

題名	作／譯者	卷期號	頁碼	出版年
驗證哈定檢查表預測轉向颱風之能力	戚啓勳	13/01	1	1967.03
切斷低壓生成之動力結構（一）	廖學鎰 鮑咸中	13/01	20	1967.03
新竹氣候之研究（二續）	唐奇祥	13/01	30	1967.03
民國五十五年九月宜蘭豪雨之調查	鄭邦傑	13/01	45	1967.03
-----	-----	-----	-----	-----
葛萊拉颱風之雷達分析與研究	H.Bogin	13/02	1	1967.06
統計氣象預報之發展	陳毓雷	13/02	13	1967.06
新竹氣候之研究（三續）	唐奇祥	13/02	19	1967.06
民國五十六年颱風調查報告第一號颱風葛萊拉	研究室	13/03	27	1967.06
大規模大氣環流之動能產生與消散（譯）	呂世宗	13/03	35	1967.06
-----	-----	-----	-----	-----
台灣自由大氣之研究	劉衍淮	13/04	1	1967.12
應用調和解析預報每月之氣溫與降水量	徐晉淮	13/04	23	1967.12
民國五十六年颱風調查報告第二號颱風娜拉	研究室	13/04	48	1967.12

# 氣象學報

季刊

第十三卷 第一期

## 目次

### 論述

- 驗證哈定檢查表預測轉向颱風之能力……………戚 啓 勳……( 1 )
- 切斷低壓生成之動力結構 (一) ……………廖學鎰・鮑咸中……( 20 )
- 新竹氣候之研究 (二續) ……………唐 奇 祥……( 30 )

### 報告

- 民國五十五年九月宜蘭豪雨之調查……………鄭 邦 傑……( 45 )

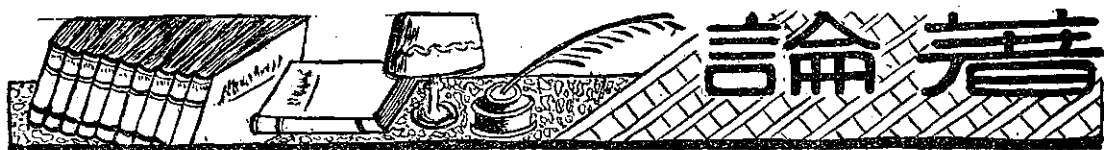
# 氣象學報

(季刊)

第十三卷 第一期

主編者	臺灣省氣象局氣象學報社
地址	臺北市公園路六十四號
	電話：二四一四一
發行人	劉大 年
社長	劉大 年
	電話：二二八四〇
印刷者	文英印書公司
地址	臺北市三水街七號
	電話：三四七二四

中華民國五十六年三月出版



# 驗證哈定檢查表預測轉向颱風之能力<sup>1</sup>

戚 啓 勳

## *A Test of Harding's Typhoon Forecasters' Guide for Forecasting Typhoon Recurvature in 1966*

by

*Chi Ke-Hsun*

### *Abstract*

One of the most challenging and perplexing aspects of operational meteorology is the forecasting of typhoon recurvature. Among several objective forecasting techniques, Arakawa's new statistical method shows excellent results in forecasting the movement of typhoons, yet it still shows significant errors for recurving typhoons. In Harding's "Typhoon Forecasters' Guide", there are eighteen rules for judging typhoon recurvature. Preparation of special charts is required for some of these rules. The aim of the present research is to verify Hardings' rules in order to determine whether or not they have practical value for this region.

Six typhoons in 1966 were selected for the test. Irma, Judy, and Kite were recurving typhoons, while Tess and Alice were non-recurving storms. Typhoon Cora turned northward in the vicinity of Yaeyama Retto for a few hours, then moved back to a westerly trajectory.

Among the typhoons that recurved, Irma shows best results by clearly indicating its recurvature three days before the fact, while Kite indicated recurvature only one day before its actually did so. For the non-recurving typhoons, Tess shows good forecast results, while Cora has a comparatively large number of double conditions before its temporary recurvature.

Among the rules for judging recurvature, rules number 31, 32, 34 and 41 recorded very high scores. In other words, the location and intensity of maximum westerlies (with the aid of zonal wind profile), the characteristics of the ridge of subtropical high, long-wave movement, the level of the base of westerlies to the north of storm and the presence or absence of retrograding or slow moving main troughs to the west of the storm make a significant contribution to the forecasting of recurvature.

1. 本研究獲得國家長期發展科學委員會之補助始克完成

Conclusions could not be reached on certain rules due to the absence of required criterion. Furthermore, the author finds that the distribution of isotherms at the 700mb level cannot be used to evaluate the recurvature due to the heating effects of land areas in this district.

It is quite clear that the application of Harding's rules mainly depend upon the forecaster's experience. The present research shows that both the zonal wind profile and meridional height profile at the 500mb level are very useful as forecasting tools. The author recommends that these charts should be prepared twice a day, ie, 0000 and 1200Z, during the typhoon season and the interval of grid points be changed to two and half degrees instead of five degrees.

## 一、前言

熱帶風暴危害人羣，而行踪詭秘，故發展有效之預報技術實為所有受害國家一致之願望。近數年來，此種發展顯然採取兩種不同之途徑：一種為憑藉學理與經驗，綜合考慮各種天氣圖之分析，即所謂「主觀法」；另一種則僅據一兩種分析資料，選定若干參數，純由計算獲得結果，即所謂「客觀法」，此兩種技術現時所得之成績不相上下。作者曾同時用維加斯（Veigas）與密勒（Miller）法及荒川氏 1962 年法計算 1963 及 1964 年內臺灣發佈警報之颱風，再與主觀法比較，結果三者之平均向量誤差竟近乎相等<sup>(1)</sup>。按美國在 1963 年內，主觀法略較客觀法為優<sup>(2)</sup>。

1965 年再試驗荒川氏之修正新法，所得成績雖略較氣象局之主觀法為優，但個別颱風之成績仍彼此互有上下。至於轉向颱風則荒川新法之誤差頗大，必須另覓較為有效之技術<sup>(3)</sup>。蓋此類颱風包括：原先直趨臺灣，但臨近時突然轉向離去；或原來並不走向臺灣，至近海時忽轉向進襲；更有短時間內轉向，隨後又折回者，此等颱風之路徑預測，自屬極端重要。

主觀法之缺點在於考慮之因素過多，且各因素所佔之份量並不相等，預報員之學識及經驗必須非常豐富，始能獲得較佳之成果，關島美海軍艦隊天氣中心主任哈定中校（Cdr. E. T. Harding）為使預報員有所遵循，特別設計一種檢查表，內中包含三部份，列舉各項法則，用以分別考慮：(1) 是否有颱風生成？(2) 颱風未來之行動如何？(3) 颱風未來之強度變化如何？其中第(2)部份研判颱風是否轉向包含有十八項法則。本研究之目的即在根據此等法則選定 1966 年內在臺灣近海轉向及不轉向之若干颱風予以驗證，藉此瞭解

哈定檢查表對於臺灣地區預測轉向颱風之能力。

## 二、研判颱風是否轉向之應用法則

哈定中校所發展之颱風檢查表中，研判有利或不利轉向，計有 18 項法則（原編號為 31 至 48），茲列表如下：

表一：哈定颱風檢查表轉向法則

Table 1: Rules for judgement of typhoon recurvature in Harding's check list table

編號	法 則 內 容	有利	不利
(1)	西風強度超過平均值，位於季節最大值所在緯度之南方。 西風強度超過平均值，位於季節最大值所在緯度。 西風強度超過平均值，位於季節最大值所在緯度之北方（可能形成滯留）。	✓  ✓	  ✓
(2)	東風強度較平時為強。 東風強度較平時為弱。	 ✓	✓  
(3)	副熱帶高壓脊東西向伸展，且有較強之反氣旋形風切。		✓
(4)	長波停滯或移動緩慢。 長波移動迅速。 長波後退。	✓  	 ✓ ✓
(5)	颱風西方約 500 哩（800 公里）處有槽形槽。	✓	
(6)	颱風西方有停滯或緩進之主槽。 某一低壓槽迅速前進。	✓  	 ✓
(7)	槽線向阻塞高壓（軸線垂直）推進。		✓



(8)	颱風西方有副槽(颱風接近副熱帶高壓脊時屬例外)。	✓	
(9)	有連續而迅速產生之副槽。	✓	
(10)	颱風所在緯度或其南方之西風層底在 500mb 高度或不足。	✓	
(11)	颱風所在緯度以北之西風層底在 500mb 高度以上。		✓
(12)	西風層底逐漸降低(隨同停滯槽之出現)。	✓	
(13)	西風層底逐漸升高。		✓
(14)	外延法所示之情況(應佔份量較重)。	✓	✓
(15)	等變壓線所示之情況(應佔份量較重)。	✓	✓
(16)	氣候資料所示之情況(僅適於颱風之展期預測)。	✓	✓
(17)	700mb 面上之等溫線。	✓	✓
(18)	700mb 預測圖(應佔份量較重) (展期預報中顯示西風帶有南移趨勢時有利轉向)。	✓	✓

### 三、各項法則之依據與作業程序

先按照正常之作業程序分析 500mb 圖，而後按照表二中各經緯度網格點在圖上讀取高度值。填畢後

Table 2: The work sheet for compute the zonal wind

日期及時間\_\_\_\_\_月\_\_\_\_\_日\_\_\_\_\_時 (GMT)

		經度															緯度平均			緯度 高度差	緯度 高度值	緯度 高度值	緯度 高度值
		90	95	100	105	110	115	120	125	130	135	140	145	150	155	160	緯度 高度值	緯度 高度值	緯度 高度值				
緯度	65																						
	60																						
	55																						
	50																						
	45																						
	40																						
	35																						
	30																						
	25																						
	20																						
經度高度值和																							
平均經度高度																							

，將每一緯度所列之高度值相加再平均，即得該緯度圈之平均氣壓高度。以相距五度之兩緯度圈上之平均高度差作為高度梯度。即較低緯度之平均高度減去較高緯度之平均高度，正數示西風，負數示東風。應用地轉風方程算出每隔緯度五度之整數(例如50及100公尺)高度差相當之緯向分風每秒公尺數，再換為每時哩，在方格紙上製成圖解，以利查算。如圖1所示。圖中各線代表每一緯度圈上高度差與緯向分風之關係

。例如緯度40度與45度之高度差在42.5度之線上找到緯向分風。所有緯度圈之緯向風得到後即可填入圖2中，各點相連並修勻成一光滑之曲線，是為緯向風剖面圖。

此緯向風剖面圖與該月份之標準緯向風剖面圖相比較，假定發現極地西風在季節平均值所在緯度以南，且強度超過正常，預期受極槽之影響當甚顯著，且將受旺盛之經流所控制。此種情況，風暴受南風之影

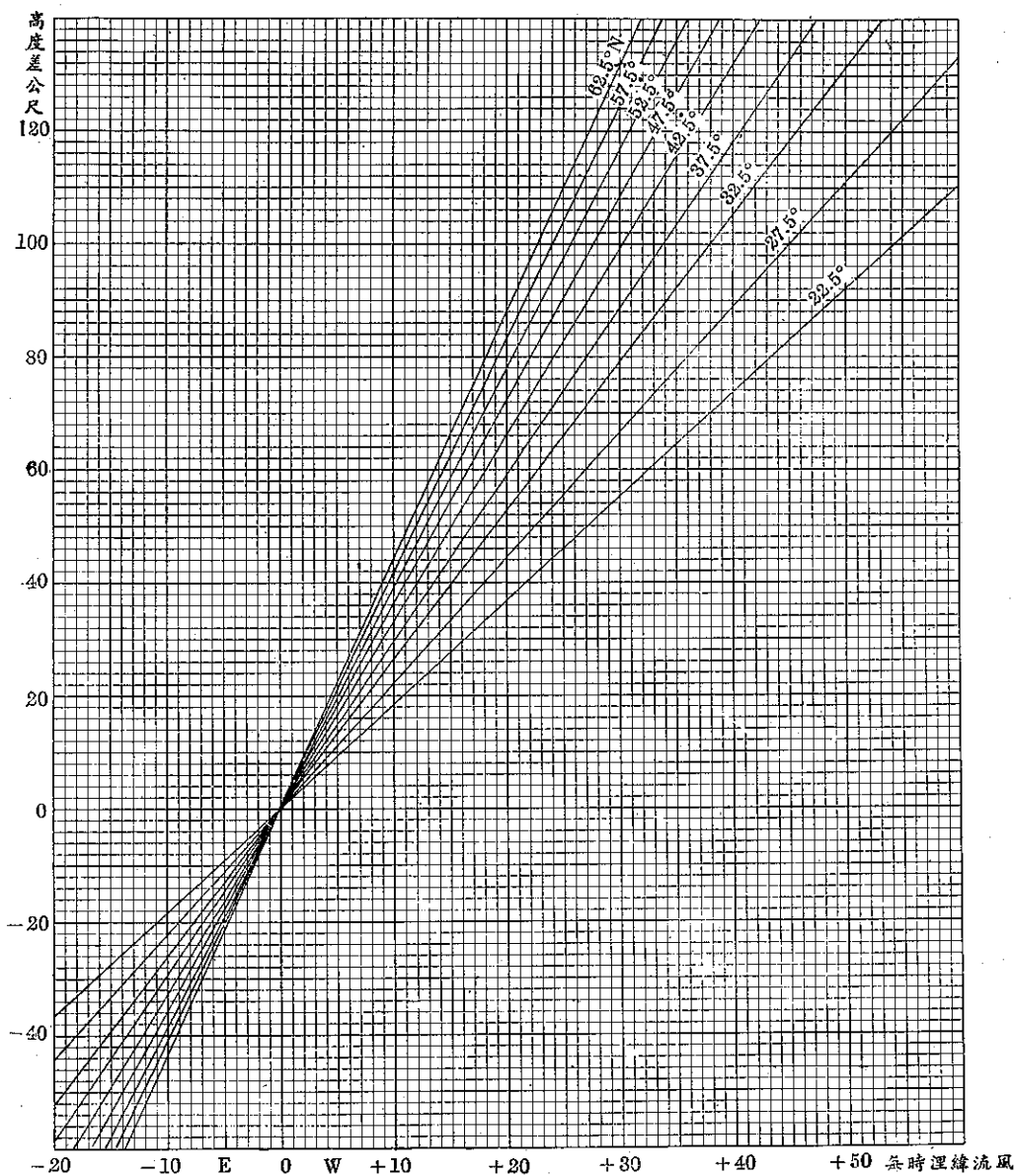


圖1：各緯度圈上緯向風與高度差之關係

Fig. 1: The chart relates zonal wind (kts) and 500mb height difference with 5 deg. Lat., (m) interval as modified by latitude

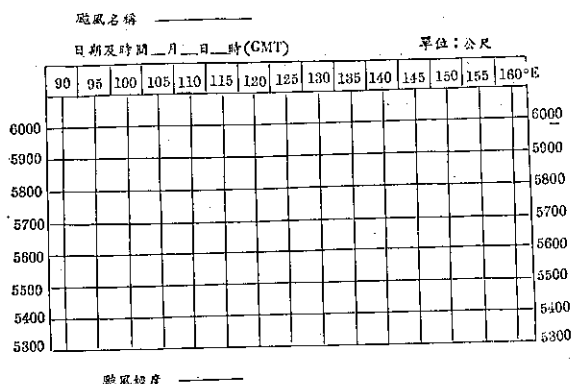


圖 2：緯向風剖面圖

Fig. 2: Zonal wind profile chart

響最久，極可能轉向至副熱帶高壓脊之北方。

法則(2)係依據低緯度東風之位置及強度研判颱風是否轉向。哈定氏認為仍可據上述之緯向風剖面圖，通常僅需北緯25度以南之資料。但事實上除非此剖面圖上顯示緯度20至30度有較強之東分風，由於低緯不適於地轉風關係，因此只能據實際所報高空風加以衡量。

法則(3)為根據地面圖及高空圖研判副熱帶高壓脊之特性。假定最強西風帶之位置近乎正常，表示氣流之經向分速較小。又如高壓脊勢力強盛，且呈東西向伸展，則極槽對熱帶之影響亦小。為強調此徵兆，乃另立一法則，以提示颱風是否轉向主要決定於經向分速之強弱，

法則(4)乃據長波進退研判是否有利於颱風轉向。為求長波位置及進退，必須先準備一種「經向高度剖面圖」(Longitudinal height profile)，方法如下：根據法則(1)所用表二內之高度值，計算每一經度線

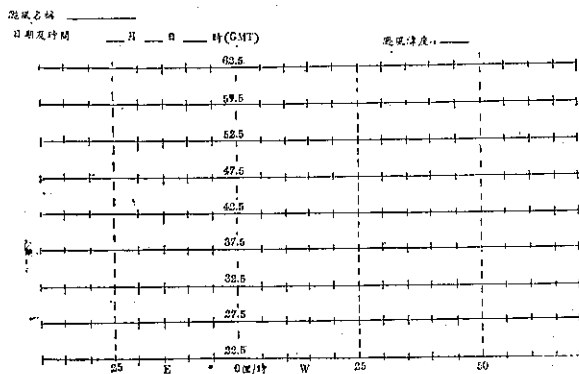


圖 3：經向高度剖面圖

Fig. 3: Longitudinal height profile chart

上寬20度緯度帶內之 500mb 面平均高度值。此緯度帶之中心軸應使接近最大西風之緯度。可見軸線位置將因最大西風帶之南北向移動而改變。如有兩條強度相當之西風帶，則以南方之西風帶為準，如此算得之數值填入圖 3 內，即得經向高度剖面曲線。曲線上之波可分別註以英文字母，以利逐日追踪。哈定氏認為：長波移動迅速或後退均將不利於颱風轉向，唯有停滯或緩進始有利於轉向，按一般而論，長波每日約移經度 2 至 5 度。短波則平均每日約移 10 至 18 度。

法則(5)為參考經向高度剖面圖，地面圖及高空圖以研判颱風之西方有無錨形槽 (Anchor trough)，假定風暴西方約 800 公里處有錨形槽，當有利於其轉向。此為法則(4)之另一種表達方式，提示預報員注意特殊主槽，蓋自經驗獲知：延伸而近似停滯之槽線，對於相距約 800 公里之擾動開始發生作用。錨形槽或停滯之延伸槽每吸引西風南下至颱風所在緯度，此為其轉向所必備之條件。倘錨形槽之後方尚有副槽，則西風帶之將南下更屬顯而易見。

法則(6)指出：風暴西方如有停滯或緩進之主槽，當有利於轉向；此主槽如前進迅速則不利於轉向，此為法則(4)之另一種表達方式。

法則(7)指出：槽線如向阻塞高壓推進，勢將不利於風暴之轉向，所謂「阻塞高壓」(Blocking high)係指軸心近乎垂直之高壓，據地面圖及高空圖可決定槽線東方高壓軸線之垂直傾斜度，倘槽線向阻塞高壓移動，在其南方風暴之移行將受阻，且威力銳減。蓋有阻塞作用存在時，強烈東風將控制颱風之移行。

法則(8)指出：颱風之西方如有副槽，不利於其轉向。因副槽行動迅速，不能與風暴之速度相配合，且缺少經向分力之故。

法則(9)在臺灣地區應特別注意。此法則雖指出：如有連續而迅速產生之副槽當有利於其轉向，但有時微弱之槽線因力量太弱，不足以使颱風轉向，很可能使颱風暫時移向西北。民國 52 年之葛樂禮颱風即為一實例。但如槽線連續出現而風暴進入鞍式低壓區時，則很可能進入第二或第三副槽而使其向北轉向，可見此一法則最難研判。

法則(10)至(13)係根據風暴所在經度西風層底之高度及其演變研判是否有利於其轉向。其實為一條法則，哈定為加重其份量列為四條法則。亦為法則(1)之補充。後者之着眼點在於西風之強度及位置。檢視 700mb 及 500mb 圖及主要測站之高空風報告可以獲知西風底之高度及升降，氣象局每天繪製一次東經 120 度附近



穿越菲律賓羣島後折而向北，再轉東北。轉向之緯度甚低，大約在北緯15度。18日之天氣圖上已發現轉向跡象，至20日乃完成轉向，轉向時速度減緩，轉向後加速前進，故為一行為正常之轉向颱風，其路徑見圖4。連續分析16、17、18三日之情況，當可證哈定法則是否有效。

16日00Z之地面天氣圖上，伊瑪之中心位於11.7°N, 124.3°E，即呂宋島東南方約800公里處。我國東部有一淺高壓，千島附近則有一因錫低壓，鋒系自此伸向巴士海峽，副熱帶高壓退縮至高緯度，中南半島為一淺低壓區。

同日500mb圖上，北海道上空有一低壓，槽線向西南方伸出，指向琉球羣島，華南上空及菲島東方各

有一淺高壓，可見伊瑪之北方有一主槽。

## 2. 哈定法則之應用

根據標準500mb圖取同樣經緯度範圍算得之五月份平均緯向風如圖7a所示。圖中可以看出最大西風在北緯35度附近，又據五年高空風資料，計算500mb高度之130°E及140°E平均緯向風，亦顯示最大西風約在北緯34度。

16、17、18三日00Z 500mb圖上算得之緯向風剖面如圖8。圖內可以看出：此三日均有兩個最大西風帶，哈定氏指明以南支為準自屬顯而易見。16日此西風帶之強度超過正常值，且在季節最大值所在緯度之北方，大約在北緯37.5度（注意計算係以緯度五度為間隔），17日南下至32.5度，18日已達27.5度。可

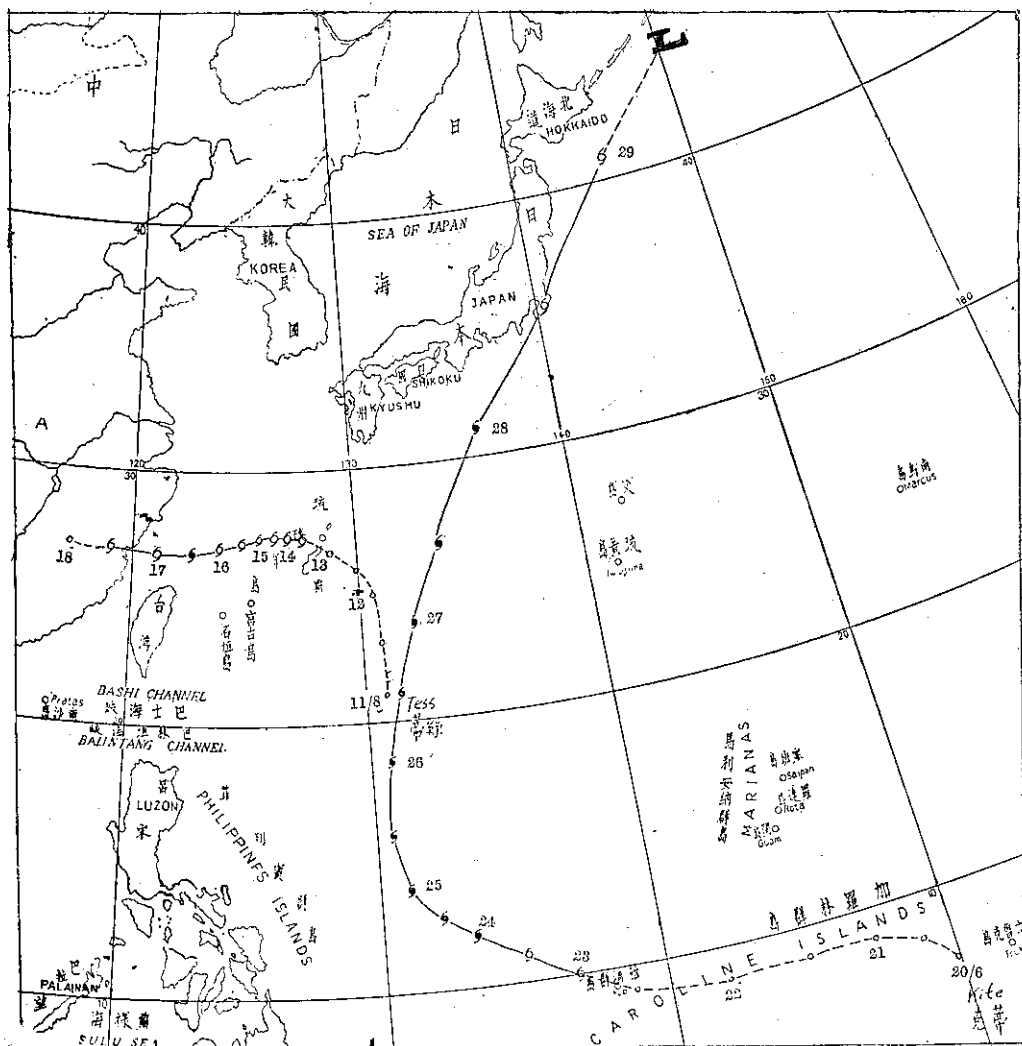


圖5：克蒂及蒂絲之修正路徑

Fig. 5: The best track of Kite and Tess

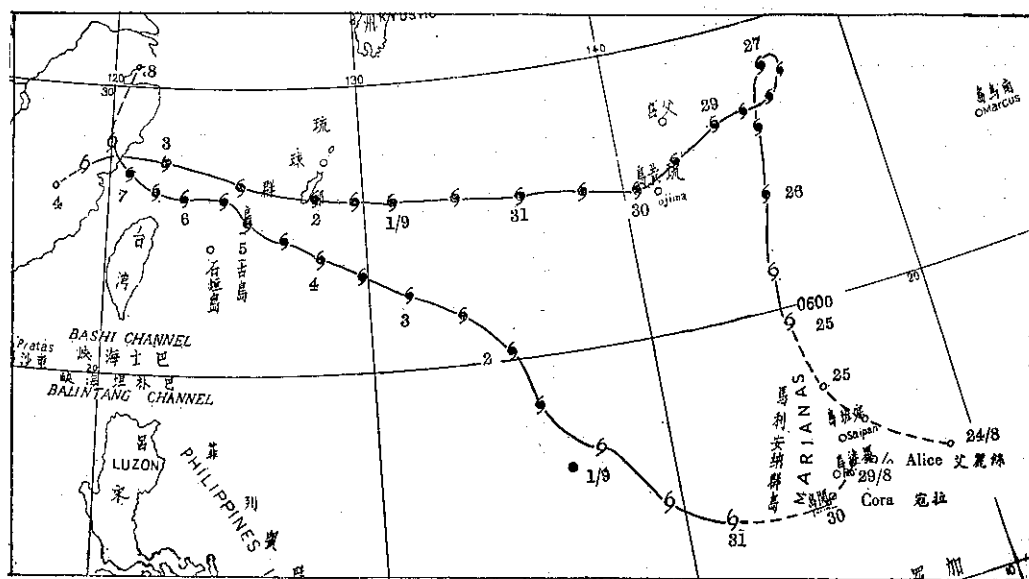


圖 6：艾麗絲及寇拉之修正路徑

Fig. 6: The best track of Alice and Cora

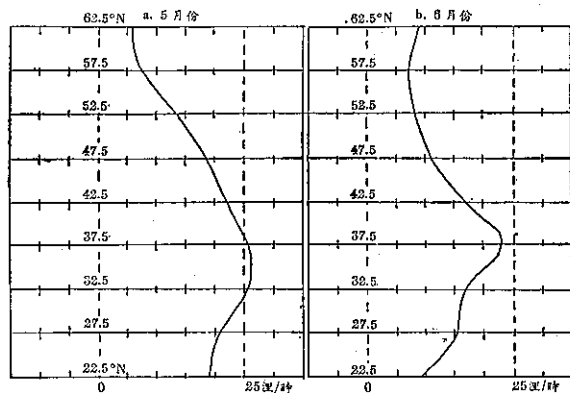


圖 7：五月及六月標準緯向風剖面

Fig. 7: Normal zonal wind profile of May and June

見最大西風帶之南下極為明顯，足證伊瑪將受極槽影響，而轉向至副熱帶高壓脊之北方。

在緯流風剖面圖上並未出現東風；另據500mb圖上各低緯測站所報之風研判，除馬尼刺上空，17日因受伊瑪逼近之影響東風較強而外，其餘各地東風均甚弱。依據法則(2)，此種情況當有利於伊瑪之轉向。

在地面圖中顯示副熱帶高壓脊在東經150度以東，緯度約北緯25度，並無東西向伸展之形勢，反氣旋形風切甚弱。17日12Z之700mb圖上，北緯20度附近之高壓脊雖略呈東西向伸展，但伊瑪之東北方有一低槽，使高壓脊斷裂，因而有利於轉向。

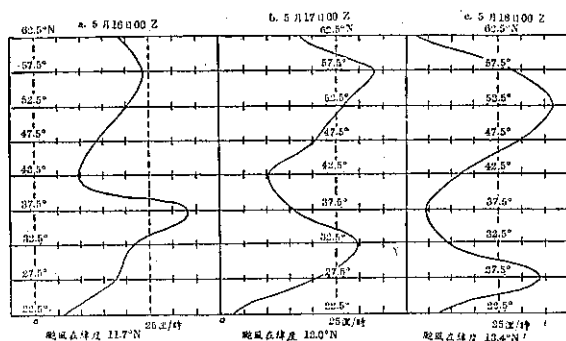


圖 8：伊瑪颱風之500毫巴面上緯向風剖面

Fig. 8: 500mb level zonal wind profile of Typhoon Irma

計算16、17、18三日之經向高度，繪成剖面如圖9所示。16日長波脊在110°E，長波槽在140°E。隨後波幅銳減而位置則大致不變（注意經度之計算亦取五度間隔）按哈定之法則，此種情況當有利於轉向。

根據高空圖之分析，伊瑪西方並無錨形槽，事實上主槽在其東北方，故法則(5)及(6)均可放棄。

16至18日間，東亞並無阻塞高壓，伊瑪之西方亦不見有副槽，法則(7)(8)乃不予考慮。18日之經向高度剖面上忽然產生一副槽（見圖9c），故法則(9)指示有利於轉向。

法則(10)至(13)係據西風底之高度及演變研判是否有

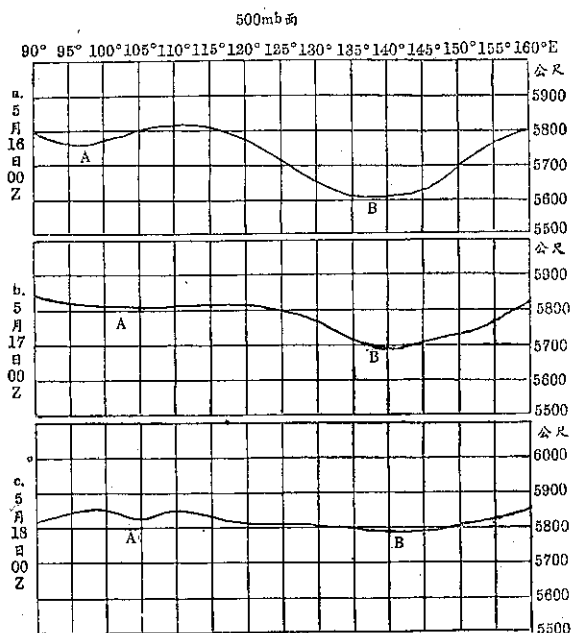


圖 9：伊瑪颱風之 500 毫巴面上經向高度剖面

Fig. 9: 500mb level meridional height profile of Typhoon Irma

- 颱風經度 124.3°E，以 37.5°N 為中心之寬 20 度緯度帶
- 颱風經度 122.3°E，以 32.5°N 為中心之寬 20 度緯度帶
- 颱風經度 120.4°E，以 27.5°N 為中心之寬 20 度緯度帶

利於轉向。檢視 500mb 及 700mb 圖：16、17 兩日，風暴所在緯度及其南方並無西風，在其北方則西風已降至 500mb；至 18 日則伊瑪之西方越南一帶在 500mb 面上亦見有西風。另據大氣截面圖，16 日克拉克上空均為東風，桃園之西風底低達 700mb，伊瑪受此西風影響當有利於轉向。又據東港之探空，表示西風層逐漸降低，亦屬有利於轉向。

外延法僅能用於 12 小時以內之預測，雖然哈定氏認為應佔較重之份量。根據等高壓線圖亦屬類似之情形。16 日 12Z，呂宋島一帶出現一降區，表示伊瑪可能越過菲島；17 日變壓場並不明顯，18 日示東海附近氣壓降達 9mb，為轉向北進之徵兆。至於變壓場未來趨勢之修正屬於繪製預測圖之技術，此處難以考慮。

700mb 面上等溫線之分佈顯示 16 至 18 日伊瑪附近之等溫線均屬南北走向，但暖空氣在其路徑之左方，似與理論相反，考其原因，實由於受海陸分佈之影響，此時陸地上正迅速增暖，華南一帶上空經常有暖區

，高度自可伸展至 700mb 以上。

綜上研判所得，列成哈定氏檢查表，當如表三所示：表內「—」表示無此現象，「？」表示可疑。

表三：伊瑪颱風之轉向研判檢查表

Table 3: The check list for recurvature of Typhoon Irma

法 則	研 判 結 果					
	16 日 00Z		17 日 00Z		18 日 00Z	
	有利	不利	有利	不利	有利	不利
(1)	✓		✓		✓	
(2)	✓		✓		✓	
(3)	✓		✓		✓	
(4)	✓		✓		✓	
(5)	—		—		—	
(6)	—	—	—	—	—	—
(7)		—		—		—
(8)		—		—		—
(9)	—		—		✓	
(10)	—		—		✓	
(11)	✓		✓		✓	
(12)	✓		✓		✓	
(13)		—		—		—
(14)	✓		✓		✓	
(15)	✓		?		✓	
(17)	?		?		?	

## (二) 裘 迪

### 1. 綜觀天氣概況

五月下旬之裘迪為一轉向兩次之颱風，其路徑略似 S 形，正式之轉向在緯度 20 度附近，不久即穿越臺灣南端走向東北。28 日 12Z 之地面天氣圖上已見有轉向跡象，故應用哈定檢查表分析 27 及 28 兩日 00Z 之情況可見端倪。

27 日 00Z 之地面圖上，裘迪颱風之中心在 16.5°N，118.0°E，即呂宋島西方約 300 公里之南海地區。其時我國東北有一低壓與日本東方之低壓相呼應，鋒系伸向巴林坦海峽，呈滯留狀態。反氣旋在日本向東進，印緬一帶之季風低壓發展顯著。同日 500mb 圖上，裘迪之正北方有一槽線，另一槽線在其東北方，一小型高壓位於東京灣，可見裘迪之北方為一鞍式低壓區。

### 2. 哈定法則之應用

計算 27 日 00Z 500mb 圖上之緯向風，繪成之剖面

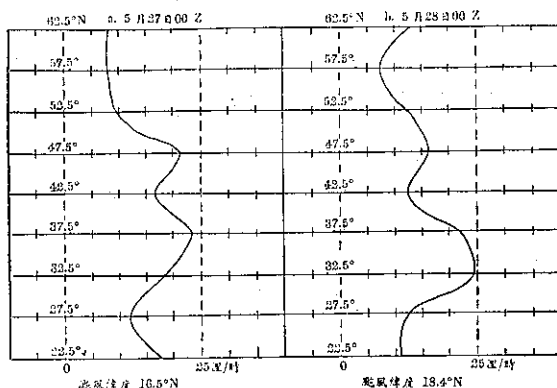


圖10：裘迪颱風之 500 毫巴面上緯向風剖面  
Fig. 10: 500mb level zonal wind profile of Typhoon Judy

曲線如圖10a。圖中可見最大西風帶一在47.5°N，一在 37.5°N。以南支而言，其位置大致在季節最大值之所在緯度。蓋時當五月終，五月份平均最大西風在 35°N，六月份在 37.5°N（見圖 7 b），風速亦相近似。以哈定之法則(1)而論，似應屬不利於轉向。但有一點極為有趣，蓋隨後作者發現在圖中 22.5°N 處另有一西風較強帶，當時裘迪之中心約在 16.5°N，可見勢必受此帶西風之影響而轉向，足證此項特殊作業極富價值。

翌(18)日00Z之緯向風剖面圖中，原先在22.5°N之西風雖已減弱，但17日在 37.5°N 之最大西風已南

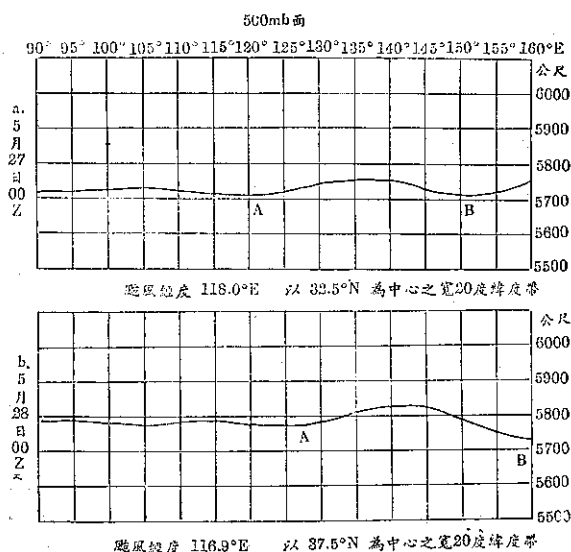


圖11：裘迪颱風之 500 毫巴面上經向高度剖面  
Fig. 11: 500mb level meridional height profile of Typhoon Judy

下至 32.5°N，且緯向風速超過正常值，按哈定之法則，自應有利於轉向。

再分析低緯度上空之東風，無論根據緯向風剖面圖或500mb圖上各測站實際所報之風，均顯示27及28日東風較正常為弱，故有利於轉向。

又地面圖上，副熱帶高壓脊在27及28兩日極不明顯，即以500mb圖而論，高壓脊亦僅及琉球羣島以東。可見當時並無東西伸展之高壓脊與較強之反氣旋形風切。原法則既目的在於強調西風槽之重要，此處亦仿前例，反證有利於轉向。

計算同一時期之經向高度剖面（見圖 11），顯示27日00Z長波脊在 140°E 附近，長波槽一在 120°E，一在 150°E，24小時後均向東移經度五度以上，按法則(4)，長波移動迅速應不利於轉向。但吾人應注意：27日係以 37.5°N 作中心計算寬20度之緯度帶，前已指出：22.5°N 另有一較強西風。再者，僅計算每日 00Z 一次，顯然難以明白看出其演變。因此本法則之應用，應屬存疑。

根據地面圖及高空圖之分析，裘迪颱風之西方約 800 公里處並無錨形槽，亦無停滯而緩進之主槽，或

表四：裘迪颱風之轉向研判檢查表

Table 4: The check list for recurvature of Typhoon Judy

法 則	研 判 結 果					
	27日 00Z			28日 00Z		
	有	利	不 利	有	利	不 利
(1)	✓			✓		
(2)	✓			✓		
(3)	✓			✓		
(4)			?			?
(5)	—			—		
(6)	—		—	—		—
(7)			—			—
(8)	—			—		
(9)	✓			✓		
(10)	✓			✓		
(11)	—			—		
(12)	—			—		
(13)			—			✓
(14)			✓			✓
(15)			✓			✓
(17)			?			?



某一低壓槽迅速前進；西方未見有副槽及阻塞高壓，故法則(5)至(9)均不予考慮。

27、28兩日500mb圖上，裘迪所在緯度之西方各測站均有西風，在其北方則西風更強，截面圖上亦顯示臺灣上空之西風底低至500mb，故以法則(1)及(11)而論，應有利於轉向，但28日臺灣上空之西風底似自昨日之850mb升至500mb，按法則(1)及(13)似屬不利於轉向。

外延法所示之跡象，28日始有轉向趨勢。等變壓線圖則27日示降區在華南，不利於轉向，28日降區在風暴中心稍北之位置，東海附近另有降區，示有利於轉向。700mb圖上等溫線之走向仍因陸地受暖影響，暖空氣在路徑之左方，與原法則之論點有異。

綜合以上之研判，列入檢查表內，如表四所示。

### (三) 克 蒂

#### 1. 綜觀天氣概況

六月下旬之克蒂為本年內另一典型之轉向颱風，轉向之緯度約在北緯16度，故亦較副熱帶高壓脊之正常位置為低。克蒂正式成為熱帶風暴在23日，翌日即發展為颱風強度，至26日完成轉向，走向東北東。故分析23、24、25三日之情況，可以檢討該颱風轉向有無跡象可尋。

23日 00Z之地面圖上，克蒂位於加羅林羣島之西北，低壓羣自康藏一帶向東延伸至日本，再向東北東至阿留申羣島，故近似東西走向。北太平洋高壓之軸線大約在北緯30度附近，約在北緯50度另有一高壓帶，西伯利亞及東部海濱省，似有因錮低壓，故在500mb圖上，槽線自黑龍江河套處向西南伸展至橫斷山脈區；另一槽線自千島南方向西南伸出。副熱帶高

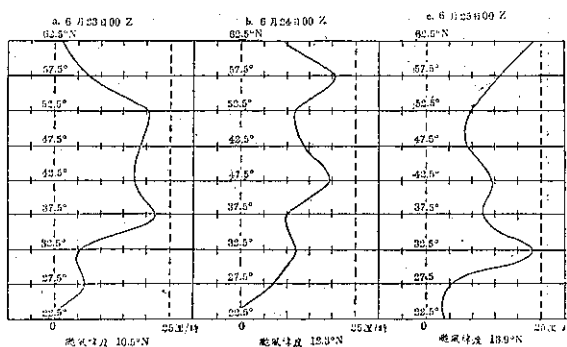


圖12：克蒂颱風之500毫巴面上緯向風剖面

Fig. 12: 500mb level zonal wind profile of Typhoon Kite.

壓脊之軸線大約在20°—30°N。克蒂之北北西方高壓帶斷裂，與北方之槽線相呼應。

#### 2. 哈定法則之應用

根據六月份500mb準平均圖算得之緯向風剖面見圖7b，圖中顯示本月份最大西風大約在37.5°N。又據五年高空風資料，計算500mb面上130°E及140°E之平均風<sup>(5)</sup>，六月最大約在35°N，七月則在37°—38°N，克蒂見於六月將終，可見正常之最大西風，應在北緯37度附近，風速約25 kts。23日00Z 500mb面之緯向風剖面（見圖12a）上顯示有兩個最大西風帶，一在52.5°N，一在37.5°N，以南方一支言，適在季節最大值之所在緯度，緯向風速亦與平均值相當，應屬不利於轉向，但在27.5°N，西風略見增強。翌日00Z，此緯向風帶全部北移（見圖12b）。原在27.5°N之較強西風移至32.5°N，威力增強。25日00Z，此一西風帶已居於主體，據法則(1)，已自不利轉變為有利於轉向。

在23及24兩日之緯向風剖面圖上，顯示東風較強，至25日始見轉弱，因此同樣自不利轉變為有利。

23及24兩日之地面天氣圖上，副熱帶高壓脊呈東西向伸展，且有較大之反氣旋形風切，應屬不利於轉向。至25日，情勢轉變，克蒂北方之高壓脊退縮，故

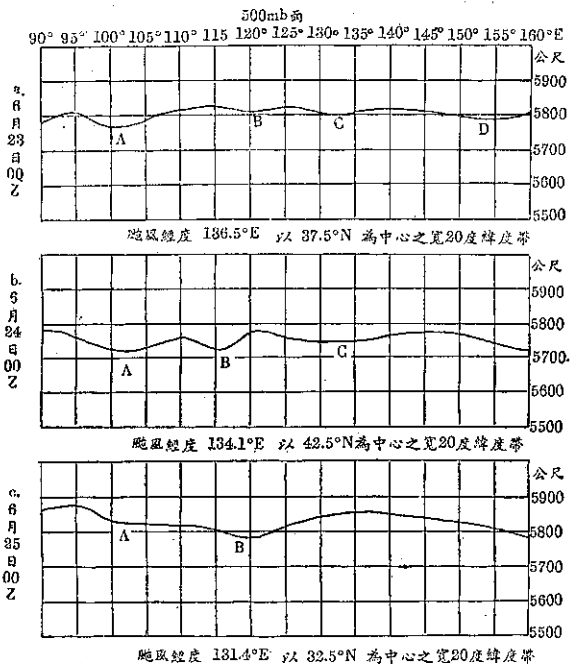


圖13：克蒂颱風之500毫巴面上經向高度剖面

Fig. 13: 500mb level meridional height profile of Typhoon Kite

一變而為有利於轉向。

再以長波而論，此三日之經向高度剖面圖（見圖13）上長波之波幅甚淺，至25日，大約在 $140^{\circ}\text{E}$ 之長波脊始較顯著，大體言之，長波移動遲緩，有利於風暴之轉向。

克蒂之西方並無槽形槽，但在500mb圖上顯示24日及25日均有緩進之主槽，故有利於轉向。

此三日內未發現阻塞高壓，法則(7)不必考慮。

在經向高度剖面圖上可以看出克蒂之西方有副槽，但法則(8)指出：風暴接近副熱帶高壓脊時屬例外，故本法則可以放棄。

圖13b中，顯示有連續而迅速產生之副槽，故法則(9)在24及25日應有利於轉向。

500mb圖上，克蒂所在緯度及其南方未見有西風。在其北方，則23日臺灣、琉球一帶尚見西風，隨後該處亦轉為東風。另在截面圖上，克拉克上空23日無西風，臺灣上空西風底大約在350mb，且逐漸上升，按法則(10)至(13)應屬不利於轉向。

外延法仍僅25日始有轉向跡象。

23及24日之等變壓線圖上並無跡象可尋，25日示

降區在克蒂所在位置，故只能表示加深而已。

700mb之等溫線表示24及25日南海屬暖區，克蒂前方之等溫線雖為南北走向，但並未指示暖空氣在其路徑之右方。

綜上所述，列成檢查表，如表五。

#### (四) 蒂 絲

##### 1. 綜觀天氣概況

八月中旬在臺灣北方海面經過之蒂絲可為驗證不轉向颱風之實例，此一颱風13日在那霸附近誕生，隨後保持西進（見圖5）。其時，另一颱風蘇珊(Susan)在南海穿越巴士海峽走向東北。由於彼此相距甚近，不免產生藤原效應，蒂絲乃稍有逆轉趨勢。惟蘇珊在15日至臺灣東南方後勢力迅速衰退，故隨後蒂絲即脫離牽制。此一颱風在16日下午經臺灣北部海面，故將哈定法則用於分析14、15、16三日之綜觀天氣情況，當有助於驗證不轉向颱風之有效性。

14日 00Z之地面圖上，印度東北部之季風低壓與華西之低壓相串連，北太平洋高壓衰退至 $180^{\circ}\text{E}$ 以東，中南半島一帶氣壓頗高。500mb圖上，副熱帶高壓脊之軸線在北緯30度附近，故軸線南傾至為明顯。蒂絲之北方有槽線，但其間有斷裂異相之姿態，高緯度此槽線約在 $122^{\circ}\text{E}$ ，中緯度則自海參威向西南伸入南海。江淮平原之上空為一淺高壓，地面則為新生低壓。另一主槽自阿留申羣島伸出。

##### 2. 哈定法則之應用

根據八月份之標準 500mb 圖算得之緯向風剖面如圖 14a 所示，圖中顯示最大西風大約在 $45^{\circ}\text{N}$ ，西分風約當 17—18kts。但美軍據五年高空風資料統

表五：克蒂颱風之轉向研判檢查表

Table 5: The check list for recurvature of Typhoon Kite

法 則	研 判 結 果					
	23日 00Z		24日 00Z		25日 00Z	
	有利	不利	有利	不利	有利	不利
(1)		✓		?	✓	
(2)		✓		✓	✓	
(3)		✓		✓	✓	
(4)	✓		✓		✓	
(5)	—		—		—	
(6)	—	—	✓	—	✓	—
(7)		—		—		—
(8)		—		—		—
(9)	—		✓		✓	
(10)	—		—		—	
(11)		✓		✓		✓
(12)	—				—	
(13)		✓		✓		✓
(14)		✓		✓	✓	
(15)	?		?		?	
(17)	?		?		?	

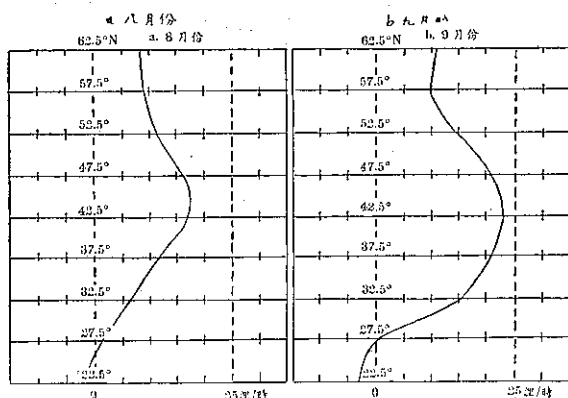


圖14：八月及九月標準緯向風剖面

Fig. 14: Normal zonal wind profile of August and September

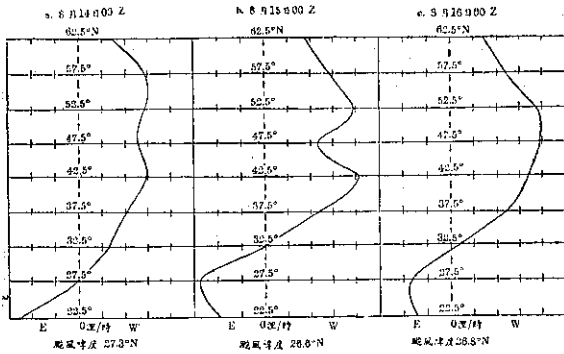


圖15：帶絲颱風之500毫巴面上緯向風剖面

Fig. 15: 500mb level zonal wind profile of Typhoon Tess

計500mb高度130°E及140°E之平均緯向風，則八月份最大西風大約在40°N。今據14日00Z之500mb圖計算，結果所得之剖面如圖15a，圖中顯示最大西風有兩帶，相距不遠而強度相當，南面一帶大約在緯度42.5度，翌日仍在該處，惟勢力加強，我人之計算既以緯度五度為間隔，故按法則(1)，此兩日西風在正常位置，應屬不利於轉向。16日00Z，此兩西風帶合併，位於約47.5°N，仍在正常緯度附近，故不利於轉向。

在緯向風剖面圖中顯示此三日內東風均較一般為強，14日00Z而論，27.5°N以下普遍有東風，翌日更向北擴展至約32°N。東風最強14日在22.5°N，次日北移至27.5°N。按帶絲當時約在北緯27度，據法則(2)，不利於轉向至為明顯。

15日00Z之500mb圖上，高壓脊呈東西向伸展，且有較強之反氣旋形風切，至16日更為顯著，高氣壓自海洋至大陸連成一帶，按照哈定之法則(3)，自屬不利於轉向，但此種副熱帶高壓東西向伸展之現象在地面圖上並不明顯。

14至16日之經向高度剖面見圖16，長波之幅度甚淺。14日長波脊約在150°E，15日移至155°E以東，16日約在160°E。以此推想，長波之移行當甚迅速，按法則(4)應屬不利轉向。

在500mb圖上顯示：帶絲之西方為一高壓，並無鋸形槽出現，但其北方則有一低槽迅速前進，故而不利於轉向。又在天氣圖上並無阻塞高壓，亦無連續而迅速產生之副槽，故法則(7)至(9)均不予考慮。

再據截面圖研判，風暴所在緯度之上空均為東風，北方之西風底在300mb以上，且略見升高，顯然不利於轉向。

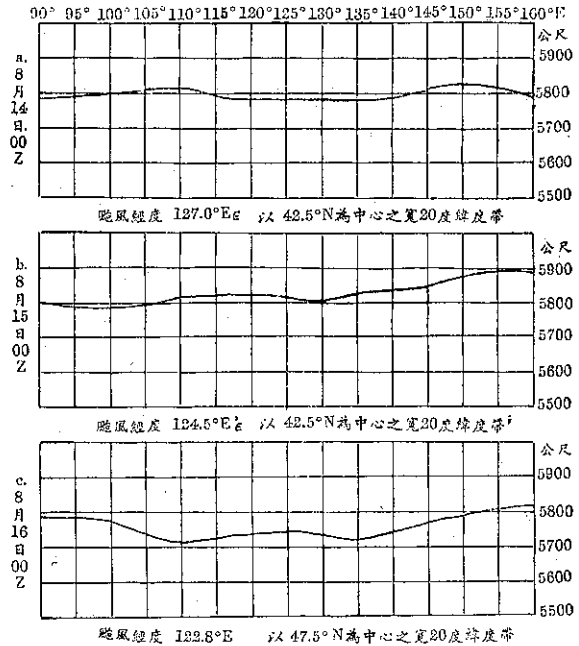


圖16：帶絲颱風之500毫巴面上經向高度剖面

Fig. 16: 500mb level meridional profile of Typhoon Tess

表六：帶絲颱風之轉向研判檢查表

Table 6: The check list for recurvature of Typhoon Tess

法 則	研 判 結 果					
	14日 00Z		15日 00Z		16日 00Z	
	有利	不利	有利	不利	有利	不利
(1)		✓		✓		✓
(2)		✓		✓		✓
(3)		?		✓		✓
(4)		✓		✓		✓
(5)	—		—		—	
(6)	—	✓	—	✓	—	✓
(7)		—		—		—
(8)		—		—		—
(9)	—		—		—	
(10)	—		—		—	
(11)		✓		✓		✓
(12)	—		—		—	
(13)		✓		✓		✓
(14)		✓		✓		✓
(15)		?		✓		✓
(17)		?		?		?

至於外延法自屬顯示不利於轉向，蓋帶絲保持西進，其間並無短暫之轉向跡象。

15及16兩日等變壓線圖上表明降區在風暴之前方，故而不利於轉向。

700mb高度之等溫線仍因受陸地之影響，法則(17)難以應用，蓋臺灣上空為暖區，暖空氣變成在颱風路徑之左方。

14日考慮藤原效應時，帶絲應逆轉，至少不利於轉向。但隨後蘇珊消滅，此效應自可不必再顧慮。

綜合以上之研判，列成檢查表如表六。

### (五) 艾麗絲

#### 1. 綜觀天氣概況

八月底九月初之艾麗絲颱風為另一驗證不轉向颱風之實例，此颱風誕生於馬利安納羣島，初向北進，再順轉走向西南。30日經琉璜島後逕向西進，3日經臺灣北方海面，其路徑見圖6。故以8月31日，9月1日及2日之綜觀天氣情況驗證哈定法則，當可獲知其效果之反證。

8月31日00Z之地面天氣圖上，艾麗絲位於南大東島之東方，艾麗絲東南方約1,600公里處有寇拉颱風尾隨其後，琉球羣島一帶有一小型反氣旋。艾麗絲之北方則有太平洋高壓楔伸出。堪察加半島及俄屬海濱省各有一低壓，極鋒自此伸向西南方。西伯利亞為一高壓所據，南海地區另有一熱帶低壓。同日500mb圖上槽線自海參威附近伸向長江口外，高壓在日本之東方。

#### 2. 哈定法則之應用

艾麗絲在八月底九月初，按八月份標準500mb圖計算緯向風剖面，最大西風在45°N，九月份則在42.5°N（見圖14b），據130°E及140°E之五年高空風紀錄，則此高度之最大西風八月在40°N附近，九月份大約在37°N。今根據31日00Z之500mb圖算得緯向風剖面如圖17a。圖中顯示最大西風主要在47.5°N，至於37.5°N之較強西風勢力遠較前者為弱，翌日且趨消失。可見最大西風超過平均值，且位於季節最大值所在緯度之北方，按照法則(1)為有利轉向，且可能形成滯留。但9月2日之剖面圖上即轉變為兩個勢力近乎相等之最大西風，南支位於42.5°N（見圖17c），已在正常緯度，故不利於轉向。

剖面圖上顯示東風遠較正常為強，31日及1日，27.5°N東風達17kts，2日雖低減，但30°N以下仍為東風盛行。故法則2均表示不利於轉向。

此三日之地面天氣圖上，副熱帶高壓脊呈東西向伸展，且有較強之反氣旋形風切，故據法則(4)研判，應不利於轉向。

圖18為8月31日至9月2日之500mb面經向高度剖面，31日長波殊不明顯，但次日即轉變為長波槽非常顯著，槽線約在140°E，2日後退至約135°E。可見以法則(4)而論，31日及1日均不明，2日則不利於轉向。

在500mb圖上，風暴西方約800公里處並無錨形槽，亦無停滯而緩進之主槽或某一低槽迅速前進，故法則(5)及(6)不予考慮。又天氣圖上未發現有阻塞高壓

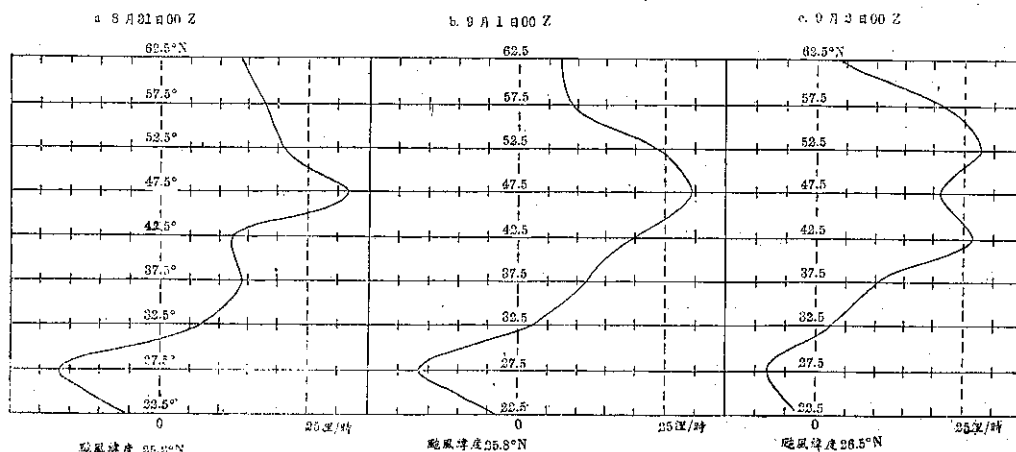


圖17：艾麗絲颱風之500毫巴面上緯向風剖面

Fig. 17: 500mb level zonal wind profile of Typhoon Alice

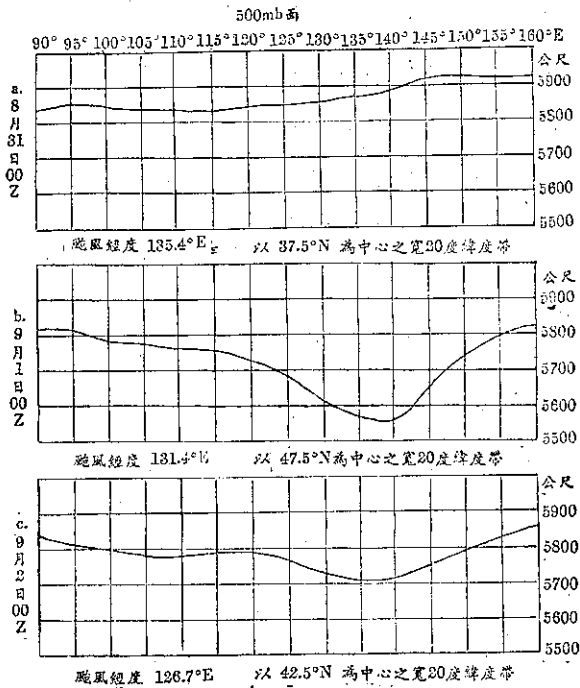


圖18：艾麗絲颱風之經向高度剖面  
Fig. 18: 500mb level meridional height profile of Typhoon Alice

，法則(7)亦予以放棄。

31日及1日之經向高度剖面圖上，艾麗絲之西方並無副槽，但9月2日出現一副槽，位置約在110°E，據法則(8)，應屬不利於轉向。法則(9)因無連續而迅速產生之副槽，故不予考慮。

再研判西風底之高度，根據500mb圖，風暴所在緯度及其南方均未發現西風，北方則31日之圖上若干測站報出有西風，但在9月2日則此北方之西風亦見消失。在剖面圖上亦見風暴上空東風盛行，200—100mb高度，勢力更強，未見有西風。至於艾麗絲之北方則最初在500mb上下有西風，隨後即升高，故不利轉向。

外延法所示之情況顯然不利於轉向，以其保持西進之姿態。

根據氣壓變差圖，除31日降區在風暴所在位置不能表示未來走向外，1、2兩日均示前方為降區，如未來趨勢保持不變，當不利於轉向。

31日12Z之700mb圖上，風暴北方有暖區，按暖空氣應在其路徑右方之原則，應有利於西進，1、2兩日此法則並不明顯。

綜上分析，填成檢查表如表七。

表七：艾麗絲颱風之轉向研判檢查表

Table 7: The check list for recurvature of Typhoon Alice

法則	研 判 結 果					
	8月31日00Z		9月1日00Z		9月2日00Z	
	有利	不利	有利	不利	有利	不利
(1)	✓		✓			✓
(2)		✓		✓		✓
(3)		✓		✓		✓
(4)		?		?		✓
(5)	—		—		—	
(6)	—	—	—	—	—	—
(7)		—		—		—
(8)		—		—		✓
(9)	—		—		—	
(10)	—		—		—	
(11)		✓		✓		✓
(12)	—		—		—	
(13)		✓		✓		✓
(14)		✓		✓		✓
(15)		?		✓		✓
(17)		✓		?		?

## (六) 寇 拉

### 1. 綜觀天氣概況

九月初之寇拉可以稱之為「問題颱風」，其路徑與52年同月之葛樂禮頗為相似，臨近臺灣之前曾一度作轉向姿態，但未幾又折回，故選為驗證哈定法則最後之實例。應屬不轉向颱風，其路徑見圖6。此颱風誕生於馬利安納羣島附近，初向西北，9月2日以後改為西北西，但不久又轉為向西。9月5日抵宮古島附近曾一度轉變為北北西，惟不久即轉回向西，故分析3、4、5三日之情況，當可明瞭哈定法則之徵兆。

9月3日00Z之地面天氣圖上，寇拉追蹤艾麗絲之後方，中心在23.2°N，131.0°E，在其北方有近似平行之兩鋒系，中間有小型之高壓參雜其間，北太平洋上高壓遠在阿留申羣島之南方。日本東方有一淺高壓。500mb圖上，形勢較為明晰，低壓在鄂霍次克海，槽線自此伸向韓國中部，日本南部為一高壓，華南為另一高壓。故艾麗絲及寇拉之北方為一淺槽，內蒙另有一低壓，槽線自此伸向華西。

### 2. 哈定法則之應用

九月份標準緯向風剖面圖中，最大西風位於  $42.5^{\circ}\text{N}$ ，但據  $130^{\circ}\text{E}$  及  $140^{\circ}\text{E}$  之高空風記錄則為  $37^{\circ}\text{N}$  附近。前者之範圍既與我人計算實際緯向風相一致，彼此如有出入，自應以前者為準，根據 3 日 00Z 之 500mb 圖算得之緯向風速剖面如圖 19 a，圖中顯示最大西風有兩帶，強度大致相當，南面一帶約在

$37.5^{\circ}\text{N}$ ，我人既以緯度五度為計算間隔，今與正常位置適差五度，是否有利轉向應列入可疑類，次日，此最大西風帶北移至  $42.5^{\circ}\text{N}$ ，適在正常位置，故不利轉向。但在 9 月 5 日 00Z 之剖面圖（見圖 19 c）上，此最大西風再向北移至  $47.5^{\circ}\text{N}$ ，與正常位置又差五度，故仍列為可疑。至於  $37.5^{\circ}\text{N}$  另生一較強西

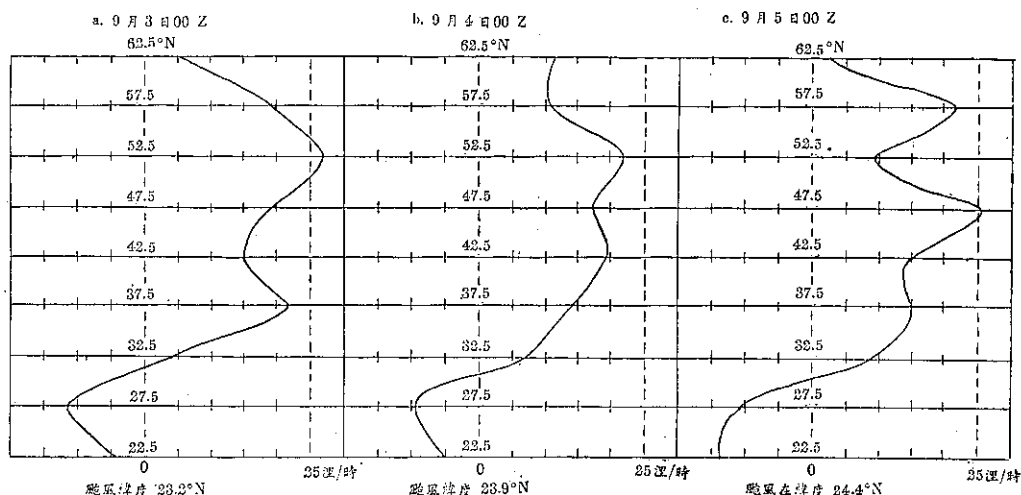


圖19：寇拉颱風之500毫巴面上緯向風剖面

Fig. 19: 500mb level zonal wind profile of Typhoon Cora

風可能與隨後短暫之轉向有關。

分析寇拉之情況頗饒趣味，中高緯度之西風是否有利轉向雖屬可疑，但低緯之東風遠較正常為強，顯屬不利於轉向。在  $27.5^{\circ}\text{N}$  處東風均超過 10kts。

在天氣圖上除 3 日之 500mb 圖上，副熱帶高壓脊東西向伸展有較強之反氣旋形風切外，餘者並無此種現象。

3 日至 5 日之經向高度剖面圖如圖 20 所示，圖中可見：9 月 3 日長波殊不明顯，但在 4 日則位於  $140-145^{\circ}\text{E}$  之長波槽加深，翌日更擴展至約  $155^{\circ}\text{E}$ 。故以 5 日而論，長波槽之移行似甚迅速，

3、4 日兩日之天氣圖上，西方約 800 公里處並無鉤形槽，但至 5 日似有鉤形槽出現。又風暴西方並無停滯或緩進之主槽，惟寇拉之西方確有一副槽迅速前進，在圖 20 中可見 3 日約在  $110^{\circ}\text{E}$ ，4 日進至  $115^{\circ}\text{E}$ ，5 日抵達  $130^{\circ}\text{E}$ ，故法則(6)應屬不利於轉向。

3—5 日之天氣圖上無阻塞高壓出現，法則(7)不考慮。寇拉西方有副槽，5 日約在  $110^{\circ}\text{E}$  (見圖 20c)，故不利於轉向。

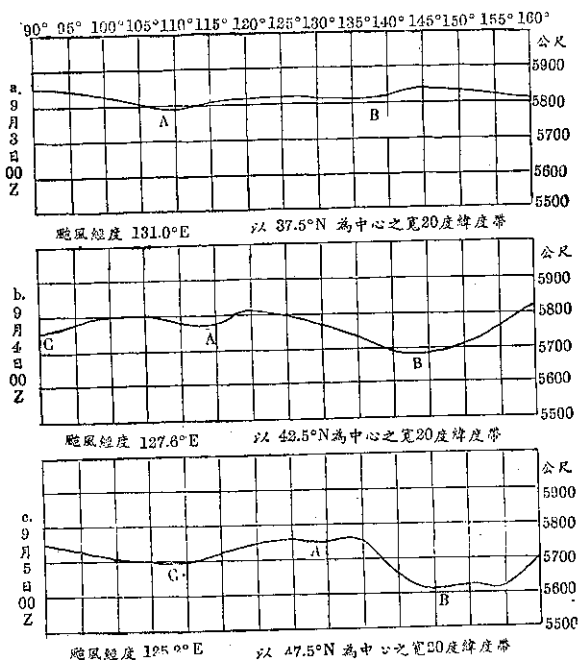


圖20：寇拉颱風之500毫巴面上經向高度剖面

Fig. 20: 500mb level meridional height profile of Typhoon Cora

法則(9)對寇拉最值得注意，此法則指出：如有連續而迅速產生之副槽則有利於其轉向，考查天氣圖，寇拉西方迅速產生之副槽力量太弱，只能使其暫時轉向西北，此自係指圖20中之槽A而言。

500mb圖上，寇拉所在緯度及其南方，3、4兩日均無西風出現，5日僅有兩三測站報有西分風，至

表八：寇拉颱風之轉向研判檢查表

Table 8: The check list for recurvature of Typhoon Cora

法 則	研 判 結 果					
	3 日 00Z		4 日 00Z		5 日 00Z	
	有利	不利	有利	不利	有利	不利
(1)		?		✓		?
(2)		✓		✓		✓
(3)		✓		—		—
(4)		?		?		✓
(5)	—		—		✓	
(6)	—	✓	—	✓	—	✓
(7)		—		—		—
(8)		✓		✓		✓
(9)	✓		✓		?	
(10)	—		—		—	
(11)		✓		✓		✓
(12)	?		?		?	
(13)		?		?		?
(14)		✓		✓		?
(15)		✓		✓		?
(17)	?		?		?	

於風暴之北方因有東西伸展之高壓，故鄰近均無西風，截面圖上亦示西風遠在日本北部上空，南方均為東風盛行，琉球上空東風更強，故不利於轉向。至於西風底之降低仰升高因此亦無法研判。

外延法所示之情況，3、4兩日自屬不利於其轉向，5日曾一度轉向，故據外延法應屬可疑。

等變壓線圖表示：3、4兩日不利於轉向，蓋以降區位於其前方，5日則屬可疑，利用此法則之主要困難在於風暴附近測站太少，難以準確指示氣壓趨勢。

700mb 圖上仍因受海陸分佈影響，無法顯示徵兆。

綜上研判，列成檢查表如表八所示。

### 五、個別颱風之成績

以上應用哈定檢查表驗證1966年內之六次颱風，合併統計後，得到極有趣味之結果，以個別颱風而論，轉向颱風中以伊瑪之成績為最佳，三日前即有決定性之徵兆，有利於轉向者，5月17日為8項，18日為7項，19日增為10項。事實上19日已開始轉向，20日完成轉向。此三日之驗證，無一項屬不利於轉向，其次為裘迪，有利於轉向者，5月27日有5項，28日增為7項，不利於轉向者，27日2項，28日1項。實際上29日完成轉向。轉向颱風中以克蒂颱風最有趣，有利於轉向者，23日僅1項，24日增為3項，25日增為7項，不利於轉向者適得其反，23日有6項之多，次日減為5項，25日減為2項，實際之轉向在26日以後，此一颱風之轉向甚為緩慢，無此現象與可疑之法則，各颱風大致相同。該項統計見表九。

表九：驗證三次轉向颱風之綜合結果

Table 9: Total results for three recurve Typhoons

研 判 結 果	颱 風 伊 瑪				颱 風 裘 迪			颱 風 克 蒂			
	日 期			合計	日 期		合計	日 期			合計
	17/5	18/5	19/5		27/5	28/5		23/6	24/6	25/6	
有 利 於 轉 向	8	7	10	25	5	7	12	1	3	7	11
不 利 於 轉 向	0	0	0	0	2	1	3	6	5	2	13
無 此 現 象	8	8	6	22	7	7	14	8	6	6	20
可 疑	1	2	1	4	2	2	4	2	2	2	6
實 際 轉 向 日 期	19/5—20/5				28/5—29/5			25/6—26/6			

驗證三次不轉向颱風，同樣得到極為優異之成績，其中尤以蒂絲颱風為著，14日不利於轉向者有7項，15、16兩日各為9項，此三日無一項有利於轉向。艾麗絲及寇拉則有利於轉向者各有一項，不利於轉向者自5項至9項不等，其中有一點極有趣味，寇拉在

9月5日00Z以後曾一度轉向，在當時分析中應用哈定法則，不利轉向減為5項，可疑則增為7項，見表十所示。此處應予慎重聲明者，此種研判，仍難免有主觀成份參雜其間，尤為事後之檢討。

表十：驗證三次不轉向颱風之綜合結果

Table 10: Total results for three non-recurve Typhoons

研 判 結 果	颱 風 蒂 絲				颱 風 艾 麗 絲				颱 風 寇 拉			
	期 日			合計	日 期			合計	日 期			合計
	14/8	15/8	16/8		31/8	1/9	2/9		3/9	4/9	5/9	
有 利 於 轉 向	0	0	0	0	1	1	0	2	1	1	1	3
不 利 於 轉 向	7	9	9	25	6	6	9	21	7	7	5	19
無 此 現 象	7	7	7	21	8	8	7	23	4	5	4	13
可 疑	3	1	1	5	2	2	1	5	5	4	7	16

## 六、各項法則之檢討

綜合檢討每一法則之有效性，發現各項法則之有效與否大相逕庭，其中以法則(1)(2)(3)(4)(11)等效果最佳，若干法則大都屬可疑情況，因而難以應用。全部統計如表十一。

表十一：哈定轉向法則之驗證成績

Table 11: Verification of Harding's typhoon recurvature rules

研 判 結 果	正	誤	無此現象	可疑
法則 (1)	11	3	0	3
(2)	15	2	0	0
(3)	12	2	2	1
(4)	11	0	0	6
(5)	0	1	16	0
(6)	8	0	26	0
(7)	0	0	17	0
(8)	4	0	13	0
(9)	5	2	9	1
(10)	3	0	14	0
(11)	12	3	2	0
(12)	3	0	11	3
(13)	6	4	4	3
(14)	13	3	0	1
(15)	9	1	0	7
(17)	1	0	0	16

法則(1)係根據500mb面算得之緯向風剖面研判西風強度及其位置，該項計算既以緯度五度為網格點間距，故位置相差五度以內應視為正常。寇拉颱風9月5日曾一度轉向，00Z之剖面圖上最大西風與正常位置適差五度，實為一趣例。該法則並未說明強度不足正常時，位置偏差有利抑或不利於轉向，此實與風暴當時之所在緯度有關，作者建議在曲線之旁邊註明風暴所在緯度。又如發現有三個最大西風帶時，仍應以最南方一帶為準，此法則唯一之困難即為最大西風帶位置及強度之研判，培植經驗後，實為一極有用之法則。

法則(2)係據低緯度之東風研判是否有利轉向，在緯向風剖面上如出現東風，此法則非常可靠，倘20°N以上無東風出現，須據各地實際所報之風研判時，由於低緯海上無高空報告，故研判較為困難，法則(1)(2)成果良好，份量應加重。

法則(3)亦有良好之結果，但決定副熱帶高壓脊是否屬東西向伸展且有較強之反氣旋風切，主觀成份居多，據地面圖或高空圖研判亦有出入，故預報員須培養經驗。

法則(4)係據經向高度剖面研判，成績雖佳，但可疑情況亦多，主要由於長波有時極不明顯，每日僅計算及繪製一次經向高度剖面更難研判其進退，再者由於每次所取中心緯度之不同，甚至並非同一最大西風帶自難前後比較，經度五度間距亦限制槽脊位置之準確性。作者建議至少應增為兩次，即00Z及12Z，並



須連續注視其行動，計算時經度間隔最好改為 2.5 度，預報員對最大西風帶之選擇尤須培植經驗。

法則(5)僅出現一次錨形槽，不足為論斷。法則(6)至(9)無非據風暴西方之主槽及副槽研判，主觀成份最多，端賴預報員之經驗，我人分析之六次颱風中，大都無此情況，或受作者主觀因素之影響，資料依據亦有問題，倘如前述經向高度剖面能增為每日兩次，經度改為兩度半，則以上諸法則之研判當大有助益。

法則(10)至(13)乃據風暴附近西風底之高度及其演變判斷是否有利於轉向，其中以法則(11)奏效次數最多，即風暴所在緯度及其南方之西風層底在 500mb 以上不利轉向，如在 500mb 或以下則有利於轉向。至於西風底之升降較難研判，法則(12)及(13)似可剔除。法則(10)及(11)可合併成一條。

外延法所得之成績雖高，但並不能表示其有用，蓋外延法對不轉向颱風自屬有效，對轉向颱風則僅在轉向前之短暫時間內始有效。等變壓線亦屬類似之情形，再者未來趨勢之修正本身即為一複雜之問題，法則(17)據 700mb 面上等溫線分佈，本區因受島嶼及大陸受熱之影響，故而並不適用。

## 七、結 論

哈定中校颱風檢查表內列出研判颱風是否轉向之各項法則仍不外乎駛流(Steering current)及極槽(Polar trough)兩原理之運用，若干法則用意在於將天氣圖上複雜之形態簡化成緯向剖面及經向剖面，以顯示經流及緯流之強度。另有若干法則係直接自天

氣圖上之主槽及副槽特性與形態研判。餘者為正統之主觀法則。作者以去(1966)年之六次颱風加以試驗，證知上述緯流及經流剖面之運用極為有用，對於轉向颱風之預測頗為奏效，若干颱風在三日內即有徵兆，若干颱風則可能一天前始有跡象，故預測何時轉向仍為一困難問題，此兩種剖面圖之繪製法經已在本報告中詳細說明，至希預報人員加以試用，並培植經驗，以改進轉向颱風之預測。

## 參 考 文 獻

1. E. T. Harding (1952): Typhoon forecasts guide. U. S. Fleet Weather Central, Guam.
2. 戚啓勳、關壯濤 (1965): 颱風的理論和預報，交通研究所。
3. 日本氣象廳：標準500mb圖。
4. 臺灣省氣象局 (1966): 地面天氣圖，500mb圖，700mb截面圖，氣壓變差圖。
5. 1st Weather Wing Special Study (1955): Far East Climatology of the Jet Stream, 105-1.
6. 戚啓勳 (1965): 颱風客觀預報法的試驗和檢討，氣象學報11卷 1 期
7. 戚啓勳 (1966): 荒川氏颱風統計預報新法之試驗 氣象學報，12卷 2 期。
8. R. Cecil Gentry (1964): Current hurricane research. Weatherwise, Aug.

# 切斷低壓生成之動力結構 (一)

廖學鎰 鮑威中<sup>1</sup>

## On the Dynamical Structure of the Cut-off Cyclone (I)

by

Shyue-Yih Liao and Hsien-Chung Pao

Abstract

In this paper, a detailed study on the cut-off low which occurred in the early May 1965 over the Yellow Sea area, eastern coast of China, is made. The results of analysis of three successive days reveal following distinguished features during cut-off process:

- (1) The absolute vorticity on 500mb surface increases as much as twice within 24-hour interval.
- (2) The component of southward motion of the vortex has been increased abruptly.
- (3) The wave length of middle tropospheric westerlies has been reduced and its amplitude amplified.

From these facts, we know that the abruptly increasing of absolute vorticity during cut-off process is closely related to the development of the wave pattern over middle tropospheric westerlies.

These synoptic situation of a cut-off low with very large absolute vorticity is explained by the dynamical instability which produced the baroclinic effect of the atmosphere.

### 一、前言

1939 年 Rossby<sup>(1)</sup> 所發表之論文指出，大氣高層西風帶之風速與受緯度變化的科氏參數 (Coriolis parameter) 所產生之西風長波 (Long wave or Planetary wave) 為決定天氣變化之主要因素，且證明此種波動之動態，可由渦旋度方程式 (Vorticity equation) 敘述之，即

$$\frac{d}{dt}(\zeta + f) = -(\zeta + f)D$$

式中  $\zeta$  代表相對渦旋度， $f$  為科氏參數， $D$  為輻散。晚近 Charney<sup>(2,3,4,5)</sup> 依此立場，借助電子計算機，發展數值預報 (Numerical prediction)，奠定了晚近天氣學之理論基礎。

通常長波之大小約在 1,000 公里級次 (Order)，相當於每日天氣圖上高低氣壓之規模，約以 10m/sec 之速度級次移動，因此長波之特徵，可以由下述各種特性量 (Characteristic quantities) 代表之，即：

$L$  = 特性水平規模 (Characteristic horizontal scale)  $\sim 1,000\text{km} = 10^8\text{cm}$

$U$  = 特性水平風速 (Characteristic horizontal velocity)  $\sim 10\text{m/sec} = 10^3\text{cm/sec}$

$P$  = 特性垂直規模 (Characteristic vertical scale)  $\sim 1,000\text{mb} = 10^6\text{dyne/cm}^2$

$C$  = 特性傳播速率 (Characteristic speed of propagation)  $\sim 10\text{m/sec} = 10^3\text{cm/sec}$   
 $\approx U$

因長波中之相對渦旋度  $\zeta$ ，係為風速之空間微分，故大小次略為：

$$\zeta \sim \frac{U}{L} \sim \frac{10^3}{10^8} \frac{\text{cm/sec}}{\text{cm}} = 10^{-5} \text{sec}^{-1}$$

一般而言科氏參數  $f = 2\omega \sin\phi$  ( $\omega$  為地球自轉角速度， $\phi$  為緯度) 之大小級次略為：

$$f \sim 10^{-4} \text{sec}^{-1}$$

相對

故長波中之渦旋度，比較科氏參數小一級次，故知主宰天氣演變之相對渦旋度，尚較於絕對空間中由地球

<sup>1</sup> 國立中央大學地球物理研究所

自轉所引起之渦旋度小一級次。通常此兩者之比，稱為羅士培數 (Rossby number)，係為一無因次數 (Non-Dimensional number)，而其級次為：

$$R \sim \frac{\zeta}{f} \sim \frac{U}{fL} \sim \frac{10^{-5}}{10^{-4}} \frac{\text{sec}^{-1}}{\text{sec}^{-1}} = 10^{-1}$$

又據 Charney<sup>(6)</sup> 之估計，長波中垂直風速之大小級次為

$$\omega \sim 1 \text{ cm/sec}$$

故由垂直速度 (p) 之定義：

$$\frac{dp}{dt} = \omega = -\rho g \omega$$

其中  $\rho$  及  $g$  之大小級次為：

$$\rho \sim 10^{-3} \text{ gm/cm}^3, \quad g \sim 10^3 \text{ cm/sec}^2$$

可以算出

$$\omega = -\rho g \omega \sim 10^{-3} \times 10^3 \times 1 = 1 \text{ dyne cm}^{-2} \text{ sec}^{-1}$$

應用連續方程：

$$D = \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = -\frac{\partial \omega}{\partial p}$$

可以估計長波中輻散  $D$  之大小級次為

$$D \sim \frac{\omega}{p} \sim \frac{1}{10^6} = 10^{-6} \text{ sec}^{-1}$$

由此可知，長波中輻散  $D$  比較相對渦旋度  $\zeta$  小一級次，故在渦旋度方程式中，略去輻散項時，該方程式尚能適用於一般之大氣，其形式如：

$$\frac{d(\zeta+f)}{dt} = \frac{d\eta}{dt} = 0 \text{ 或 } \eta = \text{常數}$$

此即為絕對渦旋度 ( $\eta$ ) 不變定律 (Law of conservation of absolute vorticity)。若考慮  $\frac{\partial f}{\partial t} = 0$  之性質，上式可寫作：

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \nabla \cdot \nabla \eta = 0$$

此式意謂，長波為研究對稱時，渦旋度之局部變化，完全依靠絕對渦旋度之平流而發生。在大氣中，絕對渦旋度有保存之性質。

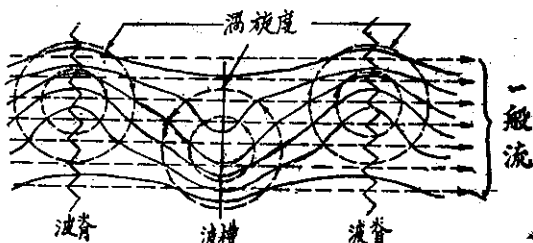


圖 1：波脊與波槽之結構

Fig. 1: Construction of the ridge and the trough

大氣中波脊 (Ridge) 之形成，是由於一個順時鐘方向之渦旋，與一般流所形成，波槽 (Trough) 則由一個逆時鐘方向之渦旋與一般流所形成，如圖 1 所示。今就一般流與渦旋之值，作一相對比較，當一般流之風速比較大時，則流線所形成的槽線，必為一個淺槽，反之則為一個深槽。當一個波槽發展成一個如倒  $\Omega$  形狀的深槽時，如再繼續發展，可以形成一個完全封閉的流線。切斷低壓的生成，乃由以上的方法所發展出來的一個渦旋度極大的低氣壓中心，顯然的，該中心已與原來的流線割切分離了。但根據絕對渦旋度不變定律，大氣中之絕對渦旋度，保持一定值，故對於切斷低壓之生成，已不能用絕對渦旋度不變定律來解釋了。

Palmen<sup>(7)</sup> 研究 1951 年 4 月 6 日至 7 日發生在北美上空切斷低壓的結果，發現在高緯區之對流上層，有一新生的空氣塊 (Producing air mass)，該空氣塊之性質，與周圍不同，其位渦旋度 (Potential vorticity)，較正常時大 6 倍。以後又經過許多氣象學者之研究，一般認為，這個新生的氣塊，是源自北極上空的平流層，且這個新生氣塊逐漸向南下沉。Kleinschmidt<sup>(8,9)</sup> 繼續研究該切斷低壓，發現在 24 小時的時間，該氣塊的位渦旋度，可增加三倍許，同時發現在北美上空的對流頂 (Tropopause) 在極短的時間內，即可構成低壓的核心，該處之對流頂亦有顯著的下降。但對切斷低壓之生成，在動力氣象學方面的解釋，至今尚未能達成。本文將使用 1965 年 5 月初在黃海生成切斷低壓之資料，加以詳細分析，證實絕對渦旋度在切斷低壓生成時急激增加之現象，並以動力氣象學之方法，證明切斷低壓生成時之絕對渦旋度之突增，係由大氣長波中之斜壓效應所誘致之大氣動力不穩定現象所引起，以解釋切斷低壓生成之動力結構。

## 二、研究方法

在對流層中部之一般大氣，其運動情形，比較單純，該處之流線多成近似平滑波形，同時因為在 500 mb 左右之輻散現象 (Divergence) 較小，因此以下乃就 500mb 處之大氣情形，作一分析。

首先利用現有之資料，計算 500mb 之地轉型絕對渦旋度 (Geostrophic absolute vorticity) 着手，此處吾人之所以樂意採用地轉風近似法 (Geostrophic approximation) 來計算絕對渦旋度，而不用直接觀察到的瞬時風場資料來計算，其主要

的原因有二：

(1)用地轉近似，可以濾去由聲波及重力波之小規模運動，可免除由此等波所引起之誤差。

(2)地轉風近似，可以簡化運動方程式。

以下為計算 500mb 之地轉型絕對渦旋度之步驟：

(1)根據日本氣象廳出版之 1965 年 4 月 30 日至 5 月 2 日之天氣圖<sup>(10)</sup>，選取 500mb 面高度圖，作為計算等絕對渦旋度線之原始資料。

(2)選定切斷低壓發展之相關區，同時在該區中定出等距網點 (Grid) 共 238 點 每相鄰二網點之距離為 333 公里，該點網面乃作渦旋度計算之依據點，如圖 2 所示。

(3)分別將由連續 3 日 500mb 之等高曲線定出各網點之高度值 (Z)。

(4)由地轉風方程引：

$$U_g = -\frac{g}{f} \left( \frac{\partial z}{\partial y} \right)_p, \quad V_g = \frac{g}{f} \left( \frac{\partial z}{\partial x} \right)_p$$

故地轉型相對渦旋度  $\zeta_g$  為

$$\begin{aligned} \zeta_g &= \nabla \times \mathbf{V}_g = \left( \frac{\partial v_g}{\partial x} - \frac{\partial u_g}{\partial y} \right)_p \\ &= -\frac{g}{f} \left( \frac{\partial^2 z}{\partial x^2} - \frac{\partial^2 z}{\partial y^2} \right)_p = -\frac{g}{f} \nabla_p^2 Z \end{aligned}$$

上式為一偏微分方程式，為便於實際上氣象之分析，可將上式書作一定差關係式如下：

$$\begin{aligned} \zeta_g^* &= -\frac{g}{fd^2} (Z_E + Z_S + Z_W + Z_N - 4Z_O) \\ &= K (Z_E + Z_S + Z_W + Z_N - 4Z_O) \dots\dots\dots ① \end{aligned}$$

其中  $Z_E, Z_S, Z_W, Z_N$  及  $Z_O$  分別為五個相鄰網點 E, S, W, N, O 之在等壓面上之高度 (參閱圖 2)，諸該值已由(3)中求得。

由上式可知，某網點之相對渦旋度與該點在已知等壓面上之高度值及相鄰四網點之高度值之相對大小有關，同時與網點所在的緯度大小有關。又上式之 K 值，隨緯度  $\varphi$  而變，因此在計算相對渦旋度時，算出

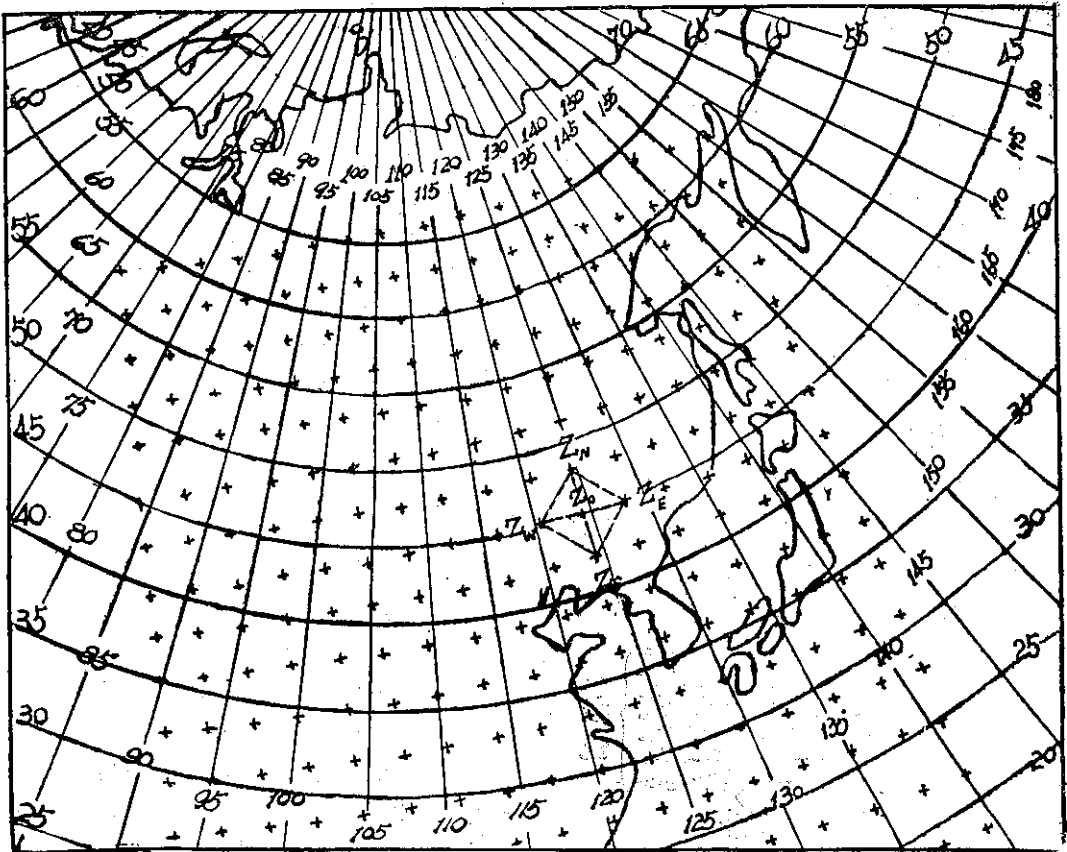


圖 2：垂直點網

Fig. 2: Grids distribution

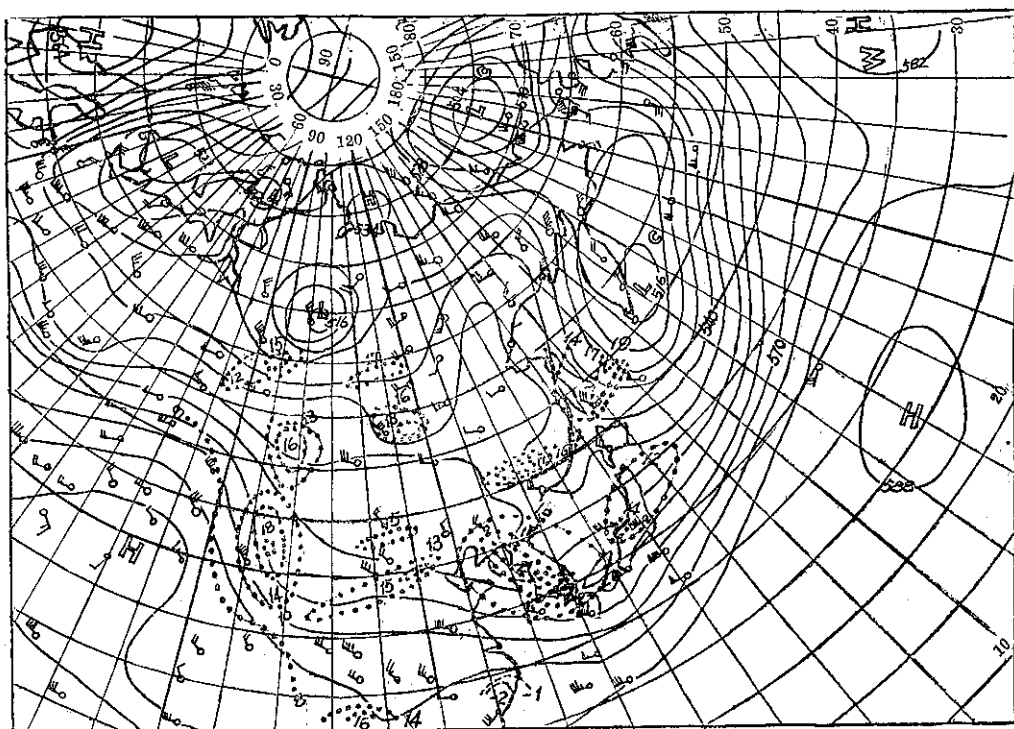


圖 3 : 1965年 4 月 30 日 1200GMT 東半球 500mb 高空圖 (實線表等高線, 單位 10 公尺, 點線表絕對渦旋度線, 單位  $10^{-5}\text{sec}^{-1}$ )

Fig. 3: 500mb height contours (Solid lines with units of 10 GPM) and absolute vorticity (Dotted lines with units of  $10^{-5} \text{ sec}^{-1}$ ) for 1200 GMT, April 30, 1965.

