安定狀態之下，由於氧化氮物質的增加，而在上層空氣中臭氧含量降低的比例，在二十公里高度約減少百分之十二，而在二十五公里至三十公里之間將減少百分之二十左右。其臭氧量減少的分量比例，悉視超音速噴射機在垂直空氣柱中所排出廢氣量之多寡而定。就平流層污染物分佈的結果可能使上層臭氧的含量降低自百分之三以至百分之五十。據一九七四年估計若在二十公里高度由波音式超音速機於垂直空氣柱中增加氧化氮物百分之十時，臭氧含量將減少百分之一點五左右；倘若催化的污染物增加達百分之一百時，則在空氣柱中臭氧含量將減少達百分之四十上下。又按推測在十七公里高度如果氧化氮物增加達百分之五十，則原有自然臭氧量，可能減低百分之七至十二左右。

核爆試驗對於大氣層的影響　核爆試驗所造成的原子雲，升入高層大氣環境中，迫使其環境氣溫增高，而產生大量氧化氮物。核爆的能量皆超過於一公噸黃色炸藥(TNT-$CH_3C_6H_2(NO_2)_3$)。一九六一至六二年間核爆試驗頻繁，核爆地區百分之九十皆引發於北緯七十五度蘇聯地帶，而於極區昏夜之前。此類原子雲上入於密度甚大而極寒冷的極區高層平流層空氣中，遠至在美國於熱帶地區各測站中尚能加以察覺。空氣中輻射性物質碳一十四與氧化氮物質隨着核爆次數直線上升。因此空氣中所遺留的碳一十四含量較多。由於在平流層中空氣比較對流層爲安定，因此在一九六三年一月至六四年一月之間尚測得所遺留之氧化氮物仍然存在於高空中。於此階段間曾作系列的定期觀測高空氧化氮物的變化。因而發見在十五公里以下氧化氮有明顯的減小，但在十八至三十公里之間更顯出分外的稀少。由此推論在北半球上空臭氧量減少比例自百分之三至百分之六，其損耗情況隨緯度而增加。以時間而論，臭氧量曾減少最高達百分之四，而能維持達二年半時光。使在自然氧化氮的週期變化最高峯時期一九六三年爲之消失。一般地面磁場活動每隨太陽日斑週期(Sunspot cycle)變化而增減。磁場活動强盛時，因產生高度宇宙射線（Cosmic rays），而同時增多在高緯度高空間氧化氮物質。測得在一九五七至六二年間上層臭氧量降低百分之二點七，而在一九七三年增加臭氣量達百分之四點五。由此顯示在自然間的十一年週期變化乃受人爲核爆試驗之形響所淹沒。

太空穿梭（Space-shuttle）與他種工業廢物的影響　太空穿梭於推送火箭時每利用過氯酸銨（Ammonium perchlorate-NH_4ClO_4）爲氧化劑與金屬鋁（Metallic aluminium-Al）爲固體還原劑（Reducing agent）。此類火箭焚毀於高空十二至四十二公里平流層中。每次穿梭所釋放的約六十九公噸氫氯酸（Hydrochloric acid -HCl）（即鹽酸）與九十七公噸氧化鋁（Aluminium oxide-Al_2O_3）。此氫氯酸即氫氧基（Hydroxyl-OH）離子轉換而爲氯原子，經過一種化學程序(HO＋HCl　H_2O＋Cl)。而氯（Cl_2）原子於平流層遭遇甲烷（Methane-CH_4）後又轉回爲氫氯酸（Cl＋CH_4×HCl＋CH_3）。在此過程中氯原子可能進入於催化循環（Catalytic cycle）而毀壞臭氧。其化學轉換過程已見前面所引述。雖然太空穿梭所排出的廢物，危害於平流層中臭氧量程度未如超音速噴射機情況的嚴重性，因在其次數較少，而其高度亦不一致，但其能迅速的與其下層由於超音速機所形成的污染環境相混合以增益平流層空氣污染的嚴重程度。臭氧密度集中的高度係在二十五公里與三十五公里，此亦適與此人爲高層大氣污染環境之高度相吻合。

另一種對於高層空氣污染的物質乃屬於一種碳、氯、氟化合物（$CClxF_4-x$），在商業上通稱爲氟利昂（Freons），自一九三〇年開始製造其中化學原素爲三氯一氟化碳和二氯二氟化碳。每年全球生產量超過於一百萬噸，以作爲冷凍劑及各種噴霧劑。此種污染物於對流層中對於水或陽光皆不生活動，但在地面空氣層中已測得有此種物質的存在。地面的碳、氯、氟化合物滲透以至平流層高空常須達數十年之久，且碳、氯、氟化合物如入高空中將受日射短波光化作用而轉爲氯原子，且在催化過程上，可能發生臭氧濃度降低的效應。

高層大氣污染後果的蠡測　高層大氣受到此類化合物污染之後，在光化與催化過程中，將促使在平流層臭氧量的減少。其結果使在日射光譜中短波輻射線—紫外光波—於經過臭氧層時其透射率增强，而使入射於生物圈中紫外光波增多。生物對於紫外光波有敏銳的感覺，在各種生物細胞核中常含有脫氧核糖核酸(Deoxyribonucleic acid)，每縮寫爲 DNA。此種物質有關於遺傳性質轉移（Genetic transference）

及蛋白質（Proteinrsynthesis）組合功能上的效應。脫氧核糖核酸對於紫外光波有强盛的吸收作用。其殺傷力不僅及於人類與植物，甚而至於微菌亦同受其影響。顯著的象徵，人類皮膚若直接曝露於强烈日射之下，歷時稍久，皮膚細胞卽遭灼傷。據鄔勃（F. Urbach）[5] 推測在美國因平流層臭氧量減少的結果，而在地面接受紫外輻射線增强的緣因，每年在二億人口中，將使皮膚癌症的病例增加的比例如下：

臭氧量減少（百分比）	增加皮膚癌症病例（每年次數）
5	42,000
10	88,000
20	200,000
40	536,000

結論　總之，由前分析的結果，高層大氣污染的程度，實不容忽視。在平流層中臭氧含量的減損，其重要性乃有關係於生物圈中整個生物體系的生存。美國已有氣候衝擊評估計劃(Climatic Impact Assesment Program) 的研究[6]，並已邀集各方學人作多次學術性之探討。將使此由人爲所形成高層大氣污染的危機得以早日消失於無形。此亦爲世界人羣共同所祝禱的願望。

引用文獻

(1) Man's Impact on the Global Environment: Report of the Study of Critical Environmental Problems. The MIT Press, Cambridge, Massachuesetts. 1970.

(2) 鄭子政：近年對於大氣層結構的認識，新時代雜誌十三卷六期第十一至十五頁

(3) 鄭子政：揭開大氣中臭氧層的秘密華崗出版部新知叢書——地球地理擴言第一頁至十五頁

(4) Johnston, H. S.: pollution of the Stratosphere, Environmental Conservation, Vol. 1, No. 3, pp. 163-174, 1974.

(5) Urbach, F.: Field Measurements of biologically Effective Ultraviolet Radiation and Its Relation to Skin Cancer in Man. 3rd. Conference on the Climatic Impact Assessment Program, Cambridge, Masschuesetts, U.S.A. 1974.

(6) Ibid (5). 見前註(5)

氣象學報第二十卷第四期（63年12月）

臺灣地區颱風雨量客觀預報之研究

吳 宗 堯　　戚 啓 勳

Research on Objective Techniques for Short-Period Typhoon Rainfall Forecasting in Taiwan

Tsung-yao Wu, Ke-hsun Chi

ABSTRACT

This is the final report for the research project on "Objective Techniques of Typhoon Rainfall Forecasting in Taiwan", which was progressed for more than three years. In the last year, twelve years data had been punch for computer operation, which are separated into two categories; one with surface and upper air informations, and other for surface data only. These punching cards are used for both analog selection and derivation of the stepwise multiple regression equation for each station. Twenty-six equations for each category have been derived. Those equations were tested in 1973 and 1974 typhoon seasons, but the results are far from satisfaction. This is chiefly because the weight of each predictor is quite different with each synoptic situation, so that the average result from all of the past records could impossible be fitted for individual situation.

The weighting factors for those predictors to be used as the limit of analog selection had been found in two-way scatter diagrams. The procedure of analog selection by computer had also been developed. Several examples are expressed in this paper. Since the pessure gradient is the first selecting factor for the most stations, the situation of intense one seems to have better result than that of the weak one. If the last selection leaves only three or four cases, either the average of those rainfall or the nearest one for last predictor may have a better result.

Chi-square significant test had been used to evaluate the forecast ability of manual selection. Northern portion of Taiwan, Anpu and Alishan are tested, with three intervals of rainfall in the contigency tables, which are: no rain or trace, 0.1 to less than 5.0 mm, 5.0 mm or more. Among those fifty random selections, northern part express an excellent result, Anpu seems satisfactory, but Alishan is not good.

This is quite reasonable, because the analog selection is based upon the order for northern part.

The ability of forecasting heavy rainfall had also been checked. Among the 30 cases, to fall in the same class is about 30%. It seems not so bad.

Heavy rainfall in this island caused by other than typhoon has been analyzed. Seven cases are found, which including tropical depression, intertropical convergence zone, convergence of air current, upper trough passage, and uplifting by cold air or topography.

The authors consider that qusi-objective techniques better than pure objective methods. The results from analog selection better than stepwise regression equation. To classify the historical data into three or four catagories may improve the latter technique. As for analog selection, the manual selection is still much improved than the machine selection. This is not only for the economical reason and its convenience, but also for the easiness to judge the weight of predictors according to current situation. In such condition, two way scatter diagram would be a very useful tool.

一、概　　述

本報告爲科技計劃「臺灣地區颱風雨量客觀預報之研究」全程三年之終結。第一階段自民國 60 年 12 月至 61 年 11 月，已建立基本資料十年及作業方法，應用已完成之一部份邊洞卡作抽樣試驗與相關性之分析。第二階段自 61 年 12 月至 62 年 11 月，除增加十年資料及高空預測因子繼續進行試驗外，並應用統計分析權衡各預測因子對雨量之相關及重要性，建立颱風雨量預估之比擬模式。另驗證預測颱風路徑之最新方法，將本區近年資料加以驗證。

本階段的計劃目標包括下列各項：

1.過去二十年之資料中找出重要預測因子較完全者，分成三種情況（因高空資料及暴風半徑之資料太少）打成機選卡片，以爲電子計算機上處理之用，並比較其結果。

2.增加最近兩年（61, 62）資料作爲初步程式設計校驗之用。

3.試驗並改進逐步複式廻歸，求得臺灣各重要地點及地區預測六小時雨量之複式廻歸方程及比擬選擇之電子計算機程式。

4.在 63 年颱風季內對上述程式及模式加以試驗，並與手選邊洞卡所得結果比較。

5.爲配合颱風雨量之預報，找出過去二十年內臺灣各地 24 小時雨量達 100 公厘及以上之豪雨資料加以分析。

6.研究無法適用於上項模式之非颱風熱帶性擾動出現之豪雨，或附近有兩個颱風等情況及構成因子。

7.將上項研究發展經驗法則，作爲預報作業之依據。

8.綜合檢討全程計劃，作爲今後發展之依據，由於本階段之研究內容甚爲繁重，任何一小項均能撰成一篇專文，爲免本報過長，以致印製不便，以下只能作綱要性之說明。

二、增加資料並建立機選資料卡

第一及第二階段已建立十三年之基本資料，即自民國 48 年至 60 年，本階段再增加十年，合計有二十三年之資料，即自民國 40 年至 62 年，根據全部資料，製成新邊洞卡，總共 181 個颱風，卡片 2943 張。

上項資料中，預測因子較完整者只有 12 年，即具有高空報告之各次，打成機選資料卡兩類：一類爲有高空資料而無暴風半徑，僅得 742 張；另一類爲無高空資料而有暴風半徑者，計有 1443 張。原擬另立一類有高空資料又有暴風半徑，因次數太少，恐無良好結果，故而作罷。

三、試驗並改進逐步複式迴歸方程

上年度初步自電子計算機內得出臺灣北部（有高空）及鞍部、阿里山（無高空）之迴歸方程，據以計算 61 及 62 年度進入臺灣附近海域內之颱風，成績並不理想，甚至大部相差甚遠。當時認爲主要因爲颱風中心位置取經緯度，未與測站或臺灣各部之經緯度發生關聯，逼近與離去正好相抵銷，亦卽不能代表中心愈近雨量最多之關係，此最重要之因子旣有如此錯誤，其餘因子自亦因此而失眞。另一錯誤在於單位未能一致，例如中心距離用經緯度數而暴風半徑用浬，故而後者佔過重之地位。

改進之辦法，颱風中心位置改用與預測雨量地點之經度差及緯度差，再換爲浬（經度或緯度一度一律換爲 60 浬），如此修正後，上述兩項缺點均可避免。

程式修正後，電子計算機上得出臺灣北部、東部、南部六小時平均雨量，以及若干選擇測站六小時雨量之逐步迴歸預測因子優先次序如表一及表二所示。表一爲根據無高空資料而有暴風半徑之機選卡片；表

表一　逐步迴歸挑出預測因子優先次序（無高空資料而有暴風半徑）

	(1) 經度差	(2) 緯度差	(3) 中心氣壓	(4) 六小時移向	(5) NW氣壓梯度	(6) NE氣壓梯度	(7) 暴風半徑
北部	2	4	7	5	1	3	6
東部	3	7	5	6	2	1	4
南部	4	2	5	7	3	1	6
鞍部	4	5	6	7	1	3	2
臺中	4	2	6	7	1	5	3
阿里山	5	2	6	7	1	3	4
宜蘭	2	6	4	7	1	5	3
臺北	6	4	7	3	1	2	5
新竹	5	2	7	4	1	3	6
高雄	4	2	6	7	3	1	5
花蓮	3	7	5	6	2	1	4
臺東	1	7	5	6	4	2	3

表二　逐步迴歸挑出預測因子優先次序（有高空資料而無暴風半徑）

	(1) 經度差	(2) 緯度差	(3) 中心氣壓	(4) 過去移向	(5) NW氣壓梯度	(6) NE氣壓梯度	(7) 850 mb風向	(8) 700 mb風向	(9) 500 mb風向	(10) 850 mb風速	(11) 700 mb風速	(12) 500 mb風速	(13) 850 mb混合比	(14) 700 mb混合比	(15) 500 mb混合比
北部	4	10	7	14	1	5	11	12	6	13	3	15	2	9	8
東部	3	15	14	7	9	1	8	10	6	2	11	13	12	5	4
南部	4	3	14	6	11	2	10	15	8	5	9	13	12	7	1
鞍部	13	15	11	9	5	10	3	6	12	1	4	8	7	2	14
臺中	15	2	14	7	9	12	6	8	4	3	11	5	13	10	1
阿里山	14	3	15	11	10	4	8	9	12	7	2	6	13	5	1
宜蘭	2	8	5	11	10	14	4	12	13	1	3	7	15	6	9
臺北	9	10	13	15	8	11	3	12	5	7	1	6	14	2	4
新竹	7	4	10	6	3	9	14	8	2	5	13	11	12	1	15
高雄	4	3	14	5	10	2	9	11	13	6	7	12	15	8	1
花蓮	3	12	15	11	14	2	8	9	6	1	13	5	10	4	7
臺東	2	15	14	7	8	1	13	11	12	3	6	9	10	5	4

二爲根據有高空資料而無暴風半徑之機選卡片。

表一內可看出：除臺東而外，氣壓梯度顯然佔最重要之地位，故爲第一次選出之因子。不過北部、鞍部、臺中、阿里山、宜蘭、臺北、新竹均以 NW 方向佔先；東部、南部、高雄、花蓮則以 NE 方向居於首位。經度差或緯度差則大都爲第二次挑出之最要因子，例如北部及宜蘭第二次挑出爲經度差；南部、臺中、阿里山、新竹、高雄則爲緯度差。臺東因爲第一次挑出爲經度差，所以第 2 個因子變爲 NE 方向之氣壓梯度。另花蓮及東部均以 NE 向氣壓梯度爲第 1 因子，NW 梯度爲第 2 因子。高雄及南部則以 NW 梯度爲第 3 因子。北部、鞍部、阿里山及新竹，均以 NE 梯度爲第 3 因子，凡此不僅非常合理，且與頻率分配或散佈圖上等值線分析相吻合。中心氣壓及過去六小時中心移動方向大都爲最後挑出，亦與我人想像中相同，足證機選結果相當良好。

現在再看有高空資料而無暴風半徑之表二。各地預測因子挑出之先後次序，顯然較表一更爲複雜。北部和東部雖然仍以氣壓梯度爲第一次挑出之因子，但南部却一變而爲 500 mb 混合比躍居首位。此當然表示深厚之潮濕氣層關係南部未來六小時之雨量極爲重要。臺中、阿里山、新竹、高雄均不例外。再者，高空風速亦佔重要之地位，像鞍部、宜蘭、臺北、花蓮，都以 850 或 700 毫巴之風速爲第一次挑出之因子。

另一有趣之現象，兩個高山測站——北部之鞍部及南部之阿里山，加入高空資料後，高空之混合比及風向風速顯然居於最重要之地位，鞍部 850 毫巴風速居第一，700 毫巴混合比第二，850 毫巴風向第三；阿里山則 500 毫巴混合比第一，700 毫巴風速第二。

上述電子計算機中挑出各預測因子之優先次序，雖甚合理，且可得到物理上的解釋。但綜觀天氣圖上之情況不同，各預測因子之重要性頗有差異，綜合結果未必能適合個別情況，所以逐步迴歸方程雖經修正程式，但所試驗結果並不理想。

玆將修正後獲得之逐步迴歸方程列出如下：

一、無高空資料而有暴風半徑，預測因子及其單位如下：

X_1 經度差，浬。

X_2 緯度差，浬。

X_3 中心氣壓，毫巴整數。

X_4 過去 6 小時之移動方向，度數。

X_5 NW 氣壓梯度，毫巴，小數一位。

X_6 NE 氣壓梯度，毫巴，小數一位。

X_7 暴風半徑，浬。

電子計算機得出各預測值（地區及地點）多重相關係數之優良度次序如下：

鞍部 (0.531)—阿里山 (0.505)—東部 (0.435)—花蓮 (0.394)—臺中 (0.390)—南部 (0.373)。

1. 北　部

$$Y=4.2712+6.8066X_5-0.0050X_1-1.1552X_6+0.0018X_2-0.0393X_4$$

2. 東　部

$$Y=-0.2706+2.3082X_6+3.4945X_5-0.0149X_1+0.0334X_7+0.0016X_3$$

3. 南　部

$$Y=3.0584+2.3539X_6+0.0085X_2+1.8367X_5-0.0042X_1$$

4. 鞍　部

$$Y=-2.1096+15.0980X_5+0.0573X_7-2.7424X_6-0.0089X_1+0.0047X_2$$

5. 臺　中

$$Y=3.8536+4.6015X_5+0.0112X_2-0.0122X_7-0.0021X_1+0.3346X_6$$

6. 阿里山

$$Y=7.4634+12.6957X_5+0.0322X_2+5.8000X_6-0.0320X_7-0.0036X_1$$

7. 宜　蘭

$$Y=3.9260+8.1254X_5-0.0121X_1+0.0367X_7-0.0059X_3-0.7061X_6$$

8. 臺　北

$$Y=-0.1486+5.3428X_5-1.0848X_6+0.1003X_4+0.0038X_2+0.0076X_7-0.0014X_1$$

9. 新　竹

$$Y=0.4081+3.7866X_5+0.0069X_2-1.0395X_6+0.0583X_4-0.0015X_1+0.0050X_7$$

10. 高　雄

$$Y=2.8099+2.5453X_6+0.0094X_2+0.9937X_5-0.0025X_1-0.0043X_7$$

11. 花　蓮

$$Y=1.8060+2.7561X_6+3.3760X_5-0.0113X_1+0.0192X_7$$

12. 臺　東

$$Y=3.6926-0.0129X_1+2.1740X_6+0.0198X_7+0.4548X_5$$

二、有高空資料而無暴風半徑預測因子及其單位

X_1—X_6 同上

X_7 850mb 風向，度數。

X_8 700mb 風向，度數。

X_9 500mb 風向，度數。

X_{10} 850mb 風速，每時浬。

X_{11} 700mb 風速，每時浬。

X_{12} 500mb 風速，每時浬。

X_{13} 850mb 混合比克/公斤小數一位。

X_{14} 700mb 混合比克/公斤小數一位。

X_{15} 500mb 混合比克/公斤小數一位。

電子計算機得出各預測值（地區及地點）多重相關係數之優良度次序如下：

北部 (0.907)—鞍部 (0.493)—東部 (0.480)—花蓮 (0.458)—南部 (0.420)—阿里山 (0.410)—臺東 (0.403)。

1. 北　部

$$Y=-2\ 9340+9.3190X_5+0.2824X_{13}+0.0819X_{11}-0.0036X_1-1.0198X_6-0.0095X_9$$

2. 東　部

$$Y=-2.3251+2.3465X_6+0.1959X_{10}-0.0101X_1+0.8599X_{15}+0.4516X_{14}-0.0049X_9+0.0434X_4-0.0067X_7-0.1421X_5+0.0051X_8-0.0210X_{11}-0.0540X_{13}$$

3. 南　部

$$Y=-2.5938+1.1349X_{15}+1.8242X_6+0.0072X_2-{}_{15}0.0042X_1+0.0699X_{10}+0.0477X_4+0.1980X_{14}-0.0037X_9-0.0240X_{11}-0.0540X_{13}$$

4. 鞍　部

$$Y=-4.6043+0.3463X_{10}+1.1855X_{14}-0.0164X_7+1.1696X_{11}+0.9900X_5-0.0133X_8-0.1979X_{13}-0.0621X_{12}-0.0676X_4+0.4725X_6+0.0025X_3$$

5. 臺　中

$$Y=-2.1896+0.6700X_{15}+0.0060X_2+0.0499X_{10}-0.0075X_9+0.0576X_{12}+0.0097X_7+0.0453X_4-0.0066X_8+0.2935X_5+0.2626X_{14}-0.0473X_{11}+0.3449X_6-0.0629X_{13}$$

6. 阿里山

$$Y=-12.7271+1.4689X_{15}+0.0133X_{11}+0.0172X_2+3.4302X_6+1.1001X_{14}+0.1602X_{12}+0.1283X_{10}+0.0232X_7-0.0108X_8+0.5748X_5+0.0745X_4-0.0061X_9-0.1364X_{13}$$

7. 宜　蘭

$$X=4.4288+0.2027X_{10}-0.0058X_1+0.2362X_{11}-0.0213X_7-0.0079X_3+0.5068X_{14}-0.1292X_{12}-0.0053X_2+0.5711X_{15}+0.2163X_5-0.0404X_4+0.0064X_8-0.0049X_9$$

8. 臺　北

$$Y=-4.4416+0.0501X_{11}+0.4945X_{14}-0.0032X_7+0.6164X_{15}-0.0111X_9+0.0782X_{12}+0.0605X_{10}+0.3730X_5+0.0023X_1+0.0030X_2+0.5338X_6-0.0047X_8+0.0812X_3+0.0499X_{13}$$

9. 新　竹

$$Y=-4.7591+0.7356X_{14}-0.015oX_9+0.6912X_5+0.0075X_2+0.0430X_{10}+0.0812X_4+0.0036X_1-0.0073X_8+0.5914X_6+0.0027X_3+0.0350X_{12}$$

10. 高　雄

$$Y=-4.555+1.1145X_{15}+1.8255X_6+0.0082X_2-0.0032X_1+0.0826X_4+0.0493X_{10}-0.0265X_{11}+0.1473X_{14}+0.0024X_7-0.1115X_5+0.0032X_8-0.0194X_{12}$$

11. 花　蓮

$$Y=-2.7638+0.1761X_{10}+2.2456X_6-0.0067X_1+0.3402X_{14}+0.0689X_{12}-0.0083X_9+0.5104X_{15}-0.0063X^7+0.0053X_8-0.0701X_{13}+0.2553X_4$$

12. 臺　東

$$Y=-3.1650+2.6767X_6-0.0100X_1+0.1699X_{10}+0.8745X_{15}+0.3691X_{14}-0.0803X_{11}+0.0576X_4-0.2950X_5+0.0348X_{12}$$

補充測站之逐步迴歸方程　甲類：無高空資料

一、淡　水

$$Y=5.7255+7.0664X_5-0.0169X_7-1.1535X_6-0.0053X_1-0.0088X_4+0.0028X_3+0.0016X_3 \qquad MCC=0.202$$

二、基　隆

$$Y=0.4712+2.4725X_6-0.0126X_1+2.5273X_5$$

$+0.0191X_7+0.0028X_3-0.0009X_3$
$-0.0009X_2$ MCC=0.434

三、臺 南

$Y=2.7149+2.1749X_6+2.4349X_5+0.0066X_1$
$-0.0041X_1$ MCC=0.395 MCC=0.397

四、恆 春

$Y=-2.4932+15.6369X_5+0.0606X_7$
$-0.0110X_1-1.9288X_6+0.0075X_2$
MCC=0.519

五、新 港

$Y=2.7721+5.4271X_5+0.0112X_7-0.0032X_1$
$-0.0112X_7+0.2571X_6$ MCC=0.414

六、大 武

$Y=1.8778+15.4683X_5+0.0332X_2+5.8299X_6$
$-0.0285X_7-0.0043X_1+0.0097X_4$
MCC=0.544

七、竹子湖

$Y=3.3032+7.6480X_5-0.0143X_1+0.0376X_7$
$-1.1238X_6-0.0046X_3-0.0021X_2$
MCC=0.391

八、日月潭

$Y=-0.4191+4.2077X_5+0.0108X_2+0.9546X_6$
$+0.0181X_7-0.0831X_1+0.0052X_4$
MCC=0.401

九、水 山

$Y=1.5060+5.0128X_5-0.0097X_1+0.0077X_2$
$+0.0174X_7+0.4349X_6$ MCC=0.397

十、新 寮

$Y=2.8397+2.1600X_6+0.0108X_2-0.0026X_1$
$+0.0074X_4-0.0089X_7$ MCC=0.297

十一、集 集

$Y=3.5083+2.2898X_6-0.0099X_1+0.0084X_2$
$+0.0142X_7+0.0048X_4+0.5094X_5$
MCC=0.283

十二、雙 崎

$Y=7.1502-0.0173X_1+2.1177X_6+1.6866X_5$
$+0.0186X_7-0.0035X_4-0.0014X_3$
MCC=0.347

十三、屏 東

$Y=6.1660-0.0154X_1+2.9722X_6+0.0082X_2$
$+0.0154X_7$ MCC=0.334

十四、大 觀

$Y=0.2139+10.5482+0.0126X_2-0.0120X_1$
$+0.0322X_7-0.7247X_6+0.0028X_3$
MCC=0.433

十五、高 嶺

$Y=2.6568+0.0153X_2+2.2205X_3-0.0032X_1$
$+1.2198X_5+0.0049X_4-0.0059X_7$
MCC=0.311

乙類：有高空資料

一、淡 水

$Y=7.4988+5.6128X_5-0.0173X_9+0.7130X_{15}$
$+0.0762X_{12}+1.0452X_6-0.0071X_4$
$-0.0046X_1-0.0107X_7-0.0052X_3$
$+0.0514X_{10}+0.1067X_{13}+0.0026X_2$
MCC=0.538

二、基 隆

$Y=2.1415+0.0089X_2+2.0560X_5+0.1025X_{12}$
$+0.4310X_{15}-0.8236X_6-0.0043X_8$
$-0.0024X_1-0.0029X^7-0.0038X_9$
$-0.0449X_{11}+0.0317X_{10}+0.0967X_{14}$
MCC=0.385

三、臺 南

$Y=-1.1580+0.7578X_{15}+0.1529X_{12}$
$-1.0345X_6-0.0064X_1+.0.8987X_5$
$+0.0059X_2-0.1217X_{11}+0.0950X_{10}$
$+0.3430X_{14}-0.0057X_7-0.0839X_{13}$
$+0.0026X_8$ MCC=0.421

四、恆 春

$Y=-2.6498+1.7476X_{15}+0.0121X_2$
$-0.0042X_1+1.5375X_6-0.0520X_{10}$
$+0.1098X_{12}-0.0661X_{11}-0.6765X_5$
$-0.0071X_8+0.0051X_9+0.0043X_4$
$-0.0377X_{13}$ MCC=0.377

五、新 港

$Y=-6.3862+2.0605X_{15}-0.0098X_1$
$+0.1961X_{12}+0.0196X_7-0.1481X_{10}$
$+0.1040X_{11}+1.4153X_6+0.0056X_2$
$+0.7935X_5+0.0083X_9-0.0071X_8$
$+0.0047X_4$ MCC=0.414

六、大 武

$Y=3.9462-0.0139X_1+0.0901X_{11}+1.4393X_{15}$
$+1.7191X_6+0.0697X_{12}-0.0063X_8$
$+0.0032X_2+0.6784X_5-0.2123X_{14}$
$-0.0027X_3$ MCC=0.414

七、竹子湖

$Y=4.9065+3.9661X_{15}-0.0231X_1+0.0116X_2$

$$+0.1923X_{11}-0.1354X_{10}-0.0147X_4$$
$$+0.0177X_7-0.0150X_8+1.7264X_5$$
$$-1.2188X_6-0.2653X_{14} \qquad MCC=0.386$$

八、日月潭

$$Y=5.6233+6.3800X_5+0.1854X_{10}-4.4011X_6$$
$$+1.0548X_{15}-0.0109X_1+0.0091X_2$$
$$+0.1728X_{12}-0.0151X_4-0.0150X_7$$
$$-0.0511X_{11} \qquad MCC=0.436$$

九、水　山

$$Y=-2.3104+1.2531X_5+0.0111X_2+1.0718X_6$$
$$+0.0141X_7-0.0038X_1-0.0150X_8$$
$$+0.0090X_9+0.0577X_{12}-0.0695X_{10}$$
$$+0.8027X_5+0.0486X_{11} \qquad MCC=0.314$$

十、新　寮

$$Y=7.3317+5.6128X_5-0.0173X_9+0.7130X_{15}$$
$$+0.0762X_{12}+1.0452X_6-0.0071X_4$$
$$-0.0046X_1-0.0107\times_7-0.0052X_3$$
$$+0.0514X_{10}+0.1067X_{13}+0.0026X_2$$
$$MCC=0.538$$

十一、集　集

$$Y=2.3746+1.2081X_6+0.6168X_{15}-0.0059X_1$$
$$+0.6239X_5-0.0065X_4-0.1264X_{12}$$
$$+0.1006X_{11}-0.0116X_7+0.3862X_{14}$$
$$-0.1061X_{13}+0.0056X_8+0.0180X_{10}$$
$$MCC=0.278$$

十二、雙　崎

$$Y=-0.9114+1.2399X_{15}+0.0098X_2$$
$$+0.9832X_6-0.0032X_1-0.0185X_8$$
$$+0.0117X_7+0.0094X_9+0.0503X_{12}$$
$$-0.0941X_{10}+0.0697X_{11}+0.5817X_5$$
$$MCC=0.287$$

十三、屏　東

$$Y=-0.7861+0.5663X_{15}-0.0200X_8$$
$$+0.0131X_7+0.0087X_9+0.0015X_2$$
$$+0.7383X_5-0.0411X_{10}+0.0596X_{11}$$
$$-0.4286X_6-0.0269X_{12} \qquad MCC=0.234$$

十四、大　觀

$$Y=0.7669+2.2209X_{15}+0.0201X_2+3.8912X_6$$
$$-0.0064X_1-0.0845X_{10}+0.0245X_9$$
$$-0.0273X_8+0.0133X_7-0.3633X_{14}$$
$$-0.7507X_5+0.8422X_{11}+0.0011X_4$$
$$MCC=0.411$$

十五、高　嶺

$$Y=3.7846+2.1637X_6+1.3336X_{15}+0.2469X_{11}$$
$$-0.0081X_1-0.0133X_4-0.1082X_{12}$$
$$-0.0523X_{10}-0.0068X_9+0.1795X_{13}$$
$$-0.3205X_{14}+0.0032X_2-0.0048X_7$$
$$MCC=0.319$$

以上 MCC 爲多重相關係數，各民用測站之位置、高度、及詳細地址如下：

水山　23°26′N, 120°50′, 1460 公尺，嘉義吳鳳鄉白雲村。

新寮　24°37′N, 121°44′, 60 公尺，宜蘭多山鄉中山村。

集集　23°50′N, 120°46′, 215 公尺，南投集集鎮林尾里。

雙崎　24°17′N 120°54′, 553 公尺，臺中和平鄉自由村。

大觀　23°42′N, 121°20′, 1570 公尺，花蓮鳳林鎮大觀里。

高嶺　23°44′N 112°17′, 2310 公尺，同上。

四、逐步複式迴歸方程之驗證

從以上各迴歸方程之多重相關係數看來，除了有高空資料之北部數值特高，竟達 0.907 外，其餘只有無高空資料之鞍部及阿里山超過 0.5 之相關。北部相關係數之所以高，可能因爲採用臺北之高空資料。鞍部及阿里山之較佳自亦在意料之中。前經指出：相關係數之低主要因爲綜觀天氣情況不同，以致各預測因子之輕重亦各異，綜合結果自難完全適合個別情況。上項逐步複式迴歸方程曾將 62 及 63 年內六個在本區附近颱風之獨立資料加以試驗，所得結果分成三級雨量（不足 5 公厘， 5-10 公厘，及超過 10 公厘）

表三　逐步迴歸方程之試驗（62-63 年颱風季）
無高空資料之區域平均雨量

預測＼實測	不足 5	5 — 不足10	10以上	合　計
不　足　5	12 29%	3 7%	2 5%	17 41%
5 — 不　足　10	11 26%	0 0%	5 12%	16 38%
10　以　上	1 2%	1 2%	7 17%	9 21%
合　　計	24 57%	4 9%	14 34%	42 100%

表四　逐步迴歸方程之試驗（62-63 年颱風風季）
無高空資料之單站雨量

預測＼實測	不足 5	5 — 不足10	10以上	合　計
不　足　5	43 34%	4 3%	11 9%	58 46%
5 — 不　足　10	23 18%	2 2%	9 7%	34 27%
10　以　上	15 12%	10 8%	9 7%	34 27%
合　　計	81 64%	16 13%	29 23%	126 100%

表五　逐步迴歸方程之試驗（62-63 年颱風季）
有高空資料之區域平均雨量

預測＼實測	不足 5	5 — 不足10	10以上	合　計
不　足　5	4 9%	0 0%	2 5%	6 14%
5 — 不　足　10	13 31%	2 5%	1 2%	16 38%
10　以　上	7 17%	3 7%	10 24%	20 48%
合　　計	24 57%	5 12%	13 3 %	42 100%

表六　逐步迴歸方程之試驗（62-63 年颱風季）
有高空資料之單站雨量

預測＼實測	不足 5	5 — 不足10	10以上	合　計
不　足　5	4 3%	0 0%	1 1%	5 4%
5 — 不　足　10	29 23%	0 0%	8 6%	37 29%
10　以　上	52 42%	6 5 %	26 20%	84 67%
合　　計	85 68%	6 5%	35 27%	126 100%

並分別統計有高空資料及無高空資料，區域平均雨量及單站雨量，製成列聯表，如表三至表六所示。

表三爲無高空資料之區域平均雨量，完全命中者佔 46％，卽總數 42 次中有 19 次。雖然不够理想，但也不能說太壞。表四則爲同一資料之單站雨量綜合結果，完全命中者佔 43％，卽總數 126 次中有 54 次。區域雨量之估計僅略較單站爲高。

表五爲有高空資料之區域平均雨量，總數 42 次中完全命中者僅 16 次，佔 38％。表六中則單站雨量 126 次中完全命中者在 126 次中只有 30 次，佔 23％，實距理想太遠，難以應用。除非將來資料較多時，分類加以處理，或可獲得較滿意之結果。

五、邊洞卡獨立性抽樣之 χ^2 試驗及其預測豪雨之能力

本研究旣以比擬選擇爲主要目標，且已完成二十三年手選邊洞卡，故在進行電子計算機上之比擬選擇以前，先就該項卡片進行獨立性資料之 χ^2 試驗，以考驗其顯著性。卽將全部卡片分成兩部份，以單數年作爲抽樣之用，任意抽出 50 張，以雙數年作爲試驗之用，核對彼此所得之雨量，並以臺灣北部、鞍部及阿里山作爲試驗對象，由於任意抽出者，無雨及小雨之次數特別多，試驗之列聯表乃不得不改變組距爲；無雨（含雨跡 T）、0.1—不足5公厘、5公厘及以上。

北部地區平均雨量50次抽樣成績，如表七。陽明山鞍部如表八。阿里山如表九。北部完全命中者 35 次，佔 75％，鞍部完全命中者 32 次，佔 64％。阿里山完全命中者 25 次，僅佔 50％。

根據此項資料舉行 χ^2 試驗，因爲一共有 9 格，限制數爲 5，故自由度爲 $9-5=4$。倘取顯著性水準爲 1％，自由度爲 4 時，χ^2 之極限爲 13.28

表七　北部 50 次隨機抽樣估計六小時雨量之校驗

		實測			
		無雨	0.1 — 不足 5	5 及以上	合計
預測	無　　雨	21	7	1	29
	0.1—不　足 5	2	9	1	12
	5 及　以　上	0	4	5	9
	合　　計	23	20	7	50

表八　鞍部 50 次隨機抽樣估計六小時雨量之校驗

		實測			
		無雨	0.1 — 不足 5	5 及以上	合計
預測	無雨	21	4	4	29
	0.1—不足 5	5	4	2	11
	5 及以上	2	1	7	10
	合計	28	9	13	50

表九　阿里山 50 次隨機抽樣估計六小時雨量之校驗

		實測			
		無雨	0.1 — 不足 5	5 及以上	合計
預測	無雨	20	8	3	31
	0.1—不足 5	6	1	3	10
	5 及以上	3	2	4	9
	合計	29	11	10	50

(註)。計算結果，北部之 χ^2 值爲 35.7，遠較 13.28爲高，足見具有顯著性，鞍部之 χ^2 極限爲 14.8，稍高於13.28，表示略具顯著性。阿里山之 χ^2值得 5.6，遠低於 13.28，足見其無顯著性。此實在意料之中，因爲抽樣時各預測因子之優先次序主要以北部爲據，且氣壓梯度及中心之距離方位等也以臺北爲準，想要得到較高顯著性，南部各站必須重新計算，另建資料。

上面 50 次獨立抽樣之試驗，如以不足 10 公厘之 6 小時雨量（包括無雨）而論，北部地區命中 42 次，佔 83%；鞍部 37 次，佔 74%；阿里山 38 次，佔 76%。但雨量預報之目的，要在能預測豪雨。故進一步必須驗證手選邊洞卡預測豪雨之能力。

仍就上述 50 次獨立抽樣加以分析，假定不分北部、鞍部及阿里山，合併加以統計，而以 10 公厘以上不足 30 公厘者作爲中雨；30 公厘以上者作爲大雨。結果預測或實測在 10 公厘以上者一共有 30 次，中雨完全命中者 3 次，大雨完全命中者 6 次，合計有 9 次，佔30%。預測與實測差一級者分別爲 8 次；完全失敗者只有 5 次，佔 17%。

話雖如此，其中既然仍有完全失敗者，此種情況大都在颱風中心越過中央山脈脊線之時機，必須另謀補救辦法。本研究所得，以連續圖解廻歸法較爲有效，詳見科學發展月刊二卷九期及水利 20 期之兩篇專論，此處不再贅述。

六、機選比擬中各因子之權重與模式之建立

手選邊洞卡中之類似情況，因爲各預測因子已經大致按其所佔份量或靈敏性來劃分它的等級。第一次挑選，如果同一級內所得卡片太少，還可以加入上下兩個甚至四個相隣等級。但機選則必須指示挑選的範圍或限度，想要決定各預測因子應挑出的對等限度，事實上就是指各預測因子對預測值方差之貢獻。彼此要有一比照，在統計學上，卽稱「加權因子」(weighing factor)。

預測因子和預測值的關係，可以在成對預測因子所繪成之「雙向散佈圖」(two-way scatter diagram) 內看出來。如此獲得的結果如表十所示。此僅就比照而言。氣壓梯度因爲較小值的次數遠比較大值爲多，而且又常是第一或第二個優先挑出因子，所以如取 ±0.4，第一或第二次勢必挑出太多，所以最多命令它在 ±0.2 內挑出；如爲第一次，甚至還只能在 ±0.1 以內，因爲 ±0 的次數太多。可見另一修正條件爲：數值趨於極端者，限制應較寬；趨於中數者，限制應較嚴。

原則如此，實作時却並不這樣簡單。例如預測某地未來 6 小時雨量，假定第一優先爲 NW 向之氣壓梯度，當時如爲 0，可能就會挑出兩三百次 0 的情況，放大爲 ±0.1，也許可達三、四次，當然嫌太多，但不如此，又恐遺漏特殊相似情況。相反來說，如果當時氣壓梯度爲 +2.5，取 ±0.2 的範圍，可能也得不到四、五次，如果再放大範圍，又恐失去 NW 氣壓梯度所佔的重要性，其他預測因子也是一樣。

(註) 參閱 Hans A. Panofsky, Glenn W. Brier: Some Applications of Statistics to Meteorolegy, Table 11,

表十　比擬選擇之加權因子及挑選範圍

預測因子	單位	加權因子	挑選範圍
經度差	浬	65	±30
緯度差	浬	75	±40
NW氣壓梯度	毫巴／度	0.8	±0.4
NE氣壓梯度	毫巴／度	0.8	±0.4
高空風向	度	15	±10
高空風速	公尺／秒	25	±10
高空混合比	克／公斤	7.2	±35
暴風半徑	浬	115	±50
中心氣壓	毫巴	25	±15

另外一個問題，就是假定第三優先因子挑選得到5-10次，而第四則一次都沒有合乎命令範圍，此種情況，各次所得雨量勢必相差懸殊，應如何處理，顯然不外兩種辦法：一爲取其平均，一爲取其最接近者。後者可考慮其他預測因子，或加入月份相同（相近）的因子。

下面試以不同的三種命令讓電子計算機來挑選：

1. 預測因子值相同者如果超過 50 次，僅相同者按月日排列，取 50 次，其他合乎條件的也不取，相同者倘未超過 50 次，就按月日排列，全部選取。

2. 預測因子值相同者超過 50 次，不論多少，全部取用。如果沒有超過 50 次，則視合條件者錄取。倘合條件者超過 50 次，也按月日排列，取 50 次。

3. 不管它相同的次數，凡合乎條件，都按月日排列，取 50 次。

實作結果如下（爲省篇幅，只用甲類兩例，乙類一例）

甲類：無高空資料，有暴風半徑：

例(1) 63年 10月11日14時，自 X_1 至 X_7 之資料依次爲：120.6 18.2 980 290 1.7 0.9 300 求北部地區未來 6 小時平均雨量

優先次序及條件爲：$X_5(0.2)$、$X_1(0.5)$、$X_6(0.2)$、$X_2(0.5)$、$X_4(20)$、$X_7(50)$、$X_3(20)$

情況 1.：第一次挑 $X_5(1.7)$ 之條件在 ±0.1 以內者，已得 49 次。將此 49 次再按第 2 條件 X_1 之差值自小至大排列。

第二次挑選合乎 X_1 之條件 0.5 者，只得到 3 次。

第三次挑選 X_6 之條件在 0.2 以內者，上面所得之3 次，其 X_6 與 0.9 都已相差在 0.2 以上。所以不再挑選。

此 3 次之資料爲：

43, 8, 28, 14, 120.2 20.3, 950, 280, 1.7, 1.8, 240
雨量爲 45

41, 9, 1, 08, 120.4, 21.5, 987, 350, 1.6, 1.9, 160
雨量爲 1

56, 7, 11, 20, 121.0, 24.5, 984, 110, 1.6, 2.8, 60
雨量爲 0

如果取以上 3 次之雨量平均值 $(45+1+0)\frac{1}{3}=15.3$ 則與北部實得平均雨量 12.4 甚爲接近。

情況 2 及 3 得到和情況 1 同樣之結果，因爲 X_5 數值較大之故。

例(2) 63 年 9 月 27 日 14 時，自 X_1 至 X_7 之資料依次爲：121.3, 21.5, 980, 80, 0.7, 0.6, 100 仍求北部未來 6 小時之平均雨量。

優先次序及條件與上例相同。

情況 1. 第一次挑 X_5 之接近者，由於同樣爲 0.7 者已經超過 50 次，所以取 50 次，以第 2 優先 X_1 之差值自小至大排列。

第二次挑選 X_1 相差在 0.5 以內者只有兩次。

第三次按 X_6 之條件挑選，以上兩次都已超過 0.2 之範圍，此兩次之記錄爲：

43, 10.8, 0.8, 121.5, 17.5, 990, 270, 0.7, 0.1, 60
雨量爲 38

57, 9, 6, 02, 121.0, 21.8, 975, 290, 0.7, 1.4, 160
雨量爲 0

縱然取其平均 (19.0) 也和北部實際雨量 2.8 相差太大，可謂效果不佳。

情況 2. 第一次挑相同之 X_5，共得 60 次。此 60 次按第 2 優先 X_1 之差值排列。

第二次挑出合乎 X_1 相差在 0.5 以內者只有 3 次。此 3 次再按第 3 優先 X_6 之差值排列。

第三次挑出合乎 X_6 之 0.2 條件者只有 1 次。該次之資料如下：

42, 6, 5, 14, 121.0, 21.6, 993, 30, 0.7 0.6, 220
雨量爲 2

與北部實際雨量 2.8 相當接近。

情況 3. 第一次挑選合乎第一優先因子 X_5 之條件者共得 50 次，此 50 次再按 X_1 之差值排列。

第二次選出合乎 X_1 之條件者只有 2 次。

第三次應按 X_6 之條件挑選，因上面 2 次都已超過條件，故而停止。

這兩次之資料與情況 1 相同，故不佳。

照本例看來，似乎以情況 (2) 較能得到令人滿意

之成績。

乙類：有高空資料，無暴風半徑。

62. 9, 9, 20, 119.6, 20.7, 975, 300 2.6, 1.8, 90, 100 100, 57, 57, 42, 14 3, 7.6, 4 9

以上係自 X_1 至 X_{15} 依次排列，求鞍部隨後 6 小時之雨量，預測因子之優先次序及其條件如下：X_{10}(0.5)、X_{14}(0.6)、X_7(10.0)、X_{11}(20.0)、X_5(0.4)、X_8(0.4)、X_{13}(10.0)、X_{12}(10.0)、X_3(10.0)、X_6(10.0)、X_3(15.0)、X_9(10.0)、X_1(3.5)、X_{15}(3.5)、X_2(3.5)

由於預測因子較多，所以條件之範圍必須加以放寬，否則取不出足够之次數。

今求鞍部未來 6 小時之雨量

第一次按 X_{10} 之條件挑選，計得 39 次，然後按第 2 優先 X_{14} 之差值自小至大排列。

第二次挑選，合乎 X_{14} 之條件者得 20 次，按第 3 優先 X_7 之差值次序排列。

第三次挑選合乎 X_7 之條件者有 5 次，按第 4 優先 X_{11} 排列。

第四次挑選合乎 X_{11} 之條件者有 3 次，按第 5 優先 X_5 排列。

此 3 次均已超過 X_5 之 0.4 條件，故不再作第五次挑選。該 3 次之記錄如下

46, 9, 13, 20, 120.4, 20.4, 960, 290, 1.7, 1.5, 90, 100, 80, 66, 30, 20, 15.0, 8.4, 3.8 雨量爲 108

43, 10, 9, 08, 116 3, 17.6, 990, 270, 1.1, 0.1, 90, 170, 1,70, 60, 24, 34, 11.5, 6.6, 4.6, 雨量 21

57, 9, 5, 2 121.3, 21.7, 975, 260, 0.6, 1.4, 100, 90, 80, 48, 48, 30, 12.2, 6.8, 6.5 雨量 2

鞍部實際雨量爲 99 公厘，故如取第一次，即 X_5 差最小者，則可稱相當接近。

七、非颱風之熱帶性擾動豪雨預報

本研究計劃原定目標係以至少到達輕度颱風〔國際間稱爲「熱帶風暴」(tropical storm)〕之熱帶氣旋爲着眼點，但在研究過程中發現：未到達輕度颱風之熱帶性紛擾，有時亦可導致嚴重之豪雨，例如八七水災即係由於一連串小型熱帶低壓所導致，在預報過程中，實在難以劃分，例如：當天氣圖上發現臺灣附近有一熱帶低壓或氣流輻合現象，我人自不可以其未發展成熱帶風暴而不予預估雨量；相反言之，雖預測一颱風即將轉弱爲一熱帶低壓，仍可能有豪雨發生。故吾人必須分析歷來之個例，獲得一些預估本區雨量之經驗法則。

此項研究採取類型法，蓋導致此種豪雨之原因，當不外乎：熱帶低壓、間熱帶輻合區、東風波、氣流輻合、暖濕氣流因地形或冷空氣之抬高等等。但本研究並不包括單純冷鋒之南下。分析以 700mb 之流型爲主，共劃分爲七種型式。所謂豪雨，係以本局所屬測站任何一地出現日雨量 100 公厘以上者爲標準。

茲扼要說明如下（詳細內容將另有兩專文發表）

(一) DC 型

臺灣海峽附近有一熱帶性低壓，因受地形之影響而呈停滯狀態，南海輸入之暖濕西南氣流與華南吹出之廻流西北氣流相輻合，更增强其不穩定性。東海一帶常另有氣旋形環流，或爲發展完善之颱風，或爲溫帶低壓，有助於大量暖空氣之北上。高空均有强風區，或在 TD 之前方，或在 TD 之後方，視當時之綜觀天氣形勢而異。本型之主要特色爲臺灣海峽北部有 TD，後方有西南氣流之輻合，全區均可有持續性之豪雨，北部及中南部格外嚴重。本型因前方氣旋形環流强弱之不同以及臺灣海峽內 TD 所在位置之差異，又可劃分爲兩亞型。

1. DCA 型　此類僅能在極難得之機會下出現，主要因爲强烈颱風經過本區到達日本近海時，後方輸入暖濕逾常之西南氣流，並與華南吹出之廻流西北氣流相遇，形成輻合線，循海峽北上，藉有利之地形而形成 TD，以其深度甚淺，受阻於雪山山脈。臺灣以東之 700mb 高度有强風區，而海峽上空則風速殊弱

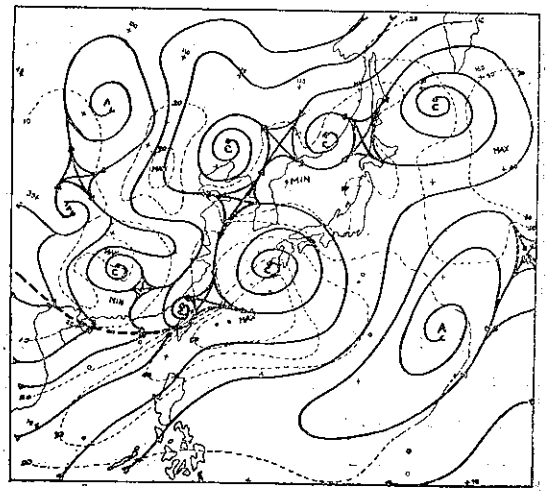


圖 1. DCA 類　1959 年 8 月 7 日 1200Z 之 700mb 流型及等風速線

Fig. 1. DCA type 700mb streamline/isotach analysis 1200Z 7 Aug. 1959

，迫使 TD 滯留在臺灣中西部，造成傾盆大雨。八七水災，即爲一範例，見圖 1。

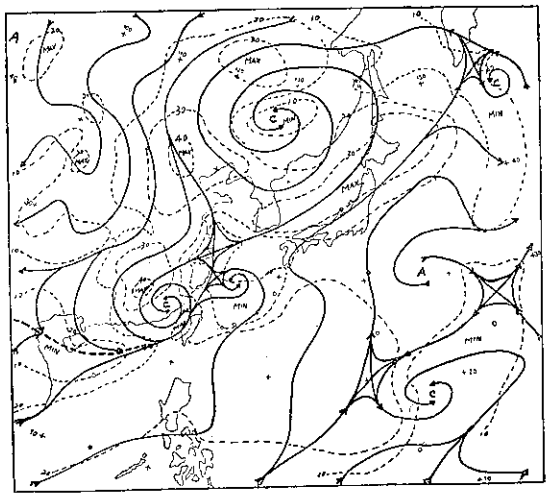


圖 2. DCB 型 1966 年 8 月 17 日 1200Z 之 700mb 流型及等風速線

Fig. 2. DCB type 700mb streamline/isotach analysis for 1200Z 17 Aug. 1966

2. DCB 型 此類與 DCA 類略有差異，僅在於 TD 偏處海峽西部，已在福建山地之上空。前方氣旋形環流較小，且位於東海。700mb 面上之强風區在 TD 之西邊，臺灣西海岸上空之風亦較强。此種情況，臺灣西部及南部受氣旋形環流之影響，均可發生豪雨。1966 年 8 月 17 及 18 日即爲一範例。原先爲發生籐原效應之一對颱風，蘇珊 (Susan) 自巴士海峽東部沿臺灣東部海面北上，至東海減弱爲 T.D.。蒂絲 (Tess) 則自琉球北方海面西進，經本省北部海面登陸福建，當時雖已減弱爲 TD，但高空之氣旋形環流仍甚顯著，如圖 2 所示。

(二) DF 型

臺灣及其南方有氣旋形之環流，有一個或以上熱帶性氣旋形旋渦，臺灣以北則有反氣旋形之氣流，因而與西南氣流遭遇在臺灣北部。各地均可能有豪雨，北部因冷空氣將暖濕氣流抬高，雨勢更猛。由於臺灣東南方及南海地區氣旋形環流多寡及强弱之不同，可再劃分爲兩亞類：

1. DFA 型 南海地區只有一個範圍較廣之 TD (或颱風)。東北季風與此廣大氣旋之廻流東南風輻合，形成一不連續面，臺灣北部海面高空有强風速帶。華北有高壓，反氣旋形環流向東南呈楔形伸展。1966 年 9 月 13 日 0000Z 之天氣圖形勢即爲一範例。如圖 3。由於西北向氣壓梯度增大，東北季風加强，所以臺灣北部及東北部均有豪雨。豪雨持續時間與 TD 向西北進行速度成反比，很少能維持兩天以上。

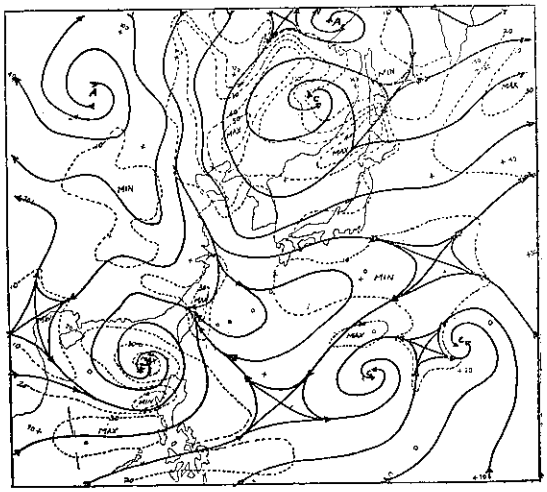


圖 3. DFA 型 1966 年 9 月 13 日 0000Z 之 700mb 流型及等風速線圖

Fig. 3. DFA type 700mb streamline/isotach analysis for 0000Z 13 Sep. 1966

2. DFB 型 此一副型與 DFA 型之差別，主要在於自中國大陸至菲律賓東方海面有一連串氣旋形環流，臺灣海峽之南部靠近臺灣西南部有一熱帶性低壓，自外蒙高壓吹出之變性大陸氣團循中國近海南下，與西南氣流相會於臺灣北部。此種情況，因同時受 TD 及鋒面影響，且大部爲登陸氣流，受地形抬高，各地均可能有豪雨。高空則臺灣海峽北部出現一强風

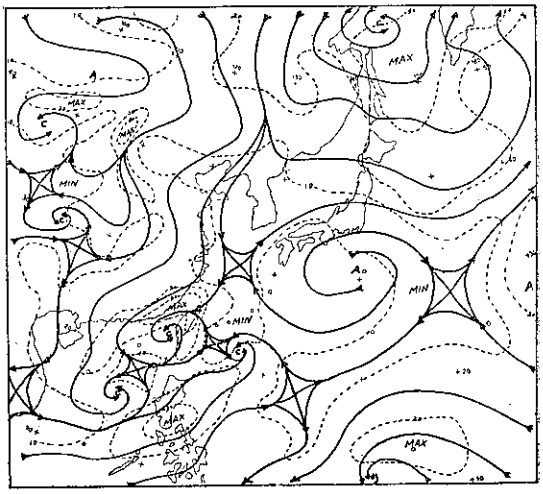


圖 4. DFB 型 1969 年 9 月 9 日 1200Z 之 700mb 流型及等風速線

Fig. 4. DFB type 700mb streamline/isotach analysis for 1200Z 9 Sep. 1969

區，更加深下層氣流之不穩定性。1969 年 9 月 9 日之情況可爲範例，1200Z 之流型及 700mb 等風速線如圖 4。

㈢ ITC 型

本型之主要特徵爲 ITC 因颱風登陸福建而引入本區。自此中心經臺灣西南海岸而至菲律賓東方海面。浙江近海上空有强風區，西南氣流近似與本島之軸線相平行，故而有受地形抬高之影響。ITC 之北上，加深氣流之暖濕禀性，以致各地均可能有豪雨，1963 年 7 月 18 日之情況可爲範例，0000Z 之 700mb 流型及等風速線如圖 5。

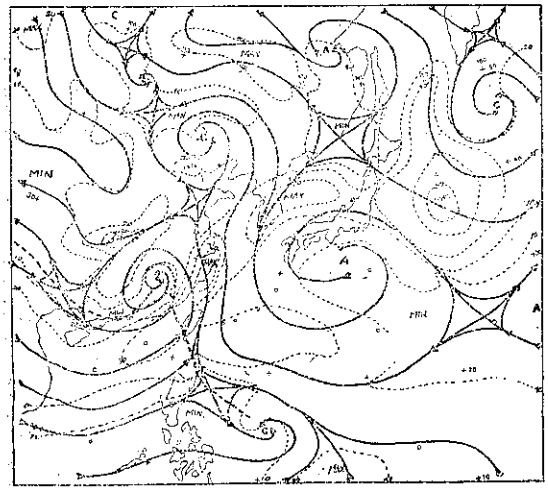


圖 5. ITC 型 1963 年 7 月 18 日 0000Z 之 700mb 流型及等風速線圖

Fig. 5. ITC type 700mb streamline/isotach analysis for 0000Z 18 July 1963

㈣ TDF 型

本型之特徵爲熱帶低壓與高空槽居於同等重要之地位，事實上也可以作爲 DC 型之一種副型，與 DC 型之主要差別在於後方氣流雖有輻合現象，但未形成輻合線。高空因有槽線通過，故臺灣東方 700mb 面上有非常顯著之强風帶。鄂霍次克海上空有深厚之氣旋形中心。由於 TD 位於海峽北部，故豪雨大都在臺灣之北部及西南部。1972 年 6 月 12 日卽爲此種情況，此日 700mb 流型及等風速線如圖 6 所示。

㈤ CD 型

此種型式之特徵爲颱風登陸華南變爲 TD 後，臺灣南方西南氣流與東南廻流信風有顯著之輻合，加

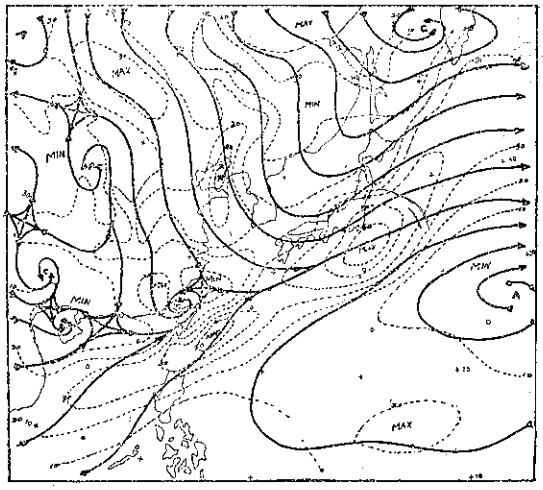


圖 6. TDF 型 1972 年 6 月 12 日 1200Z 之 700mb 流型及等風速線

Fig. 6. TDF type 700mb streamline/isotach analysis for 1200Z 12 Jun. 1972

以受地形之抬高，故有局部性之豪雨，但情況遠不及前面幾種型式之嚴重。1970 年 9 月 9 日卽爲此種型式之範例，1200Z 之 700mb 流型及等風速線如圖 7 所示。圖中 TD 後方之强風區無非爲地面環流受丘陵影響已減弱，但高空則仍能保持其强度。

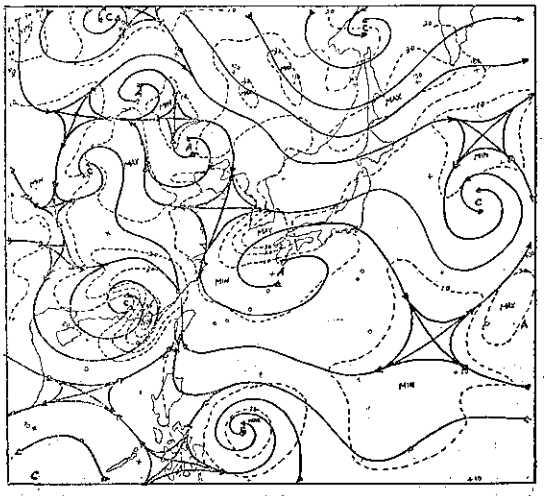
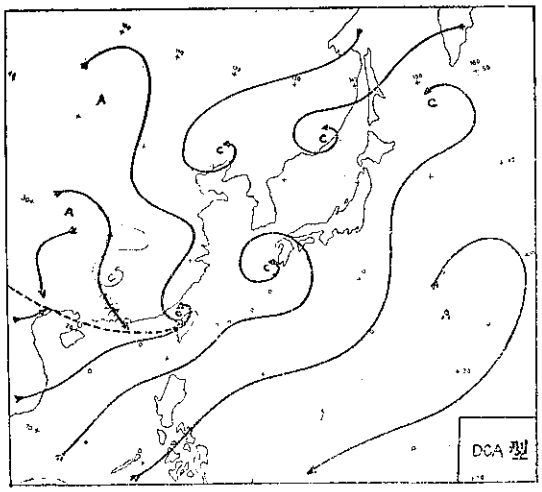
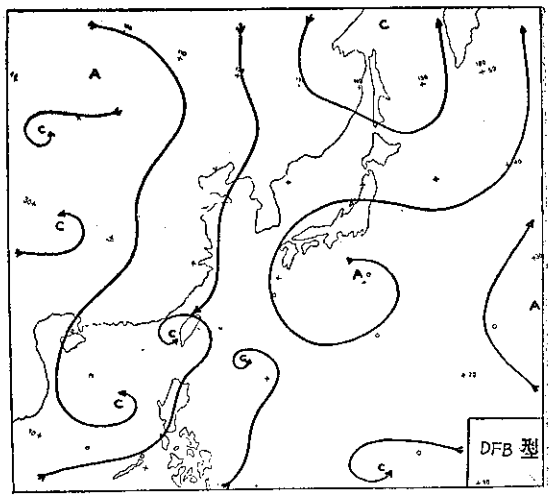
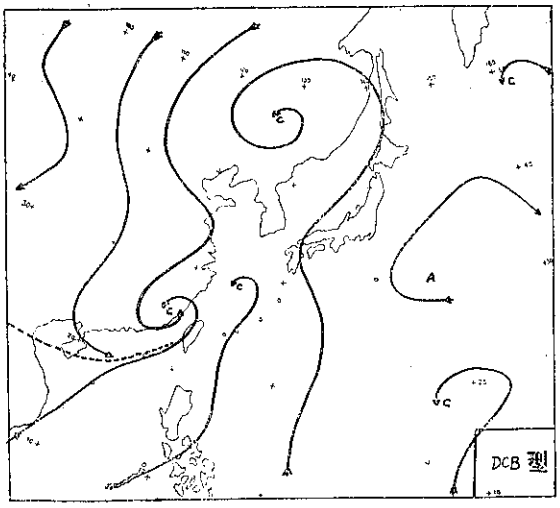


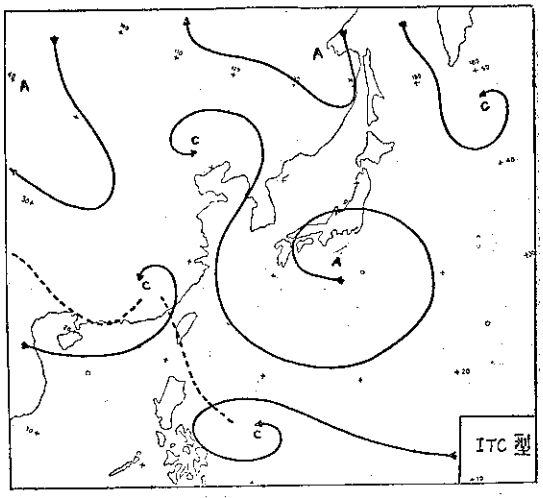
圖 7. CD 型 1970 年 9 月 9 日 1200Z 之 700mb 流型及等風速線

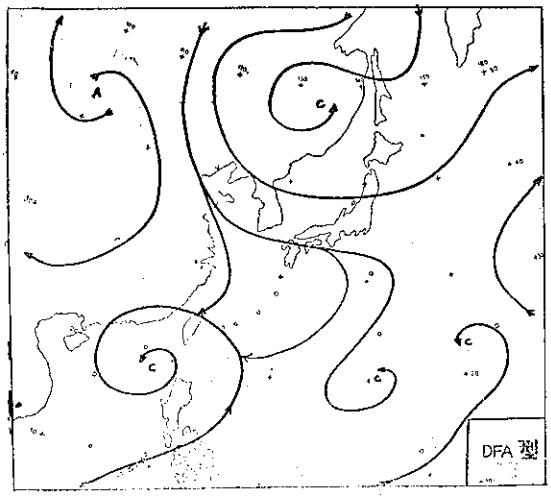
Fig. 7. CD type 700mb streamline/isotach analysis for 1200Z 9 Sep. 1970