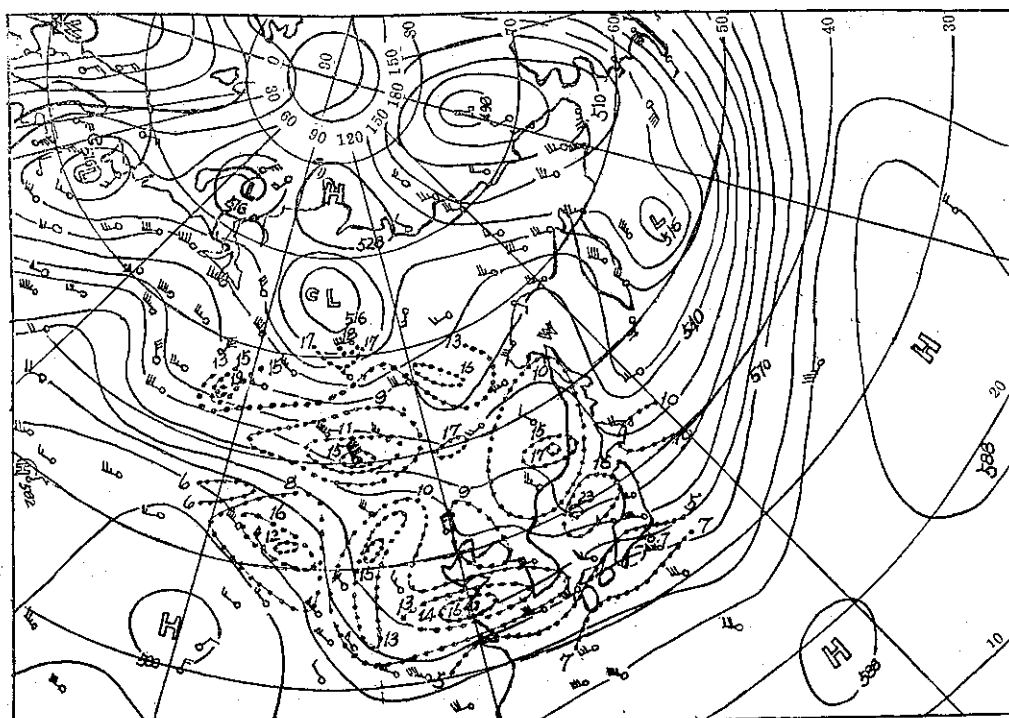


圖 4 : 1965 年 5 月 1 日 1200GMT 東半球 500mb 高空圖 (實線表等高線, 單位 10 公尺, 點線表絕對渦旋度線, 單位  $10^{-5}\text{sec}^{-1}$ )

Fig. 4: 500mb height contours (Solid lines with units of  $10^{-5}$  GPM) and absolute vorticity (Dotted lines with units of  $10^{-5} \text{ sec}^{-1}$ ) for 1200 GMT, May 1, 1965.

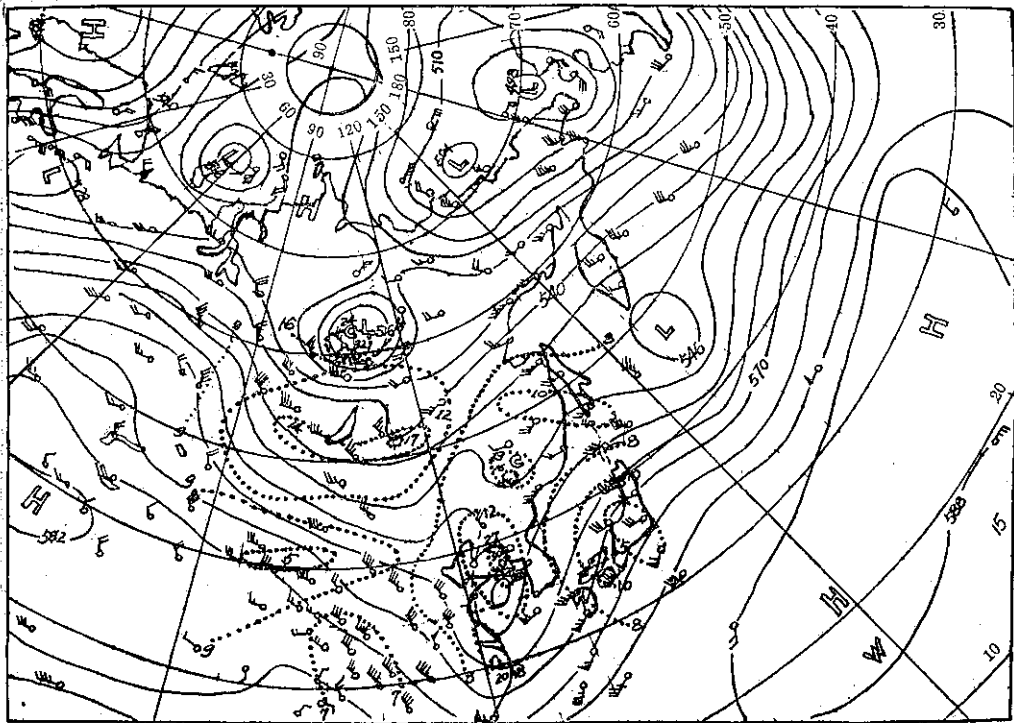


圖 5：1965年 5 月 2 日 1200GMT 東半球 500mb 高空圖（實線表等高線，單位 10 公尺，點線表等絕對渦旋度線，單位 $10^{-5}\text{Sec}^{-1}$ ）

Fig 5: 500mb height contours (Solid lines with units of 10 GPM) and absolute vorticity (Dotted lines with units of  $10^{-5} \text{ sec}^{-1}$ ) for 1200 GMT, May 2, 1965.

$\varphi = 25^\circ, 30^\circ, 35^\circ, 40^\circ, 45^\circ, 50^\circ, 55^\circ, 60^\circ$  及  $65^\circ$  時之相對應 K 值為及  $K = 1.42(10)^{-3}, 1.21(10)^{-3}, 1.06(10)^{-3}, 9.4(10)^{-3}, 8.6(10)^{-3}, 7.9(10)^{-3}, 7.4(10)^{-3}, 7(10)^{-3}$  及  $6.69(10)^{-3} \text{ cm}^1 \text{ sec}^{-1}$ ，計算其他緯度之 K 值，則用內插法推算之。則 238 個網點上之相對渦旋度可算得矣。

(4) 計算絕對渦旋度 ( $\eta_g$ ) 由  $\eta_g = \rho_g + f$  其中諸網點之值用(3)中 9 個  $\varphi$  值作為內插法之基準，故諸網點之絕對渦旋度可算得，圖 3, 4, 5 中之值乃根據網點上之值，繪成等絕對渦旋度線。

### 三、結果之分析

研究圖 3 及圖 4 絕對渦旋分佈情形，發現每渦旋中心之極大值在  $15(10)^{-5} \sim 23(10)^{-5} \text{ sec}^{-1}$  之間，而且分佈於各個氣壓槽附近，就整體而言，整個範圍內之渦旋度尚具保存性，且 500mb 等高線之曲率，亦無顯著的變化，但在圖 5 上之絕對渦旋度，則成大小懸殊的現象，在  $38^\circ\text{E}, 128^\circ\text{N}$  處出現一相當大的絕對渦旋度  $30(10)^{-5} \text{ sec}^{-1}$ ，而其外圍之絕對渦旋度僅為  $8 \times 10^{-5} \text{ sec}$  之譜，同時圖 5 中之等高線之曲率變化，亦很顯著。

今由逐日研究圖 3, 4, 5 中之等高線與風向，推定 AB 二個較顯著的氣旋之動向及其發展的情形，茲綜合列表於下：

表 1：渦旋之動向及發展

Table 1: Vorticity tendency in relation to the cyclone development

A

日 期	4月30日 12 GMT	5月1日 12 GMT	5月2日 12 GMT
渦旋中心位置	97°E 53°N	110°E 50°N	128°E 38°N
24小時間隔渦旋中心之經度變化 ( $\Delta\lambda$ )		13°	18°
24小時間隔渦旋中心之緯度變化 ( $\Delta\phi$ )		— 3°	—12°
渦旋中心絕對渦旋度 ( $10^{-5} \text{ sec}^{-1}$ )	16	15	30
24小時間隔絕對渦旋度之變化 ( $10^{-5} \text{ sec}^{-1}$ )		— 1	15

B

日 期	4月30日 12 GMT	5月1日 12 GMT	5月2日 12 GMT
渦旋中心位置	97°E 42°N	110°E 42°N	122°E 30°N
24小時間隔渦旋中心經度變化 ( $\Delta\lambda$ )		13°	12°
間隔渦旋中心之緯度變化 ( $\Delta\phi$ )		0°	—12°
渦旋中心絕對渦旋度 ( $10^{-5} \text{ sec}^{-1}$ )	18	15	20
24小時間隔絕對渦旋度之變化 ( $10^{-5} \text{ sec}^{-1}$ )		— 3	5

分析表 1 的結果如下：

(一) AB 二渦旋，自 4 月 30 日 12 GMT 至 5 月 1 日 12 GMT，此 24 小時的時間間隔，其絕對渦旋度尚能保持不變之特性，其運動方向近乎由西向東的緯向流。

(二) 自 5 月 1 日 12 GMT 至 5 月 2 日 12 GMT 之 24 小時中，AB 二渦旋之絕對渦旋度有顯著的增加，尤其是氣旋 A 在 5 月 2 日 12 GMT 的絕對渦旋度之激急增加至  $30 \times (10)^5 \text{ sec}^{-1}$ ，較其 24 小時前的絕對渦旋度  $15 \times (10)^5 \text{ sec}^{-1}$ ，增加了一倍之巨，因此在 5 月 2 日 12 GMT 在 128°E 38°N 處發生了切斷低壓，同時 AB 二氣旋在此 24 小時中之運動方向，與前 24 小時之由西向東推進之情形迥然不同了，因為 AB 二氣旋在此 24 小時中的緯度變化已南移了 12° 之多，由這種突增的由北向南的運動，可知在該期間對流中層長波波幅的擴大。

一般大氣之垂直運動的情形，如第一節中所示，約在  $1 \text{ cm/sec}$  之級次，故其垂直運動量極小，應用第一近似法 (First approximation) 可考慮在等壓面的絕對渦旋度，如第一節中所示，有保存的特性，因此在 500mb 高空圖上之絕對渦旋度，雖可隨一般之平流而位移，但在 24 小時之中，絕對渦旋度由  $15 \times (10)^5 \text{ sec}^{-1}$  增至  $30 \times (10)^5 \text{ sec}^{-1}$  的情形，顯然值得吾人研究。同時我們可以發現圖 5 中之流線具有較大的波幅及較短的波長，這一點與上面所提到氣旋突增的由北向南的運動相吻合。由以上分析所得的種種跡象，啟發我們着手研究連續三天對流中層大氣穩定情形之必要。參閱圖 1，高空流線波形的變化與渦旋度的變化，是有密切的關係，而波形之發展則受風速及氣壓面高度之相對變化情形而定。

由以上分析的結果，可總結如下：

(一) 氣旋運動之南移分量突增時，對流中層長波之

波長縮短，波幅增大，可以引起絕對渦旋度急激的增加。

(二)絕對渦旋度急激增大時，可生成切斷低壓。

#### 四、結果之動力學解釋

Gambo<sup>(11)</sup> 所證明的大規模大氣運動渦旋度方程式及能量方程式：

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \nabla \cdot \nabla \eta - f \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0 \quad (2)$$

$$\frac{\partial \alpha}{\partial t} + \nabla \cdot \nabla \alpha + \alpha \frac{\partial \ln \vartheta}{\partial p} = 0 \quad (3)$$

其中  $\alpha$  為比容 (Specific volume)， $\vartheta$  為位溫 (Potential temperature)，因為 (2)(3) 二式為非線型方程式，茲應用擾動法 (Perturbation method) 以使 (2)(3) 二式變為線型方程式，今分別分解各變數為一平均量與一微變量之和：

$$\left. \begin{aligned} \zeta &= \bar{\zeta} + \zeta', \eta = \bar{\eta} + \eta', u = \bar{u} + u', \\ v &= \bar{v} + v', \omega = \bar{\omega} + \omega', \alpha = \bar{\alpha} + \alpha', \\ \vartheta &= \bar{\vartheta} + \vartheta', \phi = \bar{\phi} + \phi' \end{aligned} \right\} \quad (4)$$

式中之  $\phi$  為重力位將 (4) 諸值代入 (2)(3)，整理後即得：

$$\frac{\partial \zeta'}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \zeta'}{\partial x} + v' \frac{\partial \bar{\eta}}{\partial y} - f \frac{\partial \omega'}{\partial p} = 0 \quad (5)$$

$$\frac{\partial \alpha'}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \alpha'}{\partial x} + v' \frac{\partial \bar{\alpha}}{\partial y} - S \omega' = 0 \quad (6)$$

其中  $S = -\bar{\alpha} \frac{\partial \ln \vartheta}{\partial p}$  為流體之靜穩定度

$$\text{由 } \bar{\zeta} = -\frac{\partial \bar{v}}{\partial x} - \frac{\partial \bar{u}}{\partial y}, \frac{\partial \bar{\zeta}}{\partial y} = \frac{\partial^2 \bar{v}}{\partial x \partial y} - \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial y^2} = -\frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial y^2}$$

$$\text{故 } \frac{\partial \bar{\eta}}{\partial y} = \frac{\partial (\bar{\zeta} + f)}{\partial y} = \beta - \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial y^2} \approx \beta \quad (7)$$

其中  $\beta$  為羅士培參數 (Rossby parameter)。將 (7) 代入 (5) 得：

$$\frac{\partial \zeta'}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \zeta'}{\partial x} + \beta v' - f \frac{\partial \omega'}{\partial p} = 0 \quad (8)$$

又由流體靜力方程：

$$\alpha' = -\frac{\partial \phi'}{\partial p} \quad (9)$$

及準地轉方程：

$$v' = -\frac{1}{f} \frac{\partial \phi'}{\partial x} \quad (10)$$

$$\bar{u} = -\frac{1}{f} \frac{\partial \bar{\phi}}{\partial y} \quad (11)$$

$$\zeta' = -\frac{1}{f} \nabla^2 \phi' \quad (12)$$

由 (10) 及 (12) 得：

$$\frac{\partial \zeta'}{\partial x} = \frac{1}{f} \nabla^2 \frac{\partial \phi'}{\partial x} = \nabla^2 v' \quad (13)$$

由 (9) 之相似式  $\bar{\alpha} = -\frac{\partial \bar{\phi}}{\partial p}$  得：

$$-\frac{1}{f} \frac{\partial \bar{\alpha}}{\partial y} = -\frac{1}{f} \frac{\partial^2 \bar{\phi}}{\partial p \partial y}$$

與 (11) 相解，則得：

$$\frac{1}{f} \frac{\partial \bar{\alpha}}{\partial y} = \frac{\partial \bar{u}}{\partial p} \quad (14)$$

將 (12) 代入 (8)，且以  $p$  微分得：

$$\begin{aligned} & \frac{1}{f} \frac{\partial^2 \nabla^2 \phi'}{\partial t \partial p} + \frac{1}{f} \frac{\partial \bar{u}}{\partial p} \frac{\partial \nabla^2 \phi'}{\partial x} \\ & + \frac{1}{f} \bar{u} \frac{\partial^2 \nabla^2 \phi'}{\partial x \partial p} + \beta \frac{\partial v'}{\partial p} - f \frac{\partial^2 \omega'}{\partial p^2} \\ & = 0 \quad (15) \end{aligned}$$

(9) 代入 (6) 而求取，同時乘以  $\frac{1}{f}$ ，得

$$\begin{aligned} & -\frac{1}{f} \frac{\partial^2 \nabla^2 \phi'}{\partial p \partial t} - \frac{1}{f} \bar{u} \frac{\partial^2 \nabla^2 \phi'}{\partial x \partial p} \\ & - \frac{1}{f} \frac{\partial^2 \phi'}{\partial y \partial p} \nabla^2 v' - \frac{S}{f} \nabla^2 \omega' = 0 \quad (16) \end{aligned}$$

由 (15) 及 (16) 同時應用 (13) 及 (14) 可以化簡為：

$$\begin{aligned} & \nabla^2 \omega' + \frac{f}{S} \frac{\partial^2 \omega'}{\partial p^2} \\ & = \frac{f}{S} \left( 2 \frac{\partial \bar{u}}{\partial p} \nabla^2 v' + \beta \frac{\partial v'}{\partial p} \right) \quad (17) \end{aligned}$$

(17) 式係為線型方程式，故各簡單調和波 (Simple harmonic wave) 可以分別討論之。若令  $X$  (東方) 方向之波長為：

$$L = 2\pi\mu = \frac{2\pi}{k} X \text{ 方向之各擾動波之型式可}$$

以書作：

$$\text{Const} \times e^{ik(X-ct)} = \text{Const} \times e^{\frac{i}{\mu}(X-ct)}$$

將此二式代入 (17)，同時引入氣壓之特性量  $P$  則得

$$\begin{aligned} \omega' &= \frac{1}{\frac{1}{\mu^2} + \frac{f^2}{S}} \cdot \frac{f}{P} \left( 2 \frac{1}{\mu^2} \frac{\partial \bar{u}}{\partial p} v' \right. \\ & \quad \left. - \beta \frac{\partial v'}{\partial p} \right) = \frac{fP^2}{SP^2 + f\mu^2} \left( 2 \frac{\partial \bar{u}}{\partial p} v' \right. \\ & \quad \left. - \beta \mu^2 \frac{\partial v'}{\partial p} \right) \quad (18) \end{aligned}$$

令  $A = \frac{fP^2}{SP^2 + f\mu^2}$ ，並引用 (9) 及 (10)  $\frac{\partial v'}{\partial p}$  可以書作：

$$\frac{\partial v'}{\partial p} = \frac{1}{f} \frac{\partial}{\partial p} \left( -\frac{\partial \phi'}{\partial x} \right) = -\frac{1}{f} \frac{\partial \alpha'}{\partial x}$$

故 (18) 可改寫為：

$$\omega' = A \left( 2 \frac{\partial \bar{u}}{\partial p} v' + \frac{\beta \mu^2}{f} \frac{\partial \alpha'}{\partial x} \right) \quad (19)$$



今為簡便計，僅考察  $\alpha'$  為極大的擾動氣層，即

$$\frac{\partial \alpha'}{\partial p} = 0$$

$$\text{由(13)得: } \frac{\partial \zeta'}{\partial x} = \nabla^2 v' = \frac{\partial^2 v'}{\partial x^2} = -\frac{v'}{\mu} \dots\dots\dots(20)$$

又由(9)及(10)可得：

$$\frac{\partial^2 v'}{\partial x \partial p} = -\frac{1}{f} \frac{\partial^2 \alpha'}{\partial x^2} = \frac{\alpha'}{f\mu^2} \dots\dots\dots(21)$$

將(3)以  $x$  微分，代入(19)並應用(20)及(21)得：

$$\frac{\partial v'}{\partial t} + (\bar{u} - \beta\mu^2) \frac{\partial v'}{\partial x} + 2A \frac{\partial \bar{u}}{\partial p} \alpha' = 0 \dots\dots(22)$$

將(19)代入(6)可以得到：

$$\begin{aligned} \frac{\partial \alpha'}{\partial t} + (\bar{u} - \beta\mu^2 - \frac{s}{f}A) \frac{\partial \alpha'}{\partial x} \\ + (f - 2SA) \frac{\partial \bar{u}}{\partial p} v' = 0 \dots\dots\dots(23) \end{aligned}$$

以(22)及(23)為基本方程式，可以導出下述各項關係，即(22)以  $v'$  乘之，並求取  $\alpha'$  與  $v'$  之經度平均，則得：

$$\frac{\partial \overline{v'^2}}{\partial t} = -4A \frac{\partial \bar{u}}{\partial p} \overline{v' \alpha'} \dots\dots\dots(24)$$

若(23)以  $\alpha'$  去乘，並求取  $\alpha'$  及  $v'$  之經度平均，則得：

$$\frac{\partial \overline{\alpha'^2}}{\partial t} = -2(f - 2SA) \frac{\partial \bar{u}}{\partial p} \overline{v' \alpha'} \dots\dots\dots(25)$$

又(22)以  $\alpha'$  乘之，(23)以  $v'$  乘之，二者相加，並求取經度之平均，則得：

$$\begin{aligned} \frac{\partial \overline{v' \alpha'}}{\partial t} = -2A \frac{\partial \bar{u}}{\partial p} \overline{\alpha'^2} - 2(f - SA) \frac{\partial \bar{u}}{\partial p} \overline{v'^2} \\ - \frac{\beta\mu^2}{f} (f - SA) \overline{v' \frac{\partial \alpha'}{\partial x}} \dots\dots\dots(26) \end{aligned}$$

(26)以  $\frac{\partial \alpha'}{\partial x}$  乘之(23)以  $x$  微分而以  $v'$  乘之，二者相加，並求取經度平均，則得：

$$\frac{\partial \overline{v' \frac{\partial \alpha'}{\partial x}}}{\partial t} = \frac{\beta}{f} (f - SA) \overline{v' \alpha'} \dots\dots\dots(27)$$

由(9)及(10)得： $v' \frac{\partial \alpha'}{\partial x} = -\frac{f}{2} \frac{\partial \overline{v'^2}}{\partial p}$  故(27)可改寫為：

$$\frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial}{\partial p} \overline{v'^2} = -2\beta(f - SA) \overline{v' \alpha'} \dots\dots\dots(28)$$

(28)以  $t$  微分，而引用(24)，(25)以及(27)，可以求得：

$$\begin{aligned} \frac{\partial^2}{\partial t^2} \overline{v' \alpha'} = \{ 4A(f - 2SA) \left( \frac{\partial \bar{u}}{\partial p} \right)^2 \\ - \frac{\beta^2 \mu^2}{f} (f - SA^2) \} \overline{v' \alpha'} \dots\dots\dots(29) \end{aligned}$$

故知在(29)右邊大括號內之數值為正時，則大氣西風帶之振幅增加，這是由於  $\overline{v' \alpha'}$  值之增加，又考察(24)及(25)二式且因大氣中之  $\frac{\partial \bar{u}}{\partial p} < 0$ ，故知  $\overline{v' \alpha'}$  值之增加，將誘致  $\overline{v'^2}$  及  $\overline{\alpha'^2}$  之增加，此意即為在西風中

之擾動將發展矣！故由(29)式可知擾動發展之條件為：

$$4A(f - 2SA) \left( \frac{\partial \bar{u}}{\partial p} \right)^2 - \frac{\beta^2 \mu^2}{f} (f - SA)^2 > 0$$

$$\text{或 } \frac{4P}{\mu^2} \left( 1 - \frac{SP^2}{f^2 \mu^2} \right) \left( \frac{\partial \bar{u}}{\partial p} \right)^2 - \beta^2 \mu^2 > 0 \dots\dots(30)$$

故(30)式實為斜壓不穩定度 (Baroclinic instability) 之條件也由(30)即得臨界風速切變值：

$$\left( -\frac{\partial \bar{u}}{\partial p} \right)_c = \frac{\beta \mu^2}{2P \sqrt{1 - \frac{SP}{f^2 \mu^2}}} \dots\dots\dots(31)$$

假定其中  $S$  之大小級次約為  $10^{-4}$  CGS，故知凡某時間的大氣，其風速切變值大於(31)式中之  $\left( -\frac{\partial \bar{u}}{\partial p} \right)_c$  時，

西風中之擾動將被發展，故大氣將變成不穩定之狀態，

否則未達  $\left( -\frac{\partial \bar{u}}{\partial p} \right)_c$  之大氣，擾動將不能發展，大氣即成穩定。由(31)式可以看出，風速垂直切變，乃為西風中波動之水平方向大小 (Scale) 之函數。若波

長較長時，以  $\beta$  之效應， $\left( -\frac{\partial \bar{u}}{\partial p} \right)_c$  將與  $\mu^2$  成比例增大，

又若波長較短時， $\left( -\frac{\partial \bar{u}}{\partial p} \right)_c$  將再增大。同時可由

(31)式  $\frac{d}{d\mu} \left[ \frac{\beta \mu^2}{2P \sqrt{1 - SP^2/f^2 \mu^2}} \right] = 0$  解出  $\left( -\frac{\partial \bar{u}}{\partial p} \right)_c$  之最

小值約在  $\mu = \frac{P}{f} \sqrt{\frac{3S}{2}} \approx 850 \text{ km}$  處，此時相對

應之波長約在  $L = 2\pi\mu = 2\pi \frac{P}{f} \sqrt{\frac{3S}{2}} \approx 5400 \text{ km}$

處，代入(31)式解得  $\left( -\frac{\partial \bar{u}}{\partial p} \right)_c$  之數值為  $1.9 \text{ m sec}^{-1}$

$\text{db}^{-1}$ 。今綜合以上討論，根據(31)式作出如圖6作為之斜壓不穩定度臨界曲線，此結果與 Fjørtoft (12) 研究大氣斜壓不穩定的結果相似。

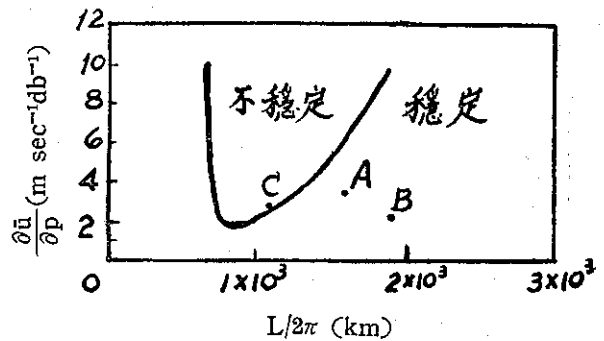


圖 6：斜壓不穩定度臨界曲線  
Fig. 6: Criterion for baroclinic instability

考察圖 6 來判定圖 3,4,5 之大氣穩定度時，必需首先設法求出各日該區大氣之平均風速切變值 (Wind shear) 與壓力等高線之波長。在求該區大氣之風速切變值時，先要選擇一個合理的平均西風帶，一般中緯度西風強度之量度，以 35°N 與 55°N 間之平均壓力 (或壓力高度) 來決定<sup>(13)</sup>。由地轉風近似式，(因  $u_g$  為西風帶之環流，可不必計較符號)：

$$u_g = -\frac{g}{f} \frac{\partial z}{\partial y} \quad \text{或} \quad \bar{u}_g = -\frac{g}{f} \frac{\Delta Z}{\Delta y}$$

其中  $\bar{u}_g$  為  $\Delta y$  寬的緯度帶上風速的經度平均值， $\phi$  值選用 35°N 與 55°N 之平均值 (即 45°N)，因此  $\Delta y$  為 35°N 與 55°N 間之距離，約為  $2.2 \times (10)^6$  公尺，諸有關值代入上式，即得：

$$\begin{aligned} \bar{u}_g &\sim \frac{9.8 \Delta Z}{2 \times 7.29 \times 10^{-5} \times \sin 45^\circ \times 2.22 \times 10^6} \\ &= 4.3 \times 10^{-3} \Delta Z \text{ m sec}^{-1} \dots\dots\dots (32) \end{aligned}$$

以下為探求某日大氣平均風速切變值之步驟：

1. 先依以下的順序求出  $\Delta Z$  之值：
  - (1) 在該日 500mb 圖中選取等高線一個波長的範圍。
  - (2) 讀取此範圍內沿 35°N 55°N 之高度值讀取間隔為經度 10°。
  - (3) 分別算出 35°N 及 55°N 之平均高度值，二者之差數，即為 500mb 之  $\Delta Z$  值矣。
2. 將所得之  $\Delta Z$  值分別代入 (32) 式，分別算出該日在 500mb 及 700mb 之平均緯流風速  $\bar{u}_{g500}$  及  $\bar{u}_{g700}$
3. 平均風速切變值即可得：

$$\frac{\Delta \bar{u}}{\Delta p} = \frac{\bar{u}_{g500} - \bar{u}_{g700}}{2} \text{ m sec}^{-1} \text{ db}^{-1}$$

茲將 4 月 30 日 12GMT，5 月 1 日 12GMT，5 月 2 日 12GMT 所得之有關值，整理後列於表二：

表 2：平均波長與風速切變值  
Table 2: Mean wave length and wind shear variation

日 期	4 月 30 日 12GMT	5 月 1 日 12GMT	5 月 2 日 12GMT
波 長 範 圍	75°E—155°W	65°E—145°W	65°E—155°E
平 均 波 長 L (km)	78.9×130=10250	78.9×150=11800	78.9×90=7100
$\frac{L}{2\pi}$ (km)	1635	1880	1130
500mb (g.p.m.)	350	380	265
700mb (g.p.m.)	185	280	135
$U_{g500}$ (m sec <sup>-1</sup> )	15	16.3	11.4
$U_{g700}$ (m sec <sup>-1</sup> )	9.2	12	5.8
$\partial \bar{u} / \partial p$ (m sec <sup>-1</sup> db <sup>-1</sup> )	3.55	2.15	2.8

當等壓面上之等高線之波幅愈大及波長愈小時，則同一個波線跨落在 35°N 及 55°N 或其鄰近之機會亦愈大，亦即  $\Delta Z$  值必愈小。比較表二中連續 3 日  $\Delta Z$  之值為先略增而後激減，故知 5 月 2 日 12GMT 500mb 之等高線之振幅最大，波長最小，但 5 月 1 日 12GMT 500mb 之等高線之振幅最小，波長最長的現象與表一中絕對渦旋度略略減少的現象相吻合。各

日之  $\frac{\partial \bar{u}}{\partial p}$  及  $\frac{L}{2\pi}$  值在圖 6 中各可定出一點，圖 6 中 A 點 B 點及 C 點分別代表 4 月 30 日 12GMT，5 月 1 日 12GMT 及 5 月 2 日 12GMT 大氣之穩定度。A，B 二點尚在穩定的區中，而 C 點已很顯明的進入了不穩定的區中，因此自 5 月 1 日 12GMT 至 5 月 2 日 12GMT 之大氣，已由穩定情況變成了不穩

定情況了，故知不穩定的大氣，乃促成切斷低壓之主因。致於5月2日 12GMT 500mb 圖中 等高線之波幅增大，波長減少，顯然是由於不穩定之大氣，受到微小的擾動（根據 Kleinschmidt）<sup>(8,9)</sup> 這種擾動是由於北極鋒面上空對流頂冷氣團之下沉所引起）即發生波幅之放大作用，因此在 128°E，38°N 處發生了一個異常的絕對渦旋度。

## 五、結 論

近年來切斷低壓之生成，在動力氣象學理論上，尚不能作圓滿的解釋。本文乃採用 1965 年 5 月初在黃海生成切斷低壓之資料，加以詳細的分析，發現在 24 小時中 500mb 面之絕對渦旋度增加了二倍之多，同時發現該時刻氣旋水平運動之南向分量，突然增加，對流中層長波波長縮短，波幅增大，因此證實了在切斷低壓生成時絕對渦旋度急激增加的現象，與對流中層長波之波形變化有密切的關係。並用動力氣象學的方法，說明切斷低壓生成時絕對渦旋度之急激增加，係由大氣長波中之斜壓效應，而誘致大氣之動力不穩定而引起。本文所討論在切斷低壓時之絕對渦旋度激增的現象，已不能用絕對渦旋度不變的法則來解釋，該時大氣渦旋度之消長，乃受制於大氣之穩定度，故斜壓不穩定因子在切斷低壓生成之解釋仍不可缺。

## 參 考 文 獻

1. Rossby, C. G. and Collaborators (1939) : Relation between variations in the intensity of the zonal circulation of the atmosphere and the displacements of the semipermanent centers of action. *J. Mar. Res.*, 2 : 38-55.
2. Charney, J. G. (1949) : On the scale basis for numerical prediction of large-scale motion in the atmosphere. *J. Meteor.*, 6 : 371-385.
3. Charney, J. G. and Eliassen, A. (1949) : A numerical method for predicting the perturbation of the middle latitude-westerlies, *Tellus*, 1, No. 2 : 38-54.
4. Charney, J. G., Fjørtoft, R., Von Neuman, J., (1950) : Numerical integration of barotropic vorticity equation. *Tellus*, 2, No. 4 : 237-254.
5. Charney, J. G. (1951) : Dynamic forecasting by numerical process. *Compendium of meteorology*, A. M. S. : 470-482.
6. Charney, J. G. (1948) : On the scale of atmospheric motion. *Geophys. Publ.* 17, No. 2 : 1199.
7. Palmen, E. (1949) : On the origin and structure of high-level cyclones south of the maximum westerlies. *Tellus*, 1, No. 1 : 22-33.
8. Kleinschmidt, V. E. (1955) : Die entstehung einer hohenzyklone uber nordamerika. *Tellus*, 7, No. 1 : 96-110.
9. Kleinschmidt, V. E. (1960) : An example of strong diabatic cooling over the Rocky Mountains. A Report on Research Issued by the University of Chicago : 9-14.
10. Japan Meteorological Agency, (1965) : Daily Weather Maps, sea level, 850mb, 700mb and 500mb charts with synoptic data tabulations. No. 2460-2466 Tokyo.
11. Gambo K. (1957) : Three-dimensional treatments of equations of motion without using the geostrophic approximation. *Jour. of Met. Society of Japan*, 2, No. 35 : 1-11.
12. Fjørtoft R. (1950) : Application of integral theorems in deriving criteria of stability of laminar flow and of baroclinic vortex. *Geophys. Publ.*, 17 : 1-52.
13. Petterssen S. (1962) : Weather analysis and forecasting. Vol. 2 : 281-286.

# 新竹氣候之研究(二續)

唐 奇 祥

The Climate of Hsinchu (Continued)

by

Tang Chyi-Shyang

## 五、降 雨 量

(一)年雨量—新竹降雨之各年雨量分佈如圖 7，其現象如下：

1. 年平均雨量為1651.2 公厘，依年雨量 1,500 公厘為多雨區之準則，新竹可算為多雨區。

2. 民國36年為降雨最多之年，全年計為 2671.9公厘，年雨量最少之年在民國43年，計為 751.7 公厘，不及年平均雨量之半。

3. 年平均雨量變率為 21.4%，兩年間最大之雨量變率為173%，最小之雨量變率為1%，其變化可謂不小。

4. 降雨量較多之年份，其前後年之雨量，每少於年平均雨量。

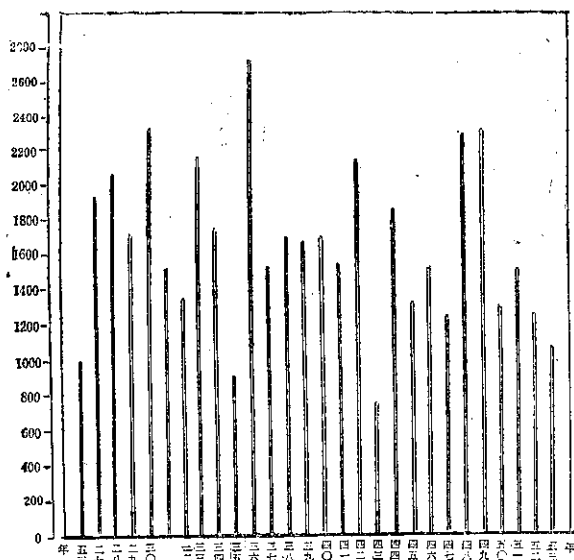


圖 7：新竹歷年之年雨量 (mm)  
(民國29年至53年)

(二)各月平均雨量及降雨強度如表 9 所示，得知其分佈如下：

1. 新竹平均雨量最多之月份在6月，其次為5月，平均降雨強度最大月份亦在6月，其次亦為5月；平均雨量最少月份在10月，其次為11月，平均降雨強度最小則在11月，其次為12月。

2. 雨量之四季分佈—依天文氣候劃分四季之法，發現新竹冬季雨量最少，僅佔全年 7.2%，頗有旱象，夏季最多，佔 41.2%，春季佔 28.4%，多於秋季的 24.2%。

3. 若以東北季風盛行期之11月至 4 月為冬季，西南

季風流行期的前後之 5 月至10月為夏季，則新竹冬季雨量佔全年 37.8%，夏季雨量佔全年 62.2%，年集中率不大。

表九：新竹各月平均雨量及降雨強度  
(民27年至53年) (單位：公厘)

月 份	平均雨量	平均降雨強度
1 月	73.8	6.7
2 月	129.3	9.2
3 月	154.6	9.6
4 月	182.1	13.6
5 月	222.5	17.7
6 月	305.8	27.8
7 月	149.0	12.2
8 月	191.3	17.2
9 月	123.7	12.6
10 月	33.7	5.3
11 月	37.8	4.5
12 月	47.6	4.9
年 平 均	1651.2	12.5

(三)短時間內之最大降雨量—新竹最大日雨量及 1 小時內之最大降雨量統計如附表10，從以察知：  
表十：新竹短時間內之最大降雨量 (公厘)

月 份	降 雨 最 大 日 量	發 生 年 日	一小時 內最大 雨 量	發 生 年 日	備 考
1 月	113	30 23	23.6	39 30	於民國27年8月1日 新竹四小時最大雨量曾達 267.5 公厘，發生
2 月	75	34 17	30.2	48 3	
3 月	117	50 25	25.5	41 27	
4 月	154	48 26	46.3	32 4	
5 月	159	40 17	65.0	44 22	
6 月	243	38 8	87.4	36 13	
7 月	200	32 18	66.4	44 18	
8 月	431	27 2	72.0	49 7	
9 月	348	52 11	43.6	41 26	
10 月	44	38 6	13.2	38 6	
11 月	44	48 18	11.2	41 27	
12 月	59	36 27	37.0	49 26	

1. 自民國27年至53年間之降雨最大日量，以27年8月2日之431公厘為最高，超過我國蒙古、新疆、寧夏、隴西高原及漢南草原區（含熱、察、綏之南部及晉、陝之北部）等地全年之雨量。

2. 7月至1月之降雨最大日量均超過各該月之月平均量，7, 8, 9, 三月且超出甚多，尤以8, 9兩月，其降雨最大日量超過月平均雨量均達一倍以上，並均約佔各該年雨量總數27%，蓋7, 8, 9三月為颱風侵襲期間，每有豪雨驟降，由颱風帶來雨量佔新竹年雨量之比例如何？於此可知其梗概；10月至1月，為全年雨量分配最少之月份，其降雨最大日量既有超越月平均雨量之記錄，則降雨之日，當有「喜雨」之感。

2月至6月之最大降雨日量雖未超其月平均雨量，但所降雨量亦甚可觀，其最少之2月多出10, 11, 12, 各月約達50%，最多之6月亦超過7月份，此乃係2月至6月之月平均雨量漸多，而月平均降雨強度亦漸增故也。

3. 新竹1小時內之最大降雨量，以民國36年6月13日之87.4公厘為最大，其次為8月份之72公厘，5月及7月，亦達65公厘以上。

4. 4小時內最大雨量曾達287.5公厘，發生於民國27年8月2日。52年9月11日葛樂禮颱風過境之前後三日，新竹有連續降雨569.4公厘之記錄。

綜上所述，得知新竹於短時間內可能降雨之為量甚大，鑒於歷年暴雨時新竹市低窪地區如德高街一帶之積水狀態，此處所述之數字，其於都市建設，實有甚大之參考價值。

四降雨日數—新竹之降雨日數，年平均為137.9日，即平均三日有一日降雨，最多年之雨日為171日，發生於民國42年，最少年為95日，發生於民國52年，其各月分配如圖8，觀圖察知：

日雨

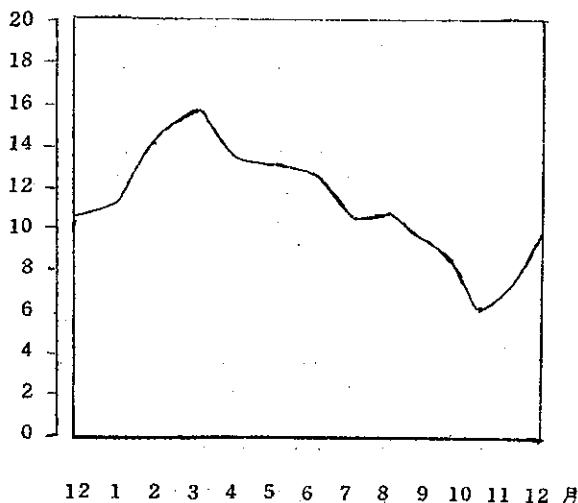


圖8：新竹各月之平均降雨日數  
(民國29年至53年)

1. 自12月至翌年8月每月降雨日數均在10天以上。

2. 3月雨日最多，平均為15.7日，10月雨日最少，平均僅為6.2日；3月後降雨日數逐漸減少至最少月，10月後又逐漸增加至最多月，觀此，各項戶外活動之主持者應有所參酌矣。

3. 上半年任何一月之雨日均較下半年任何一月為多，亦即學校每學年度下學期之降雨日數，較上學期多了不少，觀乎各級學校校舍多於下學期鳩工興建之實況，又不勝感慨之至。

4. 以四季分配而言，春季降雨日數最多，達43.9日，正為臺灣小麥開花成熟期及第一期水稻播種插秧期，多雨少照於小麥成熟期及水稻插秧田期，有不良之影響，故新竹平原不適宜以小麥為中間作之栽培，是以春季「麥浪翻風」之景鮮見，第一期水稻亦因雨日之多而延遲其播種時間。

(四)連續乾旱或潮濕日數—依康冷(U. Conrad)之定則，早期(Dry spell)須至少連續5日不下雨。若根據1887年「不列顛雨量」(British rainfall)一書所介紹之早期，則有部份早期(Partial dry spell)及絕對早期(Absolute dry spell)之分別；部份早期之定義為至少連續29日其平均日雨量在0.25公厘以下，而絕對早期則須連續15日其間無1日之雨量超過0.25公厘者，至於濕期，其定義與早期相仿，即須連續15日而每日雨量須在1公厘以上者稱之。另一般討論久旱成災時，又常以百日以上不雨者為大旱，50日不雨者為小旱。

根據民國39年至54年新竹氣象台之記錄，統計新竹連續10日以上降雨日數及連續20日不雨之次數為表11：

表十一：新竹連續乾旱或潮濕之日數  
(民國39年至54年)

10	年	次 別	自		至		日 數	年次 數
			月	日	月	日		
日 以 上 連 續 降 雨	39	1	5	26	6	17	23	1
	40	{ 1	1	22	2	1	11	2
		{ 2	3	21	3	31	11	
	41	1	12	15	12	29	15	1
	42	{ 1	4	10	4	22	13	2
		{ 2	6	3	6	14	12	
	43	{ 1	7	16	7	25	10	2
		{ 2	8	23	9	5	14	
	48	1	2	17	2	27	11	1
	49	1	5	13	5	25	13	1
51	1	6	7	6	16	10	1	
	53	{ 1	2	17	2	26	10	2
		{ 2	5	27	6	5	10	
	54	{ 1	3	25	4	5	12	2
	{ 2	5	7	5	19	13		

20 日 以 上 連 續 未 降 雨	39	1	10	7	11	4	29	1
	41	1	9	27	10	21	25	1
	44	1	10	19	11	8	21	1
	48	1	10	17	11	9	24	1
	49	1	10	8	11	2	26	1
	50	{ 1	6	6	6	27	22	2
		{ 2	10	5	10	24	20	
	51	1	1	20	2	9	21	1
		{ 1	1	12	2	7	27	
	52	{ 2	8	11	9	6	27	3
		{ 3	9	17	10	28	42	
		{ 1	4	12	5	3	22	
	53	{ 2	11	12	12	2	21	2
	54	1	1	8	2	3	27	1

如上表所示，得知新竹之旱、濕現象如下：

1. 新竹16年中有15次連續降雨10日以上之記錄，平均每年將達一次，其日數最長者且達23日，若依連續降雨30日為霖雨期之說，則新竹於此項統計起訖時期中尚無霖雨期之出現，故除驟雨成災外，霖雨成災，亦無所聞，但連雨兼旬，於都市而言，實有空氣沉悶，市面呆滯之苦。全年各月中，以5、6月發生連續10日以上降雨之次數最多，2、3月次之，9、10、11等三月則未出現；以季節而論，則春、夏連續10日降雨之機遇較多，秋、冬則較少。

2. 連續20日以上未降雨次數於16年中發生14次，最高者曾達42天，但新竹亦發現最長連續不雨139日之記錄，可知新竹平均每年將近有一次旱象之呈現，亦有大旱發生之可能，此與新竹雨量年變率較大之現象顯然有關，故新竹於乾旱所生對農作物及自來水等項可能發生影響之預防，實應於事前多所籌劃，以免有臨渴掘井之譏。至於旱期於年中各月分佈之狀況，以9、10兩月最多，1月份次之，4月、6月，亦曾發生；其季節分佈，以秋、冬居多，春、夏較少，與濕期之年分佈相異其趣，若觀降雨量與蒸發量相抵後之水份平衡狀態，則知新竹旱象之發生，多在缺水期中，苟無灌溉，旱魃即可為害，故新竹自康熙年間王世傑首倡農墾伊始，即以興水利為前提，爾後埤、圳繼續修建及寶山水庫之籌劃與夫自來水廠擴充水源之策計，是皆有「困而知」之情由存焉。

內雷雨日數—新竹之雷雨日數，自民國27年至53年之年平均日數為34.5日，其逐月分配如表12，觀表得悉其特點如下：

表十二：新竹各月之雷雨日數

(民國27年至53年)

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
平均雷雨日數	0.5	0.8	2.2	2.9	2.2	4.9	9.5	7.4	3.4	0.5	0.1	0.1

發生於夏季者最多，計21.8日，佔全年52.6%，其次為秋季，為11.3日，春季7.3日，冬季最少，僅0.7日；又全年各月中，以7月之雷雨日數為最多，8月次之，與平均氣溫最高與次高之月份相同；再觀民國39年至53年各月逐時之降雨量平均分配表，發現雷雨最多之6、7、8三個月，其降雨時間集中於午後之現象至為顯著。綜上所述，可知新竹之雷雨以熱雷雨居多，鋒面雷雨發生之次數較少。

(4) 新竹降雨之各種現象與臺灣其他各地之比較—如表13、表14及圖9之比較，顯示新竹各種降雨現象具有下列特徵：

1. 新竹之年雨量於表列各地中，僅較外島之澎湖為多，若與本島各地比較，則居末位，其最高年雨量與各地比較結果，亦如此。

2. 新竹雨量之年變率累年平均計為21.4%，與同緯度之宜蘭相差約達50%，略大於臺北，而遜於臺東、花蓮及臺中以南各地，顯有北部與中南部間之過渡色彩。

3. 年平均降雨強度與同緯度之宜蘭相若，高於臺北及東部地區而低於中、南部地區，但相去均不甚遠，蓋降雨強度較大之颱風雨及雷雨均為臺灣各地降雨之主要來源也。

4. 年降雨日數多於中、南部各地，少於恆春及北部、東部等地，顯有北部與中、南部間之漸移色彩。

5. 年平均雷雨日數多於基隆、澎湖及東部各地，少於臺北及中、南部各地。

6. 新竹冬季降雨量比率低於基隆、宜蘭而高於表列臺灣其他各地，夏季降雨量比率則與上述狀況相反。冬、夏降雨比率與新竹最接近之地為其同緯度之宜蘭，此兩地隔山相對，年平均降雨強度亦最接近，但因年平均雨量及其變率相差甚大，故旱潦之現象亦互異其趣。

表十三：臺灣各地降雨現象之比較

地名	海拔高度 (公尺)	年雨量 (公厘)	年變率 (百分比)	最高年雨量 (公厘)	年平均 降雨強度	年平均 日數	最多 日數	最少 日數	年平均 雷雨季數
新竹	33	1,651	21.4	2,672	12.5	137.9	171	95	34.5
基隆	3	3,162	—	5,581	14.2	214.0	243	185	16.8
臺北	8	2,112	20.7	3,173	11.4	189.9	212	150	37.3
臺中	77	1,781	21.7	3,058	14.1	126.4	165	95	43.9
臺南	13	1,842	28.5	2,925	16.8	109.5	138	73	41.8
高雄	5	2,330	34.4	—	15.0	152.5	187	114	25.4
臺東	9	1,834	38.6	3,243	12.0	154.0	193	124	23.0
花蓮		1,925	30.0		10.3	198.1	229	114	6.1
阿里山	2,406	4,268	17.6	5,851	21.9	201.2	231	130	59.7
澎湖		1,040	22.9	1,793	10.7	96.2	126	67	13.9
宜蘭	99	2,650	14.7		12.3	222.9	257	185	—

表十四：新竹與臺灣各地冬、夏降雨量之比較  
(mm)

地名	夏季		冬季	
	5—10月 降雨量	佔全年降雨 之百分比	11—4月 降雨量	佔全年降雨 之百分比
新竹	1026.1	62.2	625.1	37.8
基隆	1375.0	43.5	178.7	56.5
臺北	1402.4	66.4	709.6	33.6
臺中	1403.5	77.8	380.8	22.2
臺南	1633.6	88.9	205.4	11.1
高雄	1768.1	92.1	155.3	7.9
臺東	2128.5	91.3	202.4	8.7
花蓮	1507.7	82.0	335.8	18.0
宜蘭	1461.5	71.8	570.9	28.2
阿里山	1588.6	57.9	1156.9	42.1
阿里山	350.3	82.1	76.4	17.9

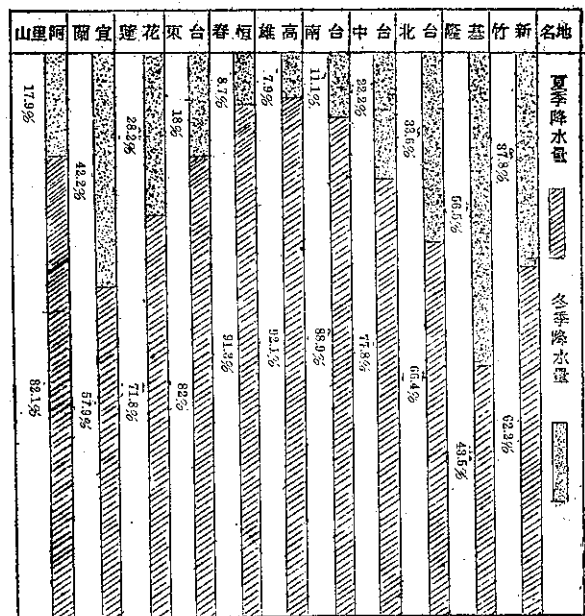


圖 9：新竹與臺灣各地冬、夏降雨量比較圖

7. 新竹年雨量較同縣轄之關西鎮為少，關西年平均記錄為 2,249 公厘，蓋關西已遠離新竹平原而緊貼於高山之下，附近山巒環壘，其地形雨及對流性降雨之機遇均較新竹為多也。

(六) 新竹降雨之類型及各月降雨成因之分析—由上述新竹降雨之分佈狀況，參酌日氣象變化之實際情形，得知新竹之降雨，可分為多種類型，即東北季風雨、氣旋性雨、颱風雨及熱雷雨等，茲分別略加說明並以作各月降雨成因之分析如下：

1. 東北季風雨—每年秋、冬之交，大陸高氣壓向南伸展，冷氣團自大陸經海面挾水汽抵達臺灣而致雨，

此時流行東北季風。謂之東北季風雨。東北季風初達之 10 月、11 月，大陸氣溫尚不甚低，原甚乾冷之氣團移至臺灣尚未變質，故較為穩定，是時臺灣降雨較少，新竹居背風面，雨量更少，加以熱雷雨難興，颱風雨罕來，故新竹之 10 月及 11 月，為全年降雨最少之月份；待至 12 月，東北季風轉強，大陸氣團通過海面已吸收若干水分，但比濕仍小，故本月降雨量仍不多，

降雨強度亦不大，惟降雨日數較多而已；及次年之1，2月，東北季風最為旺盛，乾冷之氣團經海面而來時，其下層逐漸變濕，穩定度大為減低，此時迎風面之宜蘭及基隆地區，降雨甚多，新竹雖居背風面，但其降雨量，降雨強度及降雨日數，均有顯著之增加。

2. 氣旋性降雨—除盛夏外，各季均見有來自大陸東移之溫帶氣旋，其冷鋒常通過臺灣而形成冷鋒雨；每年5,6月間，亦可因菲律賓方面之熱帶鋒面，與高溫多濕之西南氣流相伴侵入臺灣而發生降雨；此類降雨與冷鋒雨均為鋒面雨。又低氣壓若發生於臺灣附近或通過臺灣時，因其直接影響，發生降雨，謂之低氣壓雨，此種降雨，常與鋒面雨相混，但一般低氣壓降雨時間較鋒面雨為長，且熱帶低氣壓侵襲臺灣時，每致大量之暴雨，其雨量之豐，較之颱風雨，並無遜色，民國48年之「八七水災」，即為一例。綜上所述，可知鋒面雨及低氣壓雨均可稱為氣旋性降雨，其各月之分佈再述如下：

3月間，大陸高氣壓前方達臺灣北部海上，冷鋒通過臺灣，每致暴雨，此時新竹與臺中東方之山地，雨量最多，新竹市附近之雨量，亦為之激增，其雨日之多，且為全年之最；3月中旬至4月間，大陸高氣壓逐漸減弱，東北季風亦漸近尾聲，東北季風雨即顯然減少，尤以向風地帶為甚，但大陸上高氣壓轉弱後，低氣壓隨之發生並向東移動，此時冷鋒亦屢經本省，冷鋒頻率約為每週一次，其降雨日數不多，雨量則又增，故新竹4月份雨量較3月份增加，雨日則已減少。

5月間，冬季停於菲律賓以南之赤道鋒，逐漸進至菲律賓以北，6月進而停留於臺灣附近，而與大陸低氣壓相伴東進之冷鋒亦時而通過臺灣，是以臺灣適為此兩鋒面之交匯點，由是形成全省性之連續降雨，此時高溫多濕之西南季風流行，其季風強度雖不及東北季風，降雨強度則較大，新竹居迎風面，故5,6兩月之雨量為全年之冠，尤以6月，因赤道鋒可達臺中以北地區之故，雨量特多，其月平均雨量超過5月達80餘公厘，其降雨強度匪特為全年之冠，且超出至多。

綜上所述，得知氣旋性降雨，實為新竹雨量之主要來源，蓋3月至6月之雨量已超過年雨量之半也。

3. 熱雷雨—時至7月8月，既已盛夏，天氣炎熱，因日射強烈，積雨雲產生旺盛，於是臺灣各地遂多熱雷雨，此類降雨，以臺灣南部山岳地帶為甚，新竹臨海，其7,8兩月雷雨日數雖高踞全年之首，但雨量不如想像之多，其月雨量較之5,6兩月，大有遜色；至

於6月及9月，亦見雷雨，但雨日已大形減少。

4. 颱風雨—7,8,9三月，為一年中颱風侵襲臺灣次數最多之時期，每有颱風來襲，不特破壞一般之降雨分佈，且多挾豪雨俱來，其帶來雨量之多寡，視其行徑大有差異，新竹颱風雨因颱風路線不同而有之差異狀態，將於颱風篇說明，但颱風雨為7,8,9三月雨量之主要來源，則為不移之事實。

## 六、蒸 發 量

一地降雨量之多寡，尚未能決定當地氣候是屬濕潤？抑為乾燥？須與其蒸發量之多寡互作比較並求出其差值後，始能予以論斷！如某地降雨量頗多，而蒸發量更甚，比較後其差值或水份虧損情形，則該地應屬乾燥氣候，反之，降雨量雖少，而蒸發量更微，兩相比較，成剩水差值，仍為濕潤氣候。新竹自民國27年至53年之蒸發量狀態統計如表15，其與降雨量之比較如圖10及圖11，由之察知：

表十五：新竹平均蒸發量及其極端值

單位：公厘

月 份	平 均 蒸 發 量	最 多 蒸 發 量	最 低 蒸 發 量
1 月	74.6	104.2	51.3
2 月	66.3	101.9	39.5
3 月	82.8	129.7	57.0
4 月	105.4	158.1	64.5
5 月	137.7	196.0	94.0
6 月	155.7	223.8	97.9
7 月	193.6	273.3	131.8
8 月	182.1	242.5	109.2
9 月	157.9	230.6	121.8
10 月	150.8	215.5	113.2
11 月	110.2	159.2	79.3
12 月	82.7	113.5	51.4
全 年	1499.8	273.3	39.5



(一)新竹之年平均蒸發量為 1499.8 公厘，與年雨量 1651.2 公厘之數值相差 161.4 公厘，全年平均，尚有剩水現象。

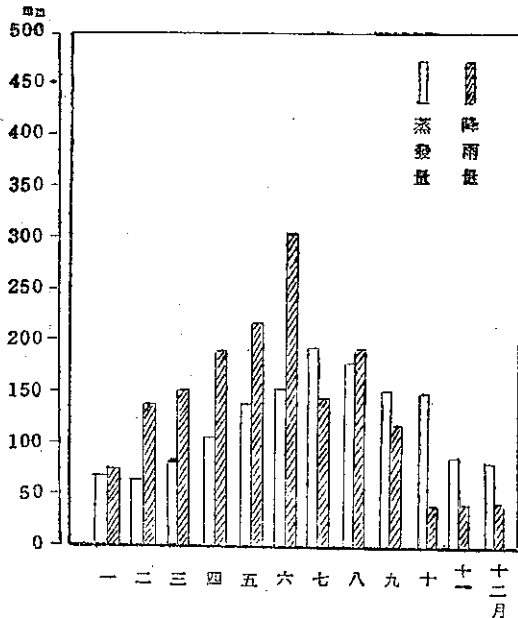


圖10：新竹各月平均降雨量及蒸發量之比較  
(民國29年至53年)

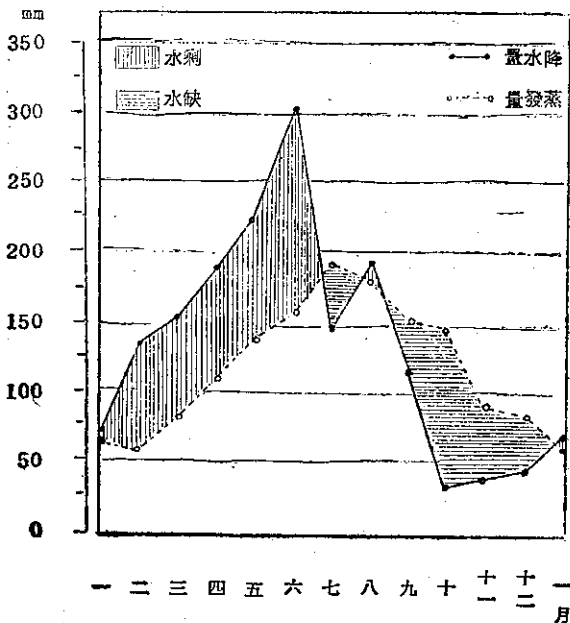


圖11：新竹一年中水分之差值分佈  
(民國29年至53年)

(二)平均蒸發量最多月在 7 月，為 193.6 公厘，超過該月之降雨量 149 公厘；但降雨量最多月則在 6 月，計為 305.8 公厘，較該月蒸發量 155.7 公厘超出約為一倍，故 6 月份之剩水可由土壤貯留，而 7 月之缺水可由該貯留之水分補充。

(三)1 月至 6 月及 8 月份之降雨量均超過蒸發量，有剩水現象；9 月至 12 月及 7 月份之蒸發量則超過降雨量，顯有缺水現象，依柯本氏氣候分類方法，應屬於 CFA 型，但甚接近 CWA 型，蓋其熱季最多雨月雨量之 305.8 公厘，雖未超過冷季最少雨月雨量 33.7 公厘之 10 倍，却已相去不遠，故新竹實為臺北濕潤型 (CFA) 氣候與臺中半濕潤型 (CWA) 氣候之過渡地帶。

(四)新竹極端蒸發量最高月之蒸發量為 233.7 公厘，尚少於平均降雨量之最高月，但極端最低月蒸發量之 33.7 公厘，却較平均降雨量之最低月為多，其蒸發量之升降率顯較降雨量之升降率為低，再查民國 27 年至 53 年新竹氣象台之實測記錄，發現其平均降雨量最多月之最高降雨量曾達 940.5 公厘 (民國 36 年)，而該月最低降雨量則僅為 4.2 公厘 (民國 27 年)，平均降雨量最少月之最高降雨量曾達 85.4 公厘 (民國 38 年)，該月最低降雨量為 1.1 公厘 (民國 34 年)，反觀表 15 所示各月蒸發量極端最高與最低之數值，可知新竹降雨量之變化實遠較蒸發量為大，此種現象解釋新竹旱潦發生，允為可引用的註脚之一。

(五)觀表 15 所列數值，發現新竹蒸發量之年變化甚有規則，且與氣溫之年變化極為相似 (參閱表一)，即平均蒸發量與氣溫之最高月均在 7 月，7 月後均逐漸下降至最低月 (蒸發量最低月在 2 月，氣溫最低月在 1 月) 後再漸次上升至最高月，可知影響新竹蒸發量之主要因素乃為氣溫，其最低氣溫與蒸發量未能於同月出現之原因乃是 1 月與 2 月之平均氣溫相差甚微，僅為 0.2 度，而以 2 月份之雲量 7.7 及日照率 29.7% 與 1 月份雲量 7.0 日照率 34.3 % 比較，則知 2 月份之雲量較 1 月份為多，日照率較之為低，且差值較氣溫之差值大，加以 1 月平均風速 3.3 m/s 大於 2 月之 3.0 m/s，更有助長蒸發之勢，故 2 月份之平均氣溫雖高於 1 月，但蒸發量則低於 1 月，由是證明氣象因素中，雲量、風速與日照率之影響蒸發量，亦顯然可見。

蒸發量多寡之因素甚多，各種氣象狀況及地形、土質等均有影響作用，故臺灣各地之蒸發量與水分之剩、虧，與新竹多有差異，茲將新竹及臺灣各

地之蒸發量及水分平衡狀態列爲表16，比較結果，得知：

1. 除高雄外，新竹及臺灣各地之年平均蒸發量均少於年雨量，有剩水狀態，且越近山區，剩餘越多，若有水庫之建設，山區之剩水將可儲積，而平地中農田之旱象，當爲此項建設所消除，石門水庫及青草湖水庫完工後使新竹縣內湖口、香山兩鄉多數旱地爲水田，即爲最佳之例證。

2. 1月份基隆、臺北及宜蘭等新竹以北地區均有剩水現象，新竹以南則呈缺水現象，且緯度越低，蒸發

量越大，虧損越多，蓋北部地區冬溫較低，而東北季風雨頻降，中、南部地區冬季雨量及雨日均少，氣溫則隨緯度而漸高故也。新竹1月份之蒸發量與降雨量幾呈平衡狀態，是新竹爲臺中與臺北間過渡氣候之另一例證。

3. 7月份新竹以南各地均告剩水，新竹則有虧損現象，是因新竹夏雨之百分比不及上述各地，而氣溫與之相若之故，但新竹前半年均有剩水現象，如前所述，土壤中所儲留之水份，尚可補充本月之缺水數量。

表十六：臺灣各地平均蒸發量及水分平衡之比較

單位：公厘

地 名	1 月		7 月		全 年	
	蒸 發 量	水 分 平 衡 狀 態	蒸 發 量	水 分 平 衡 狀 態	蒸 發 量	水 分 平 衡 狀 態
新 竹	74.6	虧損 0.8	193.6	虧損 43.4	1499.8	剩餘 161.4
基 隆	68	剩餘 252	206	虧損 69	1421	剩餘 174.0
臺 中	95	虧損 61	174	剩餘 113	1588	剩餘 779.0
高 雄	129	虧損 110	174	剩餘 318	1908	虧損 26
恒 春	153	虧損 132	160	剩餘 359	2016	剩餘 183
臺 東	113	虧損 75	186	剩餘 125	1710	剩餘 124
花 蓮	79	虧損 19	186	剩餘 59	1425	剩餘 614
玉 山		虧損 39		剩餘 342		剩餘 1814
阿 里 山	70	剩餘 2	78	剩餘 671	893	剩餘 3374
蘭 嶼	77	剩餘 189	148	剩餘 76	1293	剩餘 1831

## 七、相 對 濕 度

氣候學上表示空氣之乾濕程度，乃應用相對濕度，即觀測時水汽張力與同溫度最大水汽張力之百分比。

根據民國27年至53年之記錄，統計新竹相對濕度

表十七：新竹相對濕度之平均值與極端值(%)

月 份	平 均 相 對 濕 度	最 對 數 值	小 濕 發 生 日	相 對 濕 度
1 月	82.9	28	52.	29
2 月	85.5	24	52.	27
3 月	85.7	32	36.	29
4 月	84.6	26	35.	19
5 月	84.2	28	44.	14
6 月	82.9	33	37.	3
7 月	80.3	38	37.	31
8 月	80.9	35	31.	31
9 月	81.6	37	33.	18
10 月	79.3	33	43.	14
11 月	80.6	37	46.	8
12 月	81.7	36	36.	6
			32.	21
			35.	1
			34.	9

之平均值及極端值如表17，從以察知：

1. 年平均相對濕度爲82.5%，與臺北、基隆兩地之82%相若，而略高於臺中之81%及高雄之80%，若與全國各地相比，則與東南沿海各地及川西黔東共爲全國濕潤程度之冠（均在80%以上），此種現象，於衛生方面頗不相宜，因上述各地全年氣溫均高，夏日濕度高則體溫不易發散，全年濕度高則病菌易於繁殖，疾病亦易於傳佈，是以消化、呼吸器官及寄生蟲病，比比皆是，若逾淮河而北，即漸減少，蓋華北與東北地區平均濕度已減至60%左右也。濕度之影響人生，茲可想見。

2. 1月至6月之相對濕度超過年平均數值，7月至12月則低於年平均值，3月爲全年各月平均數值最大之月份，計爲85.7%，10月爲最小之月份，爲79.3%，其年變化不大。

3. 最低極端值爲24%，發生於52年2月27日。遇有焚風現象，其時相對濕度多爲該月之最低；如民國53年8月7日有焚風現象，當時相對濕度降至40%，爲當年該月之最低值，即爲一例。

## 八、雲 量

雲量乃指天空為雲所遮蔽之十分比而言。雲量之多寡，與當地之氣溫變化及蒸發量關係甚大，因天空為雲遮蔽時，日間既阻過太陽光線，減少傳熱，夜間復遇阻熱氣之散失，氣溫因之低降亦少。多雲蒸發量少，晴天少雲則蒸發量大。

依氣象學規定，平均雲量在 0/10 至 0.09/10 者為碧天，1/10 至 5/10 為疏雲，2/10 以下統稱為快晴；5.1/10 至 9/10 為裂雲，9/10 以上為密雲，平均雲量在 8/10 以上則統稱為曇天。

根據民國37年至53年新竹氣象台之實測記錄，統計新竹之天空狀況如表18，得知：

1. 新竹之年平均雲量為 6.9/10，少於基隆之 7.8/10 及臺北之 7.2/10 而多於臺中之 6.1/10 及高雄之 5.8/10，呈現臺北與臺中間之漸移色彩。

2. 7 月以前之雲量大於年平均比率，7 月及其以後

各月之雲量小於年平均雲量，與相對濕度之年分佈狀況頗為相似。雲量之年變象不大，全年各月之平均雲量均在 5/10 以上，若與臺灣各地比較，新竹夏季之雲量與各地相去不遠（基隆 7 月為 6/10，臺北 6.3/10，臺中 6.8/10，高雄 6.9/10），冬季則少於以北地區（臺北 1 月為 7.9/10，基隆為 8.7/10），多於中、南部（臺中 1 月為 5.7/10，高雄 5/10，恒春 5.7/10），故冬季由新竹旅行達中、南部時，頗有天高氣爽之感。

3. 平均一年之間，快晴日數僅 41 日，其中碧天日數更少，僅 30 日，而曇天日數及密雲日數則均為 132 餘日，裂雲日數亦超出疏雲日數幾達一倍，是以新竹之天空，可謂為多雲之天。

4. 新竹之有霧日數不多，全年總計僅為 32.2 日，且罩霧日為時甚暫，有霧日數較多之月份分佈於半年之 1 至 6 月，7 月以後則較少，亦與相對濕度之各月分配之狀況相似。

表十八：新竹各月平均雲量及天空狀況表

月 份	雲 量	十分 比	快 晴 日 數	曇 天 日 數	碧 天 日 數	疏 雲 日 數	裂 雲 日 數	密 雲 日 數	有 霧 日 數
1 月		7.0	4.5	10.9	3.4	5.3	8.9	13.5	4.2
2 月		7.7	2.6	9.5	1.7	3.8	6.7	16.2	5.8
3 月		7.9	1.9	12.1	9.4	4.6	9.4	16.2	6.0
4 月		7.6	2.2	10.6	0.7	4.5	10.8	14.2	4.4
5 月		7.7	1.5	12.2	0.7	4.6	12.8	12.9	2.9
6 月		7.9	0.8	11.1	0.2	3.8	13.2	12.8	1.7
7 月		6.9	1.3	12.7	0.2	8.0	15.5	7.2	0.2
8 月		6.4	2.4	12.3	0.2	8.7	14.5	7.4	0.4
9 月		5.9	5.0	10.2	1.4	9.8	12.2	6.7	1.0
10 月		5.1	7.3	10.5	3.9	11.7	10.6	4.7	1.5
11 月		6.0	6.2	9.4	4.4	7.8	9.1	8.5	1.5
12 月		6.7	5.3	10.9	3.8	6.3	9.3	11.8	2.6
合 計			41.0	132.6	30.3	78.9	133.0	132.1	32.2
年 平 均		6.9	34.0	11.7	2.5	6.6	11.1	11.0	2.7

## 九、日 照

植物之發芽、舒葉與開花、結實，均有其積溫之限度，同時亦受日照之影響，亦即其發育過程中，對於光與熱之密切關係，乃兼而有之，觀向陽斜坡之果樹，每有先發之徵象，可為例證。氣候學上所述某區氣候特徵時，每以當地植物之生態及分佈狀況以為說明，是以一地各種日照現象之研究，雖不能與重要之氣候因子等量齊觀，亦允有其必要之陳述。

根據民國27年至53年之實測記錄，統計平均新竹之日照時數及日照率如表19、並繪製為圖12，從以察知：

1. 新竹年平均日照時數為 2038.1 小時，較臺北之 1646 小時及基隆之 1260 小時為多，而少於臺中之 2463 小時，臺南之 2623 小時及恒春之 2421 小時，其日照時數亦超出山地阿里山之 1752 小時及鹿林山之 1336 小時，惟不及玉山之 2166 小時，因玉山觀測站常居雲層之上故也。

表十九：  
新竹各月之日照狀況

月 份	日 照 時 數 (小時)	日照率 (%)
1 月	120.1	34.3
2 月	95.2	29.7
3 月	104.6	28.2
4 月	128.4	33.7
5 月	171.6	41.5
6 月	187.4	45.8
7 月	249.9	59.2
8 月	245.5	61.2
9 月	219.7	59.9
10 月	219.1	61.3
11 月	163.8	50.1
12 月	133.8	40.7
合 計	2038.1	605.6
年平均	169.9	50.5

2. 日照時數之年變化甚大，2 月份平均日照時數最少，為 95.2 小時，3 月起逐漸增多，至 7 月達最高點，升為 249.9 小時，與最低月相差 2.5 倍有奇，8 月起日照時數又逐漸減少，以至次年之最低月，此種狀況，與蒸發量之各月分配，若合符節。

3. 夏季日照時數較臺北、基隆為多（臺北 7 月為 224 小時，基隆為 215 小時），亦略微超出臺中與臺南（臺中 7 月為 247 小時，臺南 243 小時），比山地多出幾達一倍（阿里山 7

竟達一倍有奇（基隆 1 月為 46 小時，臺北 88 小時），但少於中、南部之時數（臺中 1 月 185 小時，臺南 198 小時），亦甚可觀，故就日照時數而言，新竹在氣候上之過渡性質，又甚明顯。

4. 新竹之日照率年平均為 50.5%，最高在 10 月份，為 61.3%，最低在 3 月份，為 28.1%，其各月分佈曲線（見圖 12）與日照時數相似而略有起伏，可知日照時數與日照率固有甚大之正相關，但未因與之全然相同，因太陽輪流直射於南、北回歸綫之間，各月晝夜時間長短不同，太陽應出現之時間自有差異，若兩月日照時數相近，則晝短之月的日照率自必較高也。

根據新竹氣象台 27 年來之觀測記錄，統計其不照日數如表 20，並將各月降雨日數列入表內，藉為比較。不照日數為全日不見太陽之日數，如表 20 所示，新竹全年平均不照日數為 72.1 日，各月平均僅為 6 日，換言之，即平均每月僅 6 日不見太陽，其餘各日，日照時數縱有不同，每日均得見太陽則一，不照日數最多月在 2 月，為 11.1 日，最少月在 7 月與 8 月，均為 1.9 日，其年中分佈與日照時數分佈狀態相反，即自 3 月起不照日數逐漸減少，至 8 月後則逐漸增多達次年之最高月。不照日數最多之年發生於民國 30 年，計為 113 日，最少之年在民國 35 年，僅有 43 日，相差達

一倍有半。若以不照日數與降雨日數比較（見表 17），則發現年平均不照日數僅約為降雨日數 52%，換言之，即一百天雨中平均有 48 日仍見太陽，茲以雨日亦見日照之降雨狀態為陣雨，則新竹雨日中可能發生陣雨之天氣約佔一半，若減去非雨日之不照日數，則雨日中陣雨之比率當更為增大。又以表 17 中同月不照日數與降雨日數作為比例，則發現 1 月份不照日數約為降雨日數 80%，自 2 月起逐漸減低，5 月之不照日數已不及降

表二十：新竹 累年 平均之不照日數與降雨日數  
(民 27 年至 53 年)

月 份	不 照 日 數	降 雨 日 數
1 月	9.8	11.7
2 月	11.1	14.6
3 月	10.7	15.7
4 月	8.4	13.6
5 月	6.0	13.4
6 月	4.8	13.2
7 月	1.9	10.6
8 月	1.9	10.9
9 月	2.6	9.4
10 月	2.6	6.3
11 月	4.6	7.9
12 月	7.7	10.7
合 計	72.1	137.9
年平均	6.0	11.5

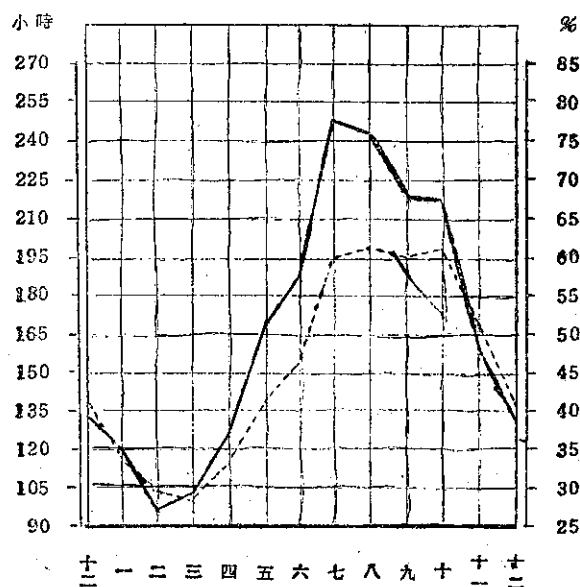


圖 12：新竹各月平均之日照時數及日照率  
(民國 29 年至 53 年)

雨日數之半，7月、8月之不照日數最少，均不及降雨日數20%，9月起比率雖逐漸增大，但10月份之不照日數仍不及降雨日數之半，足知夏季之雨日多為陣雨，而冬季東北季風流行期間，新竹雨量較少，雨日却不少，而此時不照日數又較多，宜於天氣陰鬱與霏霏細雨之撩人心思也。

### 十、風

臺灣有「竹風蘭雨」之諺，初登本島之人，於乍霽之餘，每有「竹間輕風、蘭畦細雨」之詩意領略，若停留時日較久，乃知此係述及臺灣島中氣候分佈狀

況之部份特點，即新竹多風，宜蘭多雨是也。又臺灣各都市中新竹市素有「風城」之雅號，可知風之於新竹，每有予人不可磨滅之印象。若以歷年氣象觀測紀錄予以統計分析，則確知新竹之風，實不同凡響。蓋以暴風頻數而言，除四面暴露之外島及南端之恒春外，各地無與匹比，再就風之性質而論，新竹風之種類，亦復不少，茲以風之各種現象，分述如下：

(一)合成風—根據民國42年至53年12年間每小時之觀測記錄，按各月16風向之平均速率及頻度，分成東、西、南、北向之分遠，計算每年各月之合成風，列為表21並製成圖13，從以察知：

表二十一：新竹之合成風（風向單位：度 風程單位：公尺）

月 份	4 2 年		4 3 年		4 4 年		4 5 年		4 6 年		4 7 年		4 8 年	
	合 成 風 程	合 成 風 向	合 成 風 程	合 成 風 向	合 成 風 程	合 成 風 向	合 成 風 程	合 成 風 向	合 成 風 程	合 成 風 向	合 成 風 程	合 成 風 向	合 成 風 程	合 成 風 向
1 月	2012.2	42.7	1948.4	46.4	2547.9	44.3	2272.1	42.8	882.7	22.9	1681.5	26.1	1981.1	42.5
2 月	1389.3	39.7	1735.1	38.2	238.7	32.6	1879.7	35.4	1806.8	22.7	1188.9	25.9	1323.8	34.2
3 月	1364.9	44.6	2491.0	41.1	1666.7	33.7	1172.0	27.1	1346.6	24.0	606.2	351.3	1654.0	35.2
4 月	1614.3	39.6	716.5	20.3	1089.4	21.0	558.3	2.8	496.8	1.1	498.2	274.2	288.8	0.2
5 月	415.8	289.6	713.2	279.2	599.0	297.5	402.9	323.2	268.3	265.1	532.0	313.9	572.0	319.5
6 月	1282.3	252.9	2790.6	242.7	1157.0	256.0	1493.9	241.2	441.1	242.1	356.0	310.0	2530.5	227.2
7 月	1754.2	244.6	2295.5	250.0	1696.2	244.5	1022.3	22.7	1496.5	238.1	431.2	256.3	901.6	227.8
8 月	361.9	266.5	606.9	264.2	215.0	260.7	276.9	236.5	776.7	228.1	506.2	262.7	769.8	227.2
9 月	633.1	47.9	1067.3	24.70	539.2	24.1	891.4	24.9	1542.2	46.6	666.7	8.0	910.3	305.2
10 月	1741.2	46.4	2777.8	47.5	3239.7	50.4	1086.0	26.9	1520.9	44.1	3305.1	42.2	2579.5	42.2
11 月	2710.6	44.4	2844.3	45.4	3126.9	46.7	2106.5	59.3	2530.4	39.6	2046.1	38.4	2808.0	34.1
12 月	2932.4	47.7	3331.8	44.0	1653.8	44.8	2800.6	29.7	1992.8	28.7	2128.3	37.4	2360.3	33.2

月 份	4 9 年		5 0 年		5 1 年		5 2 年		5 3 年		合 計		平 均	
	合 成 風 程	合 成 風 向	合 成 風 程	合 成 風 向	合 成 風 程	合 成 風 向	合 成 風 程	合 成 風 向	合 成 風 程	合 成 風 向	合 成 風 程	合 成 風 向	合 成 風 程	合 成 風 向
1 月	2229.6	36.7	1946.5	37.7	2437.8	38.7	1837.7	43.0	1658.0	35.5	24371.5	459.3	2031.0	38.3
2 月	1973.5	34.2	1838.1	43.0	1560.5	29.8	1890.1	39.0	2182.9	25.5	19817.4	400.2	1651.5	33.4
3 月	602.2	14.0	1535.1	29.7	1492.0	36.6	1348.0	26.8	1265.6	23.8	15201.5	687.9	1266.8	57.3
4 月	929.6	34.9	409.1	11.3	803.7	29.1	575.1	359.6	653.3	35.8	8633.1	829.8	719.4	69.2
5 月	179.9	330.5	237.3	257.6	429.7	294.1	1190.0	251.8	717.1	17.9	6357.2	3239.9	529.8	270.0
6 月	1094.3	241.4	1294.6	243.2	926.1	248.8	579.6	3.1	1391.1	225.5	15337.1	2734.1	1278.1	317.8
7 月	968.7	251.4	784.7	239.3	831.6	243.8	706.4	247.1	1048.3	236.5	13934.2	2702.1	1161.2	225.2
8 月	1933	41.5	235.9	264.7	320.5	253.8	1046.1	248.7	268.2	289.2	5977.4	2343.8	489.8	237.0
9 月	321.1	6.4	864.1	34.7	927.1	29.5	329.5	344.4	699.1	27.5	9381.1	923.5	781.8	77.0
10 月	258.7	45.3	2325.8	39.4	2787.1	42.7	2245.7	37.9	1674.2	33.2	24541.7	498.2	2045.1	41.5
11 月	1136.4	42.6	2276.1	32.5	2778.2	44.4	1295.4	41.6	2957.3	32.8	28716.2	501.8	2393.0	41.8
12 月	2250.5	42.5	2714.5	33.2	2049.6	41.8	1881.8	41.3	1961.6	45.7	28057.9	474.0	2333.2	39.2

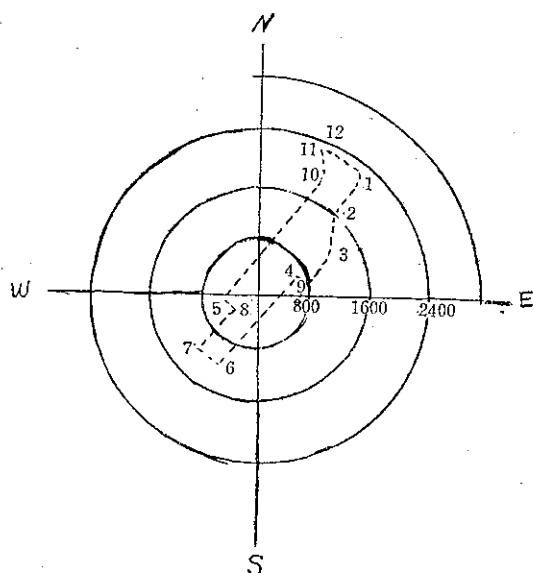


圖18：新竹累年平均合成風圖  
民國40年至53年

1. 平均合成風除5月切於西橫軸外，其餘各月均來自東北象限及西南象限，季風性質至為明顯。

2. 全年各月中，9月至4月之合成風均來自東北象限，來自西南象限者僅有6, 7, 8三個月。

3. 就平均合成風而論，東北風以11月為最強，全月風程為2,393公尺，爾後逐月減弱，至3月僅有其一半強，4月則不及其三分之一；西南風以6月為最強，全月風程為1,278.1公尺，與7月之風程相去不遠，較8月則多出幾達兩倍。

4. 11月與6月之合成風程約為8與6之比，故東北季風較西南季風為強。

5. 12年中東北風以10月為最強者佔5年，12月為最強者佔4年，平均最強之11月則僅有3年。

6. 12年中西南風以6月為最強者佔7年，7月佔3年，5月及8月各佔1年。

7. 12年中10月至2月，每年之合成風均來自東北象限，3月份除民國47年來自西北象限外，其餘各年均來自東北象限，9月份除48及52兩年來自西北象限外，其餘各年亦均來自東北象限，故初步判知，9月至3月為東北季風之流行期。4月份合成風雖有9個年份來自東北象限，但有1年來自東南及1年來自西南，尚有1年接近西南，已有變向徵象。至於來自西南象限之合成風，12年中發生於6, 7, 8月者均有10年以上之記錄，初步判知此3月為西南季風流行時期，但8月份曾見1年來自東北象限，又1年來自西北象限，可知該月之西南季風亦有轉向徵象。5月份多來自西北象限，亦見兩年來自西南，更有1年來自東北，其變向之象徵更明矣。

(二)風之穩定度—合成風之大小，尚不足以確定季風之盛行與轉變時期，爰取民國42年至53年逐年各月不計風向之風速和分別除逐年相當月份之合成風程，乘以一百，得出該月風之穩定度百分數。並求出12年各月之平均穩定度百分數，作成表22。如是月風向不定，則穩定度小，風向一致，則穩定度大。由表22得知新竹季風之穩定度具有下列特徵：

表二十二：新竹各月季風之穩定度 (單位：%)

年 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
4 2	89.3	91.9	84.8	69.9	26.0	67.7	69.3	19.3	33.5	86.1	92.1	92.0
4 3	82.5	88.8	93.5	43.7	39.0	87.2	89.5	32.3	52.7	89.7	94.0	98.0
4 4	94.2	70.6	80.3	52.4	33.2	55.6	79.2	17.0	33.7	97.1	96.5	89.7
4 5	91.0	90.0	57.4	30.7	25.1	76.2	62.7	33.8	49.7	43.2	54.3	93.6
4 6	35.8	92.6	80.5	33.4	30.1	34.4	81.0	49.2	80.7	86.1	92.6	88.4
4 7	91.2	86.4	33.2	41.9	31.3	80.9	32.5	50.9	40.6	89.1	95.4	91.6
4 8	90.7	71.0	73.6	16.3	40.7	89.0	64.2	40.7	53.1	95.2	91.5	89.8
4 9	84.9	88.0	31.5	59.7	12.1	58.1	51.3	14.2	41.3	97.4	82.4	96.1
5 0	87.3	83.4	81.3	27.7	12.7	60.3	49.8	16.5	50.8	77.6	90.1	93.6
5 1	95.1	84.5	67.8	50.9	27.4	36.3	49.7	16.7	47.0	91.8	93.3	92.3
5 2	88.1	90.3	66.1	37.5	69.9	39.8	37.4	69.1	54.1	92.0	85.3	91.1
5 3	92.5	92.3	80.7	56.0	50.8	69.5	75.4	30.1	59.0	85.6	96.1	96.6
各年平均	85.2	85.8	69.2	43.3	33.0	62.9	61.8	32.5	47.1	85.9	88.6	93.0

1. 12年平均以10月至3月之穩定度最高，顯示此半年之風向步驟一致，是期東北季風盛行。

2. 6月及7月之穩定度次高，且超過60%，亦顯示風向步驟一致，是期西南季風盛行。但西南季風之穩定度小於東北季風。

3. 5月、8月兩月之穩定度最低，3月、9月兩月為次低，顯示此4個月中風向不定，為季風轉向期。

4. 12年中以12月穩定度為最高者佔5年，10月、11月各佔3年，在1月者亦有1年。

5. 12年中穩定度以5月為低者佔6年，8月佔4年，4月亦佔兩年。

(二)季風強度—合成風及風之穩定度研究，可見風之方向與速率之綜合狀態，尚不足以分別顯示東北季風及西南季風之強度，爰取民國42年至53年之記錄，分別計算東北及西南兩向之全月總風程，亦即此二風向之全月風速和，列為表23並將累年平均值列為圖14，圖之橫坐標為月份，縱坐標為全月東北風或西南風之總風程，藉顯示逐月東北及西南季風各別之強度，從以察知：

1. 東北風強盛月份，全月總風程最高可達三千公尺以上，而同月之西南風最高不足50公尺，且常無西南風出現。

2. 西南風強盛月份，全月總風程最高未超一千九百公尺，同月份之東北風最高則未達二百公尺。

3. 歷年東北風與西南風勢力敵之時期，在圖中為此二風向強度年變化線之交線，每年兩季，出入甚微（故以累年平均之風速和以表示），由東北風轉為西南風之時期多在5月下旬，由西南風轉東北風之時期多在8月下旬，歷年東北風轉向時期最早提前至5月上旬，最晚延至6月上旬，西南風之轉向時期最早提前至8月中旬，最晚亦在9月初。

(四)季風期與季風轉變期之訂定—由上述合成風及風之穩定度研究，可訂立一劃分季風期與季風轉變期之標準。

如以合成風向為準，僅可見5月為季風轉變期，如兼顧合成風程，並照薛繼堦先生之意見，訂全月合成風程900公尺以上者為季風期，則於累年平均合成風中，可見新竹東北季風期係自10月開始，至4月終止，5月為其轉變期；至於西南季風，其流行時期為6、7兩月，8月已開始轉變，因是月合成風雖來自西南象限，但全月平均合成風程不及900公尺，且較之6月，已減低一倍有奇，至9月，合成風已來自東

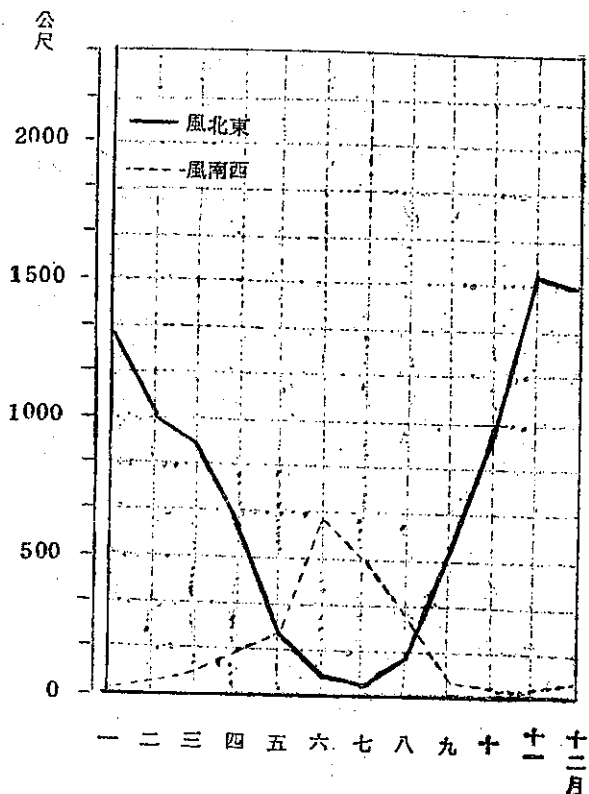


圖14：新竹累年東北風及西南風之平均風速和  
(民國42年至53年)

北象限，惟全月平均合成風程仍不及900公尺。其後各月合成風程劇增，至11月最強，爾後再行漸減，至4月最弱，已不及900公尺，但其合成風仍來自東北象限。

如以全月穩定度50%以上者為季風期，不及50者為轉變期，則10月至3月為新竹之東北季風期，4月、5月為其轉變期；6月、7月為西南季風期，8、9兩月為轉變期，與以合成風來自同一象限，且全月風程在900公尺以上為標準，所劃分之季風期與轉變期略有出入，其關鍵在4月，蓋4月平均合成風程不及900公尺，但平均合成風向在東北象限，其穩定度不及50%，但亦達43.3%，故4月似可另稱為東北季風之轉弱期。

若更以東北風及西南風強度較大之時期而論，則兩次季風之轉變期均不過1個月，其發生時期且與依合成風及穩定度標準所劃分者相去不遠，準此，新竹之季風期與轉變期乃訂定如下：

東北季風期—9月中旬至5月上旬，計8個月。

季風轉變期—5月中旬至6月上旬，計1個月。

西南季風期—6月中旬至8月上旬，計兩個月。

表二十三：新竹歷年東北風及西南風之風速和（單位：公尺）

月 份	4 2 年		4 3 年		4 4 年		4 5 年		4 6 年		4 7 年		4 8 年	
	N E	S W	N E	S W	N E	S W	N E	S W	N E	S W	N E	S W	N E	S W
1 月	1563.8	2.5	1576.6	—	2080.5	4.0	1507.3	—	315.9	12.0	394.0	1.9	1531.8	2.3
2 月	1047.3	1.3	1370.7	0.7	789.2	45.1	1108.1	3.5	240.3	7.3	338.5	0.7	1132.4	28.2
3 月	910.3	3.0	2125.9	9.7	1186.3	8.3	865.1	158.9	276.3	3.2	204.9	268.6	1365.8	32.6
4 月	1176.0	5.3	628.0	47.7	1107.9	39.5	599.9	106.8	594.6	77.6	174.9	447.1	408.9	354.3
5 月	311.6	248.7	146.3	170.6	314.1	127.9	311.2	176.7	99.4	138.8	292.2	195.6	134.2	109.3
6 月	44.7	184.2	15.2	1147.0	139.0	350.6	27.3	349.2	48.9	288.4	87.5	227.2	11.2	864.1
7 月	50.6	527.5	—	410.7	3.1	608.0	41.9	246.0	2.7	787.2	245.8	179.0	18.1	345.2
8 月	154.6	354.6	220.2	492.9	129.7	147.4	75.9	192.8	109.4	352.5	5.3	161.1	248.6	733.3
9 月	501.3	57.1	744.2	89.6	722.9	78.2	513.0	76.8	825.3	15.1	334.7	106.5	276.6	364.8
10 月	1096.7	4.0	2533.3	—	2411.3	—	1406.2	1.4	1140.7	8.5	2028.7	27.8	1658.5	—
11 月	2265.4	13.5	2509.1	0.7	2267.2	2.5	1046.7	4.7	1440.3	1.3	1442.8	0.7	1346.8	8.8
12 月	2517.2	4.1	3105.4	—	1218.9	2.7	822.4	15.6	502.7	11.9	1360.3	6.6	1263.5	13.2
最 大	2517.2	527.5	3105.4	1147.0	2411.3	608.0	1507.3	349.2	1440.3	787.2	2028.7	447.1	1658.5	1864.1
最 小	44.7	1.3	15.2	0.7	3.1	2.5	7.3	1.4	2.7	1.3	5.3	0.7	11.2	2.3

月 份	4 9 年		5 0 年		5 1 年		5 2 年		5 3 年		總 計		平 均	
	N E	S W	N E	S W	N E	S W	N E	S W	N E	S W	N E	S W	N E	S W
1 月	1542.5	15.3	1269.0	3.5	1350.0	1.3	1028.8	—	791.2	5.0	14951.4	47.8	1246.0	4.0
2 月	1038.7	8.3	1574.2	28.5	629.1	2.8	1375.3	2.3	605.9	3.8	11249.7	132.5	937.5	11.0
3 月	786.7	148.8	591.3	36.9	945.7	30.6	990.1	7.0	238.5	10.0	10546.9	717.6	878.9	59.8
4 月	738.6	45.2	361.2	227.5	669.2	71.0	475.4	64.3	130.7	56.0	6965.3	1542.3	580.4	128.5
5 月	302.1	180.8	263.4	526.6	155.8	307.2	25.0	232.2	316.9	72.3	2672.2	2486.7	222.7	207.2
6 月	97.2	801.0	144.2	742.8	83.0	1098.8	281.3	120.3	79.8	1033.8	1039.3	8207.4	86.6	684.0
7 月	75.6	802.9	23.1	318.0	46.0	197.8	38.6	300.6	0.7	507.9	546.2	5230.8	45.5	435.9
8 月	266.0	218.6	261.9	309.1	290.2	153.9	—	261.8	22.4	57.7	1784.2	3435.7	148.7	286.3
9 月	223.7	14.6	435.0	12.5	773.8	85.7	429.2	87.8	516.8	31.6	6356.5	1020.3	529.7	85.0
10 月	2241.9	0.8	1569.1	90.1	1941.9	4.5	1461.8	1.5	750.9	45.3	20241.0	183.9	1686.8	15.3
11 月	909.9	2.8	1026.1	6.0	2335.1	2.5	1026.6	2.8	1259.8	1.8	18876.4	48.1	1573.0	4.0
12 月	1776.5	—	1382.5	3.2	1674.2	—	1392.3	—	1523.5	—	18539.4	57.3	1545.0	4.8
最 大	2241.9	802.9	1574.2	742.8	2335.1	1098.8	1461.8	300.6	1523.5	1033.8	23805.2	970.90	1983.8	809.1
最 小	75.6	0.8	23.1	3.2	46.0	1.3	25.0	1.5	0.7	1.8	259.9	18.8	21.7	1.7

季風轉變期—8月中旬至9月上旬，計1個月。

(四)風速—新竹予人以多風之印象，是因強風較多之故，而風之強弱，端視風速，茲就累年記錄，分別闡述，並與臺灣各地作比較說明，以知究竟。

1. 平均風速及最大風速—根據民國27年至53年實測記錄，統計列為表24，並與臺北市比較。觀表24，可知：

(1)各月間平均風速差距不大，且屬漸變現象。

(2)東北季風期之平均風速大於西南季風期，其中以11月之平均風速最大。季風轉變期之平均風速最小。

(3)全年各月之最大風速在每秒10公尺以上，其中以7, 8, 9三月為最，因值颱風侵襲之期故也。

(4)上述之(1)(3)兩點與臺北相似，第(2)點則略有差異，蓋臺北之西南有丘陵綿亘，故西南季風盛行期6



表二十四：新竹與臺北累年之平均風速及最大風速

(新竹：民國27年至民國53年)  
(臺北：清光緒23年至民國41年)

項目	平均風速 (秒公尺)		10分鐘間平均 最大風速 (秒公尺)			
	新	臺	新 竹		臺 北	
地點	竹	北	數 值	發 年 生 日	數 值	發 年 生 日
1 月	3.3	3.4	15.2	1944 15	13.0	1946 27
2 月	3.1	3.3	13.0	1961 22	12.1	1949 8
3 月	2.7	3.5	13.7	1961 24	14.5	1947 25
4 月	2.3	3.1	15.3	1960 20	16.8	1947 4
5 月	2.3	2.8	14.0	1954 7	15.0	1945 21
6 月	2.8	2.2	15.8	1960 10	19.0	1914 30
7 月	2.6	2.5	22.0	1942 31	27.2	1948 6
8 月	2.1	2.7	26.7	1962 5,6	31.3	1899 5
9 月	2.5	3.1	33.4	1961 12 1945 2	30.6	1912 7
10 月	3.7	3.7	15.5	1948 17	23.5	1948 1
11 月	3.9	3.9	20.0	1948 9	15.3	1952 13
12 月	3.28	3.8	16.2	1943 8	13.8	1944 21
年平均	2.9	3.2				

、7兩月之平均風速為最低。

(5)新竹與臺北各月最大風速發生之年日無一相同，是地形影響風速至顯。

(6)臺北年平均風速及各月平均風速略大於新竹，足證「新竹多強風」之說並非其平均風速較大。

2. 暴風日數—根據民國27年至53年新竹之實測紀錄及臺灣氣象局出版之臺灣累年氣象報告資料，統計其暴風日數製成表25及圖15，發現下列特徵：

(1)除外島及恒春外新竹暴風日數之多，匪特為各地之冠且超過達數倍至數十倍，計超過臺北三倍，臺南五倍，臺中二十倍，即臺東素以「風砂」著稱，其暴風日數亦僅有新竹之半，故其「風城」之外號，應

指此而言。

(2)全年平均暴風日數以10月、11月及12月三個月為最多，6月、7月及1月次之，4月之日數最少，2,5,8三月次之，其分佈與平均風速有諸多不同之處，故平均風速與暴風日數實不可同日而語。

(3)暴風日數之各年變化甚大，最多之年為民國38年，該年暴風總日數達83日，最少之53年則僅有1日。

(4)26年中各月均有未見暴風之記錄，計7月份有

表二十五：新竹與臺灣各地暴風日數之比較

(風速每秒達10公尺者)

地 點	新 竹	臺 北	基 隆	臺 中	臺 南	臺 東	花 蓮	宜 蘭	阿 里 山	恒 春	澎 湖
1月	4.0	0.8	3.0	0.1	0.8	2.1	2.8	0.4	0.4	11.9	19.5
2月	2.1	0.8	2.4	0.2	1.1	2.1	2.2	0.7	0.4	8.9	16.8
3月	2.4	1.3	1.9	0.1	0.6	1.9	1.8	1.3	0.2	8.7	14.1
4月	1.1	1.2	1.0	0.0	0.3	1.0	1.0	0.4	0.6	4.3	7.8
5月	2.2	0.9	0.8	0.0	0.2	0.8	0.5	0.3	0.5	2.1	3.8
6月	4.9	0.9	1.0	0.1	0.6	1.5	0.5	0.8	0.7	1.0	2.0
7月	4.8	1.9	2.9	0.3	1.2	1.6	0.8	2.1	1.4	1.6	3.2
8月	1.9	2.2	2.4	0.3	1.1	1.6	0.6	1.2	0.8	1.7	3.5
9月	3.2	1.7	2.6	0.5	1.0	1.9	1.4	1.5	1.0	3.3	8.0
10月	6.3	1.1	2.6	0.3	0.6	3.8	1.8	0.7	0.5	8.9	17.9
11月	7.2	1.4	3.1	0.2	0.6	4.0	2.4	0.5	0.4	13.7	19.7
12月	5.6	1.0	2.6	0.1	0.8	3.0	3.4	0.4	0.2	15.6	21.0
全年	47.5	15.2	26.3	2.1	8.9	25.3	19.2	10.3	7.1	81.7	127.3

資料來源：陳正祥著氣候之分類與分區

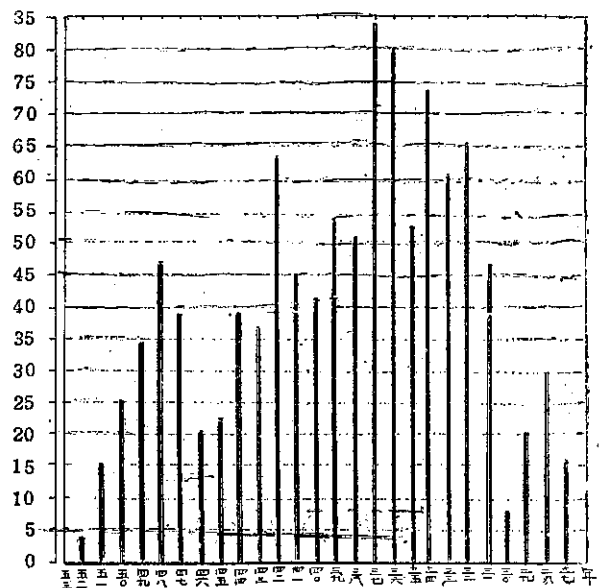


圖15：新竹歷年之暴風日數

兩年未出現暴風，6, 9月及11, 12月各有4個年份未出現暴風，其他各月份未出現暴風之年數均未超過10年可知各月中暴風之過訪新竹，「情意」甚殷。

(5)26年中1個月內出現暴風日數最多者達22日（即1月之30日內有22日刮每秒10公尺以上之暴風），發生於民國37年11月；其1個月內暴風日數在10日以上者共出現15次，分別發生於6, 7, 10, 11, 及12, 月等月之內，其他各月份，亦均有1月內發生5日以上之暴風記錄，觀此，可更明瞭「新竹風」予人之一般印

象矣。

(6)如以季風期及季風轉變期為準，則東北季風期之暴風日數最多，西南季風期次之，季風轉變期之暴風日數最少。

3. 風速變化—根據民國39年至53年之逐時風速紀錄，按月平均，列為表26，並製成圖16，從以察知：

(1)逐時平均風速之各月分佈與累年月平均風速之分佈相同，即11月最大，8月最小，東北季風期平均風速最大，西南季風期次之，季風轉變期最小。

表二十六：新竹各月逐時平均風速之變化（民國27年至53年）

單位：秒公尺

時	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
1 月	2.5	2.5	2.5	2.5	2.6	2.6	2.6	2.7	2.9	3.4	3.7	4.0	4.1
2 月	2.4	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.7	2.9	3.2	3.6	3.8	4.0
3 月	2.1	2.1	2.1	2.1	2.2	2.2	2.2	2.2	2.5	2.9	3.4	3.7	3.8
4 月	1.7	1.6	1.5	1.6	1.6	1.6	1.7	1.9	2.3	2.8	3.2	3.4	3.5
5 月	1.2	1.2	1.2	1.2	1.3	1.3	1.5	1.9	2.4	2.9	3.4	3.7	3.9
6 月	1.8	1.7	1.8	1.8	1.8	1.8	2.1	2.5	3.0	3.5	3.9	4.3	4.6
7 月	1.4	1.4	1.4	1.5	1.5	1.5	1.7	2.4	2.9	3.6	4.1	4.5	4.6
8 月	1.2	1.2	1.3	1.3	1.2	1.2	1.3	1.7	2.1	2.6	3.1	3.5	3.8
9 月	1.6	1.5	1.6	1.5	1.5	1.6	1.6	2.0	2.4	2.9	3.4	3.9	4.0
10 月	2.7	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.6	3.2	3.9	4.4	4.7	4.9	5.0
11 月	3.1	2.9	3.0	3.0	3.0	3.0	3.1	3.4	4.0	4.4	4.7	4.9	5.1
12 月	2.8	2.7	2.8	2.8	2.8	2.8	2.8	2.9	3.4	3.9	4.2	3.5	4.6
總計	24.5	23.8	24.2	24.3	24.5	24.6	25.7	29.5	34.7	40.5	45.4	48.1	51.0
平均	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.1	2.1	2.5	2.9	3.4	3.8	4.0	4.3

時	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	平均	較差
1 月	4.2	4.1	3.9	3.5	3.0	2.9	2.8	2.8	2.7	2.6	2.5	3.2	1.7
2 月	3.9	3.8	3.7	3.4	3.0	2.8	2.7	2.6	2.5	2.4	2.4	3.0	1.6
3 月	3.8	3.6	3.5	3.3	2.8	2.5	2.4	2.3	2.2	2.2	2.1	2.7	1.7
4 月	3.6	3.4	3.3	3.0	2.6	2.2	1.9	1.9	1.8	1.6	1.5	2.3	2.1
5 月	3.8	3.6	3.4	3.0	2.4	1.9	1.7	1.5	1.4	1.3	1.2	2.2	2.6
6 月	4.5	4.2	4.0	3.6	3.1	2.6	2.2	2.1	1.9	1.8	1.8	2.8	2.9
7 月	4.6	4.5	4.0	3.6	3.0	2.3	1.9	1.7	1.6	1.4	1.3	2.6	3.3
8 月	3.9	3.7	3.3	2.9	2.5	1.9	1.7	1.6	1.4	1.3	1.3	2.1	2.7
9 月	4.0	3.8	3.4	3.0	2.5	2.2	2.0	1.9	1.8	1.7	1.7	2.4	2.5
10 月	5.0	4.9	4.6	4.0	3.4	3.2	3.2	3.0	3.0	2.9	2.8	3.5	2.5
11 月	5.1	4.9	4.5	4.0	3.6	3.5	3.5	3.5	3.3	3.3	3.2	3.8	2.2
12 月	4.7	4.5	4.3	3.8	3.3	3.1	3.1	3.1	2.9	2.9	2.8	3.4	2.0
總計	51.1	49.0	45.9	41.1	35.2	31.1	29.1	28.0	26.5	25.4	24.6	33.7	27.3
平均	4.3	4.1	3.8	3.4	2.9	2.6	2.4	2.3	2.2	2.1	2.1	2.8	2.3

(未完待續)

# 民國五十五年九月宜蘭豪雨之調查

鄭 邦 傑

## *A Study of Heavy Rainfall in Ilan District on 13th September 1966*

by

*Pang-Chihe Cheng*

### *Abstract*

On 13th September 1966, the local heavy rainfall occurred in the district of northeastern part of Taiwan. Hourly maximum precipitation was observed 118.7mm, within 24 hours it amounted to 460.5mm, and if account only within 15 hours continually from 131600Z to 140000Z, the amount of rainfall was reached to 619.5mm, which almost approaching the maximum recording of 24 hours precipitation (660.2mm) in Taiwan, except mountainous stations.

Most of all the heavy rainfall occurred in Taiwan was due to typhoon invading, but there were some more special condition which caused the heavy rainfall on 13th September 1966, in Ilan district.

The author obtained some reasons of this heavy rainfall through weather pattern investigating, which will be stated as following:

1. Developed Tropical Storm Elsie located South China Sea, which caused southwesterly winds and carried the moist air to cover in Taiwan.

2. The weakening Tropical Depression approaching east coast of Taiwan, which aids the disturbance of atmosphere in that area.

3. Cold front crossed northern part of Taiwan was lifting the moist air to the saturated situation.

4. Vertical air column from surface to 6000 feet in Taiwan was very moist, and conditional unstable.

5. The latent heat caused by condensation was turning to kinematic energy and aids the force to develop the ascending current.

6. 500mb trough caused the convergence in north Taiwan, which increasing the winds shear.

7. The local topographical condition of Ilan district was suitable for occurring the local heavy rainfall.

民國55年9月13日本省東北部地區發生局部性集中豪雨，臺北市因雨勢驟劇積水無法排出，全市均成澤國，較低地區積水達5尺之深，宜蘭地區則河水暴漲，水位超過警戒線，部份河堤潰決，水田被淹沒，雨勢之急驟乃歷年來所罕見。據宜蘭所觀測9月13日21時至22時一小時間降水量竟達112公厘，刷新該所已往一小時降水量極值100.5公厘（民國47年10月2日）。又9月13日宜蘭所測得一日降水量460.5公厘（

9月13日）亦超過該所已往極值紀錄459.3公厘（民國43年11月9日）。可見此次之集中豪雨，其雨勢之兇猛，繼續時間之長僅次於民國48年之「八·七」水災。茲將此次局部性豪雨成因加以分析以資參考。

### 一、9月13日豪雨時天氣大勢

9月上旬寇拉（Cora）颱風掠過本省北部沿海，間熱帶輻合區（Intertropical convergence

zone) 北移徘徊於北緯 20 度線上，沿間熱帶輻合區上熱帶性低氣壓簇生，本省受間熱帶輻合區徘徊影響，呈高溫多濕之不穩定天候，各地對流性降雨頻現。9 月 7 日硫磺島西南方海面之熱帶性低氣壓發展為颱風都麗絲 (Doris)，向西北進行於 9 月 9 日侵襲日本南部。隨颱風北移至北緯 30 度附近之 ITC 脫離颱風環流回至北緯 20 度附近，自中國南海至北太平洋中部，沿 ITC 附近海面上熱帶性低氣壓頻生，時現時隱，多時竟有八個熱帶性低氣壓同時出現，多未發

展成為颱風。9 月 11 日徘徊於中國南海北部及琉球東方之二熱帶性低氣壓呈發展趨勢，天氣圖上已有明顯低氣壓性環流發現 (圖 1)，前者在呂宋島西北方海面徘徊逐漸發展，後者則不甚發展向西緩慢移動。至 12 日呂宋島西北方海面之熱帶性低氣壓急劇發展成為颱風艾爾西 (Elsie)，在原海面徘徊繼續發展，另在琉球海面之熱帶性低氣壓，則由於能量之轉移，反而減弱繼續向西移動逐漸接近本省東部海面。

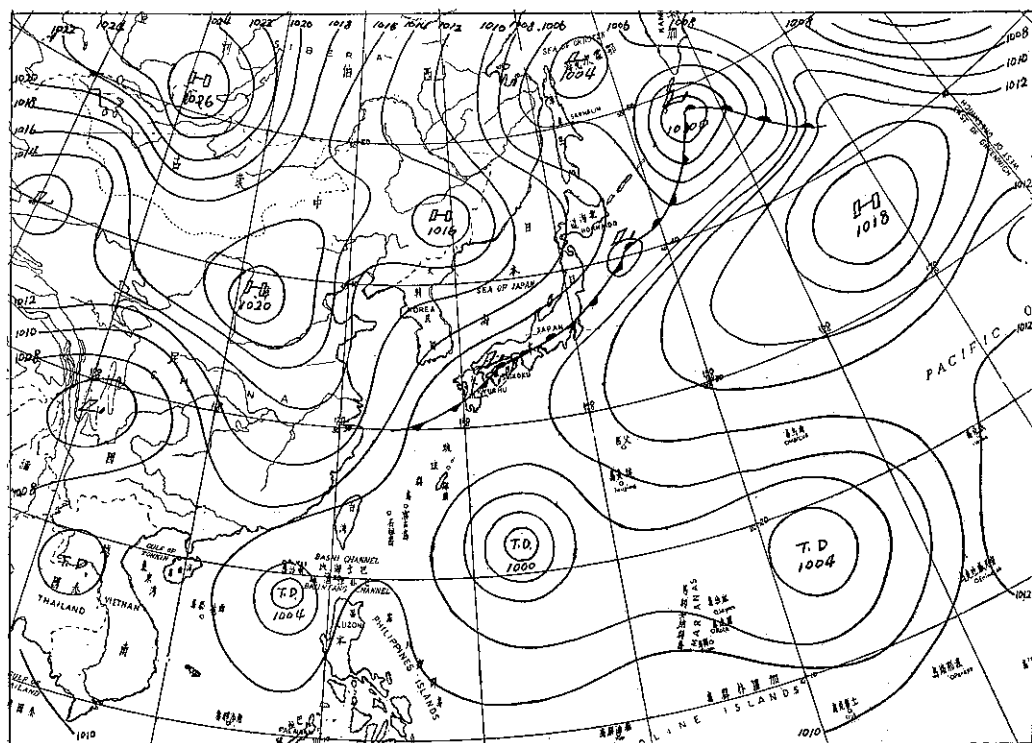


圖 1：民國 55 年 9 月 11 日 8 時地面天氣圖  
Fig. 1: 110000Z Sept. 1966 surface map

圖 2 為 9 月 13 日 14 時地面天氣圖，1030 毫巴之優勢高氣壓在蒙古向東南伸展，自日本四國地方之低氣壓中心有一顯著冷鋒向西南延伸通過本省北部，琉球海面之熱帶性低氣壓已進抵本省東部海岸，在本省東南部海面形成低氣壓性環流，颱風艾爾西仍在呂宋西北方海面徘徊，中心氣壓降至 980 毫巴，中心風速達每秒 35 公尺，暴風半徑為 250 公里，其颱風環流足夠引進潮濕西南氣流湧入本省上空，此種潮濕不穩定空氣塊與熱帶性低氣壓所構成擾動，冷鋒過境抬舉等作用相偕在本省東北部發生激烈擾動，誘致宜蘭地區之集中豪雨，考其原因非單一氣象條件所誘致者。

圖 3 為 9 月 13 日 20 時 500 毫巴高空圖，有一加深

槽自西伯利亞，沿海州向南延伸經過對馬海峽至本省北部海面，東沙島南方海面有颱風環流，副熱帶高氣壓中心較平年位置南偏，位於呂宋島東方海面，菲律賓至本省一帶之等高線呈南北向，環流情況顯示西南氣流匯集於加深槽南端即本省附近，本省北部處於強烈輻合帶之下，易導致擾動之發生。

表一為 9 月 12 日，13 日臺北之探空資料，12 日臺北垂直柱自 874 毫巴 (1200 公尺) 至 786 毫巴 (2,100 公尺) 間約 900 公尺厚度之氣層呈飽和狀態，其他各層仍呈較為乾燥。豪雨發生當天 13 日臺北高空情況則迥異，自地面至 500 毫巴間約 6000 公尺厚度之氣柱呈飽和狀態，顯示本省上空由深厚潮濕赤道氣團所

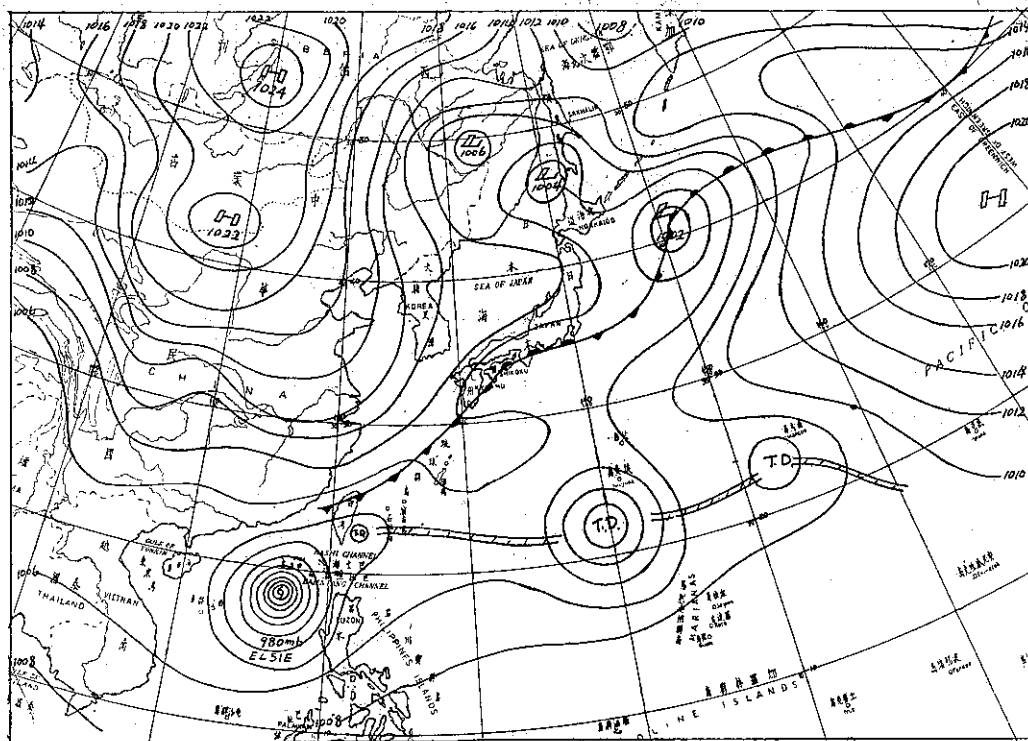


圖 2：民國55年 9月13日14時地面圖  
Fig. 2: 130600Z Sept. 1966 surface map

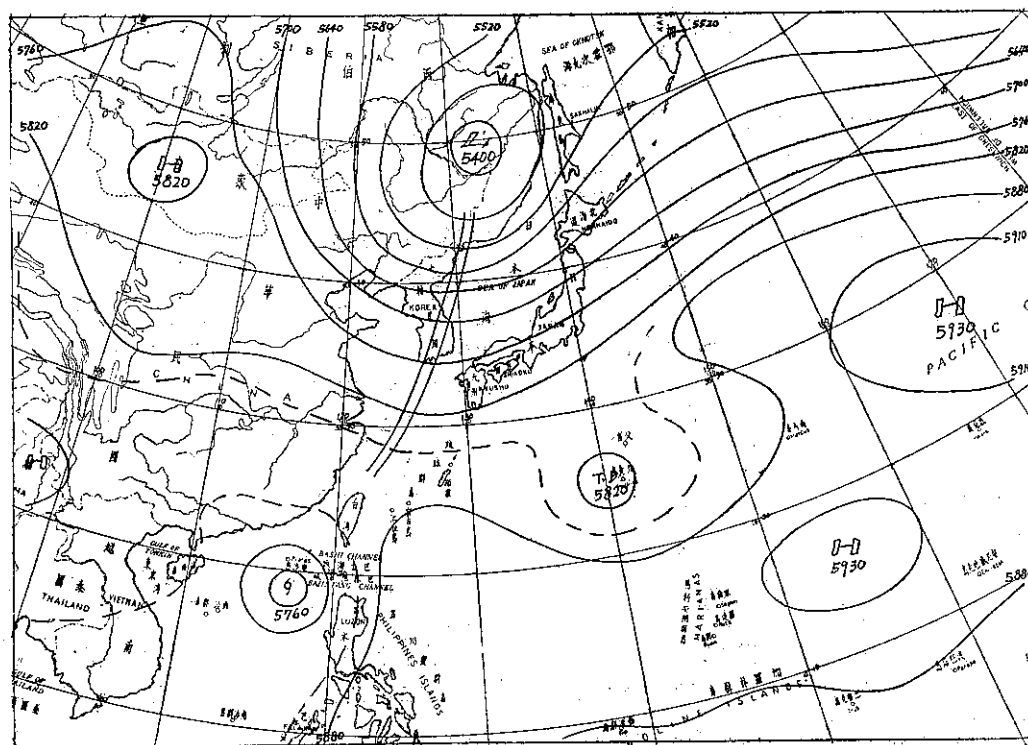


圖 3：民國55年 9月13日20時高空圖  
Fig. 3: 131200Z Sept. 1966 upper air chart

籠罩。圖4爲9月13日臺北絕熱圖，上舉凝結面極低僅120公尺，對流凝結面亦在500公尺低空，氣柱之垂直遞減率稍大於濕絕熱遞減率，呈條件不穩定型，由於氣柱極爲潮濕，地表至500mb間任何一層氣塊若受外力稍爲上昇，其本身即可獲得自動上昇力，發生對流作用。考查13日臺北之絕熱圖，助長氣塊上昇之

不穩定能量面積不大，似不致引起豪雨，惟13日天氣圖形勢，導致極強盛之西南氣流輸送潮濕氣流，維持對流作用，且13日所測得自由對流極限亦頗高。約在8,500公尺高空，如是種種氣象條件均適宜強烈對流之產生，而發生宜蘭地區局地性豪雨。

表一：臺北探空紀錄

Table 1: Radio sounding record (Tapei)

55 年 9 月 12 日					55 年 9 月 13 日				
氣壓面 (mb)	高 度 (m)	氣 溫 (°C)	露 點 (°C)	濕 度 (%)	氣壓面 (mb)	高 度 (m)	氣 溫 (°C)	露 點 (°C)	濕 度 (%)
地 面		22.2	19.4	84	地 面		24.6	23.8	95
1000	61	21.9	19.2	85	1000	50	24.4	23.8	97
968	320	21.3	19.2	88	925	720	19.8	19.8	100
874	1210	14.5	14.5	100	850	1461	17.0	17.0	100
850	1458	14.5	14.5	100	700	3104	10.0	10.0	100
786	2090	14.5	13.7	95	577	4700	2.7	1.8	94
700	3099	10.8	8.3	85	500	5844	- 4.8	- 4.9	100
667	3490	9.7	5.4	75	446	6750	- 9.6	-11.5	86
500	5841	- 4.3	- 9.4	68	431	7000	- 9.8	-11.0	91
428	7030	-11.9	-23.6	37	400	7575	-14.6	-16.9	83
400	7590	-15.1	-26.5	37	372	8120	-16.6	-19.1	81
359	8350	-21.9	-32.6	37	300	9705	-28.0	-35.1	50
300	9709	-29.1	-40.4	29					

綜合以上所述此次豪雨成因可歸納如下：

1. 艾爾西颱風在本省西南方海面，其颱風環流助長西南氣流，輸送潮濕空氣至本省一帶，致使本省上空氣柱呈飽和不穩定狀態。
2. 熱帶性低氣壓在本省東岸，助長垂直氣流之發展。
3. 橫越本省北部之冷鋒抬舉潮濕氣塊，助長氣塊上昇運動。
4. 潮濕空氣上昇凝結所釋出潛熱轉換爲動能，助長擾動。
5. 高空加深槽適在 120°E 附近，使東北氣流與西南氣流幅合於本省，產生強烈衝擊現象。

## 二、9月13日豪雨情況

9月13日之豪雨係集中於宜蘭平原，該處東臨太平洋，西爲高達2,000公尺以上之高嶺所阻。呈三角平原地形，遇有東北風或東南風卓越，則容易發生地形性降雨，爲本省多雨區之一。此次由於冷鋒及熱帶

低氣壓誘致大量潮濕氣流，幅合於此一地區而發生豪雨，其地形的條件實爲不容忽視之一重要因子也。

圖5爲9月13~14日豪雨時總雨量分佈圖，集中豪雨區呈二個中心，一在臺北地區，另一處爲宜蘭平原，後者雨量特多，宜蘭、金六結均超過750公厘，宜蘭9月份平均雨量爲378.1公厘，此次豪雨在短短二天之間，其降水量已超過月總量之二倍，可見其雨勢之兇，其暴雨範圍極爲狹小，不及50公里，距宜蘭30公里處之南澳，則降雨量劇減爲176公厘，僅佔宜蘭降水量四分之一弱，臺北地區亦然，臺北市區至陽明山一帶降水量特多，其餘地區則不及臺北降水量一半。

豪雨集中區臺北是在大屯山迎風面下之平原，宜蘭地區亦在雪山山脈迎風面山坡下之三角平原，兩者均顯示地形對於局地性豪雨具有極重要關聯。

表二爲9月13、14日降水紀錄，宜蘭所13日之日降水量爲460.5公厘，超過該所已往一日最大降水量紀錄459.3公厘（民國43年11月9日），已往本省平

表二：宜蘭豪雨時期雨量紀錄

Table 2: Amount of precipitation 13~14th Sept. 1966

項 別	臺 北	基 隆	宜 蘭	金 六 結	花 蓮	淡 水	新 竹	臺 中	臺 南	高 雄	新 港	臺 東	恒 春	日 月 潭	阿 里 山	竹 子 湖
9月13日	230.3	64.6	460.5	446.4	125.6	73.1	29.7	7.5	T	0.9	6.1	T	6.5	1.2	1.1	211.0
9月14日	116.9	78.1	303.3	308.7	1.2	49.0	6.9	5.0	4.7	8.3	30.6	18.2	15.1	30.6	17.0	175.0
總雨量	347.2	142.7	763.8	755.1	126.8	122.1	36.6	12.5	4.7	4.2	36.7	18.2	21.6	31.8	28.0	386.0
一小 時 量	65.3	25.3	112.0	113.7	31.5	10.1	7.6	3.2	2.1	1.4	14.4	13.2	10.1	18.5	6.6	25.0
日 時	13日 19— 20時	13日 15— 16時	13日 21— 22時	13日 21— 22時	13日 15— 16時	13日 16— 17時	13日 16— 17時	13日 14— 15時	14日 13— 14時	14日 17— 18時	14日 20— 21時	14日 19— 20時	14日 15— 16時	14日 17— 18時	14日 15— 16時	13日 16— 17時

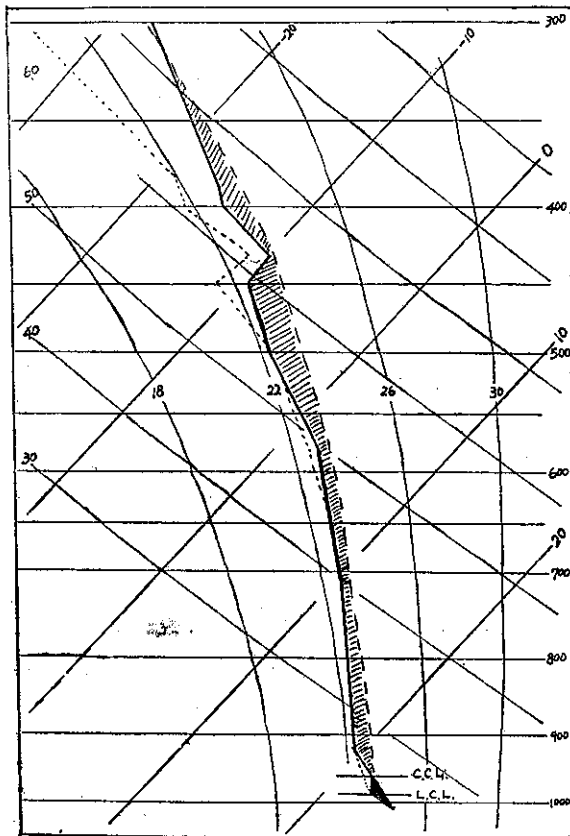


圖 4：民國55年 9 月 13 日 8 時臺北絕熱圖

Fig. 4: Taipei Radio Sounding  
130000Z Sept. 1966

地測站所測得一日最大降水量以八七水災時，臺中所測得雨量 660.2 公厘為極值（表三），但詳察表二及圖 5 宜蘭之暴雨時間，係集中於 13 日 18 時至 14 日 8 時 15 小時間，其雨量多達 619.5 公厘，如以統計時間相較，此次豪雨時之降水強度，實已超過八七水災時豐原所測得紀錄。

本省四小時間最大降水量以新竹所測得 287.5 公厘（民國 27 年 8 月 2 日）為極值（表四），此次金六

表三：一日（24 小時）間最大降水量（平地）

Table 3: Maximum precipitation  
in 24 hours

地 名	雨 量 (mm)	紀 錄 日 期 民 國 年 月 日
彭 佳 嶼	310.1	29 8. 31
淡 水	275.8	45 9. 3
基 隆	330.6	19 7. 28
臺 北	358.9	19 7. 28
新 竹	430.8	27 8. 3
宜 蘭	460.5	55 9. 13
金 六 結	446.4	55 9. 13
臺 中	660.2	48 8. 8
豐 原	645.0	48 8. 7
花 蓮	465.8	6 7. 20
澎 湖	343.8	民前 18 9. 14
成 功	366.6	36 11. 17
永 康	373.6	45 9. 17
臺 南	443.2	45 9. 17
臺 東	467.5	7 7. 30
高 雄	575.6	29 7. 22
蘭 嶼	441.6	46 9. 26
恒 春	484.8	32 6. 13

結 9 月 13 日 20 時至 24 時四小時間，所測得雨量為 291.3 公厘，宜蘭在同一時間內測得 288.5 公厘，均打破已往極值紀錄，創本省平地四小時間降水量最高紀錄。

一小時降水量則金六結於 13 日 21 時至 22 時間測得 113.7 公厘，宜蘭在同一時間內測得 112 公厘。均超過宜蘭所已往極值紀錄 100.5 公厘（民國 47 年 10 月 2 日），本省平地測站一小時最大降水量之紀錄以臺南之 163.3 公厘（民國 36 年 7 月 29 日）為最，（表五）此次所測得資料雖未超過已往最高紀錄，但已使其由已往居於第六位之宜蘭昇至三位。

表四：四小時間最大降水量（平地）  
Table 4: Maximum precipitation  
in 4 hours

地 名	雨 (mm) 量	紀 錄 日 期 民 國 年 月 日
彭 佳 嶼	132.4	29 8.31
基 隆	157.8	20 9.23
新 竹	287.5	27 8. 2
宜 蘭	288.5	55 9.13
金 六 結	291.3	55 9.13
臺 中	178.3	21 8. 1
花 蓮	166.6	18 8.10
澎 湖	203.8	民前9 7.10
阿 里 山	185.7	29 8.31
臺 南	220.0	民前3 8. 9
臺 東	203.7	7 7.30
高 雄	191.2	27 7.22
恒 春	228.1	民前2 8.29

表五：一小時間最大降水量  
Table 5: Maximum precipitation  
in one hour

地 名	雨 (mm) 量	紀 錄 日 期 民 國 年 月 日
彭 佳 嶼	106.8	47 11.11
鞍 部	82.0	44 9. 2
竹 子 湖	69.0	47 8.29
淡 水	92.5	45 9. 3
基 隆	102.1	40 9.27
臺 北	110.0	48 4.26
新 竹	87.4	36 9.13
宜 蘭	112.0	55 9.13
金 六 結	113.7	55 9.13
臺 中	99.7	48 8. 8
花 蓮	92.2	45 9.17
日 月 潭	100.0	49 8. 1
澎 湖	63.0	48 6.17
阿 里 山	115.0	45 9. 3
玉 山	58.6	45 9.17
成 功	92.3	49 8.23
永 康	95.0	44 8.18
臺 南	163.3	36 7.29
臺 東	87.0	34 9. 2
高 雄	110.4	38 6. 2
大 武 壠	148.4	44 4.23
蘭 嶼	76.3	40 10.23
恒 春	99.4	32 6.13

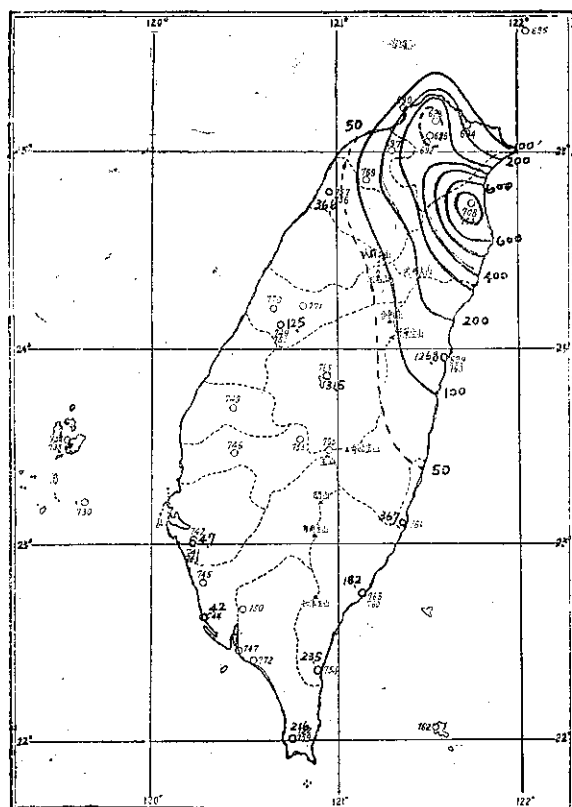


圖 5：民國55年 9 月 13、14 日雨量分佈圖  
Fig. 5: Distribution of 13th and  
14th Sept. 1966, precipitation

臺北地區日雨量（表五），一小時降水量均未接近該地已往極值紀錄，由此可見臺北市之積水，純係由於排水口阻塞，雨水無從排出所致者。

### 三、結 論

本省因地理的條件，豪雨成災之機會頗多，但考其原因，多屬因颱風侵襲所引起，如此次宜蘭地區之豪雨，非由於颱風起因者尚屬罕見，茲將本文論述所得此次豪雨成因歸結如下：

1. 中國南海有發展颱風徘徊，誘致大量潮濕西南氣流入侵本省。
2. 熱帶性低氣壓在本省附近助長大氣擾動。
3. 冷鋒過境北部，抬舉潮濕空氣塊，助長對流運動。
4. 本省氣柱自地表至 6,000 公尺均呈飽和狀態，任何一處氣塊如稍有初期外力使其上昇，即可生起



自由對流。

5. 潮濕氣塊上昇凝結所釋出潛熱變換為運動能量，助長垂直氣流之發展。

6. 本省附近有一高空加深槽，東北氣流與西南

氣流幅合，助長大氣擾動。

7. 宜蘭之地形恰呈三角平原，其地理的條件易導致地形性豪雨。

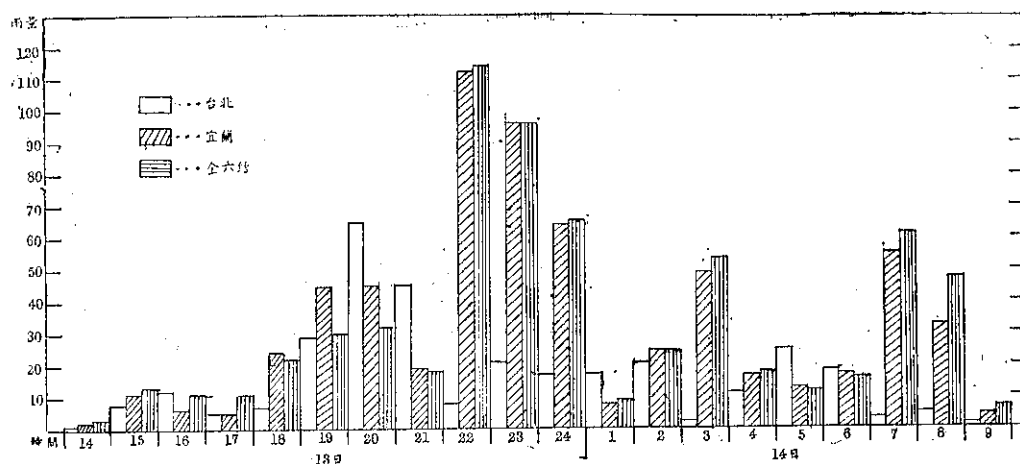


圖 6：每時雨量圖

Fig. 6: Hourly precipitation

## 氣象學報徵稿簡則

- 一、本刊以促進氣象學術之研究為目的，凡有關氣象理論之分析，應用問題之探討，不論創作或譯述均所歡迎。
- 二、本刊文字務求簡明，文體以白話或淺近文言為主體，每篇以五千字為佳，如長篇巨著內容特佳者亦所歡迎。
- 三、稿件請註明作者真實姓名、住址及服務機關，但發表時得用筆名。
- 四、譯稿請附原文，如確有困難亦請註明作者姓名暨原文出版年月及地點。
- 五、稿中引用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，每千字按三十元至四十元計算。創作論著稿之特具價值者另議。
- 十一、惠稿文責自負。
- 十二、惠稿請寄臺北市公園路六十四號臺灣省氣象所氣象學報社收。

Volume 13, Number 1

March 1967

# METEOROLOGICAL BULLETIN

(Quarterly)

---

## CONTENTS

### Articles

- A Test of Harding's Typhoon Forecasters' Guide for  
Forecasting Typhoon Recurvature in 1966  
..... CHI KE-HSUN.....( 1 )
- On the Dynamical Structure of the Cut-off Cyclone ( I )  
..... SHYUE-YIH LIAO and HSIEN CHUNG PAO.....( 20 )
- The Climate of Hsinchu (Continued)  
..... TANG CHYI-SHYANG.....( 30 )

### Report

- A Study of Heavy Rainfall in Ilan District on  
13th September 1966.....PANG-CHIHE CHENG.....( 45 )

TAIWAN PROVINCIAL WEATHER BUREAU

64 Park Road, Taipei,

Taiwan, China.

內政部登記證  
內政部登記證字第一八九三號  
登記為第一類新聞紙類

# 氣象學報

季刊

第十三卷 第二、三期

## 目次

### 論著

- 葛萊拉颱風之雷達分析與研究..... H. Bogin .....( 1 )  
統計氣象預報之發展.....陳 毓 雷.....( 13 )  
新竹氣候之研究 (三續) .....唐 奇 祥.....( 19 )

### 報告

- 民國五十六年颱風調查報告第一號颱風葛萊拉.....臺灣省氣象局.....( 27 )

### 譯述

- 大規模大氣環流之動能產生與消散.....呂 世 宗 譯.....( 35 )

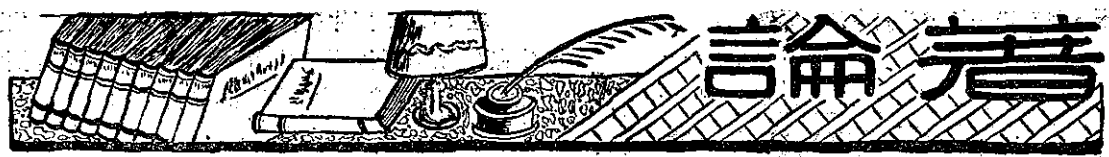
# 氣象學報

(季刊)

第十三卷 第二、三期

主 編 者 臺灣省氣象局氣象學報社  
地 址 臺北市公園路六十四號  
電話：二 四 一 四 一  
發 行 人 劉 大 年  
社 長 劉 大 年  
電話：二 二 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 四 七 二 四

中 華 民 國 五 十 六 年 九 月 出 版



# 葛萊拉颱風之雷達分析與研究

H. Bogin 著<sup>(1)</sup>

## Abstract

The Government of the Republic of China, with the assistance of WMO and UNDP, is making a determined effort to improve the Typhoon and Flood Warning Service for its people. As a part of the Government's Counterpart Contribution to this effort, a weather radar station has been established at Hualien, which is located at  $28^{\circ} 59' 25.1''$  N and  $121^{\circ} 37' 12.3''$  E on the East Coast of Taiwan.

The radar set employed is the WSR-64M manufactured by Raytheon Co., USA with the following characteristics:

Wave length—About 10cm

Frequency—2700-2900mc

Pulse length— $0.5\mu$  sec and  $4\mu$  sec

Peak power—500kw

Range—250 N. Mi.

Special features are included for estimation of quantitative precipitation.

There follows a series of Radar photograph of Typhoon Clara, together with an analysis of salient features. Interpretations are suggested in certain cases, with the aid of complementary conventional data.

## 一、概 況

中華民國政府獲得世界氣象組織及聯合國特別基金之協助，現正為臺灣省人民從事一種計劃，以改善颱風及洪水警報業務。本計劃中使用政府相對基金之一部份已在花蓮建立氣象雷達站一座，位置在北緯  $28^{\circ} 59' 25.1''$ ，東經  $121^{\circ} 37' 12.3''$ ，即在臺灣省東海岸(參看圖18)。

花蓮氣象雷達站所使用之雷達係美國雷森公司(Raytheon Co.)製造之 WSR-64(M) 氣象雷達。其特性如下：

波長—約 10cm

頻率—2700-2900mc

脈波寬— 0.5微秒及 4 微秒

輸出電力—500kw

測距— 250海里

此外，該型雷達包括許多探測降水量特殊特性。

世界氣象組織 (WMO) 及聯合國發展方案 (UNDP) 對本計劃之主要工作為：

- (a) 在高雄建立第二座氣象雷達站(見圖18)。
- (b) 在臺灣省兩條主要河川流域建立六處電傳雨量站及二處中繼站(見圖19)。
- (c) 開辦雷達氣象訓練班，水文氣象訓練班及電子儀器訓練班。
- (d) 訂立研究計劃以改善颱風、洪水警報能力。
- (e) 提出建議以改善一般性之氣象業務。

中華民國政府已指定臺灣省氣象局為本計劃之相對執行機構(見聯合國在中華民國第22號計劃)。

## 二、葛萊拉(Clara)颱風

下列為一組雷達照片及其若干特性之分析，有些

(1) 我國政府與聯合國發展方案及聯合國氣象組織合作之防颱防洪示範計劃計劃經理。本文係因英文寫成，由該計劃相對雷達專家何禮和以中文譯出。

情況，且利用一般輔助紀錄予以解釋。

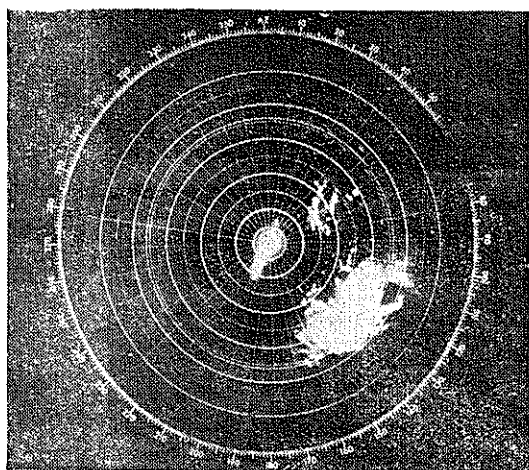


圖 1：56年7月10日0842Z，PPI電幕，測距250浬，光環標距25浬，信號減衰0db.

這可能是雷達所能夠顯示最重要之颱風消息。亦即是準確之颱風眼或中心位置。

一片近似長方形有組織的降水區，面積約為 175 浬×80浬，大小約與臺灣島相當，經分類被認為係中度颱風。

颱風眼清楚可辨，狀似橢圓形或長方形。可靠之中心位置在方位角  $113^\circ$ ，距離為 185 浬。重大降水區在颱風眼之西方及西南方，即在颱風前進方向之左半圓中。

雖然對熱帶性風暴中典型的降水分佈區未作詳細的研究；但與風力之分佈比較，一般相信最重大之降水通常係出現在颱風前進方向之右半圓，至少在大西洋之颶風是這樣<sup>(2)</sup>。由此組照片中可知降水之減衰並不能說明瑪萊拉颱風右半圓沒有回波之理由，因為在雷達站至颱風右半圓之間幾乎沒有干擾性的回波存在。

在攝製這幀照片之前，預報員完全依靠飛機報告及天氣圖分析以確定颱風之位置，飛機報告中包括有風分佈資料，但降水分佈資料則付缺。在 7 月 10 日 0600Z 地面天氣圖中，該颱風中心位置在北緯  $22.6^\circ$ ，東經  $124.9^\circ$ ，以每時 10 浬速度向西北西方向移動。

該照片攝製前日本氣象廳發出之 0353Z 飛機報告估計在 0600Z 時之颱風中心位置為北緯  $22.4^\circ$ ，東經  $124.9^\circ$ 。

在 2122Z 照片以前，飛機報告將颱風中心位置定在花蓮雷達所定位置之南及東，而在上述照片攝製以後，則定在其位置之北及東（參看圖 20）。

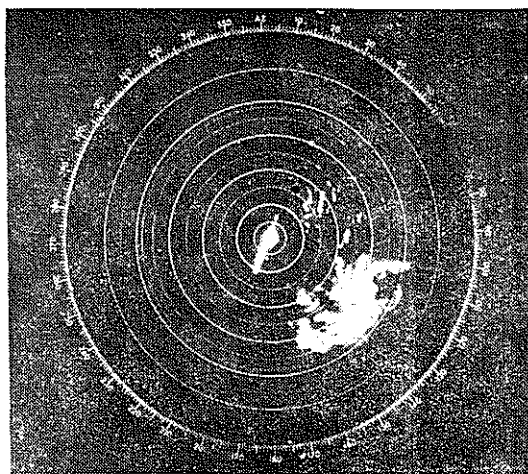


圖 2：56年7月10日 0935Z，PPI電幕，測距250浬，光環標距25浬，信號減衰18db.

颱風眼顯示大腰狀，螺旋雨帶非常清晰，中心位置估計在  $112^\circ$  方位角，距離 180 浬之處。位置之估計相當可靠。颱風前陣雨及颶區由方位角  $040^\circ$  延至  $060^\circ$ ，50 浬至 125 浬之間，顯然更趨有組織並向西移動。（通過雷達站 NNE-SSW 朝向之白線帶是由於中央山脈所反射之地面回波。）

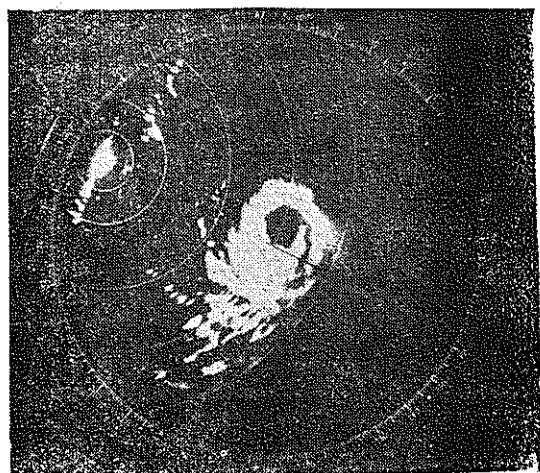


圖 3：56年7月10日1238Z，偏心PPI電幕，測距250浬，光環標距25浬，信號減衰0db.

(2) 根據美國氣象局 1957 年颶風研究計劃第 5 號報告第 52 頁。

非常清楚圓形颱風眼，位置在  $110^\circ$ ，距離 150 哩。位置估計非常可靠，降水分佈變化甚小。

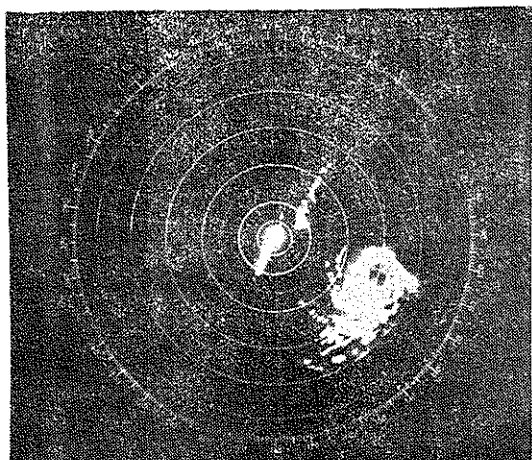


圖 4：56年 7 月 10 日 1243Z，PPI 電幕，測距 250 哩，信號減衰 0db.

自從第 2 圖以後，颱風及陣雨已經消滅及再生好幾次，正如電幕所顯示，0935Z 以後即無顯著移動。本照片中，颱風區已形成單一之線，預報員根據以往經驗預測颱風線由此向西直奔臺灣。

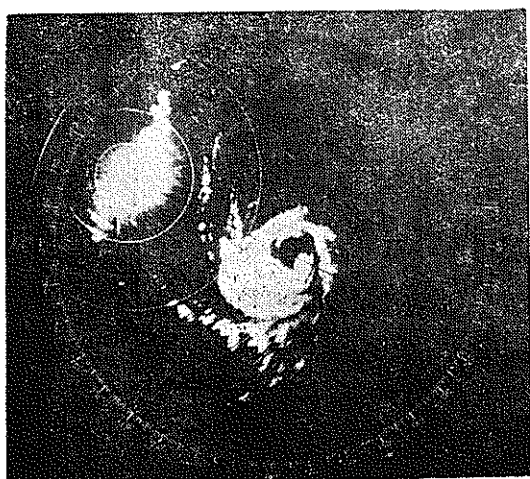


圖 5：56年 7 月 10 日 1420Z，偏心 PPI 電幕，光環標距 25 哩，信號減衰 0db.

颱風眼及牆雲非常清晰。中心位置在方位角  $113^\circ$ ，距離約 130 哩。位置的估計非常可靠，颱風眼形狀並不是正圓形。

與圖 3 相比較，雷達站周圍的地形回波已有增加（在電幕之左上方）。

雷達站東方之腫脹回波是屬海面回波，即海面所反射之回波。圖 2 顯示臺灣東方近距離海面足夠平靜而無海面回波反射。兩小時以後（在此期間，颱風已移近花蓮 20 哩），吾人推斷在颱風右後象限至臺灣東海岸間之海面已被激動，颱風右後象限通常認為係熱帶風暴產生大浪之地區。

在 1500Z，花蓮測候所報告地面氣象紀錄如下：

西風 1.3m/sec，	氣壓 997.8mb
乾球溫度 $27.6^\circ\text{C}$ ，	露點 $25.6^\circ\text{C}$

輕度之地面風表示海面回波係由於颱風掀起之海浪所致。



圖 6：56年 7 月 10 日 1616Z，偏心 PPI 電幕，光環標距 25 哩

颱風眼又恢復成橢圓形。中心位置在方位角  $114^\circ$ ，距離 125 哩。位置估計甚為可靠，有組織之層狀降水區平均直徑約為 100 哩。

颱風範圍似減小，但降水區域之大小與圖 1 相同。

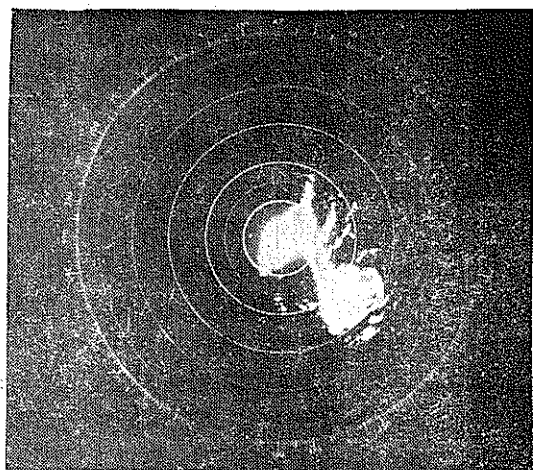


圖 7：56年7月10日 1620Z，PPI 電幕，光環標距25浬

颱風中心的可靠位置在方位角  $114^\circ$ ，距離 125 浬。移動速度已減低，從 1420Z 以後移動極少（參看圖 5 及圖 20）。

預報員一定以為在此處可能轉向。但根據 1884—1953 年之氣候紀錄指示出在 7 月中臺灣區緯度範圍內，颱風到達東經  $123.50$  以西者無轉向紀錄。

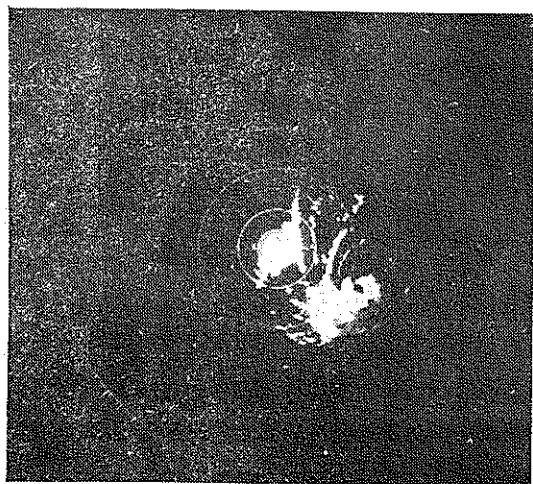


圖 8：56年7月10日 1721Z，PPI 電幕，光環標距25浬

颱風眼在西北方處開口，而中心位置在方位角  $113^\circ$ ，距離 115 浬。目前該颱風採取與雷達初發現時之同一路徑加速進行（參看圖 20）。一組颱風線其間

隔有規律向臺灣北部侵襲，但有組織之層狀降水及最強烈回波仍在颱風之西及西南方（參看圖 21 之等雨量線）。由於颱風在此處進行加速及路徑不變，該颱風將要侵襲臺灣，這給予預報人員一個很好之啓示。

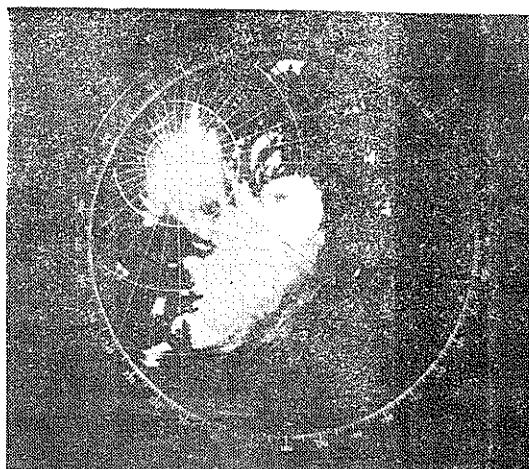


圖 9：56年 7 月 10 日 2122Z，偏心 PPI 電幕，光環標距 25 浬，信號減衰 0db.

閉合橢圓形颱風眼位置在方位角  $109^\circ$ ，距離 83 浬。



圖 10：56年 7 月 10 日 2126Z，偏心 PPI 電幕，光環標距 25 浬，信號減衰 0db.

颱風眼及牆雲極度清晰。在圖 8 中所示最西方兩條颱風線間距離已縮短。最西面一條颱風線移動速度由於臺灣海岸之粗糙磨擦影響顯然已緩慢下來。約在

2150Z，兩條颱風線合併並不產生重大天氣變化，下面就是兩條颱風線合併前後之花蓮天氣情況。

時刻	風向	風速	氣壓	氣溫露點	降水
21Z	WNW	1.8m/s	993.5mb	25.8/24.6	0
22Z	WSW	1.7m/s	993.8mb	26.0/24.4	T
23Z	WSW	1.3m/s	994.2mb	26.3/24.2	T

颱風繼續向西北西前進，這表示要侵襲臺灣之極大可能性。在過去四個小時中，該颱風平均速度為 8.4 哩。因此以外延法推測該颱風約於 10 小時後 (0720Z) 在花蓮以北 45 公里處登陸 (參看圖 20)。

至此，應向海岸各縣及各市鎮當局發佈緊急颱風警報，以便其採取安全措施。其他臺灣北部三分之二地區仍維持戒備。此時，雷達站平均風速少於 2m/s，而降水總量則少於 2mm。

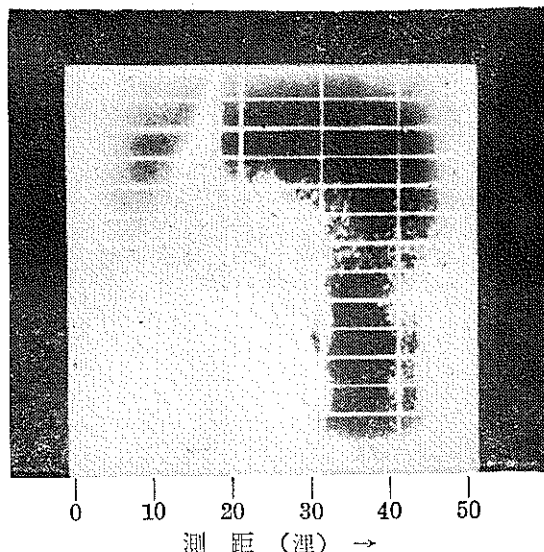


圖11：56年7月11日 0235Z，RHI電幕，測距50哩，垂直標距10哩，信號減衰 0db。

颱風中心位在花蓮東南東方35哩處。該圖所示颱風眼及牆雲之剖面圖。注意颱風眼西面之牆雲 (黑槽之左邊) 高達 47,000 呎 (已作修正)，而眼之西30,000 呎以上及眼之東 22,000 呎以上顯然在降雪。

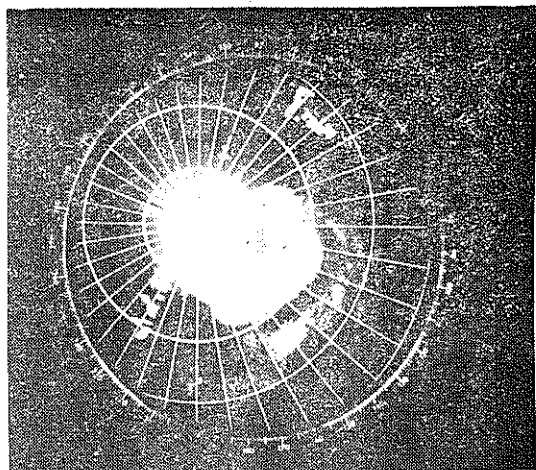


圖12：56年7月11日 0337Z，偏心PPI電幕，測距125哩，光環標距25哩

精圓形颱風眼非常清楚，中心位置在 105°，距離28哩。

與圖 9 或10相比較，此圖中所有各象限之降水回波型態已是非常規則。自颱風進入雷達電幕後，其形狀首次與地面天氣圖所表示者相似 (參看圖 23)。此時由西南氣流供應該颱風之濕氣暫時斷絕，這是由於中央山脈阻擋之故 (參看圖 24)。這樣，在中央山脈向風面推斷會有豪雨，這就是說在臺灣西部，特別是西南部會降豪雨。

目前颱風直徑約70哩，降水區域已減縮至 3,800 平方哩。



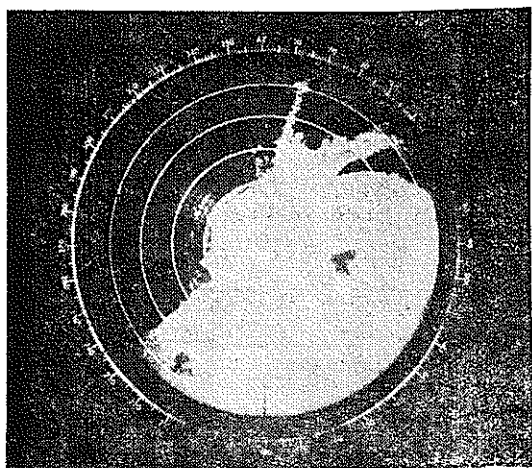


圖13：56年7月11日 0432Z，PPI電幕，測距50  
哩，光環標距10哩，天線仰角3°

不規則形狀之颱風眼在離雷達站22哩處清晰可辨  
(高度約 60,000 呎)。

當時花蓮測候所之氣象紀錄如下：

0400Z NNE 7.7m/s，989.7mb，26.2°/24.3°

0500Z NNE 15.7m/s，987.2mb，27.5°/24.1°

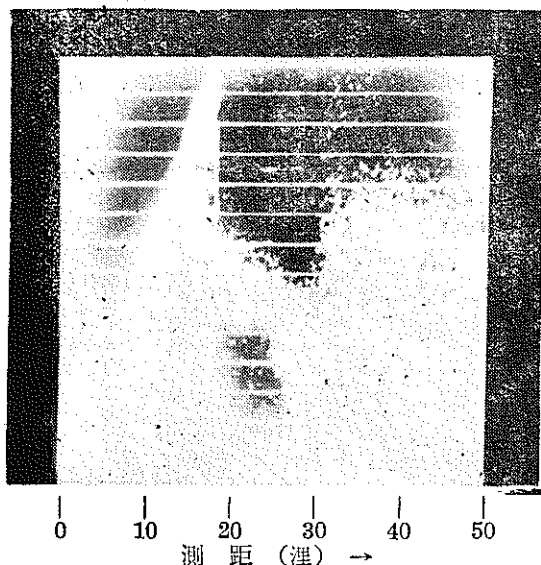


圖14：56年7月11日 0435Z，RHI電幕，測距  
50哩

這是圖13之剖面圖，顯示出在颱風眼之上層及下  
層都有降水。颱風眼垂直向西傾斜，圖中顯示向左傾  
斜。值得注意的是降雨斜面遮蓋颱風眼，這表示在颱  
風眼到達之前空氣較暖，而在後則較冷。這與大西洋  
颶風<sup>(3)</sup>之詳細分析有着密切相似性。花蓮地面紀錄證  
明了這一點。

04Z NNE 7.7m/s 乾球溫度 26.2°

05Z NNE 15.8m/s 乾球溫度 27.5° (最高溫度)

06Z NW 15.7m/s 乾球溫度 25.1°

07Z SE 19.2m/s 乾球溫度 25.0°

00Z 之 300mb 高空圖中也約略顯示出地面颱風  
眼位置到達之前在台灣北部上空有暖空氣存在。(圖  
25) c

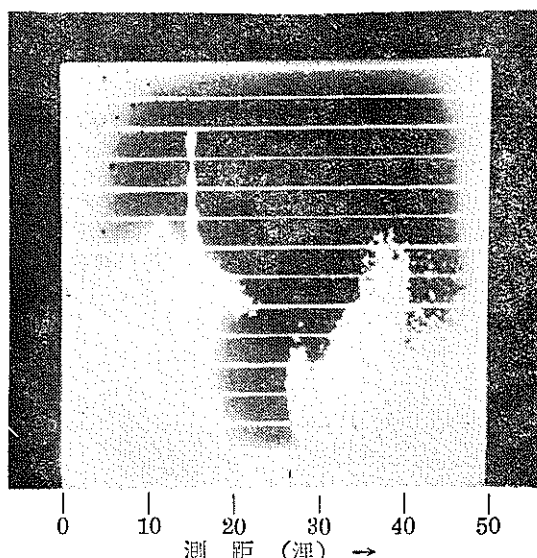


圖15：56年7月11日 0437Z，RHI 電幕，距離  
標示50哩，信號減衰12db.

12db 之信號減衰除去較輕度降水回波，因此能  
觀察出清晰的牆雲高達 40,000 呎(圖中左上方狀如  
一串臘腸之回波係由波柱副葉所產生之偽回波)。牆  
雲在距離 50—100 哩處之回波強度平均為 60db，這  
相當於反射因數由  $4 \times 10^5$  至  $1.5 \times 10^6 \text{ mm}^6/\text{m}^3$ 。  
假定  $Z-I$  之關係為  $Z=200I^{1.6}$ ，再加入距離修正  
因數，則估計牆雲處之最大降水強度當在每時 4 吋至  
每時 10 吋之間。

(3)La Seur & Hawkins 之 Cleo 颶風之分析 (1958)，是根據飛機偵察報告資料。參看天氣月刊 1963 年 10 月—12 月  
份第 91 卷第 10—12 號第 694—709 頁。

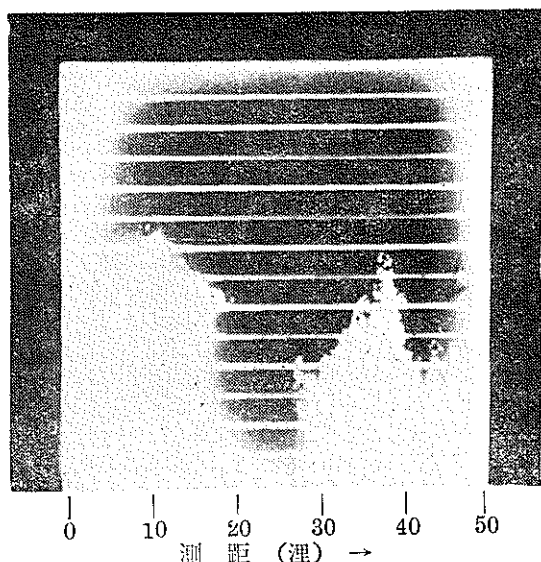


圖16：56年7月11日 0439Z，RHI電幕，測距50哩，信號已加減衰24db.

這是圖17之剖面圖。

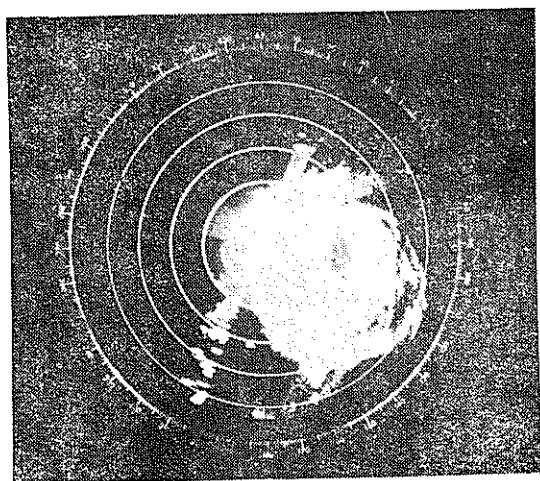


圖17：56年7月11日 0448Z，PPI電幕，測距50哩，光環標距10哩，信號減衰24db.

圓形颱風眼清楚地位於  $097^\circ$ ，22哩處。

此風暴已接近正圓形，平均直徑60哩。由雷達觀察顯示此颱風範圍已逐漸縮小，其縮小之照片程序如下：

10日 0842Z 其範圍約 14,000 平方哩

11日 1616Z 其範圍約 8,000 平方哩

11日 0337Z 其範圍約 3,800 平方哩

11日 0448Z 其範圍約 2,900 平方哩

花蓮雷達不能探測中央山脈以西之降水（山脈反射之白色回波出現在雷達站至方位角  $205^\circ$  一帶）。西風氣流遇山而降豪雨使得臺灣南部若干處發生水災（參看圖21）。吾人推斷至少有一部份降水發生於中央山脈之向風面，但花蓮雷達却無法探測。中央山脈以西地區 100 公厘等雨線所包括的範圍約有 5,000 平方哩，如加上 0448Z 雷達所探測之降雨範圍，就相當於1616Z 雷達所探測之總降雨範圍了。

在此圖中近距離探測颱風眼之直徑約12哩。但在圖3中，颱風眼直徑却為33哩。這並不是颱風眼緊縮變小，而是圖3之測距為150哩，由於地球表面彎曲關係，雷達波柱祇能探測到颱風高處之故。這一個颱風中，颱風眼直徑在高空較低空為大（參看圖16）；因此，在近距離探測時，颱風眼直徑顯得較小。

0615Z，颱風眼之西南部份直接通過雷達站。此風暴向西北西方向前進橫過臺灣本島，進入臺灣海峽後，大大地變弱。

花蓮地面氣象紀錄如下：

0600Z NW 15.7m/s，981.6mb， $25.1^\circ/23.9^\circ$ ，28.3mm（降水量）

0700Z SE 19.2m/s，984.5mb， $25.0^\circ/24.7^\circ$ ，48.0mm（降水量）

最大風陣—38.0m/s 發生在 0620Z

最大十分鐘平均風速—21.7m/s 發生在 0620Z

最低氣壓—968.0mb 發生在 0620Z

參看圖22，B圖片之颱風軌跡及等雨量線型與葛萊拉颱風實際所得者很相似，這顯示出在颱風路徑與其洪水之間存在着良好之相關。

### 三、結 論

A. 預報人員對氣象雷達之效能及限制充分瞭解後，對他們日常工作會有很大之幫助。就熱帶風暴來說，雷達對臺灣氣象人員發佈颱風警報工作是不可缺少的。

B. 根據短時間之結果作過早之雷達颱風路徑外延預測將會導致預報重大錯誤（參看表1，特別是在0935Z及1616Z兩次預測）。

C. 太平洋颱風內代表性之降水分佈區域應作更多之調查。

D. 臺灣所發生之洪水至少一部份係由於季候風遇着中央山脈上升降水所致，有些例子顯示與伴颱風

眼而行之本體降水無關。

E. 祇要颱風路徑預報合理正確，臺灣可能發生洪水之地區是能預測的（參看表 1 之 2122Z 之外延預測及圖 22 中之 B 圖片路徑）。

F. 正確之颱風路徑預測可以算定可能發生洪水之區域，但不能作洪水是否會發生之決定。

G. 根據降水之可能性一颱風路徑及季候風影響

一以作洪水發生與否之決定，雷達規範必須建立。因此，本計劃中之第二座氣象雷達站之設立是非常需要。

#### 四、感 謝

氣象局工作人員對此研究工作之協助，本人非常感激。本人尤其對劉局長、湯副局長、周主任等在本計劃中不斷之努力，特別表示謝意。

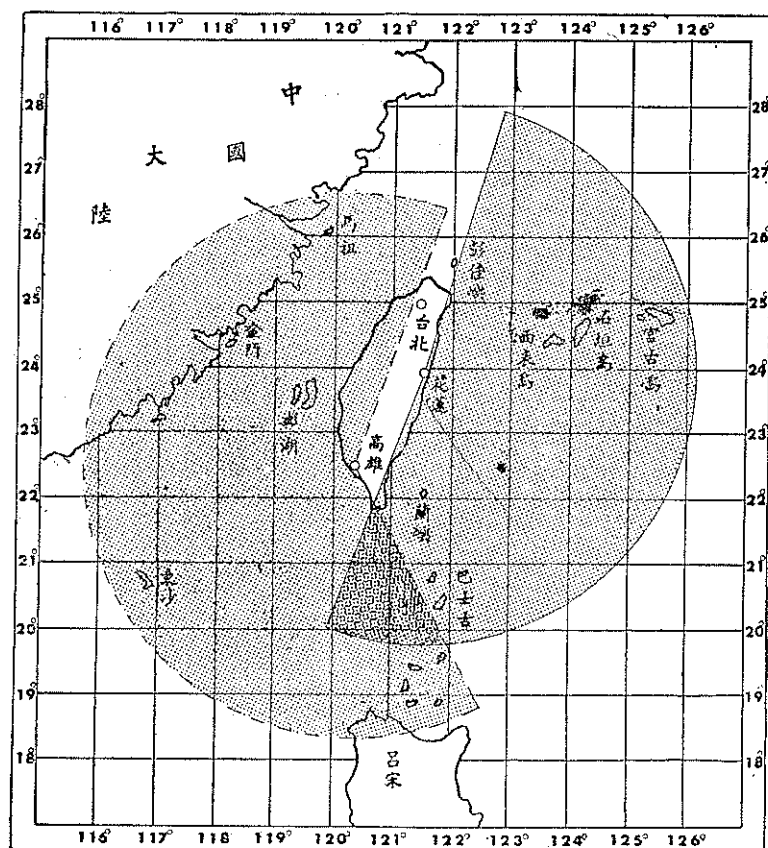


圖18：花蓮及高雄雷達位置及其雷達涵蓋範圍

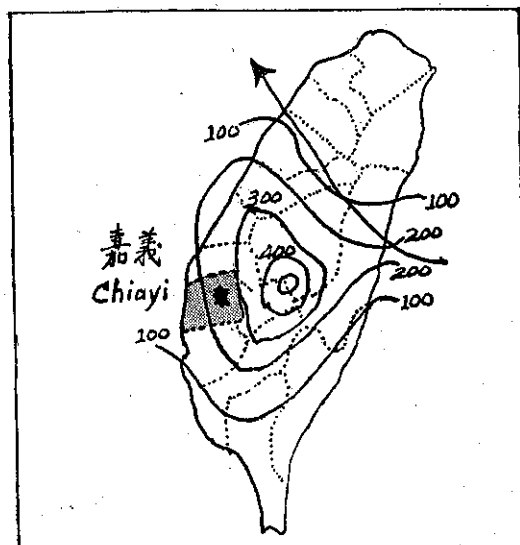
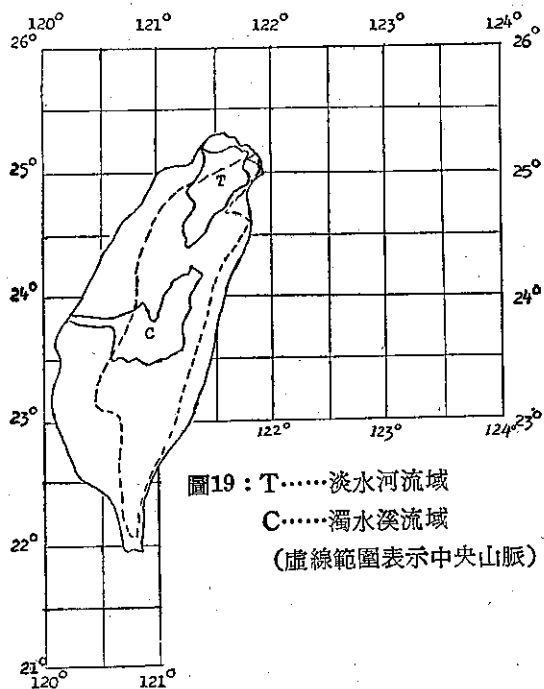


圖21：葛萊拉颱風過境之等降雨線（單位mm）  
（嘉義附近之陰影區表示嚴重洪水區）

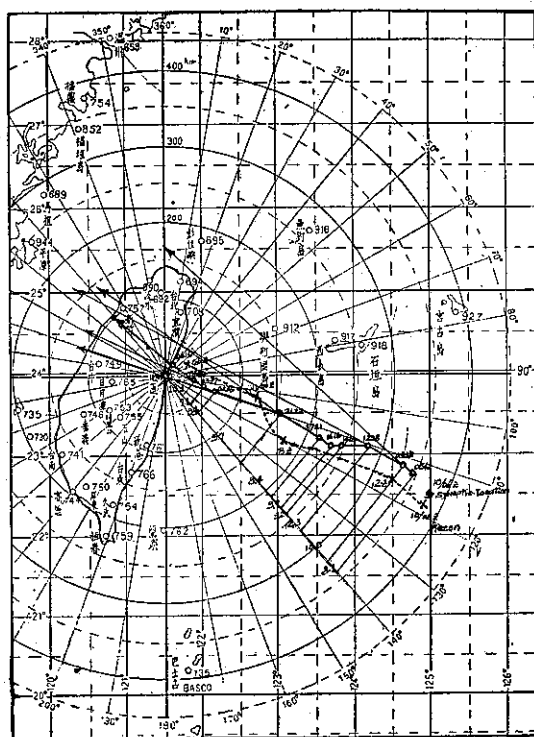
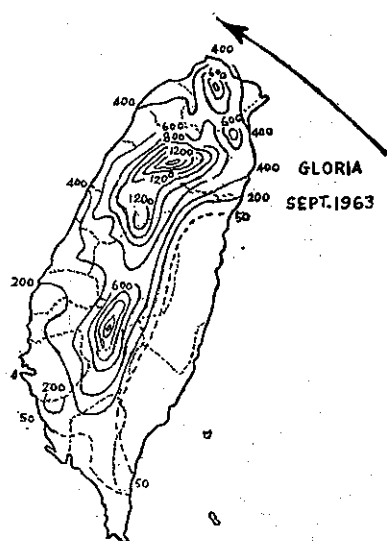
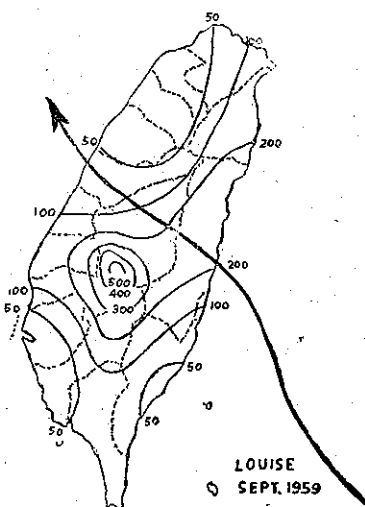


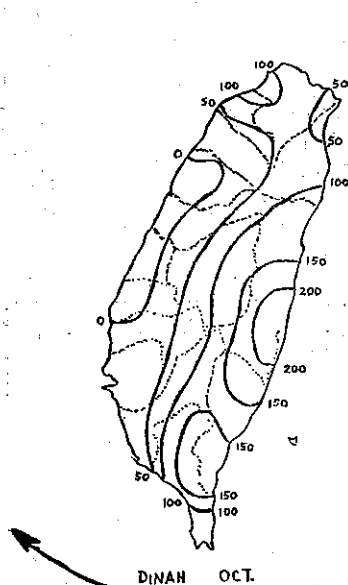
圖20：x 表示56年7月10-11日葛萊拉颱風之飛機報告路線  
o 表示雷達報告路線  
（圖中之時間係使用格林威治世界標準時；  
環形標距單位公里；平均速度單位浬）



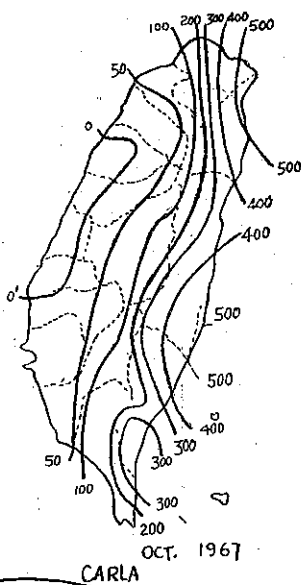
A. 颱風通過臺灣北部海面



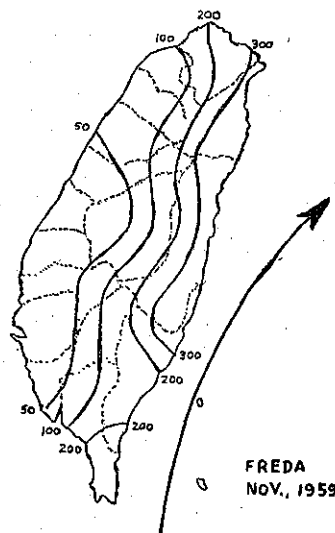
B. 颱風通過臺灣中部



C1. 颱風通過臺灣南方海面  
向西北進行



C2. 颱風通過臺灣省南方海面  
向西南進行



D. 颱風通過臺灣東海岸

圖22：臺灣省颱風經過時之豪雨分佈圖（氣象局周根泉製）

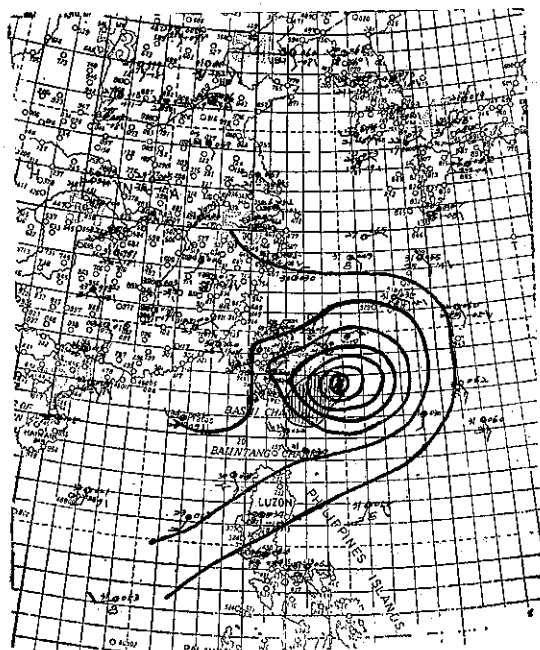


圖23：56年7月10日 0600Z，地面天氣圖  
(斜線區是0842Z雷達降雨回波)

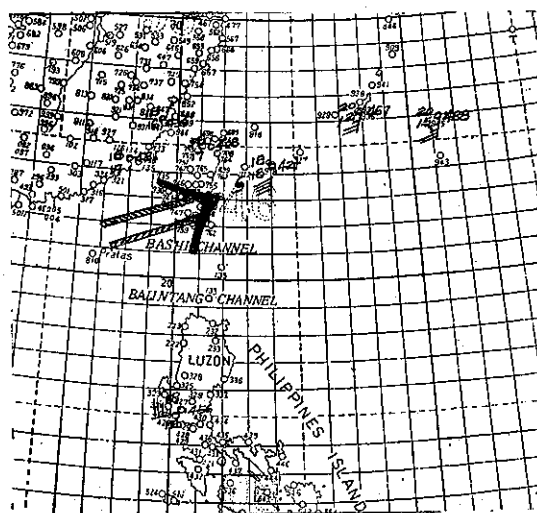


圖24B：56年7月11日 0000Z之850mb高空圖  
(☞表示颱風眼地面位置)

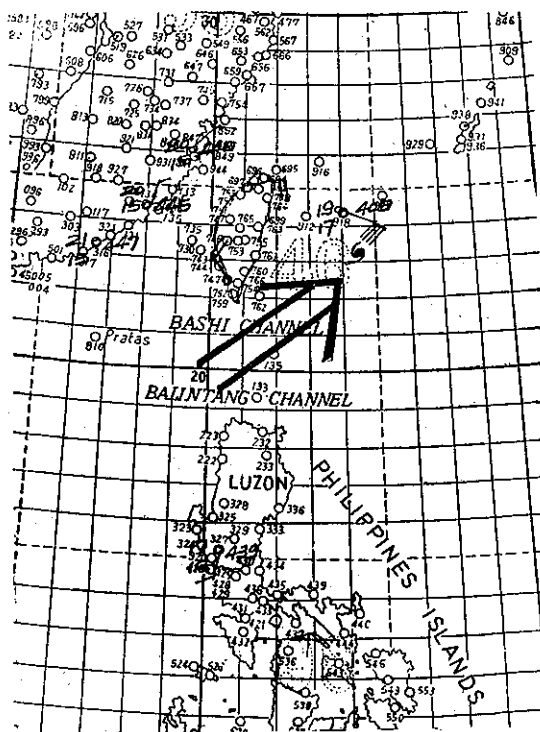


圖24A：56年7月10日 1200Z之850mb高空圖  
(☞表示颱風眼之地面位置)

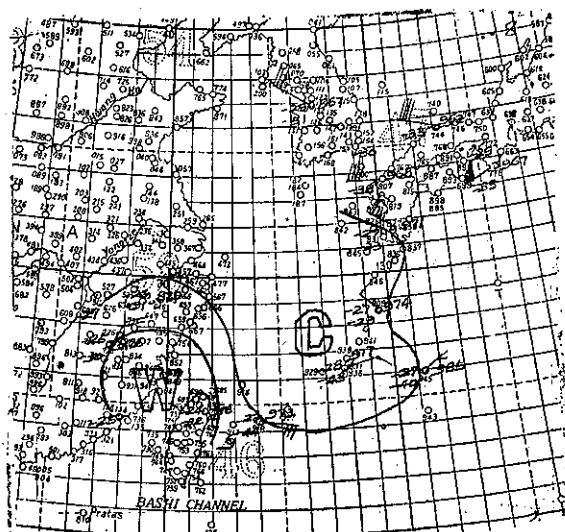


圖25：56年7月11日 0000Z之800mb高空圖  
(☞表示颱風眼之地面位置)

表 1：葛萊拉颱風各時之實際位置與預測位置之比較

	距 離 偏 差	預 報 登 陸 時 間	實 際 登 陸 時 間
* 0935Z 時 外 延 法 預 測	off 120 km	11/0935	11/0615
1238Z 時 外 延 法 預 測	off 30 km	11/0338	11/0615
1420Z 時 外 延 法 預 測	off 100 km	11/0120	11/0615
1616Z 時 外 延 法 預 測	off 100 km	12/0816	11/0615
1721Z 時 外 延 法 預 測	off 30 km	11/0600	11/0615
2122Z 時 外 延 法 預 測	off 30 km	11/0720	11/0615
0235Z 時 外 延 法 預 測	off 20 km	11/0620	11/0615
0337Z 時 外 延 法 預 測	off 9 km	11/0700	11/0615
0448Z 時 外 延 法 預 測	On Target	11/0725	11/0615

\* 由於過早外延法預測颱風路線的結果，吾人將獲得如圖22中之A圖片等降水線型。這與本次葛萊拉颱風之等降水型相差很遠。

# 統計氣象預報之發展

陳 毓 雷

## *Recent Development of Statistical Weather Prediction*

by

Chen Yu-lui

### *Abstract*

The statistical weather prediction has gradually become an independent area in the field of weather forecasting since the end of last World War. However, a great number of papers were published without giving the subject an over-all look. This article is therefore intended to make a brief summary about its principle and future development, while more or less detailed description is given to the different approaches, viz., the multiple regression method, graphical method, stratification method, residual method and mixed method, with a view of stimulating further study on these methods for people interested. The merits and demerits of statistical weather prediction over dynamical approach are also reviewed in the conclusion.