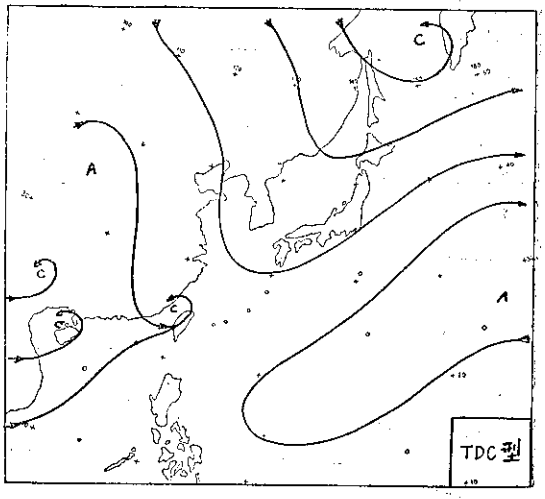

DCA 型


DFB 型


DCB 型


ITC 型


DFA 型


TDC 型

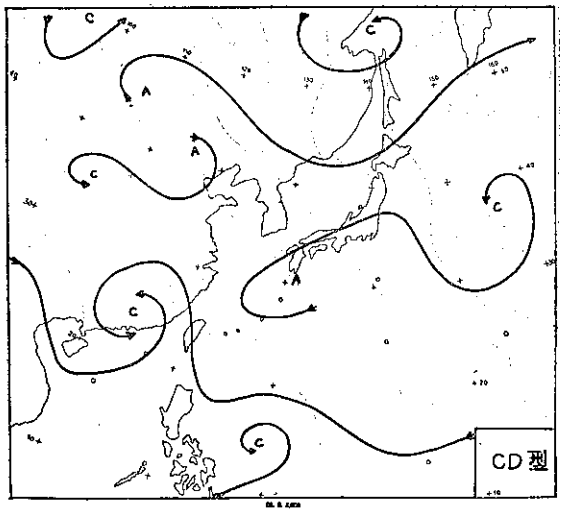


圖 8. 非颱風熱帶性豪雨之七種型式

Fig. 8. Seven types for tropical disturbance which causing heavy rainfall in Taiwan

玆將此七種型式之氣流線簡化成圖 8。

非颱風之熱帶性紛擾，導致本區各地產生豪雨，較諸颱風所引起者更難預測，我人雖可大致劃分爲上述七種型式，但降雨之區域及强度，主要由下列諸因子決定：

1. TD.，ITC 及輻合氣流之所在位置及强度。
2. 各該紛擾內之暖濕氣流與地形之相關，卽面向登陸之升坡地形或背向登陸氣流。
3. 氣流本身之暖濕垂直分佈及不穩定性。
4. 高空有無冷槽經過。
5. 地形對氣流之阻塞作用。

由此可見小型 TD 之釀成八七水災實屬極難得之機會，使所有有利於產生持久性豪雨之條件均湊合在一起，可見個例並無代表性。

八、双颱風使本區雨量偏移之研究

本區受單獨一個颱風之影響而產生降水，一般而論，尚稱簡單，但如附近有兩個颱風，則情況遠較複雜，彼此之氣流如何牽制，兩區如何移轉，非正常之預報方法所能應付，實有專題分析之必要。

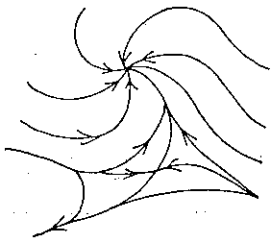
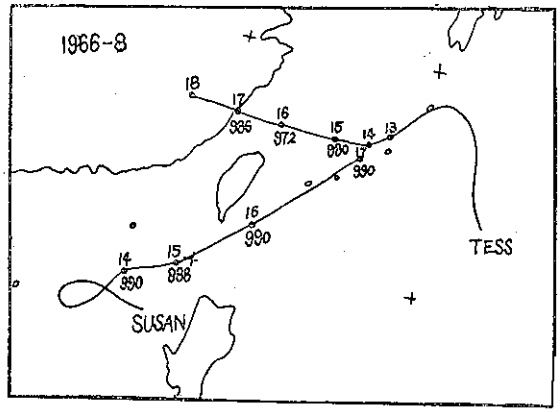


圖 9. 杜恩 (Dunn) 假設颱風區內之流場

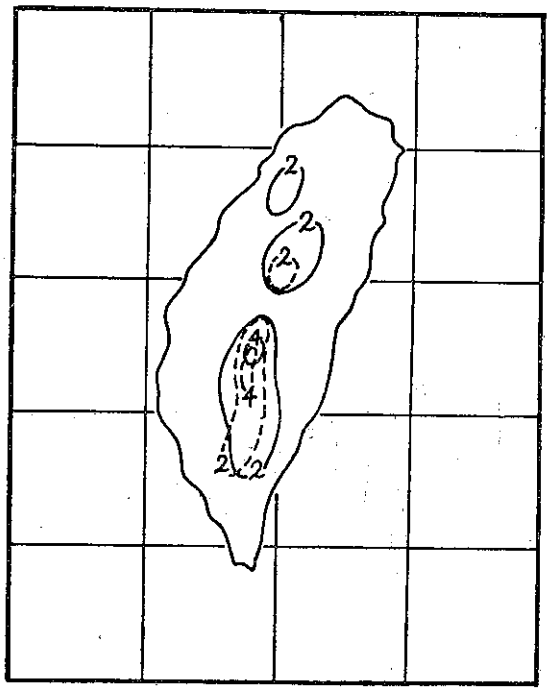
Fig. 9. Streamlines within typhoon (after Dunn)

表十一 蘇珊及蒂絲在臺灣附近經過時之雨量分佈 (公厘)

	北部	中部	南部	東部	鞍部	阿里山
8月15日	80	0	6	0	140	0
16日	20	22	0	20	65	380
17日	20	10	0	20	25	325



a. 蘇珊 (Susan) 及蒂絲 (Tess) 之路徑及中心氣壓



b. 1966. 8, 16 日 (實線) 17日 (虛線) 最大雨量出現地區，(圖示 200 及 400mm 線)

圖 10. 1966 年 8 月蘇珊及蒂絲兩颱風之路徑及雨量移轉

Fig. 10. a. The path of Suson and Tess in Aug. 1966

b. Its rainfall distribution (16-17Aug)

根據杜恩（Dunn）之研究，颱風侵襲時之雨量變化，與颱風範圍內之流型有關。颱風強度之維持，必具有如圖 9 之氣流場。當兩個颱風同時出現在臺灣附近時，如採用較強颱風作爲固定點，則其中性點必出現於各方向不同之位置，因而破壞颱風之降水型態。雙颱風之個例不多，玆扼要分述如下：

㈠ 1966 年 8 月之蘇珊（Susan）及蒂絲（Tess）

1966 年8月中旬臺灣附近出現之雙颱風蘇珊及蒂絲爲難得一見之藤原效應佳例。其路徑及16、17兩日雨量分佈如圖 10 所示，15-17 日之各區雨量如表十一。

表內可以看出一特點：15日後，北部及陽明山較之雨量銳減，按中性點雖在蒂絲之南方，但正好在臺灣北部，空氣有下沉作用。16、17 兩日阿里山連續豪雨乃由於西南氣流之進入，卽上節所述之 DCB 型，蘇珊已成 TD，僅蒂絲尚存在。

㈡ 1967 年 8 月之瑪芝（Marge）及娜拉（Nora）

1967 年 8 月之瑪芝及娜拉與上例之形勢迥異，二者並未產生藤原效應，娜拉近似自東南向西北穿過臺灣，而瑪芝則大致在同一時期在其南方，中心擦過呂宋之北海岸，路徑稍呈反氣旋形之彎曲，進行之速度略較娜拉爲緩慢。其路徑及 29 日（二者最接近時）之雨區如圖 11 所示，連續三日之雨量分佈，見表十二。

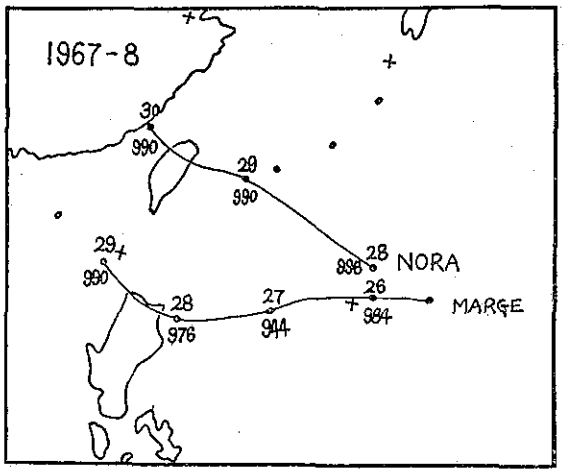
29日以後，娜拉登陸臺灣，勢力頓形減弱，翌日瑪芝亦趨於衰退階段。28 及 29 兩日，本區北部之雨量主要受娜拉之影響，29日各地雨量均增加，顯然同時受到兩個颱風之影響。至 30日，娜拉已穿過臺灣進入海峽，而瑪芝則在臺灣南方海面，故中部雨量減少，阿里山則增大一倍，表示西南氣流侵入，受地形之抬升。

㈢ 1968 年 7 月之娜定（Nading）及歐莉芙（Olive）

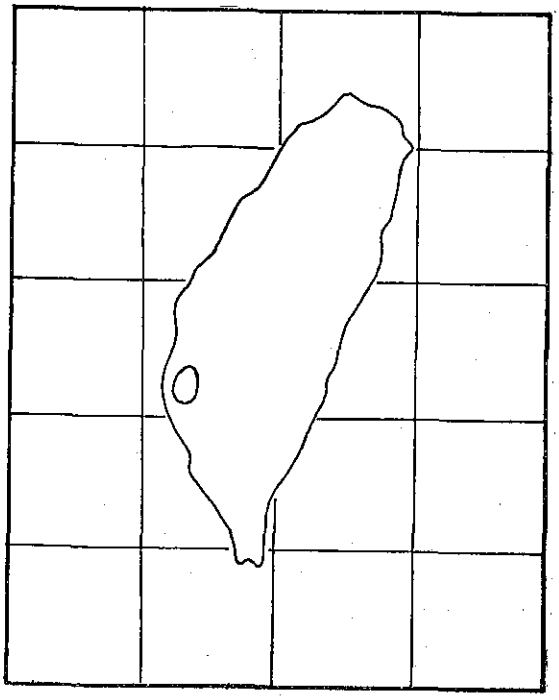
1968 年 7 月之娜定爲一路徑極爲特殊之颱風，初自菲島東方海面向西北，掠過臺灣南端，經東沙島入南海，其時另一颱風歐莉芙自南海迂迴北上。26日

表十二　娜抵穿越臺灣而瑪芝在南方經過時各地之雨量分佈

	北部	中部	南部	東部	鞍部	阿里山
8月28日	6	0	4	7	35	0
29日	20	50	40	50	25	20
30日	23	20	35	55	25	45



a. 娜拉（Nora）及瑪芝（Marge）之路徑



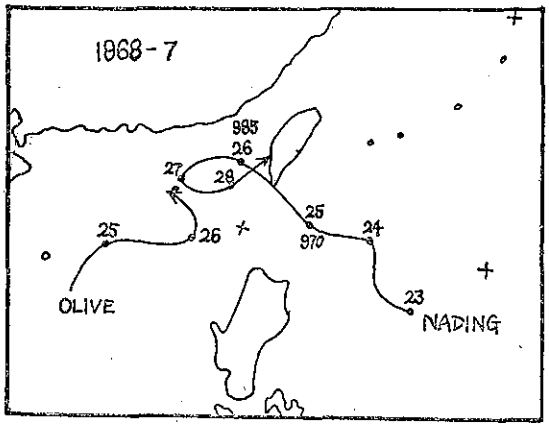
b. 1967. 8, 29日最大雨量出現地區，30日在同一地區出現，雨量爲 100mm。（圖示 100mm 線）

圖 11. 1967 年 8 月娜拉及瑪芝兩颱風之路徑及雨量分佈

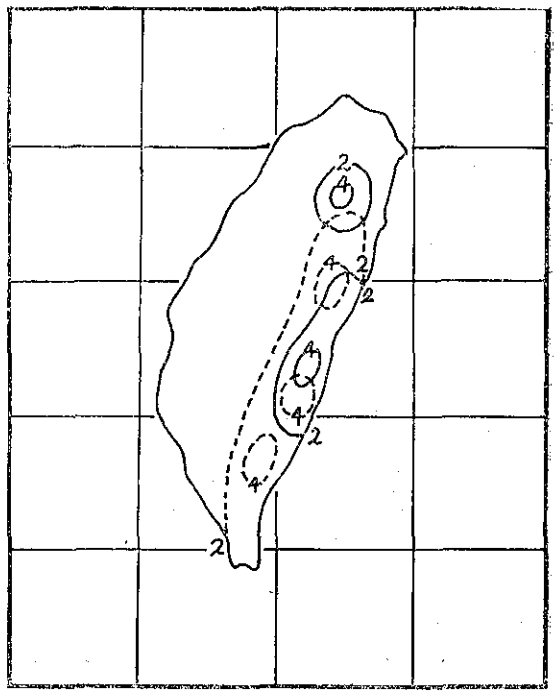
Fig. 11. a. The path of Nora and Marge in Aug. 1967
b. Its rainfall distribution (30 Aug.)

表十三　娜定及歐莉芙經過臺灣附近時之各地雨量分佈

	北部	中部	南部	東部	蘭部	阿里山
7月24日	70	0	10	45	135	T
25日	100	0	50	170	100	43
26日	75	0	85	145	70	25
27日	20	5	55	45	25	15



a. 娜定 (Nading) 及歐莉芙 (Olive) 之路徑



b. 1968. 7, 25 (實線) 26 (虛線) 最大雨量出現區域 200mm 及 400mm 線，向內增加。

圖 12.　1968 年 7 月娜定及歐莉芙颱風之路徑及雨量分佈

Fig. 12.　a. The path of Nading and Olive in July 1968
b. Its rainfall distribution (25-26 July)

彼此最爲接近，以其均在臺灣之西方，氣旋形環流廻轉至臺灣東岸登陸，故雨區集中在東部及北部。24-27日各區降水量見表十三。其路徑及雨量分佈則如圖 12 所示。

表內可見：24 及 25 兩日北部及東部均有大雨，純屬娜定之影響，26日北部及東部雨量稍減，南部則增加，以其最接近南部。歐莉芙之存在，僅有利於暖氣流之侵入，對本島雨量並無直接影響。

綜上分析，可見雙颱風同時影響臺灣雨量之實例甚少。唯有等距離交叉掠過臺灣南方及北方海面，雨量才會集中在山區，否則均受較强較近之颱風影響。雨量主要集中在面向登陸氣流之位置，在非列賓呂宋島北岸西進之颱風，常因西北或東北氣壓梯度之峻急，而北部及蘭陽地區有連續大雨，但如另有颱風經過北部，對各該地區之雨量，反而有減弱之功能。

九、所謂「乾颱風」禀性之研究

颱風區內，一般而論，雖然都有豪雨，但也有少數颱風，範圍及威力都不小，雨量却很少，習俗上稱之爲乾颱風。今以颱風侵襲臺灣（登陸或在近海經過而有災害者），各測候所記錄得每六小時雨量，無一次超過 5 公厘者，視作乾颱風之研究對象。經檢視民國 40-60 年之記錄，此種情形只出現過五次。即 51 年 8 月之莎拉 (Sarah)，53 年 7 月之貝蒂 (Betty)，53 年 7 月之都麗絲 (Doris)，54 年 6月之艾瑪 (Emma)，及 55 年 7 月之妮娜 (Nina)。

經個別分析各該颱風經過期間之綜觀天氣形勢及臺北之探空記錄後，綜合獲得共同特徵，可作爲今後預測乾颱風之經驗法則（詳細研究報告將另撰專文發表）如下：

1. 此五次颱風都在夏季之 6-8 三個月內，當時大陸上均爲低壓所盤據，並無冷空氣衝出，足以抬高颱風所挾帶的暖濕氣流。

2. 各該颱風逼近臺灣期間，臺灣西北方之氣壓梯度大都爲負值，東北方也多爲負值，否則亦爲極小之正值。

3. 各該颱風範圍均不大，封閉等壓線大都未能涵蓋臺灣本島，暴風半徑也很小。高空風都很弱。700mb 在 15KT 以下，高空混合比不大，700mb 在 7.5 克／公斤以下。

4. 這些颱風大都在逼近臺灣時突然減弱，或趨於消滅，原先也都在中度或輕度。

5. 五個颱風中有四個在六、七月，莎拉雖在八月，但誕生之緯度甚高，海面較冷。此五個颱風之路徑均在臺灣以東之海面經過，向北至向西北之間。

十、檢討及結論

本研究計劃全程三年，倘包括準備工作及構想階段，應有四年之久。雨量預報爲天氣預報中最困難之問題，特別是颱風經過期間之各地雨量，不僅視颱風本身之情況及周圍之環流所控制，且以臨近像臺灣那樣中間有高山而地形極爲複雜之大島，環流受破壞，氣流水平向及垂直方向產生顯著之輻合及輻散現象，受地形抬高或迫降，無不對一地之雨量具有重大之修正作用。預測其雨量，困難當可想見。

本研究雖僅以未來 6 小時之一地雨量或一區平均雨量爲着眼點，由於預測因子之無法把握，不得不以外延法作爲基礎，即假設當時之情況與過去 6 小時內之情況控制未來 6 小時內之雨量，實際上當然有相當大之出入，假定對各預測因子未來六小時內之變化有相當把握，而能作合理之修正，則對本研究效果之改進，自必有莫大之助益。

本研究係以比擬選擇作爲重心，先發展手選邊洞卡技術，然後進行電子計算機上之選擇。另一方面則發展連續圖解廻歸及自電子計算機得出預測各地（區）6 小時雨量之逐步複式廻歸方程，各該所得結果均予試驗，並鑑定其價值。此外，並曾驗證國內外最新發展之若干颱風路徑預報技術，分析非颱風之熱帶性紛擾導致本區豪雨之客觀條件，雙颱風及乾颱風之形勢，導出經驗法則，以利預報實作上之應用。

玆就本研究所得，綜合成若干結論如下：

一、一般而論，預測一地或一區未來 6 小時之雨量，比擬技術較逐步廻歸方程爲佳，主要因爲不同之綜觀天氣情況下，各預測因子所佔之輕重大有差別。舉例來說，一般情況下，颱風中心離一地愈近，所得雨量常較多；但因受地形之影響，中心在某一方位，其雨量常較中心在另一方位者爲多，另一截然不同之情況爲：中心雖遠在呂宋島東方或逼近巴士海峽，如大陸有高壓南下，則北部及蘭陽地區常有豪雨，可見距離因子之重要性被氣壓梯度所代替，逐步複式廻歸方程既爲綜合所有情況得到之結果，可見平均情況未必能滿足個別情況。比擬技術之優先次序及範圍雖然也是全部情況之結果，但最後挑出之若干次可以比照當時情況而取捨。

二、由此也可推知，手選邊洞卡較機選爲佳，也是因爲手選較易於衡量當時情況修正各預測因子之優先次序及範圍，而且手選邊洞卡之應用遠較機選爲方便而經濟，如嫌卡片太多，用針挑出感到不便，可以劃分爲 5—8月及 9—11月兩部份，因爲從 9 月起之綜觀情況代表秋季，與 9月以前常有顯著之差異。必要時甚至可以劃分爲三組。

三、無論比擬選擇或逐步複式廻歸方程，如果能加以分類，定可獲得較佳之結果。例如直接受颱風臨近之影響或因高壓南下抬高颱風前方暖濕空氣之間接影響；再或按颱風之強度或月份分類，但如此則勢必會感到每種情況資料不够。所以有待於將來資料增多後再實施。

四、以統計學之觀點而言，同一類（級）之出現次數必須大致相近，才能得出較可靠之結果。雨量預報之困難即在於此，即出現小雨或無雨之機會遠較豪雨爲多。氣壓梯度較大之出現機率亦以較微弱者爲高。故以比擬法而論，氣壓梯度較大之情況常可得到滿意之結果，反之則效果不佳。

五、如果改用機率預報，或者可以得到更好之結果。此種情況，雙向散佈圖 (two-way scatter diagram) 常有甚大助益。例如以經度爲橫坐標，緯度爲縱坐標而將一地 6 小時雨量塡入，用區域平均法得到等值線，很明顯地可看出若干集中區。但此種雨量集中區內仍可看出內中有多次無雨或少雨。故分別計算各該區內各級雨量之機率。再合併考慮其他預測因子在雙向散佈圖之機率，當可獲得較滿意之結果。

六、無論如何，預測分等級之雨量必較預報特定之雨量值易於成功。此爲顯而易見之事實，可見客觀要求不能太苛。須知像 52 年之葛樂禮颱風，各種預測因子相當者難得找到一次，可見無論比擬法或它種技術，都不可能有絕對把握說山地日雨量在 1000 公厘以上。

七、非颱風熱帶性紛擾所導致之豪雨，自然更難預測，八七水災之熱帶低壓即爲一例，但發展經驗法則仍有助於預報，可惜個例太少。控制因素不外乎：附近有熱帶低壓，ITC 穿越本區，氣流有輻合現象，冷鋒經過將暖濕氣流抬高，高空有冷槽，以及地形性之抬高等。乾颱風則大都爲臨近時突然變弱，北方氣壓梯度貧弱，或誕生在較冷海面上。雙颱風之個例極少，難作定論。

八、總之，純客觀技術不若半客觀技術，天氣預

報目前尚未能達到此理想境地。平均或綜合情況不能完全滿足個別情況，本研究只能說告一段落，仍有待於進一步之研究。

附識：

1. 本研究計劃係在國家科學委員會科技計劃支援下完成。
2. 本研究計劃之電子計算機作業部份在建教合作計劃下承交通大學工學院派許桂敏講師擔任。
3. 本研究計劃之助理研究員計有：任立渝、陳文恭、鄭俠、劉文明、黃培霖。

參 考 文 獻

1. 戚啓勳、吳宗堯：用比擬法預估颱風侵臺期內之降水量，科學發展月刊二卷九期，63 年九月。
2. Hans, A. Panofsky, Glenn W. Brier: Some Applications of Statistics to Meteorology, 1965
3. 戚啓勳、陳文恭、任立渝：用比擬法預估颱風侵臺期內之降水量，氣象學報 18 卷 3 期，61 年 9月。
4. 吳宗堯、戚啓勳：用比擬法預估颱風侵臺期內之降水量（二），氣象學報 19 卷 3 期。
5. 戚啓勳、任立渝、陳文恭：用連續圖解迴歸法預測臺灣各地之颱風雨量，水利 20 期，1973 年 10月。

保密防諜·
人人有責·

匪諜自首·
既往不究·

臺灣梅雨之分析

徐明同　紀水上

On the Analysis of "Mei-yu" in Taiwan

Ming-tung Hsu, Shui-shang Chi

ABSTRACT

In order to analyze the Mei-yu season in Taiwan Area, we use the historical precipitation data of Taipei, Taichung, Tainan, Henchung and Hwalien stations in May and June, and the weather maps of Far East Region from 1897 to 1973. The primary conclusions may be summarized as follows:

1. *During the "Mei-yu" season, there are two blocking highs locating* at the Sea of Okhotsk and Ural Mountain Area. Between these two highs, there is a quasi-stationary trough. The sub-jet stream goes through the middle and lower Yangtz River to Japan from the Kun-Lun Mountains. The plain of the Yangtz and the Huai River is affected by it. The wave disturbances are generated succesively in this plain, then move eastward, and reach down to Taiwan Area.

2. The Mei-yu phenomenon in Taiwan can be identified by the historical rainfall data. This phenomenon has been found more evident in the north of Taiwan than in the south.

3. The Mei-yu in Taiwan shows the transitional type from the Spring (frontal precipitation) to the Summer (convective precipitation). There exists roughly 2-3 year periodicity.

4. The Mei-yu season in Taiwan is defined by three methods: firstly by the five-day mean rainfall, it shows 25 days, namely from May 26 to June 19; secondly by the mean daily rainfall, 30 days, from May 20 to June 19; and thirdly by the average of rainy days, 32 days, from May 18 to June 19. It seems that the last definition is the most significant.

5. The probability of the initial date of Mei-yu in Taiwan from May 11-20 forms 40.3%, and the last date from June 15-19, 25.9%. The earliest initial date was May 2, took place in 1927, and the latest was June 17, 1948. The earliest terminal date was May 25, ocurred in 1914, and the latest was June 30, in 1903.

6. The typical Mei-yu period is about 25 days. The period more than one month takes 31.2%, and less than 10 days takes 10.4% which indicats that the Mei-yu is not evident once a decade.

7. In Taipei, the mean total rainfall in Mei-yu season consists 67.6%

of the total amount of the months of May and June. The largest amount of rainfall is 1094.3mm took place in 1903, and the least was 154.6mm in 1954.

8. The duration of the Mei-yu season is related to its initial date. The earlier the Mei-yu begins, the longer it lasts, and vice versa.

9. A cubic curve can be fitted between the total monthly rainfall and the rainy days of which the amount of rainfall is larger than 1 mm. The correlation coefficient between the monthly rainfall and daily rainfall of which the amount is larger than 50 mm, is 0.71 in May and 0.87 in June.

10. From the result of cross-correlation coefficients among the above mentioned stations, Taipei can be regarded as the representative station of the charateristic of Mei-yu season in Taiwan.

11. During the Mei-yu season the correlation field of minus area lies from North Taiwan to North China, while the plus area lies at the Pacific.

12. It is a rainy year when Taiwan is covered by the 500mb minus anomaly, while it is not a rainy year when the East Mainland and Taiwan Area are covered by the plus anomaly.

一、前　　言

臺灣在春夏之交，經常出現陰沉之天氣，並有間歇性或持續性之降水，甚至演變成爲豪雨，其持續時間約有一個月，此種因滯留鋒所帶來之霪雨，即稱爲「梅雨」(Plum rains, Mei-yü or Bai-u)。梅雨起迄之遲早，雨期之長短及梅雨期內總降水量之多寡，不但對農作物之生長、收獲、電力之供應，交通之流暢等有密切的關係，並且對人類健康有所影響。梅雨期間顯示高溫多濕的天氣，細菌容易孳生，食物容易腐爛、發霉，所以徹底研究梅雨並發展提前預報之方法，藉以造福人羣，實屬必要。

梅雨爲長江流域氣候之一種獨特現象，且遍及日本，臺灣及琉球〔系數昌丈（1972）〕亦受其影響。根據明朝謝在抗之五雜俎「江南每歲三四月（陽曆四五月）霪雨不止，而物黴腐俗謂之梅雨，自徐淮而北則春夏常旱，至六七月（陽曆七八月）之交，愁霖不止物始黴焉，俗亦謂之梅雨」。亦據四時纂要「閩人以立夏後逢庚日爲入梅，芒種後逢壬日爲出梅」，可見很早以前就有人注意此現象。

近代梅雨之研究，在日本有許多研究成果，其中比較重要者爲岡田武松(1910)建立具有最深遠影響之海洋效應學說，其後中田良雄（1931）提倡梅雨鋒學說。繼之奧田穰（1952）應用西風波理論說明噴射氣流及阻塞（Blocking）與梅雨之關係。Matsumoto et al.（1970）研究伴隨低層大氣中，中緯度擾動之梅雨鋒之結構。在我國亦有許多學者〔中國之氣候(1974)〕研究過梅雨。

有關臺灣之梅雨，日據時代日人並沒有重視，光復後，戚啓勳氏（1964）及王時鼎氏（1970）等始注意梅雨之研究。筆者等認爲梅雨雖爲長江流域至日本一帶之降雨現象，但實際上亦遍及臺灣北部及琉球〔系數昌丈（1972）〕。玆將自有氣象觀測以來，近七十七年（1897-1973）主要測站之觀測資料分北、中、南、東（北部以臺北，中部以臺中，南部以臺南、恒春，東部以花蓮爲代表），作有系統之分析研究，並對臺灣梅雨期作明確之劃分。

本文將上述測站近七十七年來之 5 月及 6 月的降水量及降水日數加以分析並探討梅雨期內，地面氣流及高空氣流之關係，以及副熱帶噴射氣流之消失與梅雨之關係。其主要內容分爲：(1)梅雨期內天氣圖型式，(2)梅雨期內臺灣之降水型式，多年變化及其週期性，(3)臺灣梅雨期之劃分，(4)梅雨期內之概況，(5)月降水量與日降水量之關係，(6)梅雨期內，從月降水量分析臺灣之地域特性，(7)梅雨期內，北半球 500mb 之高度偏差與月降水量之同時相關。玆逐項分析於后，以供氣象預報人員參考。

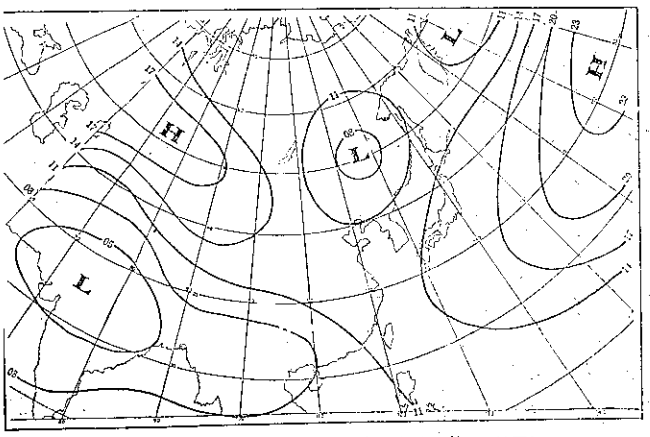


圖 1. 五月份標準地面天氣圖（單位：毫巴）

Fig. 1. Normal surface chart in May (unit:mb)

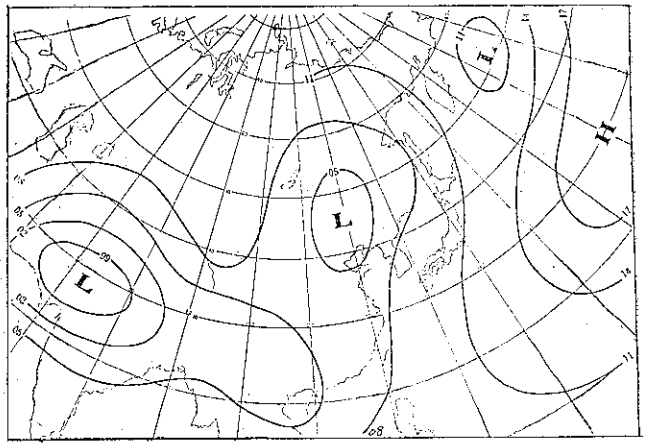


圖 2. 六月份標準地面天氣圖（單位：毫巴）

Fig. 2. Normal surface chart in June (unit:mb

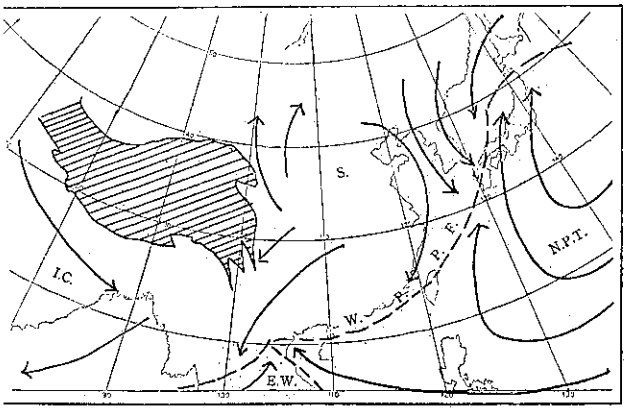


圖 3a. 五月份的地面鋒面帶與 2000 呎氣流的相互關係

Fig. 3a. The relationship between the surface frontal zone and 2000 ft flow chart in May

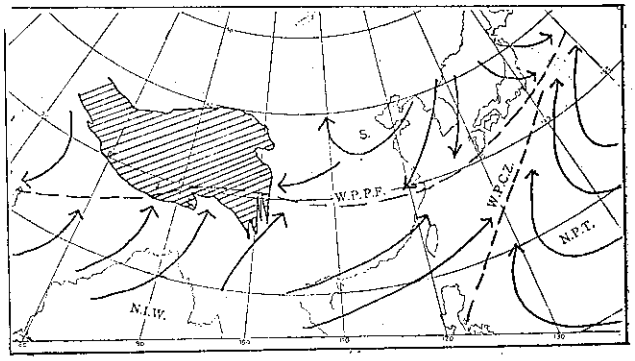


圖 3c. 六月份在 2000 呎的一般氣流型式

Fig. 3c. The general 2000 ft flow pattern in June

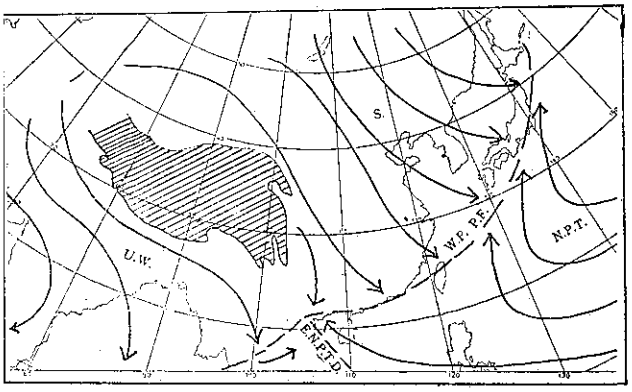


圖 3b. 五月份的地面鋒面帶與 10000 呎氣流的相互關係

Fig. 3b. The relationship between the surface frontal zone and 10000 ft flow chart in May