### 一、概 介

二次世界大戰以後，航空事業突飛猛晉。然傳統天氣預報之準確率則未能作等量之進步。且作業程序遲緩，態度主觀，亦不合現代精神。氣象學者乃從事統計氣象預報 (Statistical Weather Prediction) 之研究，冀能達到「新、速、實、簡」之境界。

統計氣象預報之方法甚多，然其原則均在運用過去天氣之統計以顯示未來天氣之趨向。在實際作法上，大多以某一或若干氣象參數為對象，從過去之觀測結果希望求得未來該參數之值。一般言之，參數間相關之物理意義不必全盤瞭解，主要藉經驗及統計方法建立之。

與傳統之天氣預報相較，統計氣象預報（以下簡稱「統預法」）之方法可謂非常客觀。尤以對預報員而言為然。蓋任何預報員用同樣之「預報因子」（憑以預報某目標之氣象參數，Predictor），運用同一方法所獲得「預報目標」（所欲預報之氣象參數或事象，Predictand）之值，必皆相同。然在製訂方法之過程中，則仍不免有相當之主觀判斷攝入。例如，原始資料之歸類整理，等值線之目視分析等皆可滲入若干主觀因素入內。故嚴格言之，統預法尚不能真正稱為「客觀預報」，不過統預法之程序愈複雜，其客

觀性亦比例增加，殆無疑義。

製訂統預法之三重要步驟如下：

(一) 先行研究「預報目標」與諸「預報因子」間之關係深淺若何。然後選定其中優者採用之。

(二) 所用形式，無論其為文字、圖表、方程，力求其簡單易用。俾完成後之預報程序簡便，人人能用。

(三) 所得初步結果必先試用於另一套獨立資料上以覈驗其可靠性。有時將全部資料分為三部份。其一用於統預法之製作，其他分別用於修訂及覈驗。

### 二、預報因子之選擇

預報目標由實際需要決定，但預報因子則可自由選擇。而統預法成功之關鍵在預報因子之選擇是否至當。例如降水之機率咸知其與垂直氣流及濕度有關。通常垂直氣流可藉經流分風速（南北向）或高空氣溫平流間接見其端倪。是以當計劃作降水預報時，宜採用某有關濕度之參數及氣溫平流之參數為預報因子。

僅憑氣象學理選擇因子仍嫌不足。以上例而言，所謂濕度之參數，究應採用濕球溫度、相對濕度、抑氣溫露點差為宜？又，應採用何高度者？此類問題可由過去資料中預報目標及因子間之統計量解答之。且各不同之統預法各具其特有之最優因子，固不可一概而論也。



其次，涉及預報因子之多寡問題。是否多多益善？理論上似應如此。但實際上每酌用較少因子。其理由在於引用過多之因子常易導致預報之不穩定性。況預報因子本身相互間常具因果關係，並非完全獨立不相關連者，故亦不必採用太多因子，徒增其繁。

最後討論預報因子觀測地點之問題。目前統預法所用因子之觀測資料類皆取諸於固定地點，或為某數測站，或為分析圖中之網格點。此可稱為「定點方法」(Fixed-point techniques)。其實，另一方法更合學理，即所謂「流徑方法」(Trajectory techniques)。此法先決定在預測時間將到達預測站之空氣現在應居何處。然後選擇若干因子足以影響此空氣者，就流徑首尾兩端之值尋求因子與目標間之統計關係。例如一地之能見度與其空氣源地能見度之差，乃該兩地間污濁因素及垂直穩定度之影響結果。而此兩項因子之值，即可據以為參數從事統預法之製訂。「流徑方法」之主要困難當在空氣流徑本身之預測在先。是否客觀、準確自為先決條件。氣象學者希望不久能藉數值預報，先行精確預測氣流之流徑，然後應用統預法作一般預報目標之預測，必能大為增進地方預報之準確率。此在氣溫、能見度、濕度等預報目標而言為尤然。

### 三、統計氣象預報方法分類

統預法之歷史不久。各學者分頭從事研究各具觀點，尚無統一結論。且目標性質不同，方法亦隨之而異。統預法之種類因而非常分歧。唯大致可分為如下五種。

(一)複式直線迴歸法 (Multiple regression method)

(二)圖式迴歸法(Graphical regression method)

(三)層分法 (Stratification method)

(四)殘餘法 (Residual regression method)

(五)綜合法 (Mixed method)

依次分節予以簡介如下。

#### 四、複式直線迴歸法

複式直線迴歸或稱「多元一次迴歸」用於預報，自一九五〇年後風行一時。要之，為其客觀性及計算機之興使然。其結果盡在一方程式中，預報程序之簡單無以復加。或曰，高次迴歸豈不優於一次迴歸。何均不見採用？此例由於實驗再三證明，高次迴歸徒增方程之繁複，而未見預報準確率之對應提高故

也。

本法用於某種能以數值表示之變數場之預報，極見功效。例如，在一廣大地區內之氣壓、氣溫等是。其準確率較諸純以動力觀點或一般所謂之主觀預報均優。與純學理之動力預報相比較，本法之可取處在乎不需認真考慮大氣動力學之數理論據；其缺憾則在乎迴歸係數之未能持久不變。其實，由統計方法所獲之迴歸係數，應已自然包含大氣動力學原理在內，而天氣學中天氣類型之發展及動向，自然亦必切合動力學原理。故無論統預法抑動力預報，苟能繼續改進至相當程度，兩派實殊途而同歸者。

統計學中有關迴歸方程之討論，均假定自變數為已知。此種自變數在統預法中即預報因子。最困難者厥為如何選擇與預報目標最具關連之因子。利用計算機之快速性能，不憚其煩的將候選因子逐一與目標求出相關係數  $r$ ，就其值之高低而定最後入選因子之優先次序，殆為目前最實際可行之途徑。

茲述本法步驟如次。

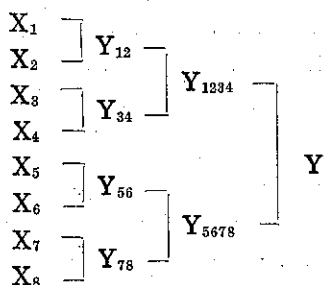
(一)首先將原始資料分為三部份。其中第一部份(製作用)通常為最大部份。將預報目標分別與每一因子計算其  $r$ 。例如欲預報臺北之溫度(目標)時，可將附近測站24小時前之溫度、氣壓、或其他氣象參數(以上均為候選因子)，逐一與臺北溫度計算其相關係數。擇其  $r$  值最高者選為最優因子，構成單式(一元)迴歸方程。此單一之因子應已解釋目標變異數(variance)範圍之  $r^2$  部份。然後，擇  $r$  次高值之次優因子加入最優因子共同與目標構成二元迴歸方程。同時使目標變異數被解釋之範圍繼增。依此類推，可構成三元、四元、乃至任何元之複式迴歸方程。今姑假定已製就一元至十元共計十個迴歸方程。

(二)將以上方程逐一用於第二部份資料(訂正用)上以視何者效果最佳即定為我所將採用之預報方程。何以因子最多之方程未必為效果最佳者？蓋在製作階段因子過多時，可能產生「過慮」現象(overfit)。即過份考慮每個因子之資料價值以致將偶發性、局部性之變異亦加入於迴歸係數之謂。但決定「過」與「當」之界線何在，無法由方程本身見之，故祇得用實際之訂正資料試驗得之。

(三)將訂正階段試用結果最佳之迴歸方程再度就第三部份資料(覈驗用)試用之。視其所能解釋之變異數若何。假設該方程確屬穩定可用，則其在第二、第三部份試用時所得之值應大致相埒。

## 五、圖式迴歸法

本法仍以迴歸原理為依據，但不用方程而採圖解方式表示。其過程則類似球類比賽之淘汰秩序表。例如已選定8個預報因子 ( $X_1$ 、 $X_2$ …… $X_8$ ) 對預報目標 ( $Y$ ) 求其間之關係，可用下列秩序「比賽」七場而得結果。



茲就上例說明本法製訂過程之步驟如下：

(一)將4雙因子分別作為4幅圖之縱、橫坐標。例如圖2以 $X_3$ （氣壓）為縱坐標， $X_4$ （氣壓趨勢）為橫坐標。但逢風向時宜以極坐標表示，例如圖1內之 $X_1$ （風向）及 $X_2$ （風速）。

(二)將 $Y$ 之對應值分別在4張圖內按坐標位置點入標明數值。然後作等值線分析。此4圖均可認之為預報 $Y$ 之圖解迴歸法。我人稱 $Y_{34}$ 時，表示係根據 $X_3$ 與 $X_4$ 推得之 $Y$ 值。同理稱 $Y_{78}$ 時，意指由 $X_7$ 與 $X_8$ 組成之圖上所推得之 $Y$ 值。本階段可喻作「初賽」。

(三)進行「準決賽」階段。包括附圖之圖5及圖6兩幅。前者以 $Y_{12}$ 、 $Y_{34}$ 分別為為橫軸及縱軸之變數，後者以 $Y_{56}$ 、 $Y_{78}$ 為變數。將 $Y$ 值再度點入此兩圖

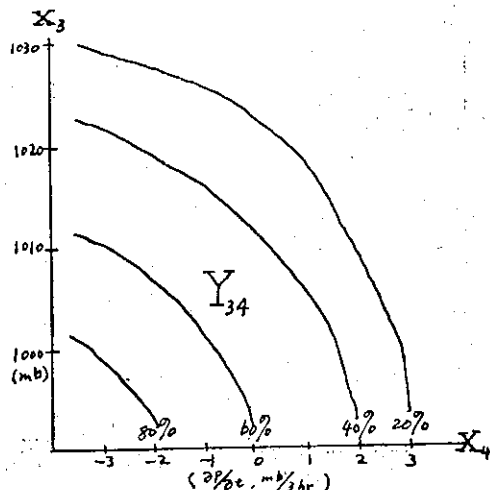


圖 2

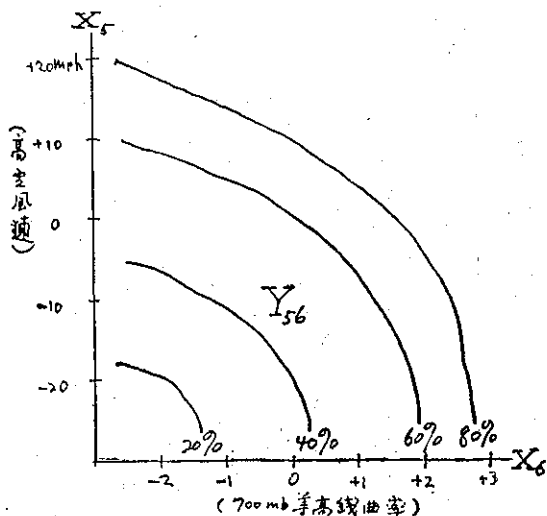


圖 3

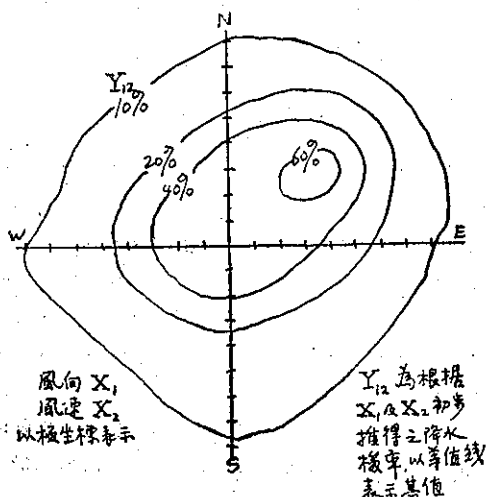


圖 1

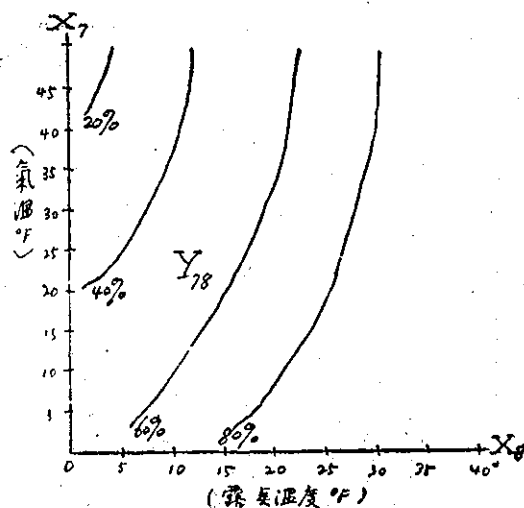


圖 4

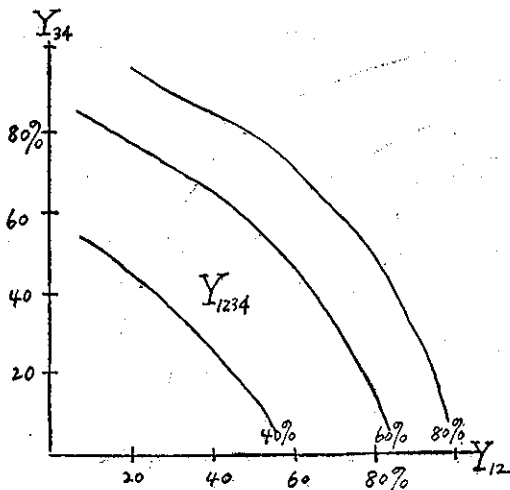


圖 5

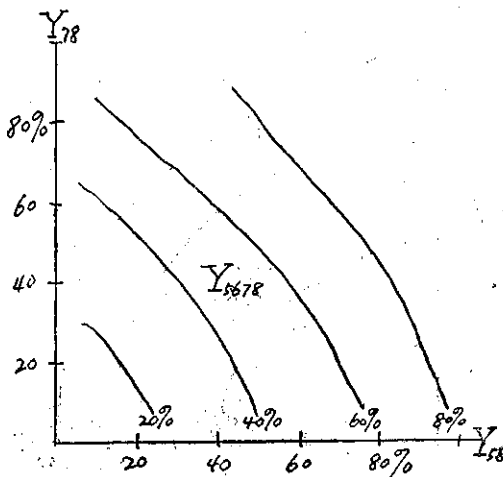


圖 6

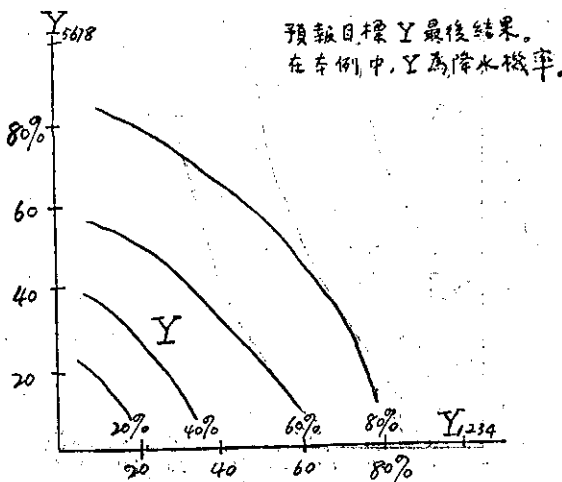


圖 7

中，加繪等值線分析。故圖 5 中之等值線現在已可認為係根據  $X_1$ 、 $X_2$ 、 $X_3$ 、 $X_4$  4 個因子而推得之預報  $Y$  值，稱之為  $Y_{1234}$ 。同理圖 6 中推得之預報  $Y$  值稱為  $Y_{5678}$ 。

四晉入「決賽」。以  $Y_{1234}$  及  $Y_{5678}$  為坐標之圖 7 中又一次點入  $Y$  之對應值，經分析後所得之等值線即可認為對  $Y$  之最後預報矣。

至於預報員應用此結果從事預報時之步驟則如次述。首先分別就 8 個預報因子之觀測值在「初賽」4 圖中讀得  $Y_{12}$ 、 $Y_{34}$ 、 $Y_{56}$ 、 $Y_{78}$  各值。復從「準決賽」兩圖內讀得  $Y_{1234}$  及  $Y_{5678}$  之值。再就該兩值在「決賽」圖中讀得最後之  $Y$  值。即為預報。一般言之，本法在須臾間即可獲得最後結果，堪稱便捷。以上雖屢以球類賽程比喻，然方法之實質意義決非「淘汰」某因子而係「融合」各因子對預報目標之關係，其意甚明。

設原始預報因子為奇數時，可擇其中若干個直接「晉級」，有若球賽中之「種子隊」然。

本法之優點在簡捷易用，不需計算機，亦毋需方程式等諸端。然缺點在於每加入新的預報因子時，無法觀察其對預報增進之程度何若。

又，選擇適當之因子在本法中仍為關鍵所在。在任一圖中如遇等值線呈垂直或水平傾向時，則兩個因子中必有其一與目標並無相關。如遇預報目標之觀測值 ( $Y$ ) 點入某圖時呈現一片散漫，毫無系統可循，則指兩個因子均不適用。遇此情形時，應即摒棄該等因子不用。

不能用數值表示之預報因子雖亦勉強可用本法，但終覺不甚理想。故逢僅能以敘述性質表示之因子宜用下節所述之層分法為佳。

## 六、層分法

層分法 (Stratification method, 暫譯) 亦稱分組法 (Classification method)，其引用之統計原理與前述之迴歸大異其趣，係根據過去實際紀錄內某一預報目標隨某某數預報因子出現之機率作為預報之準繩。為細密詳盡計，每先將各預報目標及因子按種類、程度或等級分組，賦予符號。茲舉例說明之，較易瞭解。

$X$  : 預報目標 (例如飛行天氣等級)  
 $A$ 、 $B$ 、 $C$  ..... : 預報因子 (例如  $A$  指氣團種類， $B$  指相對濕度等等)

$X_1, X_2, X_3, \dots$   
 $A_1, A_2, A_3, \dots$   
 $B_1, B_2, B_3, \dots$

分組 (例如  $X_1$  為目視級天氣,  $A_1$  為 MP 氣團,  $B_1$  為相對濕度 90% 以上等等。)

$(A_1 B_3 C_2 \dots) = (U_m)$ : 組合單位 (例如 MP 氣團, 相對濕度 80—85 等等聯合出現) 之頻數。

$(A_1 B_3 C_2 \dots X_k) = (U_m X_k)$ : 指  $X_k$  隨  $U_m$  後聯合出現之頻數。

$(U_m X_k) / (U_m) = s/n$ :  $X_k$  隨  $U_m$  後出現之機率。若  $n$  趨於無限大則  $s/n = p$  稱為「真機率」。

根據過去實際資料計算而得之機率, 用以預報此後同樣情形之天氣。如此而得之預報, 均以成功之比率數表示, 故稱為「機率預報」。

自電子計算機普及以來, 本法始能一展所長。蓋可儘量蒐集過去資料, 使用打孔卡整理各組合單位 ( $U_m$ ) 及 ( $U_m X_k$ ) 之出現頻數, 而使  $s/n$  儘量接近真機率也。

本法在選擇預報因子時亦復有前述各法之困難存在。創議此法之 I. I. Gringorten 氏另設計一公式專門計算預報因子與目標間關係之大小, 稱之為預報因子之績效指數。用以選擇因子之優劣, 頗具效果。

## 七、賸餘法

賸餘法 (Residual method) 亦為一種以圖式表示之迴歸法。但其原理在逐次用一新的預報因子來表示上一因子所未能表示出來之迴歸關係, 故稱賸餘法。蓋指一次迴歸必不能儘行表示其相關, 必有賸餘關係尚存於其他次要之因子間也。

預報之實際步驟可以下列說明之。

設有預報因子  $X_1, X_2, X_3$  三個, 預報目標  $Y$ 。

(一) 以  $X_1$  (假定其為最佳因子) 對  $Y$  作圖, 求得迴歸線如圖 8。

(二) 實際  $Y$  值與迴歸  $Y$  值 ( $\hat{Y}$ ) 之差稱其為  $\Delta Y_1$ , 求每一資料之  $\Delta Y_1$ 。

(三) 以  $X_2$  (假定其為次佳因子) 對  $\Delta Y_1$  作圖, 求得迴歸線如圖 9。

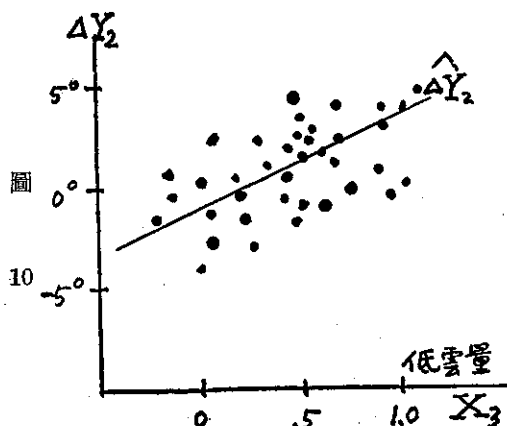
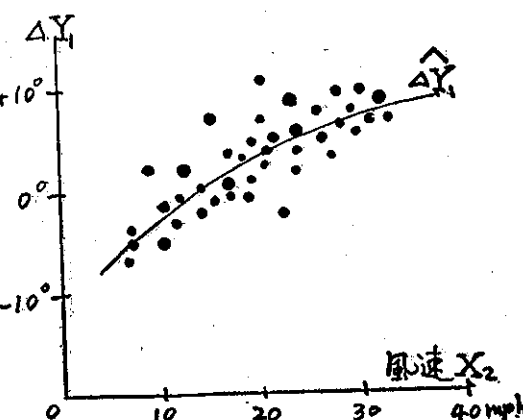
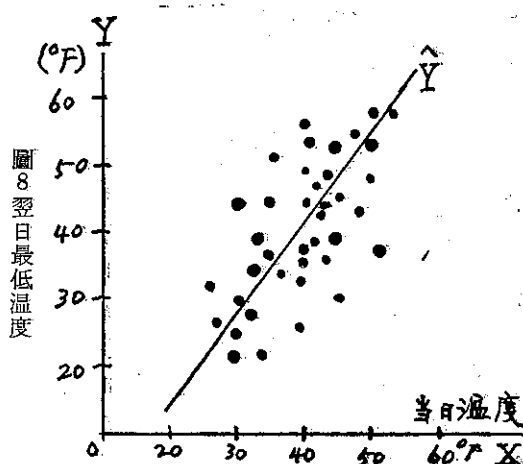
四如第二步求得每一  $\Delta Y_2$ 。

$$\Delta Y_2 = \Delta Y_1 - \Delta \hat{Y}_1$$

(五) 如第三步, 以  $X_3$  對  $\Delta Y_2$  作圖, 求得迴歸線如圖 10。

(六) 最後以下列公式聯合各賸餘之關係而求得預報目標之值。

$$Y = \hat{Y} + \Delta \hat{Y}_1 + \Delta \hat{Y}_2$$



本法雖可繼續不斷推至更多因子, 惟通常均以 3 個為度。本法之明顯優點在於每加入一新的因子, 立可察知其對預報實效有無增進。此正與圖式迴歸法之缺點相反。

當資料太多時, 用圖式步驟幾不可能。故在實際作業中每利用計算機將上述公式編成節目程序

(Programming) 求之。製作所需時間乃大為節省。錯誤亦難發生。

## 八、混合法

事實上氣象學家不必拘泥於上述某一方法。可就問題之性質取最適當之一法或數法混合使用之。例如預報目標僅能用文字敘述分類者，每採用層分法；能用「量」表示時多採用迴歸法或積餘法等是。

茲以地面氣旋移動方向之預測為例，某氣象機構即會動用三種方法之多。首先以「該型氣旋之常態移向」及「該氣旋最近 6 小時移向」為因子用圖式迴歸法獲得初步之預報移向。次以「等變壓梯度指向」用積餘法作為修正因子。然後再以該氣旋行進時之轉向情形用層分法加以印證預報結果。可知統預法之目的祇在使預報準確率提高，而無一成不變之法則也。

## 九、結 論

統預法應用於各種預報目標，自最低溫度至機場飛行天氣等級之預報，均著實效。尤以地方性預報而言，統預法更較主觀預報方法之準確率為高。退一步言，縱令預報員經驗豐富，學養湛深，對主觀預報深具信心；統預法仍不失為一種良好之輔助預報工具。

其最大之優點厥為新進預報人員毋待熟悉一地之

特殊情形以後始能開始預報工作（方法本身已在製訂時自然將地方性因素包涵在內）。然而，此點正亦說明統預法之缺點所在：各地必須個別製訂其自有之統預法，不能轉假通用。職是之故，迄今應用統預法者仍局限於重要都市及航空基地。

有謂數值預報在近年來發展甚速，統預法之前途似乎悲觀。然數值預報即令能達到完美境界，其對象均屬大規模之綜覽天氣而不涉一地、一端之氣象事象。而統預法在此一方面獨擅勝場，固自有其燦爛前途也。

至於統預法在預測大規模之氣流方面是否亦可發揮其效用一節，迄尚難下定論。蓋此一問題胥視動力氣象學者與統計氣象學者間之學術競賽勝利誰屬？苟動力氣象學者能發展一既切理論復合實際之大氣動力模式，使氣象觀測網均能用得其所，並能突破若干目前尚存在之若干物理困難問題，則統預法在該領域內似難獲地位。反之，苟統計氣象學者能不藉動力模式而自行發展正確之預報目標與因子間關係，則統預法即可問鼎於該一預報領域。亦有人認為兩派之聯合或折衷方式，可預期為此一領域內之唯一最佳預報方針。總之，誠如第四節所言，無論其為動力預報、統計預報，設能繼續改進達於相當完美程度，在理論上言必合殊途同歸之旨也。

# 新竹氣候之研究(三續)

唐 奇 祥

*The Climate of Hsinchu* (Continued)

by

*Tang Chyi-shyang*

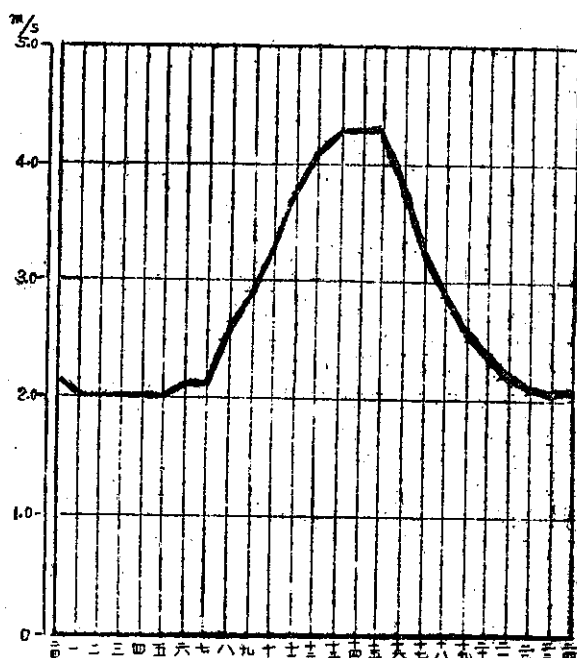


圖16：新竹各月逐時之平均風速  
(1950—1964)

(2)逐時平均風速之日較差以7月為最大，8月起逐月減小，至2月為最小，3月起風速又逐漸變大，直到7月之最高點，1年僅有升降。其最大之日較差約一倍於最小之日較差。

(3)逐時平均風速以每日下午13時或14時為最大，自是逐漸減低，至半夜2時達最低點，爾後又逐漸升高，達下午之最高點，每日僅有1次升降，每月如此，無甚變化。

(4)日間逐時平均風速之升降幅度大於夜間，夜間之升降較緩，晝間則較急。

(5)海風與陸風—濱海地帶，日中陸地吸熱快，氣溫較高，海洋吸熱慢，海上氣溫較低，因之空氣由海上向陸地流動，產生海風，其風速不大；日沒後，陸地放熱較海洋快，故此時陸地氣溫較海上低，氣流又

由陸地向海上流動，產生陸風，其風速亦不大。新竹東背高山，西臨海峽，熱季海、陸風之現象頗為顯著，早於淡水廳誌（按：新竹為當時淡水廳治所在）即有「淡地之風，早東午西，名發海西，春夏時皆然」之記載，所謂「發海西」即為海、陸風，其早東風為陸風，午西風為海風。爰取民國53年風向之每小時1次觀測記錄，按16風向分別統計每方向於各小時中發生之次數，製成表27，以觀察一日中風向變遷之狀況，藉知海、陸風發生之梗概：

1. 西風發生之216次中，其分佈於下午17時以後至次日上午10時前者僅25次，發生於上午10時至下午17時者共有191次，佔88%；西風左右鄰近兩向之西南風及西北風分配次數亦有類似之比例，可知此三方向之風多發生於日間氣溫較高之際，來自海洋，是為海風。

2. 再查與西風左右距離略遠之四向風信，西北風及北北西風一日間之分配次數亦與西風相似，係屬海風性質，且觀上述可能產生海風之各風向，其於一日中分配次數最多者乃在下午1時前後，正符合產生海風之原則。西南風為夏日流行之季風，雖略有與西風相似之集中趨勢，但所佔之比例不大，南南西風則反異其趣，是因新竹之西北為海岸平原，西南為丘陵地帶，而其面臨之海岸又為東北與西南走向（參看圖1）故也。

3. 東風及東北東風一日中之分佈狀況，恰與西風相反，即多自下午17時以後至次日上午9時前吹向海洋，是為陸風。

4. 靜風一日中之分配狀態與1項所述者相反，其各小時觀測所得之總數2,245次中，上午10時至下午17時僅有137次，其餘時間發生次數則超過總數90%，可見靜風發生之時刻多在晚間及次日上午10時以前，亦即全日氣溫較低之時，查海風發生之當日，其上午多為靜風狀態，上述新竹靜風之一日中分配狀況，正與此符合，因夜間對流較弱氣流穩定。

# 新竹氣候之研究(三續)

唐 奇 祥

*The Climate of Hsinchu* (Continued)

by

*Tang Chyi-shyang*

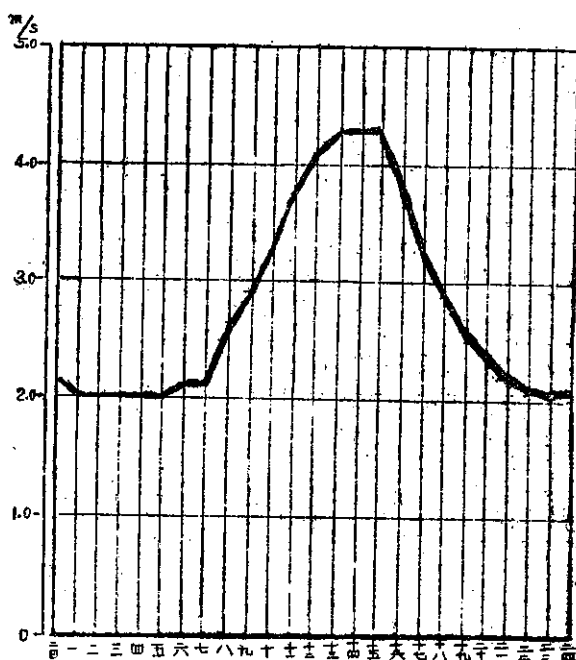


圖16：新竹各月逐時之平均風速  
(1950—1964)

(2)逐時平均風速之日較差以7月為最大，8月起逐月減小，至2月為最小，3月起風速又逐漸變大，直到7月之最高點，1年僅有升降。其最大之日較差約一倍於最小之日較差。

(3)逐時平均風速以每日下午13時或14時為最大，自是逐漸減低，至半夜2時達最低點，爾後又逐漸升高，達下午之最高點，每日僅有1次升降，每月如此，無甚變化。

(4)日間逐時平均風速之升降幅度大於夜間，夜間之升降較緩，晝間則較急。

(三)海風與陸風—濱海地帶，日中陸地吸熱快，氣溫較高，海洋吸熱慢，海上氣溫較低，因之空氣由海上向陸地流動，產生海風，其風速不大；日沒後，陸地放熱較海洋快，故此時陸地氣溫較海上低，氣流又

由陸地向海上流動，產生陸風，其風速亦不大。新竹東背高山，西臨海峽，熱季海、陸風之現象頗為顯著，早於淡水廳誌（按：新竹為當時淡水廳治所在）即有「淡地之風，早東午西，名發海西，春夏時皆然」之記載，所謂「發海西」即為海、陸風，其早東風為陸風，午西風為海風。爰取民國53年風向之每小時1次觀測記錄，按16風向分別統計每方向於各小時中發生之次數，製成表27，以觀察一日中風向變遷之狀況，藉知海、陸風發生之梗概：

1. 西風發生之216次中，其分佈於下午17時以後至次日上午10時前者僅25次，發生於上午10時至下午17時者共有191次，佔88%；西風左右鄰近兩向之西南風及西北風分配次數亦有類似之比例，可知此三方向之風多發生於日間氣溫較高之際，來自海洋，是為海風。

2. 再查與西風左右距離略遠之四向風信，西北風及北北西風一日間之分配次數亦與西風相似，係屬海風性質，且觀上述可能產生海風之各風向，其於一日中分配次數最多者乃在下午1時前後，正符合產生海風之原則。西南風為夏日流行之季風，雖略有與西風相似之集中趨勢，但所佔之比例不大，南南西風則反異其趣，是因新竹之西北為海岸平原，西南為丘陵地帶，而其面臨之海岸又為東北與西南走向（參看圖1）故也。

3. 東風及東北東風一日中之分佈狀況，恰與西風相反，即多自下午17時以後至次日上午9時前吹向海洋，是為陸風。

4. 靜風一日中之分配狀態與1項所述者相反，其各小時觀測所得之總數2,245次中，上午10時至下午17時僅有137次，其餘時間發生次數則超過總數90%，可見靜風發生之時刻多在晚間及次日上午10時以前，亦即全日氣溫較低之時，查海風發生之當日，其上午多為靜風狀態，上述新竹靜風之一日中分配狀況，正與此符合，因夜間對流較弱氣流穩定。

表二十七：新竹 1 日中風向之變遷

(民國53年)

時刻	風向	N 349-11	NNE 12-33	NE 34-56	ENE 57-78	E 79-101	ESE 102-123	SE 124-146	SSE 147-168	S 169-191	SSW 192-213	SW 214-236	WSW 237-258	W 259-281	WNW 282-303	NW 304-326	NNW 327-348	Calm	SWM
1		3	55	74	18	14	2	3	1	7	9	11	1	1	—	1	3	163	366
2		5	62	72	16	14	2	2	1	8	8	13	1	—	—	2	—	160	366
3		6	60	71	14	13	1	2	1	13	8	15	1	—	—	2	—	159	366
4		6	60	67	11	14	8	2	3	5	8	15	—	—	—	—	1	166	366
5		6	54	77	15	22	4	1	5	4	11	11	2	—	1	—	2	151	366
6		3	56	82	9	19	6	3	3	8	14	8	1	1	—	—	1	152	366
7		3	61	79	12	17	5	1	6	6	14	14	2	2	—	—	2	142	366
8		5	64	79	13	18	2	1	3	16	15	24	5	2	—	3	—	116	366
9		14	72	83	12	17	2	3	2	5	10	39	10	5	1	7	—	84	366
10		22	84	82	9	3	1	2	—	6	6	27	28	20	9	20	12	35	366
11		22	90	74	8	3	—	2	—	2	1	25	30	27	9	23	28	21	366
12		30	93	64	7	1	—	1	1	1	1	23	29	37	11	31	26	10	366
13		28	98	60	6	1	—	1	—	2	1	22	33	32	13	30	32	7	366
14		33	94	68	3	2	—	—	2	2	4	23	30	28	10	36	26	5	366
15		31	101	66	4	3	1	3	2	5	5	20	31	20	7	32	31	4	366
16		30	107	69	7	3	6	1	2	—	8	30	26	15	5	21	18	18	366
17		23	98	79	9	7	5	2	1	3	7	28	25	12	8	11	11	37	366
18		7	93	79	15	11	4	3	2	4	6	37	14	6	3	6	7	59	366
19		11	86	82	20	16	3	2	4	5	14	25	7	2	2	3	2	82	366
20		4	84	73	23	17	4	—	—	11	10	19	4	1	—	1	5	110	366
21		4	68	81	20	27	1	2	1	6	11	14	1	2	1	2	1	124	366
22		9	62	78	24	20	1	1	1	9	8	12	1	1	—	2	2	135	366
23		5	66	69	23	17	2	2	—	6	11	10	—	1	—	2	2	150	366
24		2	65	70	17	24	3	2	—	7	6	9	1	1	1	1	2	155	366
總計		322	1,833	1,788	315	303	63	42	41	141	196	475	283	216	81	236	214	2,245	8,784
平均		13.4	76.4	74.1	13.1	12.6	2.6	1.8	1.7	5.9	8.2	19.8	11.8	9.0	3.4	9.8	8.9	93.5	366

5. 來自北、北北東及東北三方向之風以上午 9 時至下午 19 時發生之次數較多，其餘時間較少，亦即晝多夜少，此與海陸風之影響相符，但由第(一)節季風風向之分析，可知來自東北象限之風為東北季風，盛行於冬季，其晝多夜少之原因乃係夜間陸上氣壓較高，風有難岸入海趨向。觀表 26 所示日間逐時平均風速大於夜間之現象，可用為佐證。

6. 由(1)至(5)之現象比較觀察，參以海上漁民實際經驗，得知新竹之海風大於陸風，與一般情況相吻合。

7. 全年 8,784 次之記錄中，除靜風外，北北東風及東北風發生之次數最多，西南風次之，又自一日中 10 至 19 時以北北東風出現次數最多之點而論，可知屬於季風性質之風信仍為最多，海陸風於全年各風信中所佔之比例並不甚大。

四颱風—颱風為臺灣嚴重之天然災害，全省各地均經侵襲而致慘重之人畜傷亡及財物之損失，但因登陸之地點不同，各地風雨之盛衰，亦各有差異。新竹居臺灣之西北部，西臨海峽尚未見颱風登陸，而東倚之山地則每有減殺颱風威力之作用，以較之恒春及東部各地，災害顯較為小，然颱風之來也，其暴風每與豪雨俱至，故仍為新竹地區巨大之災源，爰將歷年颱風侵襲臺灣後形成新竹地方風雨之狀況，闡述如下：藉窺其全貌，用明其影響。

1. 颱風發生之次數—根據氣象局統計，自 1897 年至 1962 年侵襲臺灣之颱風共有 248 次，其中登陸臺灣者為 116 次，新竹因觀測記錄開始較晚，故就民國 27 年至 53 年 (1938—1964) 之資料列為表 28，得知颱風於新竹歷年、各月及一日中之分佈情形如下：



(1)歷年颱風之分佈：

a. 瞬間最大風速大於每秒20公尺之颱風，共計28次，每年平均為1.04次，一年中以出現三次為最多，連續發生年數最多為9年，未發生每秒20公尺以上之颱風共有8年，其中有兩次連續兩年未發生此項颱風。

b. 瞬間最大風速大於每秒25公尺者共計17次，

1年中以出現2次為最多，發生於民國29年及51年；連續發生年數最多為6年；27年中未發生每秒25公尺以上之颱風共10年，其中曾有連續3年未發生此項颱風。

c. 瞬間最大風速大於每秒30公尺者共有7次，一年中最多出現1次，曾連續發生3年，亦有兩次連續6年未見此項颱風。

表二十八：新竹地區瞬間風速達每秒20公尺以上之颱風

(民國27至53年)

月別	侵襲日期 年月日	颱風名稱	最低氣壓		10分鐘間平均最大風速			瞬間最大風速			降 雨		中心登陸地點
			重力值 (mb)	時 間 日時分	風向	風速 (m/s)	時 間 日時分	風向	風速 (m/s)	時 間 日時分	日數	總量 (mm)	
6月	49.6.10	瑪麗 (Mary)	969.1	10.12.00	SW	15.8	10.12.53	SW	25.5	10.12.51	3	100.9	香港登陸向東北進行
7月	29.7. 7	—	969.1	07.16.22	NNE	21.7	07.15.10	NNE	29.2	07.15.12	3	64.9	—
"	31.7.11	—	970.4	11.21.00	NNE	22.0	11.21.00	NNE	27.8	11.20.50	3	67.8	—
"	32.7.18	—	972.3	18.10.00	SSW	16.8	18.10.00	SSW	22.5	18.10.02	3	228.6	—
"	41.7.28	—	990.8	29.12.40	NE	16.2	28.20.05	NE	21.2	28.20.07	0	0.0	—
"	42.7. 3	—	968.2	4. 2.30	N	20.5	3.22.51	N	26.8	3.22.46	2	11.0	—
"	47.7.15	溫妮 (Winni)	977.0	15.21.43	NE	17.0	15.21.10	NE	26	15.21.02	3	22.5	由成功登陸向西進行
"	52.7.16	范迪 (Wendy)	975.3	16.14.00	NNE	18.7	16.10.40	NNE	23.9	16.10.33	2	24.1	—
8月	29.8.30	—	970.1	31.5.00	ENE	18.0	30.16.00	NNE	27.2	30.16.54	4	117.6	—
"	33.8.13	—	970.4	13.22.22	NNE	22.5	13.20.00	NNE	35.0	13.21.00	2	123.8	—
"	36.8.29	—	977.5	29.11.00	ESE	19.0	29.10.00	ENE	25.4	29. 8.05	2	6.8	—
"	42.8.16	—	983.4	16.18.54	SSW	16.2	17. 4.00	SSW	20.9	17. 4.00	3	201.9	—
"	48.8.30	瓊恩 (Joan)	965.6	30. 3.52	ENE	19.2	30. 0.45	NE	27	29.20.13	2	59.1	成功登陸向西進行
"	51.8. 6	歐珀 (Opal)	953.8	6. 0.45	N	26.7	6. 0.00	N	30.6	5.23.28	2	153.1	宜蘭附近登陸向西北進行
9月	29.9.30	—	975.7	30.16.00	NNE	15.5	30. 2.00	E	24.7	30. 9.25	3	84.5	—
"	34.9.11	—	989.1	10.24.00	NE	20.8	11. 2.00	NE	23.5	11. 1.55	3	42.6	—
"	34.9. 2	—	968.6	3. 3.00	NNE	33.4	2.16.30	NNE	37.2	2.16.15	2	46.6	—
"	35.9.25	—	963.5	25.19.20	NNE	27.5	25.15.40	NNE	34	25.15.52	3	135.7	—
"	37.9.17	—	977.1	17.16.00	NNE	20.2	17.13.15	NNE	27.2	17.13.39	4	178.2	—
"	37.9. 6	—	982.6	6. 7.08	E	16.7	6. 7.00	E	21.4	6. 7.11	2	36.9	—
"	38.9.14	—	984.0	14.17.06	ENE	21.7	14.17.45	ENE	30.5	14. 7.43	1	39.4	—
"	45.9. 3	—	972.3	3.15.40	N	21.5	3. 7.28	N	31.3	3. 7.22	3	229.6	—
"	47.9. 4	葛瑞絲 (Grace)	987.3	4. 2.00	WSW	16.0	4. 3.00	SW	23.0	4. 3.15	2	93.1	通過臺灣東北海面
"	50.9.12	波密拉 (Pamila)	961.3	12. 4.07	NNE	33.4	12. 4.10	NNE	42.7	12. 3.56	2	132.9	蘇澳附近登陸通過北部
"	50.9.28	沙莉 (Pally)	984.2	28.14.50	NE	16.0	28.10.20	NE	21.4	28.10.15	2	11.7	大武登陸向西進行
"	51.9. 5	愛美 (Amy)	959.8	5.10.53	NE	22.3	5.10.30	NE	27.6	5.10.25	3	55.6	花蓮附近登陸新竹附近入海
"	52.9.11	葛樂禮 (Glorie)	977.3	11.11.43	NW	15.3	11.08.00	NW	26.8	11.08.05	3	569.4	宜蘭附近登陸向西北進行
10月	51.10.3	黛納 (Dinal)	985.6	3. 5.20	ENE	15.3	3. 8.40	ENE	22.3	3. 8.40	4	53.4	通過巴士海峽

d. 瞬間最大風速超過每秒35公尺者於27年內僅發生3次，分佈於不同之3個年份中，其中之兩次係於連續之兩年內發生，有1次為新竹瞬間風速最大之颱風「波密拉」，每秒達42.7公尺，發生於民國50年9月12日。

(2)各月之颱風分佈：

a. 根據記錄，得知新竹之颱風季節，乃自每年5月中旬至11月中旬，共達6個月之久，亦即於上述之半年內，均有發生颱風之可能。

b. 27年記錄之28次颱風中，其瞬間風速大於每秒20公尺者，發生於6月上旬及10月上旬各1次；發生於7、8兩月者各6次，各佔總次數23.1%；9月最多，計發生12次之多，佔總次數46.2%；6月以前及10月上旬後發生之颱風，其瞬間風速均低於每秒20公尺，亦即10分鐘平均風速約低於每秒15公尺，威力不大，新竹居民於此項颱風之來臨，每不覺其為颱風，蓋如第二節中之統計，新竹暴風日數每年平均發生約40次，而每次之10分鐘平均風速均在每秒10公尺以上也。

c. 瞬間最大風速大於每秒30公尺者共有7次，均發生於8、9兩月，其中8月僅有兩次，9月最多，且風速最大之兩次亦發生於9月裏，故新竹地區之9月颱風實足令人警惕。

d. 臺灣南部之颱風季節較長，據恒春測候所記錄，其1年中發生颱風最早者為民國34年之3月10日，最遲在為民國41年11月26日。新竹於每年之12月至4月間等5個月份中，尚無颱風記錄。

(3) 颱風最大風速一日內出現時刻—觀表28，發現瞬間最大風速在每秒20公尺以上之颱風，其侵襲新竹28次中有12次發生於夜間20時以後至凌晨4時之前，此時一片漆黑，而狂風暴雨來襲，每致電源中斷，黑暗中更感驚慌恐怖！尤以民國50年9月12日新竹地區記錄中風速最大之波密拉颱風，其來襲時正值深夜，黑暗中措手無從，造成重大災害，即為一例，故颱風來襲前，手電筒等照明工具，必須備妥，以應緊急之需。

2. 各種颱風經路對新竹地方之影響—根據臺灣氣象局統計，侵襲臺灣257次之颱風，可分七類（見圖17），從以看出：

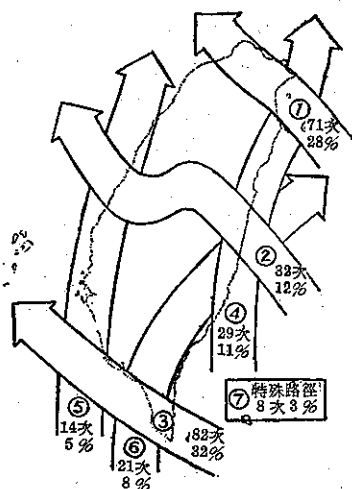


圖17：颱風侵襲臺灣路徑圖（1897—1966）

- (1) 通過臺灣北部及北部海上向西或西北進行者，共有71次，佔總次數28%。
- (2) 通過中部向西或西北進行者有32次，佔12%。
- (3) 通過南部海上向西或西北進行者有82次，佔32%。
- (4) 沿東岸或東部海面北上者計29次，佔11%。
- (5) 沿西岸或臺灣海峽北上者計14次，佔5%。
- (6) 通過中南部再向東北出海者計21次，佔8%。
- (7) 路徑特殊不能併入以上六類者計8次，佔3%。

上述七類，第(1)(2)兩類之颱風中心離新竹較近，對新竹之威脅最大，如民國50年9月12日之「波密拉」颱風及51年8月6日之「歐珀」颱風，即按此路徑來襲。此類颱風，每造成新竹地區之最大風速，此最大風速，多發生於颱風越過中央山脈之先，越山後因受地形摩擦影響，威力往往急減，如「歐珀」颱風於宜蘭測得瞬間最大風速為每秒66公尺，新竹風力雖大，但觀瞬間最大風速之每秒30.6公尺之記錄，乃知尚不及其半；又「波密拉」颱風於新竹創下最大風速記錄，亦不及通過同緯度宜蘭地區所發生之風速。再者，此兩類颱風，當其中心進入東部沿海或接近登陸東部之時，由於中央山脈地形影響，東部因氣流會聚而氣壓較高，背風面之西部氣壓反而較低，常可導致一副低氣壓，即所謂之副颱風是也。如颱風依第(1)類路徑進行，其副颱風中心之形成常在新竹與臺中之附近，如按第(2)類路徑進襲之颱風，其副低氣壓發生地點大多位於臺中以南之西部地區。若此副中心形成於新

竹附近或掠過新竹時，其對新竹地區雨量之影響，乃視風力為重要。

第(3)(4)(7)類之颱風中心因離新竹較遠，有時暴風半徑且未達新竹，故風力較弱，但可帶來暴雨，如民國48年8月30日之「瓊恩」颱風即是。

第(5)類多為輕度颱風，其威力不大，但每帶來豪雨；第(6)類颱風則常絕新竹而去，影響甚小。

3. 新竹最受威脅之颱風風向—根據表25，得知發生瞬間最大風速達每秒20公尺以上之颱風28次中，其瞬間最大風速之風向屬於北北東風者8次，東北風7次，北風3次，東北東風3次，東風2次，西南風和南南西風各為2次，西北風1次。其瞬間風速達每秒30公尺以上之颱風，7次中最大風速之風向屬北北東風者3次，北風2次，東北和東北東風各為1次。關於瞬間風速最高記錄之「波密拉」颱風及民國34年9月2日發生次高記錄之颱風，其最大風速之風向則均為北北東風。可知北北東風為新竹最感可怕之風向。又據上述統計並將10分鐘平均最大風速及每秒20公尺以下之風速合併統計，製成新竹地區各風向最大風速圖如圖18，從而察知：

(1)第一象限內各風向之風速均較強大，尤以北北東風之風速特大，凌駕各風向之上，且每秒30公尺以上之最大風速均集中於第一象限之內。

(2)第三象限之西南風及南南西風之最大風速亦曾超過每秒20公尺，其威力亦不可忽視。

(3)除東南東風及西北風外，第二及第四象限內之強風，均未超過每秒20公尺，且多常在每秒15公尺以下，尤以東南風及南南東風之最大風速，向未超過每秒10公尺，此乃因新竹東南方高山大嶺綿綿不絕而受其影響之所致。

依據上述，再按風壓之計算方式，得知新竹瞬間最大風速每秒42.7公尺之記錄，其垂直於每平方公尺之風壓為146.5公斤，此種強大風壓，足使不堅固之建築物導致嚴重災害。風壓與風速之平方成正比，風速增一倍，風壓增四倍，可能招致之風災亦越形嚴重，觀圖18所示，已知新竹之最大風速多分佈於東北象限內，故面對該方向之建築物應特加防護；又新竹西臨臺灣海峽，鑒於西南風亦不弱之顯示，新竹市轄南寮漁港中漁船之活動及停泊，亦應多加檢點；尤以繼續興建中海埔地之堤防，其高度之計算，除考慮天文潮可能產生之海面高度及低氣壓可能增加之海面高度外，尚須顧及颱風風速所生之風壓與激起之風浪及他處因颱風而傳來之長浪，其可能最大風速之假定，又似

以採用臺灣及外島歷年最高風速紀錄為妥。

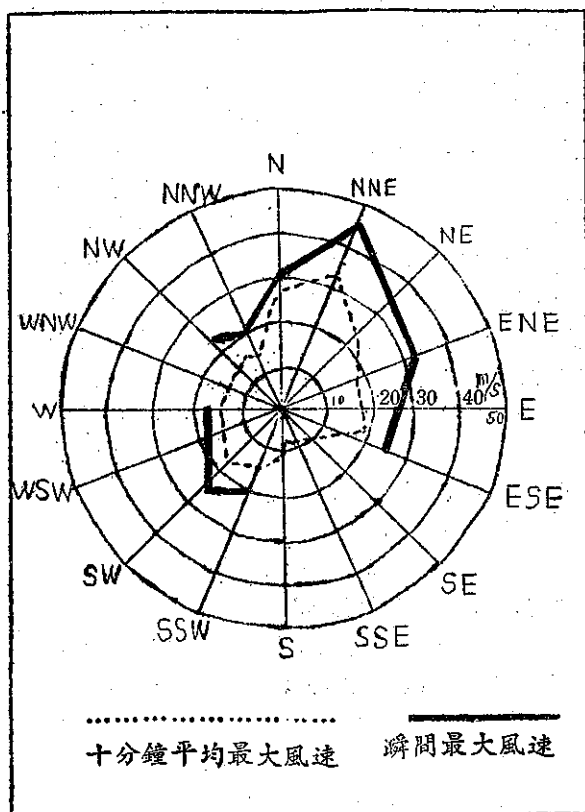


圖18：新竹各風向之最大風速（1938—1964）

(4)焚風—旺盛之氣流受高山之阻梗，被迫上升，是時水汽因膨脹冷卻凝結為雨而下降，及其越山而過，遂成乾燥之空氣下降，下降時因壓縮而增溫，乃成乾熱之氣流，稱為焚風。其至也，氣溫因之升高，相對溫度為之突降，是時天氣燥熱，草木每因之而枯萎，積雪遇之而頓化，且易生火災。此種現象，多產生於歐洲阿爾卑斯山及北美洛磯山之山麓，臺灣因中央山脈作南北走向，故焚風多發生於東西兩側，又因臺灣焚風之起，多由於低氣壓之通過南部及巴士海峽或通過臺灣北方海面，故焚風之分佈乃在臺灣中部之東西兩麓，以臺中及臺東兩地區最為顯著，新竹亦有與焉。

新竹之有焚風現象，得徵於居民有「火燒風」及「火飆」之稱號，亦散見臺灣氣象報導刊物、臺灣銀行季刊及高中教科書中，但其記載多屬「略予提及」之性質，尚無專文報導，而新竹測候所於觀測開始之前20餘年中亦缺乏特殊氣象分析記錄，近數年該所已注意及此，於焚風一項，曾作分析報告一則，省氣象

局認為「資料可貴」，茲節錄該報告之片段並抄錄其他文獻中敘及新竹焚風之一節，另以筆者居新竹感有焚風之當日氣象狀況列為表26，藉作初步研判。

節錄民國53年新竹測候所有關焚風之分析報告：

「此次艾達 (Ida) 颱風經由呂宋北部進入南海……新竹……8月7日8時氣溫升至攝氏32.4度，18時氣溫仍高達33度，當日最高氣溫為38.7度，第1次最高之38.6度，發生於上午11時，第2次最高之38.7度，發生於12時15分，……是日11至12時風速甚小，未超過每秒2公尺，風向為西南至西北，甚不穩定，惟此風向吹刮時間甚短，在此以前為東風，12時以後又轉為東北東風 (颱風環流之風系)……風速逐漸擴大，……。8月8日4時30分始降雨，雨量不大。……焚風發生時，因氣流下沉而雲消，致使雲量大減，當是日(7日)8時雲量為3/10，9時為……2/10，……21時為5/10，……8時相對濕度由91降為60，……最低之41發生於14時10分，……18時為54，19時為61，20時為57，至21時始升至68……。」

抄錄民國38年氣象通訊第4卷第7,8,9,期合刊「9月14日新港颱風」文中有關新竹焚風之一節：「14日13時45分許颱風登陸於新港15公里之北方海岸……繼向西北西橫斷臺灣中部山脈，至16時移進抵嘉義西北方……繼直趨澎湖南方海上經臺灣海峽進入閩南大陸……(3)熱風現象……(A)臺中……(B)日月潭……(C)新竹16時前為東北風，至15時20分繼降小雨，自17時起風向忽然轉為東北東，隨之氣溫上升達攝氏29.6度，絕對濕度下降為18.2公厘，此熱風現象繼續5小時之久，最高氣溫為20時及22時之31.6度(筆者按：17時以後應為每日氣溫逐漸下降之時)」。

民國52年9月5日颱風費依 (Faye) 經巴士海峽西進，當日發現有焚風現象，其有關之氣象狀況列表如下：

觀表29，得知當日上午8時氣溫即已升至31.3度，9時又升至33度，自此陸續上升至下午14時40分，氣溫達最高之38.2度；相對濕度亦於上午8時降至66%，自是陸續下降，至下午14時40分，出現該日最低相對濕度41%；又當日上午8時至下午15時之風向均為東北風及東風，風速均在每秒6公尺以上；且當日露天蒸發量高達11.5公厘，匪特較該月日平均蒸發量之5.26公厘高出一倍，亦高出該月歷年最高日平均蒸發量之7.69公厘。綜上所述，可知當日上午8時至下午16時顯有焚風現象。及16時，風向雖轉為西風，風速減至每秒2.7公尺以下，但氣溫仍有36.6度，相對

濕度亦僅57%，18時氣溫尚為3.6度，相對濕度為69%，至19時後始恢復正常。

表二十九：民國52年9月5日新竹氣象概況表

時	氣溫	相對濕度	風向	風速	氣壓	附記
1	28.5	80	NE	7.0	49.17	一、本日露天蒸發量為11.5公厘。 二、本日最高氣溫為38.2°，發生於14時40分，同時刻發生最小至41%之相對濕度。
2	28.3	81	NE	10.0	48.66	
3	28.5	77	NE	8.0	47.96	
4	28.9	77	NE	7.0	47.63	
5	28.9	78	NE	6.2	47.81	
6	29.2	76	NE	6.3	47.43	
7	30.1	70	NE	8.7	47.57	
8	31.3	66	NE	10.0	47.77	
9	33.0	60	NE	8.7	47.48	
10	34.5	56	NE	7.3	47.12	
11	35.9	50	NE	8.0	46.67	
12	35.7	51	NE	6.3	46.19	
13	36.5	49	NE	6.0	46.11	
14	37.4	44	NE	6.3	45.83	
15	37.6	43	E	6.7	47.21	
16	36.6	57	W	2.7	47.64	
17	34.6	64	W	2.7	46.97	
18	32.6	69	W	2.7	47.67	
19	31.0	81	W	1.7	48.81	
20	30.0	86	W	2.7	49.70	
21	29.6	83	W	3.3	50.49	
22	28.9	83	W	1.7	51.22	
23	28.7	85	W	0.5	50.86	
24	27.8	87	W	3.3	50.87	

綜合上述三例，於新竹焚風發生之初步研判，可得下列概念：

1. 新竹確有焚風現象，但所見氣溫上升及相對濕度下降之比率，略遜於臺中及臺東 (民國31年6月7日臺東發生焚風時之最高氣溫曾達39.5度，相對濕度低至31%，民國16年8月19日臺中發生焚風時之最高氣溫曾達39.3度，相對濕度曾低至41%)，且為時較短，未見災害報告。

2. 新竹焚風均產生於颱風通過臺灣南部或巴士海峽之時，但當時颱風未必侵襲新竹，故新竹之颱風季節未必即為焚風季節，高中教科書中「火飆」一名，似有商榷之必要。

3. 新竹焚風之風向，多為東風、東北風及東北東風，來自中央山脈之東面。

4. 新竹歷年記錄中 38.7 度之絕對高溫發生於 53 年 8 月 7 日焚風來臨之時，52 年 9 月 5 日焚風來臨之氣溫 38.2 度，亦接近絕對高溫。

5. 觀表 26 附記欄所載，得知焚風發生當日之蒸發量甚大，故於討論焚風時於蒸發量之比較研究，亦頗有必要。

## 十一、結 論

新竹因地理位置及鄰近地形、地勢與海陸分佈之影響，氣候上顯有其區域特性，茲擇要列舉如下：

(一) 新竹年平均溫度為攝氏 21.95 度，歷年來未見低於 20 度之記錄；各月均溫最高者為 7 月之 28.3 度，最低者為 1 月之 14.7 度，月均溫超過 20 度者計為 8 個月，其夏季均溫略高於中、南部，冬季又低於臺北、基隆，年較差之大，冠於臺灣各都市。

(二) 極端高溫為 38.7 度，除 2 月份外，全年各月之絕對高溫均有超過 30 度之記錄（2 月亦有 29.3 度）；極端低溫為零下 0.1 度，降霜為偶然現象，全年均為生長季。冬季之絕對日較差甚大，其最大日較差曾達 20.3 度，故家居此間者，均須準備作乍寒驟暖之適應。

(三) 年平均雨量為 1,651.2 公釐，可稱為多雨區，但與臺灣其他各都市比較，則居末位；其年平均變率達 21.4%，兩年間之最大變率曾達 17.3%，故旱象屢見，若欠灌溉設施、農田均須種植耐旱作物。

(四) 一年中 6 月份平均降雨量最多，降雨強度亦最大，10 月降雨最少，降雨強度亦小；若以季節而論，則夏季最多，佔全年之 42.1%，冬季最少，佔 7.2%，春季為 28.4%，秋季為 24.2%，以與臺灣各地相比，其年集中率不大。全年降雨日數平均為 137.9 日，3 月份雨日最多，10 月最少；上半年雨日較多，下半年雨日較少，故工程之建設，應計劃於下半年中施工為佳。

(五) 暴雨之現象甚顯，其日雨量最多曾達 431 公釐，4 小時內最大雨量曾達 287.5 公釐，1 小時內最大雨量亦達 87.4 公釐，暴雨除來自颱風及對流性雷雨外，南方低氣壓直接帶來之豪雨，亦甚可觀；暴雨之於新竹，曾衝斷頭前溪大鐵橋，淹沒兩岸農田，市區之積水，猶其餘事。

(六) 年平均蒸發量 1,499.8 公釐，與年雨量相抵，尚有剩水現象；若以各月蒸發量與各月之雨量相抵，則 1 月至 6 月及 8 月份有剩水現象，9 月至 12 月及 7 月份呈缺水現象。

(七) 依柯本氏之氣候型分類法，新竹應屬於 CFA 型，照王益匡氏之意見，列為副熱帶季風氣候之華南型。

(八) 年平均相對濕度為 82.5%，除 10 月份為 79.3% 外，其餘各月之相對濕度均在 80% 以上，其濕度可稱甚大，以是新竹南大路一帶外銷木製傢俱工廠每得顧客「木材須經乾燥處理」之建議，而木材乾燥機器於新竹乃應運而生，新竹火柴廠附設之拼花地板製造部於產品外銷之前，更有先行調查市場所在地空氣濕度之舉，以為木材所需乾燥程度之參考。

(九) 年平均雲量為 10 分之 6.9，各月均在 10 分之 5 以上，年變象不大。全年快晴日數平均為 41 日，曇天日數則為 132 餘日，故新竹之天空，可謂為多雲之天。

(十) 日照時數年平均為 2,038.1 小時，年變化甚大，計 2 月最少，為 95.2 小時，2 月後日照時數漸增，至 7 月最多之 249.9 小時，7 月後又漸減，以至 2 月之最低值。日照率年平均為 50.5%，比率最大者為 10 月之 61.3%，最小為 3 月之 28.1%，日照率大小與日照時數多小之月份分佈不盡相同。又全年不照日數平均為 72.1 日，2 月不見太陽之日數最多，平均為 11.1 日，7 月、8 月兩月最少，均為 1.9 日，若與降雨日數比較，則無照日數僅為降雨日數之 52%，可知新竹雨日中陣雨之比率甚大。

(十一) 新竹之年均溫、年平均氣壓、降雨日數、降雨強度及蒸發量、雲量、日照時數、日照率等現象均有臺北與臺中間之過渡現象，在臺灣經常南去北來之旅客，稍加注意，即可獲得直接之印象。

(十二) 新竹之平均風速尚不及臺北，暴風日數則超出臺北達三倍有奇，除恒春外，其暴風日數之多，且為臺灣各都市之冠，故有「風城」之雅號。

(十三) 9 月中旬至 5 月上旬為新竹之東北季風期，計 8 個月，6 月中旬至 8 月上旬為西南季風期，計兩個月，其間為季風之轉變期，計各為一個月。因臨海之故，夏季海陸風甚為發達，所謂「發海西」者，即指此而言。至若颱風之來，雖賴中央山脈之屏蔽，災害較東部為輕，但仍為新竹最大之威脅。其最大風速曾達每秒 42.7 公尺，最感威脅之風向來自東北象限，其中以北北東風最為可怕。

(十四) 新竹曾頻見焚風與龍捲風之現象，焚風多生於颱風侵襲南部或通過巴士海峽之時，頗有規則可尋，龍捲風於新竹發生之次數雖較臺灣其他地區為多，但因其規模小，且倏來忽去，氣象台記錄無法捉摸，故

不於氣候之篇中討論。

本文之撰寫，除參考前賢之文獻外，端賴氣象記錄之統計，而此項統計工作極為繁重，個人時間、精

力有限，實未竟全功，掛漏之處，在所難免，故於文末特表歉憾之意。

### 主要參考書籍

正中書局編審會：中國氣候總論

蔣丙然：臺灣氣候誌

薛繼堦等：新竹新志

陳正祥：氣候之分類與分區

鄭子政：氣象與交通

胡煥庸：氣候學

蔣丙然：氣候學

蔣丙然：應用氣象學

鄒豹君：地學通論

劉鴻喜：自然地理學

王益厓：中國地理（大學用書）

新竹文獻委員會：新竹縣志稿

臺灣省氣象局：臺灣累年氣象報告

臺灣省氣象局：氣象學報

臺灣銀行經濟研究室：臺灣銀行季刊

國立中央研究院氣象研究所：氣象年報第1卷

臺灣省氣象局：氣象簡訊



# 民國五十六年颱風調查報告

臺灣省氣象局

第一號颱風葛萊拉

*Report on Typhoon "Clara"*

## *Abstract*

The incipient stage of Clara was observed near  $22^{\circ}\text{N}$ ,  $146^{\circ}\text{E}$  on July 5, 1967. A reconnaissance plane found evidence of a tropical storm the next day, Clara drifted west and became a typhoon on the 7th. Maximum intensity occurred in the vicinity of Yaeyama Retto on July 11 when the central pressure was reported at 960mb, and winds near the center reached 45 m/s. She had changed her course slightly and moved toward the westnorthwest.

The pictures of weather radar taken at Hualien indicated very light precipitation area around the center of Clara except in the southwest quadrant which showed a bright echo.

The center of the typhoon landed at 10 km north of Hualien at 14:20, July 11, and weakened rapidly before churning into the Taiwan Strait from the Hsinchu area on the west coast of Taiwan around 9 a.m. the next day.

Although the maximum wind velocity in ten minute mean was recorded at Hualien only 21.7 m/s, yet the instantaneous wind velocity had reached 38 m/s.

Some 216 houses were blown down and 299 others damage in Hualien. Up to 1,000 people were rendered homeless. The dome of the radar station at Hualien was damaged and caused temporarily rain leakage.

Clara which landed near Hualien but left eastern Taiwan relatively unharmed, played havoc in central Taiwan as it moved inland. Chiayi, Yunlin and Nantou were hit hardest.

Seven persons had lost their lives and eight disappeared in central Taiwan. About 75 houses had been ruined. Total rainfall of 511.4 mm was recorded at Alishan in the period of 9 a.m. 11th to 8 a.m. 12th. Debris and flood water made many roads in the area of Central Taiwan impassable.

## 一、前 言

葛萊拉 (Clara) 爲本 (民國五十六) 年內第一次侵襲臺灣之颱風。此一颱風最初醞釀於馬利安納群島之東北方，琉黃島之東方。7月6日發展成輕度颱風時，中心位於琉黃島東南方約 500 公里之海面上。

生成後，初向西南西，7日後，改爲西進。逼近北緯20度、東經130度時，轉向爲西北西，乃成爲直撲臺灣本島之形勢。11日午後，越過石垣島南方海面，下午2時20分在花蓮北方20公里處登陸。其時，因威力減弱，北部風雨甚小，但中心之西南方則在雷達幕

上顯示有濃密之雨帶；加之，中心經過時，攝入旺盛之西南氣流。隨後氣壓分佈有利於其源源侵入，乃致嘉義地區豪雨成災。葛萊拉登陸後，威力銳減，旋在新竹南方出海，越過臺灣海峽，消滅在閩浙山區。

葛萊拉颱風穿越本省中部時，北部之風雨遠較預期為小，臺北、新竹、宜蘭之最大風速尚不足每秒10公尺，雨量均不足50公厘。基隆、淡水之最大風速亦僅每秒10至11公尺而已！故一時有所謂「乾颱風」之傳說，但阿里山一天內之雨量即超過500公厘，玉山竟亦達300公厘，此外日月潭之雨量亦超過200公厘。由於雨勢之驟急，嘉義地區乃致洪水泛濫成災。

葛萊拉中心在花蓮北方登陸時，花蓮之最大風速雖不過北風每秒21.7公尺，但瞬間最大風速竟達每秒38公尺，以致氣象雷達之護罩一部份竟被吹毀，造成聳人聽聞之新聞。

茲將葛萊拉颱風發生經過及各地氣象情況檢討如下：

## 二、葛萊拉颱風之發生與經過

本（五十六）年一至六月均無侵臺颱風，故一般而論，今年之颱風並不活動。7月初，畢莉（Billie）颱風在菲律賓群島和馬利安納群島之間，向西北進行。

3日8時之地面天氣圖上，首先發現一小型熱帶低壓位於其東北東方約2,000公里之海面上，向西北移動。5日後，復見其向南方後退，中心氣壓為1,010mb，中心約在 $22^{\circ}\text{N}$ ， $146^{\circ}\text{E}$ 。移動速度甚緩。

6日14時之地面天氣圖上，該一小型熱帶低壓即發展成輕度颱風，命名為葛萊拉（Clara），中心位置在 $21.1^{\circ}\text{N}$ ， $144.1^{\circ}\text{E}$ ，中心氣壓已降至1,000mb，最大風速每秒22公尺，以時速6浬向西南西進行。

7日8時，葛萊拉已正式到達颱風強度，中心氣壓降至984mb，最大風速測得為每秒32公尺，中心位置在 $19.7^{\circ}\text{N}$ ， $139.6^{\circ}\text{E}$ ，以時速14浬向西進行。其後，葛萊拉尾隨畢莉之後方，彼此相距甚近，強度則保持不變。

8日20時，葛萊拉進抵巴士海峽東方約1,200公里處，由於畢莉已萎縮成爲一熱帶性低壓，竄入極鋒系統內，故葛萊拉開始脫離其牽引。

9日上午，此颱風之進行速度轉緩，而強度略增，中心最大風速約每秒35公尺，中心最低氣壓為980mb。在8時之地面天氣圖上，中心位置適在 $20^{\circ}\text{N}$

， $130^{\circ}\text{E}$ 。此時，葛萊拉之走向已轉爲西北西，並有繼續增強之趨勢。

10日8時，葛萊拉之中心距離臺灣已僅500公里，即 $22.3^{\circ}\text{N}$ ， $125.8^{\circ}\text{E}$ ，中心附近之最大風速為每秒40公尺，以時速約11浬向西北西進行。當天20時，中心經過石垣島之南方。翌日8時，葛萊拉終於逼近臺灣東海岸。

此一颱風一經進入花蓮雷達站偵測涵蓋內後，在雷達幕上即有清晰之形像，惟雨帶不顯，僅西南方有光亮而寬廣之回波區，表示雨區集中在西南方。

中度颱風葛萊拉終於在11日下午2時20分在花蓮北方約20公里處登陸，繼續向西北西進行，但威力則迅速減弱。當天晚間8時，最大風速已減至每秒20公尺。9時前後，即自新竹附近入臺灣海峽。中心氣壓已自晨間最低之960mb上升至990mb。

12日，葛萊拉轉變爲熱帶低壓，抵達福建沿海後，轉向西北，20時後始正式消滅。

## 三、葛萊拉颱風之路徑與天氣圖形勢

葛萊拉颱風自最初在南島島西南方出現一熱帶低壓之3日8時起，至12日8時在福建沿海山區再自輕度颱風轉變爲熱帶低壓爲止，歷時計9天。此9天內之路徑，大致可以劃分爲四個階段：

第一階段爲醞釀前期，自7月3日8時至5日8時，向西北移動，時速約10浬。

第二階段爲醞釀後期至發展爲輕度颱風時期，即自5日8時至7日8時，此段時期，該熱帶低壓初向南方逆轉，至6日14時發展爲輕度颱風後仍正式移向西南西方。移動速度大約每時6至10浬。

第三階段爲葛萊拉發展成颱風強度，勢力殊爲穩定之時期，亦即自7日8時至9日8時，爲時整兩天。此期內葛萊拉保持西進，速度爲每時11至14浬，其間7日移行較速，至8日晨間減緩，當晚再稍加速。

第四階段爲葛萊拉自增強至消滅，亦即自9日8時至12日8時，大致保持向西北西，速度初爲每時10至14浬，10日後減爲7至9浬。登陸福建變爲小型低壓後，曾轉向北方再消滅，此段自己無關宏旨。

茲將促成葛萊拉颱風此種路徑之因素檢討如下：

當葛萊拉颱風最初醞釀期間，巨大之北太平洋高壓位於其東北方，緯度極高，中心竟在北緯47度附近。極鋒系自阿留申群島伸出，向西南經日本、東海、而至華南。俄屬海濱省至外蒙爲一連串低氣壓。此帶與極鋒間有兩個小型反氣旋。其時，畢莉颱風位於菲



律賓東北方之海面上，ITC 大致在北緯10度附近。綜觀地面天氣圖之形勢，此初生之葛萊拉颱風有沿太平洋高壓之邊緣，指向東海內低壓之趨勢，亦即移向西北，此為第一階段。

葛萊拉在6日發展成輕度颱風之後，畢莉已進至其西方，相距頗近，故受其牽制而被迫逆轉，乃有移向西南西之趨勢，是為第二階段。

7日8時，葛萊拉中心在  $20^{\circ}\text{N}$ ,  $140^{\circ}\text{E}$ ，畢莉在其西北西方。此時民大諾島附近有一小型高壓，南海內西南氣流旺盛。在500mb圖上，葛萊拉北方為一高壓區，顯然受其吹出之東風操縱。地面圖上，北緯24度附近一致為東風，故而使其移向西方。此為第三階段。

9日8時，地面圖上海上小型高壓中心在  $28.5^{\circ}\text{N}$ ,  $150^{\circ}\text{E}$ 。日本九州有低壓，鋒系伸至長江流域，外蒙有一較深之熱低壓區，故葛萊拉指向西北西。在500mb圖上，高壓在其東北東方，故東南風盛行，葛萊拉之趨向西方，尤屬顯而易見。

10日8時，為葛萊拉侵臺之前一日，中心在  $22.3^{\circ}\text{N}$ ,  $125.8^{\circ}\text{E}$ 。一淺高壓位於韓國至日本海，日本有一串新生低壓。另有小型低壓在四川及外蒙，故葛萊拉前方並無顯著之氣壓系統。見圖1。同一時刻之500mb圖見圖2。圖中可見一高壓在閩浙山地，另一高壓在太平洋西部，故葛萊拉北方為鞍式氣壓區，但無顯著之槽線，故仍保持向西北西，以迄於消滅。此為第四階段。葛萊拉之最佳路徑見圖3。

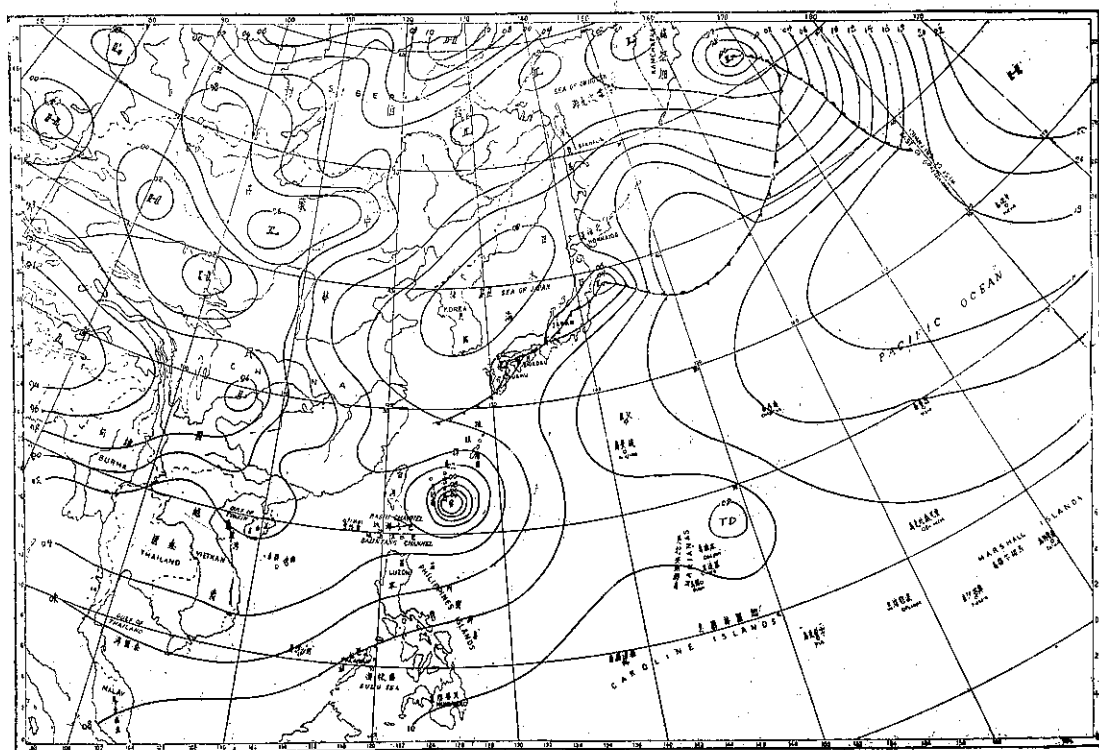


圖1：民國56年7月10日8時之地面天氣圖

Fig. 1: Sea-level chart, 0000 GCT, July, 10 1967.

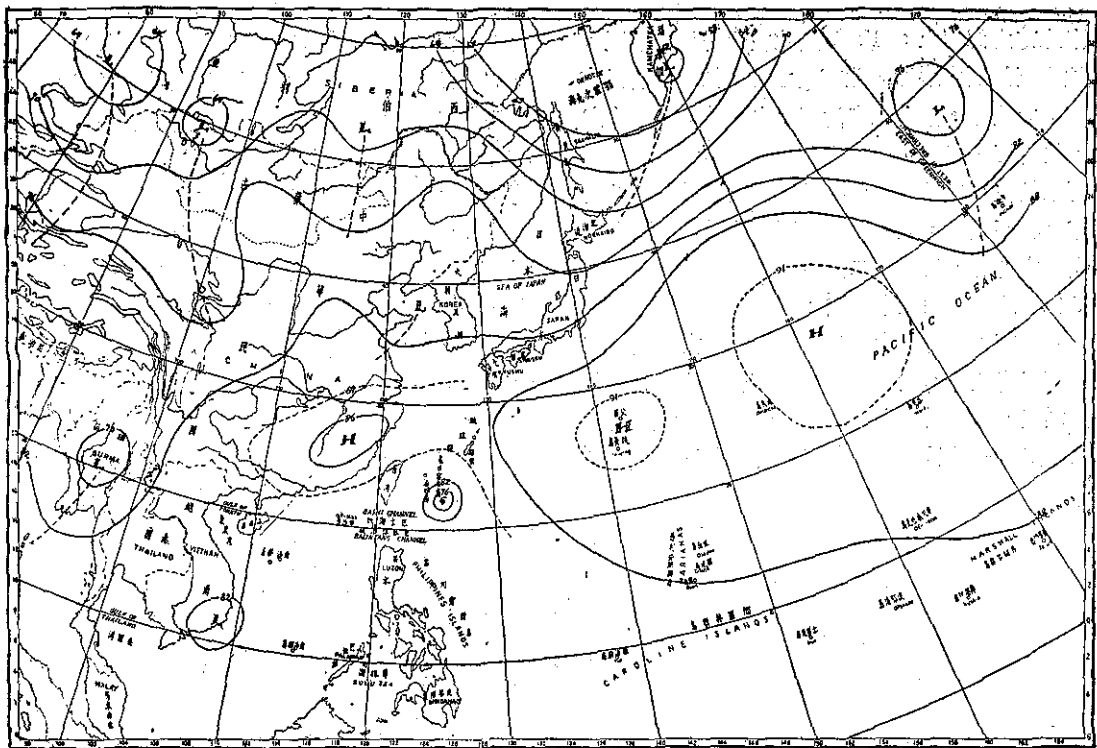


圖 2：民國56年7月10日8時之500毫巴天氣圖  
Fig. 2: 500mb chart, 0000 GCT, July, 10 1967.

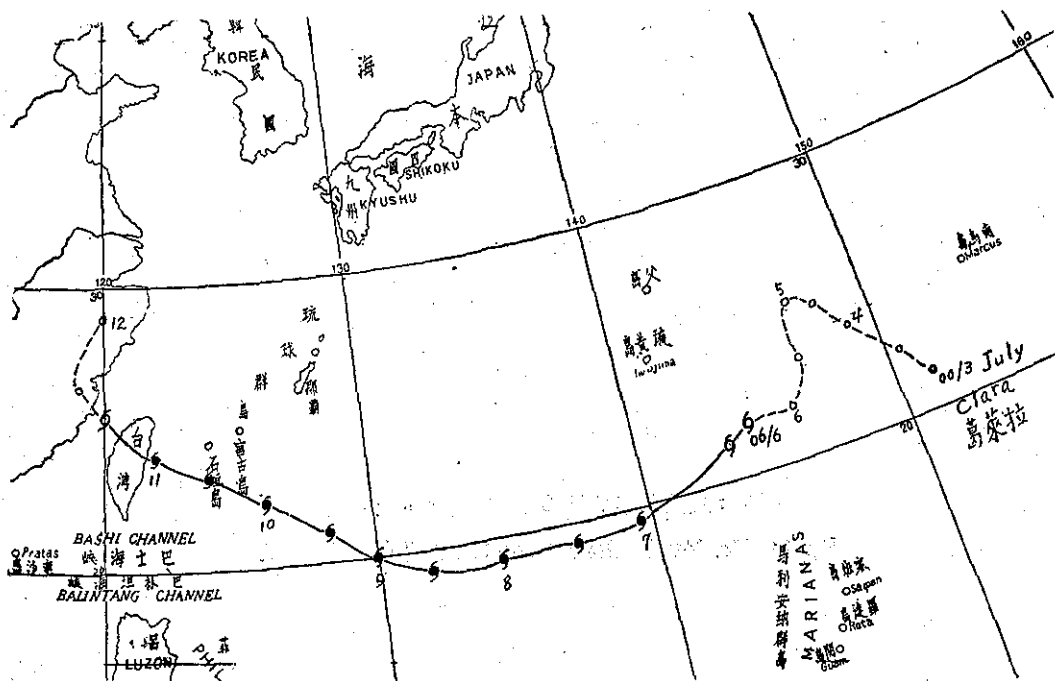


圖 3：葛萊拉颱風路徑圖  
Fig. 3: The best track of typhoon "Clara", 3-12 July.

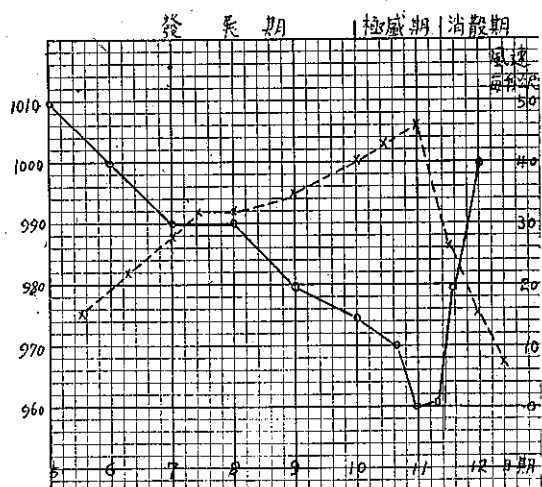
#### 四、葛萊拉颱風侵臺期間各地氣象演變

葛萊拉颱風之暴風圈至為狹小。雖其中心在花蓮附近登陸，但花蓮測候所之逐時氣象紀錄內，超過每秒17公尺之風，僅11日15時一次。其餘風速較大者包括彭佳嶼、蘭嶼、鞍部等。葛萊拉雖在新竹附近出海，但新竹出現之最大風速尚不足每秒10公尺，可見其暴風圈一經登陸即趨消失。蘭嶼及彭佳嶼之風顯係受地形影響。維持之時間最久。雨量則以中南部地區最大，雖總數並不太大，惟以雨勢驟急，集中在一天之內，故致附近各溪流，泛濫成災，尤以嘉義一帶為慘重。

茲對葛萊拉颱風侵臺期間，各種氣象要素之演變情形說明如下：

##### (一) 氣 壓

葛萊拉颱風之發展期係自7月5日至9日，連續有5天之久，中心氣壓自1,010mb下降至990mb，7日穩定一天，至8日起再低降，至9日午夜，大致降至975mb附近，此為發展期。此颱風之極盛期甚為短暫，約計不過一天半，即自10日8時至11日14時。中心氣壓自975mb降至960mb，隨後即為消散期，顯係受臺灣地形之影響，氣壓在18小時內升高約40mb，時間為11日14時至12日8時，該颱風之中心氣壓曲線見圖4。



實線—中心氣壓 虛線—最大風速

圖4：葛萊拉颱風中心氣壓及最大風速之變化

Fig. 4: The variation of the central pressure and maximum wind velocity of typhoon "Clara". solid line—pressure in mb, broken line—wind velocity in meters per second.

葛萊拉係在11日14時登陸臺灣花蓮附近，足見登陸後即進入消散期，臺灣之未釀成災害，此為最大之原因。花蓮之最低氣壓為968.1mb，見於11日14時20分，即中心登陸之際。按極盛期之中心最低氣壓為960mb，故而此項紀錄相當符合。新竹為葛萊拉中心出海處，但最低氣壓竟高達993.9mb，此颱風填充之速自可想見。

當葛萊拉逼近花蓮之際，花蓮測候所之氣壓低降甚緩，10日一天內不過降低約5mb，子夜後始見顯著，12小時內約降8mb。中心登陸前三小時內，氣壓始見暴降，約降9mb。由此可見其暴降區之範圍甚小。再以新竹而論，10日9時以後，氣壓始見低降。11日5時以後又稍見升高，顯受氣壓日變化之影響，故10時後再度下降，至19時22分降至最低，與花蓮最低氣壓出現時刻相比較，落後約5小時。易言之，葛萊拉穿越本島之時間為5小時。

葛萊拉颱風經過期間，花蓮之氣壓變化曲線見圖5。根據臺灣各地出現之最低氣壓與出現時刻繪成之等值線及同時線，如圖6。圖中可見：除東海岸外，最低氣壓之分佈殊為均勻，均在990至1,000mb間，由此亦可反證葛萊拉登陸以後，迅速被填充，東海岸則僅花蓮及新港在990mb以下，宜蘭已高至996mb。

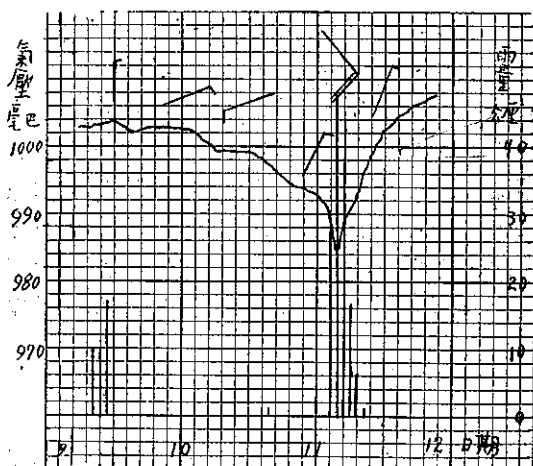


圖5：葛萊拉颱風過境期間花蓮測得之氣壓風向風速及逐時雨量變化

(全綫為10m/s, 半綫為5m/s)

Fig. 5: The sequence of pressure, wind direction, wind speed, and hourly rainfall which was observed at Hualien during typhoon Clara's passage. (whole bar—10m/s, half bar—5m/s)

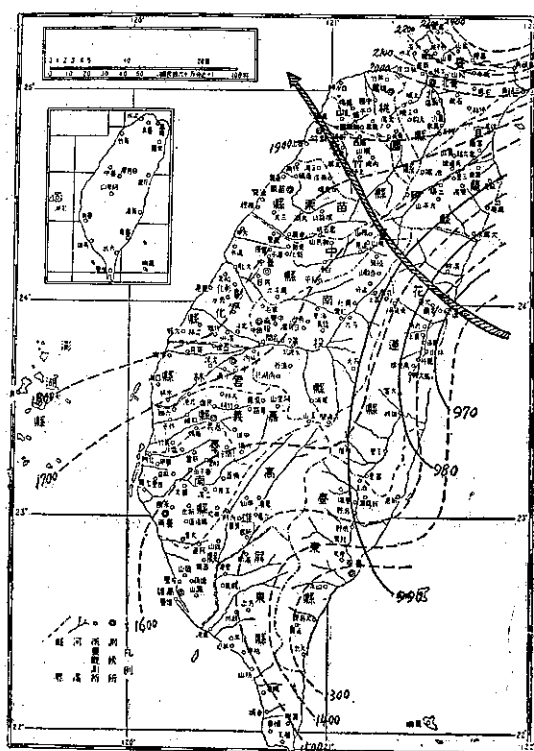


圖 6：葛萊拉颱風侵臺期間各地所出現之最低氣壓及同時分析

Fig. 6: The distribution of minimum pressure and its isotimic analysis in Taiwan during typhoon Clara's passage.

以最低氣壓出現之同時線而論，花蓮最低氣壓出現之時刻為11日午後14時20分，但臺東及大武則早在兩小時前即已出現最低氣壓。此顯係因地形而誘導產生之副低壓所致。蓋當葛萊拉逼近花蓮時，臺灣海峽之氣流繞道屏東縣境南端之山角，進入太平洋，氣旋形之渦旋度加以東南岸之地形，實有利於形成小型旋渦。此與本島北端氣壓最後始降低適成對比。蓋葛萊拉在新竹出海後，太平洋上之氣流繞北端擁入，該處亦形成一副低壓。

## (二) 風

葛萊拉登陸花蓮既在11日下午14時以後，而其極盛時期則在11日12時，隨後即迅速衰退，此項衰退主要受臺灣地形之影響，自屬顯而易見。另一方面則由於葛萊拉之暴風圈極小，故花蓮之風速直至11日11時始增大為每秒 7.8 公尺，風向則自西北西急轉為北北東。至13時，已超過每秒15公尺。14時，風向自北北東轉為西北，此時出現最低氣壓，足證颱風中心在其

北方經過，花蓮未見有颱風眼，隨後即出現最大風速及最大雨量。惟值得檢討者為花蓮14時為西北風，15時為東南風。後又轉為東北風，以環流系統而言，葛萊拉之中心似在花蓮稍北移向西南西方再轉西北。風向風速與氣壓變化曲線之配合見圖 5。花蓮之風，有一點值得我人之注意，即十分鐘平均最大風速雖不過每秒 21.7公尺，但瞬間最大風速竟達每秒88公尺，氣象雷達護罩之被摧毀，此當為唯一之解釋。

除花蓮外，蘭嶼之最大風速為每秒 24.4公尺，猶超過花蓮，彭佳嶼為每秒 20.8公尺，稍遜花蓮，顯係受地形影響，蓋葛萊拉之中心穿過本島，繞本島之氣流在山角處自必堅勁，維持之時間亦久。至於鞍部之風超過彭佳嶼則為少見之現象。

葛萊拉雖在新竹附近出海，但新竹之最大風速並不高，僅南南西風每秒 7.8 公尺，猶低於臺北。

## (三) 降水

葛萊拉颱風經過臺灣期間各地總雨量所繪成之等雨量線形態如圖 7 所示。圖中可以看出：雨量集中區在阿里山，另在合歡山一帶可能亦為一雨量較多區。

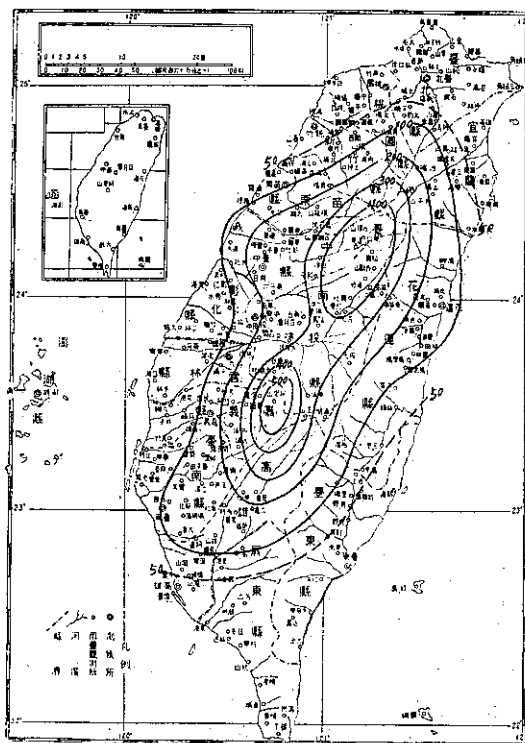


圖 7：葛萊拉颱風過境期間臺灣之等雨量線

Fig. 7: The distribution of rainfall in Taiwan during Clara's passage.

表一：葛萊拉颱風侵臺期間本局各測候所之氣象要素綱要

Table 1: The meteorological summary of weather stations of TWB during typhoon Clara's passage. 56年7月10-12日

地 點	最 低 氣 壓 (mb)	起 時			最大風速 及 風 向 (m/s)	起 時			瞬 間		最 大		風 濕 度	風 速 時 間	雨 量 計 (mm)	期 間			風力6級 (10m/s) 以上之 時 間
		日	時	分		日	時	分	風 速	風 向	氣 壓	氣 溫				日	時	分	
彭佳嶼	997.1	12	02	00	20.8 ESE	11	20	00	29.2	SE	997.2	27.0	90	12 00 30	8.6	10 18 27 11 22 20	11 12 00	—	
鞍 部	902.3*	11	24	00	21.7 SSE	11	23	00	—	—	—	—	—	—	29.4	10 18 00 11 13 35	11 21 00 12 04 00		
竹子湖	993.9	11	22	00	4.8 SE	11	22	10	—	—	—	—	—	—	40.3	10 09 32 11 13 32			
淡 水	993.4	11	22	46	11.0 E	11	21	05	—	—	—	—	—	—	10.3	10 18 10 11 13 28			
基 隆	994.7	12	01	00	10.2 SE	11	23	00	24.5	SE	995.1	28.5	76	11 21 55	7.8	11 05 12 11 19 00	11 21 20 12 00 50		
臺 北	994.1	11	20	00	8.3 E	11	23	20	14.4	E	994.1	28.7	72	11 23 16	27.2	10 11 10 11 17 45			
新 竹	993.9	11	19	22	8.3 SSW	12	12	50	11.0	SSW	994.9	25.8	88	12 00 55	74.0	11 03 05 12 21 55			
宜 蘭	995.9	11	17	00	8.5NNE	11	11	20	9.0	NNE	1000.2	27.6	87	11 08 20	34.9	10 11 30 11 18 45			
臺 中	993.7	11	17	25	7.0NNW	11	16	30	11.7	NNW	993.9	26.5	95	11 16 20	233.4	11 09 49 12 06 40			
花 蓮	970.0	11	14	20	21.7 N	11	14	20	38.0	N	968.1	24.0	99	11 14 20	162.5	11 02 54 11 24 00	11 11 00 11 15 20		
日月潭	883.0*	11	17	45	14.3SSW	11	22	20	—	—	—	—	—	—	258.2	11 08 10 12 19 30	11 20 00 12 01 20		
澎 湖	997.6	11	18	00	9.0 SW	11	21	40	10.8	SW	999.4	26.0	95	11 21 20	119.8	11 15 37 12 11 20			
阿里山	3006.3**	11	16	30	8.3 W	11	18	50	13.0	W	3021.1	14.5	100	11 18 44	511.4	11 09 08 12 07 40			
玉 山	3001.1**	11	16	00	15.8 NW	11	14	50	—	—	—	—	—	—	300.6	11 06 00 12 05 00	11 13 00 11 16 00		
新 港	989.3	11	15	10	14.3 SW	12	07	00	20.9	SW	1000.7	27.9	75	12 06 59	20.6	11 11 10 12 00 00	12 02 00 12 08 00		
永 康	998.4	11	15	30	7.3WNW	11	08	00	9.6	WNW	1000.4	26.6	98	11 08 15	99.4	10 00 36 12 05 50			
臺 南	997.2	11	15	30	7.7WNW	11	07	10	13.1	WNW	999.7	27.2	94	11 06 55	107.5	09 23 42 12 06 07			
臺 東	990.9	11	12	38	8.0 SW	11	15	05	11.6	SSW	998.8	26.8	90	12 03 36	13.9	11 12 55 12 04 54			
高 雄	997.6	11	16	05	6.0WSW	11	18	00	9.0	W	999.8	26.9	97	11 09 20	33.0	09 19 01 12 04 55			
大 武	990.9	11	12	06	7.3 SW	11	12	30	21.0	SW	992.0	30.8	60	11 11 30	34.1	11 05 30 13 19 11			
蘭 嶼	995.8	11	14	45	25.4WSW	11	04	30	—	WSW	996.1	25.5	98	11 14 45	5.3	10 10 08 10 13 18	10 24 00	—	
恒 春	997.6	11	16	33	8.2WNW	11	12	10	11.8	WNW	1000.3	28.4	86	11 11 52	34.1	10 14 28 11 15 24			
鹿林山	725.6*	11	16	05	12.3 SE	11	23	20	—	—	—	—	—	—	401.7	10 00 16 12 06 00	11 22 40 11 23 50		
東吉島	996.5	11	17	15	6.0 SW	11	21	50	11.5	SW	999.5	25.2	97	11 20 30	59.6	11 18 40 12 08 53	11 20 00 11 22 20		

\* 測站氣壓(公厘) \*\*700mb之氣壓高度動力公尺數。

阿里山自11日9時08分起至12日7時40分止，在不足24小時內即降雨511.4公厘。玉山降雨起迄時刻較阿里山稍提前，在大約24小時內亦降300.6公厘之多。按玉山之高度為3,850公尺，按說水汽之含量已甚微，但事實上竟有如此多之雨量，足證濡濕西南氣流之深厚，我人在雷達幕上亦可見：葛萊拉颱風之降水回波僅西南方近中心處有一帶，其餘方向回波均弱，見圖8所示。花蓮雖為其中心登陸處，雨量不過162.5公厘。至於臺灣北部、東南部及西岸，雨量均甚微。在大屯山區亦不足50公厘，外島則澎湖之雨量較多，達120公厘。中部地區則臺中及日月潭雨量均超過200公厘。葛萊拉颱風過境期間各地重要氣象要素見表一。

### 五、災情統計

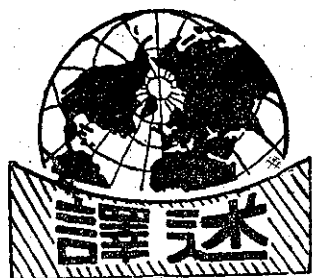
據省府新聞處7月12日宣佈（見十三日新生報）：由於葛萊拉颱風過境之影響，嘉義縣屬之中埔、六腳、竹崎、吳鳳、新港等鄉豪雨成災，先後有十數人死亡，災民八千餘人已被搶救脫險。道路橋樑多處

已被沖毀中斷。省警務處防颱中心12日晚間9時發佈災情如下：(1)死亡7人（嘉義縣）。(2)失蹤8人（嘉義縣）。(3)不明屍體6具。(4)重傷2人。(5)房屋全倒46間，半倒29間，另雲林、北港兩里五百居民被水圍困。

花蓮方面之損失，由花蓮縣警察局統計如下：（見十三日新生報），房屋全倒216間，半倒299間。

綜上合計，葛萊拉颱風之災情為：(1)死亡及失蹤15人。(2)重傷2人，輕傷1人。(3)房屋全倒262間，半倒328間。水災以嘉義縣最重，尤以竹崎、中埔等為著，其次為雲林、南投兩縣。花蓮則風災較重，漁船沉沒6艘。又蘇花公路及橫貫公路均有坍方，交通一度中斷。鐵路方面據鐵路局報該局搶修662,600元，花蓮辦公室及宿舍搶修632,000元，合計1,294,600元。

葛萊拉之侵襲臺灣，為本年內本省第四次發出警報。海上颱風警報於7月9日10時30分發出第1號，同日22時20分即發佈陸上颱風警報，7月12日9時10分解除颱風警報。（戚啓勳執筆）



# 大規模大氣環流之動能產生與消散

Ernest C. Kung 著

呂 世 宗 譯

## *Kinetic Energy Generation and Dissipation in the Large-Scale Atmospheric Circulation*

### *Abstract*

The kinetic energy budget and dissipation are studied in their various partitionings, using daily aerological (wind and geopotential) data from the network over North America for six months.

The total kinetic energy] dissipation is partitioned into vertical mean flow and shear flow and also into planetary boundary layer and free atmosphere. Furthermore, the dissipations in the vertical mean flow and shear flow are partitioned separately into components contributed by the boundary layer and free atmosphere. Two important terms in the total kinetic energy equation in determining the total dissipation are the generation and outflow. Two important terms in the mean flow kinetic energy equation in determining the mean flow dissipation are the conversion between the vertical shear and mean flows and the outflow. The mean flow and shear flow dissipations seem to have numerical values of the same order of magnitude. The evaluated boundary layer dissipation and free atmosphere dissipation indicate that the latter is at least as important as the former. It is also shown that the mean flow dissipation is mainly contributed from the free atmosphere while the shear flow dissipation is contributed from the boundary layer and free atmosphere in the same order of magnitude. The evaluated dissipation values and related kinetic energy parameters are presented and examined in detail.

Of special interest in this study is the direct evaluation of the kinetic energy generation due to the work done by the horizontal pressure force. Daily variation of the generation at different pressure levels seems to suggest three different modes of the generation cycle in the upper, mid, and lower troposphere. Clear vertical profiles of the generation from the surface to the 100-mb. level are obtained; it is shown that strong generation takes place in the upper and lower troposphere while the generation in the mid troposphere is very weak. It is also suggested that there may be an approximate balance of the kinetic energy generation and dissipation in the boundary layer.

## 一、摘 要

以北美洲觀測網六個月之高空記錄，對該地各種區域，研究動能的預計及其消散情形。

全動能之消散 (The total kinetic energy dissipation)，可分為垂直標準流 (Vertical mean flow)，切變流 (Shear flow) 行星界層 (Planetary boundary layer) 以及自由大氣層等。而且消散於垂直標準流與切變流者，亦可再合為界層與自由大氣層之兩成分。在全動能方程式中，決定全消散量之兩重要項為產生 (Generation) 與輸出 (Outflow)，又標準流動能方程式中，決定標準流消散量之兩重要項即為垂直切變流，標準流間之轉換與輸出。標準流與切變流之消散量似有同級的數值，而且預計界層消散量與自由大氣消散時，發現兩者均為重要，同時證實標準流消散量，如切變流消散量在界層和大氣層消散等量時，主要為消散於自由大氣。對預計消散量與有關動能因素亦加以提出並詳細的調查。

本研究之特點，為根據氣壓力所作之功，直接預計其動能之產生。據不同氣壓高度所產出之日變化，似暗示在對流層之上、中、下部有三種不同方式之產生循環，而且以地面至 100mb 之垂直剖面情形，證明在對流層中部其產生如微弱時，上、下部却有強烈之產生來代替。此種事實亦暗示在界層動能之產生與消散似在平衡。

## 二、前 言

大氣動能為有效的位能轉換而成，最後在摩擦過程消散之，因此大氣環流之強度與維持均依靠動能之產生與消散兩者間之平衡。

同時天氣擾動之發展與衰退亦受消散量之比率加以支配。此為大氣基本能量循環的主要過程，因此動能之消散，對大規模大氣動力之瞭解甚為重要。

至今，對大規模大氣環流之動能消散，作有系統的研究者尚少。在稀少研究報告中，我們認為 Brunt<sup>(3)</sup> 之研究較早，不够廣泛的引用，極簡單的大氣模型加以估計。Lettau 和 Kung<sup>(12,8)</sup> 等即以 Lettau 之界層理論模型<sup>(11)</sup>，研究北半球低大氣層之消散傾勢。Holopainen<sup>(4,5)</sup> 即應用不列顛島上之高空資料，由動能方程式之剩餘項下，求出其消散量。同 Ball<sup>(1)</sup>，Jensen<sup>(6)</sup>，White，Saltzman<sup>(23)</sup> 等亦有提到。

在大規模大氣環流動能消散之研究，首先必須決定各種消散機構與大規模氣象參數之關係。本文即以行星界層為能量之消散對象外，僅限定大規模天氣參數 (Large-scale synoptic parameter) 與地面之空氣動力糙率 (Aerodynamic roughness) 兩個函數，關於能量消散之整個情形，事實上尚未瞭解，故有系統的研究必須從估計消散能量之大小開始，寧可提出有些消散量之分類及有關其他能量因素之意義。

至今對能量的消散機構尚無固定的想法，因此消散量只有由動能方程式之剩餘項下，加入少數的假設估計之，此可由廣泛而稠密之高空觀測網所得到的重力位與長期風信記錄，在詳細的分析計劃下進行。本研究係利用，北美洲 1962 至 1963 年間六個月之每日風信與重力位記錄。

全球性之消散量可從陸地某地區加以討論，雖然這種預選的研究僅限制於陸地，但亦相當的有益，因從稠密的觀測網所得的記錄，便於詳細的分析，而且此種初步的研究結果，對將來的研究非常有益。

本研究即以北美洲上空自由大氣之全動能劃分為垂直標準流與切變流，並對全體與區分的動能加以估計其消散量。全消散量亦分為消散於界層與自由大氣層兩部分 其中界層之消散即使用 Lettau 和 Kung<sup>(12,8)</sup> 的方法估計之。這些消散量均加以提出並討論有關動能之各因素。

本研究之特點為使用風信與重力位之實際觀測記錄，由大氣質量的氣壓力所作之功，直接估計其動能之產生，並且詳細調查在各種氣壓高度之產生循環方式與產生量之垂直剖面情形。

## 三、消散值之劃分及其分析體系

如 Smagorinsky<sup>(19)</sup>，Wiin-Nielsen<sup>(24)</sup> 以及 Drake<sup>(20)</sup> 等，所提倡之方法，將全動能劃分為垂直方向之標準動能與渦流動能，尤其是將動能再劃分為垂直標準流與切變流實為有趣。這種劃分法特別適合於本研究的高空記錄，它雖然對垂直方向有良好的結果 (參考第三章)，但僅限定於陸地界限的水平上。

在下述討論中， $V$  為水平風之向量 (The vector of the horizontal wind)， $V_g$  為地轉風速 (The geostrophic wind speed)， $u$  為東方之風成分 (The eastward wind component)， $v$  為北方之風成分 (The northward wind component)， $t$  為時間 (The time)， $f$  為科氏參數 (The Coriolis parameter)， $g$  為重力加速度， $P$  為氣



壓,  $F$  為單位質量摩擦力之向量 (The vector of the frictional force per unit mass),  $\phi$  為重力位能 (The geopotential),  $A$  為地表面積,  $n$  為垂直於陸界而向外之單位向量 (The outward-directed unit vector normal to the continental boundary),  $k$  為垂直方向之單位向量,  $S$  為陸地界限,  $Z$  為地上高度,  $Z_0$  為地表之空氣動力學糙率參數 (The aerodynamic roughness parameter of the earth's surface),  $\rho$  為空氣密度,  $T$  為空氣之絕對溫度,  $R$  為乾燥空氣之氣體常數,  $\nabla$  為等壓面之水平三角運算記號 (The horizontal del operator along an isobaric surface), 附字 "S.", 示地表之變數。

假設垂直平均值  $\bar{X}$  為

$$\bar{X} = \frac{1}{p_s} \int_0^{p_s} X dp \quad \dots\dots\dots(1)$$

在處, 再設

$$V = \bar{V} + V', u = \bar{u} + u', v = \bar{v} + v' \quad \dots\dots\dots(2)$$

$$\phi = \bar{\phi} + \phi' \quad \dots\dots\dots(3)$$

$$F = \bar{F} + F' \quad \dots\dots\dots(4)$$

式中 "—", 表示垂直積分平均值, " ', " 示其偏差。

而且

$$\bar{V}' = \bar{u}' = \bar{v}' = \bar{\phi}' = \bar{F}' = 0, \text{ 時} \quad \dots\dots\dots(5)$$

其運動方程式為

$$\frac{dV}{dt} = -\nabla\phi - k \times fV - F$$

或

$$\frac{\partial V}{\partial t} + (V \cdot \nabla)V + \omega \frac{\partial V}{\partial p} = -\nabla\phi - k \times fV - F \quad \dots\dots\dots(6)$$

$$\text{式中} \quad \omega = \frac{dp}{dt} \quad \dots\dots\dots(7)$$

其連續方程式可寫為

$$\nabla \cdot V + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0 \quad \dots\dots\dots(8)$$

假設  $p = 0$ ,  $p = p_s$  時  $\omega = 0$ , 並使

$$\left. \begin{aligned} k &= \frac{1}{2} V \cdot \nabla = \frac{1}{2} (u^2 + v^2) \\ \bar{k} &= \frac{1}{2} \bar{V} \cdot \bar{\nabla} = \frac{1}{2} (\bar{u}^2 + \bar{v}^2) \\ k' &= \frac{1}{2} V' \cdot \nabla' = \frac{1}{2} (\bar{u}'^2 + \bar{v}'^2) \end{aligned} \right\} \quad \dots\dots\dots(9)$$

然後全動能  $K$ , 垂直標準流動能  $\bar{K}$ , 及切變流之動能  $K'$  可定為

$$\left. \begin{aligned} K &= \frac{1}{Ag} \int_A \int_0^{p_s} k dp dA \\ \bar{K} &= \frac{1}{Ag} \int_A p_s \bar{k} dA \\ K' &= \frac{1}{Ag} \int_A \int_0^{p_s} k' dp dA \end{aligned} \right\} \quad \dots\dots\dots(10)$$

$$\text{而且} \quad K = \bar{K} + K' \quad \dots\dots\dots(11)$$

求第 (6) 式與水平風向量  $V$  之無向積, 並對陸界上空全大氣體積加以積分, 然後求摩擦項  $E$ , 即為其全消散能。

$$\begin{aligned} -E &= -\frac{1}{Ag} \int_A \int_0^{p_s} V \cdot F dp dA \\ &= \frac{\partial K}{\partial t} + \frac{1}{Ag} \oint_0^{p_s} \int_A k V dp \cdot nds \\ &\quad + \frac{1}{Ag} \int_A \int_0^{p_s} V \cdot \nabla \phi dp dA \quad \dots\dots\dots(12) \end{aligned}$$

垂直標準流之運動方程式, 可由方程式 (2), (3) 和 (4) 代入方程式 (6), 並利用第 (1) 方程式之定義 (參考 Wiin-Nielsen<sup>(24)</sup>)。求該方程式與垂直平均風速向量  $\bar{V}$  之無向積, 而後對大氣質量加以積分, 即可求得垂直標準流之消散能  $\bar{E}$ ,

$$\begin{aligned} -\bar{E} &= -\frac{1}{Ag} \int_A p_s \bar{V} \cdot \bar{F} dA \\ &= \frac{\partial \bar{K}}{\partial t} + \frac{1}{Ag} \oint_0^{p_s} p_s \bar{k} \cdot \bar{V} \cdot nds \\ &\quad + \frac{1}{Ag} \int_A p_s (\bar{u} \nabla \cdot \bar{V}' u' + \bar{v} \nabla \cdot \bar{V}' v') dA \\ &\quad + \frac{1}{Ag} \int_A p_s \bar{V} \cdot \nabla \bar{\phi} dA \quad \dots\dots\dots(13) \end{aligned}$$

表面壓力  $p_s$  隨時間與水平面而改變, 然而該項必須隨水平壓力之改變而出現, 這些項即包括時間與  $p_s$  之水平偏差, 而在 (12), (13) 式中均省略之, 其可省略的微量程度, 在計算上已被證實。

切變流之消散能  $E'$ , 可由下式求得,

$$E' = \frac{1}{Ag} \int_A \int_0^{p_s} V' \cdot F' dp dA = E - \bar{E} \quad \dots\dots\dots(14)$$

界層消散能  $E_b$  之估計, 即可由 Lettau<sup>(12)</sup> 與 Kung<sup>(8)</sup> 之方法求之, 而且 Lettau 的各種參數分析表, 理論風係數及應力扭轉 (Stress spirals) 均使用地面羅士培數  $Ro_s$  (Surface Rossby number) 之單價函數 (Unique-Valued function), 即為

$$Ro_s = \bar{V}_{gs} / (z_0 f) \quad \dots\dots\dots(15)$$

回歸方程式 (Regression equation), 即由  $\log_{10} Ro_s$ , 地轉拉力係數 (The geostrophic drag coefficient)  $C$  及由等壓線所成之面應力偏角  $\alpha_0$  等決定, 即為

$$C = 0.205 / (\log_{10} Ro_s - 0.556) \pm 0.0004 \quad \dots\dots\dots(16)$$

$$\alpha_0 = -3.03 + 173.58 / \log_{10} Ro_s \pm 0.19 \quad \dots\dots\dots(17)$$

至於面應力 (Surface stress)  $\tau_0$  與界層消散值  $E_b$  即根據

Lettau<sup>(11)</sup> 之方式, 如

$$\tau_0 = \rho_s C^2 V_{gs}^2 \dots\dots\dots (18)$$

$$E_b = V_{gs} \tau_0 \cos \alpha_0 = \rho_s C^2 V_{gs}^3 \cos \alpha_0 \dots\dots\dots (19)$$

地面之大氣密度即以

$$\rho_s = p_s / (RT_s) \dots\dots\dots (20)$$

概算之。

界層消散能  $E_b$  與大氣層消散能  $E_r$ ，應等於全消散能，因此

$$E_r = E - E_b \dots\dots\dots (21)$$

設  $F_b$  與  $F_r$ ，各為界層與大氣層之摩擦力，並

$$\text{設 } F_b = \bar{F}_b + F'_b \dots\dots\dots (22)$$

$$F_r = \bar{F}_r + F'_r \dots\dots\dots (23)$$

$$F = F_b + F_r = (\bar{F}_b + \bar{F}_r) + (F'_b + F'_r) \\ = \bar{F} + F' \dots\dots\dots (24)$$

然後垂直標準流消散能  $\bar{E}$ ，可分為界層消散能  $\bar{E}_b$  與大氣層消散能  $\bar{E}_r$ ，因此可寫為

$$\bar{E} = \bar{E}_b + \bar{E}_r \dots\dots\dots (25)$$

$$\text{式中 } \bar{E}_b = \frac{1}{Ag} \int_A p_s \bar{V} \cdot \bar{F}_b dA \dots\dots\dots (26)$$

$$\bar{E}_r = \frac{1}{Ag} \int_A p_s \bar{V} \cdot \bar{F}_r dA \dots\dots\dots (27)$$

由同樣的方法，切變流消散能亦可分為界層消散能  $E'_b$  與大氣層消散能  $E'_r$ ，

$$\text{而且 } E' = E'_b + E'_r \dots\dots\dots (28)$$

$$\text{式中 } E'_b = \frac{1}{Ag} \int_A \int_0^{p_s} V' \cdot F'_b dp dA \dots\dots\dots (29)$$

$$E'_r = \frac{1}{Ag} \int_A \int_0^{p_s} V' \cdot F'_r dp dA \dots\dots\dots (30)$$

其關係亦可如下之表示，

$$E_b = \bar{E}_b + E'_b \dots\dots\dots (31)$$

$$E_r = \bar{E}_r + E'_r \dots\dots\dots (32)$$

假設在界層摩擦力，可完全以切變應力之垂直變量表示時，

$$F_b = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau}{\partial z} \dots\dots\dots (33)$$

於界層之頂點， $\tau=0$ ，因此可得

$$\bar{F}_b = \frac{g}{p_s} \tau_0 \dots\dots\dots (34)$$

$$\text{而且 } \bar{E}_b = \frac{1}{A} \int_A \bar{V} \cdot \tau_0 dA \dots\dots\dots (35)$$

式中面應力  $\tau_0$  之方向與  $\bar{V}$  之方向相同。

由上述綜合起來，方程式 (14)，(21)，(25)，

(31) 及 (32) 間之關係可列為下表，

$E$	$\bar{E}$	$E'$
$E_b$	$\bar{E}_b$	$E'_b$
$E_r$	$\bar{E}_r$	$E'_r$

其中雙線部分表示等號，右邊兩項之和，等於左邊之一項，下面兩項之和亦等於上面之一項，因此，一旦消散值  $E$ ， $\bar{E}$ ， $E_b$  及  $\bar{E}_b$  計出時，其餘消散成分即可由此表查得。

#### 四、資料之收集與計算

本研究中之資料為北半球之高空日常觀測記錄，經美國氣象局地球物理流體動力實驗室，附設之美國活動研究中心 (Travelers Research Center, Inc.)，由麻省理工學院 V. P. Starr 教授領導，在國家科學研究基金之協助下所整理的。

該資料即為 1962 年 2 月，3 月，5 月，7 月，8 月及 1963 年 1 月等 6 個月，在北美洲大陸所觀測之記錄。

在計算界層消散時，所使用之季節性面糙率參數 (Seasonal surface roughness parameter)，即在各高空觀測站，以 Lettau<sup>(12)</sup> 和 Kung<sup>(8)</sup> 等之估計法，加以估計，而且其大部分為植物掩蔽區。

因實測之風資料，均和重力位能等資料，使用在估計特定問題之水平偏導數，故高空觀測站之廣大分布要勝於其均勻 (參考 Fig. 1)，其分布並無一定之規則，而且平常之微分法無法使用之。

Kurihara<sup>(9)</sup> 曾以三個靠近之觀測記錄，計劃加以分析，並提出如 (36) 式之基本方程式，該方法之分析系統甚適合本研究。

設  $Q$  為一無向量變數， $x$  和  $y$  各代表向東與向北之距離，附字 A, B, C, 各為氣象觀測站之番號，並且  $\Delta Q_{BA} = Q_B - Q_A$ ，在等壓面上可假設，

$$\Delta Q_{BA} = \frac{\partial Q}{\partial x} \Delta x_{BA} + \frac{\partial Q}{\partial y} \Delta y_{BA}$$

$$\text{和 } \Delta Q_{CA} = \frac{\partial Q}{\partial x} \Delta x_{CA} + \frac{\partial Q}{\partial y} \Delta y_{CA} \dots\dots\dots (36)$$

式中無向量  $Q$  之水平梯度，可由此兩方程式求  $\frac{\partial Q}{\partial x}$ ， $\frac{\partial Q}{\partial y}$ ，而得，本計劃亦可使用於發散向量場，求各向量之水平向量成分。

在計算 A 站之  $\frac{\partial Q}{\partial x}$ ， $\frac{\partial Q}{\partial y}$  時，可考慮該站週圍 4 至 6 個站 (至少要三個站)，並應用 (36) 式計算之。

同樣的方法，可由 B, C 等站得到甚多不同之  $\frac{\partial Q}{\partial x}$  和  $\frac{\partial Q}{\partial y}$ ，如果將  $\frac{\partial Q}{\partial x}$  與  $\frac{\partial Q}{\partial y}$  適當的加以聯合，即可得到 A 站及其週圍站之  $\Delta Q$ ，然後以最小平方方法求其水平導數 (Horizontal derivatives)。

各站之日常高空記錄均對垂直積分 (Vertical

integration) 與垂直平均作業 (Vertical mean operation) 之適應性加以審查，一個站之觀測高度 (Observation level)，包括地面有二十點，其氣壓面即自 1000mb 至 100mb，每觀測站至少需要十二個觀測點，每點應有風與高度之記錄，這些觀測高度即從地面至 100mb 間，加以平均劃分，並除去

表一：有效測站數與日平均之有效日數

Table 1: Number of daily available stations and days available for monthly averages

Day	Jan. 1963		Feb. 1962		Mar 1962		May 1962		July 1962		Aug. 1962	
	(1)	(2)	(1)	(2)	(1)	(2)	(1)	(2)	(1)	(2)	(1)	(2)
2.....	84	29	...	...	78	22	86	35	79	34	87	33
3.....	89	32	89	35	83	23	91	38	74	27	81	34
4.....	79	30	81	32	85	28	86	36	84	35	84	31
5.....	80	31	86	32	82	29	85	33	80	33	85	34
6.....	87	36	74	30	89	31	89	40	80	31	89	36
7.....	83	32	87	30	82	28	91	39	79	32	88	34
8.....	78	32	86	33	79	31	83	27	83	34	83	31
9.....	78	25	84	31	89	31	86	32	89	34	88	38
10.....	76	24	86	32	84	31	82	31	88	36	87	38
11.....	83	28	84	33	83	28	85	35	79	32	81	31
12.....	...	...	86	31	...	...	87	34	80	33	85	37
13.....	...	...	84	32	...	...	80	30	90	35	85	35
14.....	...	...	81	34	79	28	83	29	83	33	88	36
15.....	(80)	(23)	85	30	90	30	84	31	...	...	84	32
16.....	(72)	(24)	83	33	89	32	82	29	88	39	89	38
17.....	(81)	(25)	85	31	90	37	89	34	91	34	84	37
18.....	(75)	(28)	81	34	87	34	86	37	86	36	77	32
19.....	(72)	(24)	78	28	85	32	83	32	85	35	87	35
20.....	(77)	(25)	79	23	87	36	85	35	83	34	86	37
21.....	(73)	(20)	78	22	80	37	90	36	89	38	87	39
22.....	(82)	(27)	...	...	84	35	82	33	78	30	89	36
23.....	(71)	(25)	81	21	83	34	85	34	82	33	87	34
24.....	(73)	(24)	78	29	86	31	88	33	88	41	82	37
25.....	...	...	86	26	81	29	85	33	89	35	79	33
26.....	...	...	82	27	...	...	88	36	85	38	...	...
27.....	...	...	79	25	87	33	86	38	84	33	...	...
28.....	...	...	...	...	86	34	90	36	88	33	...	...
29.....	...	...	...	...	88	33	82	35	84	36	...	...
30.....	...	...	...	...	89	34	...	...	87	37	...	...
31.....	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...
Average .....	82	30	83	30	85	31	86	34	84	34	85	35
Total available days	10		24		26		28		28		24	

少於十二點之觀測站，大部分之有效觀測站即選二十點或接近於二十點之觀測站。不過在計算界層消散值  $E_b$  時，其地轉風速即使用實測值，或在 1000mb 高度之外插值。

圖 1 為高空觀測站之分佈情形。該陸地區內包括界層上共有 101 站，為水平偏導數之計算，再加界外傍邊之 18 站，總共有 119 站。

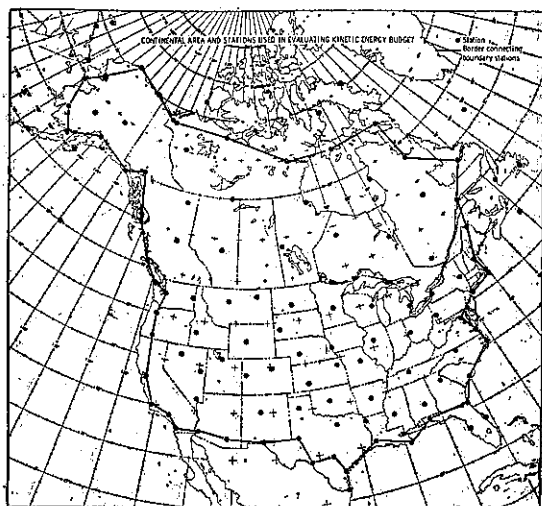


圖 1：預計動能所使用之地區與測站。

Fig. 1: Continental area and stations used in evaluating kinetic energy budget

計算時以每日為根據，逐日實行，每月第一天之資料除了計算第二天之時間微分外不包括在內。這些日之記錄，在下段討論中，有些觀測站即除之。在陸地區和界線上有效觀測站及被討論之日數均示在表一。表中亦明示各月之有效日數，各日之平均即被用為每月數值之計算。

在 1963 年 1 月，因中旬後該地區被強烈颱風侵襲，僅取十天之記錄，即以第 2 天至第 11 天等十天之記錄代表該月，其他月份即至少有 24 天之有效記錄。但是在 1963 年 1 月第 15 天至第 24 天所得之記錄亦對第 2 天至第 11 天之結果，互相對照加以討論。

一般認為以風信資料之計算結果，研究大規模動力較為困難，尤其是使用，有甚大的偶然誤差 (Random error) 之小數觀測站之觀測記錄，(參考 Holopainen<sup>(4,5)</sup>) 來研究動能的輸出 (Outflow)。但是由稠密的觀測站所得到之記錄，均經詳細的判別與整理後，始用在本研究之計算上，因此其偶然觀測誤差 (Random observational error) 似被減

去甚多。而且因動能之產生和輸出之比，對分析範圍之大小成反比，所以對廣大地區之分析，須預期該輸出計算值之穩定與微量，不過在本研究中，我們並未發現甚大之波動誤差 (Fluctuating erroneous character)。

## 五、動能之預計與消散值

動能預計之月平均值，以第 2, 3 節所述之方法加以計算，並綜合於表 2。在 1962 年 1 月與 1962 年 2 月，其全動能各為  $18.46 \times 10^5$  joules/m<sup>2</sup>， $24.14 \times 10^5$  joules/m<sup>2</sup>，即與 Saltzman 和 Fleisher<sup>(17,18)</sup>，在 1951 年冬季之  $18.7 \times 10^5$  joules/m<sup>2</sup>，Tewles<sup>(22)</sup> 於 1957-58 年冬季之  $22.5 \times 10^5$  joules/m<sup>2</sup> 均吻合，這兩者均依據 Oort<sup>(13)</sup> 所收集之資料而計出的。在 1962 年 7, 8 月之 K 值，各為  $10.10 \times 10^5$  joules/m<sup>2</sup> 與  $9.48 \times 10^5$  joules/m<sup>2</sup>。這些結果，與 Saltzman 和 Fleisher，於 1951 年夏季所計出之  $9.5 \times 10^5$  joules/m<sup>2</sup> 亦甚吻合。在本研究，六個月中

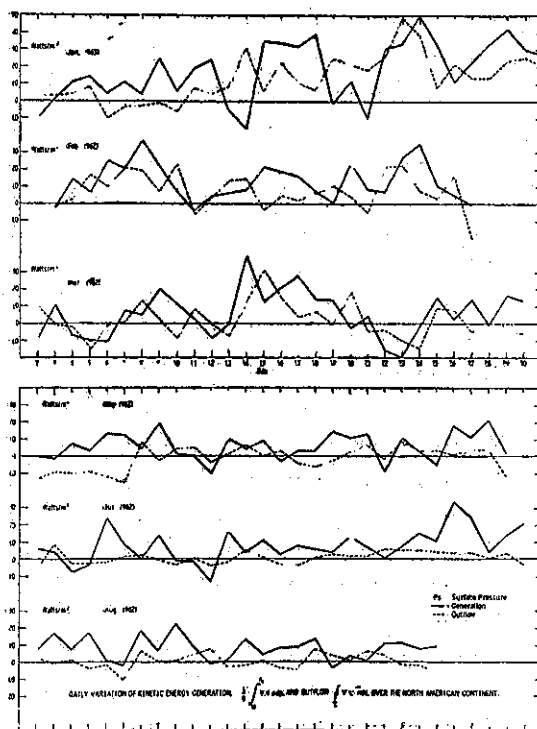


圖 2：北美大陸動能產生之日變化。

Fig. 2: Daily variation of kinetic energy generation  $-\frac{1}{g} \int_0^{p_s} V \cdot \nabla \phi \, dp$  (solid line), and outflow  $\oint V_k \, nds$  (dashed line) over the North American continent

表二：動能預計之月平均， $K$ 、 $\bar{K}$  與  $K'$  之單位為  $10^5 \text{ joules/m}^2$ ，  
其他數值之單位為  $\text{watts/m}^2$ 。

Table 2: Monthly mean kinetic energy budget.  $K$ ,  $\bar{K}$  and  $K'$  are in units of  $10^5 \text{ joules/m}^2$ . Other quantities in  $\text{watts/m}^2$

Quantity	January 1963	February 1962	March 1962	May 1962	July 1962	August 1962	Grand Mean
$K$	18.46	24.14	18.96	13.47	10.10	9.48	15.77
$\bar{K}$	12.01	16.25	11.98	8.75	6.58	6.20	10.30
$K'$	6.45	7.89	6.98	4.72	3.52	3.28	5.47
$\partial K / \partial t$	0.78	0.58	-0.20	-0.01	0.27	-0.04	0.23
$K$ -outflow	0.25	7.59	1.88	-1.07	1.58	0.35	1.76
Generation	8.56	12.52	6.55	6.13	8.43	8.02	8.37
$E$	7.53	4.35	4.87	7.21	6.58	7.71	6.38
$\partial \bar{K} / \partial t$	0.30	0.24	-0.16	-0.02	0.22	-0.06	0.09
$\bar{K}$ -outflow	0.49	3.16	-0.13	-0.83	0.89	-0.29	0.55
$(K' \rightarrow \bar{K})$	4.30	7.89	1.66	5.84	1.30	1.48	3.75
$\bar{E}$	3.51	4.49	1.95	6.69	0.19	1.83	3.11
$E'$	4.02	-0.14	2.92	0.52	6.39	5.88	3.27

•  $K$  之全平均值 (Grand mean) 為  $15.77 \times 10^5 \text{ joules/m}^2$ 。該值亦可與 1951 年 Saltzman 和 Fleisher 所計出之年平均值  $14.1 \times 10^5 \text{ joules/m}^2$  互相對照。標準流動能之全平均值  $\bar{K}$  與切變流動能  $K'$ ，即各為  $10.30 \times 10^5 \text{ joules/m}^2$  與  $5.47 \times 10^5 \text{ joules/m}^2$ 。六個月中， $\bar{K}$  與  $K'$  之比約為 2:1。

以表 2 之表示法，計出之全動能方程式 (12) 之各項間，應有下列之關係，

$$E = - \left( \frac{\partial K}{\partial t} + K\text{-outflow} - \text{generation} \right)$$

全消散值  $E$  即可得到，式中主要項為那些由壓力而產出之項，陸區之動能輸出等，全動能之局部變化  $\frac{\partial K}{\partial t}$  甚小， $\frac{\partial \bar{K}}{\partial t}$ ， $K$  之輸出，產生等之全平均各為 0.23, 1.76 及 8.37  $\text{watts/m}^2$

圖 2 表示動能之產生與輸出之日常變化，其變化情形甚為一致。

北美洲大陸，通常為動能通量 (Kinetic energy flux) 發散之地區。如果因水平壓力與輸出間，發現產生差 (The difference of generation) 時，該地區即為內產生 (Net generation)，或稱謂內補充 (Net supply)，關於 1963 年 1 月，1962 年 2, 3, 5, 7, 8 月等之內產生各為 8.31, 4.93, 4.67, 7.20, 6.85 及 7.67  $\text{watts/m}^2$ ，其全平均即為 6.61  $\text{watts/m}^2$ 。

這些內產生與有效位能對動能之比約為同樣大小，根據 Oort<sup>(18)</sup> 之調查，約在 0.91~3.37  $\text{watts/m}^2$  之間，其調查即依據 Brown<sup>(2)</sup>，Krueger，Winston，Haines<sup>(7)</sup>，Saltzman<sup>(16)</sup>，Fleisher<sup>(16,17)</sup>，Teweles<sup>(22)</sup>，Wiin-Nielsen，Brown，Drake<sup>(26)</sup> 等之高空觀測資料及 Phillip<sup>(14)</sup> 和 Smagorinsky<sup>(19)</sup> 之數值實驗結果。本研究之內產生值，通常比該調查值較高，其理由可解釋：第一，本研究僅限定於北美洲大陸，我們可預期該地區之內產生值比北半球之平均值為大，甚至經扣除輸出後尚為大。1953 年 1 月，White 和 Saltzman<sup>(23)</sup> 即估計，該地區之能量變換約為 5  $\text{watts/m}^2$ ，其結果與本研究之內產生值甚為吻合。該調查為使用各站氣壓變化之大規模變差及 500mb 之溫度，並且限在北緯 35 至 60 度，西經 70 至 120 度之地區。第二，以觀測風與第 20 點氣壓面之高空資料所預計之內產生值比在該地區高低兩對流層之水平壓力所生之動能產生為大 (參考表 5，圖 9 至 12)，關於這點在第 5 節再詳細討論。

$\phi$  之水平梯度界 (The horizontal gradient field) 可滿足所有氣壓層，但重力位能  $\phi$  之垂直積分即難。

因  $\phi$  在高層對流層比低層對流層大 2 級，高層氣壓之輕微觀測誤差對預計  $\bar{\phi}$  亦有甚大之影響，在基本研究中，曾假設垂直標準流之動能方程式裏含有  $\bar{\phi}$  的

項，即  $(1/Ag) \int_A p_s \bar{\nabla} \cdot \nabla \bar{\phi} dA$  可省略，

該項之實際等級可由下式求之 即

$$\bar{\nabla} \cdot \nabla \bar{\phi} = \nabla \cdot \nabla \bar{\phi} - \bar{\phi} \nabla \cdot \nabla$$

式中  $\nabla \cdot \nabla \bar{\phi}$  約和  $K$ -輸出同級的小，(參考表 2)， $\bar{\phi} \nabla \cdot \nabla$  即由連續方程式 (8) 可知更為微小。

以由標準流動能方程式所計出之各項及表 2 之記錄，方程式 (13) 可寫如

$$\bar{E} = - \left( \frac{\partial \bar{K}}{\partial t} + \bar{K}\text{-outflow} - [K' \rightarrow \bar{K}] \right)$$

方程式中，最重要項為

$$[K' \rightarrow \bar{K}] = - \frac{1}{Ag} \int_A p_s (\bar{u} \nabla \cdot \nabla' \bar{u}' + \bar{v} \nabla \cdot \nabla' \bar{v}') dA$$

該項如 Wiin-Nielsen<sup>(24)</sup> 所述，須完全為垂直切變流與標準流間之動能轉變，正值者表示切變流轉為標準流。轉變項  $[K' \rightarrow \bar{K}]$  之全平均為 3.75 watts/m<sup>2</sup>

，相對之  $\frac{\partial \bar{K}}{\partial t}$  與  $\bar{K}\text{-outflow}$  之全平均即各為 0.09 與 0.55 watts/m<sup>2</sup>。至於  $[K' \rightarrow \bar{K}]$  之月值即如表 2 所列，在 1.30 至 7.89 watts/m<sup>2</sup> 之間。Smagorinsky<sup>(19)</sup> 在數值實驗中，得到 1.61 watts/m<sup>2</sup> 之轉變值。Wiin-Nielsen 與 Drake<sup>(26)</sup> 即以 850, 700, 500, 300, 200mb 等五個氣壓面之五個月觀測記錄，計出 2.1 watts/m<sup>2</sup> 之轉變值。在修正前，1962 年 1 月，4 月，7 月，10 月及 1963 年 1 月之原轉變值即各為 4.65, 2.88, 1.24, 2.96, 和 4.16 watts/m<sup>2</sup>。這些數值與本研究，在表 2 所列的甚為吻合。總而言之，本研究中之轉變值均高於 Smagorinsky<sup>(19)</sup>，Wiin-Nielsen 和 Drake<sup>(26)</sup> 等之研究結果。但這點似應考慮為研究地區，垂直分析，計算方法，資料型式等之相差。

我們認為從有效位能轉為動能時，首先變為垂直切變流動能，然後轉為垂直標準流 (參考 Smagorinsky<sup>(9)</sup>，Wiin-Nielsen<sup>(24)</sup>)。  $[K' \rightarrow \bar{K}]$  轉變值 3.75 watts/m<sup>2</sup> 對內產生值 6.61 watts/m<sup>2</sup> 之比，在本研究地區即為 0.57，該結果即表示約有 57% 之動能，最後將成為垂直標準流，這種比值，在 Smagorinsky<sup>(19)</sup> 的數值實驗中，約為 0.68，在 Wiin-Nielsen<sup>(24)</sup> 初期的估計即約為 0.27，在 Wiin-Nielsen 和 Drake<sup>(26)</sup>，最近關於切變流與標準流間之最低轉變值即為 1.00，此「比率」包括兩種量，尤其是對動能之產生，因各研究者，以各種不同的資料與方法加以預計，所以其結果之數值範圍很廣泛，相差

甚大，為避免這點，筆者即僅使用本研究中，一組數值。

全消散值  $\bar{E}$ ，在全動能方程式 (12) 中，以剩餘項加以計算，在 1963 年 1 月，1962 年 2 月，3 月，5 月，7 月，8 月 (參考表 2，表 3)，即各為 7.53, 4.85, 4.87, 7.21, 6.58 和 7.71 watts/m<sup>2</sup>，其全平均為 6.38 watts/m<sup>2</sup>，關於這些月份之標準流消散值  $\bar{E}$ ，即可在垂直標準流動能方程式 (13) 中，以剩餘項計算之，並且如前述之假設，略去  $\frac{1}{Ag} \int_A p_s$

$\bar{\nabla} \cdot \nabla \bar{\phi} dA$  項時，各為 3.51, 4.49, 1.95, 6.69, 0.19 和 1.83 watts/m<sup>2</sup>，其全平均即為 3.11 watts/m<sup>2</sup>。垂直切變流消散值  $E'$ ，得取各月份  $E$  和  $\bar{E}$  之差，即各為 4.02, -0.14, 2.92, 0.52, 6.39, 和 5.88 watts/m<sup>2</sup>。其全平均值為 3.27 watts/m<sup>2</sup>。

很顯然的，在 1962 年 7 月，8 月，其全消散值  $E$ ，稍微大一點，這種現象即由於夏季期間，上部對流層之大量產生值。(參考圖 9, 10, 11, 表 5)。

這裡可指出兩件事實與垂直標準流消散值  $\bar{E}$  有關。第一，雖然  $\bar{E}$  主要受方程式 (13) 中，轉變值  $[K' \rightarrow \bar{K}]$  項之支配，但  $K\text{-outflow}$  亦不能忽視。第二，通常可想垂直平均風速  $\bar{V}$  與摩擦力  $\bar{F}$ ，互相相交而為正消散值，這種情形在陸區負消散值時即不必表示。

當標準流與切變流之動能  $\bar{K}$  和  $K'$ ，各為全能量之 65% 和 85% 時，其標準流與切變流之消散值  $\bar{E}$ ，和  $E'$  即各為全消散值之 49% 和 51%。換句話， $\bar{E}/E'$  即為 0.95，這「比率」在 Wiin-Nielsen 之初步預計為 0.38，在 Smagorinsky<sup>(19)</sup> 之數值實驗即得到 2.24。

在界層之消散值  $E_b$ 。(參考表 3)，可用方程式 (15) 至 (20) 之過程計算之。關於 1963 年 1 月及 1962 年 2 月，3 月，5 月，7 月和 8 月，其消散值各為 2.41, 1.90, 1.90, 2.07, 1.50, 及 1.41 watts/m<sup>2</sup>。其全平均值即為 1.87 watts/m<sup>2</sup>。Kung<sup>(8)</sup>，用同樣方法，以 1000mb 之地轉風率，在北緯 25 度至 70 度，取 360 站 (360 diamond grid point)，加以計算北美洲冬季，春季，夏季及秋季之消散值  $E_b$ ，在 1945 年至 1955 年之十年間，其數值即各為 2.43, 2.09, 1.22, 及 2.03 watts/m<sup>2</sup>。其年平均為 1.94 watts/m<sup>2</sup>。在同研究中相對時季之消散值  $E_b$ ，各為 1.94, 1.33, 0.70 和 1.40 watts/m<sup>2</sup>。年平均即為 1.34 watts/m<sup>2</sup>。Lettau<sup>(10)</sup> 以 700mb 高度之風率與地面拉力之緯向平均值 (Zonal means)，預計在

700mb 以下之摩擦消散值為  $1.4 \text{ watts/m}^2$ 。

$E_b/E$  之比，甚為重要，因它表示全消散能之一部份，而無論其在界層或自由大氣均為重要。該比之百分比，列如表 3，在 1963 年 1 月，1962 年 2 月，3 月，5 月，7 月，8 月，各為 32，44，39，29，23 及 18%，其全平均即為 29%。界層消散對全消散之比，在夏季比冬季為小，其理由有二，第一動能產生在上部對流層較大，結果在下部對流層雖然夏季其地面糙率在頂峯時，地轉風與消散亦均較為微弱。 $E$  與  $E_b$  之

差，須預計在自由大氣之消散  $E_r$ ，如表 3 所示，上述 6 個月之  $E_r$  值為 5.12，2.45，2.97，5.14，5.08 及  $6.30 \text{ watts/m}^2$ 。其年平均為  $4.51 \text{ watts/m}^2$ 。換算為對全消散之百分比時，各月為 68，56，61，71，77 及 82%，平均即為 71%。然而行星界層僅為 100mb 之厚度，因此在界層之消散一定比自由大氣為強。如果界層與自由大氣之厚度，各為 100mb 與 900mb 時，其消散值即各為  $18.7 \text{ erg sec}^{-1} \text{ cm}^{-2} \text{ mb}^{-1}$ ，與  $5.0 \text{ erg sec}^{-1} \text{ cm}^{-2} \text{ mb}^{-1}$ ，約相當於年平均值。

表三：全部與部分動能消散值

Table 3: Total and partitioned kinetic energy dissipation ( $\text{watts/m}^2$ )

Quantity	January 1963	February 1962	March 1962	May 1962	July 1962	August 1962	Grand Mean
$E$	7.53	4.35	4.87	7.21	6.58	7.71	6.38
$E_b$	2.41	1.90	1.90	2.07	1.50	1.41	1.87
$E_r$	5.12	2.45	2.97	5.14	5.08	6.30	4.51
$\bar{E}$	3.51	4.49	1.95	6.69	0.19	1.83	3.11
$\bar{E}'$	4.02	-0.14	2.92	0.52	6.39	5.88	3.27
$\bar{E}_b$	0.64	0.05	-0.41	0.23	0.29	0.01	0.14
$\bar{E}_r$	2.87	4.44	2.36	6.46	-0.10	1.82	2.97
$E'_b$	1.77	1.85	2.31	1.84	1.21	1.40	1.73
$E'_r$	2.25	-1.99	0.61	-1.32	5.18	4.48	1.54
$E_b/E(\%)$	32.0	43.7	39.0	28.7	22.8	18.3	29.3

關於 1km 以下之消散能，經 Brunt<sup>(3)</sup> 的初步估計，約為  $3 \text{ watts/m}^2$ ，即為他所估計之全消散能  $5 \text{ watts/m}^2$  之 60%。Jensen<sup>(6)</sup> 在 1958 年 1 月，沿北緯 20 度之北半球上空，估計自 1000 至 925mb 間氣層之消散能為  $3.36 \text{ watts/m}^2$ ，而自 1000 至 500mb 間即為  $4.28 \text{ watts/m}^2$ ，前者為後者之 78%。Holopainen<sup>(4)</sup> 1954 年 1 月，在 British Isles，自地面至 900mb 間之氣層預計其消散值為  $4.2 \text{ watts/m}^2$ ，地面至 200mb 間為  $10.4 \text{ watts/m}^2$ 。900mb 以下即僅佔全消散能之 40%。Holopainen<sup>(6)</sup> 後來預計，British Isles，1954 年 9 月，10 月，11 月，在 800mb 以下之消散值為  $5.2 \text{ watts/m}^2$ 。而在 1000mb 至 200mb 間即僅為  $1.9 \text{ watts/m}^2$ 。Holopainen 前後研究之相差，可能如他本身所指，關於預計上部對流層的動能方程式有關，或如第三節所論受研究地區大小之限制。但可能包括局部性，季節性等之自然因素甚多，甚難確定。

其他消散值  $\bar{E}_b$ ， $\bar{E}_r$ ， $E'_b$  和  $E'_r$  等即可如第 2 節

所論加以求出，並列在表 3。小部份的標準流消散即由界層消散  $\bar{E}_b$  構成，除非標準流消散  $\bar{E}$  本身甚微外，大部份的  $\bar{E}$  均由自由大氣  $\bar{E}_r$  構成。至於切變流消散即由界層和自由大氣兩者構成，而且  $\bar{E}'_b$  和  $\bar{E}'_r$  之平均約為同級。但如 1962 年 2 月，5 月， $\bar{E}$  比  $\bar{E}'$  較大時，大部份的  $\bar{E}'$  即由界層消散  $\bar{E}'_b$  構成，而且大體上在自由大氣消散  $\bar{E}_r$ ，分給標準流與切變流之消散時，大部份的界層消散  $\bar{E}_b$  即資給切變流之消散。

上述各種消散值之平均，可列如下表：

$\bar{E}$ 6.38	$\bar{E}$ 3.11	$\bar{E}'$ 3.27
$\bar{E}_b$ 1.87	$\bar{E}_b$ 0.14	$\bar{E}'_b$ 1.73
$\bar{E}_r$ 4.51	$\bar{E}_r$ 2.97	$\bar{E}'_r$ 1.54

如第 3 節所述，僅以 1963 年 1 月 2 至 11 日，10 日間代表正常冬季月份，並將此結果與強烈颱風停留在北美

大陸期間，即15至24日，10日間之結果互相比較實有重大的意義。如表4所示，在強烈颱風侵襲時，其全動能約增加為兩倍，其標準流能量  $\bar{K}$ ，切變流能量  $K'$  亦似有增加。在颱風期間其能量預計上最特色的為該地區的內產生減少時，動能產生與輸出却有極大的增加。很顯然的，該地區，在這期間，對大西洋之

動能為重要的供應處，並且應注意，在這期間，受強風之影響，界層消散  $E_b$  雖稍有增加，但因自由大氣消散銳減，其全消散却減少。由這些結果加以推測時，在該地區所產生之動能，移流至海洋而消散是有理由的。

表四：1963年1月上旬與下旬之動能預計與消散， $K$ ， $\bar{K}$  及  $K'$  之單位為  $10^5$  joules/m<sup>2</sup>。

其他數值之單位為 watts/m<sup>2</sup>，記號即如第2節及2表相同

Table 4: Kinetic energy budget and dissipation in early and late periods of January 1963.  $K$ ,  $\bar{K}$  and  $K'$  are in units of  $10^5$  joules/m<sup>2</sup>, other quantities in watts/m<sup>2</sup>. Notation is as defined in section 2 and table 2.

Period	$K$	$\bar{K}$	$K'$	K-out-flow	Generation	$(K' \rightarrow \bar{K})$	$E$	$E_b$	$E_t$
Jan. 2-11 .....	18.46	12.01	6.45	0.25	8.56	4.30	7.53	2.41	5.12
Jan. 15-24 .....	35.48	25.14	10.34	20.50	25.84	2.42	4.96	2.55	2.41

## 六、動能產生之垂直剖面圖

在動能方程式 (12) 中，

$$-\frac{1}{Ag} \int_A \int_0^{p_s} V \cdot \nabla \phi dp dA$$

表示該地區之大氣質量，由水平氣壓梯度 (The horizontal pressure gradient) 所作的功而產生之動能。這項屬於動能方程式中之動能來源項，其相對的單位空氣量可寫如下：

$$-V \cdot \nabla \phi = -\nabla \cdot V \phi - \frac{\partial \omega \phi}{\partial p} - \omega \alpha \dots\dots\dots (37)$$

式中  $\alpha$  為容度 (Specific volume)，如將 (37) 式，對大氣全質量  $M$  積分時，可得

$$-\int_M V \cdot \nabla \phi dM = -\int_M \omega \alpha dM \dots\dots\dots (38)$$

這項將表示全位能 (即位能和內能) 轉換為動能之計算，(參考 White 和 Saltzman<sup>(23)</sup>)，如此，關於半球或全球之動能產生，通常可以  $\omega \alpha$  之積分測之。不過事實上，對垂直的  $p$ -速度， $\omega$  之預計，尚有甚多之論議。而且如果動能之產生可由大氣層之劃分計算可得，即以 (38) 式計算不如積分 (37) 式右邊，因右邊三項在計算上較為容易。

以  $-V \cdot \nabla \phi$  和實測風，重力位等資料，直接預計動能產生，不是容易之工作，因對各站必須決定重

力位梯度，而且甚難計算。但在物理意義和實測風資料上，直接求  $-V \cdot \nabla \phi$  實可注意的。動能如空氣量之水平壓力，經過工作由位能所造成的。即為重力位梯度相反之氣流成分。

關於直接以  $-V \cdot \nabla \phi$ ，預計動能產生之研究，雖然在十年前，曾經 Smith<sup>(21)</sup> 試過，但有關這種報告，除了 Holopainen<sup>(4,5)</sup> 的報告外，甚少被人注意。

在本研究所應用之方法，已在第3節討論，即以稠密的觀測網在各站求出重力位梯度，隨之求得產生項  $-V \cdot \nabla \phi$  之垂直分布。對各 50mb 氣層厚度之動能產生可由：

$$-\frac{1}{g} \int_{p_1}^{p_2} V \cdot \nabla \phi dp$$

計算之。式中  $p_2 - p_1 = 50mb$ ，這結果就陸區加以平均並表示之。

圖3至圖8即示，1962年2月，3月，5月，7月，8月，1963年1月，在下部界層即 150mb，300mb，450mb，550mb，700mb，850mb，950mb 及地面等八個氣壓層

其動能產生之日變化情形。至今大家公認，動能產生與水平壓力有密切之關係，而且對流層之垂直方向似有三種循環方式。在上部對流層，其產生之濕



落幅無論為正或負均相當的大，而且最大或最小之出現，約有10天週期。很顯然的，關於全大氣層之時間序（Time sequence）有特色的情形，這些均在圖2。這些特色主要為上部對流層之漲落所形成的。中部對流層之產生值比上部者為小，其產生雖然亦有正負的漲落，但其振幅甚小，在其上部，最大或最小

之長週期變化尚可看出，但受短週期循環之干擾，已變模糊。在下部對流層，其產生甚大，約與上部對流層有同級的大小，其漲落在三層中却為最小，但我們應注意，其產生時常為正，其原因為在下部對流層，其截等壓線（The cross-isobar）氣流成分與氣壓梯度相反，受摩擦之作用，在  $-V \cdot \nabla \phi$  項中取正值。

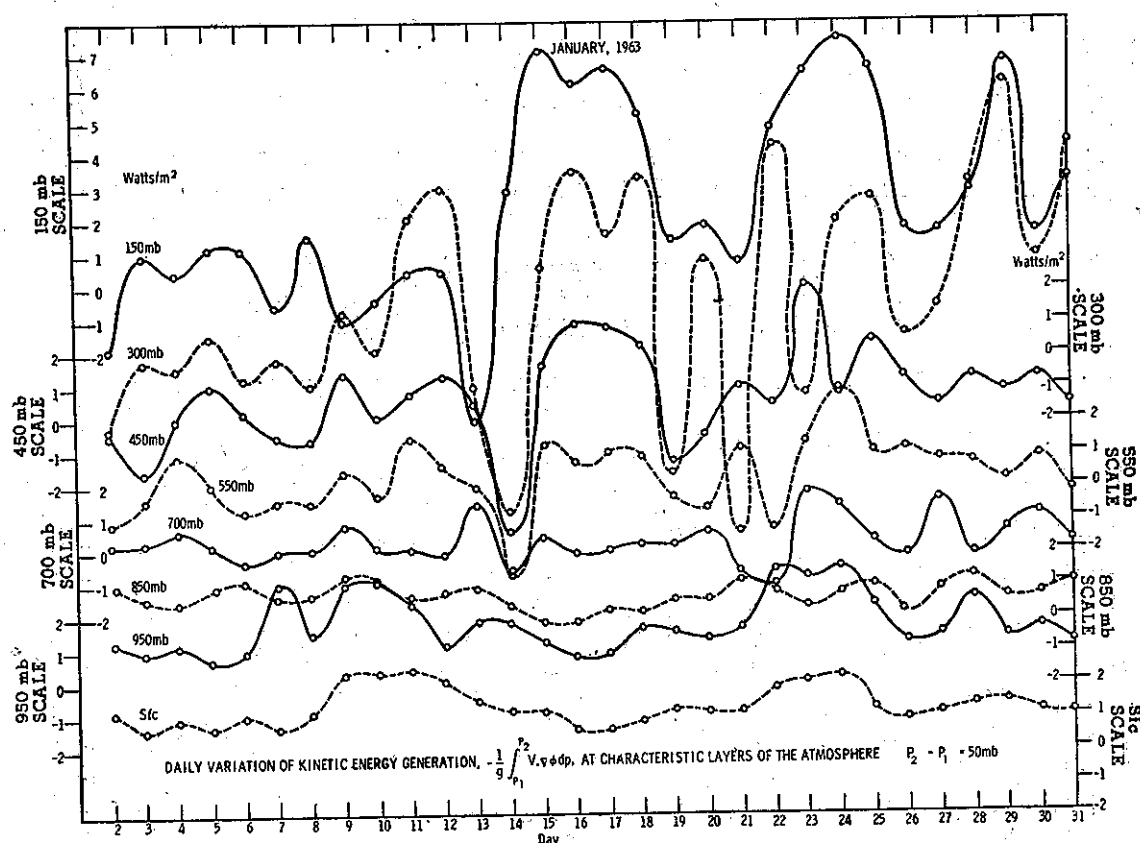


圖 3：在大氣特定高度之動能產生日變化。（1963年1月）

Fig. 3: Daily variation of kinetic energy generation  $-\frac{1}{g} \int_{p_1}^{p_2} V \cdot \nabla \phi dp$  at characteristic layers of the atmosphere. (January 1963)

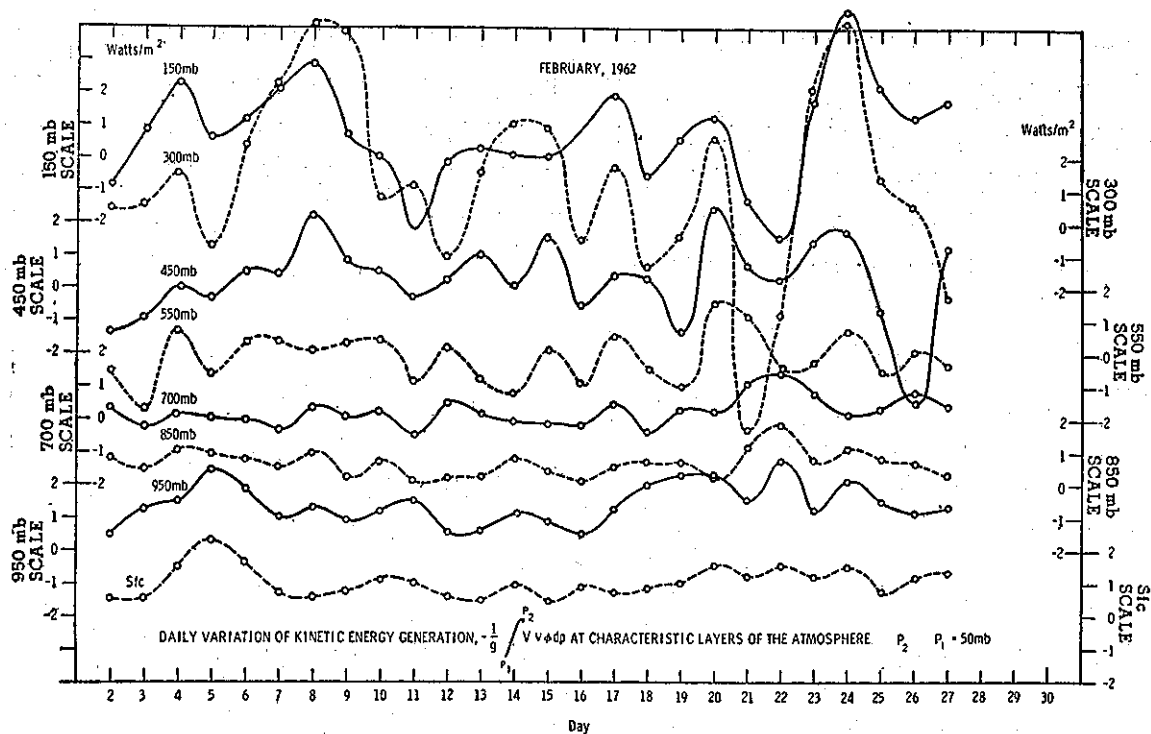


圖 4：在大氣特定高度之動能產生日變化。(1962年2月)  
Fig. 4: Daily variation of kinetic energy generation at characteristic layers of the atmosphere (February 1962).

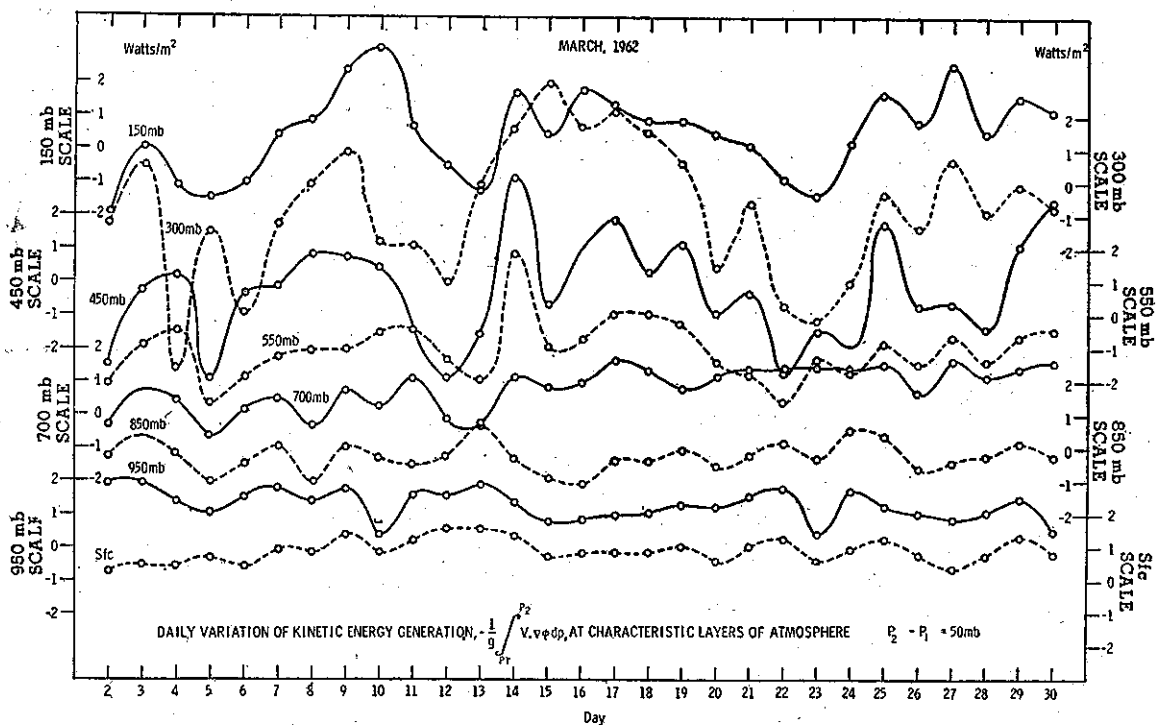


圖 5：在大氣特定高度之動能產生日變化。(1962年3月)  
Fig. 5: Daily variation of kinetic energy generation at characteristic layers of the atmosphere (March 1962)

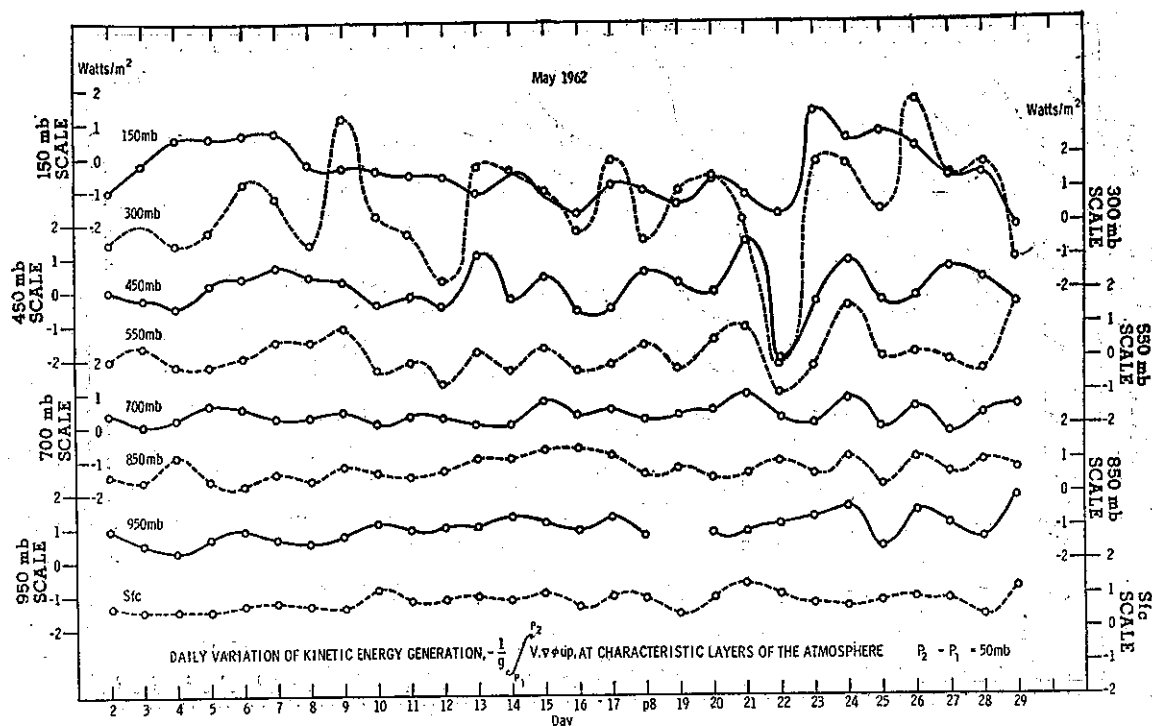


圖 6：在大氣特定高度之動能產生日變化 (1962年 5 月)  
Fig. 6: Daily variation of kinetic energy generation at characteristic layers of the atmosphere (May 1962)

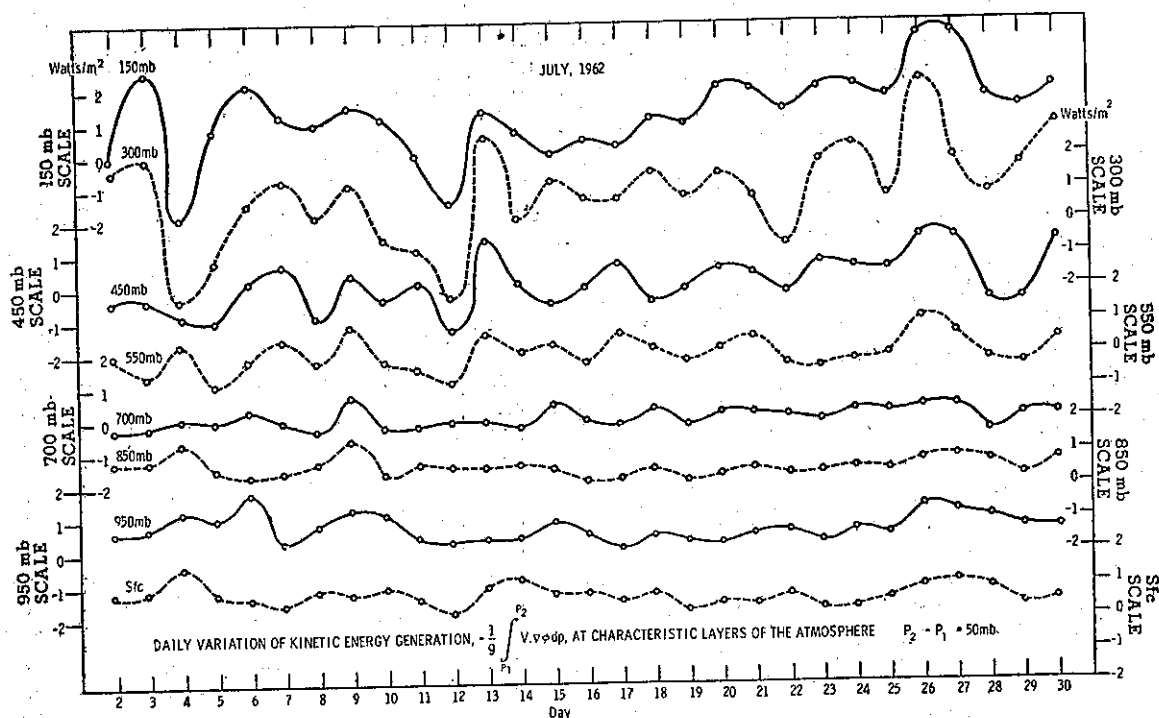


圖 7：在大氣特定高度之動能產生日變化。(1962年 7 月)  
Fig. 7: Daily variation of kinetic energy generation at characteristic layers of the atmosphere (July 1962)

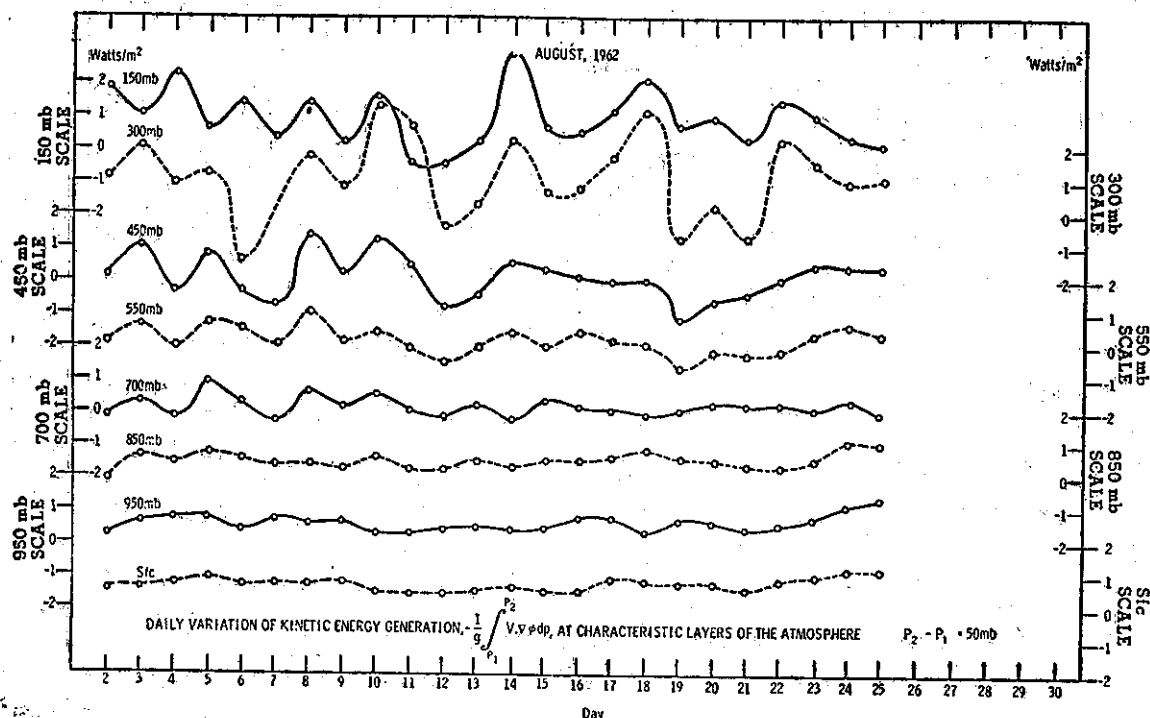


圖 8：在大氣特定高度之動能產生日變化（1962年 8 月）。  
Fig. 8: Daily variation of kinetic energy generation at characteristic layers of the atmosphere (August 1962)

表五：各氣壓高度動能產生之月平均值  
Table 5: Monthly mean kinetic energy generation (watts  $m^{-2}$  (50mb) $^{-1}$  (watts  $m^{-2}$  (50mb) $^{-1}$ ) within each pressure layer

Pressure layer (mb)	January 1963	February 1962	March 1962	May 1962	July 1962	August 1962	Grand Mean
Surface layer .....	1.33	1.08	1.05	0.81	0.70	0.77	0.95
1025-975 .....	2.79	1.19	1.19	0.74	0.73	0.82	1.24
975-925 .....	1.82	1.42	1.26	1.34	0.74	0.62	1.20
925-875 .....	1.48	1.02	0.99	0.90	0.73	0.63	0.96
875-825 .....	0.80	0.65	0.72	0.74	0.59	0.53	0.67
825-775 .....	0.48	0.40	0.49	0.51	0.44	0.35	0.44
775-725 .....	0.30	0.43	0.39	0.44	0.24	0.23	0.34
725-675 .....	0.21	0.20	0.32	0.32	0.06	0.16	0.21
675-625 .....	0.11	0.19	0.05	0.31	- 0.02	0.15	0.13
625-575 .....	0.01	0.14	0.08	0.22	- 0.07	0.19	0.09
575-525 .....	0.09	0.07	0.03	0.13	0.03	0.17	0.09
525-475 .....	0.13	0.13	0.08	0.07	0.06	0.12	0.10
475-425 .....	0.02	0.35	- 0.12	0.04	0.18	0.11	0.10
425-375 .....	0.67	0.59	0.13	- 0.08	0.26	0.37	0.32
375-325 .....	0.71	0.75	0.07	0.39	0.43	0.53	0.48
325-275 .....	0.31	1.41	0.18	0.51	0.84	1.07	0.72
275-225 .....	0.66	1.59	0.34	0.13	0.93	1.00	0.77
225-175 .....	0.47	1.11	0.39	0.19	1.20	0.74	0.68
175-125 .....	0.18	0.93	0.56	0.47	1.29	0.90	0.72
125- 75 .....	0.09	1.24	0.57	- 0.04	0.37	0.26	0.41

表5 爲上述六個月，各 50mb 氣層厚度之動能之月平均及其全平均，這些數值均填在圖 9 至圖12。因該地區在 1000mb 氣壓面之實測風資料僅有半數，所以自 1025mb 至 975mb 間之資料均一起填在該層。圖 9 表示 1963 年 1 月（即爲 1 月 2 ~ 11 日，1 月 15 ~ 24 日），1962 年 2 月，其動能產生之剖面，屬於冬季剖面圖，圖10爲1962年 3 月，5 月之剖面，即屬於春季剖面圖，圖11表示1962年 7 月，8 月之剖面，屬於夏季剖面圖，圖12爲四季平均之剖面亦爲年剖面圖。

由這些剖面圖，顯然的，可看出當於中部對流層之產生甚弱時，上、下部對流層却有強產生代替之。

根據年平均剖面圖，可預計在全產生中，約有 46 % 在 75mb 至 425mb，8 % 在 425mb 至 725mb，46% 在 725mb 至地面間所產生的。圖上並顯出產生與高度之變化情形，其一般形狀與 Smagorinsky，Manabe，Holloway<sup>(30)</sup> 等以九個氣壓面所預計的甚爲吻合。

將產生之垂直剖面示於圖 9, 10, 11，這些圖似可顯出產生之季節變化。在冬季剖面上，可看出在上下部對流層均有強產生，尤其是強烈颱風經過期間，即 1963 年 1 月 15 ~ 24 日，在對流層頂面上出現極強的產生。春季剖面圖表示，當下部對流層之產生尚強時，上部對流層之產生已變微弱。在夏季剖面圖却相反的，當下部對流層之產生變弱時，上部對流層即再度增

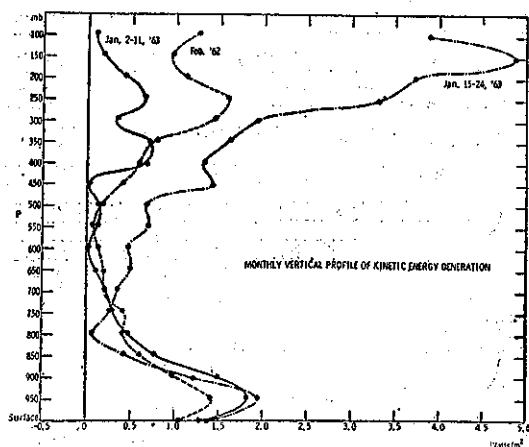


圖 9：動能產生之月垂直剖面圖  
(1963 年 1 月和 1962 年 2 月)

Fig. 9: Monthly vertical profile of kinetic energy generation (January 1963 and February 1962)

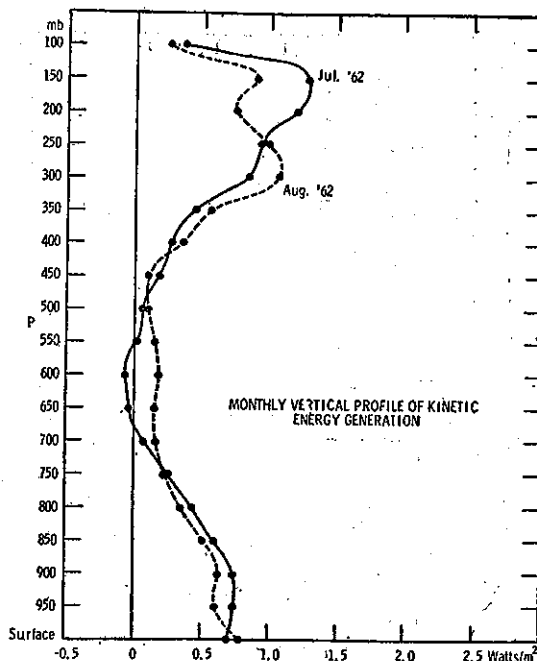


圖10：動能產生之月垂直剖面圖  
(1962 年 3 月和 5 月)

Fig. 10: Monthly vertical profile of kinetic energy generation (March and May 1962)

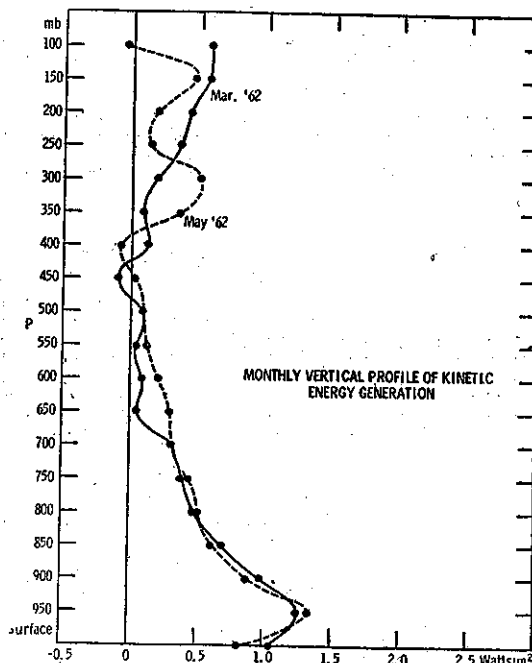


圖11：動能產生之月垂直剖面圖  
(1962 年 7 月和 8 月)