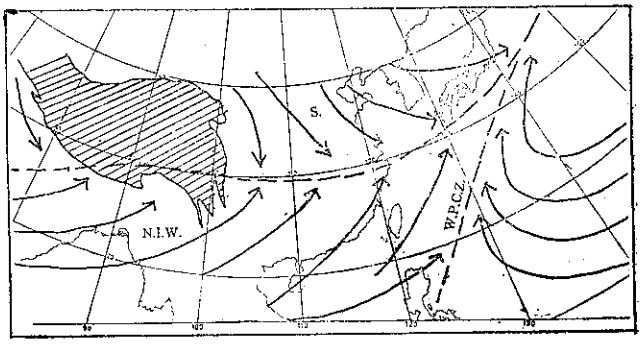


圖 3d. 六月份在 10000 呎的一般氣流型式

Fig. 3d. The general 10000 ft flow pattern in June (Fig. 3a-d, after Thompson)

圖示：① U. W. 高空西風
② W. P. P. F. 西太平洋極鋒
③ S. 西伯利亞氣流
④ N. P. T. 太平洋信風
⑤ E. P. T. D. 赤道西太平洋信風不連續帶
⑥ I. C. 印度大陸氣流
⑦ E. W. 赤道西風
⑧ N. I. W. 北印度西風
⑨ W. P. C. Z. 西太洋輻合帶

二、梅雨期之天氣圖型式

研究梅雨期之天氣圖型式，首先需要瞭解 5、6 月之天氣圖型式。如圖 1、2〔戚啓勳 (1964)〕，此二圖分別爲 5 月及 6 月之標準地面天氣圖，由此二圖可以看出自 5 月起，平均地面天氣圖上有顯著之改變。卽西伯利亞高壓急激衰退，印度北部之低壓伸展（此低壓東西向之軸線表示赤道槽之位置），北太平洋高壓勢力逐漸增强。臺灣地區如受赤道槽之影響，則西南季風盛行，若爲副熱帶高壓所控制，則以廻流之信風佔優勢。無論其爲西南季風抑或爲東南風，實受熱帶槽與副熱帶高壓脊線之進退所影響。

圖 3a-d 分別爲 5、6 月的氣流模型圖〔參考 Thompson, 子猷譯 (1955)〕。控制 5 月之主要氣流爲北太平流信風 (Northern Pacific Ocean Trades)，西伯利亞氣流 (Siberian flow)，印度西風 (Indian westerlies)，印度大陸氣流 (Indian Continent flow)。在此四種氣流之制衡下，地面輻合帶從日本海向西南延伸經臺灣、中南半島進入印度，此種型式卽爲臺灣梅雨期之典型氣流型式 (Flow pattern)。至 6 月南方氣流增强，相反地北方氣流減弱，而此副合帶向北移動，直至長江中下游，此時臺灣梅雨逐告終止，而梅雨降雨帶移至長江流域及日本地區。

在梅雨期內高空氣流之特性爲在高緯度上空，鄂霍次克 (Okhotsk) 海及烏拉 (Ural) 山一帶各有一穩定之高壓脊，在二者之間爲一準穩定性 (Quasi-stationary) 之低壓槽。鄂霍次克海上空之高壓脊屬於阻塞型 (Blocking pattern)，其南方有一切斷低壓 (Cut-pff low)。原受喜馬拉雅山影響而形成兩支之副熱帶噴射氣流 (Sub-jet stream) 如圖 4〔Yin (1949)〕，此時南支噴射氣流由 15°N 之南限北移至喜馬拉雅山南麓並告消失（爲東北季風減弱之階段），而北支噴射氣流移至 43°N 北限（爲西南季風逐漸加强之階段），日本上空之噴射氣流仍存在，但强度已減弱。此股噴射氣流經常產生一連串之波動，在地面天氣圖上，江淮平原上有相繼發生之氣旋波，自西向東推進至臺灣附近。由於受鄂霍次克海附近上空之阻塞高壓影響而成爲滯留鋒，稱爲「梅雨鋒」(Mei-yu or Bai-u front)，梅雨期之大量雨澤乃源於梅雨鋒。

圖 5-8 爲 1966 年 6 月 9 日 12 時 (GMT) 之地面天氣圖，850mb 等溫線圖，700mb及 500mb 高空圖。此等天氣圖上所顯示之共同性質爲在鄂霍次克海附近均有一阻塞高壓存在。在地面圖上，輻合帶由日本南方海面向西南延伸經臺灣至華南，同時東亞 850mb 高空圖上，顯示出兩個冷空氣中心，其一在鄂霍次克海，另一在日本海，由後者向西南延伸而成一冷舌橫貫於臺灣北部海面至華南。700mb 等壓面圖上，在華南地區有一明顯之橫槽存在，500mb 圖上，在烏拉山及鄂霍次克海上空各有一阻塞高壓存在

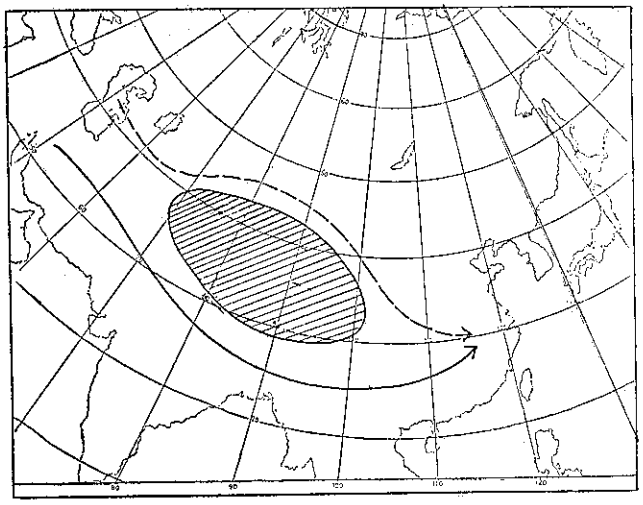


圖 4. 由於喜馬拉雅山北麓或南麓噴射氣流的位移而改變之氣流型式

Fig. 4. Change in flow pattern resulting from displacement of jet stream north or south of Himalayas (after Yin 1949)

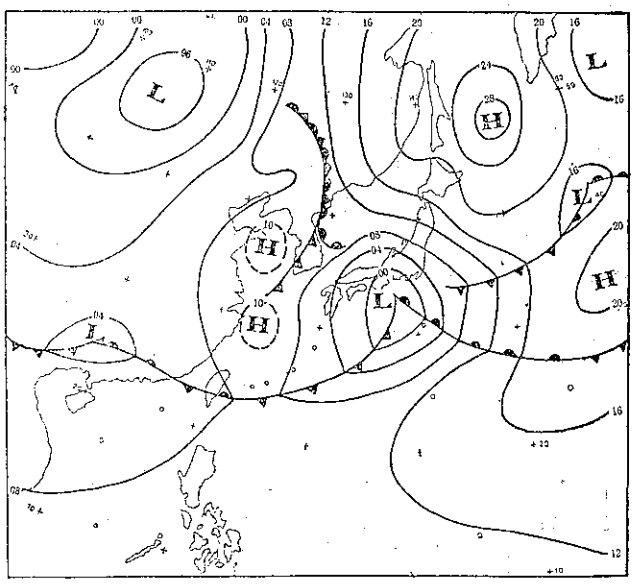


圖 5. 民國 55 年 6 月 9 日 20 時地面天氣圖

Fig 5. Sea level chart, 1200 GMT, 9, June, 1966

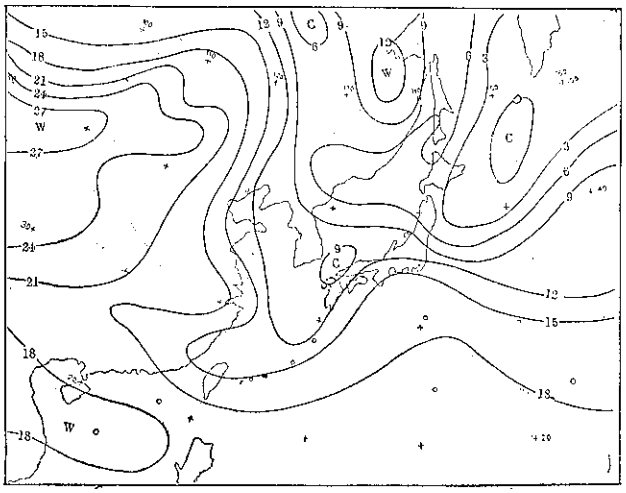


圖 6. 民國 55 年 6 月 9 日 20 時 850 毫巴等溫線圖
Fig. 6. 850 mb isotherm chart, 1200 GMT, 9, June, 1966

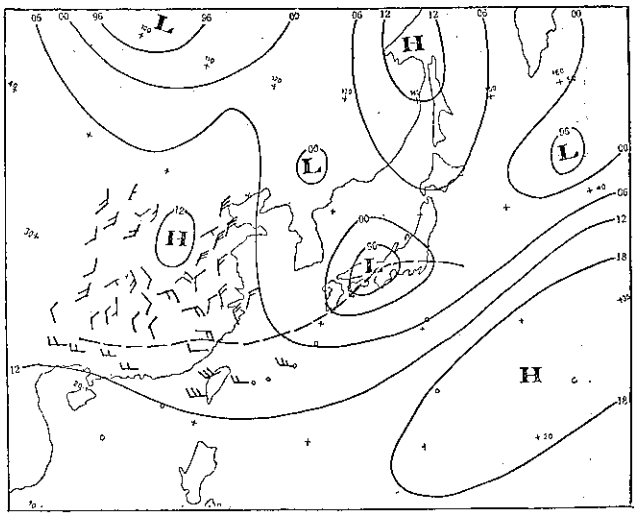


圖 7. 民國 55 年 6 月 9 日 20 時毫 700 巴天氣圖
Fig. 7. 700mb chart, 1200 GMT, 9, June, 1966

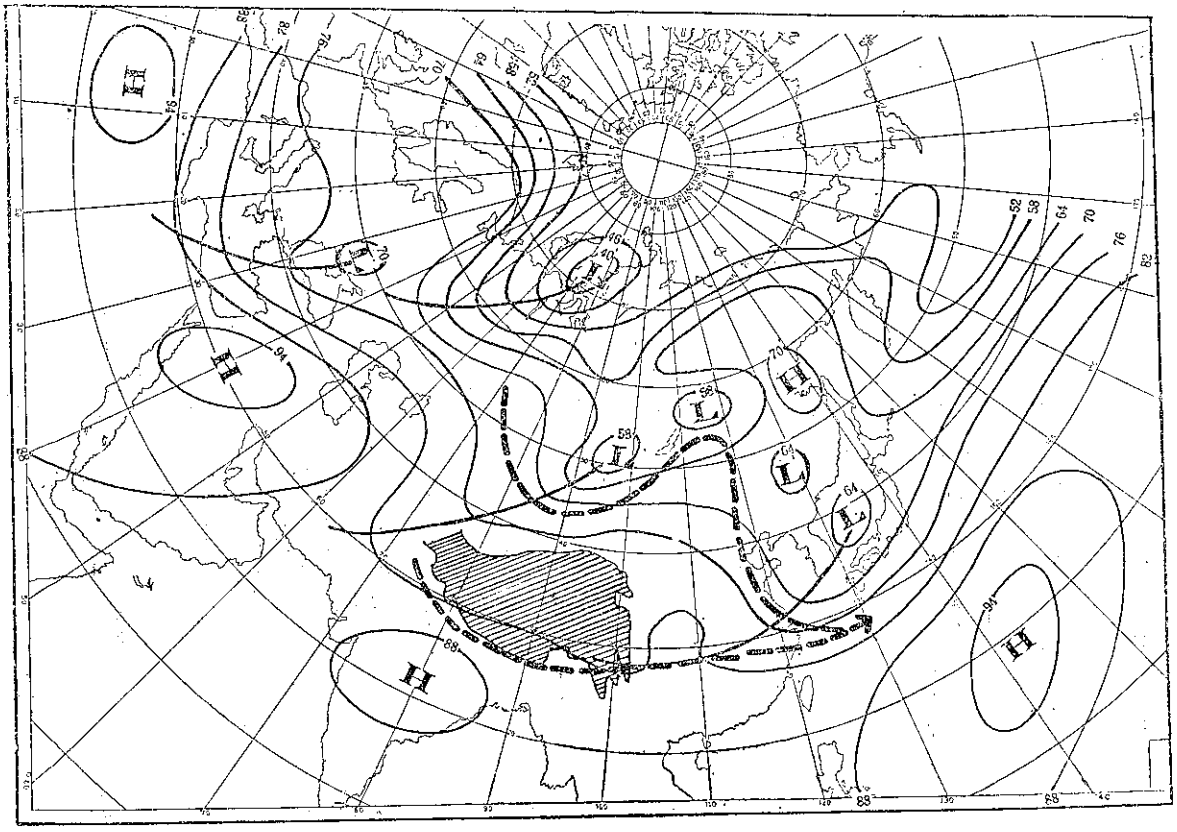


圖 8. 民國 55 年 6 月 9 日 20 時 500 毫巴天氣圖（斜線：喜馬拉雅山，粗斷線：強風軸）
Fig. 8. 500 mb chart, 1200 GMT, 9, June, 1966
(shaded portion: Himalayas, bold broken line: strong wind axis)

，我國大陸北緯 30 度左右有一橫槽存在。由於阻塞高壓之存在，華南區之高空槽，地面之輻合帶滯留不前，同時冷源由鄂霍次克海源源而入，加强了槽線及地面輻合帶之强度，而造成了明顯的梅雨現象。圖 9-15〔徐晉淮 (1971)〕，係另一些例子。

三、梅雨期內臺灣降水型式多年變化及週期性

臺灣四季之降水型式中，有冬、春之鋒面雨，夏季之對流雨，夏、秋之颱風雨。而梅雨期內之降水型式究屬於何種類型？蓋梅雨期之雨澤源於梅雨鋒，此梅雨鋒係由鄂霍次克海來之冷氣團及來自南方之暖氣團所造成之準滯留鋒 (Quasi-stationary front)。若鋒面靠近臺灣或在臺灣本土時，則受鋒面之影響而降雨，是屬於春雨型，反之若鋒面北移而遠離臺灣本土，且位在臺灣北部海面時，臺灣卽受西南氣流入侵

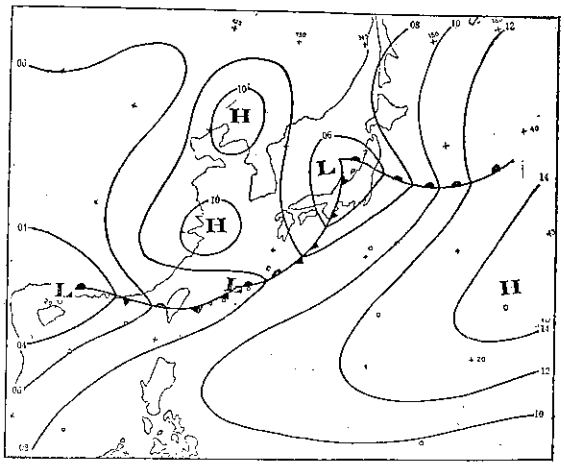


圖 9. 民國 38 年 6 月 11 日 8 時地面天氣圖

Fig. 9. Sea level chart, 0000 GMT, 11, June, 1949

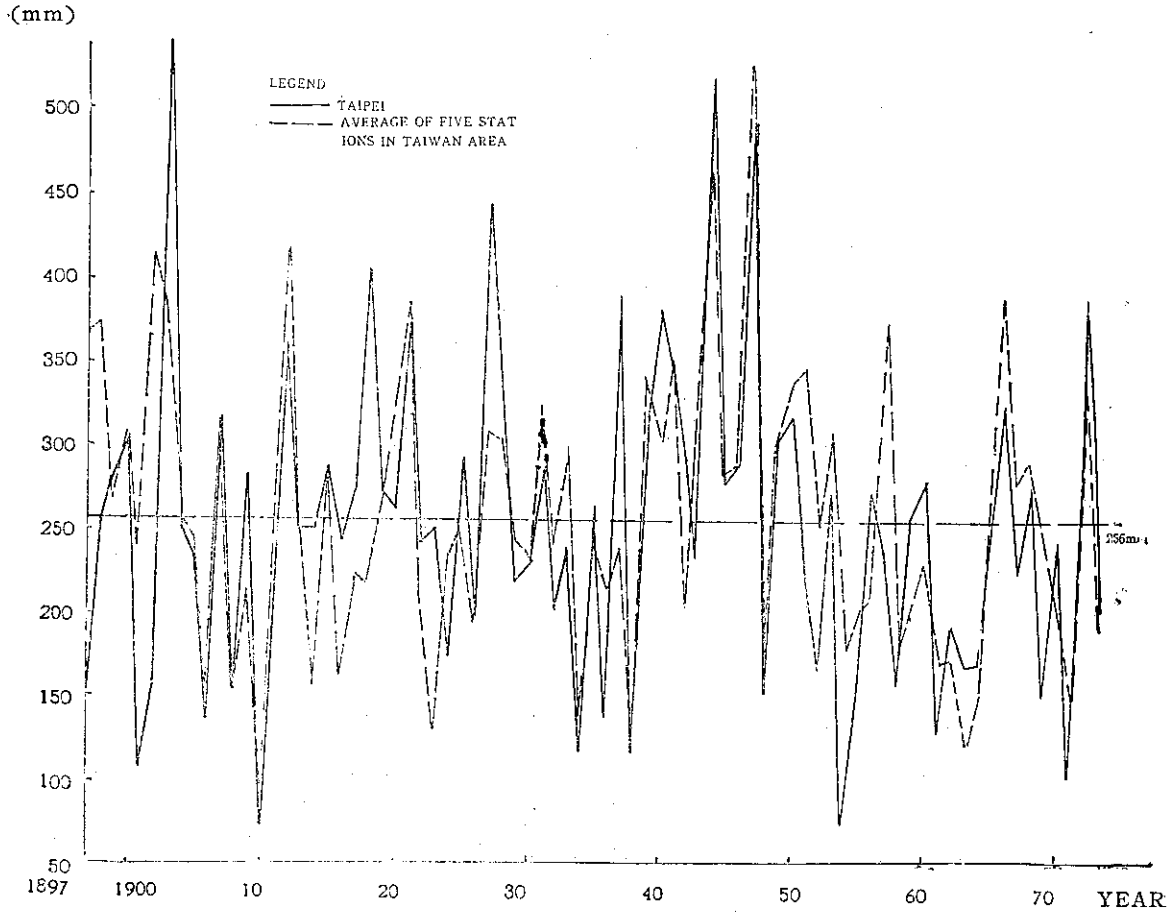


圖 16. 臺北一站及臺北、臺中、臺南、恒春及花蓮等五站平均之 5 月 6 月平均雨量逐年變化圖
(資料時間：1897-1973)

Fig. 16. The secular variation of the mean rainfall in Taipei and of the five stations (Taipei, Taichung, Tainan, Henchung and Hwalien) in May and June from 1897 to 1973.

之影響而造成降雨，是屬夏雨型。由此可見梅雨期之降水型式是半屬於鋒面雨（春雨型），半屬於對流性陣雨或雷雨（夏雨型），即爲春夏降水過源型。

分析近七十七年來之降水資料，臺灣地區在 5月及 6 月之降水日數，可長達月餘之久，短者僅數日而已。換言之，在臺灣可出現爲期甚久之梅雨期，亦可不出現梅雨（稱爲空梅）。梅雨期之長短與梅雨期內降水量之多寡成正比，梅雨期內雨量超過準平均(Normal)及低於準平均者甚多，即其年變差很大。

爲了要了解梅雨期內雨量之多年變化情況，特將臺北一站及臺北、臺中、臺南、恒春、花蓮等五站之降水資料繪製成爲逐年雨量變化曲線圖，如圖 16。

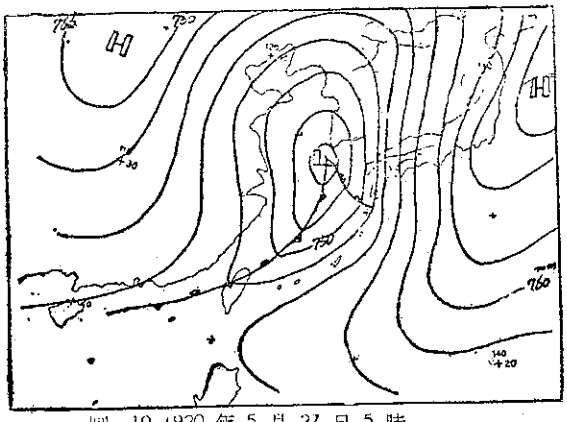


圖 10 1920 年 5 月 27 日 5 時
Fig 10 2100 GMT, 26 May. 1920

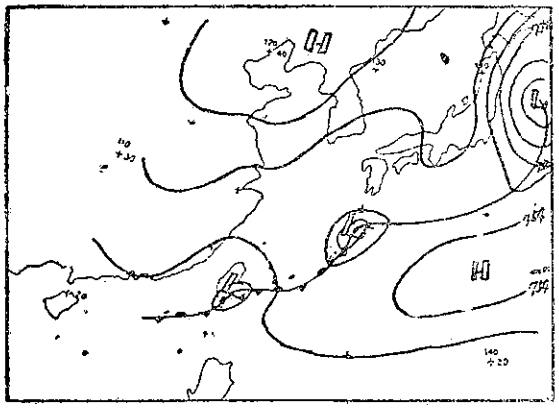


圖 11 1931 年 5 月 15 日 5 時
Fig. 11. 2100 GMT, 14 May. 1931

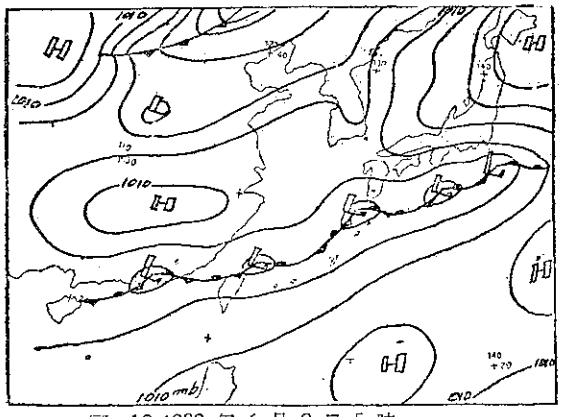


圖 12 1939 年 6 月 9 日 5 時
Fig. 12 2100 GMT, 8 June. 1939

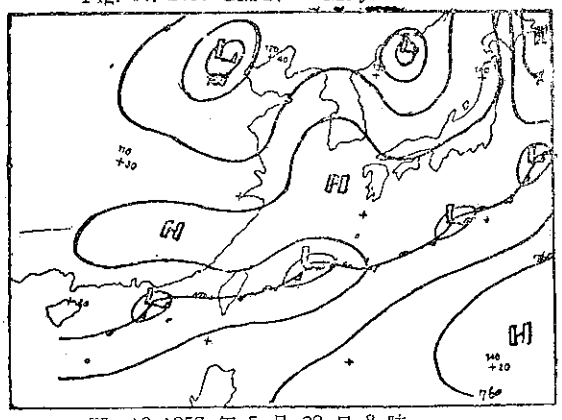


圖 13 1957 年 5 月 29 日 8 時
Fig. 13 0000 GMT, 29 May. 1957

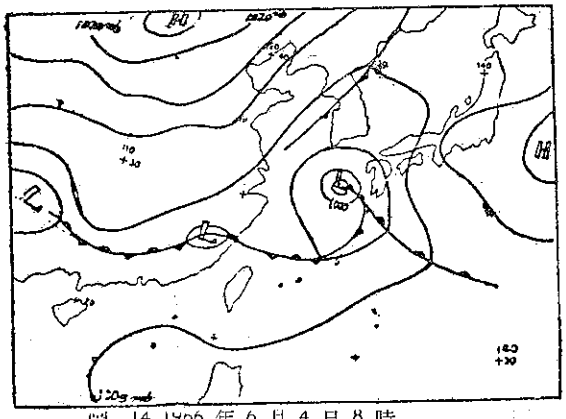


圖 14 1966 年 6 月 4 日 8 時
Fig. 14 0000 GMT, 4 June. 1966

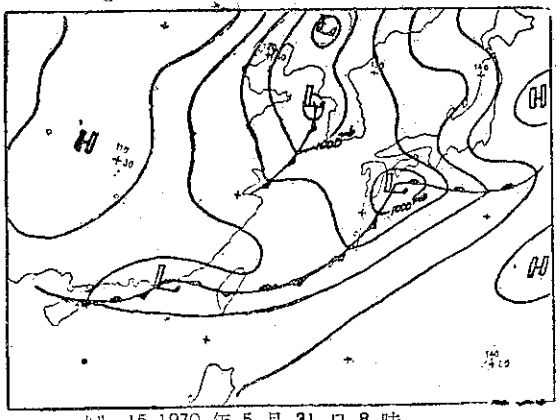


圖 15 1970 年 5 月 31 日 8 時
Fig. 15 0000 GMT,31 May. 1970

圖 10-15. 地面天氣圖(摘自徐晉淮)
Fig. 10-15. Surface weather chart (after Hsu)

並利用重覆頻度法〔鈴木榮一（1970）〕將此圖加以分析，其結果如表 1。由此可知臺灣地區在梅雨期間總雨量逐年變化之狀況及其週期爲具有 2-3 年之相當明顯週期。

表 1a. 七十七年來臺北極端降水量頻率表

Table 1a. The frequency of the extreme precipition of Taipei since 1897

間隔(年) interval (year)	波峯—波峯 peak to peak	波谷—波谷 trough to trough	合計 total
2	9	14	23
3	10	5	15
4	6	4	10
5	0	2	2
6	0	0	0
7	0	0	0

表 1b. 七十七年來五主要測站（臺北、臺中、臺南、恒春及花蓮）極端降水量頻率表

Table 1b. The frequency of the extreme precipition of five main stations (Taipei, Taichung, Tainan, Henchung and Hwalien) since 1897.

間隔(年) interval (year)	波峯—波峯 peak to peak	波谷—波谷 trough to trough	合計 total
2	11	12	23
3	5	4	9
4	5	6	11
5	1	1	2
6	2	0	2
7	0	1	1

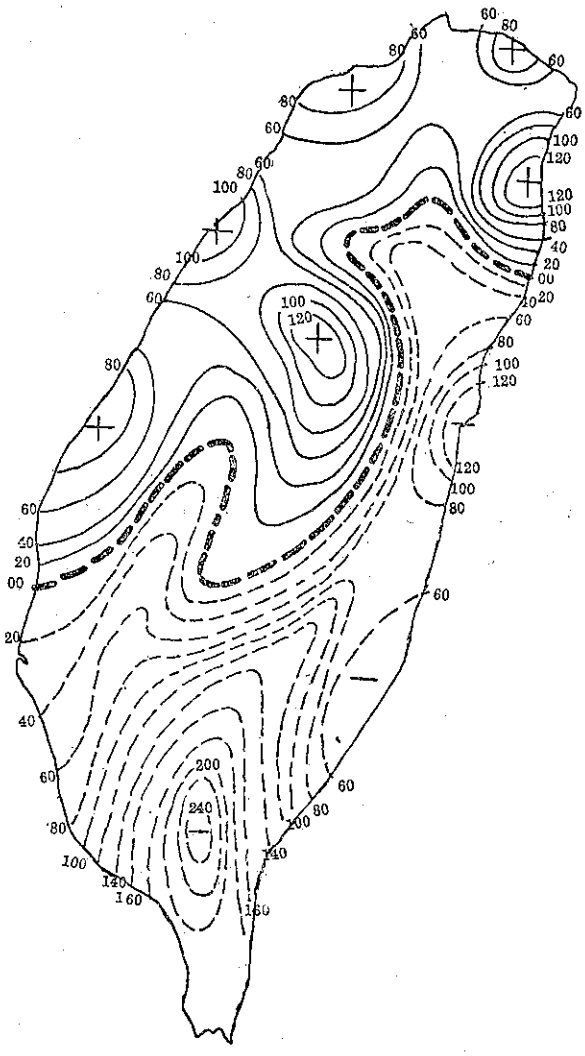


圖 17. 臺灣區六月七月平均雨量差值圖（參考王時鼎）

Fig. 17. The mean difference of precipition between June and July in Taiwan area. (after Wang)

四、臺灣梅雨期之劃分

前節已述臺灣地區梅雨之週期爲 2-3 年，但它究竟是遍佈全省抑或僅分布於局部地區而已，此仍在分析梅雨期之前所應瞭解之重要事項。據王時鼎氏(1970) 研究，在梅雨期間，無論雨量或雨日均應有一持續偏高期存在，由圖 17 可知，在嘉義以北及東部之宜蘭地區，6 月雨量大於 7 月爲正區，是表示梅雨顯著區域，反之則梅雨不明顯。

有關梅雨期之劃分，王時鼎氏 (1970) 曾將十四年 (1956-1969) 之降水資料，利用候 (五日) 雨量平均，日平均雨量，雨日等對臺灣梅雨期加以分析。本文之劃分方法亦承王氏之方法，惟所用之資料延長爲七十七年 (1897-1973)。上面已提過，臺灣在嘉義以南及東部北區，沒有明顯之梅雨現象。因此僅以臺北和臺中爲代表，茲將各種劃分方法敍述如下：

(一)由候平均雨量顯示臺灣梅雨期：

爲對臺灣梅雨有一確定之瞭解，特將過去七十七年 5 、6 月臺北及臺中之降水資料作出候平均雨量圖，如圖 18 及 19。藉 5、6 月臺北之日平均雨量 (8.5mm) 及臺中之日平均雨量 (8.2mm) 爲準。而候平均雨量之五分之一大於該值者，如斜線區訂爲梅

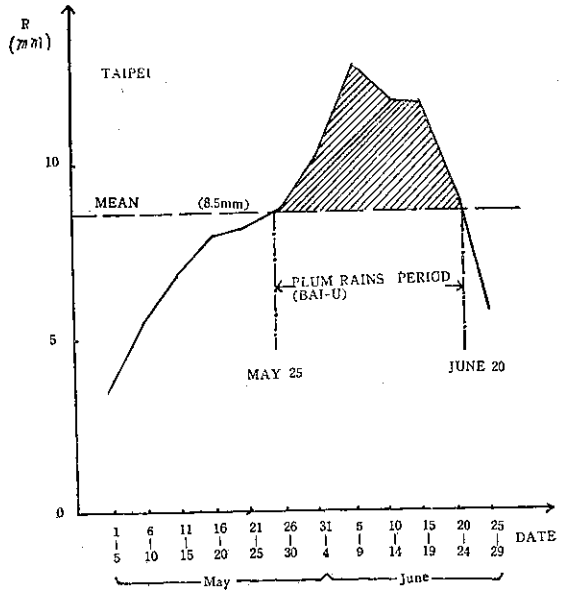


圖 18. 臺北候雨量平均所顯示之梅雨期
(資料時間 1897–1973)

Fig. 18. The Mei-yu period shown by the five-day mean amount of rainfall at Taipei from 1897 to 1973.

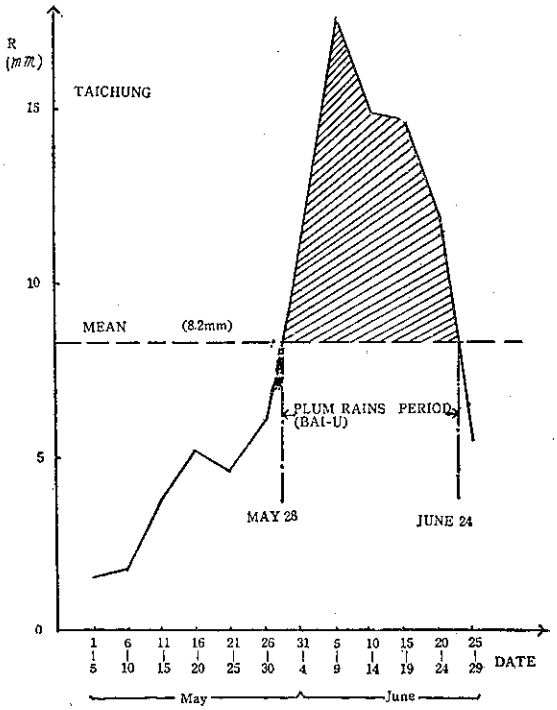


圖 19. 臺中候雨量平均所顯示之梅雨期
(資料時間 1897–1973)

Fig. 19. The Mei-yu periot shown by the five-day mean amound of rainfall at Taichung from 1897 to 1973.