Fig. 11: Monthly vertical profile of kinetic energy generation (July and August 1962)

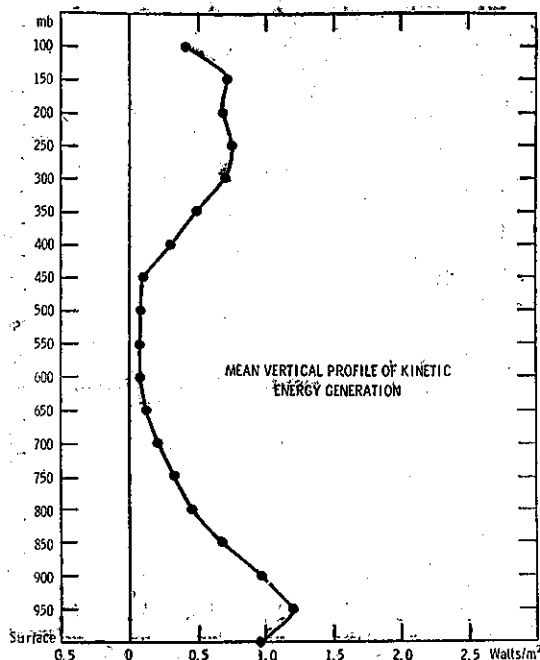


圖12：動能產生之平均垂直剖面圖

Fig. 12: Mean vertical profile of kinetic energy generation

強。

但以這些六個月之剖面資料，尚難議定其季節變化。

因消散動能  $E$  與產生項之長期平均約成平衡，所以消散之年平均剖面概況可由圖12之產生情形加以推出。

### 七、大氣界層之動能產生與消散

我們可推測在界層之動能消散與由水平壓力所引起的界層產生約成平衡。第一，如果我們認為在界層，其水平壓力，科氏力 (Coriolis force) 與摩擦力近於平衡時，即暗示動能產生與消散間有同樣的平衡

。第二，依據實測研究 (參考 Holopainen<sup>(4,5)</sup>, Jensen<sup>(6)</sup>) 與數值實驗結果 (參考 Smagorinsky, Manabe, Holloway<sup>(20)</sup>)，證實在界層頂或近於界層頂，其動能之垂直移流比在界層之產生甚小。

在本研究，對產生項  $-V \cdot \nabla \phi$ ，即沿該區界層之空氣量加以積分，並與在第四節所討論的界層消散  $E_b$ ，相比於表 6。在預計界層產生時，對行星界層頂之高度，有些假設，即在 1 月中設為 925mb，2 月為 900mb，3, 5, 7, 8 月即以該地區通常所測的地轉風高度代表之。由表 6 亦可看出在界層之產生與消散有良好之對照。雖然對地轉風高度之假設，觀測高度之層數，及計算  $E_b$  之假設等，在各專家間尚有論議，但這些假設之影響似為微小，尤其是，對有關地區加以積分而且已以時間平均後，即更為渺小。

在本研究，雖然以獨立的方式，進行計算，求出界層之動能產生與消散，但我們可斷定兩者間之數值非常接近。

如上述在界層之產生與消散甚為接近，同時如 Holopainen<sup>(4,5)</sup>, Jensen<sup>(6)</sup> 及 Smagorinsky, Manabe, Holloway<sup>(20)</sup> 等研究所示，在界層頂之動能垂直移流比產生，消散均微小而可省略不計，而且預計由該區界層之動能輸出亦為微弱 (參考 Holopainen<sup>(4,5)</sup>)，

因此我們可預計在界層之產生與消散約成平衡，其動能之大部分即在自由大氣裏產生而消散的。

從前 Kung<sup>(8)</sup> 亦利用 Lettau 之消散方程式，以 1000mb 地轉風速，預計界層消散之季節變化與地理分佈，在他的研究指出，1945年至1955年，冬季，春季，夏季，秋季在北大西洋與北美洲大陸之界層消散各為 2.30, 1.49, 0.66, 1.48 watts/m<sup>2</sup> 及 2.53, 2.07, 1.22, 2.11 watts/m<sup>2</sup> (8)。其結果顯出陸地消散比海洋消散為大，假如將地面糙率比海洋糙率為小之事實，導入加以計算消散時，這個因素約可補充兩

表六：界層動能產生與消散之比較

Table 6: Comparison of kinetic energy generation and dissipation (watts/m<sup>2</sup>) in the boundary layer

Quantity	January 1963	February 1962	March 1962	May 1962	July 1962	August 1962	Grand Mean
H.....	925	925	900	900	900	900	.....
Generation.....	2.32	1.86	2.12	1.94	1.42	1.25	1.82
Dissipation.....	2.41	1.90	1.90	2.07	1.50	1.41	1.86

者之差額，而使海洋界層消散與陸地界層消散，約為同級之大小。因地面糙率之微小，海洋界層之動能垂直轉移比陸地界層頂同樣的動能垂直轉移為小，所以在前次研究<sup>(6)</sup>，計算海洋界層消散時，其數值約與產生相等。

## 八、結 論

使用北美洲大陸各觀測站，六個月之日常實測風與重力位資料，以各種劃分法對大規模大氣環流之動能預計與消散，作初步有系統的研究。

大氣之全動能消散，可分為標準流與切變流。而且亦可分為消散於界層與自由大氣之兩部分。全動能消散  $E$  與標準流動能消散  $\bar{E}$ ，各可由全動能方程式，標準流動能方程式中之剩餘項求出。垂直切變流消散  $E'$  亦可由  $E$  與  $\bar{E}$  之差額獲得。在界層之動能消散  $E_b$  即使用 Lettau 的一般風扭轉分解與糙率參數，由 Lettau, Kung<sup>(12,8)</sup> 等計出，而在自由大氣之消散  $E_r$ ，即取  $E$  與  $E_b$  之差。 $\bar{E}$  更可劃分為在界層之消散  $\bar{E}_b$  與自由大氣之消散  $\bar{E}_r$ 。以同樣方法， $E'$  亦可分為界層消散  $E'_b$  與自由大氣消散  $E'_r$ 。

實測風資料與重力位等資料一齊被使用，同時各種偏微分數值須在各站加以預計，因此設計特種的方法，以資計出無向量之水平傾度與向量場之發散，並應用在動能方程式中各種數值之預計。

所計出的全動能平均  $K$ ，標準流動能  $\bar{K}$ ，切變流動能  $K'$ ，即各為  $15.77 \times 10^5$ ， $10.30 \times 10^5$  和  $5.47 \times 10^5$  joules/m<sup>2</sup>，而且  $\bar{K}$  與  $K'$  之比，大約為 2:1。

在全動能方程式中之局部變化，輸出，產生等之各平均即為 0.23，1.76，和 8.37 watts/m<sup>2</sup>，而且在產生與輸出之日變化亦似有類似的傾向。

通常，北美大陸為動能之水平發散地區，尤其是在強烈颱風期間，對北大西洋實為重要之動能供應處。

產生與輸出之相差，可視為動能在該地區之內產生，可和其他研究者所得之能量轉換率互相比較。有些內產生值比其他研究結果為大，這種現象可說明，受研究地區之限制與使用實測風，高度之大垂直分解有密切之關係（即由地面至 100mb 高度，以 20mb 之間隔劃分）。垂直切變與標準流間之動能轉換，其平均值約為 3.75 watts/m<sup>2</sup>，以六個月之資料加以分析證實該地區內產生之 57% 首先變為垂直

切變動能，最後即成為垂直標準流，這個數量為標準流動能方程式中之最重要項。

六個月間該地區之全消散  $E$ ，標準流消散  $\bar{E}$  及切變流消散  $E'$  等各平均為 6.38，3.11，3.27 watts/m<sup>2</sup>，因夏季上部對流層有大產生，關於 1962 年 7 月，8 月，其  $E$  值不必小。應注意的，即當能量成分  $K$  與  $K'$  各為全動能之 65% 與 35% 時，其消散  $\bar{E}$  與  $E'$  即為全消散之 49% 與 51%。在六個月間，界層消散  $E_b$ ，自由大氣消散  $E_r$  平均值即各為 1.87 與 4.51 watts/m<sup>2</sup>，即全消散之 29% 消散於界層。

因在夏季較強的產生發生於上部對流層，界層之風訊較弱，致使轉入界層之消散比冬季為小，但地面糙率却為極大。

所劃分的消散成分， $\bar{E}_b$ ， $\bar{E}_r$ ， $E'_b$ ， $E'_r$ ，在六個月間，其平均各為 0.14，2.97，1.73，及 1.54 watts/m<sup>2</sup>。通常大部分之標準流消散為自由大氣消散，而且切變流消散即由界層，自由大氣兩同樣大小的消散組成。

本研究對動能之產生，直接求  $-V \cdot \nabla \phi$  之數值，即為水平氣壓所作之功。同時提出大氣各層高度動能產生之日變化，由這些變化顯出在對流層上、中、下部有三種型式的產生循環。在上部其振幅漲落正負均大，而且其長期振動甚為明顯，中部對流層其振幅，週期比上部對流層均小，但其漲落尚有正負兩方向，下部對流層，其產生甚大，但其漲落却為三層中最小，而且其產生亦受摩擦之影響，僅保存正值。將產生值，以 50mb 高度之間隔，從地面至 100mb 高度，逐次加以填上圖表時，可得到甚有意義之動能產生垂直剖面圖，由該圖可知，當中部對流層之產生甚微弱時，上、下部對流層却有強烈的產生，而且在上部對流層之極大點似延向平流層銳減，甚明顯的，產生與高度有密切的關係，其情形與 Smagorinsky, Manabe 及 Holloway<sup>(20)</sup> 等數值實驗所得之結果甚一致。由這些亦可看出產生垂直剖面之季節變化，而且消散之年垂直剖面情形與其產生平均值甚為相似。

在本研究，關於界層之動能消散與產生，均獨立的加以計算，其結果和其他研究結果，暗示界層產生與消散，大約在平衡。

在本研究所提供的，1962 年 2 月，3 月，5 月，7 月，8 月，1963 年 1 月等 6 個月之平均值即可代表年平均值。本研究雖然僅以六個月之資料做初步報告

• 除了產生項外，其他垂直分佈之能量參數均未加以計算，而且對局部，季節性亦未得詳細報告，這些點將待有系統的繼續研究。

### 原文參考文獻

1. F. K. Ball, (1961): Viscous dissipation in the atmosphere, *Journal of Meteorology*, Vol. 18, No. 4, Aug. pp. 553-557.
2. J. A. Brown (1964): A diagnostic study of tropospheric diabatic heating and the generation of available potential energy, *Tellus*, Vol. 16, No. 3, Aug. pp. 371-388.
3. D. Brunt, (1939): Physical and dynamical meteorology, Cambridge University Press, p. 428
4. E. O. Holopainen, (1963): On the dissipation of kinetic energy in the atmosphere, *Tellus*, Vol. 15, No. 1, Feb. pp. 26-32.
5. E. O. Holopainen, (1964): Investigation of friction and diabatic processes in the atmosphere, Paper No. 101, Dept. of Meteorology, University of Helsinki, p. 47
6. C.E. Jenson, (1961): Energy transformation and vertical flux process over the northern hemisphere, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 66, No. 4, Apr. pp. 1145-1156.
7. A. F. Krueger, Jay S. Winston, and D. A. Haines, (1965): Computation of atmospheric energy and its transformation for the northern hemisphere for a recent five-year period, *Monthly Weather Review*, Vol. 93, No. 4, Apr. pp. 227-238.
8. E. C. Kung, (1963): Climatology of the mechanical energy dissipation in the lower atmosphere over the northern hemisphere, Ph. D. Thesis, University of Wisconsin p. 92
9. Y. Kurihara, (1960): "Numerical analysis of atmospheric motions, *Journal of Meteorological Society of Japan*, Series II, Vol. 6, Dec. pp. 288-304.
10. H. H. Lettau, (1954): A study of the mass, momentum, and energy budget of the atmosphere, *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie*, Series A, Vol. 7, pp. 133-157.
11. H. H. Lettau, (1962): Theoretical wind spirals in the boundary layer of a barotropic atmosphere, *Beiträge zur Physik der Atmosphäre*, Vol. 35, No. 314, pp. 195-212.
12. H. H. Lettau and E. C. Kung, (1965): Aerodynamic roughness of the earth's surface: A parameterization for use in general circulation studies, (Paper in preparation).
13. A. H. Oort, (1964): On estimates of the atmospheric energy cycle, *Monthly Weather Review*, Vol. 92, No. 11, Nov. pp. 483-493.
14. N. A. Phillips, (1956): The general circulation of the atmosphere: A numerical experiment, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, Vol. 82, No. 352, Apr. pp. 123-164.
15. B. Saltzman, (1961): The zonal harmonic representation of the atmospheric energy cycle—A review of measurements, *The Travelers Research Center, Report TRC-9*, Sept. p. 19
16. B. Saltzman and A. Fleisher, (1960): Spectrum of kinetic energy transfer due to large-scale horizontal reynolds stress, *Tellus*, Vol. 12, No. 1, Feb. pp. 110-111.
17. B. Saltzman and A. Fleisher, (1961): Further statistics on the modes of release of available potential energy, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 66, No. 7, July pp. 2271-2273.
18. B. Saltzman and A. Fleisher,



(1962): Spectral statistics of the wind at 500 mb, *Journal of the Atmospheric Sciences*, Vol. 19, No. 2, Mar. pp. 195-204.

19. J. Smagorinsky, (1963): General circulation experiments with the primitive equations, 1. The basic experiment, *Monthly Weather Review*, Vol. 91, No. 3, Mar. pp. 99-164.

20. J. Smagorinsky, S. Manabe, and J. L. Holloway, Jr., (1965): Numerical results from a nine-level general circulation model of the atmosphere, *Monthly Weather Review*, Vol. 93, No. 12, Dec. pp. 727-768.

21. F. B. Smith, (1955): Geostrophic and a geostrophic wind analysis, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, Vol. 81, No. 349, July pp. 403-413.

22. S. Teweles, (1963): Spectral aspects of the stratospheric circulation during the IGY, Report No. 8, Dept. of Meteorology, Massachusetts Institute of

Technology, Jan. p. 191

23. R. M. White and B. Saltzman, (1956): On the conversion between potential and kinetic energy in the atmosphere, *Tellus*, Vol. 8, No. 3, Aug. pp. 357-363.

24. A. Wiin-Nielsen, (1962): On transformation of kinetic energy between the vertical shear flow and vertical mean flow, *Monthly Weather Review*, Vol. 90, No. 8, Aug. pp. 311-323.

25. A. Wiin-Nielsen, J. A. Brown, and M. Drake, (1963): On atmospheric energy conversion between the zonal flow and the eddies, *Tellus*, Vol. 15, No. 3, Aug. pp. 261-279.

26. A. Wiin-Nielsen and M. Drake, (1965): On the energy exchange between the baroclinic and barotropic components of atmospheric flow, *Monthly Weather Review*, Vol. 93, No. 2, Feb. pp. 79-92.

(本文譯自 *Monthly Weather Review* vol. 94, No. 2 Feb., 1969)

## 氣象學報補充稿約 (民國56年7月)

- 一、來稿須用稿紙 (以 $25 \times 24$ 之稿紙為原則)。
- 二、來稿字數以不超過15,000字,即連同圖、表,英文摘要以不超過10印刷頁為原則。
- 三、圖及表之分量以不超過全文之 $1/3$ 為原則。
- 四、英文摘要之字數以不超過1,000字為原則。
- 五、關於表格之注意點:

- (一) 表格須另用白紙繕製。
- (二) 表格上方須有標題,並加表1表2等冠號。
- (三) 表格中之項目,內容應儘量簡化。表中不重要之項目或可用文字說明者應儘量避免列入表中。
- (四) 能以文字說明之小表,請採用文字說明。
- (五) 原始記錄應加分析簡化後始可列入表中。
- (六) 統計分析表中顯著處,以\*號(顯著)及\*\*號(極顯著)表之。
- (七) 表幅應考慮適合本刊版幅為準。(寬度勿超過13.5cm)。
- (八) 表之標題應能表示內容。

### 六、關於插圖之規定:

- (一) 插圖應另貼於大張白紙上,註明作者及文題。
- (二) 插圖下方須有標題,並加圖1圖2等冠號。
- (三) 統計圖、模式圖及分佈圖一律採用120—150磅道林紙,以黑墨水繪製清楚。
- (四) 統計圖原圖幅面應在12—15cm,以便縮版。
- (五) 模式圖原圖幅面應在15—20cm,以便縮版。
- (六) 分佈圖原圖幅面應在30cm左右,以便縮版。
- (七) 繪製線條粗細應能供縮小至 $1/8$ 之程度,但不能超過縮小 $1/2$ 之程度。
- (八) 數字應正寫清楚,字之大小粗細應一律,至少能供縮至 $1/8$ 之程度。
- (九) 已列表中之內容,勿再重複以插圖表示。
- (十) 圖之標題應能表示內容。

### 七、關於照片之規定:

- (一) 照片用紙一律採用黑白光面紙。
- (二) 照片幅面應在12—15cm,以便縮版。
- (三) 照片應充分沖洗清楚,須考慮縮少至 $1/2$ 時尚能清楚之程度。
- (四) 照片如有特別指明點應加圈或箭頭表明。

八、文稿過長,或圖表過多過大時,投稿人得自行負擔印刷費。

### 九、關於參考文獻之規定:

- (一) 參考文獻以經本人確曾查閱者為限,如係來自轉載之其他書刊時,須加註明。
- (二) 作者姓名以後為發行年份,加以括號,然後為雜誌或書名、卷期數及頁數。(頁數必須註明)。
- (三) 文字敘述中述及參考文獻時,根據文獻之號數,用斜體阿剌伯字,加以括號,如(1)(2)(3)等插入文中。

### 十、文字敘述之號次以下列為序。

中文用:一、(一) 1. (1) i. (i)

英文用: I. 1. A. a.

十一、每頁下端之腳註以小號1, 2, 3, 等阿剌伯字表之,註明於該段文字之右上角。

十二、文字敘述中之數字除十以下之數字,儘量用阿剌伯字表之。

十三、單位須用公制。單位記號例如以m(公尺)、cm(公分)、mm(公厘)、 $m^2$ (平方公尺)、 $m^3$ (立方公尺)、cc(立方公分)、l(立升)、g(公分)、kg(公斤)、mg(公厘)、 $^{\circ}C$ (攝氏度)、%(百分之一)、ppm(百萬分之一份)等表之,可不必另用中文。

十四、英文題目中重要之字第一字母大寫,介系詞、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為原則,名在前,姓在後。

十六、其他未盡善事項得隨時修正之。

## 氣象學報徵稿簡則

- 一、本刊以促進氣象學術之研究爲目的，凡有關氣象理論之分析，應用問題之探討，不論創作或譯述均所歡迎。
- 二、本刊文字務求簡明，文體以白話或淺近文言爲主體，每篇以五千字爲佳，如長篇巨著內容特佳者亦所歡迎。
- 三、稿件請註明作者真實姓名、住址及服務機關，但發表時得用筆名。
- 四、譯稿請附原文，如確有困難亦請註明作者姓名暨原文出版年月及地點。
- 五、稿中引用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，每千字按三十元至四十元計算。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臺灣省氣象局氣象學報社收。

Volume 13, Number 2, 3

September, 1967

# METEOROLOGICAL BULLETIN

(Quarterly)

---

## CONTENTS

### Articles

- Typhoon Clara As Seen by MO/ROC/UNDP Project  
    Radar at Hwalien ..... H. BOGIN.....( 1 )
- Recent Development of Statistical Weather Prediction  
    ..... CHEN YU-IUI.....( 13 )
- The Climate of Hsinchu (Continued)  
    ..... TANG CHYI-SHYANG.....( 19 )

### Reports

- Report on Typhoon "Clara"  
    ..... TAIWAN PROVINCIAL WEATHER BUREAU.....( 27 )

TAIWAN PROVINCIAL WEATHER BUREAU

64 Park Road, Taipei,

Taiwan, China.

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

# 氣象學報

季刊

第十三卷 第四期

## 目次

### 論著

臺灣自由大氣之研究.....劉衍淮.....( 1 )

應用調和解析預報每月之氣溫與降水量.....徐晉淮.....( 23 )

### 報告

民國五十六年颱風調查報告第二號颱風娜拉.....臺灣省氣象局.....( 48 )

# 氣象學報

(季刊)

第十三卷 第四期

主編者	臺灣省氣象局氣象學報社
地址	臺北市公園路六十四號 電話：二四一四一
發行人	劉大年
社長	劉大年 電話：二二八四〇
印刷者	文英印書公司
地址	臺北市三水街七號 電話：三四七二四

中華民國五十六年十二月出版

# 臺灣自由大氣之研究\*

劉 衍 淮

## *A Study of The Free Atmosphere Over Taiwan*

*Yen-Huai Liu*

### *Abstract*

There are four upper air sounding stations in Taiwan. One is in Taipei having only radiosonde observations, and the other three are rawinsonde stations located at Taoyuan, Makung and Tungkong respectively.

Observations of a series of years at these four stations were studied by the author and the following significant features of the Taiwan atmosphere are found.

#### 1) Temperature

Atmospheric temperature below 12 km is higher in southern Taiwan than in northern Taiwan, and the reverse distribution of temperature is true for the layer above 12 km. Heights of the tropopause over Taoyuan and Tungkong are about the same, but the temperature of the tropopause over Taoyuan is 1.7°C higher than that over Tungkong. In stratosphere, temperature difference between these two stations decreases with increasing height, and at 30 km the temperature of these stations are almost the same.

Observations made at 1400 local time in Makung indicate clearly the strong influence of the solar radiation on the atmosphere. The heating of the air on the ground, at the level of the tropopause and in the ozonosphere above 22 km is quite remarkable. the lapse rate of temperature in the troposphere is nearly constant and its mean value is -5.81°C per km. Temperature increases with height in the stratosphere up to 28 km, and its lapse rate is also nearly constant, and the mean value is about 2.63°C per km. Let H represents Height in km, the following two formulas may be used to calculate the temperature in the troposphere ( $T_1$ ) and the temperature in the stratosphere ( $T_2$ )

$$T_1 = 22.8 - 5.96H$$

$$T_2 = -76.1 + 2.66(H - 16.6)$$

#### 2) Tropopause

Mean height of tropopause over Taiwan is 16.6 km above sea level. Mean temperature of tropopause is -76.1°C. The height extre-

\* 本著作之完成得國家長期發展科學委員會之補助

mes observed are 18.77 km and 12.87 km and the temperature extremes are  $-85.0^{\circ}\text{C}$  and  $-60.7^{\circ}\text{C}$  respectively.

### 3) Humidity

Mean surface relative humidity of the stations in Taiwan is 82%, and it is 41% at 9.6 km.

### 4) Wind

The wind in the layer below 3 km is strongly effected by the surface pressure systems and topography. The average wind speed at the three rawinsonde stations in Taiwan are relatively small. There is a deep layer of W wind between the levels of 3 km and 18 or 20 km. Maximum mean wind speed occurred at 12 km and mean wind speed at this level over Taoyuan is 58 knots. Taoyuan has stronger wind than Mayung and Tungkong. This is the level where the jet streams over northern Taiwan often appeared. There is a minimum wind speed at 18 or 20 km. Above this level at least up to 31 km, there is the deep layer of E wind.

### 5) Comparison of the Taiwan atmosphere with $15^{\circ}\text{N}$ and $30^{\circ}\text{N}$ atmospheres

In comparison with the  $15^{\circ}\text{N}$  and  $30^{\circ}\text{N}$  atmospheres which Cole and Kanter published, the Taiwan atmosphere has a warmer layer between 5 and 10 km, and a moister lowest 10 km layer.

## 壹、序 論

### 一、自由大氣的定義

包圍於地球之外並由地心引力而附着於地球表面的空氣罩，是為大氣，構成大氣的氣體混合物叫做空氣，研究空氣成分、性質、運動與現象的科學，為氣象學，地球以外的其他行星，也都似乎包有大氣，但以其距離吾人過遠，無法直接探測，且其和吾人的關係不大，故其他行星大氣的研究，迄今無大進步。

所謂自由大氣，乃指不受局部地面影響之大氣部分，由地形而起的摩擦作用、影響地面附近的空氣運動，因而大氣的最下層，有摩擦層之稱，此層亦稱行星界層。艾克曼(Ekman)對此層風受摩擦而生之變化，著有精采的研究報告，而謂層中各高度風的向量，如自一點出發，則各個向量末端的聯線，形成一螺旋線，因此一般人也稱此一大氣底層為艾克曼層，或螺旋線層。

摩擦層的厚度，視當地地形與氣流強弱而有不同，有人認為 0.5 公里以上已罕見摩擦作用的影響，但也有人認為此層之厚度應介於 1.2 到 1.6 公里之間。摩擦層頂就是地轉風或梯度風出現的高度，在此高度以

上，對風而言，摩擦作用已可略而不計，空氣通行無阻，因有自由大氣之稱。在另一方面，自由大氣一詞頗為一般人所愛用，形成高空大氣的別名，就整個大氣而論，摩擦層僅為甚薄之微小部分，故高空探測，雖亦包括地面附近之摩擦層在內，而仍習稱自由大氣探測。

自由大氣伸達多大的高度是其外界，我們無法確定。其密度自地面向上，迅速減小，但在高空，密度隨高度之減小率又變緩，逐漸接近行星際太空之密度。十公里以下的大氣層，雖擁有大氣全部質量的四分之三，但在 80 公里高，空氣仍有足夠大之密度，以漫射日光，就是在 1,000 公里的高空，其密度仍然大到可供極光現象發生之用。大約在 30,000 公里的高度，地心引力已不能對空氣之分子運動，作有效的控制，使其隨地球自轉而旋轉，故此一高度，可認為大氣的極上界限。

### 二、自由大氣的探測

自 1888 年開始，德國氣象學者阿斯曼(Assmann)就在柏林實施氣球探空，其中多係載人氣球的探空，但是也有自由氣球的施放。在 1894—1897 的四年中，會有四次的自由氣球，升達 12 公里以上。

1893年3月21日艾米特 (Gustave Hermite) 曾在法國施放了一次攜帶氣象計的氣球，升達 16 公里，獲得了高空溫度濕度的記錄。他測得 12.5 公里的高度，溫度最低，為  $-51^{\circ}\text{C}$ ，此上記錄中斷，但在 16 公里又有記錄，溫度為  $-21^{\circ}\text{C}$ 。16 公里高處溫度如此高，顯係裝載氣象計的籃子，受日射的影響而其中空氣過熱所致。

1898 年法人戴保 (Teisserenc de Bort) 在凡爾賽附近的特拉貝 (Trappes) 他私人創辦的氣象台開始了一連串的氣球探空，該年 6 月 8 日晨三時放的氣球，升達 13 公里，直至 11.8 公里，溫度作正常的隨高降低，11.8 公里為  $-59^{\circ}\text{C}$ ，再向上，溫度不變。到 1900 年他已經作了 140 次探空，其中 24 次高度達到 13 公里以上，但是他只報告了 10 公里以下的溫度，而認為 10 公里以上的溫度有問題，不能遽然認他的觀測就是真正的自由大氣的溫度。1902 年戴保向法國科學院提出了他 236 次高達 11 公里以上，其中 74 次高達 14 公里的氣球探空報告，他說：氣溫的直減率就平均而言，最初接近乾空氣的絕熱直減率，但在達到最高值以後又形減小，在大約 11 公里的高度，氣溫直減率近乎 0，11 公里以上，直減率微小或是負值，他稱這以上的氣層為同溫層。一個月以後，阿斯曼在德國獨立的發表了他的研究結論，而說 10 公里以上有一較暖的氣層，他的根據是他 1901 年 4 月到 9 月的 6 次達到 12 公里以上的橡膠氣球探測的結果。

在這以後，世界上許多國家都開始氣球探空的觀測，由以後的探測，得到了 10 公里以上溫度升高的解釋，在 20—30 公里的高層，臭氧成分特為集中，臭氧吸收日射中的紫外線而使氣溫增高。

1908 年在德國氣象學會的會議席上，戴保提出了他對於大氣層次的發現，並提議將大氣的上下兩層命名為對流層和平流層，對流層的名稱，說出了大氣下層對流混合的特性，而其上平流層一詞，則指出了大氣性質的穩定和對流混合的缺乏，這兩層的名稱，至今仍為人所樂用。

本世紀三十年代末期，由於無線電探空或雷達的引用，氣球探空有了大的進步，施放出的氣球，攜帶着一具小巧的無線電發射機，在騰空後隨時自動的發射出氣象資料的信號。雷達的最大優點，在於可立即由地面的接收機得到報告的資料，勿須等待氣球爆炸儀器落地收回後才有資料。雷達至今仍在應用中，但以此儀器觀測所達高度，僅在 30 公里上下，而對

更高的空域探測，無能為力，因而自 1946 年起，V-2 式火箭乃被用於自由大氣的探測。

V-2 火箭所達最大高度為 180 公里，此法是利用裝有記錄儀器的火箭頭，在升達最大高度後爆炸，儀器由一降落傘之協助，安全下降，在火箭飛升的全部路程中，使用雷達追蹤火箭的高度和速度，1947 年 3 月 7 日美國新墨西哥州白沙 (White Sand) 基地施放的火箭，升速為每秒 1,600 公尺，放於 80 秒鐘火箭已達 127 公里，此次火箭探空所達最大高度為 180 公里，火箭速度在溫度計算上頗為重要。火箭在飛升中已將記錄資料直接發給地面。這次的氣壓，曾測至  $10^{-5}$  毫米，由氣壓高度曲線及或火箭鼻頭壓力對靜壓力之比，得出溫度，惟誤差頗大，是其缺點。火箭法測溫度之可能誤差，約達  $\pm 20^{\circ}\text{C}$  之多。

爆炸所生的壓力波，即聲波，也可用為直接探測自由大氣溫度或密度的工具，上行波進入高溫氣層則相速較大而折下，下來波的記錄，提供大氣密度與溫度分佈的知識。

另一種探測大氣的方法是利用無線電波。無線電波可以進入比火箭所達為更高的空域，等到此波由高空游離層反射下來時，帶來有關高空物理條件的重要消息。其有用程度，不下於紀錄氣球或火箭。無線電波所可探測的空域，介於 70 與 500 公里之間。

除了上述探測自由大氣的直接方法以外，還有一些間接方法，被用於高空大氣的探究，這就是對於在地面或高空中發生的一些地球物理現象，作審慎研究，以獲得高空大氣性質的推論。這些間接探測法，包括：極光、夜天光、流星閃光、夜光雲、氣壓波動、地磁變化、直接日射與漫射之光譜等的研究。

### 三、大氣的分層

大氣是許多種氣體的混合物，各種氣體成分所佔容積百分數，除水汽外，大多固定不變，在地面附近，氮佔 78.08%，氧佔 20.95%，氫佔 0.93%，二氧化碳佔 0.003%，氬佔  $1.8 \times 10^{-3}\%$ ，氦佔  $0.5 \times 10^{-3}\%$ ，氖佔  $0.11 \times 10^{-3}\%$ ，其他氣體極稀。由飛機與氣球所採空氣樣的分析，可知平流層中直到 29 公里，空氣成分所佔百分數，大致和地面附近的相同。由 V-2 火箭所得空氣樣，可知就是直到 70 公里高，也是大體如此，僅是臭氧含量稍大的氣層，當另論之。80 公里以上，大氣成分開始變化，由太陽射來之紫外線，對分子氧發生分解作用。80—130 公里之層，下部氧為分子氧 ( $\text{O}_2$ )，上部分子氧漸變為原子氧 ( $\text{O}$ )，



愈高壓力愈低，可望大氣最高層分子氧之容易散離而成原子氧。由伸達 1,000 公里以上之極光的光譜，可見在此高原子氧之光譜強度，幾與分子氮( $N_2$ ) 者相等。

大氣層次的劃分，有多種根據，現有大氣分層為：

#### 甲、按溫度分佈

溫度分佈是指示大氣層次的最普通論據，由之而分之氣層如下：

1. 對流層：是 8—18 公里以下的大氣層，也有時被稱做變化域。其特徵是溫度隨高而減，上界為對流層頂。對流層之高度，在熱帶介於 15 到 20 公里之間，而平均值約為 18 公里，在極區約為 8—10 公里。自赤道到極地，對流層頂每非連續之面，常是分散重疊的葉片，成所謂複對流層頂、有時對流層並非清楚之面，而形成對流層與其上平流層間過渡層，而有相當厚度。

2. 平流層：平流層一詞迄今仍有不同的兩種用法，其一是用以指示對流層頂以上，直至 20—25 公里高度的氣層，溫度介於  $-45^{\circ}\text{C}$  到  $-75^{\circ}\text{C}$  之間，溫度變化率穩定，平均近似等溫，環流特徵為持久不變，如有變化，必係突然發生。空氣成分與下層無異，僅臭氧量增大，此層之上為中氣層。

平流層之另一用法為用以指示對流層頂以上直到 70 或 80 公里出現最低溫度之大氣層，包括上述之平流層、中氣層、臭氧層與全部或大部光化層，其上為增溫層。

3. 中氣層：20 到 70 或 80 公里，即自對流層頂到上部溫度最低之高度，即所謂中氣層頂之大氣層。此層中部大約在 50 公里之高度，有廣大範圍之溫度最高，即所謂中層峯，但在冬季極區可能例外。

4. 增溫層：乃指中氣層頂到外太空之大氣層，溫度隨高度而增，頗為穩定，此層為 70 或 80 公里以上之大氣層，包括外氣層，大部或全部游離層。

#### 乙、按物理化學性質

1. 臭氧層：此層位於 10 到 50 公里之間，臭氧濃度相當大，濃度之最大見於 20—25 公里之高度。此層對於大氣的輻射平衡，關係重要。因其對紫外線能作強烈的吸收，是故在該層之頂部 50 公里高，見有溫度之最高。臭氧的產生，係得力於紫外線的光化作用。

2. 中性層：地面到 70 或 80 公里高之大氣層，大氣成分不游離，電性為中性故名。其上為游離層，二層過渡區的高度，視緯度與季節而有不同。

3. 游離層：高度 70 或 80 公里以上之大氣層，層中一種或多種大氣成分的游離，關係重要。電子密度特大，是其特徵。向上並無界限，伸達空氣上限之高度。

游離層又分數層，最下為 D 層，電子密度最大，較不規則，清楚的是 D 上面的 E 層，出現在 100—120 公里的高度， $F_1$  和  $F_2$  層出現在 150—300 公里之間的氣域。 $F_2$  層經常有之，電子密度較大。有人認為尚有一個 G 層，確否待定。游離層的部分層次，也被稱做游離域，其在垂直方向中分為幾個不連續層域的假定，尙成疑問，有些證據支持游子雲是游離層基本要素的說法，其他調查則似乎指示游離層是由電子密度變化大的幾個游離域所構成。游子雲乃是不均勻的游離層中游子特大的片段，E 層常見有此種片段，因有散離 E 層之稱。

4. 光化層：此層無確定的界限，是發生光化反應的氣域，一般以為包括平流層和中氣層，有時也包括增溫層的下部。層內有許多重要的光化反應，包括原子氧、分子氧、臭氧、氧化氫、分子氮、鈉、及其他化學成分之光化反應。

#### 丙、按力學與動力學過程

1. 外氣層：大氣的頂層，也被稱做逃逸域，底為逃逸界面，下界出地面 500—1,000 公里，此層空氣密度已是如此小，各質點的平均自由路徑依所在垂直向而定，向上運動質點的自由路徑最大。在全部大氣中，僅有外氣層的氣體，能有相當數量，逸入外太空。

#### 丁、按空氣成分

1. 均勻層：此層光離作用或引力分離作用過小，大氣之平均分子量顯然不變之氣層，其上為不均層。

2. 不均層：此層大氣成分及平均分子量皆有改變，與其下均勻層的界限，可能是分子氧開始分離而為原子氧的界面，高度大致在 80 或 100 公里上下。

是均勻層乃空氣成分無何變化之下層，大致和中性層相當，包括對流層、平流層和中氣層。不均層在其上，包括游離層和光化層。

#### 四、本研究所使用的資料

為進行臺灣地區自由大氣之研究，作者曾蒐集本省所有各探空地點之觀測記錄，臺灣無線電探空站在民國 46 年 9 月以前，原有臺北、桃園、馬公、恒春四地，46 年 9 月恒春測站遷至東港，故此後仍為四處同時工作，各測站地名號碼、經緯度及海拔高度等列表如下：

探空站	地名號碼	北緯度	東經度	高度 (公尺)	備 註
臺北	46692	25°02′	121°31′	8.0	—
桃園	46697	25°03′	121°13′	46.0	—
東港	46747	23°28′	120°26′	3.1	1957年9月新設
馬公	46734	23°31′	119°34′	21.1	—
恒春	46752	22°00′	120°45′	13.1	1957年9月撤銷

臺北測站屬臺灣省氣象局，自光復以來氣象局即利用日人遺留下的無線電探空器材，在臺北舉辦探空，自民國42年10月起，改用日製 CMO S50L 電碼式探空儀，效率大有改進，惟在最初幾年，時放時停。自44年(1955)起每日於格林威治標準時 0300，即臺北所用中原標準時 1100 觀測一次。自46年4月起，改為格林威治 0000時，並偶於 0600、1200 或 1800 時增加觀測，惟次數比較稀少。

桃園、東港、馬公及工作到46年8月為止的恒春無線電探空測站，係中國空軍所屬之氣象單位，所用器材裝備全係美國製造的。所用探空發射機為 AN/AMT—2型，接收機為 AN/FMQ—1，並用 SCR—658 雷文接收機，配合雷送聯合操作，由一個氣球的飛昇，同時獲得高空溫度、濕度、氣壓、與風之全部觀測。46年起，空軍各探空站換用新裝備，雷文即無線電測風之部分，接收機改用自動式 AN/GMD—1型，雷送發射機為 AN/AMT—4，接收機為 AN/TMQ—5A型，除48年(1959)馬公測站因器材缺乏停止一年外，桃園、東港與馬公三地之觀測，在不斷進行中，各站觀測時間，在先桃園為格林威治 0100 與 1300 時，恒春為 0300 與 1500 時，馬公為 0900 與 2100 時，但自 46年(1957)起，改為：桃園與東港 0000 時與 1200 時，與省氣象局臺北測站相同，馬公則為 0600 與 1800 時。

本文所使用之探空資料如下：

1. 臺北 1955—1964 10年之觀測記錄。
2. 桃園 1956—1965 10年之觀測記錄。
3. 東港 1958—1965 8年之觀測記錄。
4. 馬公 1956—1958, 1960—1965 共9年之觀測記錄。

臺北 10 年資料，臺灣省氣象局印有民國 44 年到民國 53 年(1955—1964) 高空觀測報告10冊，內係年中各月各次觀測之表。年平均及 10 年之總平均值，則係作者根據觀測月表——新計算出者。桃園、東港、恒春、馬公之資料，係向空軍借用者，本文係以長期觀測討論臺灣地區自由大氣之一般情形為着眼

點，恒春一年多之資料，無何用處，故予刪去，僅用桃園、東港、馬公三地者。三地每日二次觀測之總表，頗為完整。

有關對流層頂之月平均資料，在臺灣省氣象局10冊高空觀測報告中僅50年至53年的4冊中有之，此四年之期中有關對流層頂之觀測，共計 1,011 次，此外林紹豪君於其臺北平均大氣之著作中，發表有民國47年到 50 年之臺北對流層頂平均值。因之可以得出47年到 53 年共 7 年臺北對流層頂高度、氣壓、氣溫之平均值。桃園、東港兩地對流層頂之統計，曹淦生君曾在空軍氣象聯隊編印之氣象預報與分析季刊中予以發表，內係民國46年7月至49年6月三年之資料。本文中對於對流層頂之檢討，即係以上述資料為依歸。

臺灣各地無線電探空觀測，勿論所使用之器材為日式或美式，多能達於 10 毫巴之氣壓面，即約 31 公里之高度，當然有時因氣球未達此高而爆炸，或有其他原因而信號中斷，故到達 20 毫巴與 10 毫巴氣壓面之次數，終屬較少。在探空觀測中，溫度記錄達於最高點時尚有之，濕度記錄則僅地面到 300 毫巴氣壓面或平均 9.6 公里之高度有之。水汽來源於地面，在自由大氣中水汽含量乃是愈高愈少，在 300 毫巴氣壓面，水汽壓已降至不及 0.1 毫巴，或地面附近水汽含量之 4%，此值小於觀測儀器之精確度，故在10公里以上之高空，吾人已可視大氣為乾燥者。

## 貳、氣 壓 與 高 度

### 一、重 力 位

高空氣象學中現用表示高度之單位為重力位高度數值，臺灣省氣象局編印之高空觀測報告，內用重力位公尺 (gpm)，而空軍探空資料中，高度係用重力位呎 (gpft)，為符合國際通用及便於比較起見，將所有重力位呎換算為重力位公尺。

所謂重力位 (geopotential 或 gravity potential) 乃是單位質量 在一點因重力而產生之位能，為方便起見，以海平面為重力位之零點，蓋以海平面為一水平面，沒有和它成切線的重力分力。以

$$g = \text{重力加速度 } \text{cm sec}^{-2}$$

$$Z = \text{高出海平面之幾何高度 } \text{cm}$$

$$\phi = \text{重力位 } \text{cm}^2 \text{sec}^{-2}$$

$$\text{則 } \phi = \int_0^Z g dz \dots\dots\dots (1)$$

重力位在數值方面和單位質量由海平面抬升到高度  $Z$  點，反抗重力所作之功相同。c.g.s. 系的重力位單位

是  $\text{cm}^2 \text{sec}^{-2}$  和  $\text{erg gram}^{-1}$  相當，挪威氣象學家布耶克尼 (V. Bjerknes) 提議以動力公尺 (gdm) 為重力位單位。1 gdm =  $10\text{m}^2\text{sec}^{-2} = 10^5\text{cm}^2\text{sec}^{-2}$ 。1925年在倫敦舉行之國際高空探測會議，決議各國都採用這種單位於各式出版物中，到了 1947 年國際氣象組織高空氣象委員會在多倫多開會，決定廢止動力公尺的使用，代之以重力位公尺 (gpm)。

$$1 \text{ 重力位公尺} = 0.98 \text{ 動力公尺} = 9.8\text{m}^2\text{sec}^{-2} = 98000\text{cm}^2\text{sec}^{-2}$$

以  $g =$  重力加速度， $\text{m sec}^{-2}$ 。

$Z =$  幾何高度， $\text{m}$ 。

$\phi =$  重力位公尺， $\text{gpm}$ 。

$$\phi = \frac{1}{9.8} \int_0^Z g dz \dots\dots\dots (2)$$

英制國家使用重力位呎 (gpft)，1 gpft = 0.3048 gpm。重力位公尺被採用，是因為下層大氣中重力  $g$  大約是  $980\text{cm sec}^{-2}$ 。重力位公尺的重力位和公尺的幾何高度，數值相等，美國國家航空顧問委員會

(NACA) 標準大氣中之所謂公尺 (m)，實為 0.980665 動力公尺 (gdm)。國際航空委員會 (ICAN) 標準大氣的公尺，則是 0.98062 動力公尺。

以  $g_\phi = \phi$  緯度海面重力加速度  $\text{m sec}^{-2}$

$g = \phi$  緯度  $Z$  公尺高度之重力加速度  $\text{m sec}^{-2}$

$R = \phi$  緯度地球半徑  $\text{m}$

$$g = g_\phi R^2 / (R + Z)^2 \dots\dots\dots (3)$$

將(3)式代入(2)式，則得重力位公尺 (gpm) 與幾何高度公尺 (m) 的換算公式如下：

$$\phi = \frac{g_\phi R}{9.8} \left( \frac{Z}{R + Z} \right) \text{gpm}, Z = \frac{R\phi}{\frac{g_\phi R}{9.8} - \phi} \text{m}。$$

為計算重力位與幾何高度，可取桃園之緯度  $\phi$  為  $25^\circ$ ，東港緯度為  $22.5^\circ$ ，馬公緯度為  $23.5^\circ$ ，接近三地之平均緯度。以  $23.5^\circ$  為代表臺灣地區探空站之平均緯度，計算得重力位的重力公里與幾何高度之公里數換算表如下：

重力位 (gpkm)	0	2	4	6	8	10	12	14	16
幾何高度 (km)	0	2.003	4.007	6.012	8.019	10.027	12.036	14.047	16.058
重力位 (gpkm)	18	20	22	24	26	28	30	31	
幾何高度 (km)	18.072	20.086	22.101	24.119	26.136	28.157	30.177	31.187	

由表可知在臺灣，此二種單位在數值上的差別，於 10 公里之高度，相差僅 27 公尺，在對流層頂 (平均約為 16.6 gpkm)，亦僅相差 62 公尺，既在無線電探空所達最大重力位 31 重力位公里，相差亦僅及 187 公尺，在探空觀測中，通常氣壓以整毫巴，溫度以整度 ( $^\circ\text{C}$ ) 數為準，故在此所討論之資料中，重力位與幾何高度之差額，幾可略而不計。

## 二、定壓面高度

由上節所述，可知探空所得重力位之公里，吾人可逕視之為幾何高度，而無多大錯誤，故於重力位公里數，可直接稱為高度若干公里。由多年資料，求得臺北、桃園、東港、馬公四地各時及平均，以及桃園、東港、馬公三地之總平均各氣壓面平均高度如下：

各 氣 壓 面 高 度 (gpm)

氣 壓 (mb)	臺 北	桃 園			東 港			馬 公			桃園，東港，馬公 三地平均
	0000時	0000時	1200時	平 均	0000時	1200時	平 均	0600時	1800時	平 均	
1000	127	127	117	122	112	103	108	109	110	110	113
850	1,515	1,511	1,506	1,509	1,512	1,505	1,509	1,504	1,504	1,504	1,507
700	3,136	3,127	3,124	3,126	3,111	3,130	3,121	3,134	3,132	3,133	3,127
600	—	4,379	4,374	4,377	4,389	4,388	4,389	4,389	4,380	4,385	4,384
500	5,833	5,819	5,813	5,816	5,823	5,835	5,829	5,834	5,825	5,830	5,825
400	7,544	7,520	7,514	7,517	7,530	7,539	7,535	7,544	7,534	7,539	7,530
300	9,642	9,607	9,604	9,606	9,632	9,639	9,636	9,643	9,662	9,635	9,626
200	12,400	12,344	12,338	12,341	12,375	12,376	12,376	12,393	12,355	12,374	12,364

150	14,218	14,152	14,133	14,143	14,179	14,170	14,175	14,203	14,157	14,180	14,166
100	16,638	16,551	16,538	16,545	16,579	16,553	16,566	16,591	16,560	16,576	16,562
80	—	17,840	17,820	17,830	17,841	17,833	17,837	17,868	17,833	17,851	17,839
70	18,731	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
60	—	19,551	19,530	19,541	19,540	19,527	19,534	19,593	19,534	19,564	19,546
50	20,811	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
40	—	22,063	22,029	22,046	22,051	22,034	22,043	22,101	22,026	22,064	22,051
30	24,086	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
20	26,722	26,551	26,517	26,534	26,535	26,483	26,509	26,606	26,452	26,529	26,524
15	(28,734)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
10	(31,091)	(31,029)	31,098	(31,064)	30,543	31,086	30,815	31,279	31,046	31,163	31,014

表中 15 與 10 毫巴氣壓面的加以括號，是表示由很少次數觀測得出的平均值，正確性有問題。比較各地定壓面之平均重力位，可見 700 毫巴以下，桃園高於東港，600 毫巴面以上直到 40 毫巴面，桃園之重力位，低於東港，這也就是說在大約 3,000 公尺以下，同一高度處桃園有較高之氣壓，或臺灣氣壓梯度之方向，為自北向南，大約 4,000 公尺以上至少直到 22 公里之平流層中，臺灣氣壓係南高北低，梯度指向北方，因之，3,000 公尺以下，東風東北風盛行，而 4,000 公尺以上，幾恒吹西風。馬公與東港二地相同氣壓面重力位之比較，顯示對流層頂以下，二地高低互見，是無顯明之氣壓梯度，但以上之平流層中，馬公有較東港為高之重力位，是在同一高度，馬公有較高之氣壓。定壓面的高度，在天氣預報上甚有價值，因而各預報中心皆根據各地探空報告，繪制定壓面的等高線圖。蓋以等高線實即代表等壓線，以 500 毫巴氣壓面而論，其正常高度約為 5,800 公尺，如某區此面高度為 5,600 公尺，則是在此區須上升 200 公尺，

方達 5,800 公尺之面，氣壓係向上而減，所以高度低的部分是低氣壓區，高的部分是高氣壓區，在 600 毫巴以上之定壓面，桃園低於東港，故謂氣壓分佈，係南高北低。

此外地轉風為二等高線間距離的函數，各氣壓面之風向、風速易由地轉風標度尺在等高線地圖上定出之，飛機上的高度表，實即氣壓表，因之，飛機沿高度表所指示的某一高度面飛行，實係沿一氣壓面飛行，各個氣壓面之風向、風速，故對飛行至為有用。此外由等高線圖所得地轉風的知識，在氣壓系未來運動的預報上，也很有價值。

### 三、高度面氣壓

作者曾將臺北、桃園、東港、馬公四地各時各氣壓面氣壓與相當重力位之高度填入坐標圖紙，聯為曲線以試求各高度面之氣壓（圖 1—4），並計算各地之平均值，以及臺北、桃園、東港、馬公四地之總平均，與桃園、東港、馬公三地之總平均。總平均之計算，乃所以試求足以代表臺灣平均情形之數值。

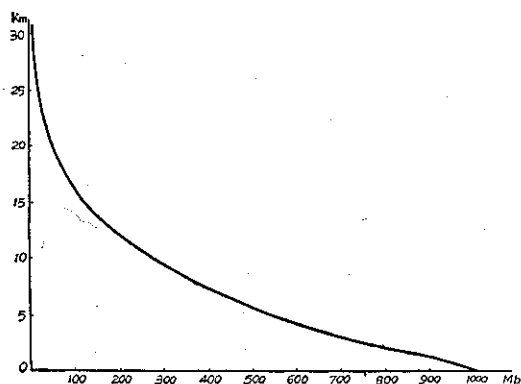


圖 1：臺北 0000 GMT 氣壓隨高度之分佈  
Fig. 1: 0000 GMT pressure distribution with height at Taipei.

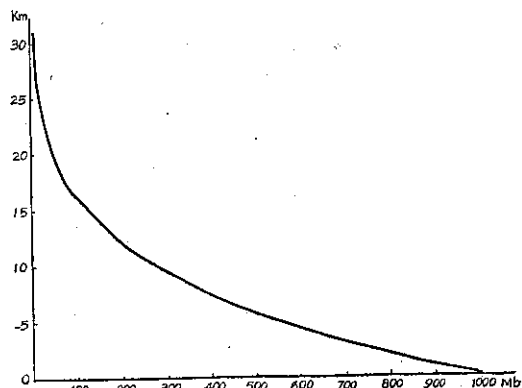


圖 2：桃園 0000 GMT 氣壓隨高度之分佈  
Fig. 2: 0000 GMT pressure distribution with height at Taoyuan.

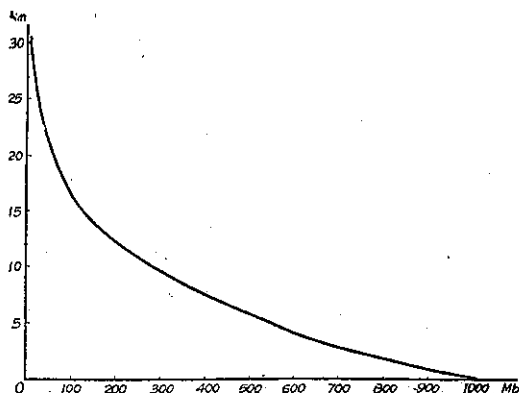


圖 3：東港 0000 GMT 氣壓隨高度之分佈  
Fig. 3: 0000 GMT pressure distribution with height at Tungkong.

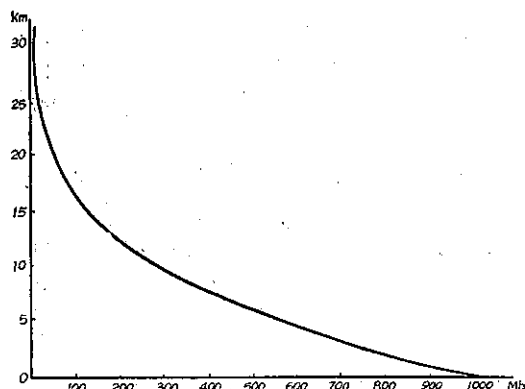


圖 4：馬公 0600 GMT 氣壓隨高度之分佈  
Fig. 4: 0600 GMT pressure distribution with height at Makung.

高度面平均氣壓

重力位 (gpkm)	高 度 (km)	臺北				桃園				東 港				馬 公			臺北, 桃園, 東 港, 馬公, 四地		桃園, 東港, 馬公, 三地	
		0000時 (mb)	0000時 (mb)	1200時 (mb)	平均 (mb)	0000時 (mb)	1200時 (mb)	平均 (mb)	0600時 (mb)	1800時 (mb)	平均 (mb)	總平均 (mb)	升2公里 氣壓降低 (mb)	總平均 (mb)	升2公里 氣壓降低 (bm)					
0	0	1015	1015	1014	1015	1013	1013	1013	1013	1013	1013	1014	—	1014	—					
2	2.003	798	804	802	803	800	803	802	801	802	802	801	213	802	212					
4	4.007	627	628	628	628	627	627	627	631	629	630	628	173	628	174					
6	6.012	484	492	490	491	488	487	488	489	489	489	488	140	489	139					
8	8.019	374	378	377	378	378	377	378	373	372	373	376	112	376	113					
10	10.027	283	287	286	287	287	287	287	284	286	285	286	90	286	90					
12	12.036	211	212	209	211	213	212	213	213	212	213	212	74	212	74					
14	14.047	156	152	154	153	154	153	154	155	154	155	155	57	154	58					
16	16.058	112	111	112	112	110	110	110	111	112	112	112	43	111	43					
18	18.072	78	77	78	78	78	78	78	78	78	78	78	34	78	33					
20	20.086	57	56	56	56	56	57	57	56	57	57	57	21	56	22					
22	22.101	42	40	40	40	40	41	41	41	41	41	41	16	41	15					
24	24.119	31	31	31	31	32	31	32	31	31	31	31	10	31	10					
26	26.136	21	22	21	22	23	23	23	22	21	22	22	9	22	9					
28	28.157	16	16	17	17	16	17	17	15	15	15	16	6	16	6					
30	30.177	13	12	13	13	11	11	11	12	11	12	12	4	12	4					
31	31.187	11	10	11	11	—	10	10	10	10	10	10	—	10	—					

氣壓隨高度之變化，相當規則，各高度面之平均氣壓，勿論四地觀測所得之各時平均、總平均、或由三地觀測所得之總平均，相差甚少，在氣壓高度曲線中不能見之，氣壓隨高度之減低率亦然，故四地總平均或三地總平均值，皆足以代表臺灣地區之平均情形。氣壓隨高度之減低，甚為規則，在坐標圖中，形成正規之對數曲線，自海面升高2公里，氣壓減低212—213毫巴，在6到8公里，則2公里之減低率僅約為最下

層之一半，自18公里上升至20公里，則氣壓減低率僅為0—2公里者之十分之一，由28公里升至30公里，氣壓僅下降4毫米。

參、溫 度

一、定壓面溫度

1. 0000時定壓面溫度：臺北、桃園二地東西相距僅約32公里，故溫度差別不大。就格林威治0000時之

平均值而論，700毫巴以下之氣壓面，二地溫度差數正負互見，為數不超過  $0.4^{\circ}\text{C}$ 。500 毫巴到20毫巴各氣壓面之溫度，全係臺北高於桃園，在 500毫巴之面，相差  $0.9^{\circ}\text{C}$ ，高度愈大，則差數亦愈大。在 150與100毫巴之面，臺北較暖  $2^{\circ}$ ，在 20 毫巴氣壓面，臺北較暖  $2.6^{\circ}$ 。桃園與東港二地，緯度差  $2^{\circ}35'$ ，直線距離約 300公里，1000 毫巴到 400 毫巴間之各氣壓面，東港暖於桃園  $0.9-1.6^{\circ}\text{C}$ ，在 300 毫巴面，二地差僅  $0.3^{\circ}\text{C}$ 。自 200—10 毫巴之各氣壓面，氣溫差與下層相反，北高南低，桃園暖於東港，以對流層頂微上之 80 毫巴氣壓面之溫度差為最大，桃園較暖  $1.8^{\circ}\text{C}$ 。

就臺北、桃園、東港三地0000時氣溫在各定壓面之分佈而論，在 1000毫巴面臺北  $21.0^{\circ}\text{C}$ ，桃園  $20.8^{\circ}\text{C}$ ，東港為  $22.1^{\circ}\text{C}$ ，自地面向上，隨氣壓之減低，氣溫亦下降，三地皆以 100毫巴面之溫度為最低，是即對流層頂之約略位置，臺北  $-73.3^{\circ}\text{C}$ ，桃園  $-75.0^{\circ}\text{C}$ ，東港  $-76.3^{\circ}\text{C}$ 。自 1000 毫巴面到對流層頂，溫度逐漸下降，溫度減低之總值，臺北  $94.3^{\circ}\text{C}$ ，桃園  $95.8^{\circ}\text{C}$ ，東港  $98.4^{\circ}\text{C}$ 。對流層頂以上溫度逆增，20毫巴面之氣溫，臺北  $-44.3^{\circ}\text{C}$ ，桃園  $-46.9^{\circ}\text{C}$ ，東港  $-47.9^{\circ}\text{C}$ ，10毫巴面臺北溫度值不能用，故無法對此一最高之面之溫度，加以比較，而桃園、東港兩地10毫巴的溫度值，頗屬可靠，由對流層頂之 100 毫巴面到此10毫巴面，氣溫升高數，桃園  $35.6^{\circ}\text{C}$ ，東港  $36.0^{\circ}\text{C}$ 。

2. 1200時定壓面溫度：桃園與東港兩探空站有完

整之 1200 時無線電探空觀測，在 1000 毫巴之面，此時桃園有與 0000 時相同之溫度， $20.8^{\circ}\text{C}$ ，而東港則高於 0000 時  $2.1^{\circ}\text{C}$ ，而為  $24.2^{\circ}\text{C}$ 。自 1000 毫巴直到 200 毫巴之氣壓面，溫度全係東港高於桃園，溫度差以下層為較大，上層逐漸減小，200 毫巴到60毫巴之面，氣溫北高南低，與 200 毫巴面以下氣層之情形相反，在 20 與 10 毫巴之面，則二地幾有完全相等之溫度。

接近對流層頂之 100 毫巴氣壓面之溫度，桃園  $-75.8^{\circ}\text{C}$ ，東港  $-77.8^{\circ}\text{C}$ ，是 1200 時二地皆有較 0000時為冷之對流層頂。自 1000 毫巴到 100 毫巴之二氣壓面區，1200時所見溫度之減低：桃園  $96.6^{\circ}\text{C}$ ，東港  $102^{\circ}\text{C}$ ，對流層頂以上，氣溫隨高度而升高，在10毫巴之面，桃園  $-42.5^{\circ}\text{C}$ ，東港  $-42.6^{\circ}\text{C}$ ，氣溫自對流層頂到 10 毫巴面升高值：桃園  $33.3^{\circ}\text{C}$ ，東港  $35.2^{\circ}\text{C}$ 。

比較桃園、東港 0000 時與 1200 時之各定壓面之溫度，則見在北部之桃園，400 毫巴到 1000毫巴之層，各氣壓面氣溫 0000 與 1200 僅有微小之差別，1200 時氣溫在 850、600，與 500 毫巴之面微高於 0000 時者，400毫巴到10毫巴各氣壓面之溫度，皆係 0000 時者較高，在20與10毫巴之面，氣溫差竟達  $3^{\circ}$  度上下。東港係在 1000 到毫巴 200 氣壓面之下層，1200 時高於 0000 時，200 毫巴面以上之層相反，1200 時各面氣溫通較 0000 時者為低。臺北、桃園、東港三地 0000 時與 1200 時各氣壓面溫度如下

0000 時

1200 時

氣 壓 (mb)	臺 北 ( $^{\circ}\text{C}$ )	桃 園 ( $^{\circ}\text{C}$ )	東 港 ( $^{\circ}\text{C}$ )	差 臺北—桃園 ( $^{\circ}\text{C}$ )	差 東港—桃園 ( $^{\circ}\text{C}$ )	桃 園 ( $^{\circ}\text{C}$ )	東 港 ( $^{\circ}\text{C}$ )	差 東港—桃園 ( $^{\circ}\text{C}$ )
1000	21.0	20.8	22.1	0.2	1.3	20.8	24.2	3.8
850	13.5	13.6	15.1	-0.1	1.5	14.0	15.3	1.3
700	6.9	6.5	7.7	0.4	1.2	6.4	7.8	1.4
600	—	-0.3	1.3	—	1.6	-0.2	1.5	1.7
500	-7.1	-8.0	-6.7	+0.9	1.3	-7.9	-6.6	1.3
400	-16.9	-18.2	-17.3	+1.3	0.9	-18.2	-17.0	1.2
300	-30.7	-32.3	-32.0	+1.6	0.3	-32.7	-31.9	0.8
200	-50.8	-52.9	-53.2	+2.1	-0.3	-53.4	-53.3	0.1
150	-63.2	-65.2	-66.0	+2.0	-0.8	-65.4	-66.4	-1.0
100	-73.3	-75.0	-76.3	+1.7	-1.3	-75.8	-77.8	-2.0
80	—	-73.0	-74.8	—	-1.8	-74.0	-75.4	-1.4
70	-68.9	—	—	—	—	—	—	—

60	—	-65.9	-66.8	—	-0.9	-66.5	-67.2	-0.7
50	-58.5	—	—	—	—	—	—	—
40	—	-57.4	-57.8	—	-0.4	-58.2	-58.5	-0.3
30	-49.1	—	—	—	—	—	—	—
20	-44.3	-46.9	-47.9	+2.6	-1.0	-49.7	-49.6	+0.1
15	-38.9	—	—	—	—	—	—	—
10	(-42.9?)	-39.4	-40.3	—	-0.9	-42.5	-42.6	-0.1

3. 0600 時與 1200 時馬公定壓面溫度：臺灣為一長島，其南北兩端之緯度差僅 3 度許，而東西寬度，最寬處亦僅約經度 2 度。由於距離之不大，故南北兩端高空溫度之差異有限，此可由上述桃園、東港二地之比較知之。為使本島天氣預報隨時有最近高空資料起見，空軍規定馬公探空站之觀測時間，與桃園、東港不同，而為 0600 與 1800 格林威治標準時，或中原標準時之 1400 與 0200 時。因此在臺灣地域之預報作業上，每日有四次即每隔 6 小時一次之自由大氣之觀測，以為參考，吾人亦可由此不同地點之每日四次之探測，略觀本區自由大氣性質的日中變化。

以馬公前後 9 年高空探測之結果而論，0600 時各氣壓面之平均溫度，皆高於 1800 時者，二次觀測之差，在 1000 毫巴之面為  $1.3^{\circ}\text{C}$ ，此上直至對流層頂之 100 毫巴面，較差皆小於  $1.0^{\circ}\text{C}$ ，100 毫巴到 10 毫巴之層，最初差數在 1.0 上下，40—10 毫巴之間，0600 時溫度特高，且係愈向上溫度愈高，在 10 毫巴之氣壓面，即約 81 公里之高度，0600 時氣溫高出 1800 時  $5.1^{\circ}\text{C}$  之多，足證平流層中臭氧成分特多，白晝吸收日光中之短波射線，大氣溫度因有顯著之增高，故在本地時刻午後二時，馬公 20 公里以上之高度，見有特高之溫度。馬公各定壓面 0600 (本地 1400) 與 1800 (本地 0200) 時 9 年之平均溫度如下：

馬 公 氣 壓 (mb)	溫 度 ( $^{\circ}\text{C}$ )		差 0600 時—1800 時
	0600 時	1800 時	
1000	23.4	22.1	1.3
850	15.8	15.3	0.5
700	7.9	7.2	0.7
600	1.1	0.8	0.3
500	-6.5	-7.0	0.5
400	-17.1	-17.5	0.4
300	-31.5	-32.1	0.6
200	-52.6	-53.2	0.6
150	-65.0	-65.8	0.8
100	-75.2	-76.2	1.0

80	-73.9	-75.0	1.1
60	-66.3	-67.2	0.9
40	-56.8	-59.2	2.4
20	-46.3	-49.9	3.6
10	-37.1	-42.2	5.1

## 二、高度面溫度

作者曾以臺灣各探空站氣壓面所適應之高度為縱坐標，溫度為橫坐標，作成曲線，找出各高度面之溫度數值，並計算代表各地之平均值，與南北地點之差數，以觀各層溫度在水平方向中之梯度。臺北僅有 0000 時之觀測，桃園、東港兩地則有 0000 時與 1200 時之觀測，馬公觀測時間為 0600 與 1800 時。臺北觀測在氣象局出版之高空觀測報告中未列入地面各月平均溫度，故從缺。此外臺北 15 與 10 毫巴等壓面即約 29 到 31 重力位公里之高度的溫度，因觀測次數太少，視之為 10 年平均值，與以下氣層高度之溫度不能配合，故不列入 (圖 5—7)。

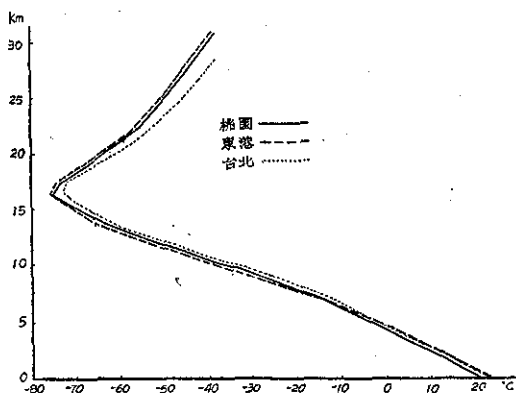


圖 5：桃園、臺北、東港三地 0000 GMT 溫度隨高度之分佈

Fig. 5: 0000 GMT temperature distribution with height at Taoyuan Taipei and Tungkong.

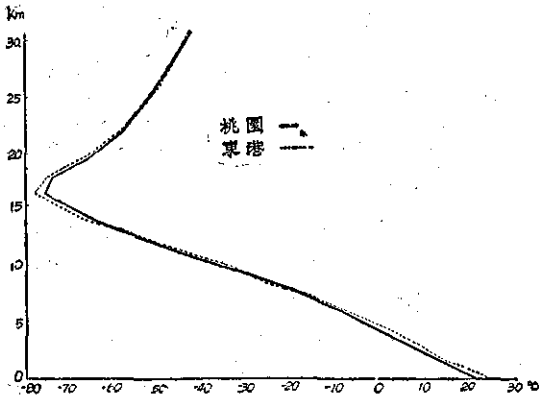


圖 6：桃園、臺北、東港三地 1200 GMT 溫度隨高度之分佈

Fig. 6: 1200 GMT temperature distribution with height at Taoyuan Taipei and Tungkong.

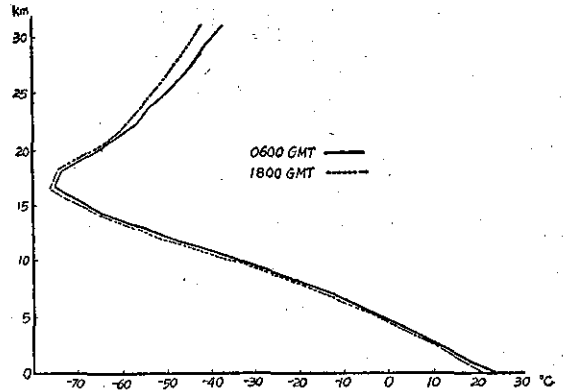


圖 7：馬公 0600 與 1800 GMT 溫度隨高度之分佈

Fig. 7: 0600 and 1800 GMT temperature distribution with height at Mafong.

1. 0000 時各高度溫度：臺北、桃園、東港三地 0000 時各高度溫度如下：

0000 時 溫度 (°C)

高 度 (gpkm)	臺 北	桃 園	東 港	臺北桃園東港 三地平均	桃園東港 二地平均	差 臺北—桃園	差 東港—桃園
0	—	21.4	22.1	—	21.8	—	0.7
2	11.2	12.7	12.8	12.2	12.8	-1.5	0.1
4	1.8	1.7	2.7	2.1	2.2	0.1	1.0
6	-8.2	-8.3	-7.9	-8.1	-8.1	0.1	0.4
8	-19.6	-20.6	-20.7	-20.3	-20.7	1.0	-0.1
10	-33.2	-35.5	-35.5	-34.7	-35.5	2.3	0.0
12	-48.5	-50.0	-50.7	-49.7	-50.4	1.5	-0.7
14	-62.5	-64.3	-65.5	-64.1	-64.9	1.8	-1.2
16	-71.0	-73.0	-74.0	-72.7	-73.5	2.0	-1.0
16.6	-73.3	-75.0	-76.3	-74.9	-75.7	1.7	-1.3
18	-70.3	-72.4	-73.2	-72.0	-72.8	2.1	-0.8
20	-62.3	-64.0	-65.2	-63.9	-64.6	1.5	-1.2
22	-55.1	-57.4	-58.2	-56.9	-57.8	2.3	-0.8
24	-49.5	-52.7	-53.6	-51.9	-53.2	3.2	-0.9
26	-44.9	-47.8	-48.8	-47.2	-48.3	2.9	-1.0
28	-40.6	-44.5	-45.1	-43.7	-44.8	3.9	-0.6
30	—	-41.2	-41.2	—	-41.2	—	0.0
31	—	-39.4	—	—	—	—	—

格林威治 0000 時就是本地晨 8 時，此時臺灣各地地面溫度差別不大，自由大氣中各高度面之平均溫度，亦無多大差別。桃園與東港二地探空站使用之器材與方法完全相同，故見二地各高度之溫度差特小。臺北與桃園二站距離雖近，但溫度差頗大，必係受探空器

材及方法不同之影響，因臺北觀測資料與桃園、東港兩處者不盡配合，故以桃園與東港二地觀測之平均值，代表臺灣一般情形，比用臺北、桃園、東港三地之總平均值為佳。在 2 公里高，臺北 11.2°C 似嫌太低，4 公里以上，全係臺北有較桃園為高之溫度，



10—24公里之層，臺北暖於桃園 $1.5—2.3^{\circ}\text{C}$ ，已屬不易由觀測誤差以外之理由加以說明，而26公里以上差別大至 $2.9—3.9^{\circ}\text{C}$ ，乃觀測中之誤差所致，更為明顯。

桃園與東港二地各高度溫度之平均值，可認為大致代表臺灣地區之平均情形，地面平均溫度為 $21.8^{\circ}\text{C}$ 。高度愈大溫度愈低，在16.6公里出現最低溫度 $-75.7^{\circ}\text{C}$ ，是即對流層頂，此上溫度逆增，30公里高平均溫度為 $-41.2^{\circ}\text{C}$ 。

由表中東港減桃園之溫度差，可見在臺灣0000時8公里以下之氣溫，在同一高度，南方微高於北方；12公里以上，北方顯然暖於南方；最大溫度差為 $1.3^{\circ}\text{C}$ ，見於對流層頂之高度。

2. 1200時各高度溫度：1200時之溫度資料，僅桃園與東港二地有之，臺北雖有部分資料，以為期甚短，無法使用，按格林威治1200時為臺灣時間晚8時，此時地面平均氣溫，東港高於桃園 $3.4^{\circ}\text{C}$ ，而自由大氣中各高度面二地同高處溫度差小於 $2^{\circ}\text{C}$ ，100毫巴面有最低之溫度，惟1200時100毫巴氣壓面平均低於0000時約100公尺，其平均高度為16.5公里，在此近似對流層頂之高度，桃園 $-75.8^{\circ}\text{C}$ ，東港 $-77.8^{\circ}\text{C}$ ，是桃園暖於東港 $2^{\circ}\text{C}$ 。在30公里之高度面，桃園 $-44.4^{\circ}\text{C}$ ，東港 $-44.5^{\circ}\text{C}$ 。

。以桃園、東港二地此時平均溫度而論，地面為 $23.2^{\circ}\text{C}$ ，16.5公里高之對流層頂為 $-76.8^{\circ}\text{C}$ ，觀測所達最大高度81公里為 $-42.9^{\circ}\text{C}$ 。以言桃園、東港兩地之溫度差，則見1200時，地面東港暖於桃園 $3.4^{\circ}\text{C}$ ，直至12公里高，皆係東港暖於桃園，惟差數不及地面之大，介於0.4與2.0度之間。14到22公里，桃園暖於東港 $2^{\circ}\text{C}$ ，而以對流層頂桃園高於東港之數值為最大。24至31公里溫度差別不顯著，26公里東港較暖 $0.4^{\circ}\text{C}$ ，而30與31公里又顯桃園較暖 $0.1—0.2^{\circ}\text{C}$ 。比較1200與0000桃園、東港平均溫度，可見在地面1200時較高 $1.4^{\circ}\text{C}$ ，但自由大氣中各層溫度，除4公里、10公里與12公里1200時略高 $0.2—0.5^{\circ}\text{C}$ 外，其餘各高度面，皆以0000時之溫度為較高。在16—18公里之高度，即對流層頂上下0000較暖 $1.1—1.5^{\circ}\text{C}$ ，24公里以上之高度面，0000時暖於1200時之數值增大，由1.2增至 $3.3^{\circ}\text{C}$ 。茲錄出1200時桃園、東港各高度面溫度及其平均

與較差以及與0000時平均之差數如下：

高度 (gpkm)	1200時			二地差	二地平均之
	桃園 ( $^{\circ}\text{C}$ )	東港 ( $^{\circ}\text{C}$ )	二地平均 ( $^{\circ}\text{C}$ )	東港—桃園 ( $^{\circ}\text{C}$ )	0000—1200 ( $^{\circ}\text{C}$ )
0	21.5	24.9	23.2	3.4	-1.4
2	11.5	12.8	12.2	1.3	0.6
4	1.5	3.5	2.5	2.0	-0.3
6	-8.8	-7.6	-8.2	1.2	0.1
8	-21.2	-20.8	-21.0	0.4	0.3
10	-35.8	-34.7	-35.3	1.1	-0.2
12	-51.0	-50.6	-50.8	0.4	0.4
14	-65.0	-65.8	-65.4	-0.8	-0.5
16	-74.2	-75.7	-75.0	-1.5	1.5
16.5	-75.8	-77.8	-76.8	-2.0	1.1
18	-73.3	-75.3	-74.3	-2.0	1.5
20	-64.8	-65.7	-65.3	-0.9	0.7
22	-58.2	-58.5	-58.4	-0.3	0.6
24	-54.4	-54.4	-54.4	0.0	1.2
26	-50.3	-49.9	-50.1	0.4	1.8
28	-47.2	-47.2	-47.2	0.0	2.4
30	-44.4	-44.5	-44.5	-0.1	3.3
31	-42.8	-43.0	-42.9	-0.2	—

3. 0600時與1800時馬公各高度溫度：格林威治0600時為本地午後二時，地面附近氣溫，以此時為最高，馬公此時地面平均溫度為 $24.7^{\circ}\text{C}$ ，高於1800時的 $22.1^{\circ}\text{C}$ 有 $2.6^{\circ}\text{C}$ 之多，在自由大氣中直至24公里高，0600高出1800時之溫度數，皆不及地面之多。馬公上空之對流層頂，平均亦係出現於16.6公里附近，此高見有最低之氣溫，0600為 $-75.2^{\circ}\text{C}$ ，1800為 $-76.2^{\circ}\text{C}$ 相差 $1.0^{\circ}\text{C}$ ，平均為 $-75.7^{\circ}\text{C}$ 。此上溫度隨高度而升高，在31公里之高度，0600為 $-37.5^{\circ}\text{C}$ ，1800為 $-42.2^{\circ}\text{C}$ ，相差 $4.5^{\circ}\text{C}$ ，平均 $-39.9^{\circ}\text{C}$ ，1800時為本地凌晨2時，由表中0600與1800時溫度差，可見馬公午後2時自地面以至31公里高之自由大氣層，勿論在何高度面，皆見有高於晨2時之溫度，白晝日射之作用，於此清楚可見。22公里以上此二時之溫度差，愈高愈大，由22公里之 $2.3^{\circ}\text{C}$ 到31公里則已增為 $4.5^{\circ}\text{C}$ ，臭氧層白晝吸收日射中短波射線而增溫的影響，甚為顯著。馬公0600與1800時溫度及其平均與變差如下：

高 度 (gpkm)	0600時 (°C)	1800時 (°C)	平 均 (°C)	差 (0600時—1800時) (°C)
0	24.7	22.1	23.4	2.6
2	13.2	12.7	13.0	0.5
4	3.2	2.8	3.0	0.4
6	-7.7	-8.3	-8.0	0.6
8	-20.5	-20.8	-20.7	0.3
10	-35.0	-35.5	-35.3	0.5
12	-50.6	-51.0	-50.8	0.4
14	-69.7	-65.4	-64.6	1.7
16	-72.8	-74.2	-73.5	1.4
16.6	-75.2	-76.2	-75.7	1.0
18	-73.3	-74.1	-73.7	0.8
20	-64.6	-65.3	-65.0	0.7
22	-57.1	-59.4	-68.3	2.3
24	-52.5	-55.0	-53.8	2.5
26	-47.6	-50.7	-49.2	3.1
28	-43.5	-47.2	-45.4	3.7
30	-39.5	-43.9	-41.7	4.4
31	-37.5	-42.2	-39.9	4.5

4. 冰點溫度面的高度：冰點溫度面在航空氣象學上甚為重要，蓋以此面以上的空中飛行，飛機有積冰的危險。由臺北、桃園、東港、馬公四地各時觀測中之溫度高度曲線，求得冰點溫度的高度如下：

冰點溫度的高度 (gpkm)

臺北				桃園			東港			馬公		
0000時	0000時	1200時	平均	0000時	1200時	平均	0600時	1800時	平均			
4.38	4.32	4.32	4.32	4.60	4.64	4.62	4.58	4.55	4.57			

由表可見臺灣自由大氣中冰點溫度面的高度，平均約為 4.5 公里，平均之最低值為桃園的 4.32，東港最高，4.64 重力位公里。

### 三、溫度垂直梯度

1. 0000時溫度垂直梯度：就臺北、桃園、東港三地0000時溫度垂直梯度而論，6公里以下，因常有凝結現象放出潛熱，故溫度直減率略小，每升高1公里，氣溫減低 4.4—5.6 度，6公里以上直到12公里，直減率隨高度而增之趨勢甚顯。10—12公里之層，溫度直減率最大，臺北  $-7.7^{\circ}\text{C}$ ，桃園  $-7.8^{\circ}\text{C}$ ，東港  $-7.6^{\circ}\text{C}$ 。12公里以上直減率亦逐漸變小，在16公里到對流層頂之16.6公里間，直減率已不超過  $-4.0^{\circ}\text{C}$

。16.6公里以上溫度逆增，直到20公里之高度，增溫率逐漸增大。18—20公里間最大，每公里臺北  $+8.9^{\circ}\text{C}$ ，桃園  $+4.2^{\circ}\text{C}$ ，東港  $+4.0^{\circ}\text{C}$ 。20公里以上直至30公里，溫度之逆增率又漸減小，桃園由  $+4.2^{\circ}\text{C}$ ，減至  $+1.7^{\circ}\text{C}$ ，東港由  $+4.0^{\circ}\text{C}$  減至  $+1.9^{\circ}\text{C}$ ，以桃園與東港二地之數值，作成平均，則見臺灣自由大氣之平均溫度直減率，在0000時，地面到2公里之層為每公里  $-4.6$ ，8—12公里為  $-7.5$ ，12—14公里為  $-7.3$ ，14公里到對流層頂約為  $-4.0$ 。平流層平均增溫率，以18—20公里之每公里  $4.1^{\circ}\text{C}$  為最大，其上漸小，26—30公里為每公里  $1.8^{\circ}\text{C}$ 。各地0000時各層平均垂直溫度梯度如下：

高 度 (gpkm)	臺 北 (°C)	桃 園 (°C)	東 港 (°C)	桃園東港 平均 (°C)
0—2	-5.6	-4.4	-4.7	-4.6
2—4	-4.7	-5.5	-5.1	-5.3
4—6	-5.0	-5.0	-5.3	-5.2
6—8	-5.7	-6.2	-6.4	-6.3
8—10	-6.8	-7.5	-7.4	-7.5
10—12	-7.7	-7.3	-7.6	-7.5
12—14	-7.0	-7.2	-7.4	-7.3
14—16	-4.3	-4.4	-4.3	-4.4
16—16.6	-4.0	-3.3	-4.0	-3.7
16.6—18	+2.1	+1.9	+2.2	+2.1
18—20	+3.9	+4.2	+4.0	+4.1
20—22	+3.7	+3.3	+3.5	+3.4
22—24	+2.8	+2.4	+2.3	+2.4
24—26	+2.3	+2.5	+2.4	+2.5
26—28	+2.2	+1.7	+1.9	+1.8
28—30	—	+1.7	+1.9	+1.8

2. 1200時溫度垂直梯度：就1200時溫度垂直梯度而論，桃園在4公里以下之氣層中，溫度直減率為每公里  $-5.0^{\circ}\text{C}$ ，此上梯度增大，10—12公里為  $-7.6^{\circ}\text{C}$ ，此上減小，16公里到對流層頂，僅  $-3.2^{\circ}\text{C}$ ，對流層頂以上溫度隨高度升高，18—20公里之層，逆增率最大，每公里  $+4.3^{\circ}\text{C}$ ，此上又漸減小。東港地面至2公里之層，直減率為  $-6.1^{\circ}\text{C}$ ，2—4公里因雲層關係而直減率僅  $-4.7^{\circ}\text{C}$ ，此上漸增，10—12公里最大，為  $-8.0^{\circ}\text{C}$ ，此上又小，對流層頂以上溫度逆增，以18—20公里之層，逆增率最大， $+4.8^{\circ}\text{C}$ ，此上減小。桃園、東港二地1200時溫度垂直梯度如下：

高 度 (gpkm)	桃 園 (°C)	東 港 (°C)	平 均 (°C)
0—2	-5.0	-6.1	-5.6
2—4	-5.0	-4.7	-4.9
4—6	-5.2	-5.6	-5.4
6—8	-6.2	-6.6	-6.4
8—10	-7.3	-7.0	-7.2
10—12	-7.6	-8.0	-7.8
12—14	-7.0	-7.6	-7.3
14—16	-4.6	-5.0	-4.8
16—16.5	-3.2	-4.2	-3.7
16.5—18	+1.7	+1.7	+1.7
18—20	+4.3	+4.8	+4.6
20—22	+3.3	+3.6	+3.5
22—24	+1.9	+2.0	+2.0
24—26	+2.1	+2.3	+2.2
26—28	+1.6	+1.4	+1.5
28—30	+1.4	+1.4	+1.4
30—31	+1.6	+1.5	+1.6

3. 0600與1800時馬公溫度垂直梯度：0600時為當地時間午後2時，因地面強烈加熱，2公里以下之溫度直減率必較當地晨2時，即格林威治1800時者為大，馬公此二時之直減率為每公里  $-5.8^{\circ}\text{C}$  與  $-4.7^{\circ}\text{C}$ ，相差  $1.1^{\circ}\text{C}$ ，2公里以上自由大氣各層此二時直減率的差別皆不及  $1.0^{\circ}\text{C}$ ，10—12公里之層，有最大之直減率，此二時皆為  $-7.8^{\circ}\text{C}$ ，以上減小，對流層頂

以上，溫度逆增，逆增率以18—20公里之層為最大，二時同為  $+4.4^{\circ}\text{C}$ ，24公里以上增溫率介於  $1.7^{\circ}\text{C}$  與  $2.1^{\circ}\text{C}$  之間，馬公 0600 與 1800 時溫度垂直梯度如下表：

高 度 (gpkm)	0600時 (°C)	1800時 (°C)	平 均 (°C)
0—2	-5.8	-4.7	-5.3
2—4	-5.0	-5.0	-5.0
4—6	-5.5	-5.6	-5.6
6—8	-6.4	-6.3	-6.4
8—10	-7.3	-7.4	-7.4
10—12	-7.8	-7.8	-7.8
12—14	-6.6	-7.2	-6.9
14—16	-4.6	-4.4	-4.5
16—16.6	-4.0	-3.3	-3.7
16.6—18	+1.4	+1.5	+1.5
18—20	+4.4	+4.4	+4.4
20—22	+3.8	+3.0	+3.4
22—24	+2.3	+2.2	+2.3
24—26	+2.5	+2.2	+2.4
26—28	+2.1	+1.8	+2.0
28—30	+2.0	+1.7	+1.9
30—31	+2.0	+1.7	+1.9

4. 對流層與平流層的平均溫度垂直梯度：由各地自由大氣各層平均溫度垂直梯度，可計算出各地對流層與直至28公里之平流層平均溫度垂直梯度如下：

	臺 北				桃 園			東 港			馬 公		
	0000時 (°C)	0000時 (°C)	1200時 (°C)	平 均 (°C)	0000時 (°C)	1200時 (°C)	平 均 (°C)	0000時 (°C)	1200時 (°C)	平 均 (°C)	0600時 (°C)	1800時 (°C)	平 均 (°C)
對流層(0—16.6 gpkm)	-5.64	-5.64	-5.68	-5.66	-5.80	-6.09	-5.95	-5.89	-5.74	-5.82	-5.89	-5.74	-5.82
平流層(16.6—28 gpkm)	+2.83	+2.67	+2.48	+2.58	+2.72	+2.63	+2.68	+2.75	+2.52	+2.64	+2.75	+2.52	+2.64

吾人如比較桃園、東港與馬公三地平均溫度梯度，可見對流層之垂直梯度，以東港者為最大，馬公次之，桃園最小，以至28公里之平流層中溫度垂直梯度，仍以東港者為最大，馬公次之，桃園最小。如由桃園、東港、馬公三地之平均值計算代表臺灣地區之總平均，則得以下之每公里溫度垂直梯度：

	對流層 (0—16.6 gpkm)	平流層 (16.6—28 gpkm)
溫度梯度 (°C/gpkm)	-5.81	+2.63

#### 四、臺灣自由大氣中溫度與高度的關係

桃園、東港、馬公三探空站皆有每日二次之探空觀測，由各地各層溫度可以計算三地之平均值，以代

表臺灣地區平均大氣的溫度狀態，結果如下：

高度 (gpkm)	桃園 (°C)	東港 (°C)	馬公 (°C)	三地平均 (°C)	平均梯度 (每gpkm度)
0	21.5	23.5	23.4	22.8	—
2	12.1	12.8	13.0	12.6	-5.1
4	1.6	3.1	3.0	2.6	-5.0
6	-8.6	-7.8	-8.0	-8.1	-5.4
8	-20.9	-20.8	-20.7	-20.8	-6.4
10	-35.7	-35.1	-35.3	-35.4	-7.3
12	-50.5	-50.7	-50.8	-50.7	-7.7
14	-64.7	-65.7	-64.6	-65.0	-7.2
16	-73.6	-74.9	-73.5	-74.0	-4.5
16.6	-75.4	-77.1	-75.7	-76.1	-3.5
18	-72.9	-74.3	-73.7	-73.6	+1.8
20	-64.4	-65.5	-65.0	-65.0	+4.3
22	-57.8	-58.5	-58.3	-58.2	+3.4
24	-53.6	-54.0	-53.8	-53.8	+2.2
26	-49.1	-49.4	-49.2	-49.2	+2.3
28	-45.9	-46.2	-45.4	-45.8	+1.7
30	-42.8	-42.9	-41.7	-42.5	+1.7
31	-41.1	—	-39.9	—	—

由表可見臺灣平均大氣之溫度，地面22.8°C，對流層頂 -76.1°C，平流層中在28公里高 -45.8°C，自由大氣中溫度如按不變之直減率隨高度而減，以迄對流層頂，則可得以下之簡單公式表示臺灣對流層中各高度之平均溫度：

$$T_1 = 22.8 - 5.96H$$

式中  $T_1$  為對流層中某高度  $H$  公里之溫度。對流層頂之高度為 16.6 公里，溫度為 -76.1°C，其上為平流層。

在平流層中溫度隨高度而增，增溫情形也近似直線的，如此以其為按等比變化，則可由臺灣直至28公

里高之觀測的平均值，得出下列之平流層溫度與高度的關係式：

$$T_2 = -76.1 + 2.66(H - 16.6)$$

這自然是以簡單假定而得出的定律。臺灣自由大氣中對流層溫度之垂直梯度，各層微有變化，而平流層之溫度梯度也是如此。由每隔 2 公里之高度差，求得的平均溫度梯度，每公里的度數，有如上節所述，對流層為 -5.81°C，平流層以迄28公里為 +2.63°C，以之與此處所用於溫度高度公式中的梯度相較，則見簡略公式中之梯度係數，對流層者高於實際0.15°C，平流層者高於實際 0.03°C，由於此二差數之小，吾人可見臺灣自由大氣中對流層與平流層中溫度隨高度的變化，幾為直線的。因之，以上兩個分別代表對流層與平流層之簡單公式，可謂有相當價值或用處。

#### 肆、對流層頂

對流層頂為對流層與平流層中間的界面，其高度在熱帶約為15—20公里，極區則為10公里，極區對流層的確實位置常不易定，因其時任何高度皆不見溫度直減率的突然變化，因之，對流層頂有時成為深厚的過渡區。

關於臺灣對流層頂之資料，我們除由上述臺北、桃園、東港、馬公四地長年各定壓面資料中，由 100 毫巴面之溫度，知其約在 16.6 公里之高度，溫度與 100毫巴面者接近外，尚有另外之一些資料，為期雖屬較短，但為確實之對流層頂統計資料，茲分述之。

##### 一、平均情形

就臺北 1958—1964 七年之平均值而言，臺北對流層頂平均高度為 16,563 重力位公尺，或 16.563 重力位公里，平均溫度為 -74.6°C，平均氣壓為 102 毫巴，根據 1957 七月到 1960 六月三年觀測結果，桃園、東港對流層頂情況如下：

對流層頂	高度 (gpkm)			氣壓 (mb)			溫度 (°C)			觀測次數		
	0000時	1200時	平均	0000時	1200時	平均	0000時	1200時	平均	0000時	1200時	總數
桃園	16.670	16.620	16.645	99	99	99	-76.3	-77.3	-76.8	920	609	1,529
東港	16.580	16.510	16.545	101	102	102	-76.8	-77.4	-77.1	924	566	1,490
平均	16.625	16.565	16.595	100	101	101	-76.6	-77.4	-77.0	—	—	—

## 二、極端數值

臺北上空之對流層頂，根據 1961—1964 四年 1,011 次 0000 時探空觀測，有以下之極端數值：

對流層頂	最 高			最 低		
	高 度 (gpkm)	氣 壓 (mb)	溫 度 (°C)	高 度 (gpkm)	氣 壓 (mb)	溫 度 (°C)
臺 北	18,401	181	-60.7	12,873	74	-84.2

桃園、東港兩地對流層頂高度氣壓與溫度的絕對數值，按 1957 年 7 月至 1960 年 6 月 0000 時與 1200 時之觀測，有如下列：

		高 度 (gpkm)		氣 壓 (mb)		溫 度 (°C)	
		0000 時	1200 時	0000 時	1200 時	0000 時	1200 時
最高	桃園	18,770	18,500	150	150	-66	-66
	東港	18,620	18,730	140	150	-66	-68
最低	桃園	13,960	13,940	66	70	-85	-85
	東港	14,200	14,670	70	68	-84	-84

時		0000 時		0600 時		1200 時		1800 時	
		平均風向	平均風速	平均風向	平均風速	平均風向	平均風速	平均風向	平均風速
桃 園		263	30.0	—	—	262	35.0	—	—
東 港		268	15.8	—	—	272	8.6	—	—
馬 公		—	—	277	16.2	—	—	263	18.3

另按曹淦生所發表之資料，1957 七月到 1960 六月之三年中，桃園、東港兩地對流層頂的最多風向，自 11 月到 4 月的六個月，全為 W 風，5 月多 NW 風，6 月多 NE 或 ENE 風，7 月多 ENE 風，8 月多 E 風，9 月多 SE 風，10 月多 SW 風，平均風速桃園、東港同以 1 月者為最大，最小風速月桃園為 9 月，東港為 10 月，對流層頂所見之絕對最大風速，在桃園為 1960 年 1 月 10 日 1200 時之 185 時湮，風向為西，在東港則以 1960 年 1 月 28 日 1200 時之 125 時湮為最大，當時風向為西南。

## 伍、濕 度

### 一、相對濕度

臺灣各地自由大氣中濕度之探測，僅達 300 毫巴之面，即約 9.6 重力位公里之高度。地面相對濕度之平均值，以馬公 0600 時之 75% 為最小，馬公 1800 時及東港 0000 時之 86% 為最大。桃園平均相對濕度，

由臺北、桃園、東港三地上述資料，可見在臺灣所觀測得之對流層頂的絕對最大高度，為桃園 0000 時所見之 18,770 重力位公里，最小高度為臺北 0000 時觀測得之 12,873 重力位公里。對流層頂之絕對最高氣壓為臺北 0000 時所見之 181 毫巴，絕對最低氣壓為桃園 0000 時所見之 66 毫巴，對流層頂之絕對最高氣溫，為臺北 0000 時所見之  $-60.7^{\circ}\text{C}$ ，絕對最低氣溫為桃園所見之  $-85^{\circ}\text{C}$ 。是臺灣絕對最高與絕對最低對流層之高度可差到 5.9 重力位公里，溫度差到  $24.3^{\circ}\text{C}$ ，氣壓差到 115 毫巴。

### 三、風

由桃園 10 年，馬公 9 年，東港 8 年之探空觀測記錄中 100 毫巴面平均風向、平均風速，吾人可以想見臺灣對流層頂之風的一般情形，對流層頂之風向，三地全為西風，平均風速以臺灣北部之桃園為最大，1200 時平均為每小時 35.0 湮，馬公次之，東港最小，1200 時東港 100 毫巴面平均風速每小時僅有 8.6 湮：三地 100 毫巴氣壓面平均風向（度）及平均風速（時湮）數如下：

0000 時與 1200 時同為 83%。一般說來，平均相對濕度隨高度而減，僅東港 1200 時 850 毫巴氣壓面，即約 1.5 重力位公里之高度，顯有高於地面之相對濕度。臺北 0000 時於 1.5 重力位公里亦見有略高於下層者之相對濕度，此層多雲，濕度故高，1.5 公里以上相對濕度逐漸減低，到 9.6 公里之高度，即 300 毫巴之氣壓面，平均相對濕度已降為 40% 上下。桃園、東港、馬公三地之總平均相對濕度，在 300 毫巴面為 41%，與臺北 0000 時 300 毫巴面之平均相對濕度相等，故可認為臺灣地區 300 毫巴面即約 9.6 公里之高度面，平均相對濕度為 41%，如以 82% 為臺灣地區之地面平均相對濕度，是升到接近 10 公里之高度，相對濕度減低一半，如就代表水汽含量絕對值之水汽壓而論，臺灣地區地面水汽壓平均約為 22.7 毫巴，而 9.6 公里則僅為 0.1 毫巴，減低為地面之  $1/227$ ，是此高之大氣，已幾乎是完全乾燥。臺北、桃園、東港、馬公四地自由大氣中各高度面平均相對濕度如下：

平均相對濕度 高度 (gpkm)	臺 北	桃 園			東 港			馬 公			四地平均	桃園、東 港、馬公 三地平均
	0000時	0000時	1200時	平 均	0000時	1200時	平 均	0600時	1800時	平 均		
0	82	83	83	83	86	79	83	75	86	81	82	82
2	79	69	74	72	65	74	70	62	66	64	71	69
4	62	56	59	58	50	54	52	53	57	55	57	55
6	50	47	52	50	45	48	47	46	49	48	49	48
8	44	43	47	45	39	45	42	40	45	43	44	43
9.6	41	39	43	41	38	44	41	37	44	41	41	41

## 二、水汽壓

相對濕度僅指示空氣距飽和程度之遠近，並不代表水汽含量之絕對數值。蓋相對濕度為水汽壓與飽和水汽壓之比率，而飽和水汽壓為溫度之函數，例如在

約 9.6 公里之高度，相對濕度雖為 41%，而溫度僅為  $-31.8^{\circ}\text{C}$ ，故此高度大氣中之水汽壓，實際只約為 0.1 毫巴，僅及地面 1/227，作者曾計算出臺北、桃園、東港、馬公四地各高度面平均水汽壓毫巴數如下：(圖 8, 9, 10)

水汽壓 (mb)

高 度 (gpkm)	臺 北	桃 園			東 港			馬 公			四 地	桃園、東公 港、馬公 三地平均
	0000時	0000時	1200時	平 均	0000時	1200時	平 均	0600時	1800時	平 均	總平均	
0	22.1	21.2	21.3	21.3	22.8	24.9	23.9	23.3	22.8	23.1	22.7	22.8
2	10.5	10.1	10.1	10.1	9.6	11.2	10.4	9.5	9.3	9.4	10.1	10.2
4	4.4	3.9	4.1	4.0	3.6	4.3	4.0	4.1	4.3	4.2	4.1	4.1
6	1.7	1.6	1.6	1.6	1.6	1.7	1.7	1.6	1.6	1.6	1.7	1.6
8	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
9.6	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1

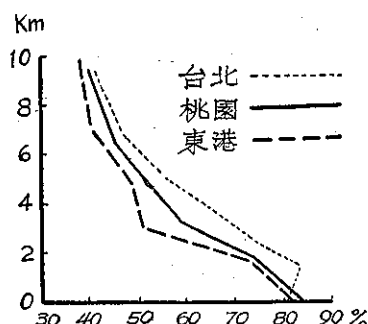


圖 8：臺北、桃園、東港三地 0000 GMT 相對濕度隨高度之分佈

Fig. 8: 0000 GMT relative humidity distribution with height at Taipei Taoyuan and Tungkong.