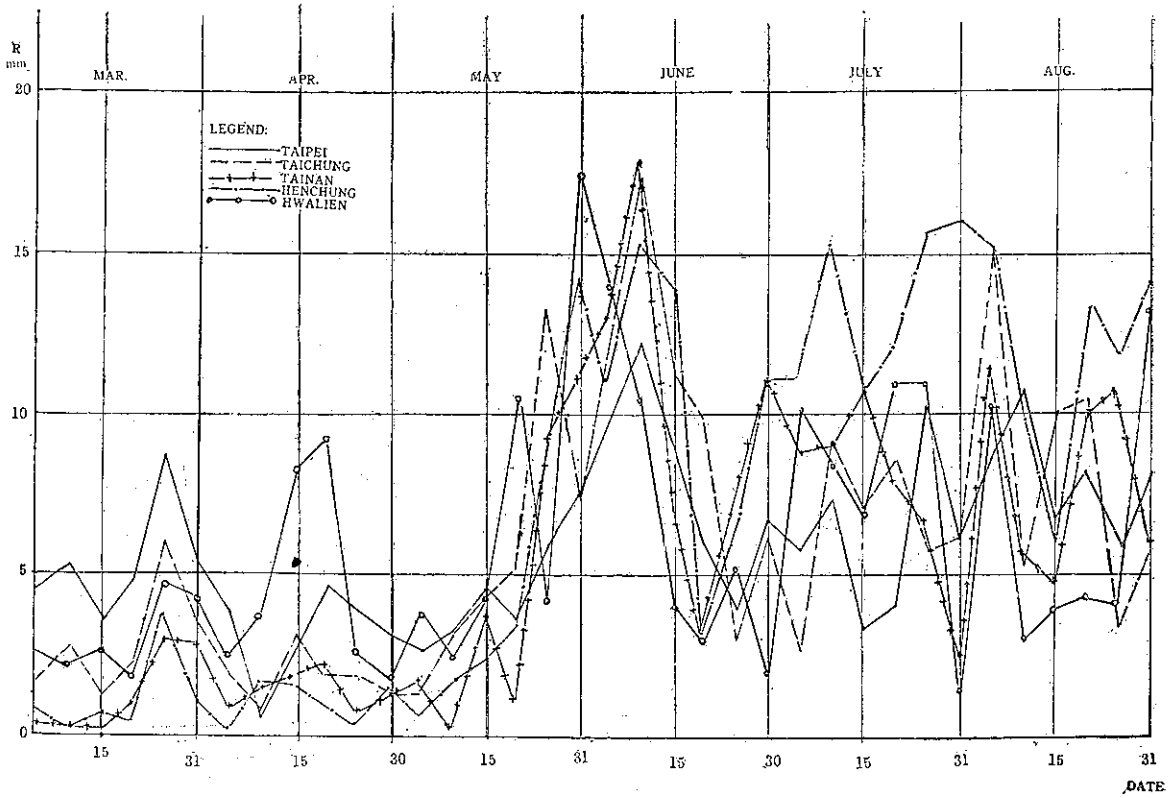


圖 20. 近十年來臺北、臺中、臺南、恒春及花蓮之候雨量平均曲線圖 (時間： 1961 年 3 月至 1970 年 8 月)

Fig. 20. The secular variation of five-day mean rainfall at Taipei, Taichung, Tainan, Henchung and Hwalien from May, 1961 to August, 1970.

雨期。由此二圖可以看出，臺北之梅雨期爲 5 月 26 日至 6 月 19 日計 25 天，臺中爲 5 月 27 日至 6 月 24 日計 28 天。除作出 5、6 月之候雨量平均外，另外作出近十年 (1961–1970) 3 月至 8 月之候雨量平均來印證梅雨期。圖 20 爲臺北、臺中、臺南、恒春、花蓮等五地在近十年之候雨量平均。由圖可知，降水量約在 5 月 20日後直線上升（表示入梅），至 6 月 10 日左右達最高峯（惟花蓮除外），而 6

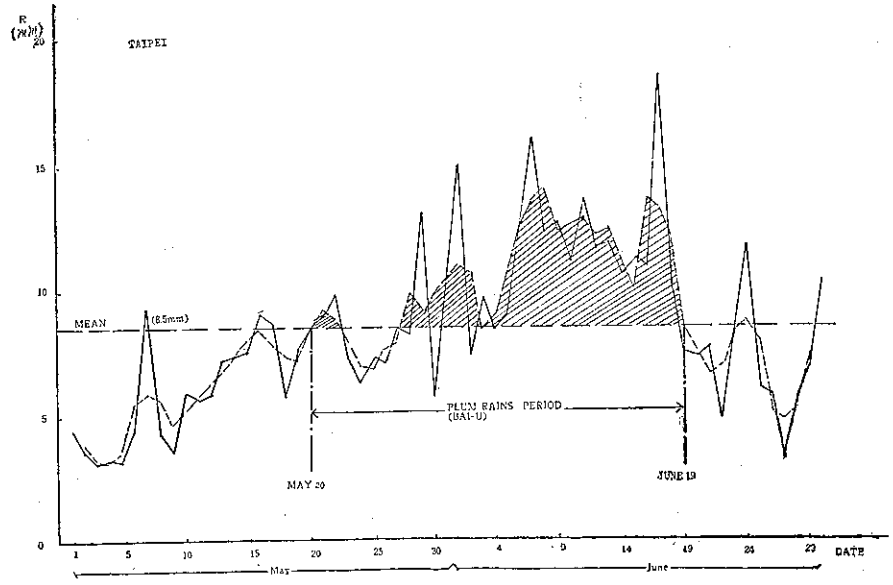


圖 21a. 臺北日平均雨量所顯示之梅雨期（資料時間：1897–1973）

Fig. 21a. The mei-yu period shown by the mean daily rainfall at Taipei (1897–1973.)

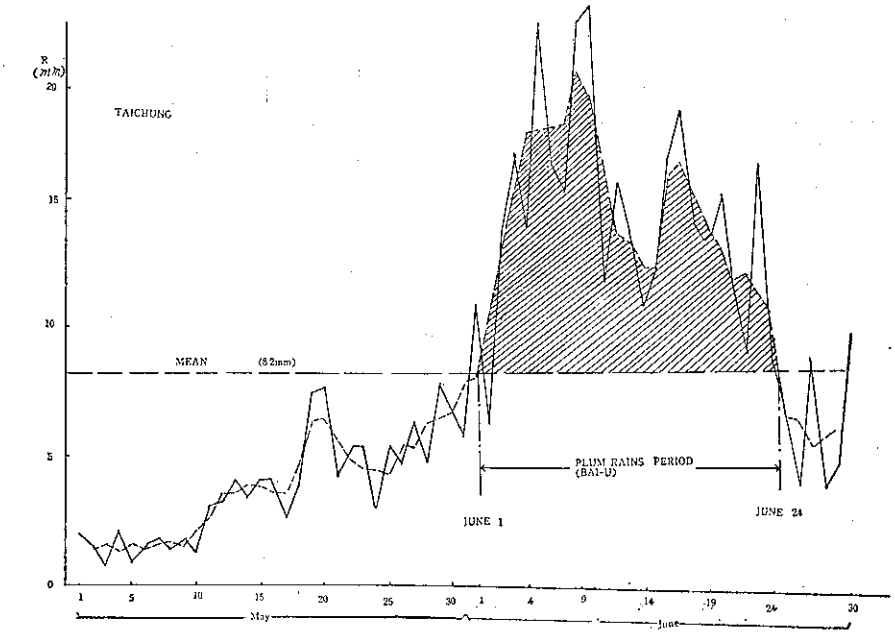


圖 21b. 臺中日平均雨量所顯示之梅雨期（資料時間：1897–1973）

Fig. 21b. The mei-yu period shown by the daily mean rainfall at Taichung (1897–1973.)

月 20 日後直線下降（表示出梅）。此後雨量再上升，此仍由於颱風雨之影響所致。

(二)依日平均雨量、雨日劃分

由上述之資料繪製成圖 21a、b 及 22a、b，圖中實線表日平均雨量及雨日曲線，虛線表示三日移動平均曲線，分析結果，由日平均雨量顯示之梅雨期爲：臺北是 5 月 20 日至 6 月 19 日，達 30 天之久，臺中是 6 月 1 日至 6 月 24 日，達 24 天之

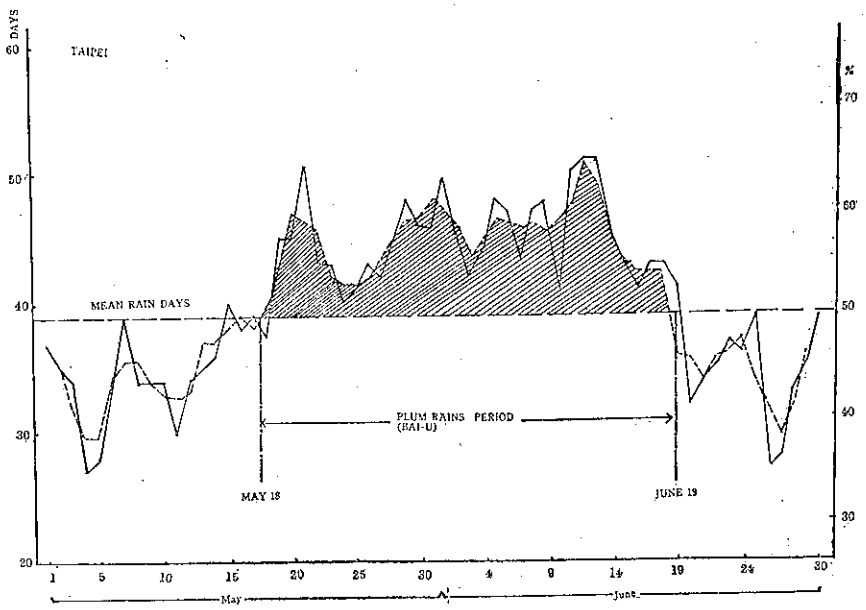


圖 22a. 臺北平均雨日所顯示之梅雨期（資料時間：1897–1973）

Fig. 22a. The mei-yu period shown by the average of the raing days at Taipei (1897–1973.)

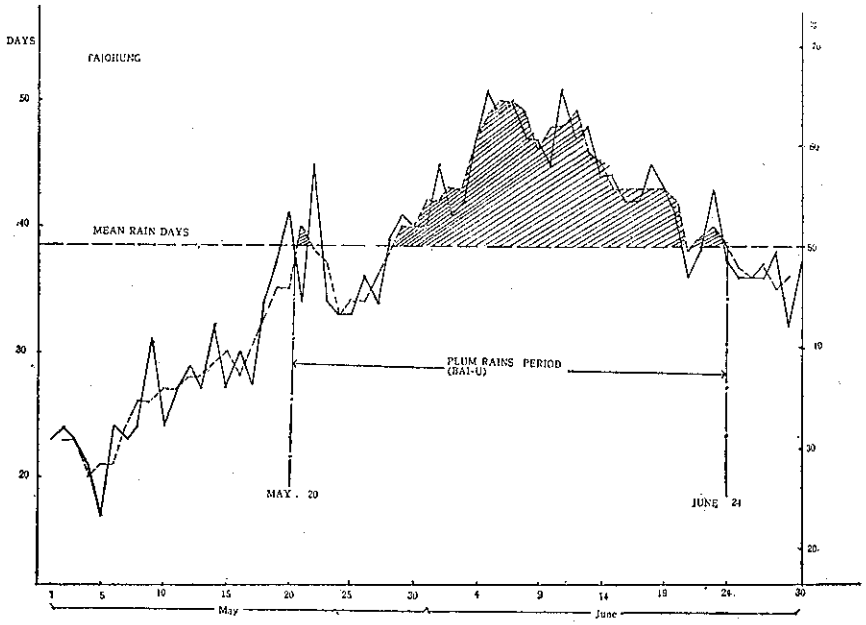


圖 22b. 臺中平均雨日所顯示之梅雨期（資料時間：1897–1973）

Fig. 22b. The Mei-yu period shown by the average of the rainy days at Taichung (1897-1973.)

久。由雨日顯示之梅雨期，臺北是 5 月 18 日至 6 月 19 日，計 32 天，臺中爲 5 月 20日至 6 月 24 日，計 35 天，此等較候雨量更能顯示確定之日期，但兩者所得之結果，入梅期相差兩天（指臺北而言）（18 日至 20 日）。於此有兩點需要說明：(1)期初由於西南暖濕氣流尚未顯著，故雨量較少及後來自西南夏季風與來自東北之淺薄氣團在本區穩定交綏，故雨量甚豐。迄至鋒面及波動推至長江流域，臺灣之梅雨才終止。(2)由於臺灣地區特殊，期初鋒面尚未影響及臺中地區，且由於西南季風尚未顯著。根據 Ramage (1971) 之研究結果，臺灣南部西南季風開始在 5 月 23 日左右，臺灣北部爲 6 月 7 日左右。故藉上述討論梅雨期應以雨日統計爲主更有意義，另外值得注意者，梅雨期中，日雨量大幅增加。至於雨日之或然率仍在 0.38-0.65（參見圖 22a）。

由以上所得，就臺北地區而言，其梅雨期係介於王時鼎氏所求之間（按王氏根據候平均雨量爲 5 月 21 日至 6 月 19 日，計 30 天，平均雨量爲 5 月 21 日至 6 月 17 日，計 28 天，雨日爲 5 月 11 日至 6 月 17 日計 38 天）。就氣候觀點而言，資料愈多當愈具有代表性，故筆者等認爲臺灣之梅雨期應在 5 月 18 日至 6 月 19 日爲佳。

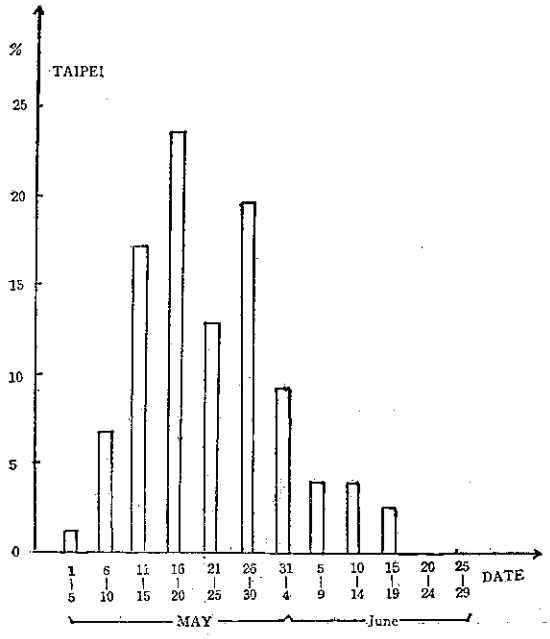


圖 23a. 多年之入梅或然率圖（資料時間：1897-1973）
Fig. 23a. The probabilities of the advent of initial date of the Mei-yu (1897-1973)

五、臺灣梅雨概況

我們已將近七十七年的梅雨期作了劃分，現在更進一步將入梅，出梅，梅雨期之長短及梅雨期降水量之或然率加以分析討論。首先要說明確定入梅及出梅的時間。其判訂標準主要是依降水資料及地面天氣圖爲主。在降水資料中，連續降水日數達 5 日以上者，且在臺灣地區有滯留鋒存在，即訂爲入梅開始，而鋒面北移且滯留於長江流域，同時降水也結束，則訂爲出梅。

(一)入梅概況：典型梅雨的開始，從圖 23a 知，有 40.3%集中於 5 月 11 日至 20 日這十天內（11-15 日有 16.9%，16-20 日有 23.4%），另有 39%出現於 5 月 26 日以後（26-30 日佔 19.3%），最早入梅的是 1927 年 5 月 2 日，最晚入梅的是 1948 年 6 月 17 日，二者相差達 47 天之多，在表 2a 列出近七十七年內十個最早入梅和最晚入梅的年份。由此表可知，入梅早者，梅雨期大都偏長，反之則有偏短之趨勢。在長江流域入梅的早晚和梅雨長度有

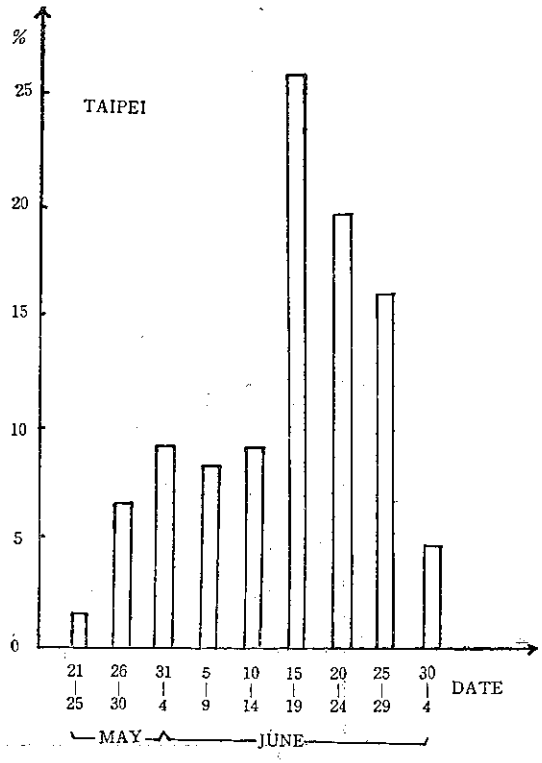


圖 23b. 多年之出梅或然率圖（資料時間：1897-1973）
Fig. 23b. The probabilities of the advent of terminal date of the Mei-yu (1897-1973.)

表2. 各 極 端 梅 雨 期 出 現 或 然 率（資料時間，1897–1973）

Table 2. The probabilities of the occurences of the extreme value in Mei-yu season since 1897–1973

(a)	最	早	入	梅	各	年					最	晚	入	梅	各	年				
年份	1927	1929	1956	1930	1965	1970	1919	1942	1953	1921	1948	1897	1898	1901	1963	1902	1904	1922	1908	1934
日期	5.2	5.8	5.9	5.9	5.10	5.10	5.11	5.11	5.11	5.12	6.17	6.16	6.13	6.13	6.12	6.6	6.5	6.5	6.4	6.3
距平	−16	−10	−9	−9	−8	−8	−7	−7	−7	−6	+30	+29	+26	+26	+25	+19	+18	+18	+17	+16
長度距平	+13	−12	−6	−1	+4	+8	−2	+17	+4	+10	−24	−24	−18	−26	−13	−20	−16	−16	−15	−10
雨量距平百分率	+73.5	−14.4	+28.3	−8.6	−7.1	−3.9	+6.4	+13.2	+6.8	+47.7	−40.0	−38.4	−0.1	−59.0	+113.7	−22.5	−1.9	−5.4	−30.1	−53.5

(b)	最	早	出	梅	各	年					最	晚	出	梅	各	年				
年份	1914	1929	1909	1910	1938	1945	1906	191	1913	1958	1903	1904	1907	1940	1937	1942	1970	1968	1898	1941
日期	5.25	5.27	5.28	5.28	5.29	5.29	5.31	5.31	5.31	6.1	6.30	6.30	6.30	6.30	6.29	6.28	6.28	6.27	6.26	6.26
距平	−25	−23	−22	−22	−21	−21	−19	−19	−19	−18	+11	+11	+11	+11	+10	+9	+9	+8	+7	+7
長度距平	−22	−12	−17	−22	−20	−20	−22	−13	−18	−11	−13	−6	+5	+1	+2	+17	+18	+9	−18	+7
雨量距平百分率	−2.1	−14.4	−11.0	−64.3	−48.3	+9.5	−46.7	−40.0	−1.8	−37.5	+113.7	−1.9	+22.9	+48.1	+54.8	+13.2	−3.9	+8.7	−0.1	+35.2

(c)	最	長	梅	雨	各	年					最	短	梅	雨	各	年				
年份	1970	1942	1927	1900	1921	1925	1957	1968	1924	1969	1901	1963	1897	1948	1954	1906	1910	1914	1971	1973
長度	49	48	44	43	41	41	40	40	39	39	—	6	7	7	7	9	9	9	11	11
雨量距平百分率	−3.9	+13.2	+73.5	+17.3	+47.7	+14.0	+51.2	+8.7	−32.4	−42.1	−59.0	−33.4	−38.4	−69.8	−40.0	−46.7	−64.8	−2.1	−52.3	−20.2
入梅距平	−5	−4	−13	−8	−6	−6	−9	−5	+3	−1	—	+17	+32	+15	+33	+7	+4	+1	+17	+10
出梅距平	+9	+9	−4	+6	+6	+6	+3	+5	+7	+5	−1	−13	+4	−13	+5	−19	−22	−25	−7	−11

(d)	最	大	梅	雨	量	各	年				最	少	梅	雨	量	各	年			
年份	1903	1944	1947	1927	1918	1937	1957	1915	1940	1921	1954	1910	1901	1934	1971	1961	1938	1906	1936	1969
雨量距平百分率	+113.7	+103.2	+91.4	+73.5	+58.5	+54.8	+51.2	+50	+48.1	+47.7	−69.8	−64.8	−59.0	−53.5	−52.3	−48.6	−48.3	−46.7	−45.7	−42.1
長度	18	35	23	44	27	33	40	38	32	41	7	9	—	21	11	25	11	9	18	39
入梅距平	+28	+1	+14	−13	+8	+12	−9	+3	+12	−3	+15	+4	—	+19	+17	+3	+3	+7	+13	+1
出梅距平	+11	+1	±0	−4	±0	+10	+3	+6	+11	+4	−13	−22	−1	+5	−7	−8	−21	−19	−4	+5

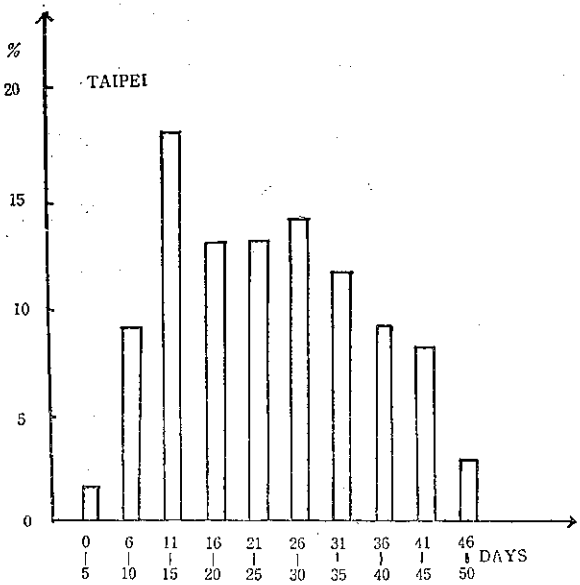


圖 23c. 多年之梅雨長度或然率圖
(資料時間：1897-1973)

Fig. 23c. The probabilities of the duration of Mei-yu season (1897-1973.)

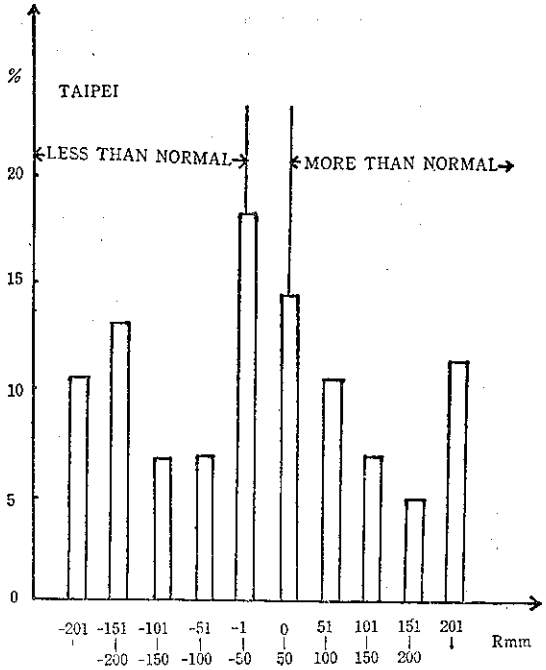


圖 23d. 多年之梅雨期降水量之或然率圖
(資料時間：1897-1973)

Fig. 23d. The probabilities of the precipition of the Mei-yu season (1897-1973.)

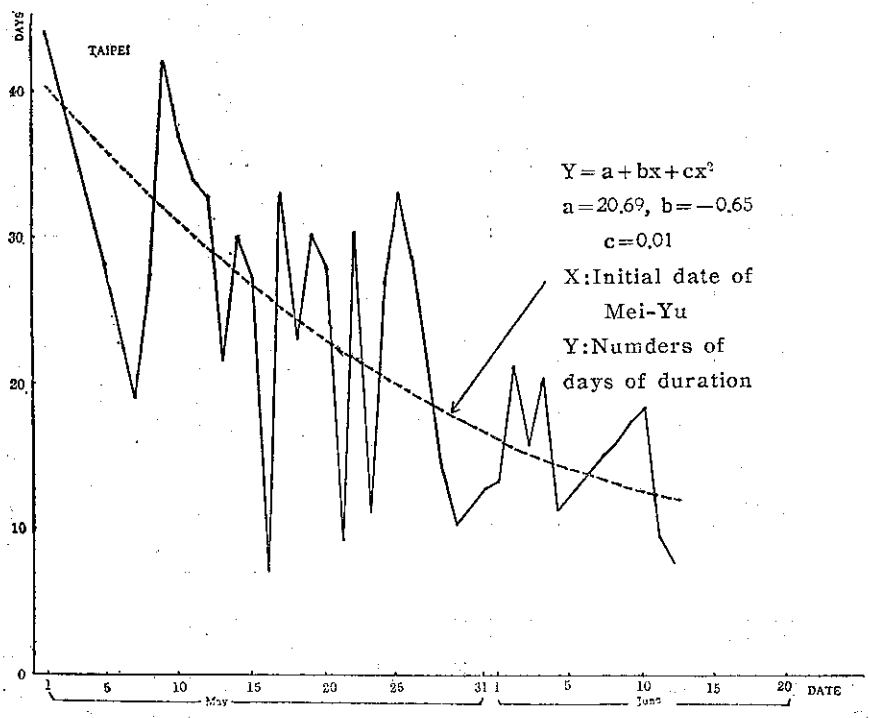


圖 24. 入梅日期與梅雨期持續日數之關係

Fig. 24. The relationship between the initial date of Mei-yu and its duration

+0.57 之高相關〔Hsu, C., (1965)〕。玆將入梅的日期與梅雨之持續日數作成圖 24，進而利用最小平方法求其廻歸線，所得之結果可由下列二次曲線表示。

$$y=20.69-0.65x+0.01x^2 \cdots\cdots\cdots\cdots (1)$$

上式中 x 表示入梅日期，以資料時間之中點爲起點，在此點之右爲正，在其左邊爲負，y 表示梅雨持續日數。

㈡出梅概況：出梅日期之最大或然率在 6 月 15-19 日（見圖 23b）有 25.9%，但在 6 月 20-24 日亦有 19.5%的出梅或然率，由此可知在 6 月 15-24 日出梅者佔大部份。表 2b 繪出各極端的出梅日期，最早的是 1914 年 5 月 25 日，最晚出梅的是 1903 年 6 月 30 日，出梅早晚的極端值可相差 36 天。

㈢梅雨長度及降水量：典型的梅雨長度平均有25天左右，梅雨長度達一個月以上之年份佔 31.2%左右，而梅雨長度小於 10 天者有 10.4%（圖 23c）卽每十年中有一年梅雨不太明顯。典型梅雨最長是 1970 年，長達 49 天，沒有出現梅雨爲 1901 年及 1963 年，其餘的情況見表 2c。

梅雨期內，臺北之總平均降水量爲 26657.4 公厘（1897-1973 年），約佔 5、6 月份總平均降水量（39370.1 公厘）之 67.6%。降水量最多是 1903 年爲 1094.3 公厘，其次是 1944 年爲 1940.3 公厘，最少的是 1954 年爲 154.6 公厘，其餘的情況見表 2d。

由以上所述，入梅日期極多集中在 5 月 16-20 日，出梅則集中在 6 月 15-19 日，由此可見臺灣梅雨期以 5 月 18 日至 6 月 19 日共 32 天，是極爲合理之日期。

六、月降水量與日降水量之關係

月降水量之多寡與農作物之生長、收穫，國民之生活等等有密切之關係，若降水量較多之月份，影響作物之生長，收穫及國民生活等亦大，反之則小。而月降水量之多寡又與降水日數有關，因此，我們必需對月降水量與降水日數加以分析研究，以利長期預報之參考。

圖 25a、b 依次爲臺北 5 月及 6 月份降水量大於 1 公厘之降水日數關係圖。由圖可知，降水日數增加，月降水量亦逐漸增加，但降水日數超過 15 天，則雨量之增加比較緩和。因此，並不能以直線表來示此兩者之關係，根據 Miyoshi (1972) 之研究，對於月降水量少之月份，月降水量與降水日數有線性之關係。但關於月降水量多的月份，則月降水量與降水日數成三次曲線之關係。而日降水量大於 50 公厘之日數與月降水量有很高的相關存在。就臺北而言，

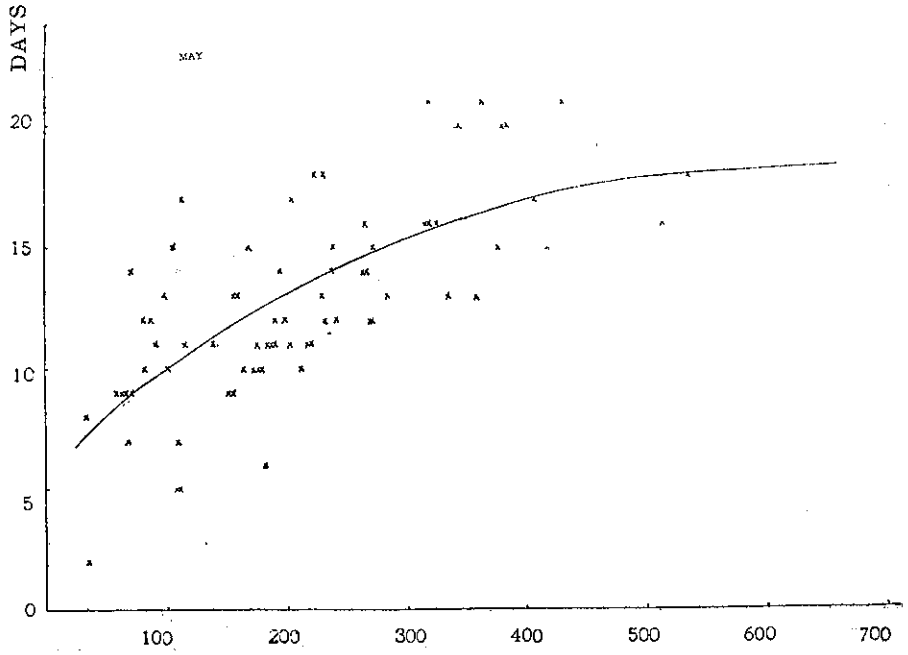


圖 25a. 5 月份月降水量與日降水量大於 1 公厘之降水日數關係圖

Fig. 25a. The relationship between the monthly rainfall and the rainy days of which the amount of rainfall is larger than 1 mm. in May.

5 月有 0.71，6 月有 0.87 之高相關。值得注意的事實爲 6 月因受西南氣流之影響，故降水量與降水日數之相關要比 5 月大。因有上述高相關，故可用直線近似地表示月降水量與日降水量大於 50 公厘之日數關係，如圖 26a、b。

自 1897 至 1973 年，梅雨期間臺北日降水量大

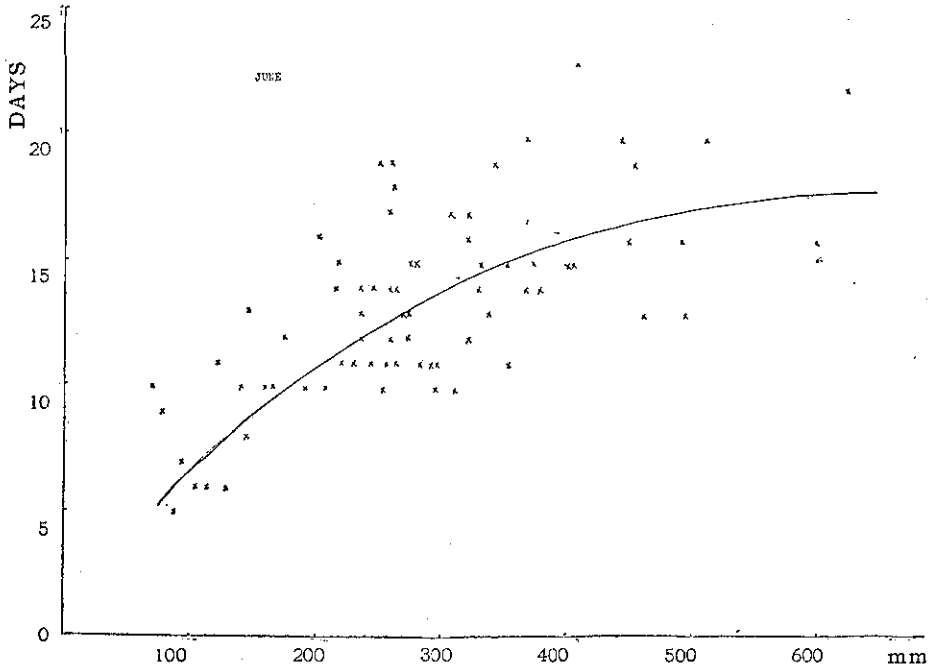


圖 25b. 6 月份月降水量與日降水量大於 1 公厘之降水日數關係圖

Fig. 25b. The relationship between the monthly rainfall and the rainy days of which amount of rainfall is larger than 1 mm. in June.