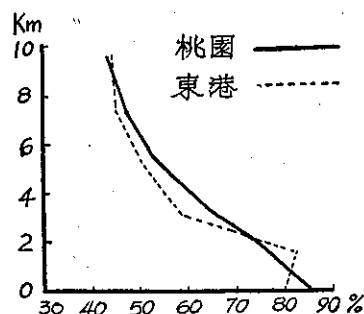


圖 9：臺北、桃園、東港三地 1200 GMT 相對濕度隨高度之分佈

Fig. 9: 1200 GMT relative humidity distribution with height at Taipei Taoyuan and Tungkong.

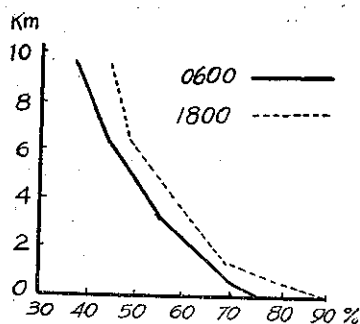


圖10：馬公 0600 與 1800 GMT 相對濕度隨高度之分佈

Fig. 10: 0600 and 1800 GMT relative humidity distribution with height at Makung.

臺灣地面平均水汽壓，在四個探空站中，以東港1200時之24.9毫巴為最高，桃園0000時之21.2毫巴為最低，就四地總平值而論，地面水汽壓為22.7毫巴，在2公里高度仍以東港1200時之水汽含量為最大，水汽壓為11.2毫巴，馬公0600時最小，9.5毫巴，四地之平均值為10.1毫巴，4公里高以臺北之4.4毫巴為最高，東港之3.6毫巴為最低，四地平均值為4.1毫巴。在6公里高，各地水汽壓已幾完全相同，相差

不過0.1毫巴，總平均為1.7毫巴。8公里高水汽只餘地面1/45，水汽壓各地同為0.5毫巴，在9.6公里，各地水汽壓皆只有0.1毫巴。

就臺北、桃園、東港、馬公四地自由大氣中各高度總平均水汽壓隨高度之變化論，可見在2公里高，空氣之水汽含量已不及地面之一半，4公里高水汽含量已少於地面之1/5，在大約9.6公里之高度，水汽含量只餘海面水汽含量4‰，實以此高溫度為-31.8°C，既飽和水汽壓為量亦不過0.3毫巴，下表指出臺灣平均水汽隨高度之減低率。

高度 (gpkm)	0	2	4	6	8	9.6
水汽壓 (mb)	22.7	10.1	4.1	1.7	0.5	0.1
比 值	1.000	0.445	0.181	0.075	0.022	0.004

## 陸、風

### 一、風 向

由1956—1965年之期中桃園10年，東港8年及馬公9年之無線電測風，即雷文觀測，求得三地氣壓面平均風向如下：

平 均 風 向 (度數及方向簡字)

氣 壓 (mb)	0000 時				1200 時				0600 時		1800 時	
	桃	園	東	港	桃	園	東	港	馬	公	馬	公
地面	064	ENE	010	N	063	ENE	311	NW	018	NNE	023	NNE
1000	064	ENE	003	N	064	ENE	297	WNW	020	NNE	025	NNE
850	173	S	151	SSE	157	SSE	101	E	234	SW	233	SW
700	246	WSW	253	WSW	244	WSW	260	W	246	WSW	238	WSW
600	255	WSW	258	W	255	WSW	256	WSW	253	WSW	253	WSW
500	258	W	253	WSW	257	WSW	258	W	257	WSW	258	W
400	258	W	260	W	259	W	262	W	259	W	261	W
300	259	W	261	W	259	W	263	W	262	W	261	W
200	259	W	259	W	259	W	262	W	261	W	263	W
150	260	W	258	W	259	W	260	W	262	W	261	W
100	263	W	268	W	262	W	272	W	277	W	263	W
80	258	WSW	269	W	258	W	100,222	E,SW	93,231	E,WSW	254	WSW
60	080,248	E,WSW	084	E	125,241	SE,WSW	103	ESE	113	ESE	145	SE
40	086	E	088	E	085	E	094	E	097	E	096	E
20	090	E	095	E	080	E	080	E	097	E	086	E
10	094	E	094	E	076	ENE	079	E	090	E	091	E

在700毫巴氣壓面，即約3公里高度以下之氣層，因受地面氣壓系統及地形之影響，桃園、東港、馬公三

地各高度平均風向頗為不同。桃園地面附近平均風向為ENE，東港則0000時地面多N風，而1200時平均

爲 NW 風及 WNW 風，馬公地面附近之氣層恒多 NNE 風，在 850 毫巴之氣壓面，即約 1.5 公里之高度，三地平均風向皆顯較下層爲偏右，桃園有 S 風與 SSE 風，東港平均風向爲 SSE 與 E，馬公在 1.5 公里高平均風向轉爲 SW，3.0 公里以上，即自 700 毫巴氣壓面向上，由於氣壓之南高北低，全吹 W 風，直至 5.8 公里，即 500 毫巴之面，WSW 風與 W 風互見。7.5 公里，即 400 毫巴氣壓面以上，直至對流層頂之高度，即 100 毫巴氣壓面，平均風向全爲正西，在 80 毫巴氣壓面即約 17.8 公里之高度，臺灣平均風向開始稍見變化，此高桃園有 W 風與 WSW 風，東港及馬公則併見 E 風、SW 風與 WSW 風，在 19.5 公里之高度，即 60 毫巴氣壓面，桃園 0000 時尙見 WSW 風與 E 風、SE 風，而東港、馬公二地此高平均風向爲 E、ESE 與 SE。自 40 毫巴氣壓面到觀測所達最大高度 10 毫巴氣壓面，即 22—31 公里之高度，臺灣各地勿論何時在此高度平均全爲 E 風。

## 二、風 速

桃園、東港二地 0000 時及 1200 時，馬公 0600 時與 1800 時各氣壓面平均風速（時溼）如下：

平均風速（時溼）

氣壓 (mb)	0000 時		1200 時		0600 時	1800 時
	桃園	東港	桃園	東港	馬公	馬公
地面	5.3	4.0	6.3	3.1	11.0	10.9
1000	6.0	3.3	7.1	2.7	10.8	10.9
850	4.3	2.4	3.5	1.6	4.2	2.8
700	13.8	9.9	14.4	8.0	9.8	9.6
600	21.3	15.4	22.4	16.4	15.4	17.2
500	32.3	27.6	30.8	23.3	23.7	23.8
400	43.5	36.0	42.1	33.0	32.4	32.7
300	53.8	44.1	51.9	34.9	28.4	37.2
200	58.3	46.1	57.8	37.5	41.5	44.0
150	51.7	38.3	50.0	32.6	37.1	34.2
100	30.0	15.8	35.0	8.6	16.2	18.3
80	19.1	4.3	18.8	6.3, 5.0	8.3, 7.5	10.9
60	3.1, 3.9	11.1	2.9, 8.0	11.3	11.1	7.8
40	15.0	24.5	12.3	17.1	17.3	14.3
20	20.4	31.0	18.7	24.6	15.1	26.6
10	16.1	21.7	19.2	23.0	17.6	23.9

桃園、馬公、東港三地平均風速隨高度之變化，有完全相同之形式，850 毫巴氣壓面平均風速最小，桃園

0000 時爲 4.3 時溼，1200 時 3.5 時溼，東港此二時平均風速爲 2.4 與 1.6 時溼。馬公 0600 時 4.2 時溼，1800 時 2.8 時溼。此上風速隨高度而迅速增大，桃園、東港二地 3 公里高，即 700 毫巴面以上，即爲西風層。西風層之厚度約爲 15 到 17 公里，中以 200 毫巴氣壓面即約 12.3—12.4 公里之高度面的風速爲最大，三地情形完全相同。桃園此高平均風速約爲 58 時溼，0000 時者稍大，東港 200 毫巴面 0000 時與 1200 時平均風速爲 46.1 與 37.5 時溼，馬公此高 0600 時 41.5 時溼，1800 時 44.0 時溼。這一高度，就是臺灣上空常見噴射氣流之高度。此上風速又隨高度而迅速減低，平均風速之最小，桃園見於 60 毫巴之氣壓面，即約 19.5 公里之高度面，東港則見於 80 毫巴之氣壓面，即約 17.8 公里之高度，馬公 0600 時最小風速亦見於 80 毫巴之氣壓面，1800 時見於 60 毫巴氣壓面，而與桃園相同。各地此最小平均風速約介於 3—8 時溼。60—80 毫巴氣壓面以上之高層，風向突變，而爲東風層，風速又隨高度而增。20 毫巴氣壓面，即約 26.5 公里之高度，平均風速似爲另一最大，0000 與 1200 時此高平均風速桃園爲 20.4 與 18.7 時溼，東港 31.0 與 24.6 時溼，馬公 0600 與 1800 時爲 15.1 與 26.6 時溼。雷文觀測達於 20 特別是 10 毫巴氣壓面的次數較少，且此上又

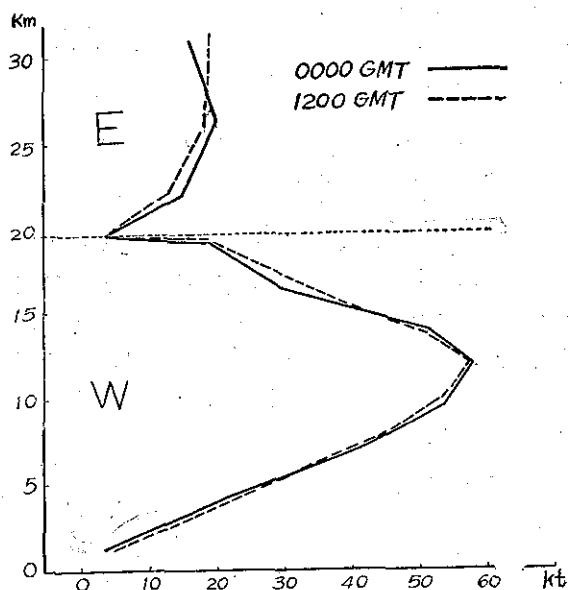


圖 11：桃園 0000 與 1200 GMT 風速、風向隨高度之分佈

Fig. 11: 0000 and 1200 GMT wind velocity and wind direction distribution with height at Taoyuan.



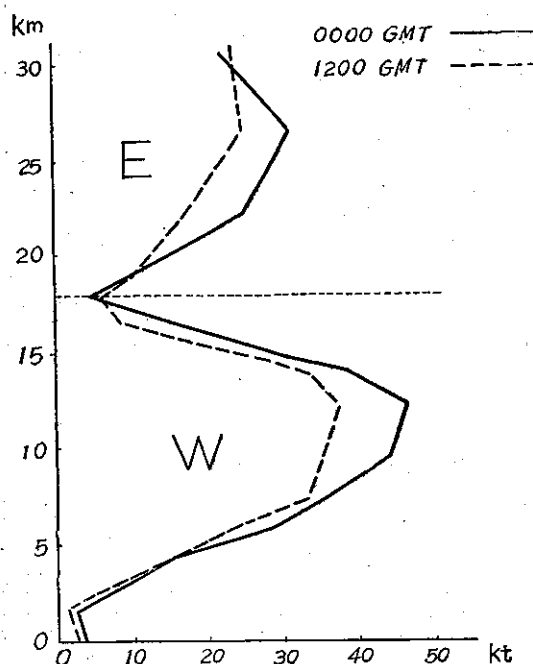


圖12：東港 0000 與 1200 GMT 風速、風向隨高度之分佈

Fig. 12: 0000 and 1200 GMT wind velocity and wind direction distribution with height at Tungkong.

無資料，故 26.5 公里高之風速最大，確否尚有問題，附圖 (11, 12, 13) 指出風向層次與風速在自由大氣中各高度的分佈。

### 柒、臺灣大氣與北緯 15° 及 30° 大氣的比較

寇爾 (Cole) 與甘泰爾 (Kanter) 二人曾根據加勒比海、美國南部、太平洋、大西洋、非洲和亞洲許多探空測站的觀測，計算出了靠近北緯 15° 和 30° 的平均大氣性質，32 公里以下的資料，係以無線電探空一雷送為依據而得出的。北緯 15° 位於信風帶中央，信風逆溫幾乎全年存在，據加勒比海 6 處共 3,800

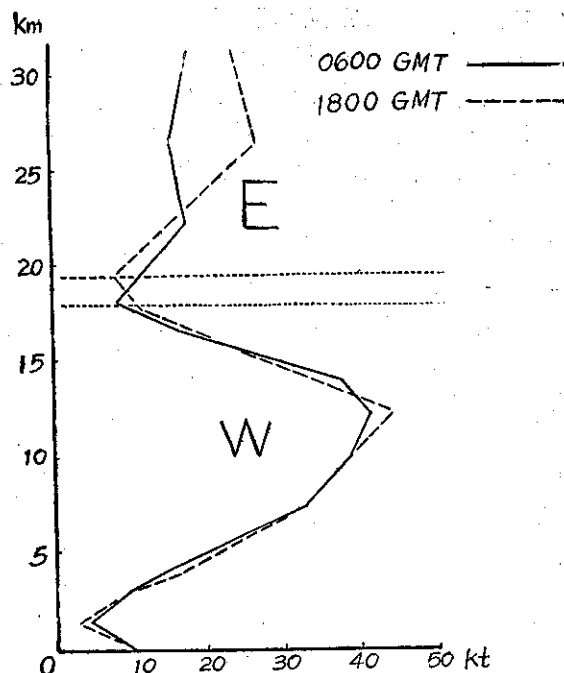


圖13：馬公 0600 與 1800 GMT 風速、風向隨高度之分佈

Fig. 13: 0600 and 1800 GMT wind velocity and wind direction distribution with height at Makung.

次的探空報告，逆溫層的出現日數，1 月佔總日數的 85%，7 月佔 45%。信風逆溫層頂底溫度差有達 10°C 之多者，但其中半數，夏季不及 0.5°C，冬季不及 1.0°C。北大西洋上信風逆溫層頂底溫度差 3°—5°C。信風逆溫的厚度，數百至數千公尺不等。逆溫層高度、厚度與強度，各季各緯度上甚為不同。

臺灣地區處於熱帶邊緣，仍受東北信風影響，但季風影響，更為顯著，在臺灣地區各探空站之記錄中，不見有信風逆溫層之若何影響。以北緯 23.5° 為桃園、東港、馬公三個臺灣探空站之平均緯度，為了與寇爾等所發表之北緯 15° 與 30° 之資料相比較，將高度溫度與溫度梯度列表如下：

北 緯 15°				北 緯 23.5° (臺灣)				北 緯 30°			
高 (km)	度 (gpkm)	溫度 (°C)	梯度 (每km度)	高 (km)	度 (gpkm)	溫度 (°C)	梯度 (每km度)	高 (km)	度 (gpkm)	溫度 (°C)	梯度 (每km度)
0	0	26.5	—	0	0	22.8	—	0	0	21.0	—
2.004	2.0	14.5	-6.0	2.003	2.0	12.6	-5.1	2.002	2	11.5	-4.8
4.009	4.0	3.75	-6.7	4.007	4.0	2.6	-5.0	4.005	4	-0.5	-6.0
6.016	6.0	-9.65	-6.7	6.012	6.0	-8.1	-5.4	6.010	6	-12.5	-6.0
8.023	8.0	-23.05	-6.7	8.019	8.0	-20.8	-6.4	8.016	8	-26.0	-6.8

10.032	10.0	-36.45	-6.7	10.027	10.0	-35.4	-7.3	10.023	10	-39.5	-6.3
12.043	12.0	-49.85	-6.7	12.036	12.0	-50.7	-7.7	12.031	12	-53.0	-6.8
14.054	14.0	-63.25	-6.7	14.047	14.0	-65.0	-7.2	14.041	14	-62.6	-4.8
16.067	16.0	-76.65	-6.7	16.058	16.0	-74.0	-4.5	15.046	15	-67.4	-4.8
16.570	16.5	-80.0	-6.5	16.662	16.6	-76.1	-3.5	16.052	16	-68.7	-1.3
18.081	18.0	-74.0	4.0	18.072	18.0	-73.6	1.8	17.057	17	-68.85	-0.15
20.096	20.0	-66.0	4.0	20.086	20.0	-65.0	4.3	18.064	18	-67.7	1.15
22.113	22.0	-58.0	4.0	22.101	22.0	-58.2	3.4	20.077	20	-62.9	2.4
24.131	24.0	-53.6	2.2	24.119	24.0	-53.8	2.2	22.092	22	-58.25	2.3
26.150	26.0	-49.2	2.2	26.136	26.0	-49.2	2.3	24.108	24	-54.25	2.0
28.171	28.0	-44.8	2.2	28.157	28.0	-45.8	1.7	26.125	26	-50.25	2.0
30.192	30.0	-40.4	2.2	30.177	30.0	-42.5	1.7	28.144	28	-46.25	2.0
31.203	31.0	-38.2	2.2	31.187	31.0	-40.5	2.0	30.163	30	-42.25	2.0
32.217	32.0	-36.0	2.2	—	—	—	—	31.174	31	-40.25	2.0
—	—	—	—	—	—	—	—	32.186	32	-38.25	2.0

第14圖表示出北緯 15°、23.5° 與 30° 溫度在各高度之分佈，5 公里以下，臺灣大氣之溫度曲線，介於北緯 15° 與 30° 者之間，11 公里以上亦然，5—11 公里，臺灣大氣之平均溫度，比北緯 15° 與 30° 大氣之平均溫度為高。北緯 15°、23.5° 與 30° 對流層頂平均高度與溫度如下：

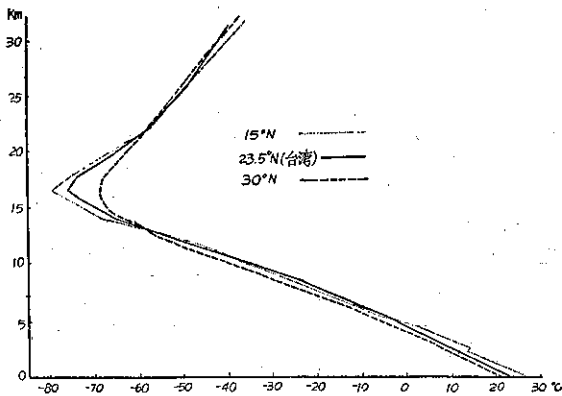


圖14：北緯15度 23.5度（臺灣）與30度大氣之溫度

Fig. 14: Temperatures of 15N 23.5N (Taiwan) and 30N atmospheres.

北 緯 度	15	23.5	30
高 度 (gpkm)	16.5	16.6	17.0
溫 度 (°C)	-80.0	-76.1	-68.85

寇爾與甘泰爾二人所發表之北緯 15° 與 30° 大氣的濕度資料，甚為簡略，尤以北緯 15° 之相對濕度

數值，頗有問題，彼等取 0—2.25 公里為 75%，2.5—6.0 公里全為 35%，變化如此突然，實非應有之現象。第15圖為北緯 15°、23.5°、30° 三個緯度帶之大氣

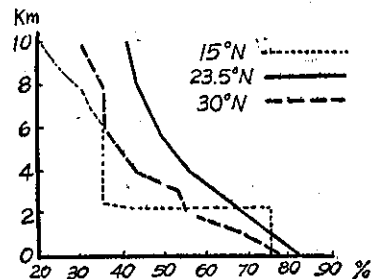


圖15：北緯15度 23.5度（臺灣）與30度大氣之相對濕度

Fig. 15: Relative humidities of 15N 23.5N (Taiwan) and 30N atmospheres.

的平均相對濕度的比較曲線，除 1—2.25 公里之高度，北緯 15° 有較臺灣為高的相對濕度外，以上以下之氣層中，都以臺灣之相對濕度為高。地球表面到10公里三個緯度帶上各高度平均相對濕度 (%) 如下：

		相 對 濕 度 (%)									
高度 (gpkm)		0	1	2	2.25	2.5	4	6	8	10	
北緯 15 度	75	75	75	75	35	35	35	35	30	20	
北緯 23.5度	82	73	69	67	65	55	48	43	41		
北緯 30 度	80	68	55	54	54	43	35	35	30		

### 捌、結 論

由臺北、桃園、東港、馬公四地多年無線電探空及測風之結果，我們對於臺灣自由大氣性質的特徵，

可獲得良好的認識，就溫度而論，在 12 公里以下之氣層，南高北低，12 公里以上之大氣，則係北部暖於南部，對流層頂之溫度，桃園暖於東港  $1.7^{\circ}\text{C}$ ，同一高度面氣溫之南北差別，在平流層中隨高度而逐漸減小，在 30 公里以上，此項差別已幾近消滅，馬公午後 2 時與晨 2 時各層溫度之比較，表示出太陽輻射對氣溫之重大影響，午後 2 時直至 31 公里之全部大氣，皆有較高之溫度。此時受日射而溫度特高之部分，為地面附近之氣層，對流層頂上下，以及 22 公里以上之臭氧層。

臺灣對流層中氣溫垂直梯度平均為每公里  $-5.81^{\circ}\text{C}$ ，而平流層中直至 28 公里之高度，氣溫垂直梯度平均為每公里  $+2.63^{\circ}\text{C}$ ，在對流層中與平流層中溫度都非按直線比例隨高度而減增，但變化率與直線比例相差無多，為配合頂底溫度，以  $H$  為高度公里數，對流層中溫度與高度之關係，可由以下公式代表之。

$$T_1 = 22.8 - 5.96H$$

平流層中溫度與高度之關係則可以

$$T_2 = -76.1 + 2.66(H - 16.6)$$

代表之。

臺灣之對流層頂，平均高度為 16.6 公里，平均溫度為  $-76.1^{\circ}\text{C}$ 。高度之絕對最大為 18.77 公里，絕對最小為 12.87 公里。氣溫之絕對最低為  $-85.0^{\circ}\text{C}$ ，絕對最高為  $-60.7^{\circ}\text{C}$ ，對流層頂之平均風向為西風。

無線電探空使人僅能獲得 10 公里以下之濕度資料，臺灣四處探空測站之總平均相對濕度，地面為 82%，9.6 公里為 41%，就水汽壓而言，地面約為 22.7 毫巴，向上迅速減小，在 2 公里僅餘地面值之 44.5%，在 6 公里僅有地面者之 7.5%，在 9.6 公里水汽壓僅及地面水汽壓千分之四。

風的觀測表示指出臺灣自由大氣中 2 或 3 公里以下之氣層，各地平均風向頗有差別，受地面氣壓系與地形之影響甚為清楚，此層風速微弱。3 到 18 或 20 公里為一深厚之西風層，風速隨高度而增，而以 12 公里高度面之平均風速為最大，桃園此高平均風速為 58 時浬，緯度較低之馬公與東港，平均風速較小。12 公里之高度，似為臺灣北部上空噴射氣流時常出現之高度。此上風速又隨高度而減，在 18 或 20 公里之高度，出現一平均風速之最小，此上即為東風層，直至探空所達最大高度 31 公里，全為東風，26.5 公里又似有平均速度最大之東風。

與北緯 15 度及 30 度之大氣相比，臺灣大氣有較暖之 5—10 公里之氣層。在 5 公里以下及 10 公里以上

之氣層，臺灣大氣之溫度，介於北緯 15 度與 30 度大氣者之間。10 公里以下氣層之平均相對濕度，臺灣者高於北緯 15 度及 30 度者。

## 參考資料

1. 臺灣省氣象所，高空觀測報告 10 冊，民國 44 年至民國 53 年。
2. 國際地球物理年中國委員會觀測報告第 1 冊、第 2 冊，民國 50 年 8 月。
3. 國際地球物理合作組織中國委員會觀測報告，民國 51 年 12 月與 53 年 12 月。
4. 國際地球物理合作組織 中國委員會 太陽寧靜年觀測報告，民國 54 年 12 月。
5. 林紹豪，臺北平均大氣，國立臺灣大學理學院地理系研究報告，第 2 期，民國 53 年 11 月。
6. 曹淦生，臺灣地區對流層頂特性之統計研究，氣象預報與分析，第 5 期，民國 49 年 10 月。
7. 亢玉瑾，臺灣上空氣流之初步研究，國立臺灣大學理學院地理系研究報告，第 3 期，民國 54 年 11 月。
8. 劉衍淮，臺灣氣團之性質，氣象學報，7 卷 4 期，民國 50 年 11 月。
9. 劉衍淮，氣象學，臺灣省立師範大學，民國 54 年 9 月。
10. K. Mitra, General Aspects of Upper Atmospheric Physics, Compendium of Meteorology 1951.
11. George Ohring, A Most Surprising Discovery, Bulletin of American Meteorological Society, Vol. 45 No. 1, January 1964.
12. Ralph E. Huschke, Glossary of Meteorology, American Meteorological Society 1959.
13. Robert J. List, Smithsonian Meteorological Tables, 1951.
14. Allen E. Cole and Arthur J. Kanter, Tropical and Subtropical Atmospheres, Journal of Applied Meteorology, Vol. 2 No. 1, February 1963.
15. Preussischen Meteorologischen Institut, Aspirations-Psychrometer-Tafeln, 1930.

# 應用調和解析預報每月之氣溫與降水量\*

徐 晉 淮

## *Study of A Month Forecast of Temperature and Precipitation on Harmonical Analysis*

*Hsu Chin-Huai*

### *Abstract*

This study introduces the periodicity method using 36 year data for Taipei from 1931 to 1966 and some rules for forecasting a monthly temperature and precipitation. The following is obtained from this research report. There is a 36 year periodicity variation in Taipei, which is called a Bruckner periodicity.

The results of forecasting the monthly temperature and precipitation from 1967 to 1968 is indicated as follows.

a. Precipitation in 1967 will be above normal in February, March, April, August, October, November and December. Excluding August, the forecast value of precipitation will average about 50 millimeters over the normal year, especially in April, when it will be over 140 millimeters below normal in the spring and summer seasons.

b. Precipitation in 1968 will be rather above normal year in January, March, June, July, August, September and October. For the Summer months excluding March and October, the forecast value of precipitation will be about 50 to 90 millimeters above normal. On the other hand, it will run below normal during the winter season.

2. The temperature forecast for 1967 and 1968 will be similar, ie, it will be below normal in the winter seasons, it will be above normal in summer season.

### 一、前 言

自挪威學派創導氣團學說以來，一般氣象預報仍多沿用藉無線電訊以收集氣象資料，從而繪製大區域之天氣圖，研判圖上氣團面系等移動，參酌地形，加以經驗作有限期間之天氣預報，近年氣象科學雖有長足之進步，如由主觀預報漸次進向數值預報，然數值預報不僅計算繁複非電腦不易臻功，且現代社會發展尤為迅速，目前即應用客觀之短時預報亦已不能滿足當代農業、工業、電力、水利等經濟機構之需求，蓋目前一般所需求者多為較長期者，如一月以上之定量

預報，是則供應是項需求，設仍沿用舊法顯有捉襟見肘之慮。

按長期預報目今所用者有，1. 相關法，2. 周期法，3. 類似法，4. 平均天氣圖分析法（應用北半球天氣圖），5. 其他等數種，此等方法互有短長，惟據筆者試用經驗則以周期法效果最佳。

如所周知太陽為地球上氣象變化之原動力，地球之氣象隨時受太陽活動之影響，而太陽活動有周期性之變化，故從而可推知地球上所發生之氣象亦有周期性之變化。

\* 本研究承國家長期發展科學委員會之補助始克完成

日本氣象權威藤原咲平及山本武夫所研究 70 年至 80 年之冷害及降水量變化與太陽活動之長周期若符合符節，又 30 年周期亦適與梅雨強度之變化周期相符，17 年周期與暖冬出現相符，11 年周期與太陽活動相符，其他如 9 年，6 年至 8 年，3 年至 5 年，2 年，70 日，35 日乃至 25 日等亦均有周期可循，是以若能明瞭此等周期變化則不難以外插法推算未來之氣象變化，雖此法對一月以上之逐日預報仍有困難，唯對一月以上平均數值或季節性各要素之變化趨勢預報則極為有效，實則一月以上之逐日天氣預報，就目前而論，世上尚無一國能引之有效者。

筆者曾應石門水庫之請，作臺灣北部每月降水量之預報，乃按上述論據持用周期法以計算供應之，試驗結果殊屬良佳。

目前科學先進國家對一般繁複之計算多利用電腦，唯在我國現今既無法自製電腦，又因作格昂貴購置亦所不易，為解決周期預報計算上之困難乃將各項過程簡化成表，亦即本人所云調和解析，然後按表填算，雖無電腦之便，但利用人工因此亦將可收事半功倍之效，此或可謂我國在長期預報上之克難創舉也。

又查氣溫為一切氣象變化之母，直接受太陽活動之影響，而降水量對國計民生關係亦至為密切，筆者仍先從氣溫及降水量試作預報，結果良好，援將經驗所得公諸同好。

## 二、36項調和解析

在氣象變化中，有許多周期現象可發現，例如因太陽系自轉與公轉影響而發生氣溫日變化與年變化，因太陽黑子活動影響而發生長期氣溫變化等。筆者有鑒於此曾於民國 54 年在氣象學報第 11 卷第 1 期發表「波數分析在長期預報上之應用」一文，其中稱述調和解析之數學的意義，在此可酌予參考，唯該文只說明 12 項調和解析，而本文因需要較長期之 36 年資料，且 12 項與 36 項作業所用工作表不同且亦複雜更甚，故在本文中除略為引用上文外，復按 36 項調和解析之原則加以詳盡之補充說明如次。

吾人已熟知，Fourier 級數理論表示，如應用調和解析法以計算氣象變化周期，求得氣象變化之周期後則運用於長期預報將大有裨益，周期之計算可按下列方法行之。

周期  $2\pi$  之函數  $\varphi(t)$ ，可以由周期  $\pi$  之函數  $\cos t$ ， $\sin t$ ，周期  $\frac{2\pi}{2}$  之函數  $\cos 2t$ ， $\sin 2t$ ，...

...以至周期  $\frac{2\pi}{n}$  之函數  $\cos nt$ ， $\sin nt$ ，等之總和代表之。

$$\left. \begin{aligned} \text{即 } \varphi(t) &= a_0 + a_1 \cos t + a_2 \cos 2t + \dots \\ &+ a_n \cos nt + \dots + b_1 \sin t + b_2 \sin 2t \\ &+ \dots + b_n \sin nt + \dots \\ &= \sum_{i=1}^n a_i \cos it + \sum_{i=1}^n b_i \sin it \end{aligned} \right\} (1)$$

如果我們有  $m$  個 ( $m > 2n$ ) 資料  $\varphi_j = \varphi(t_j)$ ， $j=1, 2, 3, \dots, m$ ，上式中之  $a_0, a_1, \dots, a_n, b_1, b_2, \dots, b_{n-1}$  等  $2n$  個係數，可應用調和解析法求得，以瞭解  $m$  個資料之周期性。此時應求之未知數為  $2n$  個，故觀測資料應有  $2n$  以上才可解答，亦即  $m$  應大於  $2n$ ，簡單說  $\varphi(t)$  之年變化中之  $2n$  個係數，係以最小自乘法決定之。通常引用最小自乘法以求某一方程式之各項係數之計算方法如下，設某一變化之周期為  $\omega$ ，並令  $\frac{2\pi t}{\omega} = x$ ，即上式中  $t = \omega$  時， $x = 2\pi$ 。假設周期  $\omega$  把  $2n$  等分時，各點之間隔  $\Delta t$  以角度表示可得。

$$\Delta t = \frac{2\pi}{2n} = \frac{\pi}{n}, \text{ 因之各點之位置為 } \Delta t, 2\Delta t, \dots, 2n\Delta t = \frac{2n \cdot \pi}{n} = 2\pi, \text{ 若 } \Delta t, 2\Delta t, 3\Delta t, \dots, 2n\Delta t \text{ 之測定值為 } \varphi(\Delta t), \varphi(2\Delta t), \dots, \varphi(2n\Delta t) \text{ 時，由(1)式可得}$$

$$\left. \begin{aligned} \varphi(\Delta t) &= a_0 + a_1 \cos \Delta t + \dots \\ &\dots + a_n \cos n\Delta t \\ &+ b_1 \sin \Delta t + \dots \\ &\dots + b_{n-1} \sin (n-1)\Delta t \\ \varphi(2\Delta t) &= a_0 + a_1 \cos 2\Delta t + \dots \\ &\dots + a_n \cos 2n\Delta t \\ &+ b_1 \sin 2\Delta t + \dots \\ &\dots + b_{n-1} \sin 2(n-1)\Delta t \\ \varphi(2n\Delta t) &= a_0 + a_1 \cos 2n\Delta t + \dots \\ &\dots + a_n \cos 2n^2\Delta t \\ &+ b_1 \sin 2n\Delta t + \dots \\ &\dots + b_{n-1} \sin 2n(n-1)\Delta t \end{aligned} \right\} \dots (1')$$

等之  $2n$  個聯立方程式，故  $a_0, a_1, \dots, a_n, b_1, \dots, b_{n-1}$  等  $2n$  個之係數可以下法求得，即由(1')聯立方程式之第 1 式乘  $2\cos m\Delta t$  第 2 式乘  $2\cos 2m\Delta t$ ，第 3 式乘  $2\cos 3m\Delta t$ ，...後，求其總和可得左項  $2 \sum_{s=1}^{2n} f(s\Delta t) \cos Sm\Delta t$ ，右項為

$$\left. \begin{aligned} &2a_0(\cos m\Delta t + \cos 2m\Delta t + \cos 3m\Delta t + \dots + \cos 2nm\Delta t) \\ &+ 2a_1(\cos \Delta t \cos m\Delta t + \cos 2\Delta t \cos 2m\Delta t + \cos 3\Delta t \cos 3m\Delta t + \dots + \cos n\Delta t \cos 2nm\Delta t) \\ &+ \dots + 2a_m(\cos^2 m\Delta t + \cos^2 2m\Delta t + \cos^2 3m\Delta t + \dots + \cos^2 2nm\Delta t) + \dots \\ &+ 2a_n(\cos n\Delta t \cos m\Delta t + \cos 2n\Delta t \cos 2m\Delta t + \cos 3n\Delta t \cos 3m\Delta t + \dots + \cos 2n\Delta t \cos 2nm\Delta t) \\ &+ \dots + 2b_{n-1}\{\sin(n-1)\Delta t \cos m\Delta t + \sin 2(n-1)\Delta t \cos 2m\Delta t + \sin 3(n-1)\Delta t \cos 3m\Delta t \\ &+ \dots + \sin 2n(n-1)\Delta t \cos 2nm\Delta t\} \end{aligned} \right\} \dots (2)$$

上式計算（計算從略）結果可求 $a_m$ 之係數（因 $a_m$ 以外之係數等於0）故，

$$2 \sum_{s=1}^{2n} f(s\Delta t) \cos Sm\Delta t = 2na_m \dots (3)$$

$$\text{即 } a_m = \frac{1}{n} \sum_{s=1}^{2n} f(s\Delta t) \cos Sm\Delta t \dots (4)$$

以同理可得，

$$b_m = \frac{1}{n} \sum_{s=1}^{2n-1} f(s\Delta t) \cos Sm\Delta t \dots (4)'$$

由(4)及(4)'式，逐次可求出其他各係數，但如此計算將甚為繁複，故本文僅以 $2n=36$ 為例，說明計算工作表之製作根據，並應用該表等以利實際之計算。令 $t_1, t_2, \dots, t_{36}$ 之 $\varphi(t)$ 值，以 $y_1, y_2, \dots, y_{36}$ 代表即得 $\Delta t = \frac{2\pi}{36}$ 等於10度故(4)(4)'式可寫成

$$\left. \begin{aligned} 36a_0 &= y_1 + y_2 + y_3 + \dots + y_{36} \\ 18a_1 &= y_1 \cos 10^\circ + y_2 \cos 20^\circ + y_3 \cos 30^\circ + \dots + y_{36} \cos 360^\circ \\ &= (-y_8 + y_{10} - y_{26} - y_{28}) \cos 100^\circ + (-y_7 + y_{11} - y_{25} - y_{29}) \cos 110^\circ \\ &+ (-y_6 + y_{12} - y_{24} - y_{30}) \cos 120^\circ + (-y_5 + y_{13} - y_{23} - y_{31}) \cos 130^\circ \\ &+ (-y_4 + y_{14} - y_{22} - y_{32}) \cos 140^\circ + (-y_3 + y_{15} - y_{21} - y_{33}) \cos 150^\circ \\ &+ (-y_2 + y_{16} - y_{20} - y_{34}) \cos 160^\circ + (-y_{10} + y_{17} - y_{19} - y_{35}) \cos 170^\circ \\ &+ (y_{18} - y_{36}) \cos 180^\circ \\ 18a_2 &= \dots \\ 18b_1 &= y_1 \sin 10^\circ + y_2 \sin 20^\circ + y_3 \sin 30^\circ + \dots + y_{36} \sin 360^\circ \\ &= (y_8 + y_{10} - y_{26} - y_{28}) \sin 80^\circ + (y_7 + y_{11} - y_{25} - y_{29}) \sin 70^\circ \\ &+ (y_6 + y_{12} - y_{24} - y_{30}) \sin 60^\circ + (y_5 + y_{13} - y_{23} - y_{31}) \sin 50^\circ \\ &+ (y_4 + y_{14} - y_{22} - y_{32}) \sin 40^\circ + (y_3 + y_{15} - y_{21} - y_{33}) \sin 30^\circ \\ &+ (y_2 + y_{16} - y_{20} - y_{34}) \sin 20^\circ + (y_1 + y_{17} - y_{19} - y_{35}) \sin 10^\circ \\ &+ (y_9 - y_{27}) \sin 90^\circ \end{aligned} \right\} \dots (5)$$

本文之附件表2、表3（36項調和分析表）即係按(5)式程序製成，利用該分析表填算將較以實際數值直接代入(5)式之計算方法，便捷多多。

### 三、周期分析之計算及其作業程序

我們從第二章36項調和解析了解周期分析之數學意義後，如把某一項氣象長期變化應用上述計算法均可求得其周期變化，然後繪製成圖，誠然我們如單利用氣象資料按年次填繪亦可製成實際變化曲線圖，唯

該圖所表示者，不過歷年來氣象變化之概況，無從看出其周期性，實無數學的意義可言，是則必須經過上述計算方法所繪製之圖，始能顯示出實際周期性之變化。茲從1981年至1966年每年1月份之總降雨量之周期分析實際計算步驟逐次詳述如下。

第1步驟：從臺灣省氣象局發刊之累年原簿抄1981年至1966年之每年1月份降雨量及1月份累年平均雨量，及計算其差數列如第3表。

表 1: 雨量 (Precipitation) 36項調和分析表 (1)  
36-item Harmonical Analysis (1)

自1931年1月份至1966年1月份  
From JAN. 1931 TO JAN. 1966

KL

	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Y	-5	-8	-2	3	3	-2	10	-2	-4	-5	18	-5	-2	-6	0	-7	2	0	-4
和	-	-	-	15	-6	1	-5	2	-1	5	-6	6	-2	-0	-1	-4	19	-2	←
差	K	-5	-2	3	18	-3	-1	5	0	-5	0	12	1	-4	-6	-1	-11	21	-2
	L	-	-14	-7	-12	9	-3	15	-4	-3	-10	24	-11	0	-6	1	-3	-17	2

sd

	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
K	-5	-2	3	18	-3	-1	5	0	-5	0
和	-4	-2	21	-11	-1	-6	-4	1	12	→
差	-9	-4	24	7	-4	-7	1	1	7	0
	-1	0	-18	29	-2	5	9	-17	-17	-

σδ

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
L	-14	-7	-12	9	-3	15	-4	-3	-10
和	2	-17	-3	1	-6	0	-11	24	←
差	-12	-24	-15	10	-9	15	-15	21	-10
	-16	10	-9	8	3	15	7	-27	-

S

	0	1	2	3
s	-9	-4	24	7
和	1	-7	-4	←
差	→	1	7	0
	-8	-10	27	7

T

	0	1
S <sub>0</sub>	-8	S <sub>1</sub> -10
S <sub>2</sub>	27	S <sub>3</sub> 7
和	19	和 -3
	+2	10
	÷2	-2

Σ

	1	2	3
σ <sub>1</sub>	-12	σ <sub>2</sub> -24	σ <sub>3</sub> -15
σ <sub>4</sub>	-9	σ <sub>5</sub> 10	-
-σ <sub>7</sub>	15	-σ <sub>8</sub> -21	-σ <sub>9</sub> 10
和	-6	和 -35	和 -5

D

	0	1	2
d <sub>0</sub>	-1	d <sub>1</sub> 0	d <sub>2</sub> -18
-d <sub>3</sub>	-9	-d <sub>5</sub> -5	-d <sub>4</sub> 2
和	→	-d <sub>7</sub> 1	-d <sub>8</sub> 17
	-10	和 -4	和 1

Δ

	1	2
δ <sub>1</sub>	-16	δ <sub>2</sub> 10
-δ <sub>5</sub>	-3	-δ <sub>4</sub> -8
δ <sub>7</sub>	7	δ <sub>8</sub> -27
和	-12	和 -25

COS

	L	R	L	R	L	R	L	R	L	R	L	R	L	R	L	R	L	R	L	R
0.00965			d <sub>8</sub> -17		s <sub>4</sub> -4-s <sub>5</sub> 7			s <sub>2</sub> 24s <sub>7</sub> 1-d <sub>5</sub> 18			d <sub>4</sub> -2		s <sub>8</sub> 7s <sub>1</sub> -4							
			-0.16		-0.04 0.07			0.23 0.01 0.17			-0.02		0.07 -0.04							
0.01900			d <sub>7</sub> -1					-d <sub>5</sub> -5			d <sub>1</sub> 0									
			-0.01					-0.10			0.00									
0.02778			d <sub>6</sub> 9		-s <sub>6</sub> -1-s <sub>3</sub> 7	D <sub>2</sub> 1		-s <sub>6</sub> -1-s <sub>3</sub> 7	d <sub>8</sub> 9		-S <sub>2</sub> -27	S <sub>1</sub> -10	d <sub>6</sub> 9		-s <sub>3</sub> -1-s <sub>3</sub> -7					
			0.25		-0.03 0.19	0.03		-0.03 -0.19	0.25		-0.75	-0.28	0.25		-0.03 -0.19					
0.03571			d <sub>5</sub> 5					d <sub>1</sub> 0					-d <sub>7</sub> 1							
			0.18					0.00					0.04							
0.04256			d <sub>4</sub> -2		s <sub>2</sub> 24-s <sub>7</sub> -1			s <sub>8</sub> 7s <sub>1</sub> -4	d <sub>8</sub> -17		-d <sub>2</sub> 2		s <sub>4</sub> -4-s <sub>5</sub> -7							
			-0.09		1.02 -0.04			0.30 -0.17	-0.72		0.09		-0.17 -0.30							
0.04811			d <sub>3</sub> 29				D <sub>1</sub> -4		-d <sub>8</sub> -29				-d <sub>3</sub> -29							
			1.40				-0.19		-1.40				-1.40							
0.05221			d <sub>2</sub> -18		-s <sub>8</sub> -7-s <sub>1</sub> -4			-s <sub>4</sub> 4-s <sub>5</sub> 7	-d <sub>4</sub> 2		-d <sub>8</sub> 17		-s <sub>2</sub> -24-s <sub>7</sub> -1							
			-0.94		-0.37 -0.21			0.21 0.37	0.10		0.89		-1.25 -0.57							
0.05471			d <sub>1</sub> 0						d <sub>7</sub> -1				d <sub>5</sub> 5							
			0.00						-0.06				0.27							
0.05556	T <sub>0</sub> 10	T <sub>1</sub> -2	d <sub>0</sub> -1		s <sub>0</sub> -9-s <sub>9</sub> 0	D <sub>0</sub> -10		s <sub>0</sub> -9-s <sub>9</sub> 0	d <sub>0</sub> -1		S <sub>0</sub> -8	-S <sub>3</sub> -7	d <sub>0</sub> -1		s <sub>0</sub> -9-s <sub>9</sub> 0	D <sub>0</sub> -10	D <sub>2</sub> 1			
	0.56	-0.11	-0.06		-0.50 0.00	-0.56		-0.50 0.00	-0.06		-0.44	-0.39	-0.06		-0.50 0.00	-0.56	0.06			
L 和	0.56				0.06	-0.53		0.21	-0.26		-1.19		1.15		-1.88		-0.56			
R 和		-0.11		1.58		0.01		-0.19		0.02		-0.67		-1.09		-1.10		0.06		
和	a <sub>0</sub>	0.45	a <sub>1</sub>	0.58	a <sub>2</sub>	0.07	a <sub>3</sub>	-0.72	a <sub>4</sub>	0.23	a <sub>5</sub>	-1.82	a <sub>6</sub>	-1.86	a <sub>7</sub>	0.06	a <sub>8</sub>	-2.98		
差	a <sub>18</sub>	0.67	a <sub>17</sub>	-2.58	a <sub>16</sub>	0.05	a <sub>15</sub>	-0.34	a <sub>14</sub>	0.19	a <sub>13</sub>	1.30	a <sub>12</sub>	-0.52	a <sub>11</sub>	-2.24	a <sub>10</sub>	-0.78	a <sub>9</sub>	-0.62

表 2 : 雨量(Precipitation) 36項調和分析表 (2)

自1931年1月份至1966年1月份

## 36-item Harmonical Analysis (2)

From JAN. 1931 To JAN. 1966

	L	R	L	R	L	R	L	R	L	R	L	R	L	R	L	R	L	R
0.00965	$\sigma_1 - 12$ -0.12								$-\sigma_7$ 15 0.15						$-\sigma_5$ 9 0.09			
0.01900		$\sigma_2 - 24$ -0.46	$\delta_1 - 16$ -0.30	$\delta_8 - 27$ -0.51				$-\delta_5 - 3$ -0.06	$\delta_4$ 8 0.15		$-\sigma_4 - 10$ -0.19				$-\sigma_8 - 21$ -0.40	$-\delta_7 - 7$ -0.13	$\delta_2$ 10 0.19	
0.02778	$\sigma_3 - 15$ -0.42				$\Sigma_1 - 6$ -0.17						$-\sigma_3 - 15$ -0.42				$-\sigma_3$ 15 0.42			
0.03571		$\sigma_4$ 10 0.36	$\delta_7$ 7 0.25	$\delta_2$ 10 0.36				$\delta_1 - 16$ -0.57	$\delta_8$ 27 0.96		$\sigma_8$ 21 0.75				$\sigma_2 - 24$ -0.86	$-\delta_5 - 3$ 0.11	$-\delta_4 - 8$ -0.29	
0.04256	$\sigma_5 - 9$ -0.38									$\sigma_1 - 12$ -0.51					$\sigma_7$ 15 0.64			
0.04811		$\sigma_6$ 15 0.72	$\delta_3 - 9$ -0.43	$\delta_8$ 15 0.72	$\Sigma_2 - 35$ -1.68	$\delta_3 - 9$ -0.43	$\delta_8 - 15$ -0.72			$-\sigma_8 - 15$ -0.72	$\Delta_1 - 12$ -0.58	$\Delta_2 - 25$ -1.20			$\sigma_8$ 15 0.72	$-\delta_8 - 9$ 0.43	$\delta_8$ 15 0.72	
0.05221	$\sigma_7 - 15$ -0.78									$-\sigma_5$ 9 0.47					$\sigma_1 - 12$ -0.63			
0.05471		$\sigma_8$ 21 1.15	$\delta_5$ 3 0.16	$\delta_4$ 8 0.44				$\delta_2$ 10 0.55			$\sigma_2 - 24$ -1.31				$-\sigma_4 - 10$ -0.55	$\delta_1 - 16$ -0.88	$\delta_8$ 27 1.48	
0.05556	$\sigma_9 - 10$ -0.56				$\Sigma_3 - 5$ -0.28	$-\delta_7 - 7$ -0.38			$\sigma_9 - 10$ -0.56						$-\sigma_9$ 103 0.56			$\Sigma_1 - 6$ -0.33
L 和	-2.26		-0.32		-0.45	-1.44			-0.87		-0.58				1.08		-0.47	-0.33
R 和		1.77		1.01	-1.68		0.94		-1.45		-1.20				-1.09		2.10	-0.28
和	$b_1$	-0.49	$b_2$	0.69	$b_3$	-2.13	$b_4$	-0.50	$b_5$	-2.32	$b_6$	-1.78	$b_7$	-0.01	$b_8$	1.63		
差	$b_{17}$	-4.03	$b_{16}$	-1.33	$b_{15}$	1.23	$b_{14}$	-2.38	$b_{13}$	0.58	$b_{12}$	0.62	$b_{11}$	2.17	$b_{10}$	-2.57	$b_9$	-0.61

n	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
a	0.6	0.1	-0.7	0.2	-1.8	-1.9	0.1	-3.0	-0.6	-0.8	-2.2	-0.5	1.3	0.2	-0.3	0.1	-2.6	0.7
b	-0.5	0.7	-2.1	-0.5	-2.3	-1.8	-0.0	1.6	-0.6	-2.6	2.2	0.6	0.6	-2.4	1.2	-1.3	-4.0	
a <sup>2</sup>	0.4	0.0	0.5	0.0	3.2	3.6	0.1	9.0	0.4	0.6	4.8	0.3	1.7	0.0	0.1	0.0	6.8	0.5
b <sup>2</sup>	0.3	0.5	4.4	0.3	5.3	3.2	0.0	2.6	0.4	6.8	4.8	0.4	0.4	5.8	1.4	1.7	16.0	
a <sup>2</sup> +b <sup>2</sup>	0.7	0.5	4.9	0.3	8.5	6.8	0.1	11.6	0.8	7.4	9.6	0.7	2.1	5.8	1.5	1.7	22.8	
$\sqrt{a^2+b^2}=C$	0.8	0.7	2.2	0.5	2.9	2.6	0.3	3.4	0.9	2.7	3.1	0.8	1.4	2.4	1.2	1.3	4.8	
a/c								0.883			0.710						0.542	
[ $\alpha$ ]								62°			45°						33°	
$\alpha$								-62°			-45°						213°	
$-\alpha/n$								8°			4°						-13°	
P																		

$$\left. \begin{array}{l} a = + \\ b = - \end{array} \right\} 180^\circ - [\alpha^\circ] = \alpha^\circ$$

$$\left. \begin{array}{l} a = - \\ b = + \end{array} \right\} -[\alpha^\circ] = \alpha^\circ$$

$$\left. \begin{array}{l} a = + \\ b = + \end{array} \right\} [\alpha^\circ] = \alpha^\circ$$

$$\left. \begin{array}{l} a = - \\ b = - \end{array} \right\} [\alpha^\circ] + 180^\circ = \alpha^\circ$$



表 3: 臺北 1 月份總降雨量

項 目	年	1966	65	64	63	62	61	60	59	58	57	56	55
1 月雨量	mm	30.3	144.1	239.4	26.3	98.5	36.8	112.5	77.9	135.7	29.3	146.8	70.5
1 月平均雨量	mm	90.4	90.4	90.4	90.4	90.4	90.4	90.4	90.4	90.4	90.4	90.4	90.4
差 數	mm	60.1	53.7	149.0	-64.1	8.1	-53.6	22.1	-12.5	45.3	-61.1	56.4	-19.9
項 目	年	1954	53	52	51	50	49	48	47	46	45	44	43
1 月雨量	mm	88.9	83.9	50.5	279.6	74.9	47.4	92.2	109.8	17.2	93.8	28.7	68.4
1 月平均雨量	mm	90.4	90.4	90.4	90.4	90.4	90.4	90.4	90.4	90.4	90.4	90.4	90.4
差 數	mm	-1.5	-6.5	-39.9	189.2	-15.5	-43.0	1.8	19.4	-73.2	3.4	-61.7	-22.0
項 目	年	1942	41	40	39	38	37	36	35	34	33	32	31
1 月雨量	mm	44.0	268.6	45.4	49.7	66.8	194.0	74.1	117.2	123.7	74.6	12.1	42.1
1 月平均雨量	mm	90.4	90.4	90.4	90.4	90.4	90.4	90.4	90.4	90.4	90.4	90.4	90.4
差 數	mm	-46.4	178.2	-45.0	-40.7	-23.6	103.6	-16.3	26.8	33.3	-15.8	-78.3	-48.3

上表 1 因差數數目有者過大，為便於計算茲以 10 公厘為基本單位（四捨五入），附表 2、3 計算如下，使用表 2 及表 3 時應注意事項有(1)：第(1)表  $Y_0$  為 1931 年與累年平均雨量之差數即  $(-48.3^{mm})$  寫為  $(-5)$  開始， $Y_1$  為 1932 年逐次填寫在上段，至  $Y_{18}$  (1949 年) 後  $Y_{19}$  (1950 年) 即填寫在  $Y_{17}$  下段，按照箭頭 ( $\leftarrow$ ) 指示方向逐次填至  $Y_{36}$  (1966 年) 即  $Y_1$  下段處，以下 K、L、S…… $\Delta$  均按照箭頭順序填寫以

附計算，次之在 cos 項計算表中  $0.00695 = \frac{\cos 100^\circ}{18}$

$$, 0.01900 = \frac{\cos 110^\circ}{18}, \quad 0.02778 = \frac{\cos 120^\circ}{18},$$

$$0.03571 = \frac{\cos 130^\circ}{18}, \quad 0.04256 = \frac{\cos 140^\circ}{18},$$

$$0.04811 = \frac{\cos 150^\circ}{18}, \quad 0.05221 = \frac{\cos 160^\circ}{18},$$

$$0.05471 = \frac{\cos 170^\circ}{18}, \quad 0.05556 = \frac{\cos 180^\circ}{18} \text{ 等之}$$

值均需與同列項相乘，舉例  $0.01900 \times (-17) = -0.32$  此等計算費時，爾後計算時常常須經此種手續故又另作計算表，附表 4、5 及 6 以便查閱應用

$$, \text{再者 } \sin \text{ 項計算中, } 0.00695 = \frac{\sin 100^\circ}{18},$$

$$0.01900 = \frac{\sin 20^\circ}{18}, \quad 0.02778 = \frac{\sin 30^\circ}{18},$$

$$0.03571 = \frac{\sin 40^\circ}{18}, \quad 0.04256 = \frac{\sin 50^\circ}{18},$$

$$0.04811 = \frac{\sin 60^\circ}{18}, \quad 0.05221 = \frac{\sin 70^\circ}{18},$$

$$0.05471 = \frac{\sin 80^\circ}{18}, \quad 0.05556 = \frac{\sin 90^\circ}{18}, \text{ 等}$$

之值亦均需與同列項相乘，其計算用常用表可與 cos 項表，附表 4、5 及 6 共用。最後一項計算（表 3 下段） $a^2$ 、 $b^2$ 、及  $\sqrt{a^2+b^2} = c$  等常用表可參照對數表中附表計算。

第 2 步驟：由第 1 步驟手續計算所得之第 3 表 c 項為各周期之振幅中，從最大振幅逐次選擇三個較大周期計算  $\frac{-\alpha}{n}$  即其方位角度，以便製雨量周期變化圖，其程序如下附圖 1、2、3、4、5 及 6 為各周期之原波形圖 1 公分等於雨量 10 公厘，共有 18 種（1 至 18），第 1 波形以 36 年為 1 周期，第 2 波形以 18 年為 1 周期，以下均同，第 7 圖為 1 月份以調和解析所得雨量及氣溫周期變化圖（附圖 7，A 及 C）及實際雨量及氣溫變化圖（附圖 7，B 及 D），其作圖方

表 4: 36 項調和解析計算表

No. 1

0.00965	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	0.000	0.010	0.019	0.029	0.039	0.048	0.058	0.068	0.077	0.087
1	0.097	0.106	0.116	0.125	0.135	0.145	0.154	0.164	0.174	0.183
2	0.193	0.203	0.212	0.222	0.232	0.241	0.251	0.261	0.270	0.280
3	0.290	0.299	0.309	0.318	0.328	0.338	0.347	0.357	0.367	0.376
4	0.386	0.396	0.405	0.415	0.425	0.434	0.444	0.454	0.463	0.473
5	0.483	0.492	0.502	0.511	0.521	0.531	0.540	0.550	0.560	0.569
6	0.579	0.589	0.598	0.608	0.618	0.627	0.637	0.647	0.656	0.666
7	0.676	0.685	0.695	0.704	0.714	0.724	0.733	0.743	0.753	0.762
8	0.792	0.782	0.791	0.801	0.811	0.820	0.830	0.840	0.849	0.859
9	0.869	0.878	0.888	0.897	0.907	0.917	0.926	0.936	0.946	0.955
0.01900	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	0.000	0.019	0.038	0.057	0.076	0.095	0.114	0.133	0.152	0.171
1	0.190	0.209	0.228	0.247	0.266	0.285	0.304	0.323	0.342	0.361
2	0.380	0.399	0.418	0.437	0.456	0.475	0.494	0.513	0.532	0.551
3	0.570	0.589	0.608	0.627	0.646	0.665	0.684	0.703	0.722	0.741
4	0.760	0.779	0.798	0.817	0.836	0.855	0.874	0.893	0.912	0.931
5	0.950	0.969	0.988	1.007	1.026	1.045	1.064	1.083	1.102	1.121
6	1.140	1.159	1.178	1.197	1.216	1.235	1.254	1.273	1.292	1.311
7	1.330	1.349	1.368	1.387	1.406	1.425	1.444	1.463	1.482	1.501
8	1.520	1.539	1.558	1.577	1.596	1.615	1.634	1.653	1.672	1.691
9	1.710	1.729	1.748	1.767	1.786	1.805	1.824	1.843	1.862	1.881
0.02778	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	0.000	0.028	0.056	0.083	0.111	0.139	0.167	0.194	0.222	0.250
1	0.278	0.306	0.333	0.361	0.389	0.417	0.444	0.472	0.500	0.528
2	0.556	0.583	0.611	0.639	0.667	0.695	0.722	0.750	0.778	0.806
3	0.833	0.861	0.889	0.917	0.945	0.972	1.000	1.028	1.056	1.083
4	1.111	1.139	1.167	1.194	1.222	1.250	1.278	1.306	1.333	1.361
5	1.389	1.417	1.444	1.472	1.500	1.528	1.556	1.583	1.611	1.639
6	1.667	1.695	1.722	1.750	1.778	1.806	1.833	1.861	1.889	1.917
7	1.945	1.972	2.000	2.028	2.056	2.083	2.111	2.139	2.167	2.194
8	2.222	2.250	2.278	2.306	2.333	2.361	2.389	2.417	2.444	2.472
9	2.500	2.528	2.556	2.583	2.611	2.639	2.667	2.695	2.722	2.750

表 5: 36 項調和解析計算表

No. 2

0.03571	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	0.000	0.036	0.071	0.107	0.143	0.179	0.214	0.250	0.286	0.321
1	0.357	0.393	0.429	0.464	0.500	0.536	0.571	0.607	0.643	0.678
2	0.714	0.750	0.786	0.821	0.857	0.893	0.928	0.964	1.000	1.036
3	1.071	1.107	1.143	1.179	1.214	1.250	1.286	1.321	1.357	1.393
4	1.429	1.464	1.500	1.536	1.571	1.607	1.643	1.678	1.714	1.750

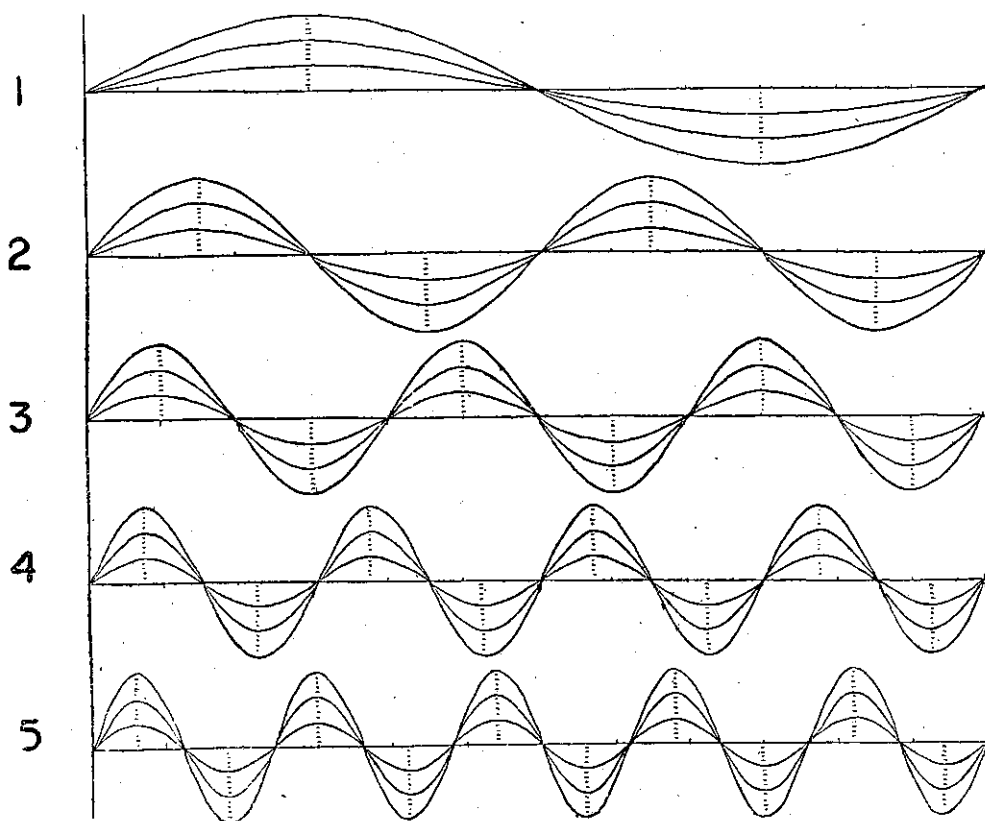
5	1.786	1.821	1.857	1.893	1.928	1.964	2.000	2.036	2.071	2.107
6	2.143	2.179	2.214	2.250	2.286	2.321	2.357	2.393	2.429	2.464
7	2.500	2.536	2.571	2.607	2.643	2.678	2.714	2.750	2.786	2.821
8	2.857	2.893	2.928	2.964	3.000	3.036	3.071	3.107	3.143	3.179
9	3.214	3.250	3.286	3.321	3.357	3.393	3.429	3.464	3.500	3.536
0.04256	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	0.000	0.043	0.085	0.128	0.170	0.213	0.255	0.298	0.340	0.383
1	0.426	0.468	0.511	0.553	0.596	0.628	0.681	0.724	0.766	0.809
2	0.851	0.894	0.936	0.999	1.021	1.064	1.107	1.149	1.192	1.234
3	1.277	1.319	1.362	1.404	1.447	1.490	1.532	1.575	1.617	1.660
4	1.702	1.745	1.788	1.830	1.873	1.915	1.958	2.000	2.043	2.085
5	2.128	2.170	2.213	2.255	2.298	2.340	2.383	2.426	2.468	2.511
6	2.553	2.596	2.638	2.681	2.724	2.766	2.809	2.851	2.894	2.936
7	2.979	3.021	3.064	3.107	3.149	3.192	3.234	3.277	3.319	3.362
8	3.404	3.447	3.490	3.532	3.575	3.617	3.660	3.702	3.745	3.788
9	3.830	3.873	3.915	3.958	4.001	4.043	4.085	4.128	4.170	4.213
0.04811	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	0.000	0.048	0.096	0.144	0.192	0.241	0.289	0.337	0.385	0.433
1	0.481	0.529	0.577	0.625	0.674	0.722	0.770	0.818	0.866	0.914
2	0.962	1.010	1.058	1.107	1.155	1.203	1.251	1.299	1.347	1.395
3	1.443	1.491	1.540	1.588	1.636	1.684	1.732	1.780	1.838	1.876
4	1.924	1.973	2.021	2.069	2.117	2.165	2.213	2.261	2.309	2.357
5	2.406	2.454	2.502	2.550	2.600	2.646	2.694	2.742	2.790	2.838
6	2.887	2.935	2.983	3.031	3.079	3.127	3.175	3.223	3.271	3.320
7	3.368	3.416	3.464	3.512	3.560	3.608	3.656	3.704	3.753	3.801
8	3.849	3.897	3.945	3.993	4.041	4.089	4.137	4.186	4.234	4.282
9	4.330	4.378	4.426	4.474	4.522	4.570	4.619	4.667	4.715	4.763

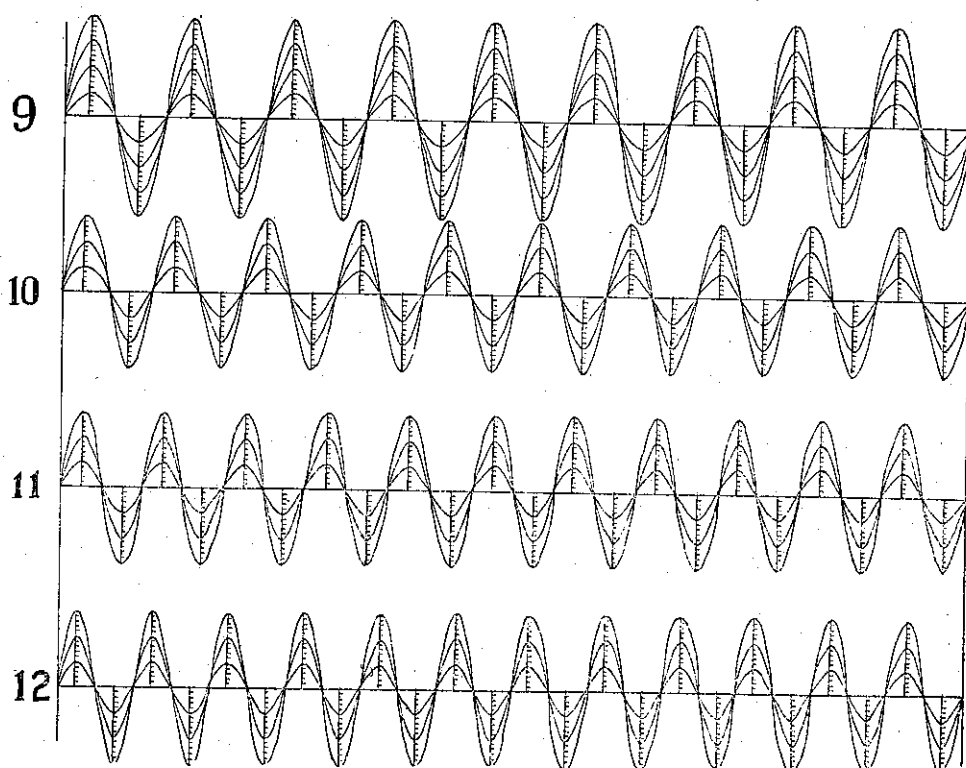
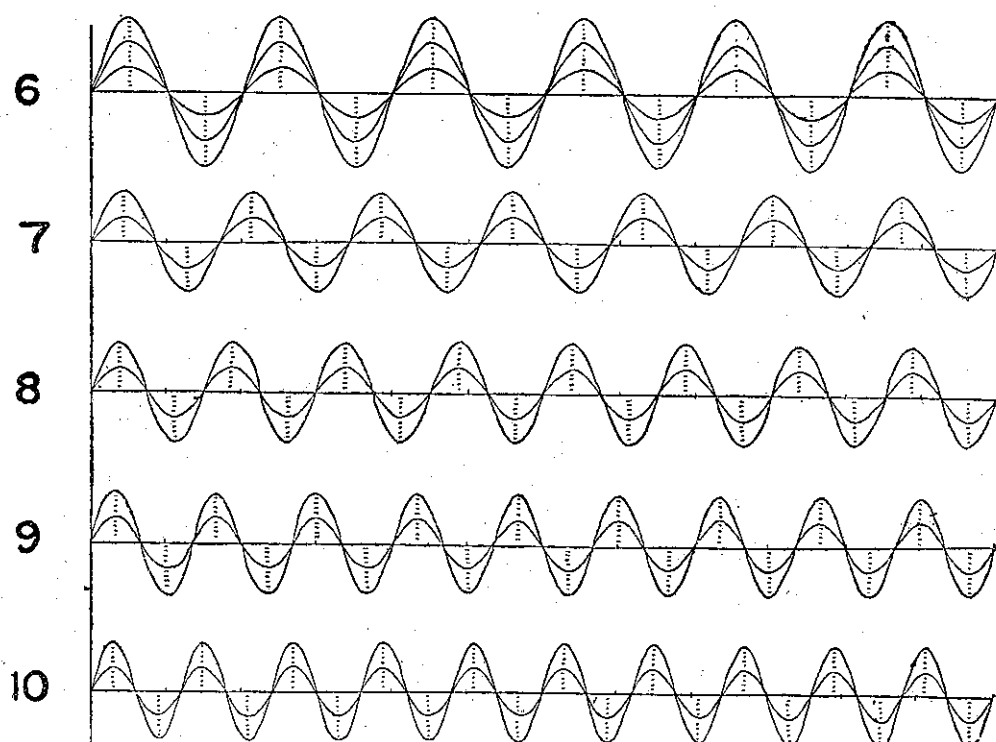
表 6:36 項調和解析計算表

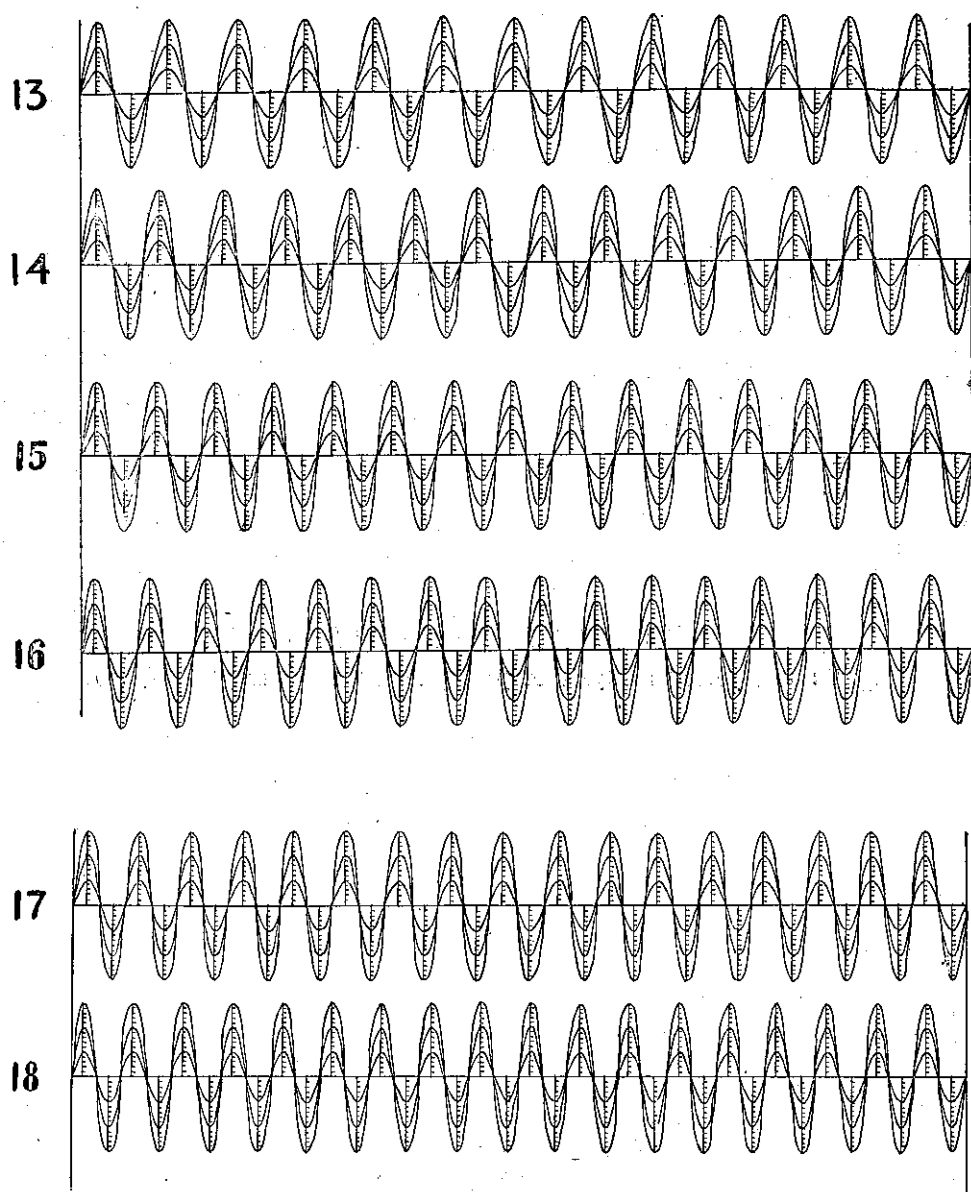
No. 3

0.05221	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	0.000	0.052	0.104	0.157	0.209	0.261	0.313	0.365	0.418	0.470
1	0.522	0.574	0.627	0.679	0.731	0.783	0.835	0.888	0.940	0.992
2	1.044	1.096	1.149	1.201	1.253	1.305	1.357	1.410	1.462	1.514
3	1.566	1.619	1.671	1.723	1.775	1.827	1.880	1.932	1.984	2.036
4	2.088	2.141	2.193	2.245	2.297	2.349	2.402	2.454	2.506	2.558
5	2.661	2.663	2.715	2.767	2.819	2.872	2.924	2.976	3.028	3.080
6	3.183	3.185	3.237	3.289	3.341	3.394	3.446	3.498	3.550	3.602
7	3.655	3.707	3.759	3.811	3.864	3.916	3.968	4.020	4.072	4.125
8	4.177	4.229	4.281	4.333	4.386	4.438	4.490	4.542	4.594	4.647
9	4.699	4.751	4.803	4.856	4.908	4.960	5.012	5.064	5.117	5.169
0.05471	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	0.000	0.055	0.109	0.164	0.219	0.274	0.328	0.383	0.438	0.492
1	0.547	0.602	0.657	0.711	0.766	0.821	0.875	0.930	0.985	1.039

2	1.094	1.149	1.204	1.258	1.313	1.368	1.422	1.477	1.532	1.587
3	1.641	1.696	1.751	1.805	1.860	1.915	1.970	2.024	2.079	2.134
4	2.188	2.243	2.298	2.353	2.472	2.462	2.517	2.571	2.626	2.681
5	2.736	2.790	2.845	2.900	2.954	3.009	3.064	3.118	3.173	3.228
6	3.288	3.337	3.392	3.447	3.501	3.556	3.611	3.666	3.720	3.775
7	3.830	3.884	3.939	3.994	4.047	4.103	4.158	4.213	4.267	4.322
8	4.377	4.432	4.486	4.541	4.596	4.650	4.705	4.760	4.814	4.869
9	4.924	4.979	5.033	5.088	5.143	5.197	5.252	5.307	5.362	5.416
0.05556	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	0.000	0.056	0.111	0.167	0.222	0.278	0.333	0.389	0.444	0.500
1	0.556	0.611	0.667	0.722	0.778	0.833	0.889	0.945	1.000	1.056
2	1.111	1.167	1.222	1.278	1.333	1.389	1.445	1.500	1.556	1.611
3	1.667	1.722	1.778	1.833	1.889	1.945	2.000	2.056	2.111	2.167
4	2.222	2.278	2.334	2.389	2.445	2.500	2.556	2.611	2.667	2.722
5	2.778	2.834	2.889	2.945	3.000	3.056	3.111	3.167	3.222	3.278
6	3.334	3.389	3.445	3.500	3.556	3.611	3.667	3.723	3.778	3.834
7	3.899	3.945	4.000	4.056	4.111	4.167	4.223	4.278	4.334	4.389
8	4.445	4.500	4.556	4.611	4.667	4.723	4.778	4.834	4.889	4.945
9	5.000	5.056	5.112	5.167	5.203	5.278	5.334	5.389	5.445	5.500







法，即由第2步驟前段所選擇之三個較大周期（第8、11及13）併與原波形即第8、11及13波形，按照各波之振幅第8波形為3.4公分，11為3.1公分，17為4.8公分， $\frac{-\alpha}{n}$ 為正值時其度數從左邊算起， $\frac{-\alpha}{n}$ 為負值時其度數從右邊算起，繪竣全波形，並延長按波形趨勢到，1966年之翌年及翌年之翌年（即1968年），然後圖上1967年，1968年之各波形合成點處計算其合成結果即為該月之預報降雨量，將合成所得之降

雨量預報均繪成各圖B及D後段，用第7圖B可知1967年1月份預報值比歷年平均值少5公厘，1968年一月份將比歷年平均多60公厘，歷年平均值為90.4公厘故，臺北市1967年1月份雨量預報為90mm-5mm=85mm，1968年1月份雨量預報為90mm+60mm=150mm，上例為1月份雨量預報，其餘各月均可由同法求得，茲附每一個月降雨量及氣溫所經製成之圖表7至18以便參考。

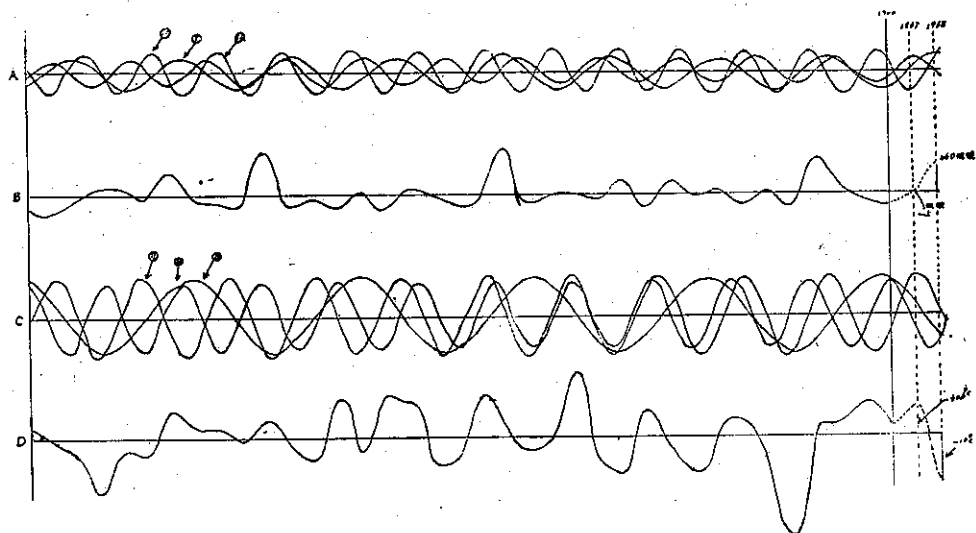


圖 7：雨量及氣溫周期分析圖（1 月份）

Fig. 7 : The period analysis of precipitation and Tempature (Jan)

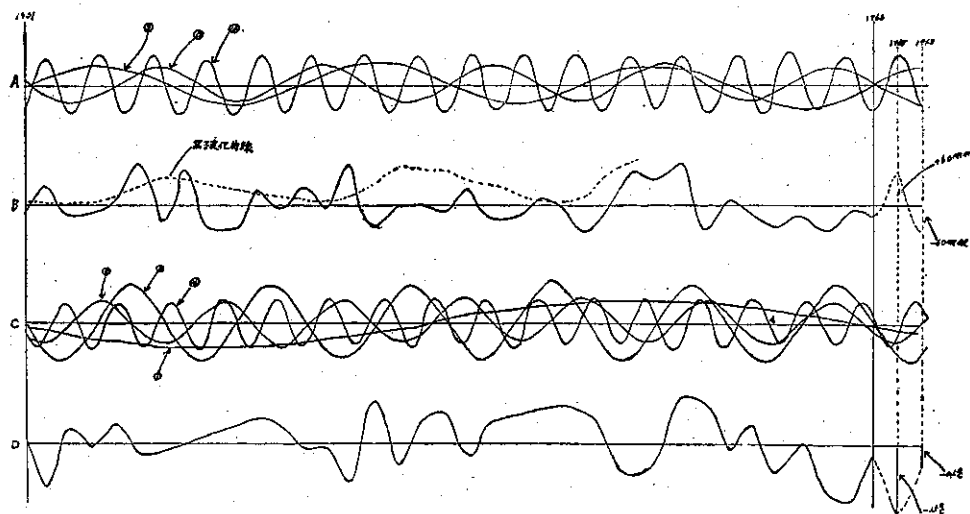


圖 8：雨量及氣溫周期分析圖（2 月份）

Fig. 8 : The period analysis of precipitation and Tempature (Feb)

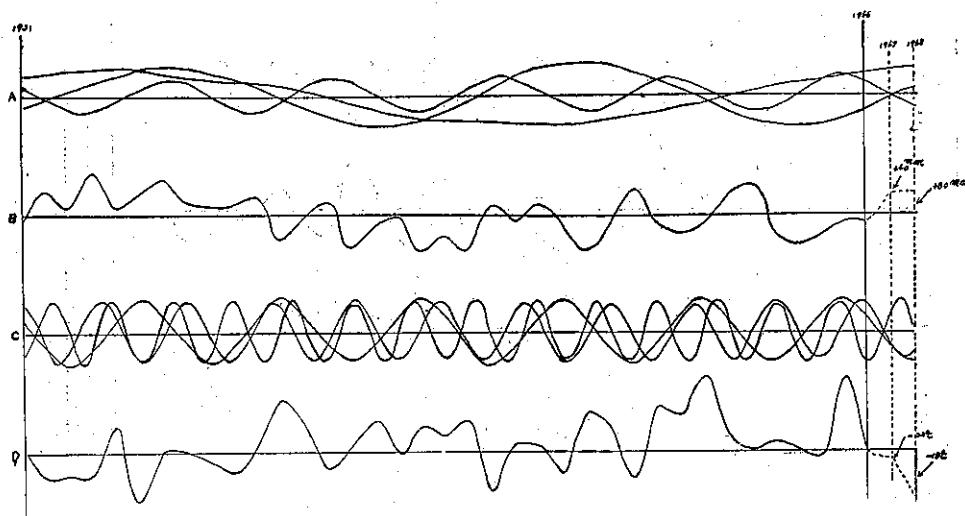


圖 9：雨量及氣溫周期分析圖（3月份）

Fig. 9 : The period analysis of precipitation and Tempture (Mar)

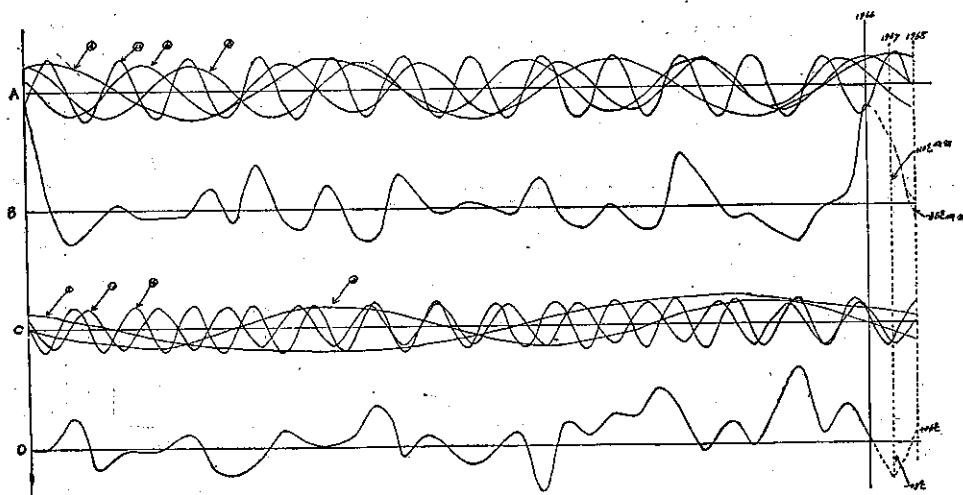


圖10：雨量及氣溫周期分析圖（4月份）

Fig. 10 : The period analysis of precipitation and Tempture (Apr)



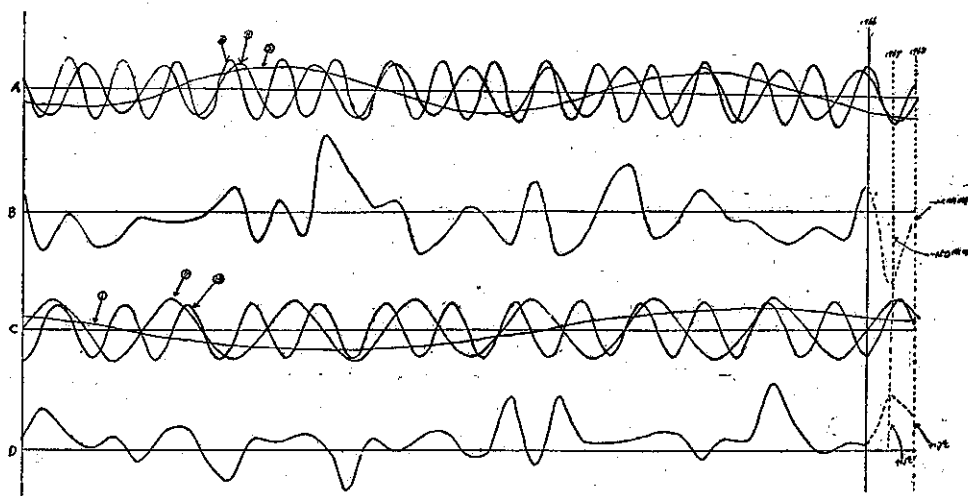


圖11：雨量及氣溫周期分析圖（5月份）

Fig. 11 : The period analysis of precipitation and Tempture (May)

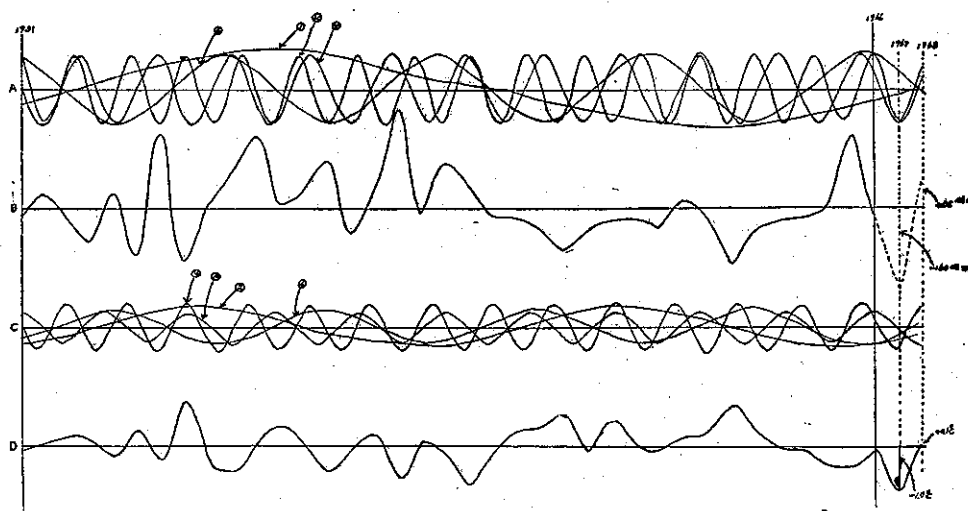


圖12：雨量及氣溫周期分析圖（6月份）

Fig. 12 : The period analysis of precipitation and Tempture (June)

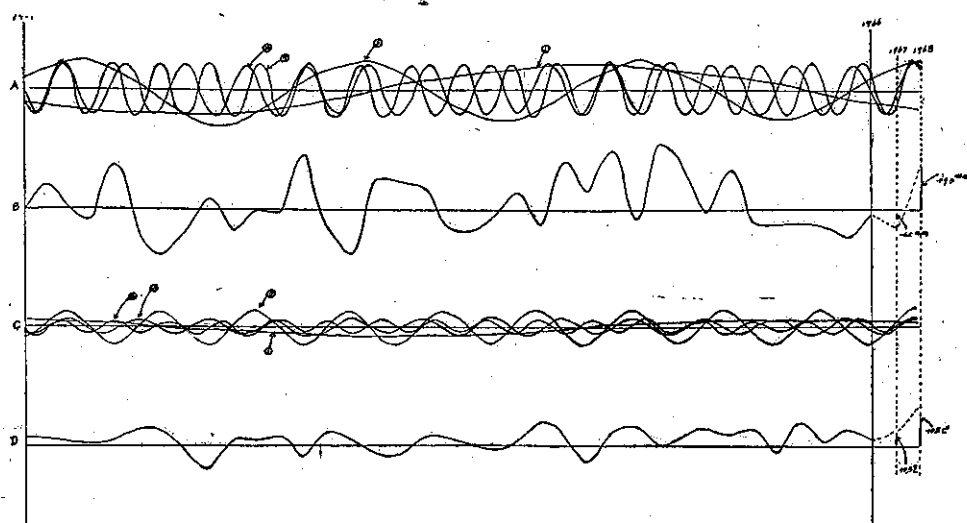


圖13：雨量及氣溫周期分析圖（7月份）

Fig. 13: The period analysis of precipitation and Tempture (July)

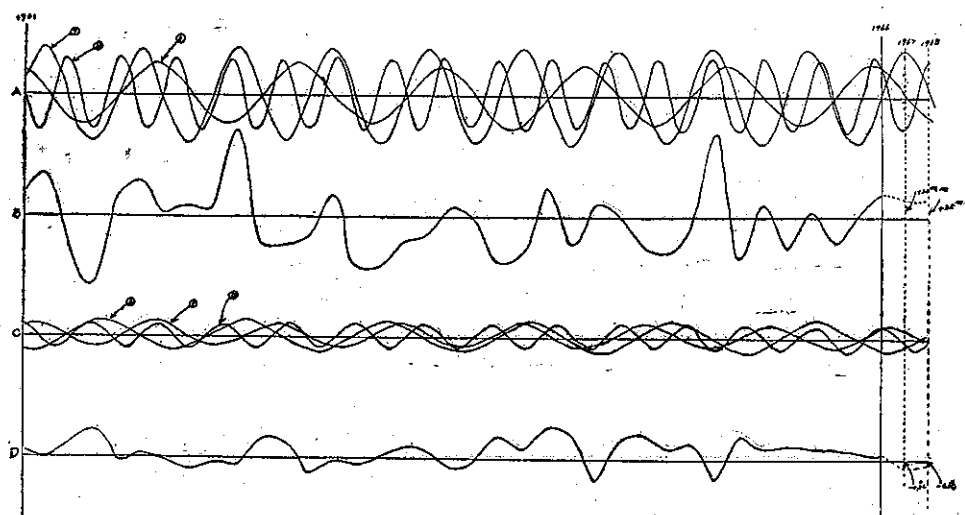


圖14：雨量及氣溫周期分析圖（8月份）

Fig. 14: The period analysis of precipitation and Tempture (Aug)



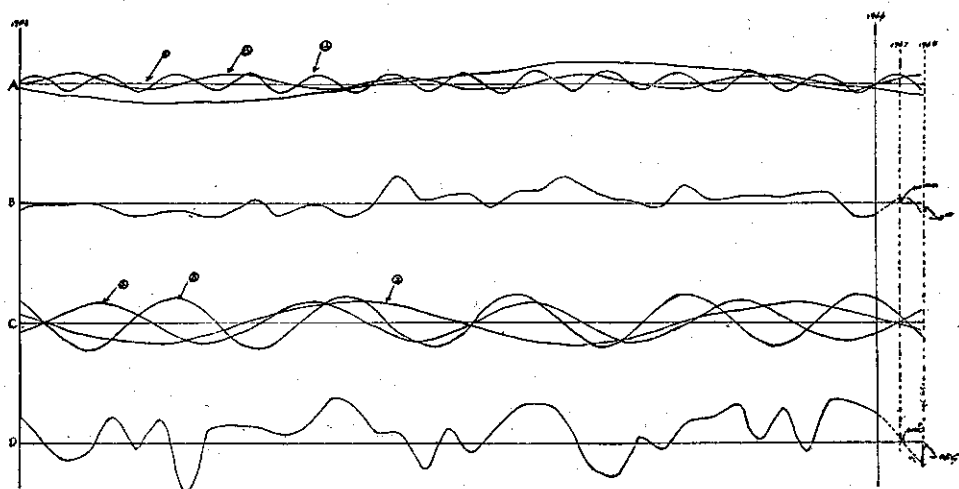


圖17：雨量及氣溫周期分析圖（11月份）

Fig. 17: The period analysis of precipitation and Tempture (Nov)

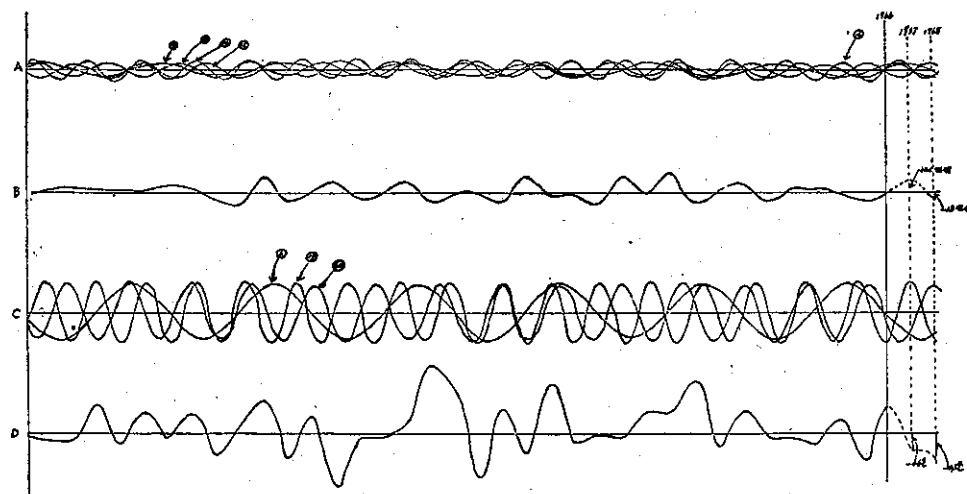


圖18：雨量及氣溫周期分析圖（12月份）

Fig. 18: The period analysis of precipitation and Tempture (Dec)

#### 四、周期分析計算結果

從圖表 7 至 18 為每月之降雨量與每月平均氣溫求得之預測值與歷年平均值列表如下：

表 7：每月降水量及氣溫之預報值與歷年平均降水量及氣溫值

1967年	項 目 \ 月 別	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
雨 量	歷年雨量總平均	90	140	170	170	219	305	247	291	222	120	69	74
"	周期分析計算值	-5	+60	+40	+130	-150	-160	-45	+30	-70	+30	+10	+25
"	實際預報值	85	200	210	300	69	145	202	321	152	150	79	99
1968年	項 目 \ 月 別	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
雨 量	歷年雨量總平均	90	140	170	170	219	305	247	291	222	120	69	74
"	周期分析計算值	+60	-60	+40	-35	-25	+55	+90	+35	+80	+15	-25	-18
"	實際預報值	150	80	210	135	194	250	337	326	302	135	44	56
1967年	項 目 \ 月 別	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
氣 溫	歷年氣溫平均值	15.2	15.1	17.2	20.8	24.2	26.7	28.2	28.1	26.5	23.1	20.1	17.0
"	周期分析計算值	+0.6	-1.5	-0.2	-0.9	+1.1	-1.0	+0.3	-0.2	-0.2	-0.6	±0.0	-0.4
"	實際預報值	15.8	13.6	17.0	19.8	25.3	25.7	27.9	27.9	26.3	22.5	20.1	16.6
1968年	項 目 \ 月 別	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
氣 溫	歷年氣溫平均值	15.2	15.1	17.2	20.8	24.2	26.7	28.2	28.1	26.5	23.1	20.1	17.0
"	周期分析計算值	-1.0	-0.5	-1.0	+0.4	+0.7	+0.1	+0.8	-0.1	+0.3	±0.0	-0.5	-0.5
"	實際預報值	14.2	14.6	16.2	21.2	24.9	26.8	29.0	28.0	26.8	23.1	19.6	16.5

#### 五、各月周期分析及討論

茲將圖 7 至 18 止之每月之顯著周期與實際變化，比較結果逐月詳述如下：

(1) 1 月份：1 月份雨量較少，其中周期較顯著為 8、11 及 13 即 3 年乃至 4 年周期，亦因其變化較為複雜，振幅亦較小而在圖上不甚顯著，由此可以證明臺北每年 1 月份雨量是無特殊很大變動，其變化實均係受西伯利亞寒冷高氣壓之影響，故預報值與實際值甚接近，次之氣溫變化周期以 5、10 及 11 振幅較大，按實際氣溫變化與周期 5 即約 7 年周期變化相似，故按照周期 5 預報將最為理想，且由圖上可以看出冬季氣溫變化較大，其中且顯示約 7 年有一次較寒冷之冬天。氣溫變化與雨量變化從實際曲線比較並無顯著相關關係，其原因為冬季降雨係受乾燥大陸氣團之影響而變化較少，有以致之。

(2) 2 月份：雨量之顯著周期為 3、5 及 16，其周期較長者為 12 年、7 年及 2 年餘。12 年變化與太陽黑子活動大致相同且與實際亦極相似，參照圖表 7 之 B 曲線，可看出周期 3 與太陽黑子活動變化曲線兩相比照，發現周期 3 較黑子變化約提早 2 年，因太陽黑子活動最顯著者為 11 年半故，如預測 2 月份雨量傾向，利用周期 3 較為容易。次之氣溫周期為 1、6、7 及 16 即 36 年、6 年及 2 年餘周期，與雨量周期（2 月份）相似，因 6 年周期為 12 年周期之半數，故亦與太陽黑子活動相關。其中周期 6 振幅最大且與實際氣溫變化非常相似故，預報 2 月氣溫亦容易，且周期 1 為 36 年周期亦可以說是長年變化，所以按照周期 1 變化推算可知自 1967 年以降約 18 年間之冬天，臺北之最低氣溫值在 2 月份將均較歷年來寒冷。

(3) 3 月份：雨量周期 1、2 及 5 較為顯著，即 86 年及 18 年及 7 年為較長周期，可說是周期變化中較單

調者，而且周期變化與歷年平均雨量變化極接近，因之預測3月份雨量亦極容易，按照上項三周期變化推算未來五、六年之雨量將有增加之傾向。在氣溫之變化周期分析結果與雨量比較，其傾向相差甚大，即氣溫周期為6、10及14均為短期變化為6年、3年至2年之周期，且圖9之B與D曲線即雨量與氣溫實際變化曲線有負相關關係，即氣溫較低年，為雨量較多年，但氣溫周期之振幅略相同故無任何代表性，因之難以預測，所以要預測3月份氣溫，須應用氣溫與雨量之負相關關係，較為簡單，預測1967年以降為低溫年。

(4) 4月份：雨量周期4、5、6及12之振幅均相等，故無代表性成為極不規則變化，因之預測4月份雨量甚為困難，其方法只有合成4、5、6及12之周期推算，氣溫周期與雨量同樣各振幅略相同之故，亦無代表性，詳細分析結果與3月份相同，氣溫與雨量有負相關關係，由此預測1967年及1968年之4月份比歷年氣溫為低，雨量為多的傾向。

(5) 5月份：雨量及氣溫周期變化雖有長年周期（雨量有18年，氣溫有36年周期），但其周期之振幅甚小且極不規則故，與4月份同樣無法找出其代表性，由3月、4月及5月份分析可知春季天氣變化甚複雜且容易變化，與短期預報相同，其準確率甚低，可以說天氣變化甚不穩定，且觀察3、4及5月雨量相差不大平均為150公厘至200公厘之間，氣溫亦平均為20度左右，並無發生異冷及高溫現象，在預報價值上來說，其效果亦甚微故，可以按照歷年平均值增減周期較大之數值而預測。

(6) 6月份：6月份在本省北部地區，特別在臺北，從歷年降雨量可看出，是一年中最多雨量之一個月，因之如預報準確，亦為最有利用價值之一個月，茲將本月份周期分析結果詳細討論如下。雨量周期變化顯著如圖12可看出為1、4、11及15即36年、9年、3年至2年之變化。周期1即36年周期變化異常顯明與圖12之B曲線即實際雨量變化曲線大略相同，可以說近18年是降雨最少之年，至1966年是降雨少的末期，按照周期1曲線推測，自1968年開始6月份降雨量將有增加之傾向，再加考慮周期4即9年周期變化，可以說9年有一次最多及最少之降雨年，因之6月份降雨量預測與實際極接近。次之周期1為36年變化，我們稱為Brückner周期，與梅雨強度有密切關係，為極有價值等待研究項目之一。分析氣溫周期變化為2、4、10及14即18年、9年及3年等周期，其中

周期2即18年周期與實際極相似，加上振幅較大之周期14，即更接近實際氣溫變化曲線，且6月份降雨與氣溫變化有顯明的負相關關係，即預測1967及1968年為低溫且多雨的趨勢。

(7) 7月份：雨量周期以1、3、14及17較顯明，即36年、12年、3年至2年周期，周期1及3之合成波形與實際極相似，7月份亦有Brückner周期（周期1）與太陽黑子活動周期11年半（周期3）一致，所以預測7月份雨量應按照周期1及3推算，且周期14及17振幅也較大，故周期14及17之最高及最低重複之年，應考慮加減推算未來降水量。氣溫周期變化與6月及8月份極接近，即各顯著波形之振幅均減少，振幅極微，有若夏季氣溫變化較少之傾向，故無特別預報價值。

(8) 8月份：雨量周期比較短為6、9及16即6年、4年及2年餘，其中周期9即4年周期最顯明與實際變化曲線相似，與夏季氣壓之4年周期變化一致，可以說與夏季太平洋海洋高氣壓之消長有密切關係，另有待研究之價值。至於周期16振幅最大，故應用其最高及最低發現年時，加減其降水量而預報較為適宜。氣溫周期與上（7）月份分析所提各波形振幅減少相同，亦無特殊預報價值。

(9) 9月份：雨量周期以1、10及14較顯著即36年、4年至2年之長周期及短周期，9月份實際變化曲線大略與36年周期相同，但因周期14振幅最大，故每兩年餘即有增減特大之趨勢，因之此短周期在預報時應加以考慮。氣溫周期因本省平均自9月中旬開始受大陸氣團進入影響，氣溫周期之振幅有增大趨勢，9月份氣溫周期為4、8及12即9年、4年及3年周期，其振幅大略相同，但9年周期與實際氣溫變化曲線極相似，故仍可按照9年周期當基本變化，然後加上4年及3年周期變化而預報為適宜。

(10) 10月份：雨量周期為1、5及10即36年、7年及3年餘之周期，此等周期之振幅減弱，開始呈冬季型，即成為少雨型，但周期5即7年周期較為顯明與實際降雨曲線極相似，由此周期可以看出，過去10年間為缺降雨型。氣溫周期分析結果與本月份雨量相反，各較大周期3、14及16之振幅呈為氣溫冬季型，開始增大，其中周期3即12年周期之振幅最大與實際氣溫變化曲線極相似，按照此12年周期預報未來6年間10月份氣溫將比歷年平均為低，且與雨量有負相關，故雨量反而有增加趨勢。

(11) 11月份：本月雨量分析結果，周期1及5與

降 水 量 (Precipitation mm)

— 42 —

臺 北 Taipei	1 月 Jan.	平均 Mean	差 Anomaly	2 月 Feb.	平均 Mean	差 Anomaly	3 月 Mar.	平均 Mean	差 Anomaly	4 月 Apr.	平均 Mean	差 Anomaly	5 月 May.	平均 Mean	差 Anomaly	6 月 June.	平均 Mean	差 Anomaly
1966	150.5	90.4	+ 60.1	118.1	139.8	- 21.7	138.5	169.7	- 31.2	198.4	169.8	+ 28.6	65.2	219.4	-124.2	596.4	304.9	+291.5
65	144.1	"	+ 53.7	29.0	"	-110.8	186.8	"	- 82.9	158.1	"	- 11.7	157.3	"	- 62.1	318.4	"	+ 13.5
64	239.4	"	+149.0	104.1	"	- 35.9	160.2	"	-109.5	0.9	"	-168.9	86.6	"	-132.8	257.8	"	- 47.1
63	26.3	"	- 64.1	44.5	"	- 95.3	87.4	"	- 82.3	45.5	"	-124.3	108.9	"	-110.5	232.3	"	- 72.6
62	98.5	"	+ 8.1	85.7	"	- 54.1	302.2	"	+132.5	116.9	"	- 52.9	184.0	"	- 35.5	212.8	"	- 92.1
61	36.8	"	- 53.6	157.1	"	+ 17.3	250.2	"	+ 80.5	112.5	"	- 57.3	193.8	"	- 25.6	169.3	"	-235.6
60	112.5	"	+ 22.1	30.5	"	-109.3	133.6	"	- 36.1	247.7	"	+ 77.9	316.4	"	+ 97.0	242.9	"	- 62.0
59	77.9	"	- 12.5	317.4	"	+177.6	100.5	"	- 69.2	393.6	"	+223.8	182.4	"	- 37.0	335.7	"	+ 30.8
58	135.7	"	+ 45.3	243.1	"	+103.3	137.2	"	- 32.5	56.9	"	-112.9	105.0	"	-114.4	215.6	"	- 89.3
57	29.3	"	- 61.1	277.9	"	+138.1	281.5	"	+111.8	89.1	"	- 80.7	417.4	"	+198.4	256.7	"	- 48.2
56	146.8	"	+ 56.4	163.1	"	- 23.3	112.2	"	- 57.5	172.4	"	+ 2.6	315.5	"	+ 96.1	241.2	"	- 63.7
55	70.5	"	- 19.9	24.4	"	-115.4	20.8	"	-148.9	70.6	"	- 99.2	97.4	"	-122.0	217.9	"	- 87.0
54	88.9	"	- 1.5	125.4	"	- 14.4	139.9	"	- 29.8	112.4	"	- 57.4	33.3	"	-186.1	121.3	"	-183.6
53	83.9	"	- 6.5	156.4	"	+ 16.6	217.9	"	+ 48.2	291.8	"	+122.0	341.9	"	-122.5	205.7	"	- 99.2
52	50.5	"	- 39.9	78.8	"	- 61.0	142.1	"	- 27.6	133.6	"	- 36.2	80.5	"	-138.9	258.5	"	- 46.4
51	279.6	"	+189.2	76.0	"	- 63.8	196.1	"	+ 26.4	161.7	"	- 8.1	188.3	"	- 31.1	262.2	"	- 42.7
50	74.9	"	- 15.5	198.6	"	+ 58.8	16.1	"	-153.5	192.4	"	+ 22.6	235.4	"	+ 16.0	404.6	"	+ 99.7
49	47.4	"	- 43.0	104.7	"	- 35.1	84.4	"	- 85.3	141.0	"	- 28.8	115.3	"	-104.1	492.0	"	+187.1
48	92.2	"	+ 1.8	141.5	"	+ 1.7	10.3	"	-159.4	190.3	"	+ 20.5	35.8	"	-183.6	271.3	"	- 33.6
47	109.8	"	+ 19.4	133.3	"	- 6.5	163.8	"	- 5.9	311.8	"	+142.0	268.4	"	+ 49.0	711.6	"	+406.7
46	17.2	"	- 73.2	29.5	"	-110.3	116.1	"	- 53.6	23.6	"	-146.2	203.6	"	- 15.8	371.0	"	+ 66.1
45	93.8	"	+ 3.4	302.8	"	+163.0	32.1	"	-137.6	65.0	"	-104.8	361.4	"	+142.0	199.3	"	-105.6
44	28.7	"	- 61.7	116.5	"	- 23.3	219.6	"	+ 49.9	269.1	"	+ 99.3	533.1	"	+313.7	507.2	"	+202.3
43	68.4	"	- 22.0	213.7	"	+ 73.9	143.4	"	- 26.3	82.2	"	- 87.6	113.4	"	-106.0	360.6	"	+ 55.7
42	44.0	"	- 46.4	119.7	"	- 20.1	60.2	"	-109.5	133.9	"	- 35.9	263.7	"	+ 44.3	321.0	"	+ 16.1
41	268.6	"	+178.2	196.4	"	+ 56.6	246.5	"	+ 76.8	364.2	"	+194.4	83.9	"	-135.5	608.3	"	+303.4
40	45.4	"	- 45.0	31.1	"	-108.7	196.9	"	+ 27.2	112.4	"	- 57.4	316.1	"	+ 96.7	441.9	"	+137.0
39	49.7	"	- 40.7	37.6	"	-102.2	197.4	"	+ 27.7	263.2	"	+ 93.4	217.3	"	- 2.1	402.8	"	+ 97.9
38	66.8	"	- 23.6	278.2	"	+138.4	220.9	"	+ 51.2	141.3	"	- 28.5	178.3	"	- 41.1	86.6	"	-218.3
37	194.0	"	+103.6	58.6	"	- 81.2	322.4	"	+152.7	139.9	"	- 29.9	174.2	"	- 45.2	618.4	"	+313.5
36	74.1	"	- 16.3	316.5	"	+176.7	262.9	"	+ 93.2	135.0	"	- 34.8	186.8	"	- 32.6	93.5	"	-211.4
35	117.2	"	+ 26.8	126.7	"	- 13.1	199.8	"	+ 30.1	189.8	"	+ 20.0	89.5	"	-129.9	361.2	"	+ 56.3
34	123.7	"	+ 33.3	95.6	"	- 44.2	350.3	"	+180.6	100.2	"	- 69.6	71.0	"	-148.4	166.4	"	-138.5
33	74.6	"	- 15.8	101.1	"	- 38.7	200.9	"	+ 31.2	29.6	"	-140.2	210.4	"	- 9.0	271.1	"	- 33.8
32	12.1	"	- 78.3	222.3	"	+ 82.5	268.5	"	+ 98.8	261.1	"	+ 91.3	64.4	"	-155.0	365.0	"	+ 60.1
31	42.1	"	- 48.3	102.5	"	- 37.3	135.2	"	- 34.5	595.6	"	+425.8	333.4	"	+114.0	251.0	"	- 53.9

降 水 量 (Precipitation mm.)

臺 北 Taipei	7 月 July.	平均 Mean	差 Anom- aly	8 月 Aug.	平均 Mean	差 Anom- aly	9 月 Sep.	平均 Mean	差 Anom- aly	10月 Oct.	平均 Mean	差 Anom- aly	11月 Nov.	平均 Mean	差 Anom- aly	12月 Dec.	平均 Mean	差 Anom- aly	合計 Total	平均 Mean	差 Anom- aly
1966	114.3	246.5	-132.2	291.2	286.1	+ 5.1	714.6	221.6	+493.0	20.3	120.1	- 99.8	3.6	69.3	- 65.7	36.0	74.3	- 33.3	2326.9	2111.9	+ 215.0
65	169.1	"	- 77.4	180.1	"	-106.1	53.6	"	-168.0	96.5	"	- 23.6	109.4	"	+ 40.1	67.2	"	- 7.1	1569.6	"	- 542.3
64	179.6	"	- 66.9	309.0	"	+ 22.9	190.6	"	- 31.0	97.8	"	- 22.3	111.2	"	+ 41.9	88.7	"	+ 14.4	1474.8	"	- 637.1
63	178.9	"	- 67.6	151.1	"	-135.0	635.1	"	+413.5	26.3	"	- 93.8	91.5	"	+ 22.2	80.2	"	+ 5.9	1708.0	"	- 403.9
62	175.8	"	- 70.7	338.9	"	+ 52.8	306.3	"	+ 84.7	104.3	"	- 15.8	99.1	"	+ 29.8	38.3	"	- 36.0	2062.8	"	- 49.1
61	404.6	"	+158.1	101.2	"	-184.9	348.0	"	+126.4	86.8	"	- 33.3	49.9	"	+ 19.4	114.8	"	+ 40.5	1925.0	"	-186.9
60	227.4	"	- 19.1	629.5	"	+343.4	186.8	"	- 34.8	66.1	"	- 54.0	78.2	"	+ 8.9	72.8	"	- 1.5	2344.4	"	+ 232.5
59	426.9	"	+180.4	239.9	"	- 46.2	218.1	"	- 3.5	128.5	"	+ 8.4	136.7	"	+ 67.4	35.2	"	- 39.1	2592.8	"	+ 480.9
58	519.0	"	+272.5	123.8	"	-162.3	181.0	"	- 40.6	98.5	"	- 21.6	49.8	"	- 19.5	152.9	"	+ 78.6	2018.5	"	- 93.4
57	194.3	"	- 52.2	156.9	"	-129.2	225.3	"	- 3.7	113.9	"	- 6.2	78.6	"	+ 9.3	74.2	"	- 0.1	2195.1	"	+ 83.2
56	489.3	"	+242.8	295.1	"	+ 9.0	315.7	"	+ 94.1	104.0	"	- 16.1	92.0	"	+ 22.7	146.8	"	+ 72.5	2594.1	"	+ 482.2
55	312.4	"	+ 65.9	339.5	"	+ 53.4	354.0	"	+132.4	77.4	"	- 42.7	117.3	"	+ 48.0	25.0	"	- 49.3	1727.2	"	- 384.7
54	344.6	"	+198.1	151.9	"	-134.2	82.9	"	-138.7	165.4	"	+ 45.3	193.0	"	+123.7	68.5	"	- 5.8	1627.5	"	- 484.4
53	178.8	"	- 67.7	410.2	"	+124.1	265.8	"	+ 44.2	97.6	"	- 22.5	122.7	"	+ 53.4	61.0	"	- 13.3	2433.7	"	+ 321.8
52	317.7	"	+ 71.2	140.7	"	-145.4	130.2	"	- 91.4	35.0	"	- 85.1	115.9	"	+ 46.6	141.2	"	+ 66.9	1624.7	"	- 487.2
51	204.9	"	- 41.6	89.2	"	-196.9	175.3	"	- 46.3	150.2	"	+ 30.1	48.3	"	- 21.0	37.2	"	+ 37.1	1869.0	"	- 242.9
50	146.5	"	-100.0	262.5	"	- 23.6	194.3	"	- 27.3	206.6	"	+ 86.5	115.9	"	+ 46.6	68.8	"	- 5.5	2116.7	"	+ 4.8
49	171.6	"	- 74.9	321.0	"	+ 34.9	151.2	"	- 70.4	211.7	"	+ 91.6	36.9	"	+ 32.4	67.2	"	- 7.1	1944.4	"	-167.5
48	342.3	"	+ 95.8	207.6	"	- 78.5	328.7	"	+107.1	67.3	"	- 52.8	55.7	"	+ 13.6	33.3	"	- 41.0	1785.3	"	- 326.6
47	353.1	"	+106.6	182.8	"	-103.3	202.1	"	- 19.5	420.8	"	+300.7	187.8	"	+118.5	127.5	"	+ 53.2	3172.8	"	+1060.9
46	377.4	"	+130.9	74.7	"	-211.4	135.7	"	- 85.9	192.4	"	+ 72.3	58.5	"	- 10.8	69.2	"	- 5.1	1668.9	"	- 443.0
45	60.2	"	-186.3	80.1	"	-206.0	204.9	"	- 16.7	142.2	"	+ 22.1	10.5	"	- 58.8	45.7	"	- 28.6	1598.0	"	- 513.9
44	138.4	"	-113.1	372.4	"	+ 86.3	27.5	"	-194.1	37.3	"	- 82.8	59.7	"	- 9.6	116.6	"	+ 42.3	2426.1	"	+ 314.2
43	471.5	"	+225.0	193.4	"	- 92.7	65.9	"	-155.7	13.5	"	-106.6	56.0	"	- 13.3	67.8	"	- 6.5	1849.8	"	- 262.1
42	239.4	"	- 7.1	160.8	"	-125.3	185.5	"	- 36.1	49.9	"	- 70.2	18.0	"	- 51.3	34.3	"	- 40.0	1630.4	"	- 481.5
41	246.6	"	+ 0.1	169.5	"	-116.6	251.1	"	+ 29.5	66.4	"	- 53.7	94.2	"	+ 24.9	148.3	"	+ 74.0	2744.0	"	+ 632.1
40	156.6	"	- 89.9	647.2	"	+361.1	395.0	"	+173.4	69.7	"	-150.4	30.0	"	- 39.3	6.9	"	+ 7.4	2449.2	"	+ 337.3
39	293.1	"	+ 46.6	311.9	"	+ 25.8	133.2	"	- 88.4	303.5	"	+183.4	19.0	"	- 50.3	34.5	"	- 39.8	2263.2	"	+ 151.3
38	164.4	"	- 82.1	326.8	"	+ 40.7	298.9	"	+ 77.3	75.3	"	- 44.8	40.8	"	- 28.5	91.4	"	+ 17.1	1969.7	"	- 142.2
37	67.4	"	-189.1	291.6	"	+ 5.5	97.3	"	-124.3	31.0	"	- 89.1	25.2	"	- 44.1	108.0	"	+ 33.7	2128.0	"	+ 16.1
36	162.0	"	- 84.5	437.6	"	+151.5	76.4	"	-145.2	74.2	"	- 45.9	16.9	"	- 52.4	77.1	"	+ 2.8	1913.0	"	-198.9
35	442.5	"	+196.0	375.3	"	+ 89.2	134.3	"	- 87.3	40.2	"	- 79.9	41.2	"	- 28.1	94.4	"	+ 20.1	2211.8	"	+ 99.9
34	204.0	"	- 42.5	8.5	"	-277.6	109.2	"	-112.4	109.1	"	- 11.0	66.0	"	- 3.3	94.9	"	+ 20.6	1498.9	"	- 613.0
33	253.7	"	+ 7.2	146.4	"	-139.7	230.7	"	+ 9.1	211.7	"	+ 91.6	56.4	"	- 12.9	56.1	"	+ 18.2	1842.7	"	- 269.2
32	347.7	"	+101.2	463.4	"	+177.3	116.8	"	-104.8	46.9	"	- 73.2	61.1	"	- 8.2	79.4	"	+ 5.1	2308.7	"	+ 196.8
31	212.8	"	- 33.7	375.5	"	+ 89.4	198.3	"	- 23.3	86.2	"	- 33.9	33.7	"	- 35.6	66.4	"	- 7.9	2432.7	"	+ 320.8



氣 溫 (Temperature °C)

臺 北 Taipei	1 月 Jan.	平均 Mean	差 Anomaly	2 月 Feb.	平均 Mean	差 Anomaly	3 月 Mar.	平均 Mean	差 Anomaly	4 月 Apr.	平均 Mean	差 Anomaly	5 月 May.	平均 Mean	差 Anomaly	6 月 June.	平均 Mean	差 Anomaly
1966	16.7	15.2	+ 1.5	17.6	15.1	+ 2.5	20.3	17.2	+ 3.1	22.4	20.8	+ 1.6	24.4	24.2	+ 0.2	25.9	26.7	- 0.8
65	15.9	"	+ 0.7	17.1	"	+ 2.0	16.9	"	- 0.3	21.0	"	+ 0.2	24.0	"	- 0.2	25.9	"	- 0.8
64	15.7	"	+ 0.5	15.1	"	± 0.0	17.2	"	± 0.0	24.0	"	+ 3.2	25.0	"	+ 0.8	26.5	"	- 0.2
63	11.0	"	- 4.2	13.7	"	- 1.4	17.5	"	+ 0.3	22.3	"	+ 1.5	27.0	"	+ 2.8	26.6	"	- 0.1
62	12.8	"	- 2.4	15.8	"	+ 0.7	17.2	"	± 0.0	20.6	"	- 0.2	24.6	"	+ 0.4	27.2	"	+ 0.5
61	14.6	"	- 0.6	14.8	"	- 0.3	17.9	"	+ 0.7	21.7	"	+ 0.9	24.7	"	+ 0.5	28.5	"	+ 1.8
60	15.7	"	+ 0.5	16.7	"	+ 1.6	20.4	"	+ 3.2	20.4	"	- 0.4	23.8	"	- 0.4	27.3	"	+ 0.6
59	13.7	"	- 1.5	17.1	"	+ 2.0	18.8	"	+ 1.6	21.8	"	+ 1.0	24.9	"	+ 0.7	27.1	"	+ 0.4
58	14.5	"	- 0.7	14.3	"	- 0.8	19.1	"	+ 1.9	23.1	"	+ 2.3	25.0	"	+ 0.8	26.4	"	- 0.3
57	16.4	"	+ 1.2	13.6	"	- 1.5	16.1	"	- 1.1	21.9	"	+ 1.1	24.6	"	+ 0.4	26.6	"	- 0.1
56	13.7	"	- 1.5	14.9	"	- 0.2	18.3	"	+ 1.1	22.0	"	+ 1.2	24.6	"	+ 0.4	27.9	"	+ 1.2
55	14.0	"	- 1.2	16.4	"	+ 1.3	18.9	"	+ 1.7	21.1	"	+ 0.3	24.5	"	+ 0.3	26.5	"	- 0.2
54	17.8	"	+ 2.6	16.6	"	+ 1.5	16.3	"	- 0.9	21.8	"	+ 1.0	26.4	"	+ 2.2	28.1	"	+ 1.4
53	15.1	"	- 0.1	16.4	"	+ 1.3	17.4	"	+ 0.2	18.7	"	- 2.1	23.5	"	- 0.7	27.5	"	+ 0.8
52	14.7	"	- 0.5	16.2	"	+ 1.1	17.6	"	+ 0.4	21.3	"	+ 0.5	26.5	"	+ 2.3	27.4	"	+ 0.7
51	15.6	"	+ 0.4	16.0	"	+ 0.9	15.5	"	- 1.7	20.5	"	- 0.3	24.0	"	- 0.2	26.5	"	- 0.2
50	16.9	"	+ 1.7	14.5	"	- 0.6	18.5	"	+ 1.3	19.9	"	- 0.9	24.0	"	- 0.2	25.0	"	- 1.7
49	14.3	"	- 0.9	16.3	"	+ 1.2	17.9	"	+ 0.7	20.5	"	- 0.3	25.0	"	+ 0.8	26.4	"	- 0.3
48	14.0	"	- 1.2	16.0	"	+ 0.9	18.3	"	+ 1.1	21.2	"	+ 0.4	24.6	"	+ 0.4	26.9	"	+ 0.2
47	16.6	"	+ 1.4	14.1	"	- 1.0	17.1	"	- 0.1	20.3	"	- 0.5	24.1	"	- 0.1	25.3	"	- 1.4
46	16.9	"	+ 1.7	16.8	"	+ 1.7	18.5	"	+ 1.3	22.5	"	+ 1.7	24.7	"	+ 0.5	27.2	"	+ 0.5
45	14.5	"	- 0.7	13.4	"	- 1.7	17.5	"	+ 0.3	21.2	"	+ 0.4	22.5	"	- 1.7	26.5	"	- 0.2
44	16.8	"	+ 1.6	14.9	"	- 0.2	16.5	"	- 0.7	20.9	"	+ 0.1	24.4	"	+ 0.2	25.6	"	- 1.1
43	14.2	"	- 1.0	14.9	"	- 0.2	18.3	"	+ 1.1	20.9	"	+ 0.1	24.9	"	+ 0.7	26.8	"	+ 0.1
42	14.8	"	- 0.4	15.9	"	+ 0.8	19.4	"	+ 2.2	21.5	"	+ 0.7	24.5	"	+ 0.3	27.6	"	+ 0.9
41	15.9	"	+ 0.7	16.2	"	+ 1.1	17.5	"	+ 0.3	20.2	"	- 0.6	24.7	"	+ 0.5	26.9	"	+ 0.2
40	15.0	"	- 0.2	15.8	"	+ 0.7	16.3	"	- 0.9	19.6	"	- 1.2	22.9	"	- 1.3	25.6	"	- 1.1
39	15.6	"	+ 0.4	15.4	"	+ 0.3	16.8	"	- 0.4	19.7	"	- 1.1	23.6	"	- 0.6	26.0	"	- 0.7
38	15.6	"	+ 0.4	15.0	"	- 0.1	17.2	"	± 0.0	21.3	"	+ 0.5	25.2	"	+ 1.0	28.6	"	+ 1.9
37	16.3	"	+ 1.1	14.7	"	- 0.4	17.2	"	± 0.0	20.8	"	± 0.0	24.8	"	+ 0.6	26.1	"	- 0.6
36	14.4	"	- 0.8	14.6	"	- 0.5	15.1	"	- 2.1	20.6	"	- 0.2	23.6	"	- 0.6	27.4	"	+ 0.7
35	14.6	"	- 0.6	15.9	"	+ 0.8	18.3	"	+ 1.1	20.6	"	- 0.2	24.7	"	+ 0.5	26.3	"	- 0.4
34	12.9	"	- 2.3	14.9	"	- 0.2	16.2	"	- 1.0	19.8	"	- 1.0	24.2	"	± 0.0	27.0	"	+ 0.3
33	14.5	"	- 0.7	15.7	"	+ 0.6	16.2	"	- 1.0	22.0	"	+ 1.2	24.8	"	+ 0.6	27.1	"	+ 0.4
32	15.0	"	- 0.2	13.1	"	- 2.0	16.1	"	- 1.1	20.8	"	± 0.0	25.9	"	+ 1.7	26.8	"	+ 0.1
31	15.6	"	+ 0.4	15.6	"	+ 0.5	17.3	"	+ 0.1	20.8	"	± 0.0	24.4	"	+ 0.2	26.5	"	- 0.2

氣 溫 (Temperature °C)

臺 北 Taipei	7 月 July	平均 Mean	差 Anom- aly	8 月 Aug.	平均 Mean	差 Anom- aly	9 月 Sep.	平均 Mean	差 Anom- aly	10月 Oct.	平均 Mean	差 Anom- aly	11月 Nov.	平均 Mean	差 Anom- aly	12月 Dec.	平均 Mean	差 Anom- aly	合計 Total	平均 Mean	差 Anom- aly
1966	28.9	28.2	+ 0.7	28.3	28.1	+ 0.2	24.3	26.5	- 2.2	23.8	23.1	+ 0.7	21.7	20.1	+ 1.6	18.1	17.0	+ 1.1	22.7	21.9	+ 0.8
65	28.3	"	+ 0.1	23.5	"	+ 0.4	26.0	"	- 0.5	24.1	"	+ 1.0	21.9	"	+ 1.8	17.5	"	+ 0.5	22.3	"	+ 0.4
64	29.2	"	+ 1.0	28.5	"	+ 0.4	28.4	"	+ 1.9	25.1	"	+ 2.0	19.7	"	- 0.4	16.5	"	- 0.5	22.6	"	+ 0.7
63	27.9	"	- 0.3	28.7	"	+ 0.6	27.8	"	+ 1.3	23.1	"	+ 0.0	21.5	"	+ 1.4	16.8	"	- 0.2	22.0	"	+ 0.1
62	28.9	"	+ 0.7	28.5	"	+ 0.4	27.5	"	+ 1.0	23.6	"	+ 0.5	20.2	"	+ 0.1	16.8	"	- 0.2	22.0	"	+ 0.1
61	28.6	"	+ 0.4	29.0	"	+ 0.9	27.5	"	+ 1.0	23.8	"	+ 0.7	21.7	"	+ 1.6	17.9	"	+ 0.9	22.6	"	+ 0.7
60	28.9	"	+ 0.7	27.2	"	- 0.9	27.7	"	+ 1.2	23.4	"	+ 0.3	21.1	"	+ 1.0	16.4	"	- 0.6	22.4	"	+ 0.5
59	28.5	"	+ 0.3	28.7	"	+ 0.6	26.8	"	+ 0.3	22.7	"	- 0.4	21.0	"	+ 0.9	19.1	"	+ 2.1	22.5	"	+ 0.6
58	28.2	"	± 0.0	23.5	"	+ 0.4	27.5	"	+ 1.0	23.5	"	+ 0.4	19.8	"	- 0.3	17.8	"	+ 0.8	22.3	"	+ 0.4
57	29.0	"	+ 0.8	29.1	"	+ 1.0	25.8	"	- 0.7	22.5	"	- 0.6	20.3	"	+ 0.2	17.9	"	+ 0.9	22.0	"	+ 0.1
56	28.7	"	+ 0.5	28.8	"	+ 0.7	26.6	"	+ 0.1	23.3	"	+ 0.2	18.7	"	- 1.4	15.8	"	- 0.2	22.0	"	+ 0.1
55	27.5	"	- 0.7	27.2	"	- 0.9	27.1	"	+ 0.6	22.0	"	- 1.1	19.0	"	- 1.1	16.9	"	- 0.1	21.8	"	- 0.1
54	28.6	"	+ 0.4	29.1	"	+ 1.0	27.3	"	+ 0.8	23.1	"	± 0.0	20.9	"	+ 0.8	16.5	"	- 0.5	22.7	"	+ 0.8
53	29.2	"	+ 1.0	29.4	"	+ 1.3	26.9	"	+ 0.4	24.8	"	+ 1.7	21.7	"	+ 1.6	19.1	"	+ 2.1	22.5	"	+ 0.6
52	28.3	"	+ 0.1	28.5	"	+ 0.4	27.2	"	+ 0.7	23.5	"	+ 0.4	21.6	"	+ 1.5	16.1	"	- 0.9	22.4	"	+ 0.5
51	28.0	"	- 0.2	29.0	"	+ 0.9	27.3	"	+ 0.8	23.9	"	+ 0.8	20.7	"	+ 0.6	18.0	"	+ 1.0	22.1	"	+ 0.2
50	28.2	"	± 0.0	27.9	"	- 0.2	26.9	"	+ 0.4	24.3	"	+ 1.2	19.6	"	- 0.5	15.1	"	- 1.9	21.7	"	- 0.2
49	28.5	"	+ 0.3	27.7	"	- 0.4	27.5	"	+ 1.0	23.3	"	+ 0.2	20.7	"	+ 0.6	18.6	"	+ 1.6	22.3	"	+ 0.4
48	28.5	"	+ 0.3	28.4	"	+ 0.3	27.1	"	+ 0.6	23.6	"	+ 0.5	19.0	"	- 1.1	19.8	"	+ 2.8	22.3	"	+ 0.4
47	27.8	"	- 0.4	28.6	"	+ 0.5	27.4	"	+ 0.9	22.2	"	- 0.9	20.5	"	+ 0.4	17.4	"	+ 0.4	21.8	"	- 0.1
46	27.9	"	- 0.3	28.2	"	+ 0.1	28.1	"	+ 1.6	22.8	"	- 0.3	20.5	"	+ 0.4	16.8	"	- 0.2	22.6	"	+ 0.7
45	28.4	"	+ 0.2	27.8	"	- 0.3	27.0	"	+ 0.5	21.6	"	- 1.5	21.7	"	+ 1.6	16.8	"	- 0.2	21.6	"	- 0.3
44	28.8	"	+ 0.6	27.9	"	- 0.2	27.5	"	+ 1.0	24.4	"	+ 1.3	21.9	"	+ 1.8	14.7	"	- 2.3	22.0	"	+ 0.1
43	27.7	"	- 0.5	27.5	"	- 0.6	27.6	"	+ 1.1	23.5	"	+ 0.4	20.7	"	+ 0.6	17.7	"	+ 0.7	22.1	"	+ 0.2
42	28.6	"	+ 0.4	28.8	"	+ 0.7	26.7	"	+ 0.2	24.2	"	+ 1.1	20.4	"	+ 0.3	15.9	"	- 1.1	22.4	"	+ 0.5
41	28.4	"	+ 0.2	28.9	"	+ 0.8	26.6	"	+ 0.1	23.9	"	+ 0.8	20.8	"	+ 0.7	18.4	"	+ 1.4	22.4	"	+ 0.5
40	28.5	"	+ 0.3	27.8	"	- 0.3	26.0	"	- 0.5	24.2	"	+ 1.1	20.8	"	+ 0.7	17.3	"	+ 0.3	21.7	"	- 0.2
39	27.2	"	- 1.0	27.9	"	- 0.2	25.7	"	- 0.8	23.5	"	+ 0.4	20.7	"	+ 0.6	16.1	"	- 0.9	21.5	"	- 0.4
38	27.9	"	- 0.3	27.5	"	- 0.6	26.6	"	+ 0.1	24.3	"	+ 1.2	19.1	"	- 2.0	17.8	"	+ 0.8	22.2	"	+ 0.3
37	28.8	"	+ 0.6	27.9	"	- 0.2	27.6	"	+ 1.1	23.9	"	+ 0.8	21.1	"	+ 1.0	16.8	"	- 0.2	22.2	"	+ 0.3
36	28.9	"	+ 0.7	28.2	"	+ 0.1	26.1	"	- 0.4	22.2	"	- 0.9	19.8	"	- 0.3	17.9	"	+ 0.9	21.6	"	- 0.3
35	28.4	"	+ 0.2	27.9	"	- 0.2	25.3	"	- 1.2	25.1	"	+ 2.0	21.2	"	+ 1.1	16.4	"	- 0.6	22.1	"	+ 0.2
34	28.3	"	+ 0.1	29.2	"	+ 1.1	27.6	"	+ 1.1	22.4	"	- 0.7	19.8	"	- 0.3	18.2	"	+ 1.2	21.7	"	- 0.2
33	28.4	"	+ 0.2	28.7	"	+ 0.6	27.3	"	+ 0.8	22.8	"	- 0.3	19.4	"	- 0.7	16.6	"	- 0.4	22.0	"	+ 0.1
32	28.5	"	+ 0.3	28.1	"	± 0.0	26.0	"	- 0.5	22.8	"	- 0.3	20.1	"	± 0.0	16.7	"	- 0.3	21.7	"	- 0.2
31	28.4	"	+ 0.2	28.3	"	+ 0.2	27.0	"	+ 0.5	22.0	"	- 1.1	21.2	"	+ 1.1	16.9	"	- 0.1	22.0	"	+ 0.1

10月份相同顯明，因此兩月份之實際變化曲線比較，殆有相似趨勢，特別周期5開始年極接近，且周期開始年亦極接近，可以這兩個月周期變化有連續性，即因受大陸高氣壓影響而變化，因之可說秋季雨量變化為穩定，且亦缺少雨水，11月份雨量按照周期1變化預測，未來15年間，比歷年將有增多趨勢與10月份一樣。氣溫周期也開始有規則變化，其周期為2、4及5即18年，9年及7年之長期周期與冬季之1月及2月份同樣振幅增大，重複來冬季氣溫變化與大陸寒冷氣團有密切相關是為大家已知之重要條件。本月份氣溫周期變化中，振幅最大之周期5與實際氣溫變化曲線極相似。按照每一個月的分析結果，筆者得到預報指針，就是周期較長且振幅大的一個月，即周期變化穩定時，比較容易預測且極有利用價值。

(2)12月份：本月雨量周期變化，如圖18均為短期變化且振幅在全年中為最小，反而氣溫變化振幅極大，按照冬季雨量振幅小（即缺水時期），氣溫周期之振幅大之法則而變化，本月雨量及氣溫周期均短小即2年至3年周期極顯明而不穩定，但雨量振幅變化較小故預測數值不致相差太大。氣溫預報應按照振幅較大之周期17即約2年有一次低溫發生。

## 六、結 論

應用周期法推算將來之氣象要素，在觀念上非常適切，但我們須考慮者，即我們所施引之預報係假設過去之周期變化在振幅及周期上有持續之特性，因之如計算結果，發現無顯著周期，亦即各周期振幅相差不大時，將無法預測將來之氣象要素，且如周期變化顯著特出時亦即不合周期變化有持續性之假設，則由此所求得之預報值其準確性亦將因之相對減低，是以本文所研究之周期法最重要之關鍵，是在含有上述之假設，周期法亦可以說是一種客觀法，有時亦難免發生預報和實際不十分相符之事例，但大體言在尚無其他更佳更確切之長期預報方法可循時，則此法實亦殊有研究應用之價值。茲將以上每月詳分細述分析，所得之重要預報特性歸納如下。

(1)雨量周期變化，於秋、冬期，從周期變化相似點而定為10月至2月份為本省之乾燥期即降雨量缺少時期，因從周期分析結果其振幅為微小且周期短少，可知預報困難且預報價值亦不大，猶如我們通常一般天氣預報，若天氣變化無大變動繼續數日一樣天氣時發佈之預報是比較容易的並無傑出意義，我們所應注意預報之重點在特殊天氣變化，例如顯著冷鋒過境或

颱風之侵襲與突來之豪雨等等之現象，我們如可以準確的預測特殊天氣的話，其利用價值是很大的，所以在此研究結果，本人仍向夏季雨量之變化重視。由每月分析，夏季，即自3月至9月，從周期變化相似點而定夏季其雨量周期發現有較長期且振幅增大之現象，按照最大振幅及最長期之周期作基礎而預報次年以降之降雨傾向將為最適宜的方法。

(2)1月至12月周期分析結果，發現雨量周期1即36年周期有6次（3月、6月、7月、9月、10月及11月）及氣溫周期1有2、4及5月3次，所謂Brückner周期即由德國人Brückner(1890)所發見的35年災害發生周期完全一致，是否與太陽黑子出現周期11.5年之3倍周期約35~36年有相關，另待研究。再者周期3即12周期，雨量發現2月及7月之兩次及氣溫在10月發現共3次亦直接與太陽黑子發現周期一致。

(3)每月周期分析結果，發現雨量及氣溫周期5及6即約7年周期共雨量有2、3及4月（周期5及6於4月一致發生），8月、10月及11月之7次，氣溫為1、2、3、8、11月及12月之6次，總計有18次。這7年周期與日本所研究之海水溫度，冷害，梅雨兩周期及春季之降水量周期一致，亦係與歐洲諸國所研究已知之天氣變化周期相合，到今其導致此種周期之原因，雖尚待研究，然由於這7年周期發生次數特多且其振幅亦大，故預測各天氣要素時甚有考慮及應用之價值。

(4)氣溫與降雨量在振幅及周期長度上完全相反，於夏季氣溫周期變化較小，但於冬季周期變化較大，故可說夏季氣溫之預報價值小，冬季預報價值大。舉例說冬季發生極寒現象對於農作物能發生冷害，如提早預測未來冬季氣溫傾向，蒙受之利益實際甚大，因之筆者特別重視冬季之氣溫預報之準確性。

在本文所應用之周期法，先進國家已應用日久，最近電子計算機出現後，其計算更趨迅速確實，如利用電子計算機計算我們亦更易發現氣象變化周期性，可在長期預報中應用，各國長期預報均施行本國之資料作預報，供應水利、農業等應用，但我國雖開始應用電子計算機計算其他有關資料之分析，對氣象方面可以說未曾有人應用周期法研究我國之氣象變化，故筆者不考慮計算複雜，以製造計算工作表，一一計算。筆者希望最近將來，應該利用本省70年來之寶貴氣象資料，以電子計算機施行計算各氣象要素之周期變化，供各有關機構參考來發展我們科學與經濟，本研究

因第一次之試辦，且因低緯度天氣變化複雜，有待檢討處尚多，希望專家不吝指教共謀長期預告之發展。茲附所經用計算表48份（省略）及所應用資料6份以便參考。

### 參 考 文 獻

1. 徐晉淮(1965)：波數分析在長期預報上之應用，氣象學報 Vol. 11, No. 1 pp.14-27.
2. 高橋浩一郎(1956)：季節預報について，氣象研究ノート，Vol. 7, No. 4, 5.
3. 齊藤直輔(1957)：雨量預報論，氣象協會。
4. 資料調查會編(1956)：雨量の觀測と預報，現代と將來，日本氣象學會。
5. J. Namias, (1947)：Extended Forecasting by Mean Circulation Methods, Washington, Weather Bureau.
6. J. Namias, (1953)：Thirty Day Forecasting：a review of a ten year experiment, met. monographs, Vol. 2, No. 6.
7. 有住直介、平塚和夫(1963)：波數分析預報法，全國預報技術檢討會資料，昭和37年度發行。
8. 長尾隆(1957)：調和解析について，かしわ，No. 7, pp. 59-67.



# 民國五十六年颱風調查報告

## 第二號颱風娜拉

### Report on Typhoon "Nora"

#### Abstract

Nora had its beginning in a small tropical depression behind the typhoon Marge on 27 August. The disturbance progressed westward and then developed to a tropical storm on the next day. As Marge gradually change its course toward west-south-west into Bashi channel, Nora turned its direction to west-north-west and directly toward Taiwan. Fortunately, the highest wind velocity near its center was only about 65 knots as reported by reconnaissance aircraft. Hence Nora remained a tropical storm stage and also weakened before she landed at the north of Hwalien.

The maximum wind speed on this island was 25m/s as recorded at An-pu, Yung-min-shan and 11.3m/s was recorded at Hwalien. Heavy rainfall was founded over southeast coast and some central mountain regions, which were reported between the range of 150-200mm. Only light damage of highways was reported during Nora's passage.

#### 一、前言

娜拉 (Nora) 爲本年內第二次侵襲臺灣之颱風。前此，六月終，雖有艾妮達 (Anita) 颱風穿越巴士海峽，一度威脅本省南部，本省曾發出海上及陸上颱風警報，但未發生災情，故未列爲侵臺颱風。

正當瑪芝 (Marge) 颱風在巴士海峽之東方，向西進行之際。8月27日2時之地面天氣圖上，瑪芝後方出現一小型熱帶低氣壓，尾隨西進。28日14時，此一低壓即發展成輕度颱風，即「娜拉」(Nora)。隨後，瑪芝偏向西南西，中心逼近呂宋島之東北海岸後再折向進入巴士海峽，而娜拉則走向西北西，終於穿越本省。幸此一颱風威力甚弱，登陸後衰退益顯。本島見於鞍部之最大風速不過每秒25公尺而已！故娜拉雖登陸花蓮附近，災情至爲輕微。30日入臺灣海峽，在金門附近登陸，未幾即衰退成熱帶低壓。

娜拉過境，各地雨量亦不大，均不足 200 公厘，故未釀成水災。茲將娜拉颱風之發生與經過，路徑與天氣圖形勢，各地氣象及災情分述如下：

#### 二、娜拉颱風之發生與經過

八月爲熱帶氣旋在西北太平洋地區最活動之月份。月初，美安 (Fran)、喬琪亞 (Georgia)、及艾倫 (Ellen) 自西向東排列，同時出現在地面天氣圖上，但均未威脅臺灣。不久，賀普 (Hope) 又發生在喬琪亞之東方。此後，ITC 上之熱帶低壓甚爲活躍，然均未見其發展。

月中，艾瑞絲 (Iris) 生成於南海地區，但一般而論，風暴並不活動。直至八月下旬，西太平洋上熱帶氣旋再度活躍。先有瓊安 (Joan) 颱風生成，隨後又有凱蒂 (Kate) 和魯依絲 (Louise) 分別見於南海及菲列賓群島之東北方。

25日14時之地面天氣圖上，菲列賓東北方之熱帶低壓發展成輕度颱風，命名「瑪芝」(Marge)，以時速10浬走向西北西，隨後其路徑逐漸偏左，終成西南西。27日2時，瑪芝之中心位於北緯19.2度，東經126.2度。在其後方，出現一熱帶低壓。此低壓尾隨瑪芝前進，但偏向西北西。翌日20時，發展成輕度颱風，命

名「娜拉」(Nora)，測得中心位於 $22.3^{\circ}\text{N}$ ， $128.2^{\circ}\text{E}$ ，最大風速為每秒30公尺，以時速13浬走向西北西。

29日8時之地面天氣圖上，娜拉與瑪芝之勢力旗鼓相當，娜拉位於臺灣之東方；瑪芝則在臺灣之南方。前者之中心已進抵 $23.1^{\circ}\text{N}$ ， $124.9^{\circ}\text{E}$ ，中心附近之最大風速略增，經測得為每秒32公尺。時速30浬之暴風半徑約150浬。

12小時後，瑪芝進入南海，轉變為熱帶低壓，娜拉則逼近臺灣東海岸，中心氣壓在985-990mb之間，以時速15浬向西。

29日午夜前後，娜拉在花蓮附近登陸。登陸後，

中心最大風速減為20m/s。清晨4時，在新竹南方出海，隨後入臺灣海峽後益見其衰退，而瑪芝殘餘部份之熱帶低壓，則轉向巴士海峽，故二者仍有「藤原效應」之跡象可尋。

娜拉在金門附近登陸後，即減弱為熱帶低壓，繼續移向閩浙山地，至31日始告全部消失。

本局初因瑪芝颱風之逼近本省，在26日22時20分發佈第5次第1號海上颱風警報，至28日22時40分即因娜拉出現直趨本島而發出海上及陸上颱風警報。30日10時20分，解除警報，娜拉颱風之路徑見圖1所示。

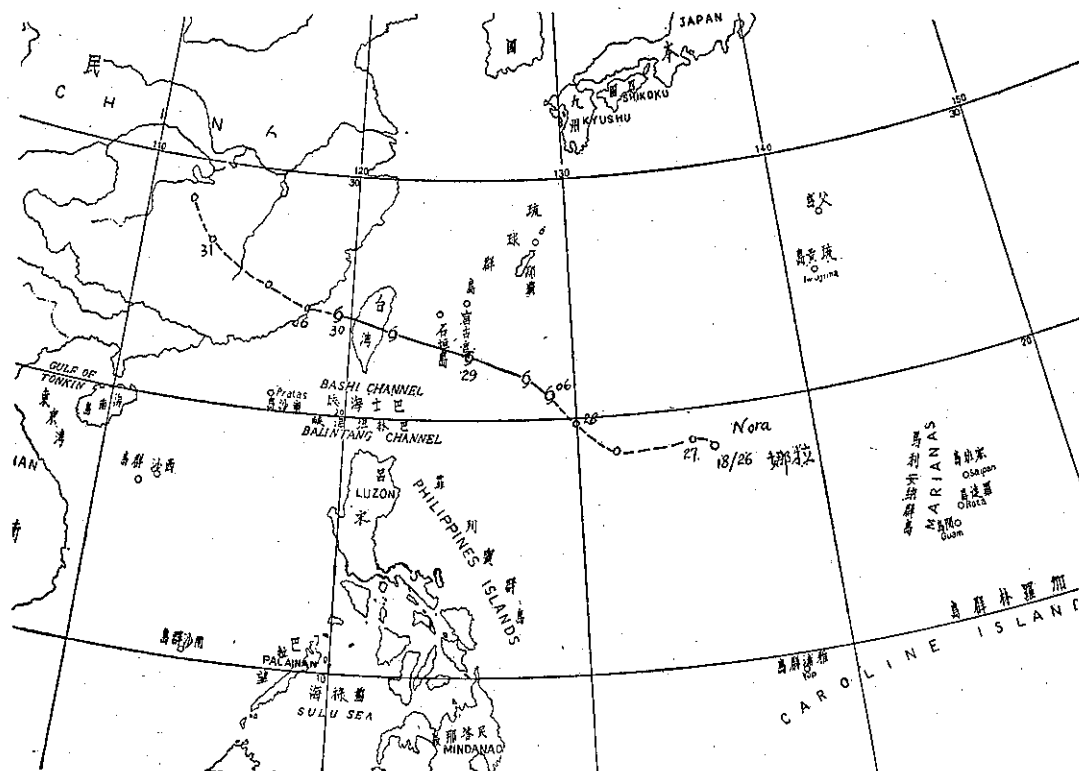


圖1：娜拉颱風之最佳路徑，民國五十六年八月

Fig.1: The best track of typhoon Nora, Aug, 1967.

### 三、娜拉颱風之路徑與天氣圖形勢

娜拉颱風之路徑，殊為單純，自初生以迄於消滅，大致均保持向西北西之走向，僅發展成輕度颱風期間走向西北，全程可分為三個階段：

(一)醗酵階段，自初見熱帶低壓出現在瑪芝後方之27日2時起，至當天20時，似屬向西行進。

(二)發展階段，自27日20時至發展為輕度颱風之28日14時，大致屬西北走向。

(三)自娜拉育成後，以迄於衰滅為熱帶低壓，大致均屬走向西北西。

茲將形成此項路徑之天氣圖形勢分析如下：

娜拉最初醗酵時，前方瑪芝颱風之中心位於 $19.2^{\circ}\text{N}$ ， $126.2^{\circ}\text{E}$ ，其路徑逐漸偏南，頗似讓出一路徑，以供娜拉之發展前進。其時赤道輻合帶(ITC)在北太平洋上之地位大致在 $15^{\circ}\text{N}$ - $20^{\circ}\text{N}$ ；氣旋及極鋒帶則自堪察加半島向西南伸至華北一帶。北太平洋高壓盤據

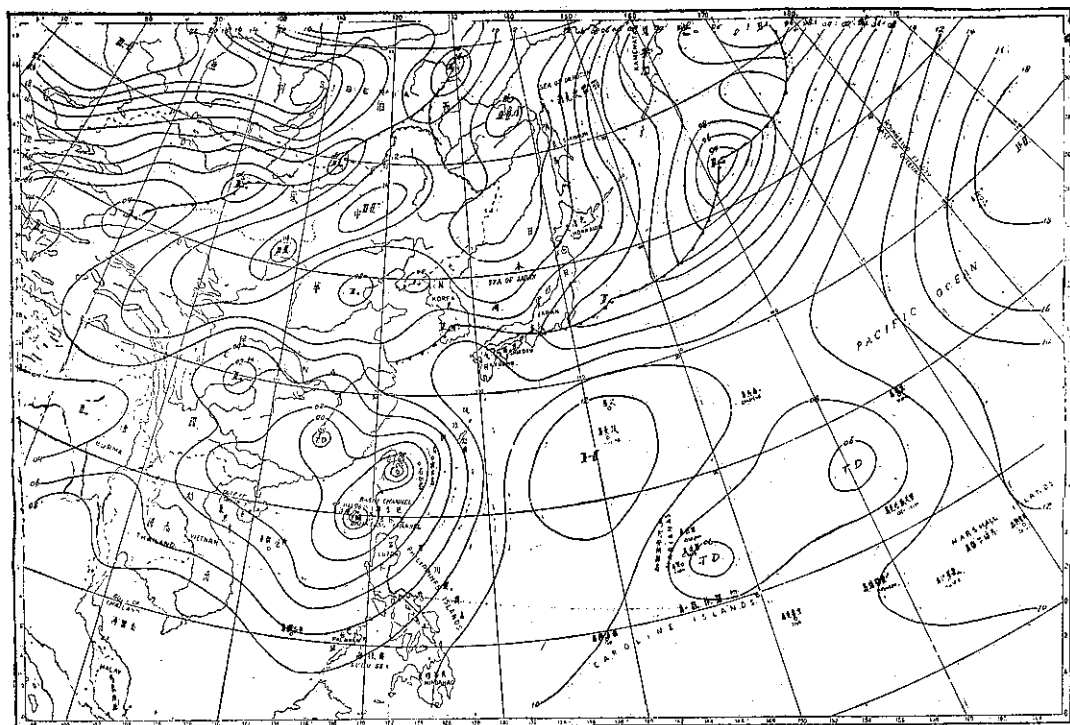


圖 2：民國五十六年八月二十九日20時之地面天氣圖  
Fig. 2: Sea level chart, 1200GCT, 29th Aug. 1967.

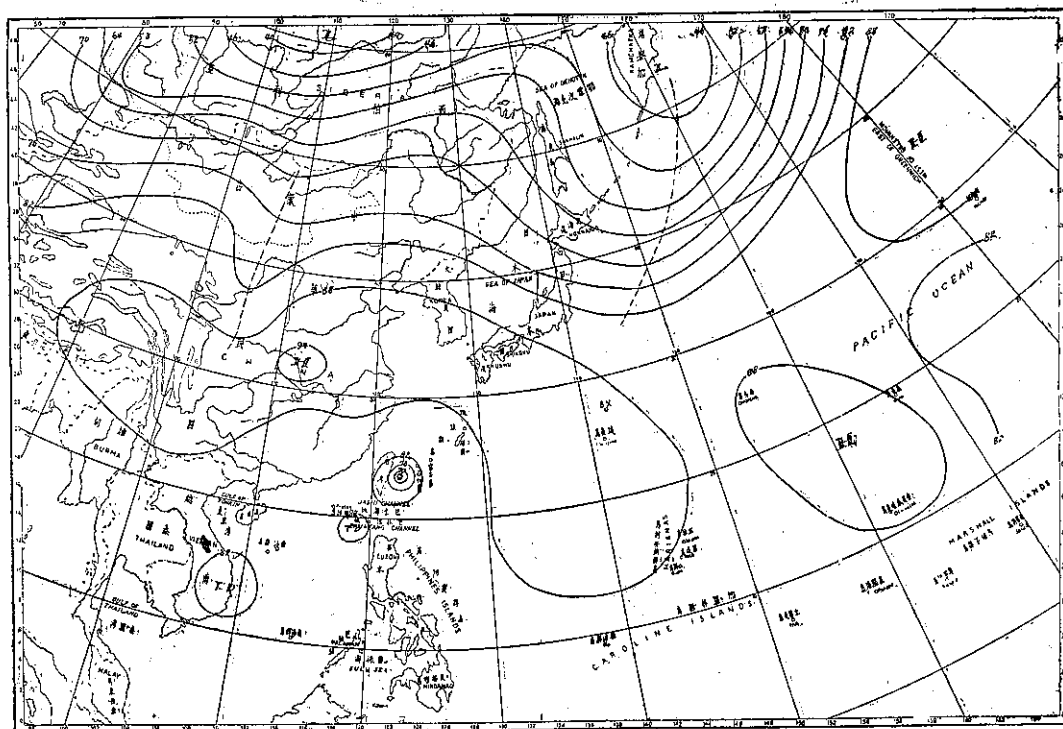


圖 3：民國五十六年八月二十九日20時之500毫巴圖  
Fig. 3: 500mb chart, 1200GCT, 29th Aug. 1967.

名「娜拉」(Nora)，測得中心位於 $22.3^{\circ}\text{N}$ ， $128.2^{\circ}\text{E}$ ，最大風速為每秒30公尺，以時速13浬走向西北西。

29日8時之地面天氣圖上，娜拉與瑪芝之勢力旗鼓相當，娜拉位於臺灣之東方；瑪芝則在臺灣之南方。前者之中心已進抵 $23.1^{\circ}\text{N}$ ， $124.9^{\circ}\text{E}$ ，中心附近之最大風速略增，經測得為每秒82公尺。時速30浬之暴風半徑約150浬。

12小時後，瑪芝進入南海，轉變為熱帶低壓，娜拉則逼近臺灣東海岸，中心氣壓在985-990mb之間，以時速15浬向西。

29日午夜前後，娜拉在花蓮附近登陸。登陸後，

中心最大風速減為20m/s。清晨4時，在新竹南方出海，隨後入臺灣海峽後益見其衰退，而瑪芝殘餘部份之熱帶低壓，則轉向巴士海峽，故二者仍有「藤原效應」之跡象可尋。

娜拉在金門附近登陸後，即減弱為熱帶低壓，繼續移向閩浙山地，至31日始告全部消失。

本局初因瑪芝颱風之逼近本省，在26日22時20分發佈第5次第1號海上颱風警報，至28日22時40分因娜拉出現直趨本島而發出海上及陸上颱風警報。30日10時20分，解除警報，娜拉颱風之路徑見圖1所示。

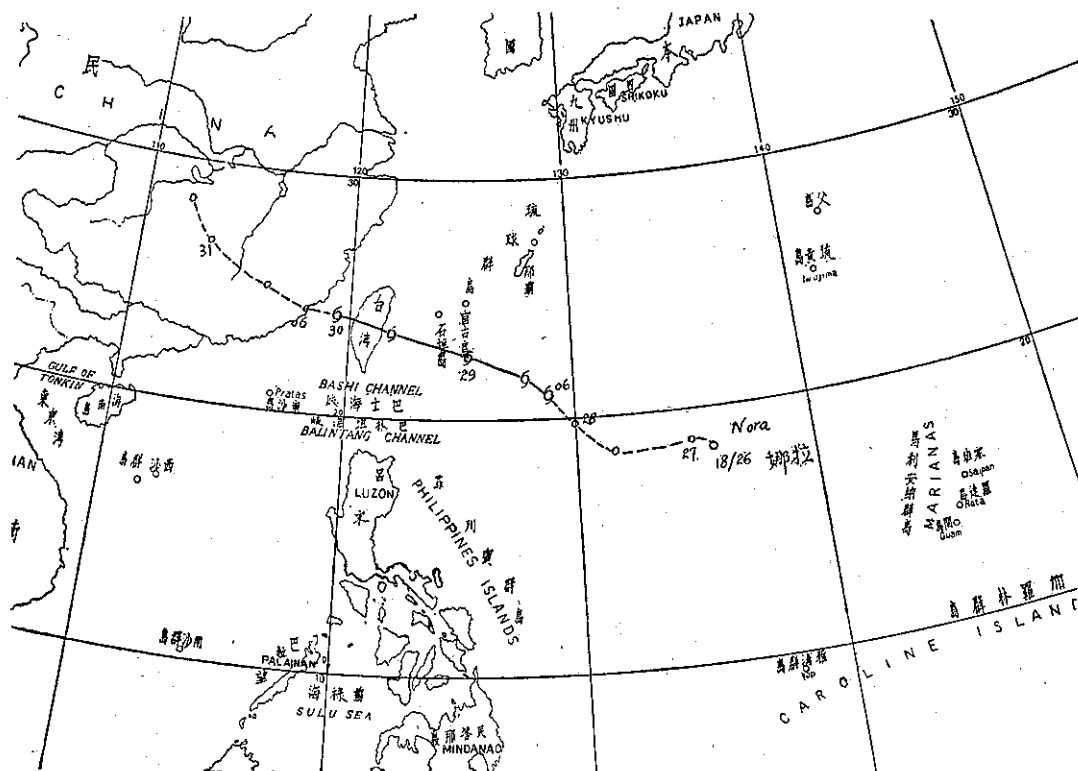


圖1：娜拉颱風之最佳路徑，民國五十六年八月

Fig.1: The best track of typhoon Nora, Aug, 1967.

### 三、娜拉颱風之路徑與天氣圖形勢

娜拉颱風之路徑，殊為單純，自初生以迄於消滅，大致均保持向西北西之走向，僅發展成輕度颱風期間走向西北，全程可分為三個階段：

(一) 醞釀階段，自初見熱帶低壓出現在瑪芝後方之27日2時起，至當天20時，似屬向西行進。

(二) 發展階段，自27日20時至發展為輕度颱風之28日14時，大致屬西北走向。

(三) 自娜拉育成後，以迄於衰滅為熱帶低壓，大致均屬走向西北西。

茲將形成此項路徑之天氣圖形勢分析如下：

娜拉最初醞釀時，前方瑪芝颱風之中心位於 $19.2^{\circ}\text{N}$ ， $126.2^{\circ}\text{E}$ ，其路徑逐漸偏南，頗似讓出一路徑，以供娜拉之發展前進。其時赤道輻合帶(ITC)在北太平洋上之地位大致在 $15^{\circ}\text{N}$ ；氣旋及極鋒帶則自堪察加半島向西南伸至華北一帶。北太平洋高壓盤據



之緯度甚高，已在阿留申群島之南方，楔形部份向西南西伸出，前端微弱之楔形已及於華南。

27日8時之500mb圖上，有一高壓在長江口外，臺灣附近緯度帶之上空均屬東風盛行。再向東則等高線轉向東南，示東南風佔優勢。可見娜拉前方毫無阻擋，勢將走向西北。

28日14時，娜拉颱風生成後，臺灣及非列賓一帶為熱帶性低壓群所盤據，北太平洋上之高氣壓已縮退，極鋒在北緯40度附近。500mb圖上，娜拉已進入東風盛行帶。臺灣上空之東風強達時速50哩，對娜拉實有導引作用，故此後一直保持西北西走向。

29日20時，娜拉在東海岸登陸之前，地面天氣圖上之形勢仍不變。阿留申群島附近之氣旋較前稍見發展。日本南方則有一反氣旋。娜拉前方仍為一廣大低壓區，因而可以暢行無阻，如圖2所示。

同一時刻之500mb圖則如圖3。圖中可見：臺灣附近之上空，氣壓梯度甚弱，無槽脊線出現，娜拉位於弱高壓之南方。此後直至其消滅，天氣圖形勢少有改變。

#### 四、娜拉颱風侵臺期間各地氣象情況

娜拉颱風由於範圍狹小，勢力微弱，故而侵襲期各地出現之風雨均不大，花蓮之最大風速僅每秒11.3公尺，雨量僅73.7公厘。其餘如陽明山之鞍部因地形影響，風力較大，但亦不過每秒25公尺而已！足見娜拉雖登陸本省花蓮附近，但影響殊微。茲將娜拉侵襲期間之各種氣象要素演變情形分述於後：

##### (一) 氣 壓

當娜拉颱風逼近臺灣之際，東岸之氣壓開始低降，28日夜間22時開始，花蓮之氣壓即見低降。29日10時以後已降至1000mb以下，當晚22時43分降至最低，得990.5mb。最大風速大約早五小時半即已出現。可見登陸前勢力之衰退至為明顯。

根據各方面之偵測報告，包括雷達及飛機偵察等資料所繪成之中心最低氣壓演變曲線（見圖4），顯示29日20時左右，此颱風之中心氣壓降至最低。娜拉之登陸花蓮附近，則在22時前後，可見已在迅速衰退之中。

圖5為娜拉颱風過境期間花蓮之氣壓變遷曲線。圖中之最低氣壓試與圖4中之最低氣壓相比較，可見花蓮在29日22時43分出現之最低氣壓990.5mb，高出其極盛時期之最低氣壓982mb，大約有8mb，除中心

登陸位置略偏花蓮以北外，唯一可以解釋者即為娜拉在登陸前因受地形影響而環流減弱。

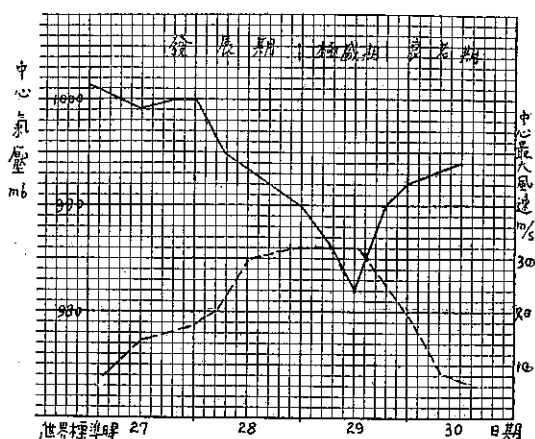


圖4：娜拉颱風中心氣壓及中心最大風速演變圖（實線氣壓，虛線風速）

Fig. 4: The variation of the lowest pressure and maximum wind velocity of typhoon Nora (solid line pressure; broken line wind velocity)

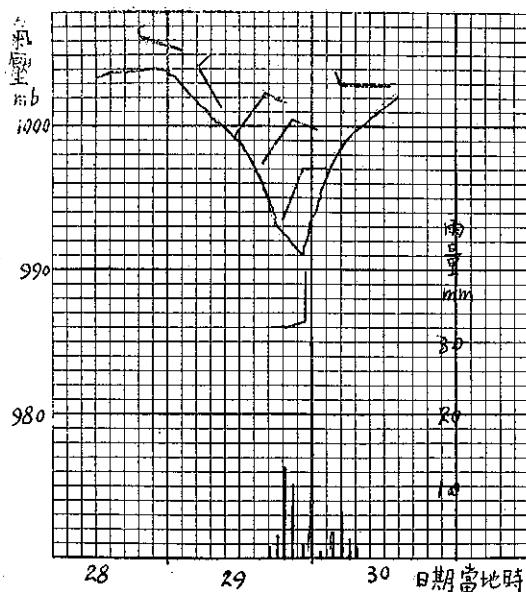


圖5：娜拉颱風中心經花蓮北方，花蓮測站所得之氣壓，風向及風速，每小時雨量變化

Fig. 5: The sequence of pressure, wind direction and speed, hourly rainfall which were observed at Hualien during typhoon Nora's passage.

表一：娜拉颱風侵襲期間本局所屬各測站紀錄綱要（民國五十六年八月28-30日）

Table 1: The meteorological summary of TWB stations during typhoon Nora's passage: (28-30 Aug1967)

地 點	最 低 氣 壓 (mb)	起 時			最大風速 及 風 向 (m/s)	起 時			瞬 間		最 大 氣 溫	風 速 濕 度	雨 量 總 計	期 間	風力6級 以上之時間 10m/s	
		日	時	分		日	時	分	風速	風向						
彰佳嶼	998.1	29	18	00	20.8 SSE	30	04	10	26.0	SSE	999.2	27.5	89 04 10	5.3	29 08 00 30 05 10	29 09 00 30 22 00
鞍 部	904.3	30	02	00	25.0 SSE	30	08	20	—	—	—	—	—	31.4	28 20 00 30 00 45	29 22 00 30 13 00
竹子湖	994.2	30	02	00	5.7 E	30	01	00	—	—	—	—	—	29.6	29 06 20 30 02 40	—
淡 水	992.8	30	02	20	16.3 ESE	30	01	10	22.2	ESE	994.1	28.8	73 01 45	23.8	29 09 35 29 23 40	29 23 40 30 08 10
基 隆	993.6	30	07	00	12.5 SSE	30	07	30	25.2	SSE	997.3	29.8	75 07 51	19.9	29 03 34 30 02 20	29 22 30 30 10 40
臺 北	993.8	30	01	00	11.3 E	30	01	10	20.6	ESE	994.1	27.8	80 01 22	16.1	28 20 05 30 01 06	30 00 50 30 01 10
新 竹	991.9	30	00	25	9.2 NE	28	15	10	14.9	NE	998.7	35.3	82 15 05	3.5	29 20 22 30 04 50	—
宜 蘭	995.9	29	23	45	18.3 ENE	29	23	20	20.0	ENE	996.7	26.8	91 23 20	31.9	28 22 05 30 01 40	29 21 00 30 01 00
臺 中	991.9	30	01	35	4.0 SSE	29	24	00	8.3	SSE	994.3	25.0	99 23 38	48.7	29 19 41 30 02 05	—
花 蓮	990.5	29	22	43	11.3 NE	29	17	20	17.4	NE	991.9	26.6	95 21 50	73.7	29 18 18 30 04 15	29 17 00 29 23 00
日月潭	883.9	30	02	00	6.7 S	30	03	50	—	—	—	—	—	63.1	29 17 25 30 02 20	29 18 10 30 04 20
澎 湖	990.4	30	02	30	14.0 NW	30	02	50	21.0	N	992.0	26.0	99 02 02	53.6	29 23 40 30 08 05	29 09 45 30 06 15
阿里山	3014.2	30	02	00	10.0 SE	30	03	00	12.2	SE	3015.8	14.9	88 02 58	22.4	29 15 24 30 07 15	30 02 50 30 03 00
玉 山	2993.1	30	02	10	16.7 SSE	30	00	50	—	—	—	—	—	26.7	29 15 35 30 10 00	30 00 00 30 10 30
新 港	993.9	29	21	40	15.0 SW	29	22	10	20.5	SW	994.0	27.7	87 22 10	90.2	28 18 14 30 12 00	28 15 00 30 12 00
水 康	993.5	29	24	00	17.2 S	29	23	10	20.1	S	993.5	25.1	99 23 55	115.4	29 19 30 30 09 31	29 22 40 30 01 15
臺 南	993.3	29	24	00	15.3 S	30	00	30	21.1	SSW	993.5	25.6	99 22 52	120.7	29 19 27 30 11 35	29 22 30 30 01 40
臺 東	994.9	29	22	52	12.3 SSW	30	11	05	21.3	SSW	996.0	29.7	94 10 58	68.8	28 20 00 30 11 37	30 10 55 30 11 30
高 雄	995.4	29	03	00	11.3 SE	30	01	00	20.1	SE	995.8	26.7	96 04 20	7.1	29 18 38 30 04 30	30 01 00 30 03 00
大 武	995.0	29	23	08	13.3 NNE	29	00	44	17.4	NNE	998.6	28.6	78 00 47	170.1	28 19 25 30 11 25	—
蘭 嶼	996.5	29	22	30	17.7 SW	29	24	00	25.3	NNE	998.3	24.9	97 03 35	18.8	29 01 45 30 15 00	29 19 40 30 02 20
恒 春	996.7	30	04	37	13.0 NE	28	11	20	17.7	NE	999.1	28.2	86 18 00	28.2	28 04 37 30 12 55	28 23 00 29 02 30
鹿林山	725.8	30	02	05	15.0 SE	29	22	30	—	—	—	—	—	25.0	29 19 30 29 04 20	29 22 00 30 01 00
東吉島	990.0	30	01	30	13.0 WNW	30	03	00	22.7	N	990.0	27.0	94 01 30	48.8	29 19 29 30 07 51	29 21 30 30 06 05

\* 700mb面之動力公尺數

\*\* 測站氣壓

，雨量亦超過100公厘。花蓮則僅73.7公厘。

### 五、災 情

娜拉颱風過境，臺灣各地之災情殊為輕微。據省警務處防颱中心八月三十日宣佈：此次娜拉過境，除

南迴公路、橫貫公路及蘇花公路略有坍方，因而交通受阻外，全省各地無重大災情發生。此實由於娜拉在登陸前，不僅勢力減弱，其範圍亦大為縮減故也。

（戚啓勳）

## 氣象學報補充稿約 (民國56年7月)

- 一、來稿須用稿紙 (以 $25 \times 24$ 之稿紙為原則)。
- 二、來稿字數以不超過15,000字,即連同圖、表,英文摘要以不超過10印刷頁為原則。
- 三、圖及表之分量以不超過全文之 $1/3$ 為原則。
- 四、英文摘要之字數以不超過1,000字為原則。
- 五、關於表格之注意點:

- (一) 表格須另用白紙繕製。
- (二) 表格上方須有標題,並加表1表2等冠號。
- (三) 表格中之項目,內容應儘量簡化。表中不重要之項目或可用文字說明者應儘量避免列入表中。
- (四) 能以文字說明之小表,請採用文字說明。
- (五) 原始記錄應加分析簡化後始可列入表中。
- (六) 統計分析表中顯著處,以\*號(顯著)及\*\*號(極顯著)表之。
- (七) 表幅應考慮適合本刊版幅為準。(寬度勿超過13.5cm)。
- (八) 表之標題應能表示內容。

### 六、關於插圖之規定:

- (一) 插圖應另貼於大張白紙上,註明作者及文題。
- (二) 插圖下方須有標題,並加圖1圖2等冠號。
- (三) 統計圖、模式圖及分佈圖一律採用120—150磅道林紙,以黑墨水繪製清楚。
- (四) 統計圖原圖幅面應在12—15cm,以便縮版。
- (五) 模式圖原圖幅面應在15—20cm,以便縮版。
- (六) 分佈圖原圖幅面應在30cm左右,以便縮版。
- (七) 繪製線條粗細應能供縮小至 $1/8$ 之程度,但不能超過縮小 $1/2$ 之程度。
- (八) 數字應正寫清楚,字之大小粗細應一律,至少能供縮至 $1/8$ 之程度。
- (九) 已列表中之內容,勿再重複以插圖表示。
- (十) 圖之標題應能表示內容。

### 七、關於照片之規定:

- (一) 照片用紙一律採用黑白光面紙。
- (二) 照片幅面應在12—15cm,以便縮版。
- (三) 照片應充分沖洗清楚,須考慮縮小至 $1/2$ 時尚能清楚之程度。
- (四) 照片如有特別指明點應加圈或箭頭表明。

八、文稿過長,或圖表過多過大時,投稿人得自行負擔印刷費。

### 九、關於參考文獻之規定:

- (一) 參考文獻以經本人確曾查閱者為限,如係來自轉載之其他書刊時,須加註明。
- (二) 作者姓名以後為發行年份,加以括號,然後為雜誌或書名、卷期數及頁數。(頁數必須註明)。
- (三) 文字敘述中述及參考文獻時,根據文獻之號數,用斜體阿刺伯字,加以括號,如(1)(2)(3)等插入文句中。

### 十、文字敘述之號次以下列為序。

中文用:一、(一) 1. (1) i. (i)

英文用: I. 1. A. a.

十一、每頁下端之腳註以小號1, 2, 3, 等阿刺伯字表之,註明於該段文字之右上角。

十二、文字敘述中之數字除十以下之數字,儘量用阿刺伯字表之。

十三、單位須用公制。單位記號例如以 m (公尺)、cm (公分)、mm (公厘)、 $m^2$  (平方公尺)、 $m^3$  (立方公尺)、cc (立方公分)、l (立升)、g (公分)、kg (公斤)、mg (公厘)、 $^{\circ}C$  (攝氏度)、% (百分之一)、ppm (百萬分之一份) 等表之,可不必另用中文。

十四、英文題目中重要之字第一字母大寫,介系詞、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為原則,名在前,姓在後。

十六、其他未盡善事項得隨時修正之。

Volume 13, Number 4

December, 1968

# METEOROLOGICAL BULLETIN

(Quarterly)

---

## CONTENTS

### Articles

- A Study of The Free Atmosphere Over Taiwan  
..... Yen-Huai Liu.....( 1 )
- Study of A Month Forecast of Temperature and Precipitation on Harmonical Analysis..... Hsu Chin-Huai .....( 23 )

### Reports

- Report on Typhoon "Nara"  
..... TAIWAN PROVINCIAL WEATHER BUREAU.....( 48 )

TAIWAN PROVINCIAL WEATHER BUREAU

64 Park Road, Taipei,

Taiwan, China.

中華民國郵政特准掛號認爲新聞紙類  
登記證：警字第一八九三號  
登記證：警字第一八九三號