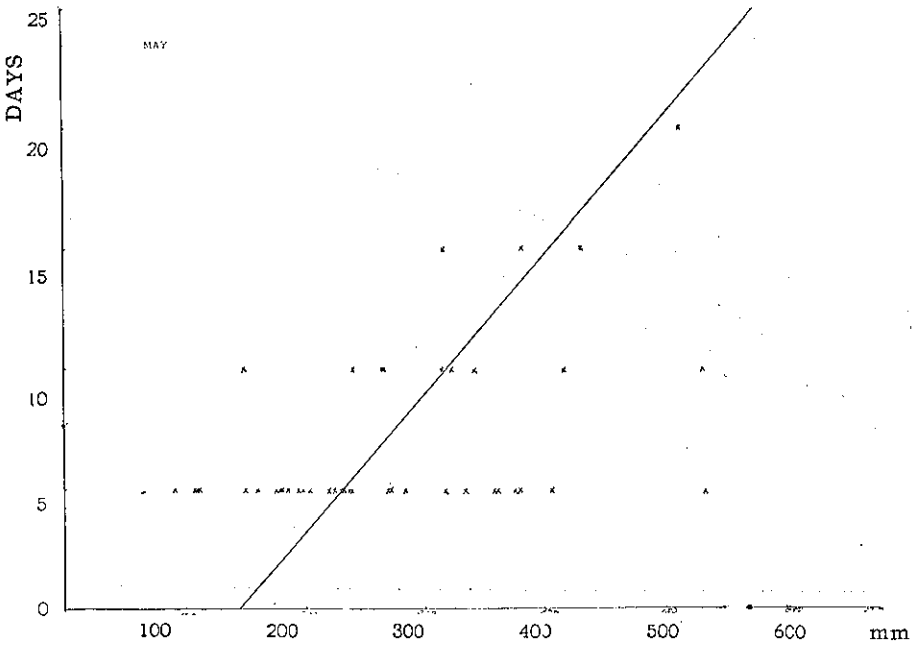


圖 26a. 5 月份月水量與日降水量大於 50 公厘之降水日數關係圖

Fig. 26a. The relationship between the monthly rainfall and the rainy days of which the amount of rainfall is larger than 50 mm. in May.

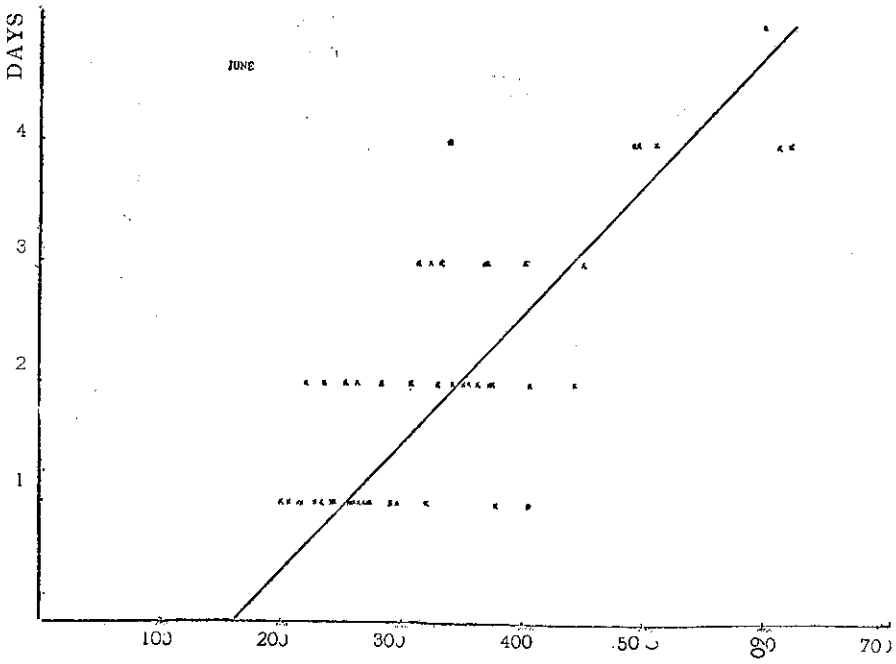


圖 26b. 6 月份月水量與日降水量大於 50 公厘降水日數關係圖

Fig. 26b. The relationship between the monthly rainfall and the rainy days of which amount of rainfall is larger than 50 mm. in June.

於 100 公厘者有 28 次，50 公厘至 100 公厘者有 137 次。本文定日降水量大於 50 公厘爲大雨。故 77 年當中，梅雨季內發生之大雨有 165 次，平均每年有 2.1 次强。造成此種大雨之主要原因，以天氣學觀點而言，係受低氣壓及氣柱不穩定而發生旺盛之對流作用而引起。在此 77 年中，由於梅雨期間造成之豪雨當中，日降水量最大，係發生於 1903 年 6 月 17 日，多達 199.2 公厘。

七、梅雨期內，從月降水量分析臺灣地區之地域特性

在 5、6 月之梅雨期間，發生梅雨現象之地區何在？上面已利用 6、7 月雨量變差之方法求出。現在更進一步利用 5 月及 6 月份月降水量，計算臺北、臺中、臺南、恒春及花蓮五個主要測站之交互相關係數 (Cross-correlation coefficient)，其結果如表 3。由此表可以看出，臺北與臺中在 5 月有 0.66 6 月有 0.65 之高相關存在，除了 6 月份，臺中與臺南有 0.65，臺南與恒春有 0.62 之高相關外，其他之相關係數都在 0.5 以下。此仍由於 6 月份西南氣流已達旺盛時期，本省西南部受其影響所致。

前面已述梅雨爲我國長江流域之特殊現象而遍及臺灣，其遍及地區可說限於臺中以北之北部地區，但不包括東部，故以臺北代表臺灣地區之梅雨現象最爲恰當。

表 3. 五個主要測站月降水量之交互相關

Table 3. The cross-correlation coefficient of monthly rainfall among five main stations in Taiwan.

地點＼月	5 月	6 月	地點＼月	5 月	6 月
臺北—臺中	0.66	0.65	臺中—恒春	0.48	0.33
臺北—臺南	0.32	0.35	臺中—花蓮	0.31	0.20
臺北—恒春	0.37	0.30	臺南—恒春	0.39	0.62
臺北—花蓮	0.39	0.30	臺南—花蓮	0.01	0.06
臺中—臺南	0.44	0.65	恒春—花蓮	0.26	0.14

八、梅雨季，北半球 500 毫巴之高度偏差與臺北月降水量之同時相關

下面所求之降水量與高度偏差之相關，係利用逐年 5 月份之北半球 500 毫巴平均圖與多年平均圖（稱標準圖）之向量差。其大於標準圖者爲正區，小於標準圖者爲負區。由於資料有限，僅用 9 年 (1960–1968) 之資料。由此 9 年之距平與同時間之臺北 5 月份月降水量求其相關，進而繪製成相關分布圖。然

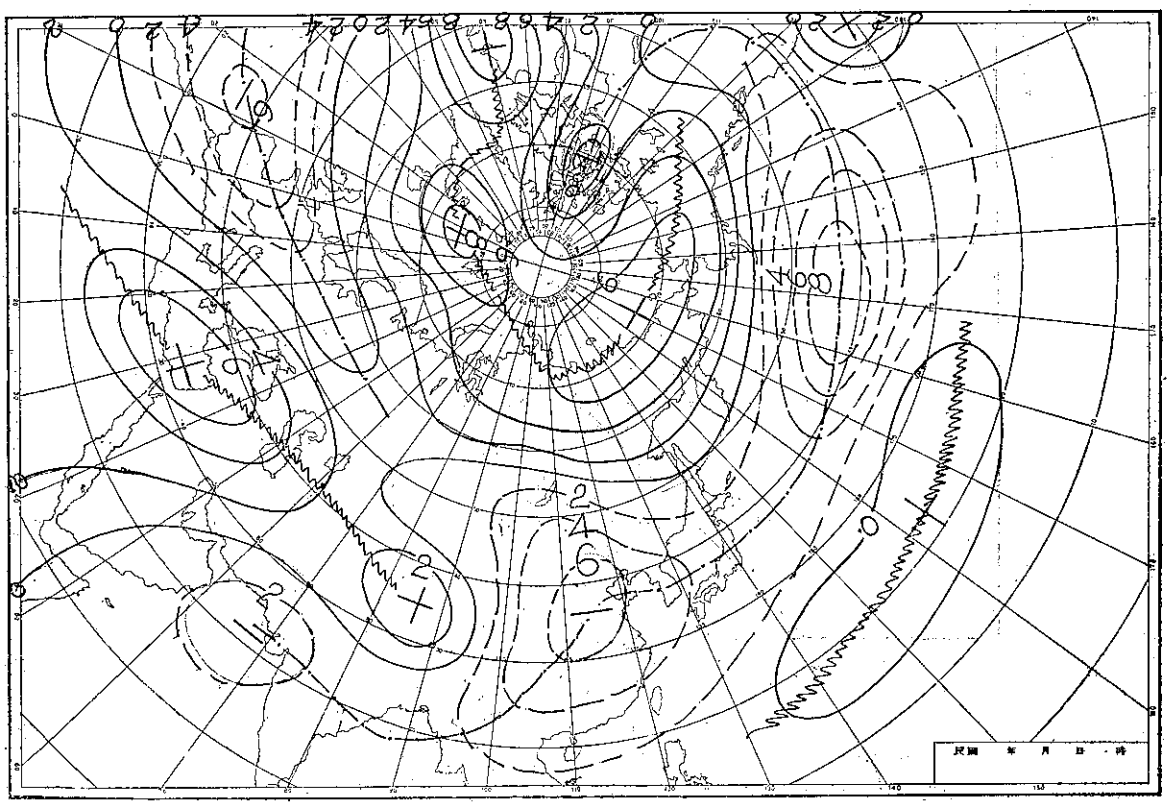


圖 27. 臺北 5 月月水量與北半球 500 高度偏差之同時相關分布圖 ($X10^{-2}$)

圖示：———— 正相關
— — — — 負相關
～～～～～ 正相關軸線
—·— 負相關軸線

Fig. 27. The coefficient of correlation distribution between the monthly rainfall of Taipei and the 500mb anomaly in May ($X\ 10^{2}$).

Legend: ———— plus correlation coefficients
— — — — minus correlation coefficients
～～～～～ the axis of plus correlation coefficients
—·— the axis of minus correlation coefficients

後把正負相關區域的中心連接起來，如圖 27。由此圖可以看出正負相關區有交互排列之關係。一負相關中心在 45°N，172°E 之北太平洋洋面上，軸線向西延伸經日本本州到我個東北，另一負相關在臺灣北部地區，軸線從我國東北向西南延伸經華南至印度。蘇俄及北方之極區有正相關軸線，另一正相關軸線從喜馬拉雅山向西延伸經烏拉山至歐洲，亦有一正相關存在。

由天氣學之觀點而言，正相關對應脊線。此脊線和烏拉山及鄂霍次克海之高壓在此停留，或發展情況對應。在臺灣附近之負區是對應梅雨鋒，而太平洋之正區卽相當於太平洋高壓。

圖 28 及 29 爲 1960 年及 1966 年 5 月之平均距平圖，圖 28 爲多雨年，圖 29 爲少雨年之顯著例子。在圖 28 中，正區在華南，而臺灣却位於負區，此表示平均鋒面帶在臺灣附近徘徊，因此多雨（佔多年平均之 151%）。在圖 29 中，正區在我國大陸東部以及臺灣，而負區遠在 135°E 以東之太平洋，此顯示平均鋒面帶不在臺灣附近，因此少雨（佔多年平均之 31%）。

由同時相關分布圖爲藍本，進而可以作出落後（Lag）相關，並追踪其相關軸線。由此觀念卽可在數月前，預報該年梅雨期內降水量，有關於此當另爲文述之。

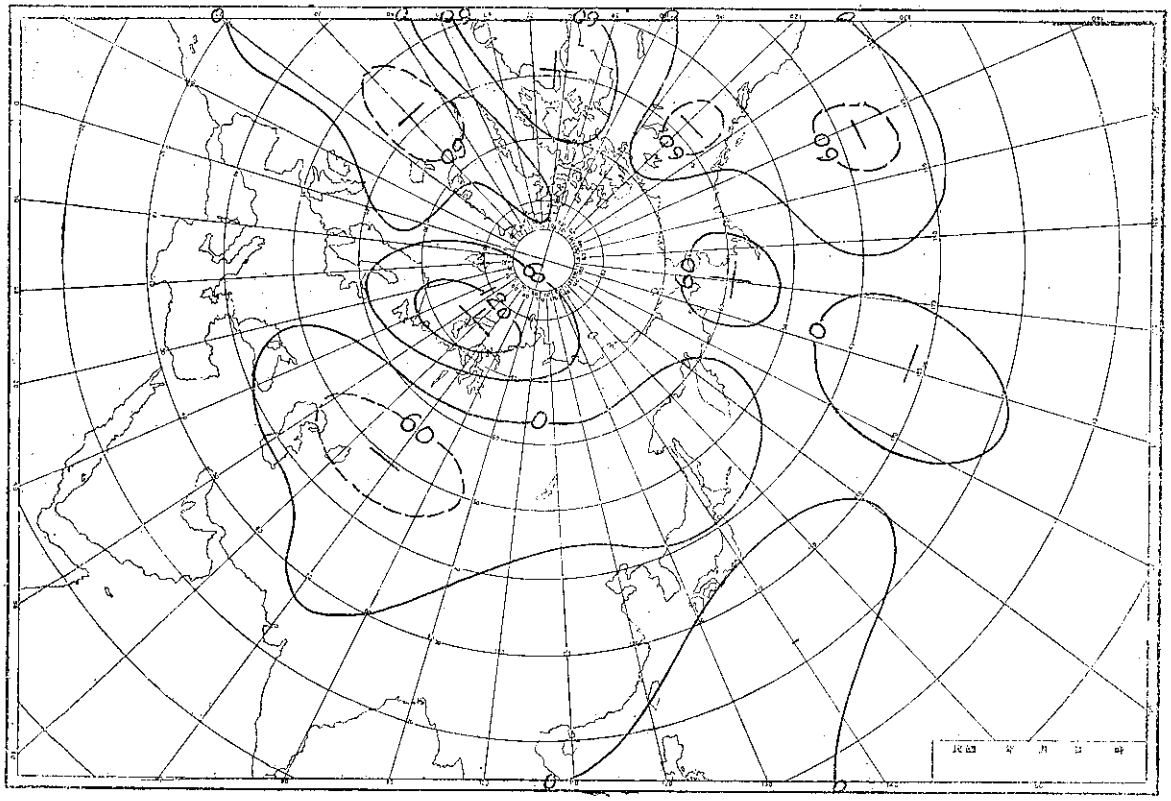


圖 28. 1960 年 5 月份平均距平圖 (多雨年之例)
Fig. 28. The mean anomaly chart for May, 1960 (the case of rainy year)

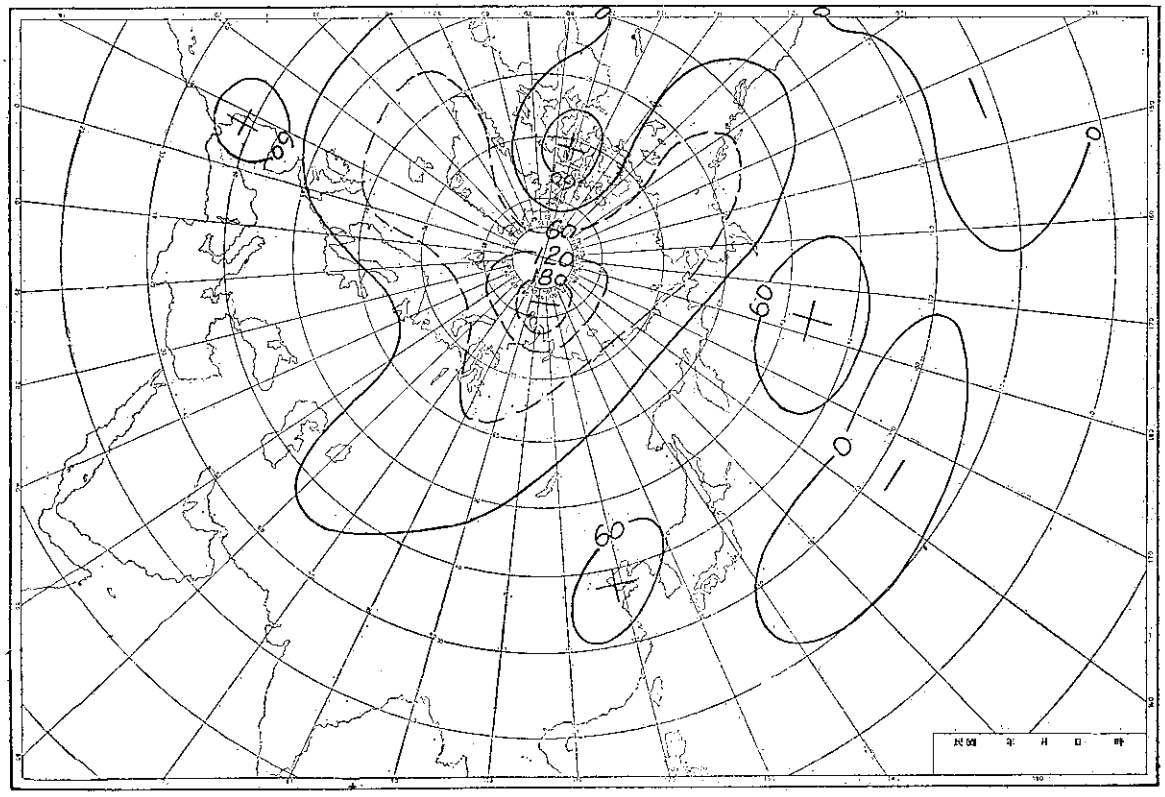


圖 29. 1966 年 5 月份平均距平圖 (少雨年之例)
Fig. 29. The mean anomaly chart for May, 1966 (the type of less rainy year).

九、結　　論

由以上分析之結果，所得以下之結論，列舉並討論如下：

(1)梅雨期間之高空氣流特性爲鄂霍次克海及烏拉山各有一阻塞高壓存在，而在此二者之間有一準穩定性之低壓槽。副熱帶噴射氣流自崑崙山北麓經由長江中、下游而入日本。於地面天氣圖，江淮平原上有相繼發生之氣旋波，自西向東推至臺灣附近。

(2)臺灣之梅雨現象只及臺灣中部以北，不包括東部，其他地區不顯著，但愈向北而梅雨現象就愈顯著。

(3)臺灣之梅雨雨型，是介於春雨型（鋒面雨）及夏雨型（對流雨）之過渡型，其週期約爲 2–3 年。

(4)臺灣之梅雨期，就臺北而言，依候平均雨量劃分，爲 5 月 26 日至 6 月 19 日共 25 天。依平均日雨量劃分爲 5 月 20 日至 6 月 19 日共 30 天。依平均雨日劃分，則爲 5 月 18 日至 6 月 19 日共 32 天。但以平均雨日之劃分最有意義。

(5)臺灣梅雨開始之或然率在 5 月 11 日至 5 月 20 日佔 40.3%，出梅在 6 月 15 日至 6 月 19 日佔 25.9%。最早入梅是 1927 年 5 月 2 日，最晚入梅是 1948 年 6 月 17 日。最早出梅是 1914 年 5 月 25 日，最晚出梅是 1903 年 6 月 30 日。

(6)典型的梅雨期爲 25 天左右，梅雨長度達一個月以上之年份約佔 31.2%。而梅雨長度小於 10 天者有 10.4%，此表示每十年中有一年梅雨不大明顯。

(7)就臺北地區而言，梅雨期間其降水總平均佔 5、6 月全部平均降水量之 67.6%。降水量最多是 1903 年，爲 1094.3 公厘，最少是 1954 年，爲 154.6 公厘。

(8)臺灣梅雨期持續之長短，與梅雨開始的日期有關，當梅雨開始的愈早，其持續時間愈長，反之則愈短。

(9)月降水量與降水日數大是 1 公厘之降水日數有成三次曲線之關係，而月降水量與日降水量大於 50 公厘之相關係數相當大，5 月爲 0.71，6 月爲 0.87。

(10)由交互相關求出，臺北具有臺灣地區梅雨代表性。

(11)梅雨期間同時相關之負相關區在臺灣北部至華北，而正相關區在太平洋。

(12)臺灣受 500 毫巴負距平籠罩時爲多雨年，而我國大陸東部以及臺灣爲 500 毫巴之正距平佔優勢時爲少雨年。

謝辭：本文之完成得中正科技基金會之補助，應用電子計算機計算部份，蒙本局胡仲英及蕭長庚兩兄之幫忙，一並誌謝。

參 考 文 獻

1. 系數昌丈 (1972): 沖繩之氣候，天氣 Vol. 19, No. 3, 231–242.
2. Okada, T. (1910): Bai-u or rainy seasons in Japan, Bull. Cantral. Met. Obs. Tokio, 1, No. 5.
3. 中田良雄 (1931): 梅雨之研究，氣象雜纂 6, 329–386.
4. 奥田穣 (1952): 梅雨，最近の氣象學，227–258.
5. 交通研究所 (1974): 中國之氣候，p. 342–350.
6. 戚啓勳 (1964): 臺灣之梅雨期，氣象學報第十卷第二期，1–12。
7. 王時鼎 (1970): 論臺灣之梅雨，氣象分析與預報第四十四期 12–20。
8. Matsumoto et al. (1970): On the structure of the "Bai-u front" and the associated intermidiate disturbance in the lower atmosphere. J. Met. Soc., Japan 48. 479–491.
9. Thompson, B.W. 子猷譯 (1955): 東南亞及西太平洋之大氣環流，氣象學報第一卷第二期 35–40.
10. Yin M.T. (1949): A synoptic-Aerological study of the Onset of the summer monsoon over India and Burma, J. Met. 6, 393–400.
11. 徐晉淮 (1971): 臺北地區豪雨之研究，氣象學報第十七卷第三期 49–71.
12. 鈴木榮一 (1970): 氣象統計學，139–140.
13. Ramage C. S. (1971): Monsoon Meteorology, Academic Press, New York. 296 pp.
14. Hsu, C., (1965): Mei-yü of the middle and lower Yangtze valley in the past 80 years. Acta Meteoral. Sinica 35, 507–518.
15. Miyoshi T. (1971): on the forecasting of Bai-u in southen part of Kyshu District by correlation field. Tenki Vol. 19 No. 3, 9–14.
16. Yabana W. (1973): Onthe interaction of the tropical and subtropical flow in the "Bai-u" season. Tenki Vol. 20, No. 9, 1–7.
17. Ramage C.S. (1952): Variation of rainfall over south China through the wet season. Bull. Am. Met. Soc. American, Vol. 33. No. 7. 308–311.

臺灣地區長期天氣預報之研究*

徐晉淮　　王博義

A Study of the Long-range Weather Forecasting in Taiwan Area

Chin-huai Hsu　　Bor-yieh Wang

ABSTRACT

This is the second part of the three years (1973–1975) project on the long-range weather forecasting in Taiwan area. The purpose of this resarch is to seek some predictors for one week weather forecasting in winter. The zonal index from 1961 to 1970 and the anomaly in monthly mean temperature(1897-1970) of November through March were analzed and separated into some patterns. We can find that the lower temperature occured in Taiwan area is due to the low-index at longitude 120 degree East, the correlation coefficient between the daily mean temperature (Y) and the zonal index along 120°E (X) is equal to 0.88. The following equation can be used to forecasting the daily mean temperature in Taipei. $Y=0.526X+8.508$

前　　言

本研究爲現時中央氣象局進行中之科技發展計畫「臺灣地區長期預報之研究」，專題計畫之第一年第二部份，第一部份爲「平均環流模式與臺灣地區冬季展期預報之研究」，均以臺灣地區冬半年（11月至翌年3月）天氣變化之展期預報技術之發展爲主，此部份除將冬季臺北各月月平均氣溫與74年（1897年至1970年）之月平均值分析成距平圖，依氣溫距平主副型分成六大類外，尚有利用高度等值線追踪法之觀念，將1961年至1970年北半球500毫巴高度圖上，計算東經0度至130度各經度上北緯35度至55度之緯流指數值繪製時間連續圖，分析此緯流指數型態與臺灣冬期一週天氣演變之關係，結果也劃分成類型及實例說明，以便供長期預報作業之參考，促進長期預報技術之發展。

一、冬期氣候資料分析：

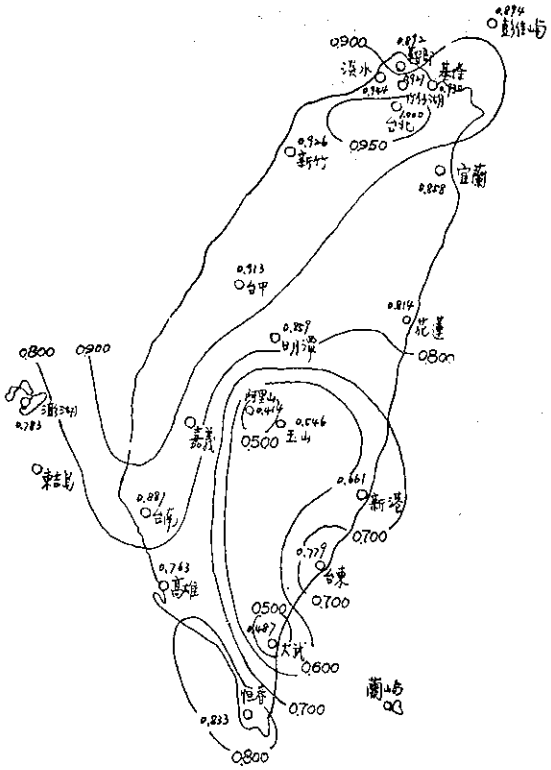
臺灣位於中國大陸東南方海面上，在北緯22度至25度之間，爲南北走向長型之海島，中央山脈縱貫南北高度達三千公尺至四千公尺。冬季天氣受地形因素可劃分成三個不同區域：一爲東北部及東部，是東北季風迎風面。二爲北部及西北部，在東北季風背風面，同時位於北部大屯山及中央山脈之北端，直接受東北季風影響。均表現陰雨天氣。三爲西南部，完全因中央山脈阻擋東北季風，爲乾燥地區。例如臺南1946年3月5日至5月12日共計69天繼續無降水記錄。

分別選定花蓮、臺北、臺南代表東北部及東部、北部及西北部、西南部之三種不同類型氣候區。利用1897年至1970年間中央氣象局所屬各測候所每月平均氣溫及月總雨量，分析臺北、臺南、花蓮三地與各測站在氣溫，雨量上地與地間之關係，結果按月份分別

* 本文承國科會補助，得以完成。

說明如下：

1. 11月份：圖一表示臺北月平均氣溫與各地相關係數除了山地及東南部新港大武及臺東等地較低爲0.800以下外，西部、東北部均超過0.800以上。尤其



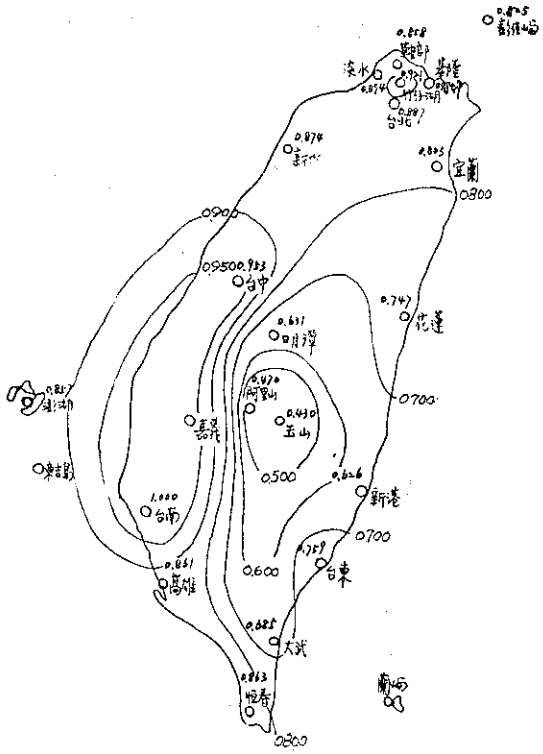
圖一　十一月份氣溫相關圖（臺北）
Fig. 1. The correlation field of the monthly mean temperature in Nov. (Taipei).

北部、西部、基隆、淡水、新竹及臺中超過 0.900 。故11月份臺北氣溫降低時，可以代表北部地區氣溫降低趨勢。圖二與臺南相關達 0.800 以上，有北部、西部及南部，尤其以西南部接近 0.900 以上。圖三表示與花蓮相關高者集中於東半部，以東北部達 0.850 以上。以上11月份高相關分佈地區包括西北部、東部及西南部，山區氣溫相關較低，不能適用於地與地相關情況來預測氣溫變化。

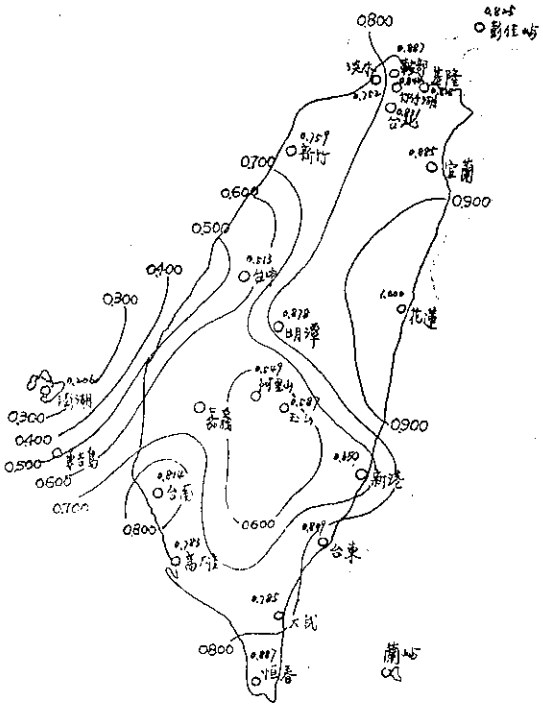
2. 12月份：臺北氣溫相關與11月份比較極爲相似，各地相關係數增加至 0.900 以上，臺南及花蓮與其他測站相關亦同樣增加，氣溫變化趨勢與11月份相同。

3. 1 月、2 月及 3 月份：臺南、臺北及花蓮與其他各測站氣溫相關與前11月及12月份比較十分相似亦呈高相關。

以上說明冬季臺灣地區氣溫變化西北部以臺北，

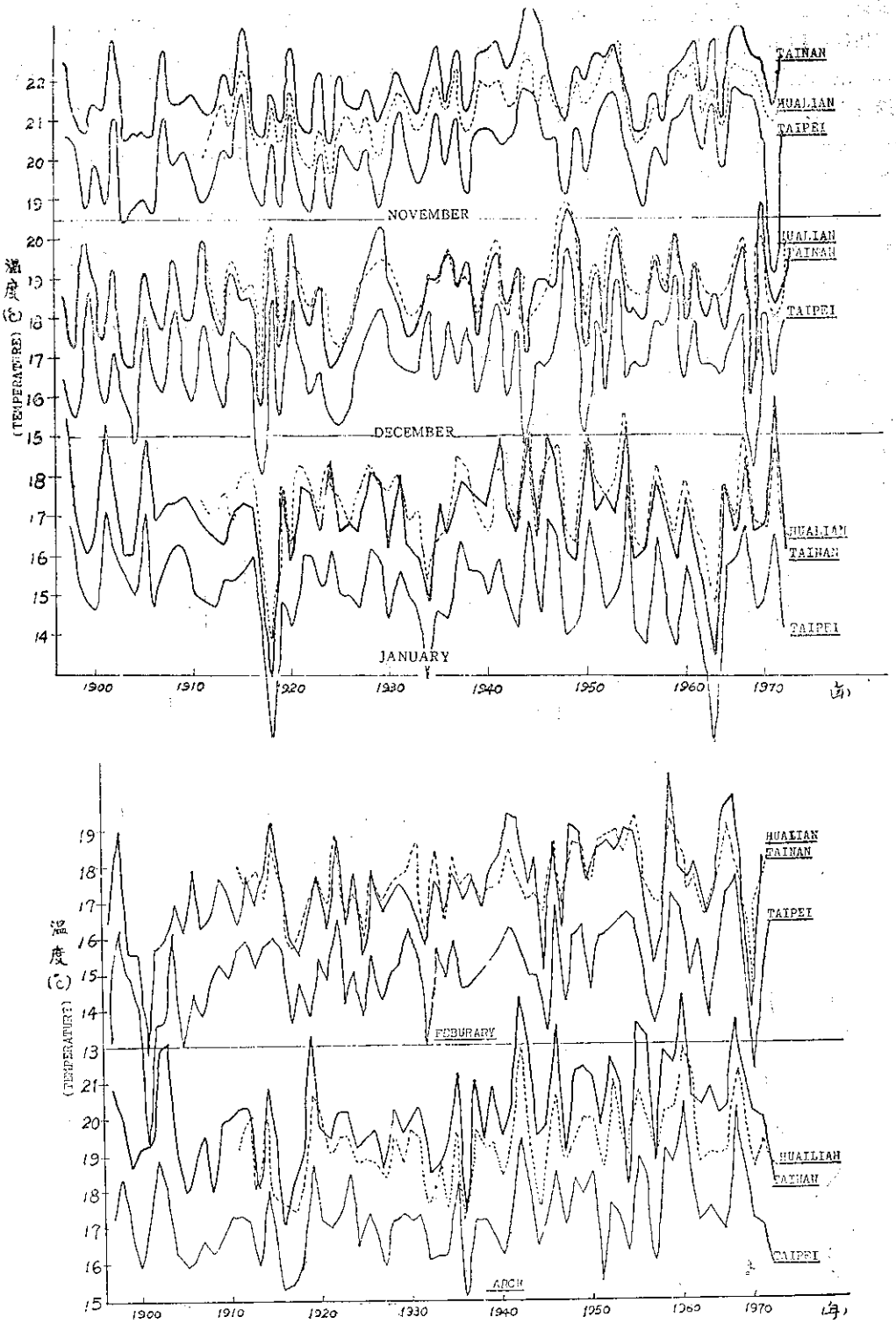


圖二　十一月份氣溫相關圖（臺南）
Fig. 2. The correlation field of the monthly mean temperature in Nov. (Tainan).



圖三　十一月份氣溫相關圖（花蓮）
Fig. 3. The correlation field of the monthly mean temperature in Nov. (Hualien).

西南部以臺南，東部或東北部以花蓮分別代表各區域　氣溫預報參考。次由圖四來觀看臺北，臺南及花蓮累



圖四　累年月平均氣溫變化分佈（臺北、臺南、花蓮）

Fig. 4. The distribution of the monthly mean temperature in the year 1900–1970. (Taipei, Tainan, Hualien).

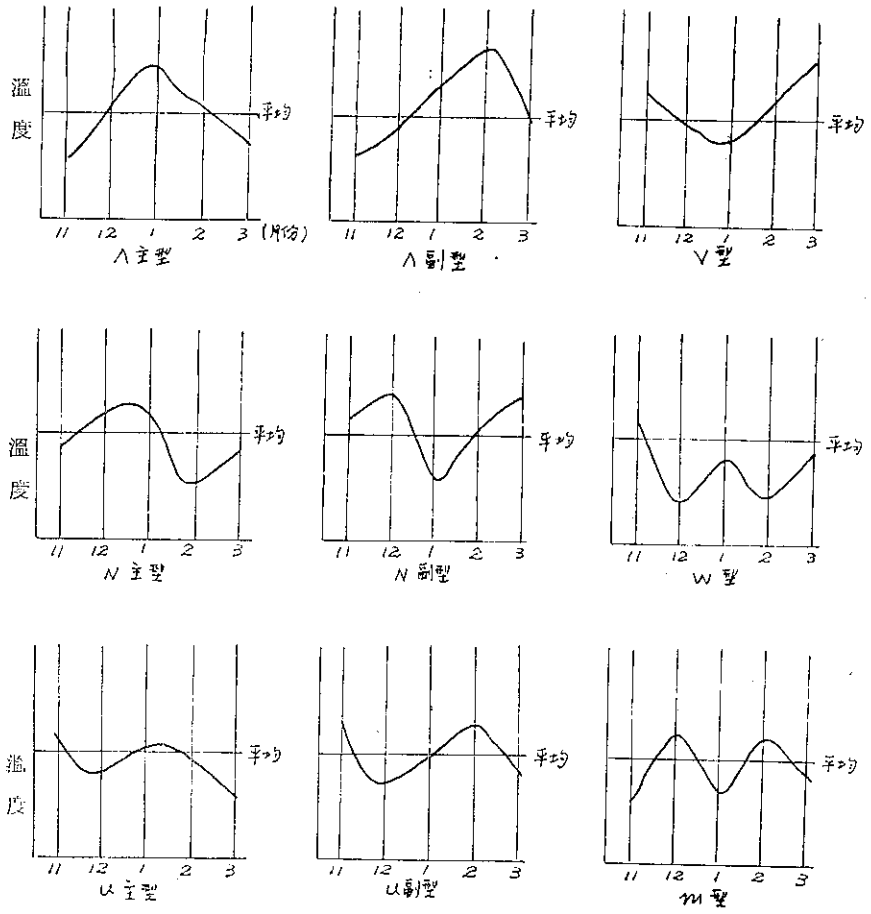
年冬期各月份（11月、12月、1月、2月、3月）之平均氣溫變化，表示冬期臺北及臺南（1897～1970年），花蓮（1911～1970年）長年氣溫變化位相相似。其中臺南與花蓮二地11月及3月平均氣溫相差攝氏1度左右，12月1月及2月則幾乎重疊變化一致。臺北各月氣溫低於臺南或花蓮平均在攝氏2度左右，今後可以根據準確臺北氣溫趨勢預報，即可應用於預報其他地區較長時間後之氣溫。

累年月雨量變化上，一般認爲冬期北部爲雨季，西南部爲乾季。經過分析冬期臺北，臺南及花蓮三地與各地雨量關係，同樣可以臺北，臺南及花蓮分別代表北部，西南部及東北部地區，均有 0.800 以上相關係數，但累年記錄上臺北與臺南相關甚低，在 0.500 以下，花蓮與臺南相關係數在 0.200 以下，表示各地降水量受中央山脈地形影響很大緣故，無法利用臺北一地以推測其他地區之雨量，此雨量問題應個別分析該區地形與季節特性，同時定量降水預報技術較爲困難，雨量在長期預報上僅可供參考而已。

二、應用月平均氣溫距平圖分析氣溫變化趨勢：

分析1897年至1970年間每年冬期（11月至翌年3月）臺北月平均氣溫與74年（1897～1970）各月月平均值作距平比較分析，以其變化型式分爲 Λ、N、U、V、W 及 m 型等六種模式。（圖五）

1. Λ 型最多，共計 19 次，Λ 字與英文字側 V 相似，主型11月大都是負距平，12月及1月爲正距平，2月及3月負距平，副型11月及12月爲負距平，1月，2月及3月爲正距平，主副型中均有一次正距平出現，正距平出現在12月及1月左右者13次（1899, 1908 1905, 1912. 1914, 1916, 1927, 1928, 1930, 1938, 1943, 1953. 1968），出現正距平於2月者有6次



圖五 各種不同種類型之月平均氣溫距平模式

Fig. 5. The models of the anomaly in monthly mean temperature patterns.

(1903, 1919, 1921, 1940, 1964, 1969)。

2. N 型共計 17 次，因其變化 N 型與英文字接近，N 型變化有兩次負距平及兩次正距平交互出現，11月，1 月及 2 月爲負距平，12月及 2 月爲正距平，主型是 2 月出現負距平者 11 次 (1900, 1901, 1906, 1918, 1920, 1922, 1924, 1936, 1949, 1956, 1957)，副型是 1 月出現負距平者 6 次。(1934, 1941, 1955, 1958, 1959, 1970)。

3. U 型共計 15 次 (1898, 1907, 1910, 1915, 1923, 1925, 1926, 1932, 1939, 1937, 1935, 1945, 1950, 1952, 1963)，其中12月及 3 月爲負距平，1 月大都是正距平，少數正距平出現在 2 月裡， (1910, 1925, 1932, 1939, 1952) U 型特性是 3 月份均爲負距平。

4. V 型共計 13 次 (1897, 1902, 1913, 1917, 1931, 1942, 1947, 1954, 1960, 1961, 1962, 1966, 1965)，負距平在 12 月者 8 次，偏在 2 月者 2 次，在 1 月有 3 次，此型特性是 3 月份均爲正距平。

5. W 型共計 5 次 (1946, 1967. 1904, 1909. 1944) ，正負距平按照W字型變化，即11月，1 月及 1 月正距平，12月及 2 月是負距平。

6. m 型與小寫英文 m 字變化相似，共計 5次 3911, 1929, 1933, 1948, 1951)， 11月，1 月及 3 月負距平，12月及 2 月正距平，與 W 型特性恰完全相反。次之分析74年間月別負距平出現頻率如下：

	11月	12月	1月	2月	3月
A型	14(次)	4(次)	6(次)	7(次)	15(次)
N型	10	6	8	12	4
U型	3	14	6	7	12
V型	1	7	10	7	3
W型	1	5	3	5	2
m型	4	1	5	1	3
次數	33	37	38	39	35
%	45	50	51	53	47

由上表知 2 月份出現率最大達53%，但與其他月份相較差別甚微，預報上分辨困難，從 A 及 N 型分析，在11月份負距平出現共有24次時，在 2 月及 3 月各出現19次共38次，即是表示初冬11月氣溫較低時，12月逐漸昇溫到 2 月 3 月氣溫漸有偏較低趨勢，次之 U 及 V 型11月負距平出現有 4 次，即是11月份高溫時，12月及 1 月氣溫有較低趨勢，此結論可供長期預報之參考。

三、連續五日以上降水及無降水之分析

連續五日以上降水日定義爲日降水量 (即 0 時至 24時之降水量) 總計0.2公厘以上者。採集資料爲1941年至1979年卅年間冬期11月至 3 月。表一爲統計臺北連續五日以上降水日，表中列出 1 月有23次，11月2

表 一 連 續 五 日 以 上 降 水 (臺 北)

Table 1. 5 or more successive raining days (Taipei)

年 \ 次(日) \ 月	一 月		二 月		三 月			十 一 月		十 二 月	
1941	9-13 5	16-25 10	17-24 8	26-14/3 17	24-30 7			17-22 6		18-22 5	
1942			7-21 15		14-18 5					16-25 10	
1943	7-12 6		2-7 6	10-14 5	6-11 6	25-30 6		16-20 5			
1944	12-22 11	24-30 7	2-8 7	15-22 8	22-6/4 15					6-10 5	12-19 8
1945			2-26 25					6-12 7			
1946					2-6 5			12-17 7		16-21 6	
1947			13-22 10		2-9 8			7-20 14		10-14 5	16-20 5
1948	24-3 10							26/10-12 18			
1949					22-27 6			27-3 7			
1950	30-12-5 7		14-22 9					7-12 6	23-28 6		
1951	10-16 7	22-2/2 12	11-19 9		28/2-5 6	12-19 8	21-31 11				
1952			15-23 9					18-28 11		15-19 5	24-29 6

1953	1-6 6		13-21 9		11-16 6						
1954			17-23 7		28/2-9 10	12-17 6		9-18 10		26 6/1 12	
1955								16-21 6			
1956	11-21 11		13-3 20					15-25 11		12-51 10	
1957			3-1 27		3-8 6	10-27 8	20-27 8	28-6 9		13-19 7	
1958	13-19 7		4-11 8	15-19 5	16-22 7						
1959			3-11 9	17-2 14	12-16 5			9-14 5		23-30 8	
1960	22-2 11				14-27 14	31-4 5					
1961	29-2 5		6-11 6	15-25 11	5-16 12	20-26 7					
1962			11-15 5	24-1 6	17-24 8			8-12 5	26-1 6		
1963					11-16 6			29-4 6		8-15 8	
1964	22-1 11		19-1 12					2-6 5		7-12 6	
1965	2-7 6		23-6 12		25-5/4 12			9-14 6	20-25 6	23-30 8	
1966	28-1 5		22-28 6		25-29 5					14-18 5	25-1 8
1967	8-16 9	29-3 6	24-1 6								
1968	29-3 6		2-23 22		22-3 13						
1969	2-6 5	11-16 6	31/1-5 6	21-4 12	6-11 6					17-21 5	
1970	24-30 7				2-27 26			29-9/11 11		16-22 7	24-31 8

次，12月21次，2月31次，3月30次等連續五日以上發生降水，10日以上以2月12次最多，1月、3月及11月爲7至8次，3月最少，2月份降水連續日數較長。1957年2月3日至3月1日共連續降水27天爲最長，1970年3月2日至27日26天，1945年2月2日至26日25天，1968年2月2日至23日22天，1956年2月13日至3月3日20天，以上超過20天連續降水5次中有4次發生於2月。因1960年以後高空資料較完整，選擇1968年2月及1970年3月分析連續降水原因：

(1) 500 毫巴平均圖環流形勢相似，均在西伯利亞東部出現持續性阻塞高氣壓，南緣包括我國東北及日本海一帶爲東西向低氣壓帶，主槽平均位置在115°E 至 125°E 間滯留，地面圖上鋒面帶徘徊於臺灣、琉球、及華南一帶，於鋒面帶上發生多次臺灣低壓，於1968年2月1日，4日、6日及8日在臺灣東南方海面上，14日在臺灣北部海面，18日在臺灣東北部海面，共計產生低壓6次。又於1970年3月中，鋒面上形成臺灣低壓其日期及地點爲：2日（N，表示臺灣北部海面，餘者類推。）6日(NE)，8日（SE），10日（NE)，12日（E)，14日（NE)，17日（E)，21日（NE)，25日（E）及 27日（E)，共計9次。

(2) 300 毫巴噴射氣流之分佈，35°N 北支與25°N 南支在日本九州上空合流，兩支噴射氣流平均位置南北變化不太，配合地面鋒面帶滯留於本省附近。

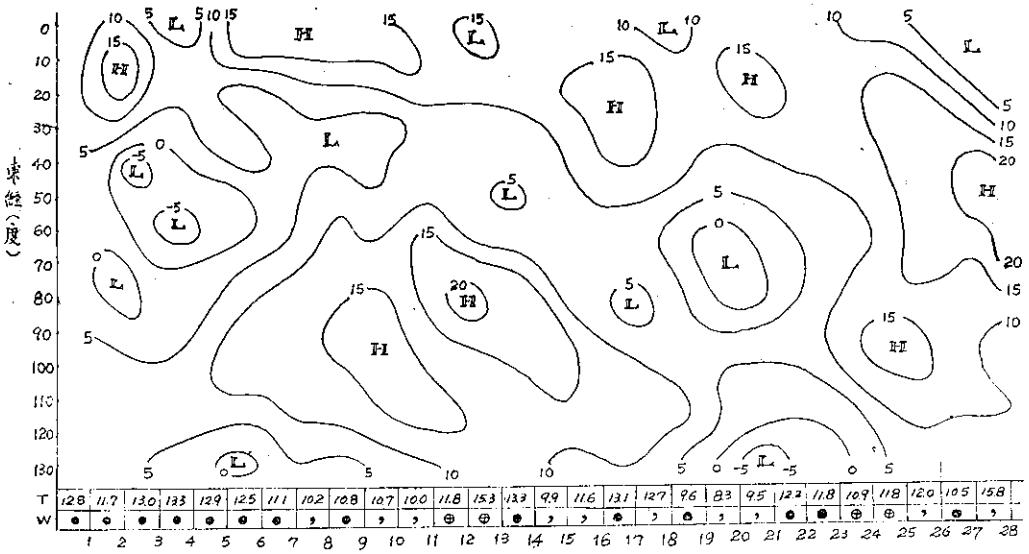
(3) 於東經50至60度附近緯流指數呈低指數，如附圖六，1968年2月 120°E 最低指數爲負 3.4m/s，東風出現，爲連串臺灣低壓發生情形，歷年（1941～1970年）2月平均指數爲 7.6m/s，如表二該年2月份

表二 十年平均緯流指數（m/s）

Table 2. The mean zonal index in 1951～1970 year.

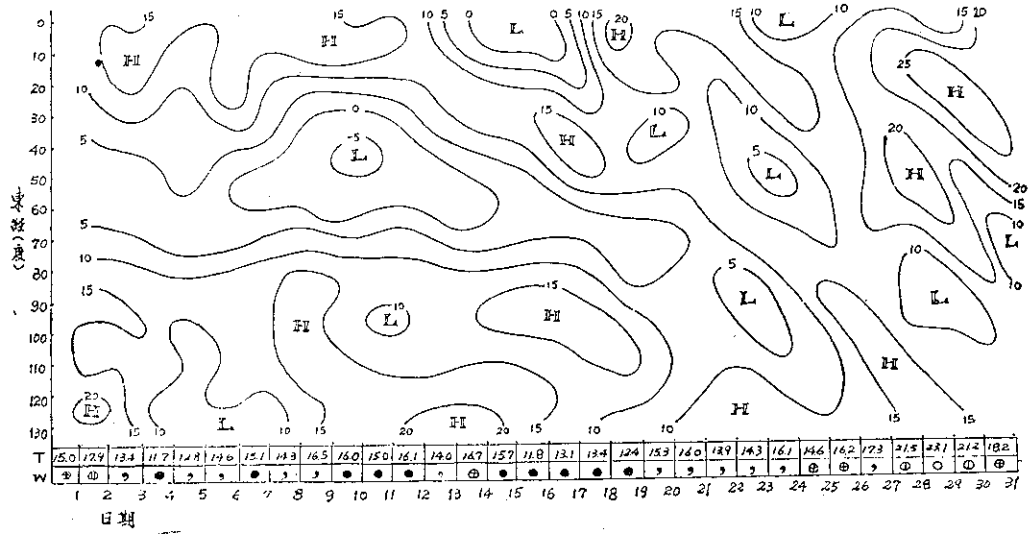
月份 \ 經度(度) / 指數(m/s)	10-30	40-60	70-90	100-120	130-150	160-180
Jan. (一 月)	9.3	10.8	12.6	13.2	14.0	14.6
Feb. (二 月)	10.6	11.3	12 3	13.8	15.4	16.2
Mar.(三 月)	10.0	12.7	13.8	14.2	15.4	16.3
Nov.(十一月)	10.6	11.5	13.7	16.5	20.3	20.3
Dec. (十二月)	10.8	11.2	12.5	16.0	19.3	17.9

平均氣溫爲 12.1°C，較以往七十年記錄平均低 3.0°C，1970年 3 月之最低指數爲 6.0m/s（圖七），平均爲 12.9m/s，1941～1970年 3 月平均爲 15.3m/s，平均氣溫 12.6°C，比往年七十年平均低 4.6°C，1968年2月及1970年 3 月均呈連續降水且寒冷之天氣，後來天氣轉好時大氣環流有三個特徵：



圖六　緯流指數分佈（1968年 2 月）　T：月平均溫度　W：天氣

Fig. 6. The distribution of the zonal index. (Feb. 1968).
T: Daily mean temperature. W: Weather.



圖七　緯流指數分佈（1970年 3 月）

Fig. 7. The distribution of the zonal index (March. 1970).

(a) 500 毫巴西伯利亞阻塞高壓消失，原滯留在 115°E 至 125°E 平均槽東移到日本東方海面。

(b) 自1968年 2 月24日起，原盤踞我國大陸之高氣壓變性東移成爲移動性高氣壓，1970年 3 月28日起，相同情形下臺灣地區天氣好轉。

(c) 1968年 2 月底緯流指數逐漸昇高，3 月 1 日爲 6.9m/s，3 日爲 17.4m/s。1970 年 3 月27日起指數同樣昇高，3月24日爲 7.7m/s，28日爲 17.2m/s，

表示連續低指數後有自然昇高趨勢。

卅年中五日以上連續無降水臺北爲例（表三）共發生121次，時間長達919天，與連續五日降水持續時間相差不遠，其中1968年8次共62天，1962年4次

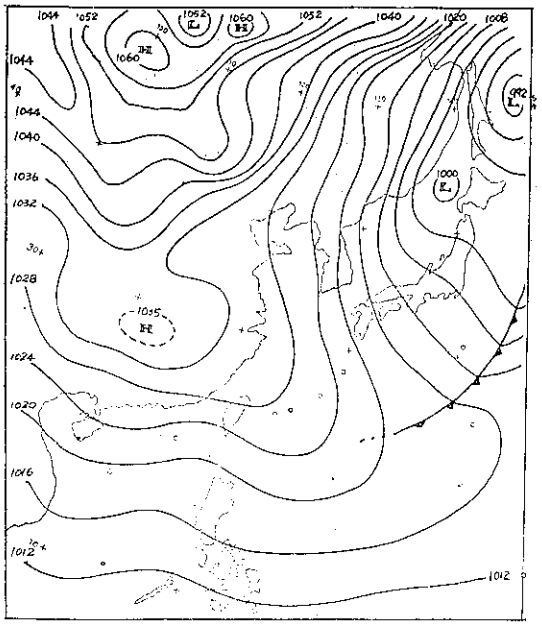
表三　連續五日以上不降水（臺北）

Table 3. 5 or more successive no raining days (Taipei)

年 \ 月 / 次(日) / 日	一月		二月		三月		十一月			十二月	
1941	1-6 6										
1942	27-1 6				9-13 5	19-23 5	1-6 6	27-2 7		5-10 6	
1943			21-2 10							15-23 9	
1944							1-8 8				
1945	16-23 8				9×16 8	29-5 8	13-17 5				
1946	21-28 8		13-23 11				18-26 9				
1947					10-21 12	25-29 5	23-28 6				
1948	1-21 21				3-14 12	16-21 6	19-24 6			19-25 7	
1949	18-22 10	25-2 9	14-21 8				24/10-13 21			18-23 6	
1950	6-17 12		23-1 7		11-15 5		29/10-3 6	15-22 8			
1951			3-8 6	20-24 5			30/10-6 8	25-29 5		13-19 7	
1952	19-23 5		10-14 5	28-4 6			5-12 8				
1953	18-25 8		8-12 5							12-16 5	26-1 7
1954					23-27 5						
1955			20×26 7				31/10-5 6	22-27 6		3-14 12	
1956	27-31 5									1-11 11	
1957	24-28 5						31/10-7 8			7-12 6	
1958							8-13 6	29-3 5		6-11 6	
1959	21-25 5				17-29 13		30/10-5 7	21-25 5	27-5 9		
1960			11-20 10	22-10 18			5-10 6				
1961	17-24 8		26-4 7				5-12 8				
1962	10-14 5	20-2 14	4-10 7	16-23 8	2-9 8					18-28 11	
1963	15-7 24		27-10 12		23-27 5		30/10-8 10			17-1 16	
1964	7-12 6		4-8 5	11-15 5	15-19 5		18-29 12			17-24 8	
1965	8-14 7	17-23 7	27/1-4 6		16-22 7		29/10-2 5	26-4 9		12-16 5	
1966	3-11 9		6-10 5		10-16 7		1-5 5	7-18 12			
1967			4-8 5	19-23 5	11-16 6	25-30 6				15-22 8	
1968	8-17 10				1-18 18		28/10-4 8	9-13 5	15-20 6	2-10 9	23-1 10
1969	23-30 8		9-18 10		15-20 6		11-15 5			8-13 6	
1970	31-9 10						5-12 8	24-29 6			

共52天，最長時間爲1963年1月15日至2月7日止計24天，次爲1948年1月1日至21日及1949年10月24日至11月13日計各21天。現在以1963年及1968年爲例，分析連續無降水的原因如下：

(1) 1963年1月15日至2月7日地面大陸高氣壓主中心在貝加爾湖滯留，分裂中心在華中籠罩華南及臺灣地區，高低氣壓配置類似如圖八，沒有明顯鋒面通過本省附近，亞洲區平均鋒面位置偏高緯度，在日本或其東方海面上。



圖八 1963年1月24日 00Z 地面天氣圖
Fig. 8. 0000Z Jan. 24, 1963 surface chart.

(2) 500 毫巴阻塞高壓偏在北美洲西海岸，東亞地區平均槽在日本或其東方海面滯留，臺灣地區一直受大陸變性高氣壓所籠罩，至1月8日平均槽移至東經110度，長江口附近發生低氣壓，明顯鋒面通過臺灣後，不降水連續現象才解消。

(3) 本期東經130度緯流指數較120度者爲低，形成平均槽位於臺灣地區東方海面上，西北向氣流抵達臺灣地區，空氣乾燥寒冷，天氣持續良好，此24天內氣溫平均爲11.8度，較平均值低 5°C。

臺南地區自1941年至1970年卅年連續降水五日記錄如表四，卅年間共計13次，持續時間最長爲8天，是1947年3月，1953年3月及1968年2月，與臺北發生次數117次比較，只有10分之一的比率，發生日期大致與臺北相同。

表四 連續五日以上降水（臺南）
Table 4. 5 or more successive raining days (Tainan)

年 \ 次數 \ 月 日	一月	二月		三月	十一月	十二月
1941		19–24 6		6–12 7		
1942					15–19 5	
1943						13–17 5
1944				26–30 5		
1945			20–24 5			
1947				2–9 8		
1953				27–4 8		
1956						18–24 7
1962				21–25 5		
1966		22–25 5				
1968			17–24 8	25–31 7		

臺南連續五日無降水日數（表五）：1月份51次計840天，2月43次計688天，3月38次計583天，11月次數最多64次計1153天，12月最少35次470天，合計卅年間231次計3734天，佔冬期總日數82%。無降水連續最長時間達69天，於1946年3月5日至5月12日，超過卅天無降水次數計有28次，平均每年出現1次，20天連續無降水次數有55次，平均每年出現2次。

東部花蓮連續五日以上降水於卅年間143次（表六），3月38次最多，最長時間爲1956年2月12日至3月13日計31天。連續五日以上無降水有11月36次及12月28次較多（表七），連續無降水日在10日以上者11月有7次。顯示花蓮初冬期天氣尚佳，隆冬期因東北季風加强及地形向風面因素，天氣出現陰雨機會較多，與中部臺南隆冬乾旱期因素恰相反。

綜合臺灣地區連續長期降水或無降水原因，經常是由北半球阻塞高氣壓位置所支配着大氣環流，位置不同，結果天氣廻異，當阻塞高壓偏東位於北美洲時，亞洲區平均槽也偏東，此時東經120度緯流指數偏高到 15m/s 以上，臺灣地區各地有兩週以上連續無降水，天氣良好，氣溫偏高。如果阻塞高壓移至美洲西海岸以西時，亞洲區平均槽偏在東經130度附近，則東經120度緯流指數偏低到 10m/s 以下，將有連續兩週以上降水，天氣持續惡劣，氣溫偏低。

表五　連續五日以上不降水（臺南）

Table 5. 5 or more successive no raining days (Tainan)

年 \ 月 日 次(日)	一月			二月			三月		十一月			十二月		
1941	1–11 12	26–4/2 10		10–18 9	25–1/3 5		17–29 13		3–12 5	15–1/12 17		23–6/1 15		
1942		12–25 14		1–9 9	15–26 12	28–31/3 32			1–14 14	20–25 6	28–10/12 13	13–19 7	25–29 7	
1943	5–9 5	13–28 16		8–13 6	15–19 5	21–1/3 9	12–18 7		30/10–9 11	11–19 9	21–1/12 11	5–13 9	16–29 14	
1944	1–4/2 35			7–23 17			11–16 6	18–25 8	2–23 22	26–5/12 10		18–27 10		
1945	30/12–13 15	16–24 9		7–14 8			8–7/4 31		1–6 6	10–16/12 37				
1946	23/12–23 32	25–31 7		2–1/3 28			5–12/5 69		1–9 9	12–10/12 38		22–30 9		
1947	2–16 15	20–25 6	30–7/2 9	9–21 13			10–22 73	25–2 11	2–8 7	11–15 5	18–2/12 15	11–25 15		
1948	28/12–24 28			2–23 22	25–1/3 5		3–21 19	23–4/4 13	1–8 8	11–11/12 31			21–1/1 12	
1949	3–14 12	16–21 6	25–9/2 16	13–29/3 45					1–13 13	19–11/12 23		18–30 18		
1950	6–17 12	20–29 10	31–7/2 8	23–10/3 16			12–22 11	24–5/4 13	1–10 10	12–22 11		30–7 8	10–1/1 23	
1951	14–28 15			20–4/3 13			7–28 22		1–9 9	13–25/12 43				
1952	29/12–6 19	17–15/2 30		20–18/3 28				22–3/4 13	30–12 14	16–25 10	28–2/12 5	7–16 10		
1953	19/12–26 39			1–12 12	19–27 9		1–11 11	17–26 10	3–10 8	13–19 5	20–30 11	4–8 5	10–23 14	
1954	26/12–23 29			4–17 14	26–4/3 7		8–12 5	14–24 11	19–5/12 17			7–5/1 30		
1955		10–4/3 55					6–10 5	12–1/4 21	5–16 12	18–28 11	30–19/12 20	21–2/1 13		
1956	20–13/2 25			15–21 7			3–10 8	22–19/4 29	6–19 14	22–30 9		2–14 13	16–24 9	25–2/ 9
1957	5–20 16	22–28 7	30–5 7	28–9/3 10			28–1/4 5		30/10–13/12 45	16–24 9		26–1/1 7		
1958	4–8 5	10–21 12	24–30 7	11–16 6	19–2/3 12		4–17 14	29–3/4 6	27/10–11/12 46			19–25 7		
1959	6–18 13	21–25 5		15–26 6	27–11/4 44				10/10–12 33	20–9/1 50				
1960		11–29 19		1–20/3 49					1–10 10	17–9/12 23		12–2/1 23		
1961	5–23 19	25–31 7		2–6 5	7–17 11	26–7/3 10	13–23 11	26–13 19	1–16 16	19–15/12 27		17–29 13		
1962	8–18 11	20–11/2 23		13–25 13	28–16/3 17		30–12/4 14		1–9 9	12–29 18		2–2/1 32		
1963	4–7/2 35			10–14/3 33			29–13/4 16		1–28 28			1–10 10	15–23 9	25–1/ 8
1964	4–17 14			1–29 29			2–6 5	8–12/4 36	1–5 5	7–1/1 56				
1965	8–23/2 47			28–4 5			7–22 16	28–4/4 8	29/10–8 11	12–20 9	22–23/12 32	25–2/1 9		
1966	4–22 19	24–28 5	30–4/2 6	6–21 16	27–18/3 20		31–26/4 27		4–22 19	7–18 12	27–25/12 29	27–8/1 13		
1967		13–1/2 20		4–27 24			1–22 22	25–3/4 10	20–12/12 23			14–23 10	27–2/1 7	
1968	8–18 11	22–27 6		29–24/3 25					1–30 30			2–30/1 60		
1969				5–20 16	22–27 6		6–10 5	15–29 15	1–20 20	23–6/1 46				
1970		16–23 8	31–28/2 29				28–1 5		1–5 5	8–20 13	23–2/12 10	5–11 7	27–31 5	

表六　連續五日以上降水（花蓮）

Table 6. 5 or more successive raining days. (Hualien)

年 \ 月 日 次(日)	十一月			十二月		一月		二月		三月		
1941				19-23 5		10-14 5		17-24 8	284/3 5	6-12 7	27-1/4 6	
1942	6-12 7	14-21 8		18-28 11		17-23 7		7-15 9		14-18 5		
1943	26/11-3/11 9	10-18 9	30-6/12 7					10-15 6		6-18 8	15-19 5	
1944	8-13 6					15-20 6	31-5/2 6				20-26 7	
1945	4-12 9	29-4/12 6						1-11 11	14-27 14	1-6 6		
1946	1-5 5			17-21 5						1-6 6	28-1/4 5	
1947	25/10-4/11 11	7-12 6				1-5 5	23-28 6	14-19 6		2-9 8	22-26 5	
1948				8-14 7		24-28 5				21-26 6		
1949				7-13 7	30-6/1 8			10-14 5		30-3/4 5		
1950				17-25 9				12-22 11				
1951				20-25 6		25-2/2 9		15-19 5		19-23 5		
1952	24-30 7			15-21 7				25-29 5		16-22 7		
1953	28/10-12/11 16	17-26 10				27-2/2 7		26-5/2 8		11-18 8	26-3/4 9	
1954	8-15 8	27-2/12 6				14-18 5	22-27 6	6-10 5		1-8 8	28-1/4 5	
1955	13-18 6										27-3/4 8	
1956	17-21 5			16-25 10		6-23 18		12-13/3 31			26-2/4 8	
1957	11-16 6					13-17 5		6-14 9		2-6 5	23-27 5	
1958	5-9 5	14-19 6		11-16 6	27-31 5			4-11 8				
1959	14-25 12					25-31 6		7-12 6	17-27 11	5-15 11		
1960	8-14 7					26-2/2 8				25-29 5		
1961				16-20 5	25-31 7	19-23 5		5-9 5	17-28 12	5-10 6	12-17 6	21-26 6
1952	7-13 7					29-3/2 6		24-28 5		21-26 6		
1963	28-4/12 7							16-22 7				
1964	2-11 10					23-6/2 15		16-20 5	29-4/3 5	11-15 5	21-25 5	
1965	8-13 6							12-18 7	23-27 5	2-6 5	29-6/4 9	
1966				14-18 5	20-25 6			18-28 11		25-29 5		
1967	2-7 6	16-20 5	22-26 5			19-27 9	29-2/2 5	27-6 8		18-24 7		
1968				30-3/1 5		25-29 5		1-10 10	16-28 13	22-4/4 14		
1969				14-18 5				18-24 7	27-6/3 8			
1970	17-21 5			6-12 7		23-30 8		9-13 5		8-13 6	15-2 28	

表七、連續五日以上不降水（花蓮）

Table 7. 5 or more successive no raining days. (Hualien)

年 \ 次(日) \ 月日	十一月			十二月				一月			二月			三月	
1941	19–23 5													21–26 6	
1942	22–29 8							28–6/2 10			28–4/3 5			24–30 7	
1943	21–26 6							12–22 11			24–1/3 6				
1944	25–5/12 11			15–22 8				21–26 7						1–6 6	
1945								16–20 5						13–22 10	
1946	24–1/12 8										8–13 6	16–20 5	24–28 5		
1947				15–20 6										10–16 7	
1948	3–7 5	14–18 5	20–24 5					1–7 7	19–23 5		11–18 8			10–14 5	
1949	21–25 5							25–1/2 8			15–19 5			7–17 11	
1950	27/10–4 9			9–16 8				5–18 14	20–28 9						
1951	23/10–4 13			13–19 7				15–19 5			20–24 5			8–13 6	
1952	2–12 11	19–23 5		8–14 7							5–15 11				
1953				10–16 7				2–9 8			6–13 8				
1954	16–22 7			15–22 8							11–16 6				
1955	30/10–5 7	30–6/12 7		9–19 11	25–31 7			10–14 5			5–13 9	20–3/3 12		14–19 6	
1956	9–16 8	22–29 8		4–11 8	28–1/1 5										
1957	31–6 7	17–23 7						7–12 6	22–27 6					28–1/4 5	
1958	26/10–4 10	20–3/12 14		17–21 5											
1959	5–9 5							21–25 5							
1960	20–24 5			1–10 10	30–7/1 9									6–11 6	14–18 5
1961	27/10–1 6			3–15 13				1–11 11	14–18 5	24–30 7					
1962	25/10–2 9			2–7 6	12–16 5	18–24 7	26–31 6								
1963	4–9 6	16–20 5	22–27 6	18–23 6	25–31 7			25–29 5			25–5/3 9			29–6 9	
1964	19–25 7			4–8 5	15–22 8						24–28 5			26–30 5	
1965	28–3/12 6			12–23 12				8–12 5	17–23 7		7–11 5			17–23 7	
1966	13–21 9							11–15 5						1–7 7	10–5 6
1967				4–12 9	15–20 6						3–12 10			10–15 6	
1968	30–8/12 9			23–29 7				14–18 5						4–11 8	
1969	27/10–6 11	23–13 21									9–13 5			15–24 10	
1970	12–16 5			27–3 7				25–29 5			14–18 5	21–25 5			

四、緯流指數與長期氣溫趨勢之關係

緯流指數爲表示特定緯度間西風帶卓越情況之一良好方法，兩緯度間西風强度與其間之氣壓差或高度差成正比，因此，計算兩緯度間之氣壓差或高度差卽可得其間西風帶强弱之緯流指數，通常將其乘以地轉風係數換算爲西風風速值表示之。地轉風係數隨緯度而異，以 500 毫巴而言，55°N～70°N 帶爲 0.046，35°N～°55°N帶爲0.043，20°N～35°N 帶爲 0.089。

利用緯流指數供高空環流形勢研判之參考時，應選擇預報對象區域隣近緯度帶之緯流指數爲宜，以臺灣區而言，由於低緯度地區缺乏高空資料據以計算準確之緯流指數，只得使用 35°N 至 55°N 帶指數供預報天氣大勢之參考。

西風帶速大則稱之爲高指數，西風帶速小則稱之爲低指數，大氣環流形勢與緯流指數具有密切之關係，而大氣環流形勢則可主宰地面天氣，玆爲求明瞭其與氣溫之關係，計算緯流指數與氣溫之相關獲得其相關係數達 0.7 以上之良好結果，如能預測緯流指數之高低變化，當可對未來一段期間之氣溫預報獲得良好效果。

玆應用連續圖追踪緯流指數之經度位移，探求指數預報之可行性以發展長期預報技術，供實際作業之參考。

1. 使用資料：

1961 年至 1970 年間之北半球 500 毫巴資料較爲完整，此處乃使用該期間資料供基本分析之用。選擇 35°N 至 55°N 間計算自 0°E 至 130°E 間每隔10度經度之緯流指數，塡製追踪圖，並計算其10年平均值以資比較。其計算步驟爲讀出 500 毫巴圖上每隔10度經度之 35°N 緯度圈高度值 A_0，A_1，A_2……A_{13} 及每隔10度經度 55°N 緯度圈高度值 B_0，B_1，B_2……B_{13}，個別計算 A_0-B^0，A_1-B_1，A_2-B_2，A_3-B_3……$A_{13}-B_{13}$ 之高度差得 G_0，G_1，G^2……G_{13}，各乘以地轉風係數 0.043 可得以西風風速值表示之每隔 10 度經度之緯流指數，Z_0m/s，Z_1m/s……Z_{13}m/s。（Z_0 表示經度 0 度處緯流指數，Z_1 示10度經度處緯流指數）。

緯流指數愈大表示盛行西風愈强，緯流指數愈小，表示盛行西風微弱，位置偏北，如緯流指數出現負值則示西風消失，東風取代之。

2. 追踪圖之塡製：

方格紙上設縱軸爲東經，每一格爲10度，由下至上塡註至 0 度，橫軸爲日期由左向右每格一天，將每日計算所得緯流指數塡入而繪製每 5m/s 爲間隔之指數等值線。圖六爲指數分佈（追踪）圖示例，圖下方示北部地區每日平均氣溫及天氣，天氣符號之定義○爲晴天，日平均雲量小於 2.5，①爲多雲，日平均雲量 2.5 至 7.5 少（不含 7.5），⊕爲陰天，日平均雲量 7.5 以上，爲小雨，日雨量 10 公厘未滿10.0公厘，爲中至大雨，日雨量 10.0公厘以上，以供了解指數狀態與天氣、氣溫之對應性。

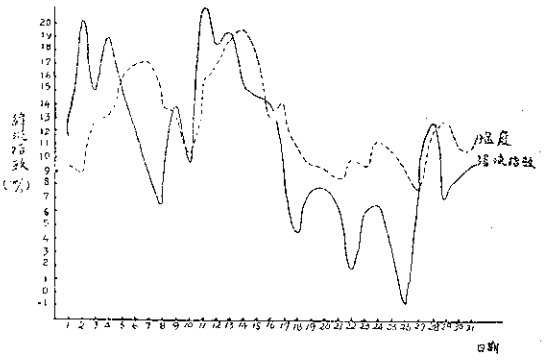
3. 利用緯流指數分佈（追踪）圖對於長期氣溫之預測

由於盛行西風顯著導引效果，大氣環流系之演變乃自西向東推移，地面高、低氣壓系，鋒面、高壓槽之移動相同，採用代表西風狀態之緯流指數變化觀察其特性尤以顯著。

因此預估某地指數變化，必須分析其西面一段期間之指數狀態予以外延推估之。

緯流指數之高低與大氣環流之關係已於第 4 節述及，如高指數時西風勁强，南北冷暖氣流交換現象，無顯著寒潮爆發，反之低指數則西風微弱，南北交流顯著，極地冷氣大舉南下，屢有寒潮爆發，氣溫劇降，根據本文分析統計，如指數降低至 5m/s 以下或有負值指數出現於高緯度某地區則大氣環流形勢形成阻塞現象，持久不變，導致持續性天氣，因此如能預測未來緯流指數變化，可藉此推估一段期間內大氣環流基本形勢，進而可預測其衍生天氣及氣溫狀況。

緯流指數與氣溫之關係如圖九所示，東經 120 度



圖九　緯流指標與氣溫之相關（1962年 1 月）
Fig9. The relationship between the zonal index and the temperature (Jan. 1962).

之每日緯流變化曲線與臺北每日平均氣溫變化曲線（1962年 1 月），如圖所示緯流指數高則氣溫升高，反之則氣溫趨低，兩者呈平行之變化，惟其位相相差

一天，據計算所得，兩者同時相關係數爲 0.53，一天遲延相關係數爲 0.75，二天遲延相關係數爲 0.68，以一天遲延相關爲最佳，取前一天緯流指數下降則第二天之氣溫降低。

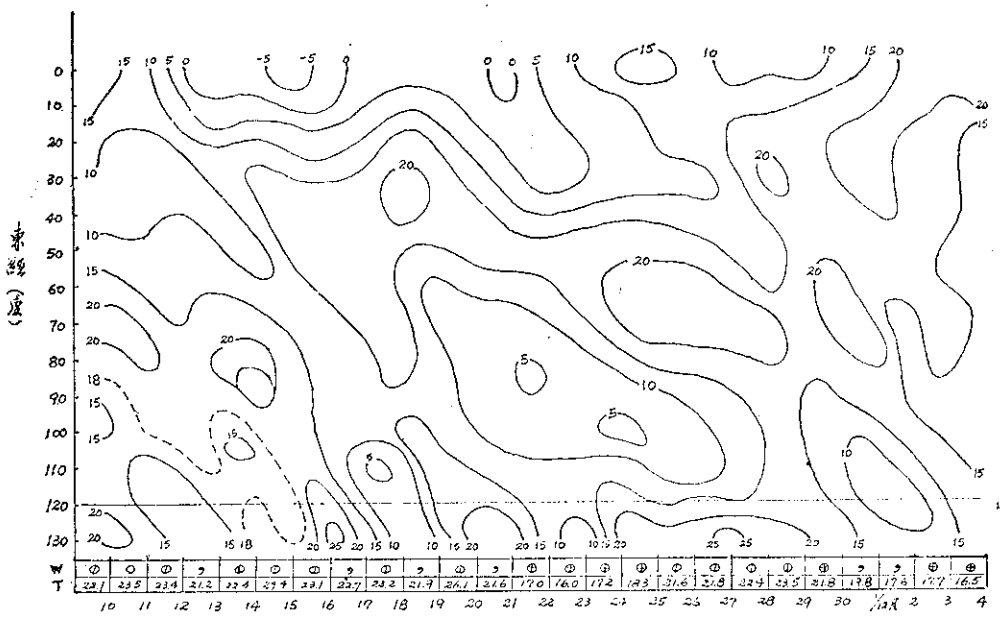
氣溫同升之過程亦具有相同特性。半旬緯流指數與半旬平均氣溫之相關係數，根據10年統計爲11月至次年 3 月各期平均爲 0.53，其中12月、1 月及 2 月相關係數超過 0.60以上。根據上述分析討論，利用緯流指數分佈（追踪）圖，應用適當合理之外延法則，當可推估爲期 5 至 7 天之長期氣溫變化情況，由於兩者對應性極佳，可堪爲西風盛行多期間，長期氣溫預報之一簡單而最有效之方法。

茲擇出臺灣地區一週氣溫變化趨勢呈週期性變化及持續性變化（包括阻塞期）較顯著例於下節分別討論之。

五、應用緯流指數預報舉例

1961年11月至1962年 3 月實例分析如下：

1. 11月初至12月 8 日爲緯流指數呈「周期型」變化如圖十，該期間內於 120°E 出現低指數日期分別

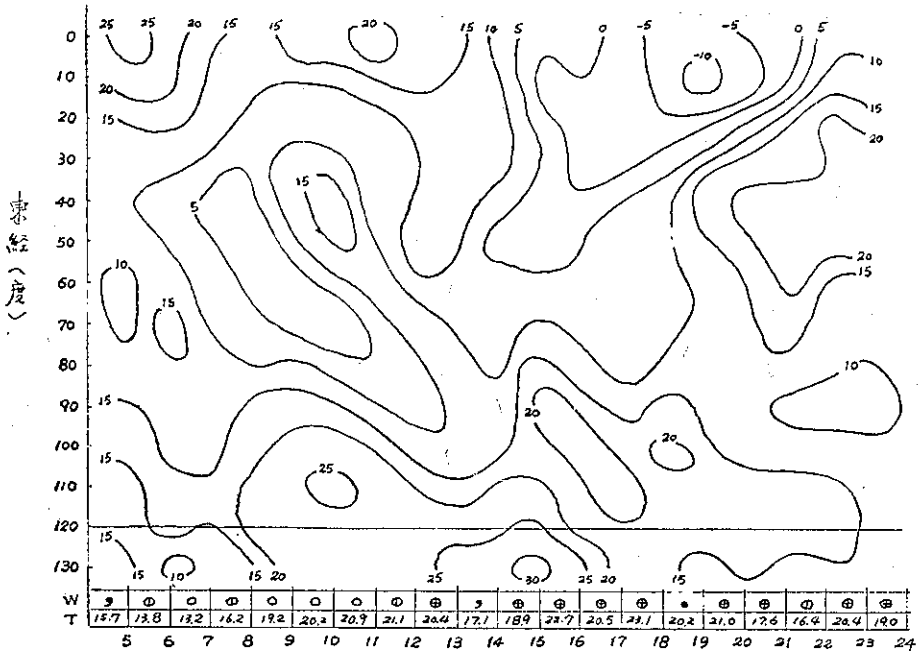


圖十 緯流指數分佈 (1961, 11, 10-12,4)

Fig. 10. The distribution of the zonal index (Nov. 1961 to Dec.)

爲：12日、18日、22-23 日及12月 2 日，對應低指數時低溫度變化出現於13日、19日、23日及12月 2 日，高空槽過境日期亦大致與 120°E 低指數出現日期相同，於12日、17日、21日及12月 1～2 日，分別有降水，可知天氣變化配合於 120°E 低指數出現日期之前後一天，氣溫亦與 120°E 低指數出現日期延遲一天，呈有規律之變化關係。由圖十中指數循環最長者 9 天，爲11月23日 (11.2m/s) 及12月 2 日 (7.7m/s) 之第二次再低指數，9天間指數平均爲 16.0m/s 之偏高指數狀態。11月12日至21日止在 10°E 附近約 9 天有顯著低指數期（每日均低於 5m/s）與同時間 500 毫巴北半球圖比較，歐洲北部 10°E 附近發生阻塞高氣壓，至11月23日始逐漸消失，如此 10°E 之低指數出現於12日，再於11天後之23日 120°E 又出現低指數，當 10°E 持續低指數於22日結束後再趨向偏高指數，經過11天以後之12月 3 日120°E 附近相應有高指數情形發生，表示自 10°E 到 120°E 低指數東移情形，可示依指數循環變化東移速率平均約爲每日10個經度。

2. 12月 8 日至22日爲 120°E「高指數型」(如圖十一），這期間緯流指數平均爲 22.7m/s，平均氣溫爲 19.7°C，較12月月平均氣溫值高出 2.7°C，天氣除14日及19日當指數呈較小幅度降低時有降水外，其餘12天均爲良好天氣，此例可窺知高指數在120°E附近持數時期，臺灣地區偏高溫趨勢且不容易有降水發生。

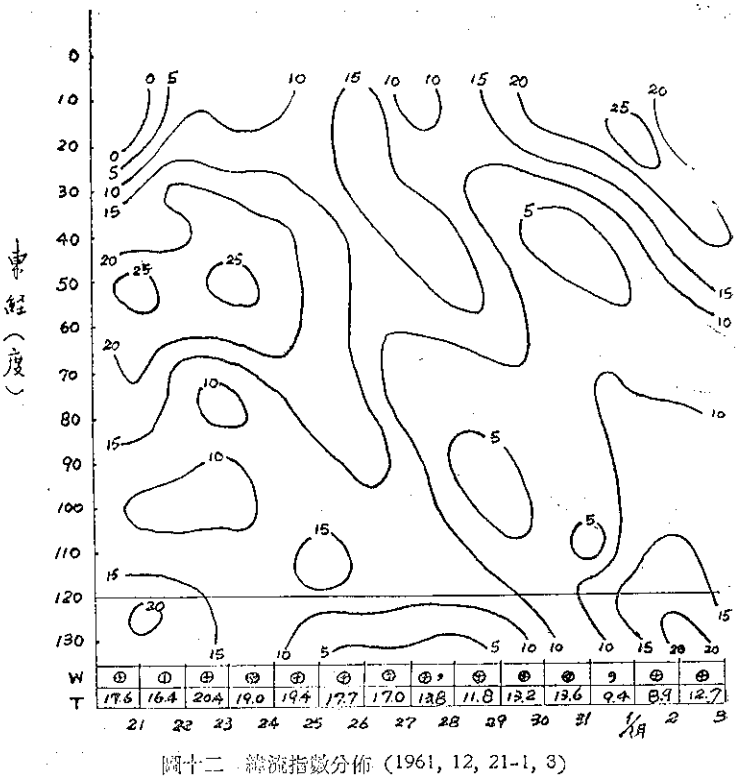


圖十一　緯流指數分佈（1961, 12, 5-24）

Fig. 11. The distribution of the zonal index (Dec. 1961)

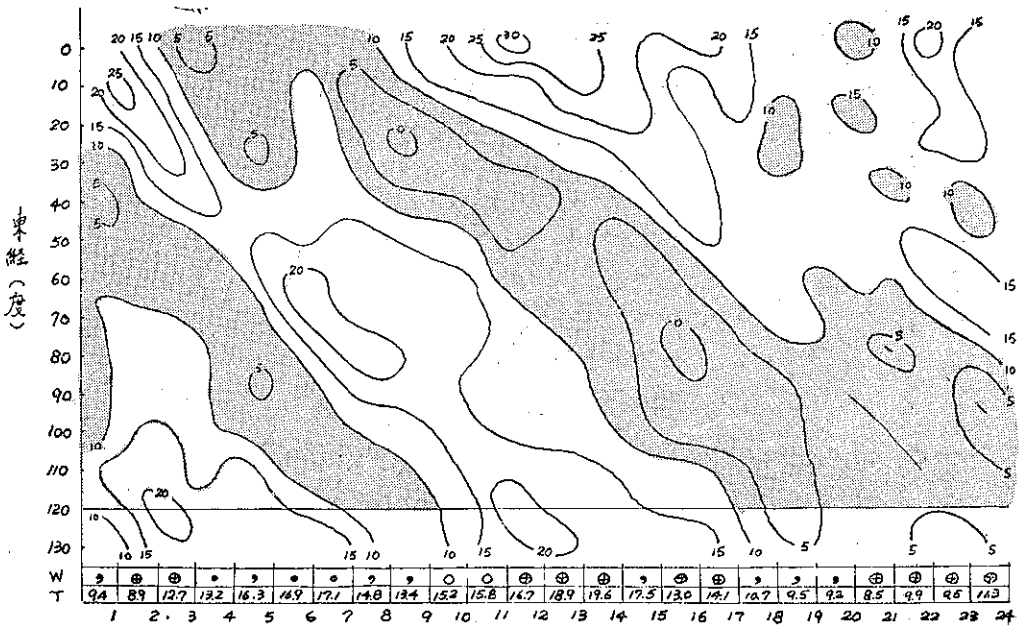
3. 12月23日至1月1日爲120°E「低指數型」（如圖十二），此期間之緯流指數平均爲 91m/s.，最低值爲12月28日之 4.7m/s，平均氣溫爲15.5，每日平均氣溫於1月2日出現最低值 8.9°C，低於歷年1月份平均值 6 1°C，表現低指數期易出現低溫，又12月23日當指數再降，北部地區轉爲陰天，27日指數呈最低後連續陰雨天至1月9日，全期無一日晴朗天氣。

4. 1月2日至20日爲「指數周期型」變化（如圖十三），於8日及19日，120°E出現低指數，低溫則出現於9日及27日，並於低指數出現前一兩天呈陰雨，其餘指數較高時則無降水出現，各周期之低指數亦於12天前各出現於 10°E 附近（12月28日及 1月8日），其移動速率與前幾次極爲接近且穩定，同樣約每日10個緯度。



圖十二　緯流指數分佈（1961, 12, 21-1, 3）

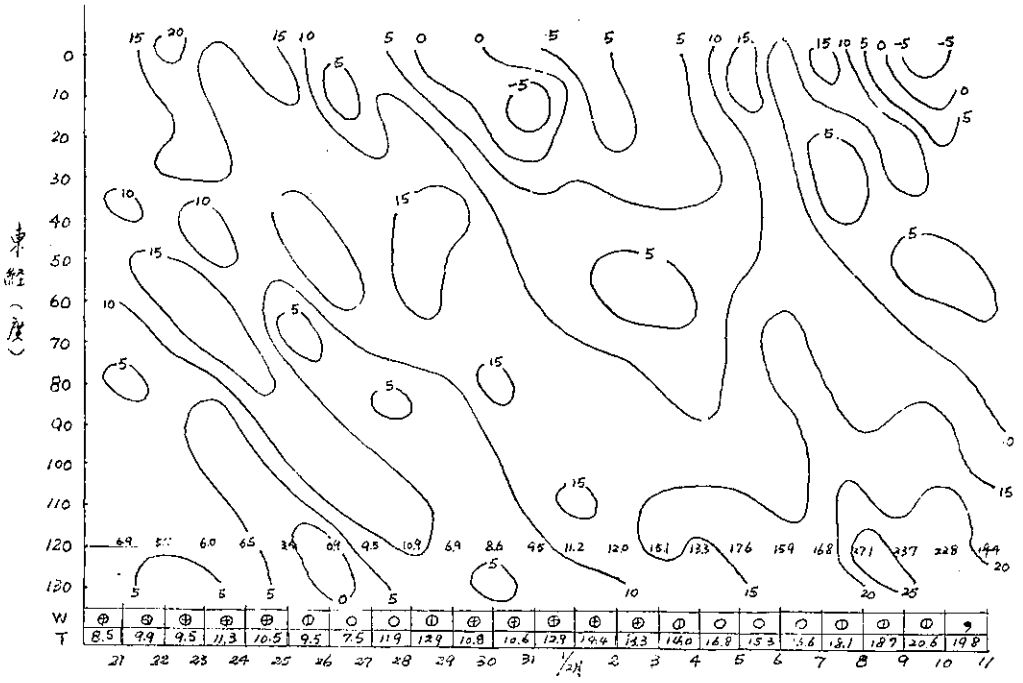
Fig. 12. The distribution of the zonal index (Dec. 1961-Jan)



圖十三 緯流指數分佈 (1961, 1, 1～24)

Fig 13. The distribution of the zonal index (Jan, 1961)

5. 1月21日至2月4日爲 120°E附近低指數呈持續性最長之一次（圖十四），經分析此期間於西伯利亞東部發生阻塞高氣壓，東亞地區南北氣流交換極旺盛，1月26日指數最低，爲負值而出現東風，本期間平均指數爲 8.2m/s，該日平均氣溫 11.2°C，與歷年一月份平均氣溫低 4°C，此次天氣變化與過去數次低



圖十四 緯流指數分佈 (1961, 1, 21-2. 11)

Fig 14. The disfribution of the zonal index (Jan.-Feb. 1961)

指數出現時略有不同，指數下降時經常陰天，直至 2 月10日大陸高氣壓移至東海，天氣轉良好，這段低指數期間均呈持續性低溫。經分析130°E 指數較120°E 更低，表示平均槽位在本省東方，地面高氣壓控制全省各地，爲大陸冷氣團之天氣，酷寒而晴朗，可知多期平均槽與長期天氣及氣溫有密切關係。經分析統計 120°E 之緯流指數低於 5.0m/s 時或出現負值時亦應注意異常低溫出現，可供長期預報參考。

按上述1961年至1962年多期指數變化實例劃分緯流指數爲 $P_0Z_0I_0$〔周期變化型〕，HZI〔高指數（大於 15m/s）持續型〕，CZI〔低指數（小於 10m/s）持續型〕，然後利用1961年至1970年間之各年指數分佈（追踪）型態予以分類如表八。

表八　不同型指數之氣溫與指數關係　P.Z.I：週期指標　H.Z.I：高指標　L.Z.I：低指標

Table 8. The relationship between mean temperature and mean zonal index under the diferrential zonal index. P.Z.I : Periodic zonal index　L.Z·I : Lower zonal index　H.Z.I : Higher zonal index

1961～1962	P. Z. I. 11. 1 12. 7	H. Z. I. 12. 8 12. 22	L. Z. I. 12. 23 1. 1	P. Z. I. 1. 2 1. 20	L. Z. I. 1. 20 2. 4	P. Z. I. 2. 5 3. 31	
指數	週期	21.2	11.8	週期	9.1	週期	
氣溫	變化	19.7	15.5	變化	11.0	變化	
天氣		好天	壞天				
1962～1963	P. Z. I. 11. 1 11. 5	H. Z. I. 11. 6 11. 20	P. Z. I. 11. 21 12. 17	H. Z. I. 12. 18 12. 28	P. Z. I. 12. 29 1. 12	L. Z. I. 1. 13 2. 5	P. Z. I. 2. 15 3. 31
指數	週期	24.3	週期	19.0	週期	6.9	週期
氣溫	變化	21.6	變化	16.9	變化	11.1	變化
天氣		略好天		好天		好天	
1963～1964	P. Z. I. 11. 1 1. 17	L. Z. I. 1. 18 2. 3	P. Z. I. 2. 4 3. 31				
指標	週期	7.8	週期				
氣溫	變化	12.1	變化				
天氣		壞天					
1964～1965	P. Z. I. 11. 1 11. 14	H. Z. I. 11. 15 11. 29	L. Z. I. 11. 30 12. 4	P. Z. I. 12. 5 1. 9	L. Z. I. 1. 10 1. 13	H. Z. I. 1. 14 2. 22	P. Z. I. 2. 23 3. 31
指數	週期	19.0	9.3	週期	10.9	18.5	週期
氣溫	變化	18.9	16.3	變化	11.7	17.7	變化
天氣		好天	好天		好天 (130°低)	好天	
1965～1966	H. Z. I. 11. 1 11. 24	P. Z. I. 11. 25 12. 28	L. Z. I. 12. 29 1. 4	H. Z. I. 1. 5 1. 17	L. Z. I. 1. 18 1. 23	P. Z. I. 1. 24 2. 25	H. Z. I. 2. 26 3. 22	L. Z. I. 3. 23 3. 31
指數	23.0	週期	9.4	23.5	9.2	週期	21.8	9.3
氣溫	23.0	變化	14.1	18.1	15.8	變化	20.9	16.9
天氣	略好天		壞天	好天	壞天		好天	壞天

1966 ～ 1967	H. Z. I. 11. 1 11. 29	P. Z. I. 11. 30 12. 16	H. Z. I. 12. 17 12. 24	L. Z. I. 12. 25 12. 29	P. Z. I. 12. 30 1. 28	L. Z. I. 1. 29 2. 4	P. Z. I. 2. 5 3. 7	H. Z. I. 3. 8 3. 19	P. Z. I. 3. 20 3. 31
指數	21.1	週期	22.1	10.9	週期	11.6	週期	16.3	週期
氣溫	21.9	變化	20.4	14.1	變化	13.0	變化	18.4	變化
天氣	好天		陰爲主	壞天		壞天		好天	

1967 ～ 1968	H. Z. I. 11. 1 11. 19	P. Z. I. 11. 20 1. 30	L. Z. I. 1. 31 3. 2	P. Z. I. 3. 3 3. 31
指數	22.3	週期	7.7	週期
氣溫	22.0	變化	11.7	變化
天氣	大部好天		全期不好	

1968 ～ 1969	P. Z. I. 11. 1 11. 18	H. Z. I. 11. 19 12. 11	P. Z. J. 12. 12 12. 31	L Z. I. 1. 1 1. 7	H. Z. I. 1. 8 1. 30	P. Z. I. 1. 31 3. 31
指數	週期	24.8	週期	11.4	21.7	週期
氣溫	變化	21.9	變化	13.2	17.7	變化
天氣		好天		不好	好天	

1969 ～ 1970	P. Z. I. 11. 1 12. 19	H. Z. I. 12. 20 1. 2	P. Z. I. 1. 3 2. 16	H. Z. I. 2. 17 2. 27	P. Z. I. 2. 27 3. 31
指數	週期	21.3	週期	19.5	週期
氣溫	變化	17.4	變化	18.5	變化
天氣		好天		好天	

設表八中每段高低指數各期間之平均指數爲 Xm/s，平均氣溫爲 Y°C:

X 21.2 11.8 9.1 24.3 19.0 6.9 7.8 19.0 9.3 10.9 18.5 23.0 9.4 23.5 9.2 21.8 9.3 22.1 10.9

Y 19.7 15.0 11,0 21.6 16.9 11.1 12.1 18.9 16.3 11.7 17.7 23.0 14.1 18.1 15.8 20.9 16.9 20.4 14.1

X 11.6 16.3 11.4 24.8 22.3 7.7 21.3 19.5 21.1 21.7

Y 13.0 18.4 13.2 21.9 22.0 11.7 17.4 18.5 21.9 17.7

計算指數與氣溫之相關係數獲得 $r=0.883$ 之良好結果，即高指數期氣溫偏高，低指數期氣溫偏低之正相關關係。

並計算所得之線性廻歸方程式爲：

$$Y=AX+B$$

$$A=0.526\ ;\quad B=8.508$$

即 $Y=0.526X+8.508$

如由指數連續圖追踪東經60度指數來預測 5 天至 7 天後臺灣地區東經120度之指數 X 值，可由上述公式求得其相對應之平均氣溫 Y 值，花蓮與臺北之平均氣溫相關係數亦高達 0.8 以上，因此求得臺北氣溫後，花蓮與臺南之氣溫乃可輕易推算之。

結　　論

上述分析結果得到若干要點如下，提供長期預報實際作業之參考。

1. 根據緯流指數周期變化，平均指數周期爲 5-7 天，同時高低指數平均以每日10度速率向東移動，根據此項平均速率，外延東經 60 度指數以預報 5 天到 7 天後東經 120 度之緯流指數，然後再應用下述公式預報臺北氣溫，再以臺北氣溫推測其他各地之氣溫預報。

2. 臺北每日平均氣溫與東經 120 度之緯流指數相關係數高達0.883，利用公式 $Y=0.526X+8.508$ 以預報臺北之日平均氣溫（Y），X 爲東經 120 度之緯流指數。

3. 在緯流指數分佈（追踪）圖上發現東經 120 度指數低降至 5.0m/s 以下時，宜注意東亞大陸高氣壓强度持續，可預報臺北地區低溫出現日數將持續10天以上。

4. 一般東經 120 度配合高指數（大於 15.0m/s）時，臺灣地區天氣良好且呈高溫，配合低指數（小於 10m/s）時，天氣陰雨且呈低溫，但西南部不致於下雨，因中央山脈阻擋冷空氣繼續南移。若東經 130 度以東出現低指數時，表示高空槽線已通過東經 120 度，故臺灣地區因受西北氣流影響，天氣乾燥晴朗但早晚氣溫較低。

參 考 文 獻

1. 和田英夫（1971）：長期預報の技術，長期預報新講。p. 107-p. 112
2. 氣象學ハンドブツク編集委員會（1959）：東西示數（zonal index），氣象學ハンドブツク。p. 576-p. 577
3. 徐晉淮、王博義（1974）：北太平洋西部轉向颱風之分析研究，緯流指數與颱風轉向之關係，氣象學報20卷 1 期。p. 35-p. 39
4. 預報部（1971）：季節預報指針，日本氣象廳。
5. 村上喜多雄、渡邊正雄（1965）：阻塞現象之研究，グロスベツター 4 卷 2 號。
6. 預報部（1966）：週間預報指針，日本氣象廳。
7. R. Muzzay (1972): On predicting seasonal weather for England and Wales from anomalous atmospheric circulation over the Northern Hemisphere Weather, Oct. 1972. p. 396-p. 402.

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、稿件請註明作者眞實姓名、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）

氣象學報補充稿約

一、來稿須用稿紙（以25×24之稿紙爲原則）。

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印刷頁爲原則。

三、圖及表之分量以不超過全文之1/3爲原則。

四、英文摘要之字數以不超1,000字爲原則。

五、關於表格之注意點：

㈠ 表格須另用白紙繕製。

㈡ 表格上方須有標題，並加表1表2等冠號。

㈢ 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。

㈣ 能以文字說明之小表，請採用文字說明。

㈤ 原始記錄應加分析簡化後始可列入表中。

㈥ 統計分析表中顯著處，以＊號（顯著）及＊＊號（極顯著）表之。

㈦ 表幅應考慮適合本刊版幅爲準。（寬度勿超過13.5cm）。

㈧ 表之標題應能表示內容。

六、關於插圖之規定：

㈠ 插圖應另貼於大張白紙上，註明作者及文題。

㈡ 插圖下方須有標題，並加圖1圖2等冠號。

㈢ 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。

㈣ 統計圖原圖幅面應在12—15cm，以便縮版。

㈤ 模式圖原圖幅面應在15—20cm，以便縮版。

㈥ 分佈圖原圖幅面應在30cm左右，以便縮版。

㈦ 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。

㈧ 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。

㈨ 已列表中之內容，勿再重複以插圖表示。

㈩ 圖之標題應能表示內容。

七、關於照片之規定：

㈠ 照片用紙一律採用黑白光面紙。

㈡ 照片幅面應在12—15cm，以便縮版。

㈢ 照片應充分冲洗清楚，須考慮縮少至1/2時尚能清楚之程度。

㈣ 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：

㈠ 參考文獻以經本人確曾查閱者爲限，如係來自轉載之其他書刊時，須加註明。

㈡ 作者姓名以後爲發行年份，加以括號，然後爲雜誌或書名、卷期數及頁數。（頁數必須註明）。

㈣ 文字敍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*)等插入文句中。

十、文字敍述之號次以下列爲序。

中文用：一、㈠ 1. (1) i. (i)

英文用：I. 1. A. a.

十一、每頁下端之脚註以小號1, 2, 3, 等阿拉伯字表之，註明於該段文字之右上角。

十二、文字敍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）、°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，介系詞、連接詞及不重要字用小寫。圖表之英文標題及各欄英文細目，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爲原則，名在前，姓在後。

十六、其他未盡善事項得隨時修正之。

內政部雜誌登記內版臺誌字第〇五五一號
中華郵政臺字第一八九三號登記爲第一類新聞紙類

Volume 20, Number 4 December 1974

METEOROLOGICAL BULLETIN

(Quarterly)

CONTENTS

Articles

Man's Impact on the Environment of Stratosphere·····*Kenneth T. C. Cheng.* (1)

Research on objective Techniques for Short-Period Typhoon Rainfall forecasting in Taiwan·····*Tsung-yao Wu, Ke-Hsun Chi.* (6)

On the Analysis of Mei-yu in Taiwan·····*Ming- Tung Hsu, Shui-Shang Chi* (25)

A study of the Long-range Weather foreasting in Taiwan Area·····*Chin-huai Hsu, Bor-yieh Wang* (45)

CENTRAL WEATHER BUREAU

64 Park Road, Taipei

Taiwan, Republic of China